

УДК 551.510.42:551.521 (575.2) (04)

**МЕТОДИКА РАСЧЕТА ПАРАМЕТРА АНГСТРЕМА
И КОЭФФИЦИЕНТА ЗАМУТНЕНИЯ АТМОСФЕРЫ
ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ФОТОМЕТРИЧЕСКИХ ИЗМЕРЕНИЙ**

С.А. Имашев

Приведена методика расчета параметра Ангстрема и коэффициента замутнения атмосферы по результатам наземных фотометрических измерений на Лидарной станции Теплоключенка.

Ключевые слова: параметр Ангстрема; коэффициент замутнения; фотометр; аэрозольная оптическая толщина; аэрозольная нагрузка.

Введение. Как известно [1], аэрозольные частицы в нижней атмосфере отличаются многообразием и существенной вариацией оптических и микрофизических характеристик в пространстве и времени. Такие динамические процессы, как коагуляция, конденсация и переходы вида “газ – частица”, могут привести к значительным изменениям в микрофизической структуре частиц, что в конечном итоге влияет не только на время жизни этих частиц в атмосфере, но также на радиационные свойства и химический состав [2]. Оперативная информация об изменениях в микроструктуре частиц и аэрозольной нагрузке на атмосферу может быть получена, например, с помощью фотометрических методов. Такие методы дистанционного мониторинга воздушного загрязнения могут дать важную информацию, необходимую при моделировании радиационных эффектов аэрозолей, а также оценки влияния аэрозольного загрязнения на здоровье людей.

В данной работе приводится методика обработки данных солнечного фотометра Microtops II для получения информации о микроструктуре аэрозольных частиц и оценки их аэрозольной нагрузки на атмосферу.

Оборудование и методология измерений. Фотометрические измерения характеристик аэрозоля проводились на пяти длинах волн (340, 380, 500, 675, 870 нм) с помощью ручного мультисканального солнечного фотометра Microtops II Sunphotometer [3] на одной из измерительных точек Лидарной станции Теплоключенка Кыргызско-Российского Славянского универси-

тета (точка Bishkek-Site, 42, 6N, 74, 67E, 1750 м над ур. м.).

Каждый из каналов фотометра оборудован узкополосным фильтром и фотодиодом для конкретного диапазона длины волны. Алгоритмы вычисления аэрозольной оптической толщины атмосферы (АОТ) запрограммированы в самом приборе. Фотометр имеет встроенные внутренние датчики давления и температуры для компенсации измерений аэрозольной оптической толщины атмосферы на рэлеевское рассеяние.

Для достижения лучших результатов прибор может производить серию быстрых измерений в течение одного измерительного цикла с целью уменьшения погрешности, связанной с шумами и нацеливанием на солнце. При этом точность прибора составляет 1–2 %. В нашем случае количество замеров в одном измерительном цикле равнялось 32, что рекомендовано для большинства условий измерений. Измерения проводились при безоблачных погодных условиях в светлое время суток, когда диапазон изменения воздушной массы изменяется от 5 до 2.

Методика расчета

Параметр Ангстрема. Зависимость АОТ от длины волны выражается законом Ангстрема [4]:

$$\tau_a = \beta \lambda^{-\alpha} \quad (1)$$

Логарифмируя обе части выражения, получим

$$\ln \tau_a = a_0 + a_1 \ln \lambda, \quad (2)$$

где $a_1 = -\alpha$, а $a_0 = \ln \beta$.

Параметр Ангстрема, который является углом наклона зависимости логарифма аэрозольной оптической толщи $\ln(\tau_a)$ от логарифма длины волны $\ln(\lambda)$, обычно используется для характеристики зависимости аэрозольной оптической толщины τ_a (АОТ) от длины волны λ и получения некоторой общей информации о распределении аэрозольных частиц по размерам. Этот параметр часто вычисляется на основе спектральных измерений с помощью наземных солнечных фотометров (радиометров), спутниковых и самолетных дистанционных зондирований.

Типичные значения α варьируются от $> 2,0$ для “свежих” частиц дыма, в которых доминирует аэрозоль аккумуляционной моды [5], до почти нулевых значений для случаев пылевых аэрозолей, где доминируют частицы крупной фракции [6].

