

Н.Н. Щелканов

Двухпараметрическая модель аэрозольного ослабления в области спектра 0,4–12 мкм для горизонтальных и наклонных трасс

Институт оптики атмосферы СО РАН, г. Томск

Поступила в редакцию 5.10.2002 г.

Предложена двухпараметрическая модель для расчета аэрозольных оптических толщ атмосферы в области спектра 0,4–12 мкм на трассе в зенит и на горизонтальной трассе длиной 1 км. Входными параметрами модели являются значения аэрозольных оптических толщ на двух длинах волн – 0,48 и 0,69 мкм. Модель может быть использована для разделения аэрозольной оптической толщи атмосферы на субмикронную и грубодисперсную компоненты ослабления.

Введение

Солнечная радиация, приходящая на поверхность Земли, зависит от содержания аэрозоля, паров воды, парниковых газов и облачности, которые являются основными климатически значимыми и погодоформирующими компонентами атмосферы. Выяснение причин происходящих климатических изменений и улучшение прогнозов погоды стали невозможными без регулярного слежения за содержанием аэрозоля во всей толще атмосферы.

В настоящее время на всех континентах планеты уже работают в режиме мониторинга более 100 наблюдательных пунктов глобальной аэрозольной автоматизированной сети (AERONET – Aerosol Robotic NETwork), организованных национальным управлением по аэронавтике и исследованию космического пространства США (NASA – the U.S. National Aeronautics and Space Administration). В этих пунктах проводятся измерения аэрозольной оптической толщи (АОТ) в области спектра 0,34–1,02 мкм. Глобальная система радиационных измерений в рамках Всемирной службы погоды ВМО включает более 900 станций [1, 2], где измеряется АОТ атмосферы. На аэрометрических станциях России [3] накоплены большие ряды АОТ в области спектра 0,344–0,627 мкм. В более широкой области спектра 0,35–4 мкм проводятся только эпизодические измерения АОТ атмосферы [4, 5].

Для большинства же задач атмосферной оптики необходимо иметь данные о спектральном ходе АОТ и в видимой и в инфракрасной областях спектра, включая «окно прозрачности» атмосферы 8 – 12 мкм. В связи с этим большой интерес представляют модели, позволяющие по измерениям в видимой области рассчитать АОТ в ИК-области спектра. Имея такие модели, можно дополнить экспериментальные данные модельными расчетами АОТ в недостающей области спектра.

В [6] представлена первая версия двухпараметрической модели аэрозольного ослабления оптического излучения для горизонтальных трасс. Эта модель удовлетворительно описывает экспериментальные и расчетные данные, но имеет некоторые ограничения и недостатки. Так, она применима только при условии выполнения следующего соотношения между входными значениями коэффициентов аэрозольного ослабления на длинах волн 0,48 и 0,69 мкм: $\alpha(0,48) > 0,39\alpha(0,69) + 0,034$, так как в противном случае величина ослабления субмикронной компоненты будет меньше нуля. При равных значениях входных коэффициентов аэрозольного ослабления на длинах волн 0,48 и 0,69 мкм модель дает величину коэффициента ослабления субмикронной фракции частиц, равную $0,41\alpha(0,69) - 0,023$ км⁻¹. Хотя понятно, что величина субмикронной компоненты в этом случае должна быть близка к нулю, поскольку квазинейтральный ход аэрозольного ослабления характерен только для грубодисперсной фракции частиц. При этом условии первая версия модели [6] не может быть использована для разделения аэрозольного ослабления на субмикронную и грубодисперсную компоненты. Для устранения указанных недостатков разработана вторая версия модели.

1. Вторая версия двухпараметрической модели аэрозольного ослабления

Уточненная формула для расчета аэрозольных оптических толщ атмосферы имеет следующий вид:

$$\tau(\lambda) = (\tau_1 - \tau_2) k_1 (1 + k_2 \tau_2) (\lambda/\lambda_2)^{-n} + [\tau_2 - (\tau_1 - \tau_2) k_1 (1 + k_2 \tau_2)] K(\lambda)/K(\lambda_2), \quad (1)$$

где τ_1 и τ_2 – аэрозольные оптические толщ атмосферы на длинах волн λ_1 и λ_2 ($\lambda_1 < \lambda_2$) в коротковолновой

