

Вестник МОСКОВСКОГО УНИВЕРСИТЕТА

№ 5 — 1970

УДК 525.7

К. С. НИГМАТУЛЛИНА

АЭРОЗОЛЬНОЕ ОСЛАБЛЕНИЕ СОЛНЕЧНОГО ИЗЛУЧЕНИЯ

По результатам экспериментальных исследований рассмотрен характер ослабления солнечного света атмосферными аэрозолями — его величина, дневной ход и зависимость от длины волны падающего света в видимой области спектра.

Наблюдения атмосферного озона, количество которого оценивается по поглощению им ультрафиолетовой радиации Солнца, тесно связаны также с оценкой дополнительного ослабления последней аэрозолями атмосферы. Влияние их особенно важно при опытах наблюдения озонного поглощения в видимой части спектра — в так называемых полосах Шапнюи, где коэффициент этого поглощения невелик, около 0,06 на см слоя O_3 , т. е. такого же порядка, как аэрозольное ослабление. В данной статье и исследуется этот оптический эффект.

Наблюдение полос Шапнюи нами изучалось с учетом разработки в дальнейшем метода определения количества озона по видимой части спектра Солнца, не требующего применения особой кварцевой оптики и т. п.

Наблюдения озона и аэрозоля, т. е. измерения интенсивности солнечной радиации I_λ в ряде участков спектра, проводились кафедрой физики атмосферы в 1965 и 1966 гг. Они включали также измерения общего содержания озона озонметром М-83, интенсивности прямой солнечной радиации электрофотометром и высоты Солнца теодолитом. Отсчеты озонметра делались через 25 мин, а электрофотометр вел регистрацию непрерывно в течение всего светового дня.

В сентябре и октябре 1965 г. наблюдения проводились в предгорьях Тянь-Шаня в 100 км юго-восточнее Ташкента на снежно-лавинной станции «Кызылча», расположенной на высоте 2100 м над уровнем моря. Место наблюдения находилось в долине реки Кызылчи, ориентированной с севера на юг, окруженной горами с востока, севера и запада и несколько открытой с южной стороны. Горизонт на востоке и западе был закрыт горами с угловой высотой около 13° . На юге, вниз по течению реки Кызылчи, в 25 км от места наблюдения, находился довольно загрязненный угольной пылью район города Ангрена.

В мае и июне 1966 г. в поселке Терскол Кабардино-Балкарской АССР наблюдения проводились на территории Высокогорного геофизического института на площадке, расположенной на высоте 2075 м над уровнем моря. Баксанская долина ориентирована здесь с запада на

восток и ограничена с юга крутыми склонами вершин Главного Кавказского хребта (Донгуз — Орун и др.) и массивом Эльбруса с севера и северо-востока. В районе вершины Азау, расположенной в 3,5 км западнее от места наблюдения, часты обвалы и камнепады, которые с местной горно-долинной циркуляцией создают иногда пылевую дымку на высоте 2500—3000 м.

В июле 1966 г. наблюдения проводились в Крыму, на берегу Черного моря, на территории актинометрической обсерватории в Карадаге, расположенной на высоте 42 м над уровнем моря. С востока, севера и запада горизонт был закрыт на 3—5° отрогами Крымских гор, с южной стороны было море. Последнее создавало постоянную морскую влажную дымку, которая иногда была настолько плотной, что видимость уменьшалась до 20 км.

Для исследования аэрозольного ослабления были выбраны дни либо совершенно безоблачные или малооблачные, когда Солнце и околосолнечный район неба были свободны от облаков.

Удачные определения аэрозольного ослабления в Кызылче были выполнены с 16 по 19 сентября, 21, 22, 27 и 30 сентября и 3 и 6 октября. Все остальные дни были облачные и дождливые. В частности, с 16 по 19 сентября стояла сухая и ясная погода со средней температурой воздуха 18,2°C. 21 и 22 сентября день оставался сухим, но на небе имелась слабая дымка. Средняя температура воздуха была 11,5°, затем прошло похолодание. 27—29 сентября была облачная погода с дождем и снегом. 30 сентября температура воздуха упала до 3,2°C, горы покрылись снегом. До 3 октября погода была морозная и облачная. 6 октября был безоблачный день со средней температурой 7,9°C. Во все время наблюдений преобладал южный и юго-западный ветер.

