

## Влияние слабой облачности на спектральный ход эффективной высоты атмосферы

Н.Н. Щелканов\*

*Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН  
634021, г. Томск, пл. Академика Зуева, 1*

Поступила в редакцию 28.05.2008 г.

Рассмотрен вопрос о влиянии слабой облачности на спектральный ход эффективной высоты атмосферы в области спектра 0,44–12 мкм. Показано, что наличие слабой облачности приводит к аномальному спектральному ходу эффективной высоты атмосферы, который проявляется в наличии глобального минимума в интервале спектра 0,44–12 мкм. Кроме того, слабая облачность может приводить к появлению локального максимума в видимой области спектра. Получены оценки вклада слабой облачности в аэрозольную оптическую толщину атмосферы.

*Ключевые слова:* слабая облачность, аэрозольная оптическая толщина, эффективная высота атмосферы.

### Введение

Эффективная высота, или высота однородной атмосферы, представляет собой отношение аэрозольной оптической толщи к коэффициенту аэрозольного ослабления ее приземного слоя. В [1] предложена методика и получены модельные оценки эффективной высоты для коэффициента аэрозольного ослабления атмосферы и его компонент в области 1,07–12 мкм, где отсутствовали экспериментальные данные. Показано, что среднее значение эффективной высоты безоблачной атмосферы для коэффициента аэрозольного ослабления монотонно уменьшается с ~1 км в видимой области спектра до ~0,2 км в «окне прозрачности» 8–12 мкм.

Состояние атмосферы, когда небо считается абсолютно ясным по метеорологическим данным, реализуется крайне редко и, согласно данным [2], составляет около 1%. Метеорологический метод контроля облачности на небосводе не может служить критерием отсутствия облачных частиц на измерительной трассе. Поэтому в реальных условиях измеренные значения аэрозольной оптической толщи атмосферы в большинстве случаев будут отягощены влиянием слабой облачности, под которой понимается облачность с небольшим ослаблением (оптическая толщина в зенит меньше 0,2). Согласно данным [3], наличие облачности высокого яруса может приводить к завышению среднемесячных значений аэрозольной оптической толщи атмосферы на 0,02–0,05.

В настоящей статье рассматривается возможность определения оптической толщи слабой облач-

ности на основе исследования ее влияния на спектральный ход эффективной высоты атмосферы для коэффициента аэрозольного ослабления в области спектра 0,44–12 мкм.

### Анализ исходных данных и их коррекция

В качестве исходных данных для выполнения модельных расчетов спектрального хода эффективной высоты атмосферы использованы результаты экспериментальных исследований коэффициентов аэрозольного ослабления ( $\beta$ ) в приземном слое и аэрозольных оптических толщ ( $\tau$ ) атмосферы в области спектра 0,44–3,9 мкм [4]. Для получения модельных оценок эффективной высоты атмосферы в области спектра 0,44–12 мкм использовалось описание спектрального хода  $\beta$  и  $\tau$  в виде суммы двух членов:

$$\beta(\lambda) = \beta_{\text{см}}(1) \cdot \lambda^{-n_1} + \beta_{\text{гд}}, \quad \tau(\lambda) = \tau_{\text{см}}(1) \cdot \lambda^{-n_2} + \tau_{\text{гд}}, \quad (1)$$

где  $\beta_{\text{см}}(1)$  и  $\tau_{\text{см}}(1)$  – субмикронные компоненты ослабления  $\beta$  и  $\tau$  на длине волны  $\lambda = 1$  мкм;  $\beta_{\text{гд}}$  и  $\tau_{\text{гд}}$  – грубодисперсные компоненты ослабления  $\beta$  и  $\tau$ ;  $n_1$  и  $n_2$  – показатели формулы Ангстрема. Первые члены (1) описывают спектральные ходы субмикронных компонент ослабления по формуле Ангстрема.

Первая попытка описать спектральный ход аэрозольной оптической толщи атмосферы по формуле (1) с использованием метода наименьших квадратов была неудачной, так как величина грубодисперсной компоненты ослабления  $\tau_{\text{гд}}$  оказалась отрицательной. Поэтому спектральные ходы аэрозольных оптических толщ, а также коэффициентов аэрозольного ослабления атмосферы были провере-

\* Николай Николаевич Щелканов (snn@iao.ru).

ны на соответствие методу коррекции [5]. Оказалось, что в исходных данных имеются систематические погрешности, которые были устранены по методу [5].

