

Простая радиационная модель безоблачной и облачной атмосферы

А.С. Гинзбург¹, И.Н. Мельникова^{2,3}, С.С. Новиков³, В.А. Фролькис^{4,5}

¹*Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, Москва, 119017, Россия
E-mail: gin@ifaran.ru*

²*Санкт-Петербургский государственный университет
Санкт-Петербург, 199034, Россия
E-mail: I.Melnikova@spbu.ru*

³*Российский государственный гидрометеорологический университет
Санкт-Петербург, 195196, Россия
E-mail: ssn2694ssn@mail.ru*

⁴*Петербургский государственный университет путей сообщения
Санкт-Петербург, 190031, Россия
E-mail: VFrolkis@yfl3868.spb.edu*

⁵*Главная геофизическая обсерватория им. А.И. Воейкова
Санкт-Петербург, 194021, Россия*

Статья является продолжением работы (Гинзбург и др., 2016). Представлены результаты расчетов полусферических потоков отраженной и пропущенной атмосферой солнечной радиации и лучистого притока тепла на основе простых оптических моделей безоблачной и облачной атмосферы. Для решения задачи использован метод дельта-Эддингтона, который применим в широких пределах изменения оптической толщины атмосферы. В статье рассматриваются спектральные значения внеатмосферной радиации по нескольким литературным источникам. Расчет производился для значений альbedo 0, 0,5, 0,9 и для спектральных значений, соответствующих песчаной поверхности. Было рассмотрено 4 значения зенитного угла Солнца – 0°, 30°, 40° и 60°. При сравнении с экспериментальными данными использовались соответствующие экспериментальным значения угла Солнца. Полученные значения сравниваются с данными самолетных спектральных измерений полусферических потоков солнечной радиации и показывается, что примененные простые оптические модели приводят к реальным величинам характеристик радиации, а принятый метод расчета обеспечивает достаточную точность результата. Произведены оценки мгновенного локального радиационного форсинга атмосферных аэрозолей и облака для трех моделей содержания аэрозолей и моделей облачного слоя рассмотренных в (Гинзбург и др., 2016). Приводится оценка скорости нагревания тропосферы для рассмотренных моделей. Выполнен анализ зависимостей характеристик солнечной радиации от оптической толщины атмосферы для 4 значений зенитных углов Солнца, 2 значений альbedo подстилающей поверхности 0 и 0,9 и 2 значений вероятности выживания кванта 0,999 и 0,750. Получено, что указанные зависимости существенно различаются для рассмотренных моделей атмосферы, что наглядно характеризует влияние оптических параметров атмосферы и поверхности на трансформацию потоков солнечной радиации.

Ключевые слова: солнечная радиация, полусферические потоки, лучистый приток тепла, радиационный форсинг, альbedo подстилающей поверхности, оптическая толщина, альbedo однократного рассеяния

*Одобрена к печати: 25.01.2017
DOI: 10.21046/2070-7401-2017-14-1-226-244*

Введение

Статья является продолжением работы (Гинзбург и др., 2016), посвященной простым оптическим моделям атмосферы. В настоящей работе авторы показывают результаты расчета характеристик солнечной радиации, полученные на базе ранее рассмотренных оптических моделей. Подчеркнем, что моделирование отраженной и пропущенной радиации требуется во многих задачах дистанционного зондирования Земли из космоса. Здесь представлены значения полусферических потоков отраженной и пропущенной атмосферой солнечной радиации и лучистого притока тепла на основе простых оптических моделей безоблачной и облачной атмосферы. Расчеты радиационных характеристик произведены с применением методов теории переноса излучения для построенных оптических моделей атмосферы.

Широко распространенные численные модели атмосферы объединяют оптические параметры и компьютерные коды, учитывают вертикальную неоднородность атмосферы, сезонность и пространственное разнообразие (морская или континентальная модель) (<http://www.cfa.harvard.edu/HITRAN>; Kneizis et al., 1996). При этом численные алгоритмы расчета радиационных характеристик нацелены на повышение точности расчетов и уменьшение погрешности. Эти программы очень полезны для решения прикладных задач. Однако в исследовательских целях часто необходимо анализировать влияние отдельных факторов на радиационные характеристики атмосферы, отвлекаясь от многообразных вариаций их совокупности. В таких случаях простые оптические модели однородной (для безоблачной атмосферы) или двух-трехслойной атмосферы (для учета слоев горизонтально-однородной и протяженной облачности) дают возможность оперативно варьировать исследуемые параметры атмосферы, получать результаты, зачастую не намного уступающие в точности результатам сложных моделей, и эффективно выявлять взаимосвязи ключевых параметров атмосферы и характеристик солнечной радиации.

Применение сравнительно простых методов теории переноса излучения, может быть даже и приближенных (например, двухпоточковых), позволяет оперативно произвести расчеты требуемых радиационных характеристик с приемлемой точностью. В наибольшей степени это относится к расчету полусферических потоков радиации, лучистого притока, альбедо и пропускания атмосферы, т.е. характеристик, определяющих энергетический баланс атмосферы. Однако зачастую некоторые особенности моделирования, например, вертикальная неоднородность (многослойность) атмосферы играют существенную роль в оценке радиационных характеристик (например, радиационного форсинга), значительно изменяя получаемые значения. Поэтому основная цель данной работы – оценить точность и адекватность реальности радиационных характеристик (отраженный и пропущенный потоки, лучистый приток и радиационный форсинг), рассчитанных на основе простых оптических моделей атмосферы (Гинзбург и др., 2016).

Оптическая модель описывает однородную безоблачную атмосферу, включает поглощение озона в УФ диапазоне, молекулярное рассеяние и четыре варианта содержания поглощающих аэрозолей в атмосфере для ряда длин волн в коротковолновой области спектра. Для облачной атмосферы добавляется четыре варианта горизонтально однородного, бесконечно протяженного облачного слоя, включающие облачный слой с постоянной по спектру и спектрально-зависимой оптической толщиной, двухслойной атмосферой (облако + надоблачный слой) и с облаком, размазанным по всей атмосфере. Оптическая модель как безоблачной, так и облачной атмосферы может строиться для каждой требуемой длины волны, в нашем случае выбран набор из 13 длин волн.

В рамках настоящей статьи описан метод расчета и получившиеся значения радиационных характеристик, которые сравниваются с измеренными с борта самолета спектральными значениями полусферических потоков солнечной радиации, и проведена оценка влияния содержания атмосферных аэрозолей и облачности на термический режим атмосферы.

Расчет отраженного и пропущенного потоков солнечной радиации в слое однородной атмосферы

Расчет потоков солнечной коротковолновой солнечной радиации и доли рассеянного света в потоке пропущенной солнечной радиации в условиях безоблачной атмосферы может быть выполнен различными методами теории переноса. Сравнение точности тех или иных методов для разных значений оптических параметров атмосферы представлено, например, в (Перенос радиации..., 1990; Harshvardhan, King, 1993). Для решения нашей задачи хорошо применим метод дельта-Эддингтона (Joseph et al., 1976). Для расчета интегральных по направлению визирования радиационных характеристик (потоков и притоков радиации), представляющих особенный интерес при исследовании радиационного режима атмосферы, приближенные двух-поточные методы теории переноса обеспечивают вполне приемлемую точность. Так как метод дельта-Эддингтона и его приложения к различным задачам неоднократно были опубликованы (Joseph et al., 1976; Harshvardhan, King, 1993), не будем здесь повторять набор основных формул, приведем соотношения, позволяющие учесть отражение от подстилающей поверхности и особенности освещения вертикально расположенной поверхности (например, стоящего человека).

Оптическую толщину атмосферы обозначим τ , косинус зенитного угла солнца μ_0 . Рассчитываются потоки солнечной коротковолновой радиации, отраженной на верхней границе тропосферы $\tau = 0$ (допускаем, что верхние слои атмосферы достаточно разрежены и не влияют на формирование поля солнечной радиации в тропосфере) $F^\uparrow(0, \mu_0)$, которое называют иногда *плоское альbedo атмосферы* или *отражение*, и пропущенный до уровня поверхности $F^\downarrow(\tau, \mu_0)$ на горизонтальную поверхность (*освещенность поверхности*) в единицах потока от Солнца на верхней границе атмосферы F_0 для набора зенитных углов Солнца $\arccos \mu_0$, лучистый приток радиации в слое всей атмосферы (поглощение), скорость нагревания слоя атмосферы и локальный мгновенный радиационный форсинг (который также называют *радиационный баланс* или *полный поток*) на верхней границе тропосферы для конкретной оптической модели без усреднения по времени.