При исследовании влияния аэрозоля на радиационный баланс атмосферы, и особенно на здоровье человека, часто возникает необходимость характеризовать распределение аэрозоля по размерам как одномодальное (монодисперсный крупный или мелкий аэрозоль) или бимодальное (полидисперсный смешанный аэрозоль). Эту оценочную информацию о распределении частиц по размерам и дает средний по всем длинам волн параметр Ангстрема. Использование этого параметра позволяет четко различить одномодовый мелкодисперсный аэрозоль (сажа, сульфаты, нитраты) от одномодового крупнодисперсного аэрозоля (пылевой аэрозоль, био-аэрозоль). В случае смешанного бимодального аэрозоля нужно привлечь дополнительную информацию о кривизне зависимости АОТ от длины волны для того, чтобы выявить соотношение мод (преобладание одной моды над другой или их равенство) [7].

Как следует из (2), параметр α есть наклон линейной зависимости логарифма аэрозольной оптической толщи ($\ln\tau_a$) от логарифма длины волны ($\ln\lambda$) и является средним параметром Ангстрема.

Имеется альтернативный способ нахождения этого параметра. Он заключается в вычислении набора параметров Ангстрема по каждому последовательным парам “АОТ – длина волны” и вычислении среднего значения этого набора. Однако при этом каждая операция вычисления отдельного параметра Ангстрема и последующая операция усреднения будут вносить определенную погрешность вычислительного характера в окончательный результат. Вдобавок при малом количестве доступных значений параметра Ангстрема (малый статистический

набор) и малой величине самого вычисляемого параметра, типичные значения которого меньше 1,0, усреднение не будет отражать истинный результат, а отклонения от этой средней величины будут соизмеримы с ней.

Использование метода наименьших квадратов при вычислении среднего параметра Ангстрема позволяет исключить указанные трудности и охарактеризовать весь набор данных в целом [8], так как суть метода заключается как раз в одновременной минимизации отклонений всех экспериментальных данных от аппроксимируемых значений и наиболее четком представлении общей тенденции для всего экспериментального набора.

Таким образом, аппроксимируя зависимость АОТ от длины волны в двойном логарифмическом масштабе линейной регрессией (полиномом 1-го порядка) мы получаем две характеристики: a_0 и a_1 . Взяв параметр a_1 с отрицательным знаком, мы получаем средний параметр Ангстрема, а вычислив экспоненту параметра a_0 , получим так называемый коэффициент замутнения по Ангстрему β .

Коэффициент замутнения атмосферы.

Если средний параметр Ангстрема является характеристикой размеров аэрозольных частиц в атмосфере, то коэффициент замутнения атмосферы напрямую связан с аэрозольной нагрузкой атмосферы [9]. Замутненность атмосферного воздуха является важным параметром не только для оценки атмосферного загрязнения в местных масштабах, но и главным параметром, который характеризует ослабление солнечного излучения, достигающего поверхности Земли при безоблачном состоянии атмосферы.

Для оценки степени замутнения атмосферы существуют различные коэффициенты замутнения, вычисляемые на основе радиометрических данных и использующие существующую связь между аэрозолем и ослаблением солнечного излучения, достигающего поверхности Земли. Например, коэффициенты замутнения Линке, Ансуорта–Монтита [10] и Ангстрема [4]. Из них чаще всего используется коэффициент замутнения Ангстрема.

Существующие методы оценки степени замутненности атмосферы по Ангстрему [11] позволяют вычислять коэффициент замутнения Ангстрема в предположении, что показатель длины волны в законе Ангстрема есть некоторая постоянная средняя величина, что соответственно сказывается на точности оценки истинного состояния замутненности атмосферы. В работе

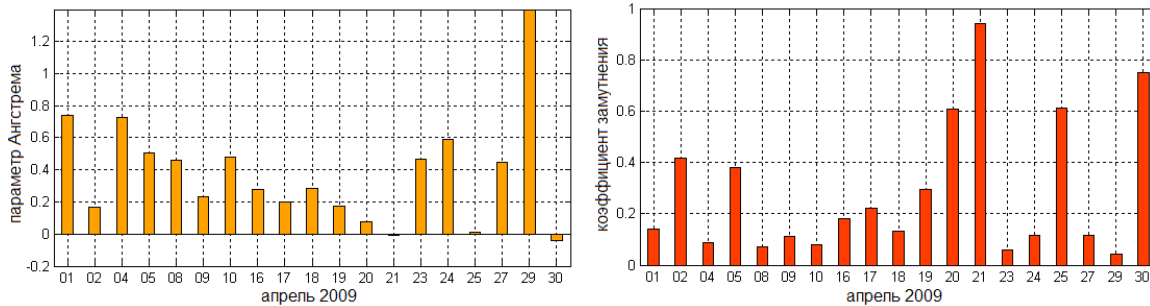


Рисунок 1 – Средний параметр Ангстрема и коэффициент замутнения, апрель 2009 г.