В Терсколе наилучшими по качеству были наблюдения, проведенные 28 мая, 8 и 17 июня 1966 г. Условия погоды в Терсколе отличались повышенной влажностью воздуха как за счет обильных дождей, так и за счет таяния снегов. 28 мая наблюдения проводились в наиболее благоприятных условиях — в предшествующие дни не было дождей, день наблюдения был ясный.

Мы использовали наблюдения, проведенные также в Карадаге 7, 18 и 19 июля 1966 г. Эти дни отличались ясной погодой, повышенной влажностью воздуха и высокой температурой ($t_{\text{ср}}=24,9^\circ\text{C}$).

Как известно, при прохождении солнечного луча сквозь атмосферу Земли он ослабляется за счет поглощения составляющими атмосферу газами, в частности озоном, и за счет молекулярного (релеевского) и аэрозольного рассеяния.

Уравнение ослабления солнечного луча (закон Бугера) в полосе поглощения озона можно написать в виде

$$\lg I_\lambda = \lg I_{0\lambda} - \alpha_\lambda \mu x - \beta_\lambda \frac{P_h}{P_0} m - \delta_\lambda m_1, \quad (1)$$

где I_λ и $I_{0\lambda}$ — интенсивность монохроматического солнечного излучения с длиной волны λ , доходящего до поверхности Земли и на верхней границе атмосферы, α_λ — десятичный коэффициент поглощения озона (см^{-1}), x — приведенная толщина слоя озона (см), μ , m и m_1 — озонная, атмосферная и аэрозольная массы, β_λ — коэффициент молекулярного рассеяния, δ_λ — коэффициент ослабления за счет аэрозолей, P_0 и P_h — атмосферное давление на уровне моря и на высоте h .

Мы сделали опыт определения коэффициента аэрозольного ослабления δ_λ , его дневного хода и его зависимости от длины волны падающего света. При этом нас интересовали как ультрафиолетовая, так и

видимая части спектра Солнца, наблюдения которых можно использовать при определениях атмосферного озона.

При расчетах величины P_0 и P_h (для стандартной атмосферы), α_λ , β_λ , μ и m были взяты из таблиц [1, 2]. Использовались коэффициенты озона α_λ , полученные Вигру в 1953 г. Приведенная толщина слоя озона определялась универсальным озонометром М-83 конструкции Главной геофизической обсерватории. Интенсивность солнечного излучения I_λ измерялась электрофотометром, содержащим шесть интерференционных фильтров, максимальное пропускание которых приходилось на длины волн $\lambda_1=595,0$ нм, $\lambda_2=554,0$ нм, $\lambda_3=543,0$ нм, $\lambda_4=474,0$ нм, $\lambda_5=374,0$ нм и $\lambda_6=308,4$ нм и фотоэлектронный умножитель ФЭУ-35 (или ФЭУ-29).

Аэрозольное ослабление определялось для спектральных участков $\lambda_1-\lambda_5$. Для этого рассматривалось уравнение

$$\lg \frac{I_4}{I_i} = \lg \frac{I_{04}}{I_{0i}} + \Delta\alpha_{i4}\mu x + \Delta\beta_{i4} \frac{P_h}{P_0} m + \Delta\delta_{i4}m_1, \quad (2)$$

где I_i и I_{0i} — интенсивности излучения для длины волны λ_i , где $i = 1, 2, 3, 5$; I_4 и I_{04} — интенсивности для λ_4 , $\Delta\alpha_{i4} = \alpha_i - \alpha_4$, $\Delta\beta_{i4} = \beta_i - \beta_4$, $\Delta\delta_{i4} = \delta_i - \delta_4$, α_4, β_4 и δ_4 — соответствующие величины для λ_4 .

Из уравнений (1) и (2) очевидно

$$\delta_4 = \frac{1}{m_1} \left(\lg I_{04} - \lg I_4 - \alpha_4\mu x - \beta_4 \frac{P_h}{P_0} m \right) \quad (3)$$

и

$$\Delta\delta_{i4} = \frac{1}{m_1} \left(\lg \frac{I_4}{I_i} - \lg \frac{I_{04}}{I_{0i}} - \Delta\alpha_{i4}\mu x - \Delta\beta_{i4} \frac{P_h}{P_0} m \right). \quad (4)$$

При высотах Солнца $h_\odot > 15^\circ$ величины μ , m и m_1 мало отличаются друг от друга. На практике в ясные дни проводится серия измерений I_i при разных высотах Солнца, строится график $\lg I_i(m)$ и при $m=0$ находится значение $\lg I_{0i}$.