Учет альbedo подстилающей поверхности производится согласно известным соотношениям (Минин, 1988).

$$\begin{aligned} \bar{F}^\uparrow(0, \mu_0) &= F^\uparrow(0, \mu_0) + A_s V(\tau) \bar{F}^\downarrow(\tau, \mu_0) \\ \bar{F}^\downarrow(\tau, \mu_0) &= \frac{F^\downarrow(\tau, \mu_0)}{1 - A_s A(0)} \end{aligned} \quad (1)$$

где $A(\tau = 0)$ и $V(\tau)$ – *сферическое альbedo* и *пропускание* атмосферы выражаются следующими интегральными соотношениями:

$$\begin{aligned} A(\tau = 0) &= 2 \int_0^1 F^\uparrow(0, \mu_0) \mu_0 d\mu_0 \\ V(\tau) &= 2 \int_0^1 F^\downarrow(\tau, \mu_0) \mu_0 d\mu_0 \end{aligned} \quad (2)$$

Откуда, выполняя интегрирование, можно получить выражения для величины $A(0)$, следуя (Harshvardhan, King, 1993):

$$A(0) = \frac{\gamma_2 (1 - e^{-2\kappa\tau})}{\kappa + \gamma_1 + (\kappa - \gamma_1) e^{-2\kappa\tau}},$$

где константы γ_1 , γ_2 и κ рассчитываются в методе Эддингтона.

Для величины $A(\tau)$ без учета прямой радиации согласно (Harshvardhan, King, 1993) используется соотношение:

$$V(\tau) = \frac{2\kappa e^{-\kappa\tau}}{\kappa + \gamma_1 + (\kappa - \gamma_1) e^{-2\kappa\tau}}.$$

Учтем прямую радиацию в формуле для $V(\tau)$, добавив слагаемое:

$$\int_0^1 \mu \exp\left(\frac{-\tau}{\mu}\right) d\mu = 2 \int_1^\infty \frac{\exp(-\tau s)}{s^3} ds = \exp(-\tau)(1 - \tau) + \tau^2 E_1(\tau), \quad (3)$$

где $E_1(\tau)$ – интегральная показательная функция первого порядка, для нее справедливы разложения (Минин, 1988), то есть в случае малой оптической толщины $\tau < 1$:

$$E_1(\tau) = -0.5772 - \ln \tau + \tau - \frac{\tau^2}{2 \cdot 2!} + \frac{\tau^3}{3 \cdot 3!} + \dots,$$

и в случае большой оптической толщины $\tau > 1$:

$$E_1(\tau) = \frac{\exp(-\tau)}{\tau} \left(1 - \frac{1}{\tau} + \frac{2}{\tau^2} - \frac{6}{\tau^3} + \dots \right).$$

Таким образом, учет прямой радиации в случае оптически тонкой и оптически толстой атмосферы осуществляется по разным формулам. Здесь необходимо заметить, что если оптическая толщина атмосферы больше 4, то $E_1(\tau) < 0,01$ и прямым излучением можно пренебречь.

Доля рассеянного света в пропущенном потоке (обозначим ее tt) может быть вычислена по очевидной формуле:

$$tt = \frac{\bar{F}^\downarrow(\tau, \mu_0) - \exp(-\tau/\mu_0)}{\bar{F}^\downarrow(\tau, \mu_0)}. \quad (4)$$

Используя значение пропущенного потока, можно получить также поток прямой и диффузной радиации на вертикальную поверхность (например, поток УФ-радиации приходящий на кожу стоящего вертикально человека), применяя следующие соотношения (Konratyev, Fedorova, 1977; Koeperke et al., 2009):

$\bar{F}_{Direct}^\downarrow(\tau_0, \mu_0) = \sqrt{1 - \mu_0^2} \exp(-\tau_0/\mu_0)$ – поток прямой радиации на вертикальную поверхность, ориентированную на солнце. Естественно, на поверхность, ориентированную противоположно солнцу, поток прямой радиации будет равен 0.

$\bar{F}_{Diff}^{\downarrow}(\tau_0, \mu_0) = 0.5 [\bar{F}^{\downarrow}(\tau_0, \mu_0) - \exp(-\tau_0/\mu_0)]$ – поток рассеянной радиации на вертикальную поверхность оказывается равен половине потока рассеянной радиации на горизонтальную поверхность.

$\bar{F}_{Sum}^{\downarrow}(\tau_0, \mu_0) = \sqrt{1 - \mu_0^2} \exp(-\tau_0/\mu_0) + 0,5 [\bar{F}^{\downarrow}(\tau_0, \mu_0) - \exp(-\tau_0/\mu_0)]$ – поток суммарной радиации на вертикальную поверхность, ориентированную на солнце.

В работе (Kondratyev, Fedorova, 1977) также приведен полный набор формул для расчета потоков радиации, падающих на наклонные поверхности с учетом ориентации по отношению к солнцу.

Внеатмосферная солнечная радиация

После расчета характеристик радиации с применением какого либо метода теории переноса излучения в относительных единицах следует полученные величины умножить на косинус зенитного угла солнца и значения внеатмосферного потока солнечной радиации на верхней границе атмосферы на соответствующей длине волны. Следует отметить, что в разных источниках приведены различные значения внеатмосферного потока в УФ-области в силу сильной спектральной изменчивости и разных спектральных интервалов усреднения.

В табл. 1 и на рис. 1 приведены данные различных авторов (Johnson, 1954; Макарова и др., 1991; La Lettre..., 2002) и измерения с борта самолета на высоте 5 км (Кондратьев, Жвалев, 1981; Васильев, Мельникова, 2002) для того, чтобы показать важность тщательного отбора данных по внеатмосферной радиации для получения результатов в энергетических единицах. В настоящей работе для расчетов использованы значения из работы (Макарова и др., 1991).

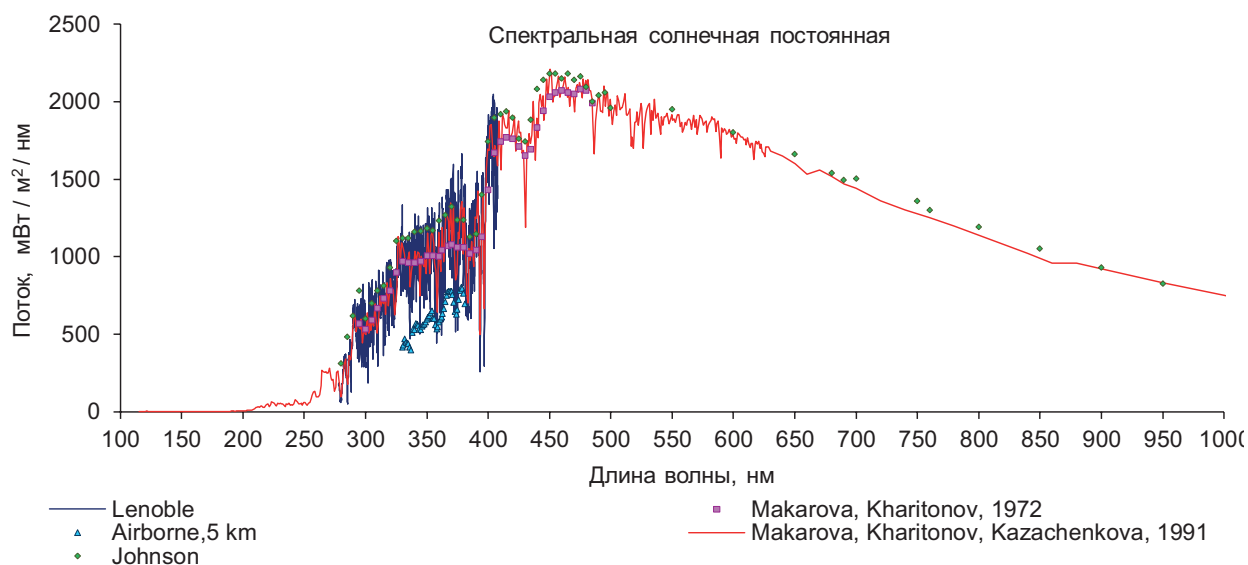


Рис. 1. Спектр внеатмосферной солнечной радиации по данным разных авторов

Таблица 1. Значения внеатмосферного потока солнечной радиации по разным источникам

Источник	I, мкм	0,28	0,30	0,32	0,34	0,36	0,4	0,5	0,6	0,68	0,7	0,76	0,8	0,9
		Интервал усреднения 50 А												
<i>Макарова, Харитонов 1972</i>	F _{0^o} , мВт м ⁻² нм ⁻¹ Средние x-ки	312	530	782	959	1000	1430	2000	1750	1520	1480	1280	1160	897
		Интервал усреднения 100 А												
<i>Johnson, 1954</i>	F _{0^o} , мВт м ⁻² нм ⁻¹ Средние x-ки	312	600	930	1164	1230	1742	1960	1802	1539	1504	1298	1190	927
		Интервал усреднения 100 А												
<i>La Lettre...., 2002</i>	F _{0^o} , мВт м ⁻² нм ⁻¹ Высокое спектральное разрешение	87,96	305,72	793,8	1195,8	1294,8	1850,0							
		Интервал усреднения 0,5 А												
<i>Макарова, Харитонов Казаченкова 1991</i>	F ₀ , мВт м-2нм-1 Высокое спектральное разрешение	100,0	497,0	859,0	1040	1160	1690	1900	1760	1520	1440	1250	1140	922
		Интервал усреднения 100 А												

Результаты расчетов и сравнение с экспериментальными данными

Представлены результаты расчетов отраженного от атмосферы и пропущенного потоков радиации и лучистого притока в атмосфере методом дельта-Эддингтона. Было выбрано три значения альbedo подстилающей поверхности 0, 0,5, 0,9, а также альbedo, соответствующее спектральной зависимости для песчаной поверхности согласно (Varotsos et al., 2014). Расчеты были выполнены для ряда зенитных углов солнца: 0, 15, 30, 40, 50, 60, 70 и 80 градусов. Полученные в результате расчетов результаты сравниваются с данными спектральных самолетных измерений полусферических потоков солнечной радиации в безоблачной и облачной атмосфере над разными поверхностями и с разными условиями запыленности атмосферы (Кондратьев, Жвалев, 1981) – для безоблачной атмосферы (Кондратьев, Биненко, 1984) – для облачной атмосферы (Васильев, Мельникова, 2002). Подчеркнем, что результаты указанных спектральных самолетных измерений полусферических потоков солнечной радиации до сих пор остаются уникальными. Более современные самолетные измерения, выполняющиеся в НАСА с применением фильтрового восьмиканального прибора CAR (King, Radke, Hobbs, 1990), позволяют получить значения интенсивности для 8 длин волн в коротковолновом диапазоне. Однако, поскольку для описания влияния солнечной радиации на нагревание и охлаждение атмосферы важны именно потоки, здесь мы их и рассматриваем.