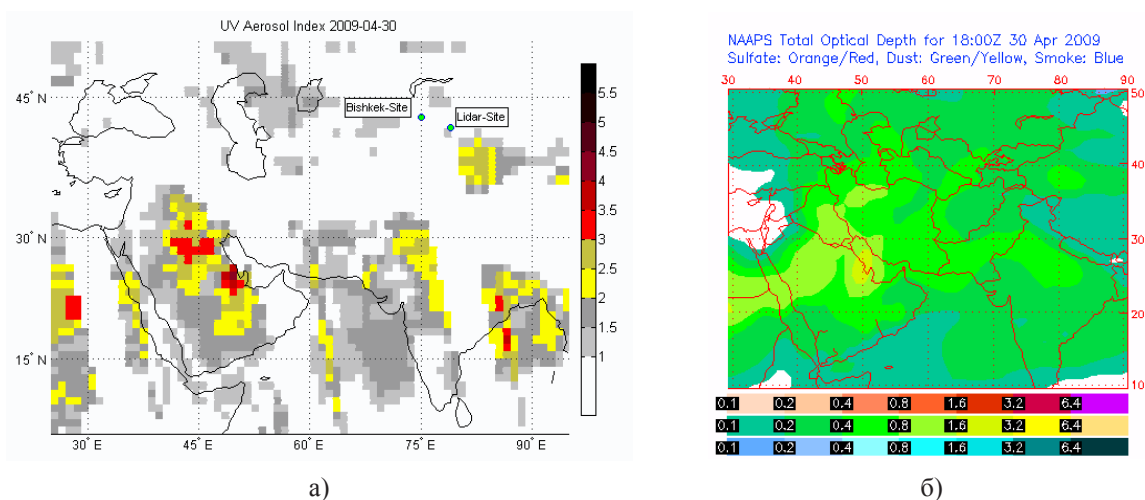


Рисунок 2 – Аэрозольный индекс атмосферы 30 апреля 2009 по данным Aura-OMI (а) и карты распределения АОТ по модели NAAPS (б)

[12] был проведен сравнительный анализ различных алгоритмов, основанных на измерении широкополосного солнечного излучения и метеорологических параметров для вычисления коэффициента замутнения Ангстрема в отсутствии данных по измерениям спектрального солнечного излучения. При использовании же солнечных фотометров отпадает необходимость применения этих алгоритмов для оценки степени замутнения атмосферы, так как данные приборы позволяют проводить прямые измерения спектральной аэрозольной оптической толщины, что в конечном итоге повышает точность оценки.

Таким образом, имея в наличии данные о спектральной аэрозольной оптической толщине, можно напрямую вычислить коэффициент замутнения Ангстрема β непосредственно из самого закона Ангстрема. Коэффициент β обычно изменяется в пределах от 0,02 (состояния атмосферы с низкой аэрозольной нагрузкой) до 0,5

(состояния атмосферы с высокой степенью аэрозольной нагрузки) [12]. Значение коэффициента замутнения, равное 0,2, является пороговым и указывает на границу между чистой и загрязненной атмосферой. Здесь 0 – идеальный случай абсолютно чистой атмосферы без присутствия каких-либо примесей, а значения $> 0,5$ относятся к случаям сильной степени замутнения атмосферы (мощные пылевые бури, масштабные пожары биомассы, извержения вулканов и т. д.).

Результаты. Описанная методика была использована при обработке фотометрических данных в рамках выполнения проекта МНТЦ #3715. В качестве примера на рисунке 1 представлен месячный ход параметра Ангстрема и коэффициента замутнения атмосферы по результатам фотометрических измерений на точке Bishkek-Site в апреле 2009.

Следует отметить низкие значения параметра Ангстрема 20, 21, 25 и 30 апреля. Это говорит

о том, что в эти дни в атмосфере доминировали крупнодисперсные частицы. Причем эти частицы создавали повышенную аэрозольную нагрузку и замутненность – коэффициент замутнения атмосферы был больше 0,6. Такое сочетание параметров свидетельствует о мощном выносе крупнодисперсных частиц, а именно, минерального пустынного аэрозоля вследствие пыльных бурь [13]. Полученные значения хорошо согласуются с данными для пылевого аэрозоля пустынь Аравии, Гоби и Сахары [14, 15].