В первом приближении можно считать, что аэрозольная масса m_1 равна атмосферной массе m . По δ_4 и разности $\Delta\delta_{i4}$ определялись значения всех δ_i . Ошибка в определении δ_i по формулам (3) и (4) равна 20%.

При расчетах поглощение водяного пара, «дождевая» полоса которого накладывается на длинноволновый край полосы Шапюи [3], не учитывалось из-за его слабости.

Коэффициент аэрозольного ослабления δ_λ , полученный в разное время и в разных пунктах наблюдений, изменялся в широких пределах: среднее за день значение δ для видимой области спектра изменялось от 0,06 до 0,30, в то время как отдельные значения δ_λ достигали 0,50. При этом обнаружилась, как и следовало ожидать, зависимость величины аэрозольного ослабления от метеорологических условий в пункте наблюдения.

Анализ результатов указывает на высокую положительную корреляцию (98%) между средним коэффициентом аэрозольного ослабления δ и относительной влажностью f приземного слоя воздуха в процентах в день наблюдения или в предыдущий день (рис. 1). Прямолинейные зависимости между δ и f в виде $\delta = 0,005 + 0,002 f$ для Кызылчи и $\delta = 0,254 + 0,007 f$ для Карадага указывают на то, что имеется зависимость от наземной влажности составляющая коэффициента аэрозольного ослабления, несколько различная для различных аэрозолей.

Дневной ход коэффициента аэрозольного ослабления и видимой области спектра для некоторых дней наблюдения приведен на рис. 2.

Величина δ в Кызылче в сентябре всегда имела околополуденный максимум. 3 и 6 октября максимум дневного хода приходился на дополуночное время, а к вечеру аэрозольное ослабление медленно уменьшалось.

Такой результат был получен за пять лет наблюдений в Нью-Дели Рагхаваном и Ядавом [4]. Они нашли, что средняя за пять лет величина аэрозольного ослабления меняется в течение дня таким образом: утром ослабляются 19,4%, днем — 16,5% и вечером — 15,9%.

Объяснить такой результат можно тем, что после периода большой ночной влажности воздуха с восходом Солнца еще усиливается испарение с поверхности Земли, в нижней атмосфере накапливается много водяных капель, а позднее этот слой атмосферы постепенно высушивается и ослабление уменьшается.

При объяснении результатов, полученных 3 и 6 октября 1965 г. в Кызылче, нужно, по-видимому,

учесть и то, что в эти довольно холодные дни в атмосфере могли находиться ледяные кристаллы.



Рис. 1. Зависимость между коэффициентом аэрозольного ослабления и относительной влажностью воздуха. ● — корреляция с влажностью в день наблюдения, × — корреляция с влажностью в предыдущий день