Безоблачная атмосфера, полусферические потоки солнечной радиации

На *рис. 2* показаны результаты расчета отраженного и пропущенного атмосферой потоков и измеренные с борта самолета спектральные зависимости полусферических потоков солнечной радиации в безоблачной атмосфере на высоте 5 км (отраженный поток) и 0,5 км (пропущенный поток) (Васильев, Мельникова, 2002). Измерения проводились над однородными подстилающими поверхностями, здесь использованы данные измерений над песчаной поверхностью пустыни Кара-Кум и над водной поверхностью Ладожского озера. Даты проведения самолетных экспериментов приведены на рисунках. На рисунках приведены результаты, рассчитанные для зенитных углов солнца, наиболее близких к условиям измерений. Видно, что отраженный поток в случае песчаной поверхности (Кара-Кум) демонстрирует заметный сдвиг максимума в красную область длин волн, что объясняется спектральной зависимостью альbedo поверхности (Гинзбург и др., 2016; Varotsos et al., 2014) – красноватым цветом песка. Модельные расчеты представлены для постоянного по спектру значения альbedo поверхности, равного 0 и 0,5. Видно, что модельные расчеты пропущенного атмосферой потока для случая Аэрозоль 2 хорошо согласуются с измерениями над пустыней, а Аэрозоль 1 – с измерениями над Ладожским озером.

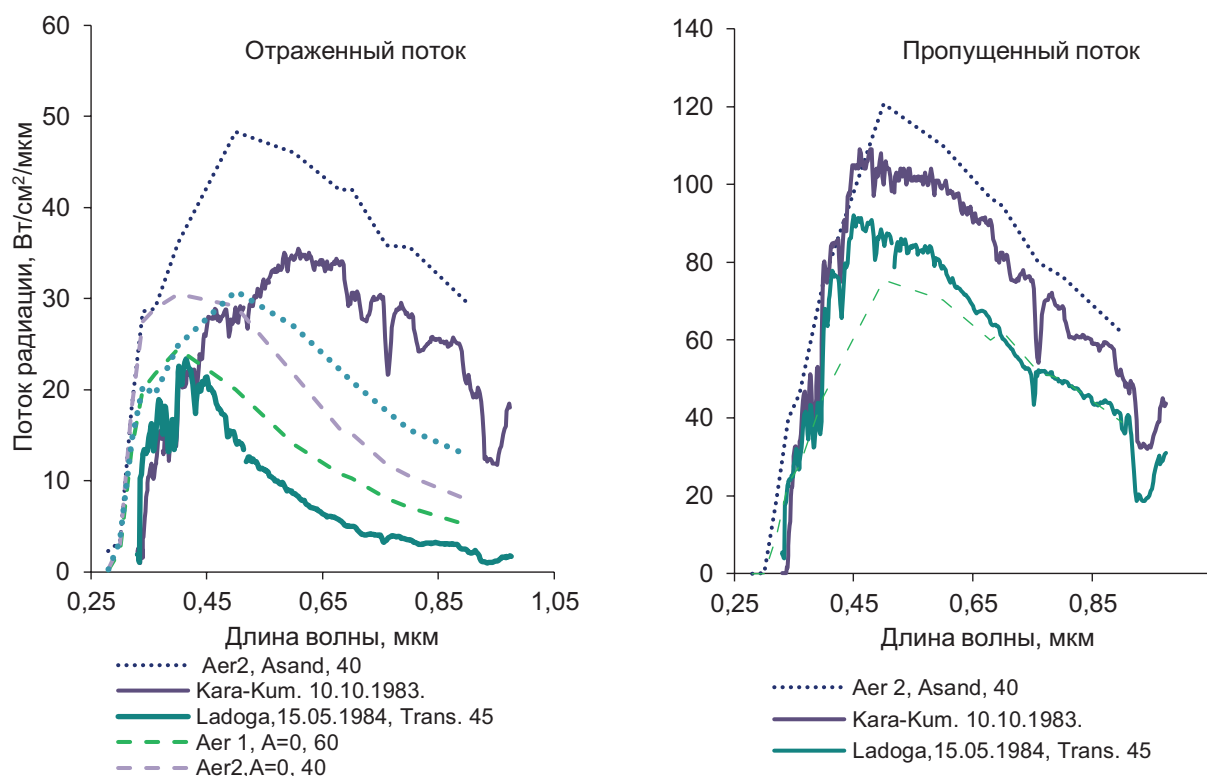


Рис. 2. Потoki солнечной радиации в безоблачной атмосфере, рассчитанные для моделей Аэрозоль 1, 2 и 3, для альбедо поверхности $A=0, 0,5$ и альбедо песчаной поверхности Asand (Varotsos et al., 2014), и для зенитных углов солнца 40° и 60° – прерывистые линии, а также результаты самолетных измерений: отраженный поток (на высоте 5 км) и пропущенный поток (на высоте 0,5 км) – сплошные линии

Безоблачная атмосфера, лучистый приток

Лучистый приток радиации в слое атмосферы рассчитан по формуле, вытекающей из его определения, как разность радиационных балансов на верхней и нижней границах:

$$R(\mu_0) = F_0 \left[(1 - \bar{F}^\uparrow(0, \mu_0)) - (1 - A_s) \bar{F}^\downarrow(\tau, \mu_0) \right]. \quad (5)$$

В экспериментальных значениях уровень $\tau = 0$ соответствует 5 км – верхнему уровню измерений и нижний уровень $\tau = 0,5$ км – наименьшей высоте полета.

Соответствующие результаты модельных расчетов и самолетных измерений показаны на рис. 3 для трех моделей содержания аэрозолей 0, 1 и 3, трех вариантов альбедо подстилающей поверхности и зенитных углов Солнца наиболее близких к условиям измерений.

Отметим, что измерения над пустыней Кара-Кум 12.10.1983 (рис. 3) выполнялись после пыльной бури в пустыне и хорошо соответствуют модели Аэрозоль 3. Большое количество песчаного аэрозоля в атмосфере вместе со спектральной зависимостью альбедо подстилающей поверхности вызывают сдвиг поглощения в красную область спектра.