области спектра; k_1, k_2 – параметры подгонки; $K(\lambda)$, $K(\lambda_2)$ – коэффициенты, представляющие собой относительный спектральный ход аэрозольных оптических толщ атмосферы для грубодисперсной фракции частиц;

$$n = -\ln \{[\tau_1 - (\tau_2 - (\tau_1 - \tau_2) k_1 (1 + k_2 \tau_2)) K(\lambda_1)] / [K(\lambda_2)] / [(\tau_1 - \tau_2) k_1 (1 + k_2 \tau_2)]\} / \ln(\lambda_1 / \lambda_2).$$

Модель (1) представлена в виде суммы двух членов. Первый член описывает спектральный ход ослабления субмикронной фракции аэрозольных частиц по формуле Ангрстрема. Второй член описывает спектральный ход ослабления грубодисперсной фракции аэрозольных частиц. Для задания спектрального хода грубодисперсных частиц взято значение $K(\lambda) = 1$ либо можно использовать данные [7], приведенные для области спектра 0,3–15 мкм.

Выражения $(\tau_1 - \tau_2) k_1 (1 + k_2 \tau_2)$ и $\tau_2 - (\tau_1 - \tau_2) \times k_1 (1 + k_2 \tau_2)$ в (1) представляют собой аэрозольные оптические толщи атмосферы на длине волны λ_2 соответственно субмикронной и грубодисперсной фракций частиц. Эти выражения и значения их эмпирических констант получены на основе экспериментальных данных методом подгонки.

В отличие от ранее используемой формулы двухпараметрической модели [6] в (1) добавлен множитель $(1 + k_2 \tau_2)$, в выражении $(\tau_1 - \tau_2) k_1$ отсутствует свободный член и здесь же эмпирическая константа k_1 при τ_1 равна константе при τ_2 , которая вынесена за скобку.

Формула (1) применима для расчета аэрозольных оптических толщ атмосферы в зенит и на горизонтальной трассе длиной 1 км. Заметим, что АОТ атмосферы на горизонтальной трассе длиной 1 км есть коэффициент аэрозольного ослабления. Для пары $\lambda_1 = 0,48$ мкм, $\lambda_2 = 0,69$ мкм получены следующие значения параметров подгонки: $k_1 = 0,7$, $k_2 = 5$.

2. Сравнение модели с экспериментальными данными

На рис. 1 приведено сравнение модели (1) с экспериментальными данными, полученными на горизонтальных трассах в области спектра 0,4–12 мкм для Центральной России [8], Северо-Западной России [9], Западной Сибири [10] и аридной зоны Казахстана [11]. Из рисунков видно, что разности ($\delta\alpha$) между экспериментальными данными и расчетами коэффициентов аэрозольного ослабления по двухпараметрической модели не превышают 0,01–0,03 км⁻¹. Здесь можно говорить об удовлетворительном согласии результатов, так как полученные отличия соответствуют величине погрешности экспериментальных данных.

На рис. 2 приведено сравнение модели (1) с экспериментальными данными, полученными на наклонных трассах для трех районов Южной Атлантики [5] («Море мрака», Канарские острова, «Открытый океан») в области спектра 0,37–4 мкм и одного района

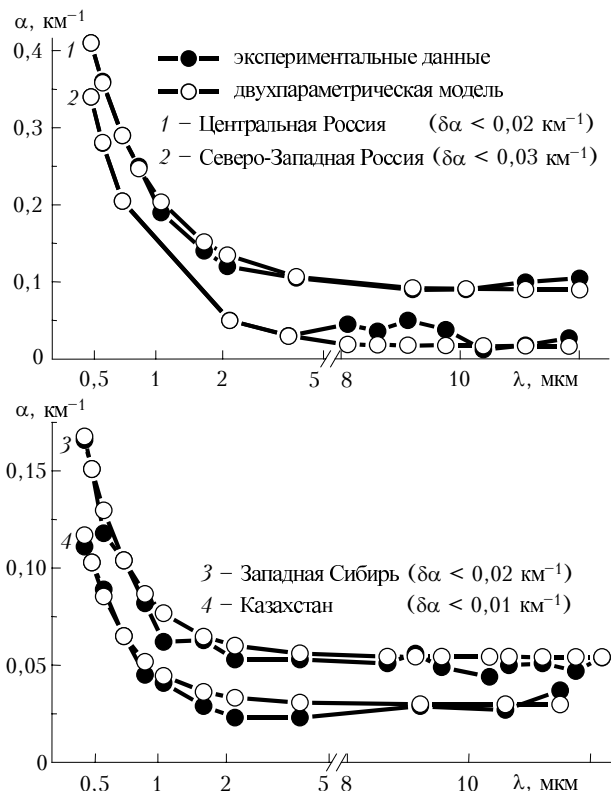


Рис. 1. Сравнение двухпараметрической модели (1) с экспериментальными данными, полученными на горизонтальных трассах для различных регионов России и Казахстана