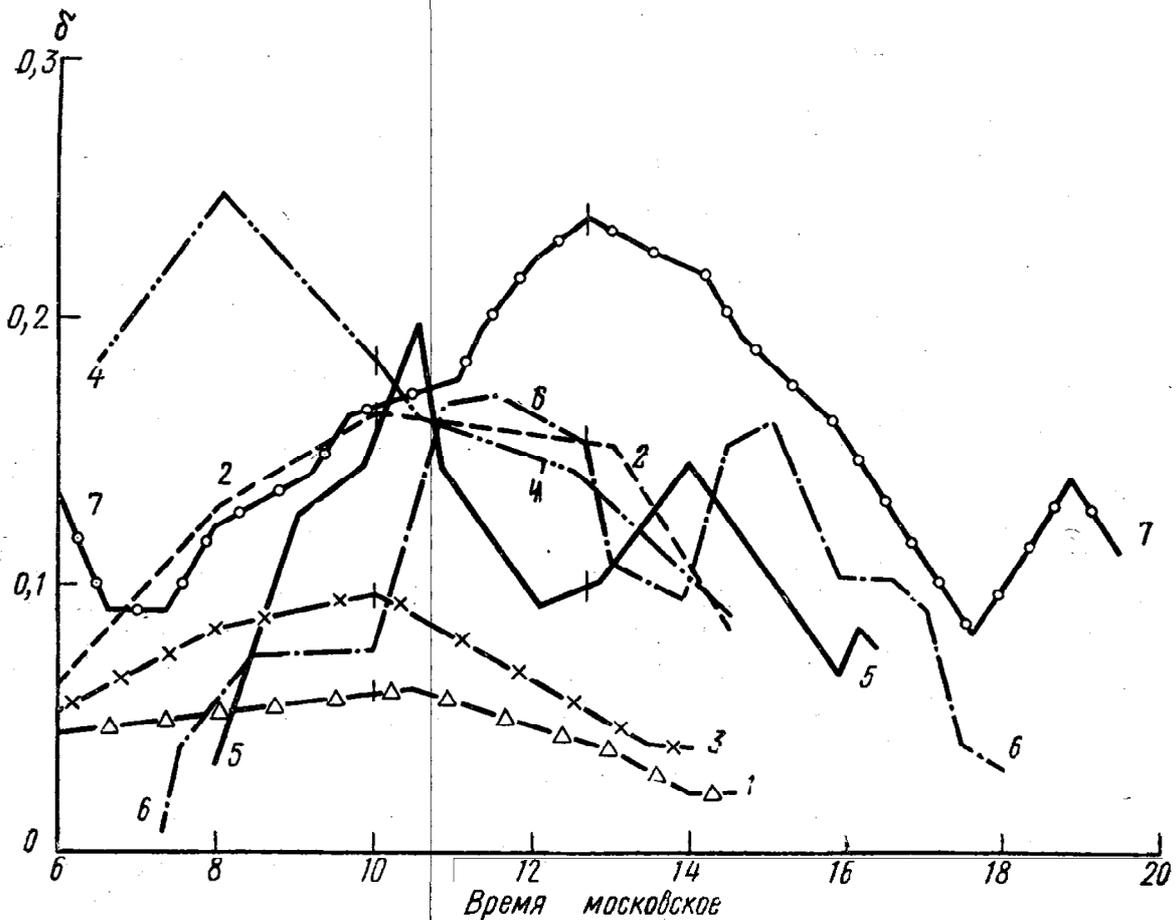


Рис. 2. Дневной ход коэффициента аэрозольного ослабления в видимой области спектра. 1 — 18 сентября, 2 — 30 сентября, 3 — 21 сентября, 4 — 6 октября 1965 г., 5 — 8 июня, 6 — 17 июня, 7 — 19 июля 1966 г. Вертикальные линии на кривых обозначают полдень

Кривые дневного хода δ в Терсколе 8 и 17 июня имели два максимума — дополууденный и послеполуденный, причем первый из них был несколько больше второго.

В Карадаге дневной ход δ имел резко выраженный максимум в околополуденные часы. В то же время при низком Солнце, утром и вечером, происходило обращение кривых дневного хода аэрозольного ослабления, т. е. увеличение последнего. Это объясняется местными различиями характера аэрозолей — утром солнечные лучи проходят над сушей на Керченском полуострове, днем — над морем, вечером — над степным Крымом. Над сушей, очевидно, аэрозольное ослабление увеличивается.

Зависимость аэрозольного ослабления от длины волны падающего света представлена в таблице, где приведены для некоторых дней коэффициенты аэрозольного ослабления для различных длин волн λ . На рис. 3 изображена зависимость средних за день значений $\delta(\lambda)$ от длины волны λ . На том же рисунке приведены кривые $\delta(\lambda)$ за 18 июля 1966 г. в 13 час 35 мин и 6 час 05 мин и для сравнения — кривая релеевского рассеяния.

Время	$\delta_1 \cdot 10^2$	$\delta_2 \cdot 10^2$	$\delta_3 \cdot 10^2$	$\delta_4 \cdot 10^2$	$\delta_5 \cdot 10^2$
19 сентября 1965 г. среднее за день	2,5	4,4	6,4	7,6	7,4
6 октября 1965 г. среднее за день	39,0	15,5	15,8	11,0	10,2
28 мая 1966 г. среднее за день	29,7	—	28,2	27,2	31,2
7 июля 1966 г. 12 час. 10 мин.	12,6	13,1	12,6	10,2	17,0
18 июля 1966 г. 6 час. 05 мин.	19,8	16,2	15,3	13,1	15,0
18 июля 1966 г. 13 час. 35 мин.	30,9	28,8	30,7	29,7	36,0
18 июля 1966 г. среднее за день	27,4	24,4	22,7	20,3	23,6
19 июля 1966 г. 12 час. 45 мин.	23,6	21,0	23,1	20,9	24,7

Анализ кривых рис. 3 и таблицы говорит о том, что даже сглаженные осредненные значения $\delta\lambda$ обнаруживают спектральную зависимость и зависимость эта имеет различный характер в разных местах наблюдения. Все кривые $\delta(\lambda)$ имеют экстремумы в той или иной части спектра. В утренние и вечерние часы значения $\delta\lambda$, полученные в Терсколе и Карадаге, возрастают с увеличением длины волны. В полдень величины $\delta\lambda$ убывают с длиной волны или имеют слабо выраженный минимум или максимум (см. кривые для 7 и 18 июля 1966 г. рис. 3).