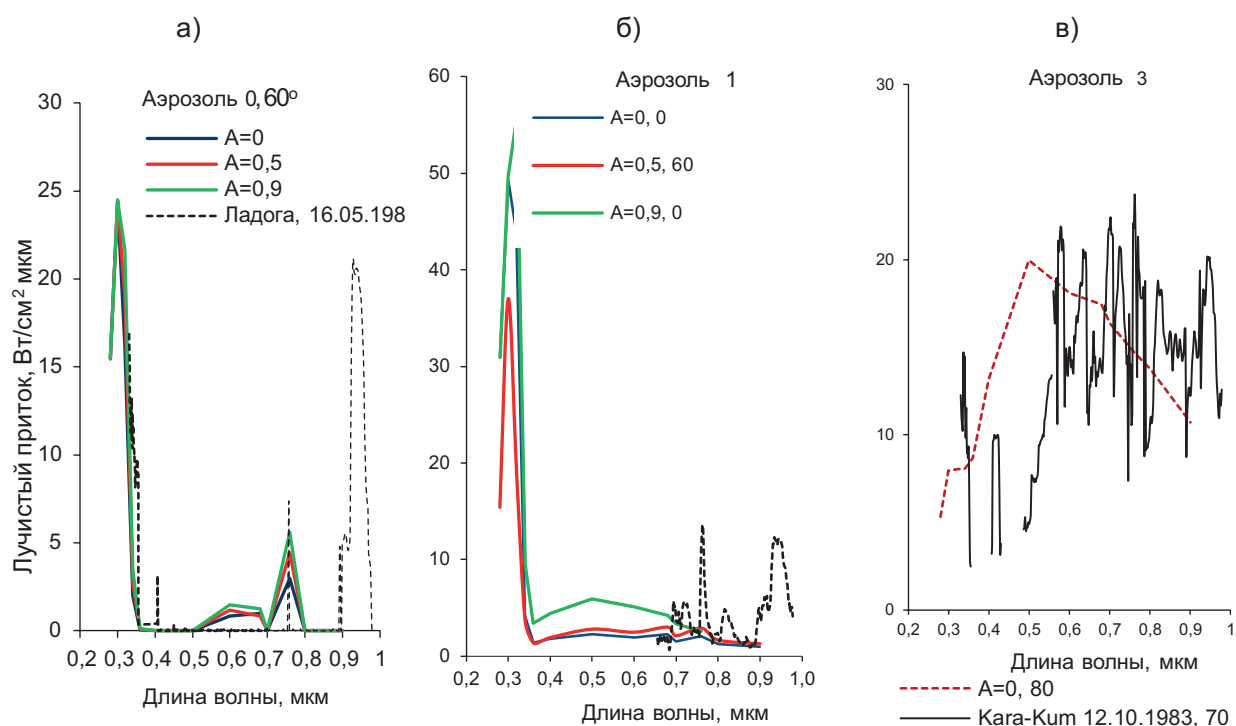


Рис. 3. Лучистые притоки тепла, рассчитанные на основе простых оптических моделей для трех моделей атмосферных аэрозолей и измеренные с борта самолета в слое безоблачной атмосферы. Значения альbedo поверхности и зенитного угла Солнца в градусах указаны на рисунках

Модели облачной атмосферы. Полусферические потоки солнечной радиации

На рис. 4 показаны результаты расчетов и измерений потоков отраженной и пропущенной радиации облачной атмосферой по методу дельта-Эддингтона. Напомним, что модель Облако 1 соответствует облаку, «размазанному» по всей атмосфере, где оптическая толщина облака просто складывается с оптической толщиной рассеяния всей атмосферы и затем рассчитывается альbedo однократного рассеяния (Гинзбург и др., 2016). Модель Облако 2 предполагает двухслойную атмосферу: нижний слой до 1 км – это облако, оптическая толщина которого суммируется с оптической толщиной атмосферы в слое 0–1 км, а над облаком находится верхний слой безоблачной атмосферы. Напомним, что модель Облако 3 рассматривает меняющуюся с длиной волны оптическую толщину облака согласно зависимостям, полученным при восстановлении оптической толщины из самолетных, спутниковых и наземных измерений солнечной радиации в облачной атмосфере (Васильев, Мельникова, 2002).

Лучистый приток. Облачная атмосфера

На рис. 5 сравниваются результаты расчетов величины лучистого притока тепла в абсолютных энергетических единицах по моделям Аэрозоль 2 и 3 и Облако 1 и 2 и самолет-

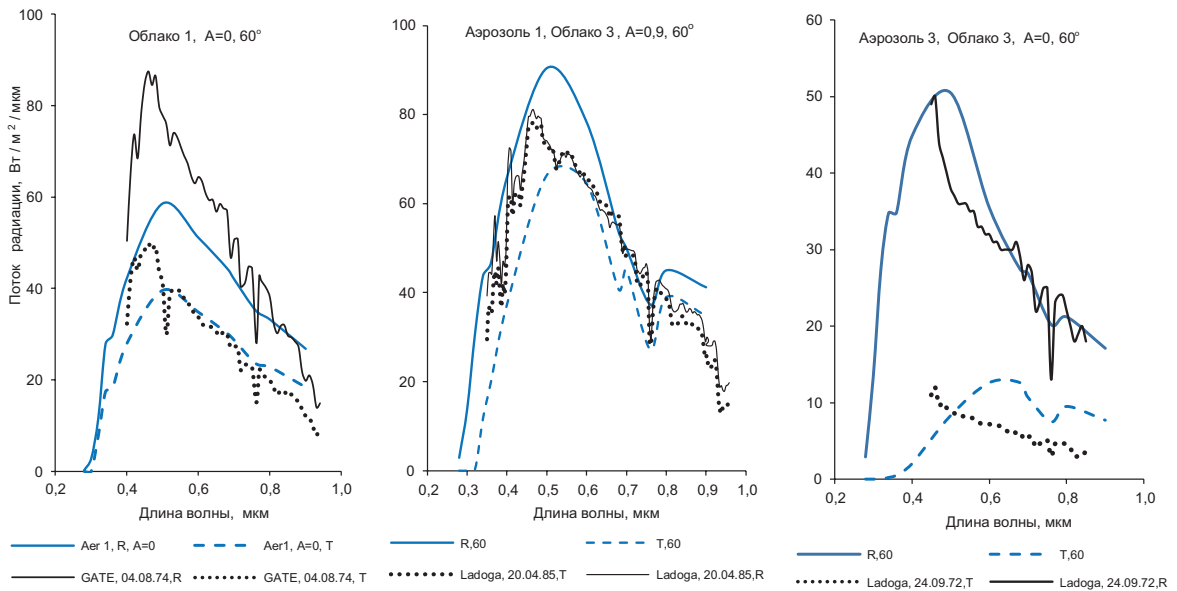


Рис. 4. Поток солнечной радиации в облачной атмосфере, рассчитанные для моделей Аэрозоль 1 и 3, для альбедо поверхности $A=0, 0,9$ и для зенитных углов солнца 40° и 60° , – синие линии и результаты самолетных измерений – черные линии: отраженный поток над облаком (сплошная линия) и пропущенный поток под облаком (прерывистая)

ных измерений над водной и снежной поверхностью. Видно, что измеренный лучистый приток тепла находится в рамках значений рассчитанных по рассмотренным моделям содержания аэрозолей. На рис. 6 показаны значения лучистого притока тепла в облачном слое, рассчитанные по модели Облако 3 для трех случаев содержания аэрозолей и альбедо водной поверхности в относительных единицах потока на верхней границе атмосферы, и результаты самолетных измерений (Кондратьев, Жвалев, 1981). Из рисунка следует, что в основном в атмосфере осуществляются модели содержания аэрозолей 1 и 2.

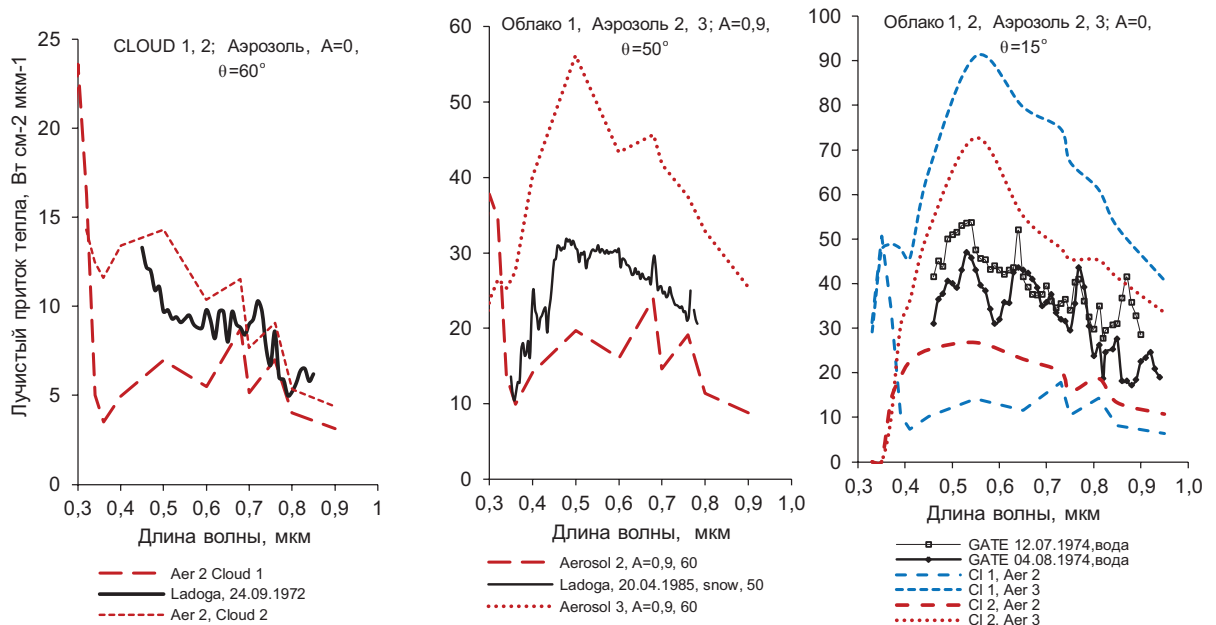


Рис. 5. Лучистый приток тепла, рассчитанный по моделям Аэрозоль 2 и 3, Облако 1 и 2 (цветные линии) и измеренный с борта самолета (черные линии) над водной ($A=0$) и снежной ($A=0,9$) поверхностью. Зенитные углы солнца указаны на рисунке

Однако измерения по программе GATE, над Атлантическим океаном вблизи Северо-западного побережья Африки после выноса песка из Сахары показывают сильное поглощение солнечной радиации, приближающееся к модели Аэрозоль 3.