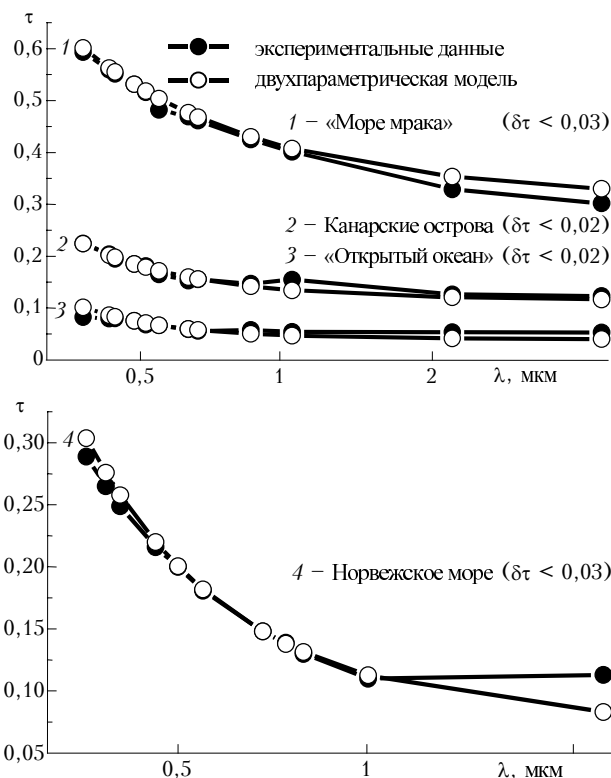


Рис. 2. Сравнение двухпараметрической модели (1) с экспериментальными данными, полученными на наклонных трассах над разными районами Атлантики

Северной Атлантики [4] (Норвежское море) в области спектра 0,35–2,2 мкм. В связи с небольшим количеством экспериментальных результатов для Северной Атлантики (78 спектров) на рис. 2 представлен один усредненный спектр по данным 1982–1983 гг.

На рис. 3 приведено сравнение модели (1) с экспериментальными данными, полученными на наклонных трассах в области спектра 0,35–2,2 мкм для евразийской части Арктики [4] (Баренцево море и о. Врангеля) и юго-восточной части пустыни Каракумы [4] (Репетекский песчано-пустынный заповедник) для двух сезонов года. Из рисунков видно, что разности ($\delta\tau$) между расчетами АОТ атмосферы по двухпараметрической модели и экспериментальными данными не превышают 0,01–0,03, что близко к величине погрешности последних.

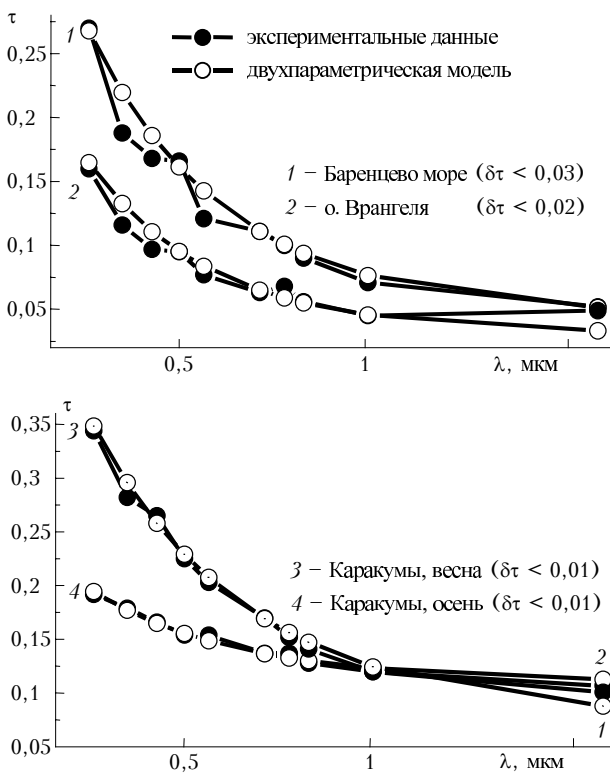


Рис. 3. Сравнение двухпараметрической модели (1) с экспериментальными данными, полученными на наклонных трассах для евразийской части Арктики и юго-восточной части пустыни Каракумы