Полученные результаты также подтверждаются спутниковыми измерениями и модельными расчетами. В частности, согласно данным спутника Aura-ОМІ (рисунок 2а) и модели NAAPS (рисунок 2б), 30 апреля в район проведения измерений осуществлялся вынос пылевого аэрозоля с пустынных областей Сахары, Аравии и пустыни Такла-Макан.

Таким образом, приведенная методика обработки и интерпретации результатов фотометрических измерений с помощью прибора Microtops II дает информацию о микроструктуре аэрозольных частиц и оценки их аэрозольной нагрузки на атмосферу и может быть использована в качестве дополнения к стандартной методике обработки фотометрических данных. Данный метод обработки применялся в исследованиях в рамках проекта МНТЦ #3715 и в настоящий момент используется на ЛСТ КРСУ в задачах мониторинга регионального аэрозольного загрязнения.

Литература

1. Кондратьев К. Дальний перенос и процессы осаждения // Оптика атмосферы и океана. 2005. Т. 18, № 4. С. 285–302.
2. Seinfeld J.H., Pandis S.N. Atmospheric chemistry and physics: From air pollution to climate change. 2nd. Hoboken N.J.: J. Wiley, 2006. xxviii, 1203 p.
3. Morys M., Mims F.M. III, Hagerup S., Anderson S.E., Baker A., Kia J., Walkup T. Design, calibration, and performance of MICROTOSPS II handheld ozone monitor and Sun photometer // J. Geophys. Res. 2001. V. 106(D13). P. 14573–14582.
4. Ångström A. On the Atmospheric Transmission of Sun Radiation and on Dust in the Air // Geographiska Annaler. 1929. V. 11. P. 156.
5. Kaufman Y.J., Setzer A., Ward D., Tanre D., Holben B.N., Menzel P., Pereira M.C., Rasmussen R. Biomass Burning Airborne and Spaceborne Experiment in the Amazonas (BASE-A) // J. Geophys. Res. 1992. V. 97(D13). P. 14581–14599.
6. Holben B.N., Tanré D., Smirnov A., Eck T.F., Slutsker I., Abuhassan N., Newcomb W.W., Schafer J.S., Chatenet B., Lavenu F., Kaufman Y.J., Castle J.V., Setzer A., Markham B., Clark D., Frouin R., Halthore R., Karneli A., O'Neill N. T., Pietras C., Pinker R.T., Voss K., Zibordi G. An emerging ground-based aerosol climatology: Aerosol optical depth from AERONET // J. Geophys. Res. 2001. V. 106(D11). P. 12067–12097.
7. Чен Б.Б., Свердлик Л.Г., Имашев С.А. Динамика частиц аккумуляционной моды при трансграничных переносах аэрозоля // Вестник КРСУ. 2009. Т. 9. № 11. С. 73–86.
8. Cuomo V., Esposito F., Pavese G., Serio C. Determining Ångström's Turbidity Coefficients: An Analysis with a Wide-Range Grating Spectrometer // Aerosol Sc. & Tech. 1993. V. 18(1). P. 59–69.
9. Cachorro V.E., Frutos A.M. de, Casanova J.L. Determination of the Angstrom turbidity parameters // Appl. Opt. 1987. V. 26(15). P. 3069.
10. Kambezidis H.D., Founda D.H., Papanikolaou N.S. Linke and Unsworth-Monteith turbidity parameters in Athens // Q.J Royal Met. Soc. 1993. V. 119(510). P. 367–374.
11. Power H.C. Estimating atmospheric turbidity from climate data // Atmospheric Environment. 2001. V. 35(1). P. 125–134.
12. López G., Batlles F.J. Estimate of the atmospheric turbidity from three broad-band solar radiation algorithms. A comparative study // Ann. Geophys. 2004. V. 22(8). P. 2657–2668.
13. Kubilay N. Optical properties of mineral dust outbreaks over the northeastern Mediterranean // J. Geophys. Res. 2003. V. 108(D21).
14. Dubovik O., Holben B., Eck T.F., Smirnov A., Kaufman Y.J., King M.D., Tanré D., Slutsker I. Variability of Absorption and Optical Properties of Key Aerosol Types Observed in Worldwide Locations: Journal of the Atmospheric Sciences // J. Atmos. Sci. 2002. V. 59(3). P. 590–608.
15. Calvello M., Esposito F., Pavese G., Serio C. Physical and optical properties of atmospheric aerosols by in-situ and radiometric measurements // Atmos. Chem. Phys. 2010. V. 10(5). P. 2195–2208.