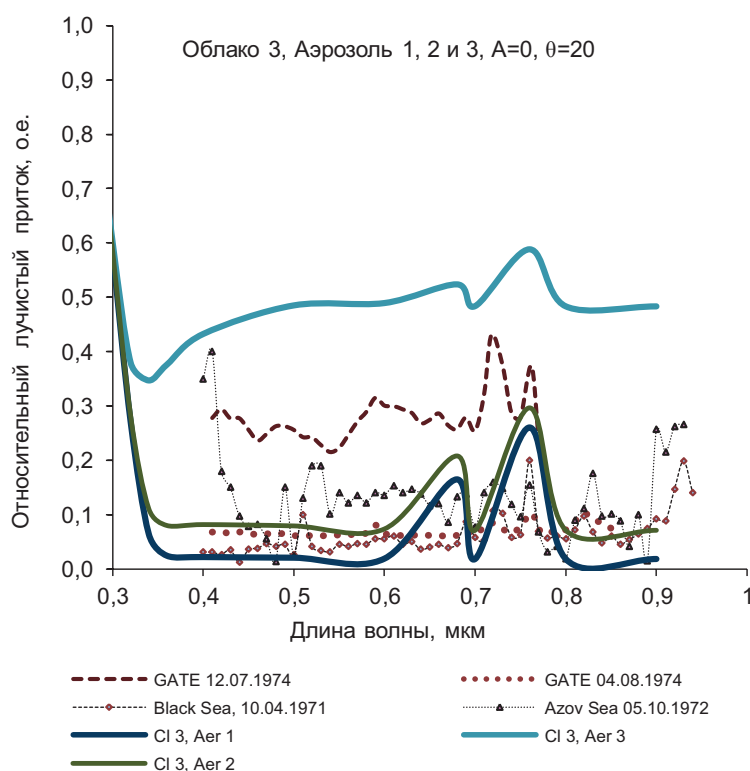


Рис. 6. Лучистый приток тепла в относительных единицах, рассчитанный по модели Облако 3 и содержания аэрозолей 1, 2 и 3 (сплошные линии) и измеренный с борта самолета над морской поверхностью (прерывистые линии с символами)

Радиационный форсинг

Отметим, что в настоящей работе рассматривается величина, отличная от классически определенного радиационного форсинга (радиационного воздействия), который соответствует глобальной характеристике радиационного режима атмосферы и поверхности (вариации измеренного радиационного баланса на уровне тропосферы), интегральной по спектру и усредненной за значительный промежуток времени. В последнее время рассматриваются локальные величины за короткий промежуток времени или даже мгновенные для исследования временных и пространственных вариаций форсинга (Reddy et al., 2015; Xu et al., 2016).

Величины, которые мы анализируем здесь, можно назвать локальные мгновенные аэрозольный и облачный форсинги; и определить их как разности радиационных балансов на верхней границе тропосферы в присутствии аэрозолей и без аэрозолей, и также с облаками и без облаков:

$$f_{aeros} = \left[(1 - F^{\uparrow})_{Aer\ i} - (1 - F^{\uparrow})_{Aer\ 0} \right] F_0^{\downarrow} \mu_0, \quad f_{cloud} = \left[(1 - F^{\uparrow})_{cloud} - (1 - F^{\uparrow})_{clear} \right] F_0^{\downarrow} \mu_0. \quad (6)$$

Для выполнения оценок было произведено численное интегрирование величины $1 - F^\uparrow$ (радиационного баланса на верхней границе тропосферы) по спектру и по косинусу зенитного угла солнца μ_0 . Результаты приведены в *табл. 2*.

Таблица 2. Локальный мгновенный форсинг

	<i>Безоблачная атмосфера</i>			<i>Облако 1</i>			<i>Облако 2</i>		
	$1-F^\uparrow$	<i>Форсинг Аэрозоль</i>		$1-F^\uparrow$	<i>Форсинг Аэрозоль</i>	<i>Форсинг Облако</i>	$1-F^\uparrow$	<i>Форсинг Аэрозоль</i>	<i>Форсинг Облако</i>
		<i>Простая модель</i>	<i>Численный метод</i>						
Аэр=0 Вт/м ²	0,761	0,000	0,000	0,484	0,0000	-0,2767 -50,15	0,774	0,0000	0,0133 2,41
Аэр=1 Вт/м ²	0,759	-0,0024 -0,435	-0,9	0,483	-0,0012 -0,2175	-0,2755 -49,93	0,534	-0,2403 -43,55	-0,2246 -40,71
Аэр=2 Вт/м ²	0,768	0,0065 1,20	3,8	0,492	0,0077 1,40	-0,2755 -49,93	0,580	-0,1949 -35,14	-0,1835 -33,26
Аэр=3 Вт/м ²	0,863	0,1021 18,50	15,1	0,679	0,1945 35,25	-0,1843 -33,40	0,710	-0,064 -11,58	-0,153 -27,2

В верхней строчке ячеек *табл. 2* показаны относительные величины форсинга, в нижней – значения в абсолютных энергетических единицах.

В случае безоблачной атмосферы аэрозольная модель 1 приводит к отрицательным значениям форсинга, способствуя отражению солнечной радиации атмосферой. Модели аэрозоля 2 и 3 дают положительный форсинг и приводят к нагреванию системы атмосфера–поверхность. Результаты показывают, что «размазанное» по всей атмосфере Облако 1 усиливает воздействие атмосферного аэрозоля по сравнению с безоблачной атмосферой, однако само облако является охлаждающим фактором, приводя к отрицательным значениям форсинга.

В случае двухслойной атмосферы, включающей облачный слой (Облако 2), усиливается охлаждающее воздействие аэрозолей для всех рассмотренных аэрозольных моделей. Во всех случаях в модели Облако 2 облако оказывает охлаждающее воздействие при равных условиях содержания аэрозолей за исключением случая полного отсутствия аэрозолей в атмосфере. Это небольшое нагревающее влияние можно объяснить более значительным влиянием газовых полос поглощения в облачной среде.

Из сравнения с численным методом расчета форсинга (Frolkis, Rozanov, 1993) с использованием неоднородной по высоте 26-слойной конвективной модели атмосферы видно, что для безоблачной атмосферы простая однородная модель атмосферы приводит к некоторому отличию значений радиационного форсинга и совпадает по знаку и порядку величин. Расчет потоков и лучистого притока показывает приемлемую точность модели однородного слоя. Полученные значения радиационного форсинга оказались близки к приведенным в работах (Reddy et al., 2015; Xu et al., 2016).

Скорость нагревания

Оценка скорости нагревания слоя атмосферы солнечной коротковолновой радиацией может быть выполнена по известной формуле:

$$\left(\frac{dT}{dt}\right)_p = \frac{S_\lambda}{\rho_d C_p} \frac{dR}{dz}, \quad (7)$$

где значения постоянных выбрано согласно (Wallace, Hobbs, 1977):

F_0 - 1380 Вт/м² – солнечная постоянная в коротковолновом спектральном диапазоне (0,3–1,0 мкм);

$\rho = 1$ кг/м³ – плотность воздуха на уровне 800 мб;

$C_p = 1005$ Дж/(кг град)– удельная теплоемкость сухого воздуха;

$C_p = 1952$ Дж/(кг град) – удельная теплоемкость водяного пара при постоянном давлении;

$C_p = 4218$ Дж/(кг град)– удельная теплоемкость жидкой воды при 0 °С.

Теплоемкость в облачной атмосфере может быть рассчитана согласно (Матвеев, 2000, стр. 105) по формуле:

$$C_p = (1005\rho_d + 1952a + 4218LWC)/(\rho_d + a + LWC), \quad (8)$$

где: ρ_d – плотность сухого воздуха; a – абсолютная влажность атмосферы, кг/м³; LWC – водность облака, кг/м³.

Слагаемое с водяным паром в формуле (8) дает вклад в 100 раз меньший, чем слагаемое для сухого воздуха. А третье слагаемое – в 1000 раз меньше. Поэтому приближенно можно считать теплоемкость воздуха в облаках равной теплоемкости сухого воздуха $C_p = 1005$ Дж/(кг град).

Для расчетов принята толщина слоя атмосферы 10 км и длительность светлого времени суток 10 часов. Полученные значения представлены в *табл. 3*, где приведены результаты для двух моделей содержания аэрозолей в безоблачной атмосфере и трех вариантов моделей облачной атмосферы: Облако 1 – облако размазано по всей тропосфере; Облако 2 – двухслойная атмосфера, где облако помещается в нижнем слое 0–1 км; Облако 3, обладающее спектрально-зависимой оптической толщиной.