На рис. 1 приведены скорректированные по методу [5] и экспериментальные [4] спектральные ходы коэффициентов аэрозольного ослабления на горизонтальной трассе (рис. 1, а) и аэрозольных оптических толщ на наклонной трассе (рис. 1, б) в области спектра 0,44–3,9 мкм. Сплошной линией приведены модельные спектральные ходы  $\beta$  и  $\tau$  для скорректированных данных по формулам (1), значения параметров подгонки которых получились следующие:  $\beta_{\text{см}}(1) = 0,047 \text{ км}^{-1}$ ;  $\beta_{\text{гд}} = 0,038 \text{ км}^{-1}$ ;  $n_1 = 1,1$ ;  $\tau_{\text{см}} = 0,024$ ;  $\tau_{\text{гд}} = 0,046$ ;  $n_2 = 1,8$ .

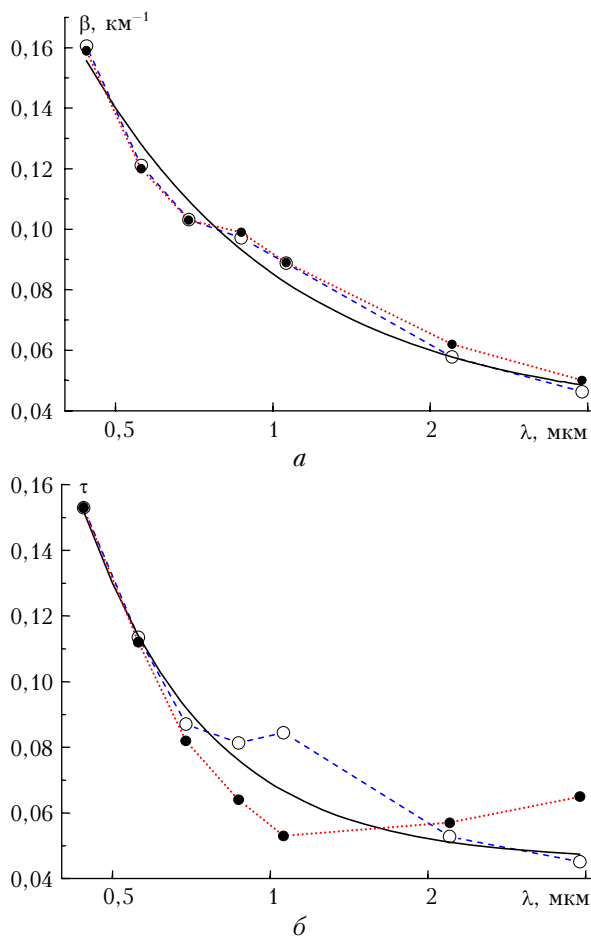


Рис. 1. Спектральные ходы средних значений скорректированных по методу [5] (светлые кружки) и экспериментальных [4] (темные кружки) данных

Оказалось, что коэффициенты аэрозольного ослабления намного лучше соответствуют методу коррекции [5], чем аэрозольные оптические толщи атмосферы. Так, максимальное отличие скорректированных от экспериментальных данных для коэффициентов аэрозольного ослабления не превышает  $0,004 \text{ км}^{-1}$ , а для аэрозольных оптических толщ оно достигает 0,03. При этом для аэрозольной оптической толщи атмосферы существенно изменились не только величина, но и характер спектраль-

ного хода. Так, в области 1,06 мкм появился локальный максимум, а вместо роста исходных значений аэрозольных оптических толщ атмосферы в области спектра 1,06–3,9 мкм намечился спад для скорректированных данных. Появление локального максимума в области 1,06 мкм может быть обусловлено наличием выделенной среднечисперной фракции аэрозольных частиц [6]. Подтверждением достоверности такого спектрального хода  $\tau$  является наличие подобного хода для  $\beta$ . Так, если среднечисперная фракция проявляется в исходных данных для коэффициентов аэрозольного ослабления приземного слоя, то она должна проявиться и в спектральном ходе аэрозольной оптической толщи, которая в значительной степени определяется аэрозолями нижнего слоя тропосферы. После проведения коррекции исходных данных по методу [5] заметно изменились величины и спектральный ход эффективной высоты атмосферы.

На рис. 2 приведены спектральные ходы эффективной высоты атмосферы в области спектра 0,44–3,9 мкм для скорректированных и исходных данных.