На рис. 4 приведены результаты сравнения коэффициентов аэрозольного ослабления в области спектра 0,4–12 мкм, рассчитанных по двухпараметрической модели (1) и 12 однопараметрическим моделям ГИПО [12], при их средних значениях метеорологической дальности видимости (S_M). Для четырех моделей с высокими значениями $S_M = 20 \div 50$ км (дымка 1, дымка 2, дымка 3, дымка 4) и одной модели со средними значениями $S_M = 5 \div 15$ км (дымка со снегом или крупой) разности между рассчитанными коэффициентами аэрозольного ослабления не превышают 0,01–0,03 км^{-1} . Для трех моделей со средними

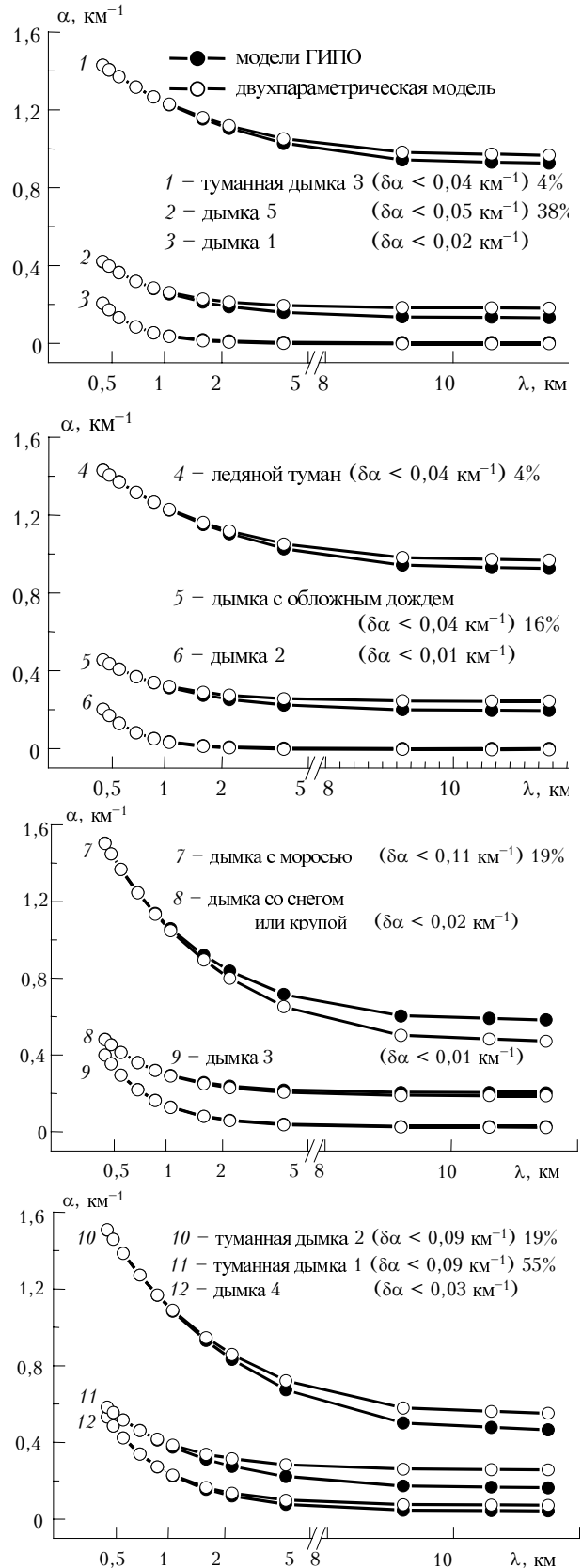


Рис. 4. Сравнение коэффициентов аэрозольного ослабления излучения в области спектра 0,4–12 мкм, рассчитанных по 12 однопараметрическим моделям и по двухпараметрической модели (1)

значениями $S_M = 5 \div 15$ км (дымка 5, дымка с обложным дождем, туманная дымка 1) отличие составляет 0,05; 0,04 и 0,09 км⁻¹ (38, 16 и 55%). Для четырех моделей с низкими значениями $S_M = 1 \div 5$ км (туманная дымка 3, ледяной туман, дымка с моросью, туманная дымка 2) отличие составляет 0,04; 0,04; 0,11 и 0,09 км⁻¹ (4, 4, 19 и 19%). Таким образом, с абсолютной погрешностью менее 0,03 км⁻¹ или с относительной погрешностью менее 20% двухпараметрическая модель описывает 10 из 12 однопараметрических моделей ГИПО.