Таблица 3. Скорость нагревания слоя атмосферы

<i>Модель</i>	<i>dT/dt, град/сут</i>							
	<i>Безоблачная Атмосфера</i>		<i>Облако 1</i>		<i>Облако 2</i>		<i>Облако 3</i>	
A_s	0	0,9	0	0,9	0	0,9	0	0,9
Аэрозоль 1	0,010	0,012	0,015	0,052	0,018 0,062	0,019 0,399	0,012	0,024
Аэрозоль 3	0,085	0,115	0,106	0,113	0,083 0,271	0,116 0,403	0,196	0,201

В колонках, обозначенных «Облако 2», верхнее число указывает скорость нагревания верхнего слоя надоблачной атмосферы, а нижнее – скорость нагревания в облаке, находящемся в слое 0–1 км. Отметим, что в двухслойной облачной атмосфере нагревание в облаке значительно превышает значения для облака, «размазанного по тропосфере». Модель Облако 3 со спектрально-зависимой оптической толщиной (размазанное по тропосфере) приводит к более низким значениям для модели содержания Аэрозоль 1 и более высоким значениям для модели Аэрозоль 3.

Все модели облачной атмосферы дают большие скорости нагревания, чем безоблачная атмосфера, за исключением случая Облако 1, Аэрозоль 3 и альbedo поверхности 0,9, где скорость нагревания оказалась чуть меньше. Можно также отметить слабое влияние альbedo поверхности на скорость нагревания в безоблачной атмосфере и в моделях Облако 1 и Облако 3. Однако в двухслойной модели Облако 2 скорость нагревания облачного слоя значительно увеличивается с ростом альbedo поверхности, особенно в случае низкого содержания аэрозолей (в 6 раз!).

Влияние оптических параметров атмосферы на характеристики солнечной радиации

Выше представлены результаты, полученные из радиационных расчетов на основе реальных оптических параметров безоблачной и облачной атмосферы. Рассмотрим, как меняются полусферические потоки отраженной F^\uparrow и пропущенной F^\downarrow радиации и лучистый приток R с изменением оптической толщины τ от 0,2 до 15 для двух значений вероятности выживания кванта: $\omega = 0,750$ и $0,999$ и альbedo подстилающей поверхности $A = 0$ и $0,9$. На *рис. 7* показаны зависимости радиационных характеристик от оптической толщины для $\omega = 0,999$, зенитных углов солнца $\theta = 0, 30, 40, 8 60^\circ$ и двух упомянутых значений альbedo поверхности. Параметр асимметрии индикатрисы рассеяния выбран 0,8. Отметим практически отсутствие зависимости от зенитного угла солнца лучистого притока тепла R при альbedo поверхности $A = 0$ и очень слабую зависимость при альbedo $A = 0,9$. Черным цветом обозначены линии тренда, формулы которых также есть на рисунках. Причем зависимость от оптической толщины близка к линейной: $R = 0,002\tau$ для $A = 0$ и $0,9$ и $R = 0,004\tau$ для $A = 0,9$.

Представляет интерес проследить, как меняется характер зависимостей, соответствующих отраженному и пропущенному потокам излучения при переходе от альbedo 0 к альbedo поверхности 0,9, а также переход от возрастания к убыванию с ростом оптической толщины для отраженного потока. При высоком альbedo поверхности отраженный поток почти не зависит от оптической толщины и сохраняется близким к альbedo поверхности.

На рисунках также можно заметить, что в этом случае отраженный и пропущенный потоки и лучистый приток излучения с приемлемой точностью можно аппроксимировать линейными зависимостями от оптической толщины: $F^\uparrow = 0,896 - 0,003\tau$; $F^\downarrow = 1,01 - 0,02\tau$

и $R = 0,004\tau$. Подобная простая линейная зависимость лучистого притока от оптической толщины была отмечена ранее в работах (Кондратьев, Биненко, Мельникова, 1996; Kondratyev, Binenko, Melnikova, 1997).

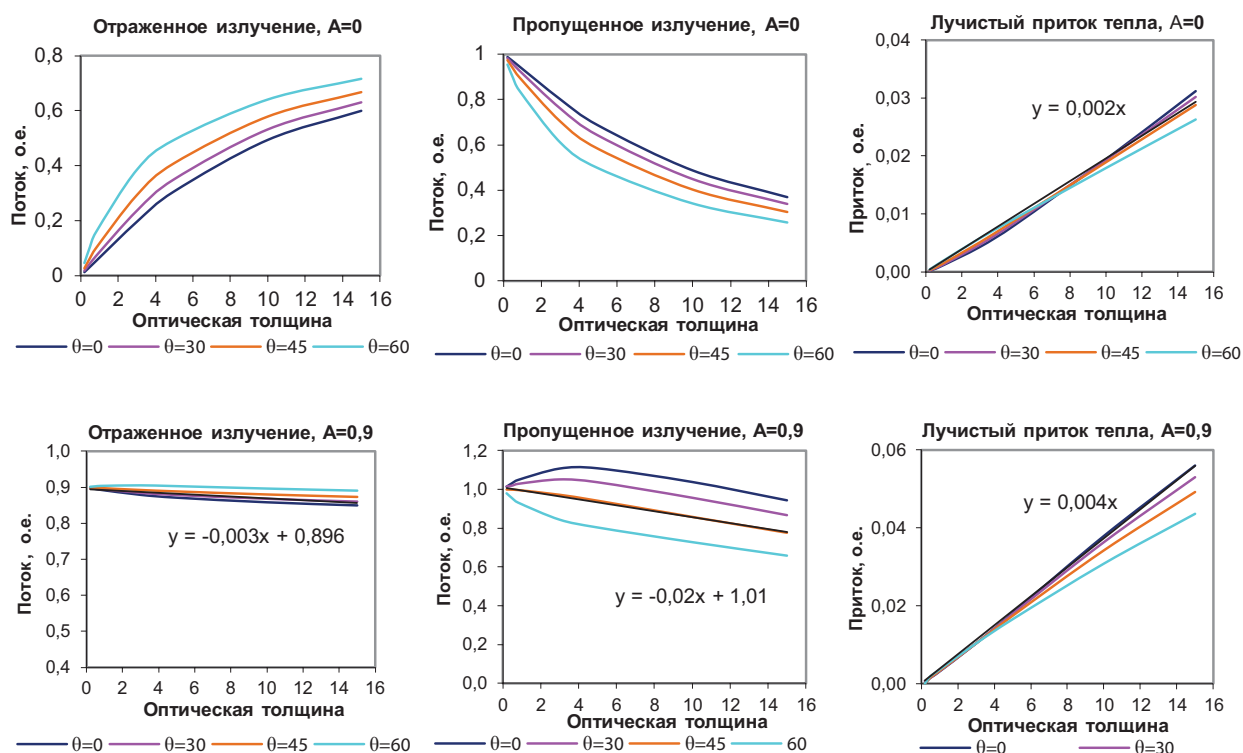


Рис. 7. Зависимость характеристик радиации от оптической толщины при $\omega = 0,999$, альbedo подстилающей поверхности $A = 0$ и $0,9$ и для 4-х значений зенитного угла солнца, указанных на рисунках

Иная ситуация при сильном истинном поглощении, когда $\omega = 0,750$ (рис. 8). Отраженный поток и лучистый приток тепла выходят на асимптотику при $\tau \geq 4$. Влияние альbedo поверхности радикально меняет характер зависимости потока отраженной радиации от оптической толщины при малых ее значениях, соответствующих безоблачной атмосфере, когда влияние отражения от поверхности не маскируется атмосферой. При $\tau \geq 4$ значения отраженной радиации малы и не меняются с альbedo поверхности и оптической толщиной атмосферы. Альbedo поверхности также практически не влияет на пропущенный поток и лучистый приток тепла при всех значениях оптической толщины. В условиях наличия сильно поглощающих слоев аэрозоля и облачности ($\tau \geq 4$) поглощение солнечной радиации в атмосфере достигает 90–95%.

Такие условия можно назвать «ядерной зимой», поскольку солнечная радиация практически не достигает поверхности Земли (Ginzburg 1989; Гинзбург и др., 2008). При этом нагревание атмосферы солнечной радиацией и переизлучение тепловой радиации к поверхности далеко не компенсирует парниковый эффект.

Оценка по формуле (7) дает приближенное значение для скорости нагревания около 5 град/сут. Конечно, значение $\omega = 0,750$ в атмосфере соответствует чрезвычайно высокому

содержанию аэрозолей, реализуемому в природе только в экстремальных условиях, но такие оценки интересны для рассмотрения воздействия предельных значений атмосферных параметров на радиационный режим атмосферы и поверхности.