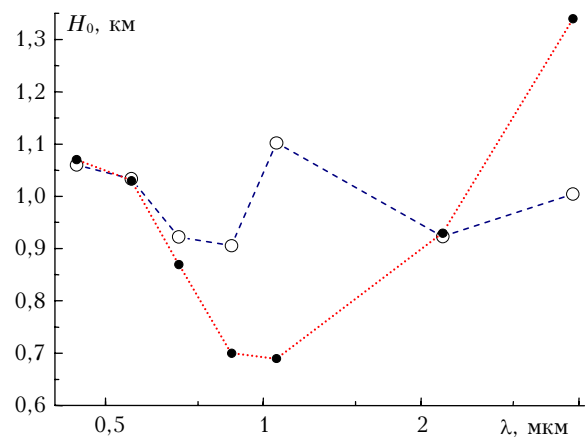


Рис. 2. Спектральные ходы эффективной высоты атмосферы для скорректированных по методу [5] (светлые кружки) и исходных [4] (темные кружки) данных

Прежде всего, обращает на себя внимание наличие локального максимума  $H_0$  для скорректированных данных в области 1,06 мкм. Если этот максимум не связан с грубыми погрешностями в исходных данных, то, как указывалось выше, он может быть объяснен наличием выделенной среднечисперной фракции аэрозольных частиц [6]. В остальном поведении спектральные ходы  $H_0$  для исходных и скорректированных данных подобны, но диапазон изменчивости последних оказался значительно меньше.

### Влияние слабой облачности на спектральный ход эффективной высоты атмосферы

Заметим, что грубодисперсная компонента аэрозольной оптической толщи  $\tau_{\text{гд}}$  представляет собой сумму оптической толщи грубодисперсного

аэрозоля ( $\tau_{гд.а}$ ), источником которого в основном является приземный слой атмосферы, и оптической толщи слабой облачности ( $\tau_{гд.о}$ ), которая формируется на высотах облакообразования. Для получения оценки оптической толщи слабой облачности проведено исследование влияния оптической толщи грубодисперсной компоненты  $\tau_{гд}$  на спектральный ход эффективной высоты атмосферы. Исследование такой зависимости проведено для модельных (1) и скорректированных данных. Предполагается, что слабая облачность имеет квазинейтральный спектральный ход в области 0,44–12 мкм.

На рис. 3 приведены модельные спектральные ходы эффективной высоты атмосферы в области спектра 0,44–12 мкм для средних скорректированных значений аэрозольных характеристик атмосферы (темные кружки) и других параметров грубодисперсной компоненты  $\tau_{гд}$  (0,006; 0,013; 0,026; 0,066; 0,086; 0,106; 0,126).

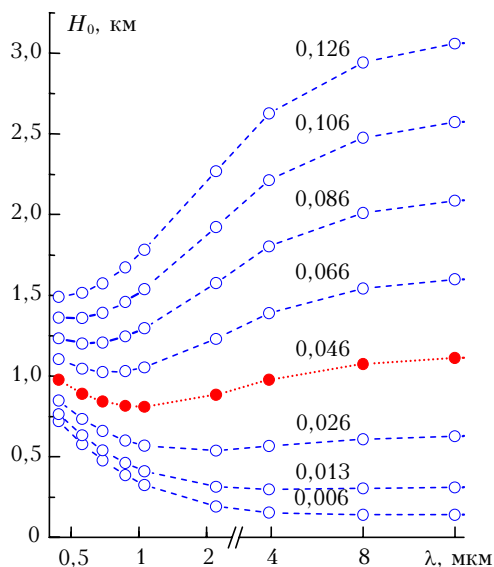


Рис. 3. Модельные спектральные ходы эффективной высоты атмосферы

Видно, что при малых значениях  $\tau_{гд}$  наблюдается уменьшение эффективной высоты атмосферы с ростом длины волны во всей области спектра 0,44–12 мкм. В спектральном ходе эффективной высоты атмосферы, при средних значениях  $\tau_{гд}$ , появляется глобальный минимум, который при увеличении  $\tau_{гд}$  смещается из длинноволновой в коротковолновую область спектра. А при больших значениях  $\tau_{гд}$  наблюдается увеличение эффективной высоты атмосферы с ростом длины волны во всей области спектра 0,44–12 мкм.