Заключение

Двухпараметрическая модель удовлетворительно описывает экспериментальные данные по спектральному ходу аэрозольной оптической толщи атмосферы, полученные в разных климатических зонах на горизонтальных и наклонных трассах, а также расчетные однопараметрические модели ГИПО.

Для горизонтальных трасс разности между экспериментальными данными и расчетами по двухпараметрической модели не превышают 0,03 км⁻¹ в области спектра 0,4–12 мкм, для наклонных трасс – 0,03 в области спектра 0,35–4 мкм.

Проведенный анализ разницы между экспериментальными данными и их модельным описанием в области спектра 0,4–2,2 мкм не выявил ее систематического отклонения в большую или меньшую сторону на горизонтальных или наклонных трассах. Это говорит о том, что для двухпараметрической модели отсутствует различие между моделированием спектрального хода аэрозольного ослабления на горизонтальных и наклонных трассах. Учитывая это обстоятельство и удовлетворительное описание двухпараметрической моделью экспериментальных данных на горизонтальной трассе в области спектра 0,4–12 мкм, ее можно рекомендовать для расчета аэрозольного ослабления и на наклонных трассах в области спектра 0,4–12 мкм.

Данная версия двухпараметрической модели применима при условии $\tau(0,48) \geq \tau(0,69)$ и в этом случае она может быть использована для разделения аэро-

зольной оптической толщи атмосферы на субмикронную и грубодисперсную компоненты ослабления.

1. Шевченко Н.Н. Некоторые сведения о классификации наблюдательных систем // Тр. ВНИИГМИ – МЦД. 1983. Вып. 85. С. 43–59.
2. Смеркалов В.А. Прикладная оптика атмосферы. СПб.: Гидрометеониздат, 1997. 334 с.
3. Гуцин Г.П. Методы, приборы и результаты измерения спектральной прозрачности атмосферы. Л.: Гидрометеониздат, 1988. 200 с.
4. Бартенева О.Д., Никитинская Н.И., Сакунов Г.Г., Веселова Л.К. Прозрачность толщи атмосферы в видимой и ближней ИК-области спектра. Л.: Гидрометеониздат, 1991. 224 с.
5. Кабанов Д.М., Сакерин С.М. Прозрачность атмосферы над Атлантическим океаном. Часть 1. Пространственные неоднородности прозрачности // Оптика атмосфер. и океана. 2000. Т. 13. № 8. С. 709–715.
6. Щелканов Н.Н., Пхалагов Ю.А. Двухпараметрическая модель аэрозольного ослабления для атмосферных дымок // Оптика атмосфер. и океана. 1999. Т. 12. № 12. С. 1089–1092.
7. Андреев С.Д. Оптические свойства атмосферных аэрозолей в инфракрасной области спектра: Дис... докт. физ.-мат. наук. СПб.: СПбГУ, 1995. 338 с.
8. Филиппов В.Л., Макаров А.С., Иванов В.П. Статистические характеристики ослабления видимой и ИК-радиации в приземном слое атмосферы // Изв. АН СССР. Физ. атмосфер. и океана. 1979. Т. 15. № 3. С. 257–265.
9. Парамонова Н.Н., Броунштейн А.М., Казакова К.В., Немец О.А. О проявлении поглощения аэрозолями в области 8–12 мкм // Тр. ГГО. 1985. Вып. 496. С. 94–99.
10. Пхалагов Ю.А., Ужegov В.Н., Щелканов Н.Н. Аэрозольное ослабление оптического излучения в летних дымках Западной Сибири // Оптика атмосфер. и океана. 1996. Т. 9. № 6. С. 720–726.
11. Пхалагов Ю.А., Ужegov В.Н., Щелканов Н.Н. Аэрозольное ослабление оптического излучения в атмосфере аридной зоны // Оптика атмосфер. и океана. 1994. Т. 7. № 10. С. 1318–1329.
12. Филиппов В.Л., Макаров А.С., Иванов В.П. Построение региональных полуэмпирических моделей оптических характеристик атмосферы // Докл. АН СССР. 1982. Т. 265. № 6. С. 1353–1356.

N.N. Shchelkanov. Two-parameter model of aerosol extinction in the 0.4–12 μm spectral region for horizontal and slant paths.

A two-parameter model is proposed for calculation of atmospheric optical depths in the 0.4–12 μm spectral region at a zenith path and 1-km long horizontal path. The input parameters of the model are the values of the aerosol optical depth at the wavelength of 0.48 and 0.69 μm. The model can be used for separation of the atmospheric aerosol optical depth into the submicron and coarse components of extinction.