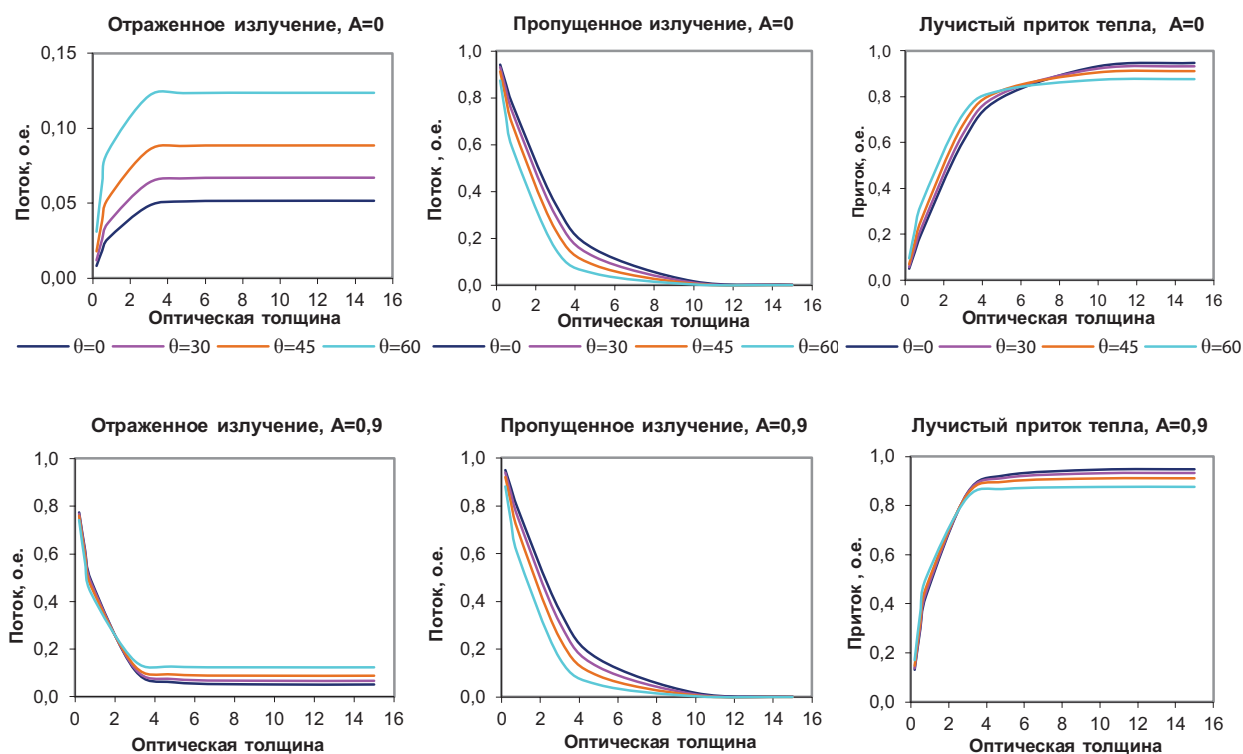


Рис. 8. Зависимость характеристик радиации от оптической толщины при $\omega = 0,750$, альbedo подстилающей поверхности $A = 0$ и $0,9$ и для 4-х значений зенитного угла солнца, указанных на рисунках

Выводы

Сравнение модельных расчетов с самолетными измерениями полусферических потоков солнечной радиации (Васильев, Мельникова, 2002) показывает хорошее соответствие для потоков и лучистых притоков в условиях безоблачной и облачной атмосферы, что дает возможность использовать простые модели однородной атмосферы для получения радиационных характеристик. Расчет радиационного форсинга в облачной атмосфере требует более сложных многослойных моделей, по крайней мере состоящих из 2-х слоев, что видно из различия и значений и знака результатов. Необходимо особенно подчеркнуть большое влияние процесса поглощения солнечной радиации в облачной атмосфере, в котором определяющую роль играют атмосферные аэрозоли, что необходимо аккуратно учитывать при моделировании. Модель двухслойной атмосферы с облаком дает положительный форсинг даже в отсутствии аэрозолей, объясняющийся газовым поглощением, которое сильнее при многократном рассеянии света в облаке. Отметим значение оптической толщины $\tau = 4$, которое является в некотором смысле пороговым: зависимости радиационных харак-

теристик от оптической толщины резко меняются при переходе от менее оптически толстой атмосферы к более оптически толстой. Это связано с тем, что именно при этих значениях τ резко возрастает роль многократного рассеяния в формировании поля радиации, что было показано в работе (Melnikova et al., 2016).

Полученные результаты демонстрируют, что использованные простые оптические модели обеспечивают адекватное рассмотрение влияния важнейших факторов на изменчивость солнечной радиации в атмосфере.

Работа выполнена в рамках Федеральной целевой программы «Исследования и разработки по приоритетным направлениям развития научно-технологического комплекса России на 2014–2020 годы» (Соглашение № 14.586.21.0023, уникальный идентификатор проекта RFMEFI58615X0023) и с использованием оборудования Ресурсного центра «Обсерватория экологической безопасности» Научного парка СПбГУ.

Литература

1. *Васильев А.В., Мельникова И.Н.* Коротковолновое солнечное излучение в атмосфере Земли. Расчеты. Интерпретация. Измерения. СПб: НИИХ СПбГУ, 2002. 388 с.
2. *Гинзбург А.С., Губанова Д.П., Минашкин В.М.* Влияние естественных и антропогенных аэрозолей на глобальный и региональный климат // Рос. хим. ж. 2008. Т. LI. № 5. С. 112–119.
3. *Гинзбург А.С., Мельникова И.Н., Самуленков Д.А., Сапунов М.В., Катковский Л.В.* Простая оптическая модель безоблачной и облачной атмосферы для расчета потоков солнечной радиации // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2016. Т. 13. № 2. С. 175–192.
4. *Кондратьев К.Я., Биненко В.И.* Влияние облачности на радиацию и климат. Ленинград: Гидрометеиздат, 1984. 240 с.
5. *Кондратьев К.Я., Биненко В.И., Мельникова И.Н.* Поглощение солнечной радиации облачной и безоблачной атмосферой. // Метеорология и гидрология. 1996. № 2. С. 14–23.
6. *Кондратьев К.Я., Жвалев В.Ф.* Первый глобальный эксперимент ПОЛЭКС. 2. Полярный аэрозоль, протяженная облачность и радиация. Л.: Гидрометеиздат, 1981. 150 с.
7. *Макарова Е.А., Харитонов А.В., Казачевская Т.В.* Поток солнечного излучения. М.: Наука, 1991. 400 с.
8. *Матвеев Л.Т.* Физика атмосферы. СПб: Гидрометеиздат, 2000. 778 с.
9. *Минин И.Н.* Теория переноса излучения в атмосферах планет. М.: Наука, 1988. 264 с.
10. *Frolkis V., Rozanov E.* Radiation code for climate and general circulation models // Current problems in Atmospheric Radiation. IRS'92 Proceedings. Hampton, USA: A.DEEPAC Publishing, 1993. P. 176–179.
11. *Ginzburg A.S.* Climate and atmospheric consequences of nuclear war // Ambio. Vol. XVIII. 1989. No. 7. P. 384–390.
12. *Harshvardhan, King M.D.* Comparative accuracy of diffuse radiative properties computed using selected multiple scattering approximations // J. Atm. Sci. 1993. Vol. 50. P. 247–259.
13. *Johnson F.S.* The Solar Constant // Journal of Meteorology. 1954. Vol. 11. No. 6. P. 423–441.
14. *Joseph J.H., Wiscombe W.J., Weiman J.A.* The delta-Eddington approximation for radiative flux transfer // Journal of the Atmospheric Sciences. 1976. Vol. 33. P. 2452–2459.
15. *King M.D., Radke L., Hobbs P.V.* Determination of the spectral absorption of solar radiation by marine stratocumulus clouds from airborne measurements within clouds // Journal of the Atmospheric Sciences. 1990. Vol. 47. P. 894–907.
16. *Kneizis F.X., Abreu L.W., Anderson G.P., Chetwynd G.H., Shettle E.P., Berk A., Bernstein L.S., Robertson D.S., Acharya P., Rothman L.S., Selby J.E.A., Gallery W.O., Clough S.A.* The Modtran 2/3. Report and Lowtran 7 model. Phillips Laboratory. Massachusetts: Hanscom, 1996. 230 p.
17. *Koepke P., Hess M., Bretl S., Seefeldner M.* UV irradiance on the human skin: Effects of orientation and sky obstructions // Current Problems in Atmospheric Radiation. Proceedings Conference IRS 2008. American Institute of Physics, 2009. P. 53–56.
18. *Kondratyev K.Ya., Binenko V.I., Melnikova I.N.* Absorption of solar radiation by clouds and aerosols in the visible wavelength region // Meteorology and Atmospheric Physics. 1997. No. 0/319. P. 1–10.
19. *Kondratyev K.Ya., Fedorova M.P.* Radiation regime of inclined surfaces // WMO Techn. Note No. 152. Geneva. 1977. 82 p.
20. La Lettre du Changement global. INSU/CNRS February 2002. No. 13, ISSN: 1261–4246. 2002. P. 88.
21. *Melnikova I., Vasilyev A., Samulenkov D., Sapunov M., Tagaev V.* The Correction for Multiple Scattering of the Lidar Retrieving in Thin Clouds. Proceedings of IRS'2016, Auckland, New Zealand (in print).
22. *Reddy K., Phanikumara D.V., Joshi Hema, Ahammed Y.N., Naja M.* Effect of diurnal variation of aerosols on surface reaching solar radiation. Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics. Vol. 129. 2015. P. 62–68

23. Varotsos C.A., Melnikova I.N., Cracknel A.P., Tzanis C., Vasilyev A.V. New spectral functions of the near-ground albedo derived from aircraft diffraction spectrometer observations // *Atmospheric Chemistry and Physics*. 2014. Vol. 14. P. 6953–6965.
24. Wallace J.M., Hobbs P.V. *Atmospheric Science (an introductory survey)*. Academic Press, 1977. 475 p.
25. Xu H., Guo J., Ceamanos X., Roujean J.-L., Min M., Carrer D. On the influence of the diurnal variations of aerosol content to estimate direct aerosol radiative forcing using MODIS data // *Atmospheric Environment*. 2016. Vol. 141. P. 186–196.