Следует ожидать, что для тропосферного аэрозоля, не отягощенного влиянием облачности, эффективная высота атмосферы для коэффициента аэрозольного ослабления будет уменьшаться с ростом длины волны. Это связано с тем, что в свободной атмосфере эффективная высота для концентрации аэрозоля с близкими физико-химическими свойствами уменьшается с ростом размера частиц [7, 8]. Такое предположение подтверждают расчеты

эффективной высоты аэрозольной атмосферы, выполненные с использованием данных [9], для фоновой и среднециклической моделей в области спектра 0,35–5,3 мкм. Учитывая такое обстоятельство, можно оценить оптическую толщину слабой облачности.

Методика определения оптической толщи слабой облачности основана на предположении, что эффективная высота атмосферы за вычетом влияния облачной компоненты ослабления уменьшается с увеличением длины волны излучения. Поэтому, исключив из компоненты  $\tau_{гд}$  величину  $\tau_{гд.о}$ , при которой будет наблюдаться минимум модельной эффективной высоты атмосферы на некоторой экстремальной длине волны, можно получить оценку оптической толщи слабой облачности. Вопрос о выборе экстремальной длины волны является дискуссионным: ее можно выбрать в диапазоне, где эффективная высота атмосферы существенно не уменьшается.

Проведенный анализ показал, что для этого можно использовать диапазон 4–12 мкм, в котором оценка оптической толщи облачности не будет существенно зависеть от выбора экстремальной длины волны. Для экстремальных длин волн 4 и 12 мкм эффективная высота в этих областях спектра составила 0,3 и 0,14 км. Такой результат хорошо соответствует оценке эффективной высоты 0,2 км, полученной для безоблачной атмосферы в диапазоне 8–12 мкм [1]. Из анализа данных, представленных на рис. 3, следует, что при экстремальных длинах волн 4 и 12 мкм оценки оптической толщи облачности составляют 0,033–0,04.

На рис. 4 приведены скорректированные спектральные ходы эффективной высоты атмосферы в области спектра 0,44–3,9 мкм для средних значений аэрозольных характеристик атмосферы (темные кружки) и других параметров грубодисперсной компоненты  $\tau_{гд}$  (0,006; 0,026; 0,066; 0,086; 0,106; 0,126).

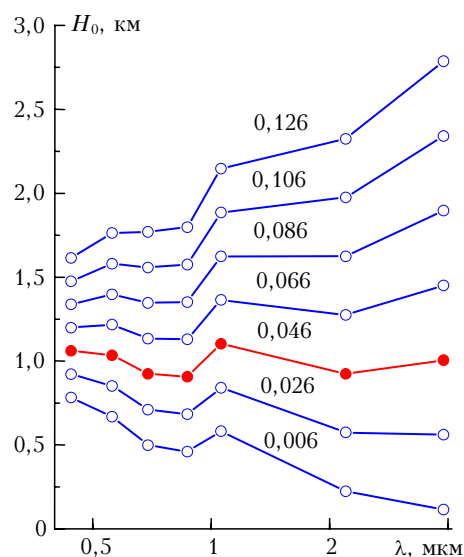


Рис. 4. Скорректированные спектральные ходы эффективной высоты атмосферы

Если из анализа рис. 4 исключить участки спектра 0,56 и 1,06 мкм, то наблюдаются те же общие закономерности, что и для рис. 3. Кроме того, при малых значениях  $\tau_{гд}$  наблюдается максимум эффективной высоты атмосферы в области 1,06 мкм, отмеченный выше, который исчезает при больших  $\tau_{гд}$ . При средних значениях  $\tau_{гд}$  появляется локальный максимум в видимой области спектра на длине волны 0,56 мкм. Этот максимум проявляется в данных [4] для выделенного подмассива из 14 малооблачных дней.

Минимальную оценку оптической толщи слабой облачности ( $\tau_{гд.о}$ ) на основе данных рис. 4 можно получить из условия равенства эффективных высот атмосферы на длинах волн 2,2 и 3,9 мкм. Равенство эффективных высот атмосферы на этих длинах волн наблюдается при оптической толщине тропосферного грубодисперсного аэрозоля  $\tau_{гд.а} = 0,029$ . Тогда минимальная оценка величины оптической толщи слабой облачности

$$\tau_{гд.о} = \tau_{гд} - \tau_{гд.а} = 0,046 - 0,029 = 0,017,$$

а истинная оценка  $\tau_{гд.о}$  будет находиться в интервале 0,017–0,046.

### Заключение

Таким образом, слабая облачность приводит к существенному изменению модельного спектрального хода эффективной высоты атмосферы. При отсутствии или небольших значениях оптической толщи слабой облачности наблюдается уменьшение эффективной высоты атмосферы с ростом длины волны во всей области спектра 0,44–12 мкм. При средних и больших значениях оптической толщи слабой облачности спектральный ход эффективной высоты атмосферы становится аномальным. Так, при ее средних значениях появляется глобальный минимум, который при увеличении оптической толщи смещается из длинноволновой в коротковолновую область спектра. А при больших значениях оптической толщи слабой облачности наблюдается увеличение эффективной высоты атмосферы с ростом длины волны во всей области спектра 0,44–12 мкм. Кроме того, слабая облачность может приводить к появлению локального максимума в видимой области спектра и исчезновению локального максимума на длине волны 1,06 мкм.

#### *N.N. Shchelkanov. The effect of thin cloudiness on the spectral dependence of the effective height of the atmosphere.*

The problem is considered of the effect of thin cloudiness on the spectral behavior of the effective height of the atmosphere in wavelength range 0.44–12  $\mu\text{m}$ . It is shown that the presence of thin cloudiness can lead to anomalous spectral behavior of the effective height of the atmosphere, i.e. to appearance of the global minimum in wavelength range 0.44–12  $\mu\text{m}$ . Besides, thin cloudiness can lead to appearance of the local maximum in the visible wavelength range. The estimates are obtained of the contribution of thin cloudiness into the aerosol optical thickness of the atmosphere.

Аномальный спектральный ход эффективной высоты атмосферы может быть одним из критериев наличия слабой облачности на наклонной трассе. Предложена методика оценки оптической толщи слабой облачности. Получена оценка среднего значения оптической толщи слабой облачности, которая составила 0,033–0,04, что хорошо соответствует данным [3], согласно которым ее величина равна 0,02–0,05.

1. Шелканов Н.Н., Панченко М.В. Модельные оценки эффективных высот аэрозольной атмосферы в области спектра 1,07–12 мкм // Оптика атмосф. и океана. 2003. Т. 16. № 12. С. 1099–1101.
2. Зинченко Г.С., Матющенко Ю.Я., Павлов В.Е., Ошлаков В.К. О селекции данных AERONET. Часть 3: облачность и эффективность функционирования солнечных фотометров южных районах Сибири // Оптика атмосф. и океана. 2008. Т. 21. № 1. С. 19–22.
3. Улюмджиева Н.Н., Чубарова Н.Е., Смирнов А.В. Аэрозольные характеристики атмосферы в Москве по данным солнечного фотометра CIMEL // Метеорол. и гидрол. 2005. № 1. С. 48–57.
4. Ужegov В.Н., Пхалагов Ю.А., Кабанов Д.М., Сакерин С.М., Панченко М.В. Исследование высоты однородной аэрозольной атмосферы в видимой и инфракрасной областях спектра // Оптика атмосф. и океана. 2005. Т. 18. № 5–6. С. 410–415.
5. Шелканов Н.Н. Методы коррекции аэрозольной оптической толщи атмосферы на горизонтальных и наклонных трассах // Оптика атмосф. и океана. 2005. Т. 18. № 11. С. 1020–1023.
6. Макиенко Э.В., Рахимов Р.Ф., Сакерин С.М., Кабанов Д.М. Интерпретация аномальной спектральной зависимости аэрозольной оптической толщи атмосферы. Часть III. Динамика дисперсной структуры аэрозоля // Оптика атмосф. и океана. 2002. Т. 15. № 7. С. 590–599.
7. Лактионов А.Г. Результаты исследования аэрозолей оптическими методами // Труды Всесоюз. науч. метеорол. совещания. 1963. Т. 6. С. 60–68.
8. Sviridenkov M.A., Gillette D.A., Isakov A.A., Sokolik I.N., Smirnov V.V., Belan B.D., Panchenko M.V., Andronova A.V., Kolomiets S.M., Zhukov V.M., Zhukovsky D.A. Size distributions of dust aerosol measured during the Soviet–American experiment in Tadzhikistan, 1989 // Atmos. Environ. 1993. V. 27A. N 16. P. 2481–2487.
9. Зуев В.Е., Креков Г.М. Оптические модели атмосферы. Л.: Гидрометеониздат, 1986. 256 с.