Simple radiative model of clear sky and cloudy atmosphere

A.S. Ginzburg¹, I.N. Melnikova^{2,3}, S.S. Novikov³, V.A. Frolkis^{4,5}

¹*Research Institute for Atmospheric Physics, RAS, Moscow 119017, Russia*
E-mail: gin@ifaran.ru

²*St. Petersburg State University, St. Petersburg 199034, Russia*
E-mail: I.Melnikova@spbu.ru

³*Russian State Hydrometeorological University, St. Petersburg 195196, Russia*
E-mail: ssn2694ssn@mail.ru

⁴*St. Petersburg State Transport University, St. Petersburg 190031, Russia*
E-mail: VFrolkis@vfl3868.spb.edu

⁵*A.I. Voeikov Main Geophysical Observatory, St. Petersburg 194021, Russia*

This article is the continuation of the study (Ginzburg et al., 2016). The results of calculating the hemispherical fluxes of the reflected and transmitted solar radiation by the atmosphere and of radiative divergence on the basis of simple optical models for cloudless and cloudy atmosphere are presented. The Delta-Eddington approach is used for the problem solution, which is applicable in a wide range of atmospheric optical parameters. The article discusses the spectral values of the extra-atmospheric radiation by several literary sources. The calculation was done for surface albedo values of 0, 0.5, 0.9 and for the spectral values of a sandy surface. 4 values of solar zenith angle: 0, 30, 40 and 60° are considered. The obtained values are compared with the data of airborne observations of hemispherical solar flux. When comparing with experimental data values of the solar angle corresponding to experimental were used. It is shown that the use of simple optical models allows to obtain real values of the radiative characteristics, and the approach used for calculation provides sufficient accuracy of the result for many problems. Estimation of the local instantaneous radiative forcing of atmospheric aerosols and clouds for 3 models of the contents of the aerosol and cloud layer models considered in (Ginzburg et al., 2016) is accomplished along with the heating rate of the troposphere for the considered models. The following analysis is performed: dependence of radiative characteristics from the atmospheric optical thickness for 4 values of the solar zenith angles, the 2 values of the surface albedo 0 and 0.9 and 2-values of the single scattering albedo (SSA) 0,750 and 0,999. It is found out that these dependencies are significantly different for the considered models of the atmosphere. This in its turn clearly describes the influence of optical parameters of the atmosphere and surface at the transformation of the solar radiation field.

Keywords: solar radiation, hemispherical flux, radiative divergence, radiative forcing, surface albedo, optical thickness, single scattering albedo

Accepted: 25.01.2017

DOI: 10.21046/2070-7401-2017-14-1-226-244

References

1. Vasilyev A.V., Melnikova I.N., *Korotkovolnovoe solnechnoe izluchenie v atmosfere Zemli. Raschety. Interpretatsiya. Izmereniya* (Short-wave solar radiation in the Earth atmosphere. Calculation. Interpretation. Observation), St. Petersburg: NIIH, SPSU, 2002, 388 p.
2. Ginzburg A.S., Gubanova D.P., Minashkin V.M., Vliyanie estestvennykh i antropogennykh aerorozolei na global'nyj i regional'nyj klimat (Influence of natural and anthropogenic aerosols on the global and regional climate), *Rossiiskii khimicheskii zhurnal*, 2008, Vol. LII, No. 5, pp. 112–119.
3. Ginzburg A.S., Melnikova I.N., Samulenkov D.A., Sapunov M.V., Katkovskij L.V., Prostaya opticheskaya model' bezoblachnoi i oblachnoi atmosfery dlya rascheta potokov solnechnoi radiatsii (Simple optical model of the clear-

- sky and cloudy atmosphere), *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*, 2016, Vol. 13, No. 2, pp. 175–192.
4. Kondrat'ev K.Ya., Binenko V.I., *Vliyaniye oblachnosti na radiatsiyu i klimat* (Cloud influence on radiation and climate), Leningrad: Gidrometeoizdat, 1984, 240 p.
 5. Kondrat'ev K.Ya., Binenko V.I., Melnikova I.N., Pogloshhenie solnechnoi radiatsii oblachnoi i bezoblachnoi atmosferoi (Absorption of solar radiation in clear-sky and cloudy atmosphere), *Meteorologiya i gidrologiya*, 1996, No. 2, pp. 14–23.
 6. Kondrat'ev K.Ya., Zhvaley V.F., Pervyi globalnyi experiment POLEKS. 2. Polyarnyi aerosol, protyazhennaya oblachnost i radiatsiya (First Global GARP Experiment. 2. Polar aerosols, extended cloudiness, and radiation), Leningrad: Gidrometeoizdat, 1981, 150 p.
 7. Makarova E.A., Haritonov A.V., Kazachevskaja T.V., *Potok solnechnogo izlucheniya* (The solar radiation flux), Moscow: Nauka, 1991, 400 p.
 8. Matveev L.T., *Fizika atmosfery* (Atmospheric physics), St. Petersburg, Gidrometeoizdat, 2000, 778 p.
 9. Minin I.N., *Teoriya perenosa izlucheniya v atmosferakh planet* (Radiation transfer theory in planet atmosphere), Moscow: Nauka, 1988, 264 p.
 10. Frolkis V., Rozanov E., “Radiation code for climate and general circulation models”, In: *Current problems in Atmospheric Radiation*, Proceedings of IRS'92, Hampton, USA: A.DEEPAC Publ., 1993, pp. 176–179.
 11. Ginzburg A.S. Climate and atmospheric consequences of nuclear war, *Ambio*, 1989, Vol. XVIII, No. 7, pp. 384–390.
 12. Harshvardhan, King M.D., Comparative accuracy of diffuse radiative properties computed using selected multiple scattering approximations, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 1993, Vol. 50, pp. 247–259.
 13. Johnson F.S., The Solar Constant, *Journal of Meteorology*, 1954, Vol. 11, No. 6, pp. 423–441.
 14. Joseph J.H., Wiscombe W.J., Weiman J.A., The delta-Eddington approximation for radiative flux transfer, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 1976, Vol. 33, pp. 2452–2459.
 15. King M.D., Radke L., Hobbs P.V., Determination of the spectral absorption of solar radiation by marine strato-cumulus clouds from airborne measurements within clouds, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 1990, Vol. 47, pp. 894–907.
 16. Kneizis F.X., Abreu L.W., Anderson G.P., Chetwynd G.H., Shettle E.P., Berk A., Bernstein L.S., Robertson D.S., Acharya P., Rothman L.S., Selby J.E.A., Gallery W.O., Clouth S.A. *The Modtran 2/3. Report and Lowtran 7 model*. Phillips Laboratory, Massachusetts, Hanscom: 1996, 230 p.
 17. Koepke P., Hess M., Bretl S., Seefeldner M., UV irradiance on the human skin: *Effects of orientation and sky obstructions*. *Current Problems in Atmospheric Radiation*, Proceedings of IRS 2008, American Institute of Physics, 2009, pp. 53–56.
 18. Kondratyev K.Ya., Binenko V.I., Melnikova I.N., Absorption of solar radiation by clouds and aerosols in the visible wavelength region. *Meteorology and Atmospheric Physics*. No. 0/319, 1997, pp. 1–10.
 19. Kondratyev K.Ya., Fedorova M.P., Radiation regime of inclined surfaces, *WMO Technical Note*, Geneva, 1977, No. 152, 82 p.
 20. La Lettre du Changement global, INSU/CNRS February 2002. No. 13, ISSN: 1261-4246, 2002, 88 p.
 21. Melnikova I., Vasilyev A., Samulenkov D., Sapunov M., Tagaev V., *The Correction for Multiple Scattering of the Lidar Retrieving in Thin Clouds*. *Current Problems in Atmospheric Radiation*, Proceedings of IRS 2016, Auckland, New Zealand, (in print).
 22. Reddy K., Phanikumar D.V., Joshi Hema, Ahammed Y.N., Naja M., Effect of diurnal variation of aerosols on surface reaching solar radiation, *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 2015, Vol. 129, pp. 62–68.
 23. Varotsos C.A., Melnikova I.N., Cracknel A.P., Tzanis C., Vasilyev A.V., New spectral functions of the near-ground albedo derived from aircraft diffraction spectrometer observations, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 2014, Vol. 14, pp. 6953–6965.
 24. Wallace, John M., Peter V. Hobbs, *Atmospheric Science (an introductory survey)*, Academic Press, 1977, 475 p.
 25. Xu H., Guo J., Ceamanos X., Roujean J.-L., Min M., Carrer D., On the influence of the diurnal variations of aerosol content to estimate direct aerosol radiative forcing using MODIS data, *Atmospheric Environment*, 2016, Vol. 141, pp. 186–196.