В Кызылче в сухие дни кривые $\delta(\lambda)$ имеют слабо выраженный максимум около 450 нм. В более влажные дни, как например 30 сентября и 3 и 6 октября 1965 г., величина возрастает с длиной волны, и такая зависимость наблюдается в течение всего дня.

Большая часть полученных нами кривых $\delta(\lambda)$ подтверждает гипотезу селективного аэрозольного ослабления, высказанную С. Ф. Родионовым [5].

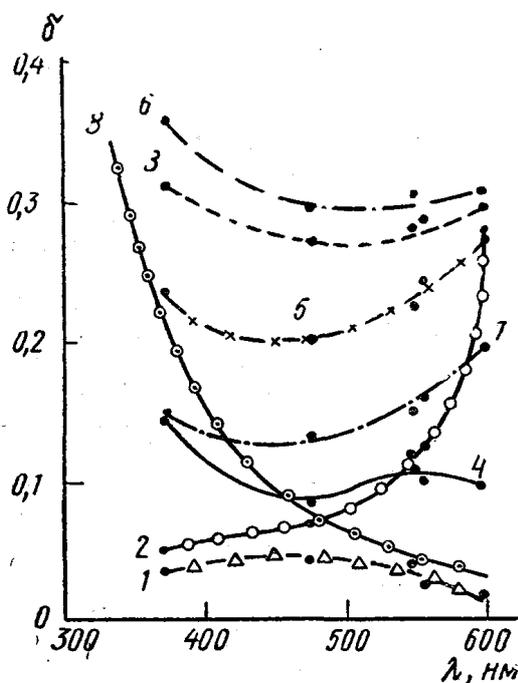


Рис. 3. Спектральное распределение коэффициента аэрозольного ослабления. 1 — 19 сентября, 2 — 6 октября 1965 г.; 3 — 28 мая, 4 — 7 июля, 5 — 18 июля (среднее), 6 — 18 июля 13 час 35 мин, 7 — 18 июля 6 час 05 мин 1966 г.

Сравнение наших кривых $\delta(\lambda)$ с рассчитанной в [6] кривой величины ослабления позволяет приблизительно определить размер частиц аэрозолей. Теоретически коэффициент ослабления одной частицей δ'_λ можно представить в виде $\delta'_\lambda = \pi a^2 K(\rho)$, где $K(\rho)$ — некоторая известная в виде графика функция радиуса частицы a , длина волны падающего света λ и комплексного показателя преломления частицы m_a , $K(\rho) = 2\pi \frac{a}{\lambda} m_a$. Для капель воды $m_a = 1,33$, кривая $K(\rho)$ достигает максимума ($K = 4$) около $\rho \sim 6 \times (a \sim \lambda)$, затем снижается и совершает небольшие колебания около уровня $K = 2$.

Большинство наблюдаемых нами кривых $\delta(\lambda)$ проходит через минимум между 400—500 нм. В околополуденные часы предполагаемый максимум кривых лежит при длинах волн менее 300 нм; в утренние и вечерние — при длинах волн больших 600 нм.

Если максимум кривых $\delta(\lambda)$, на который указывают наши наблюдения, отождествить с первым максимумом теоретической кривой, то эффективный размер частиц аэрозолей, наблюдавшихся в атмосфере, в околополуденные часы равен приблизительно 200—300 нм, а в утренние и вечерние он заметно увеличивается. Вероятно, частицы аэрозоля уменьшаются днем благодаря испарению воды с их поверхности. Теоретическая кривая, таким образом, может объяснить некоторые черты аэрозольного рассеяния, но, вероятно, надо учитывать также свойства вещества аэрозоля и его проводимость.

Таким образом, величина аэрозольного ослабления в видимой части спектра значительна и ею нельзя пренебрегать даже в высокогорных областях. Зависимость его от длины волны может дать представление о размерах частиц аэрозоля и даже об увеличении их над морем по сравнению с аэрозолем над континентом.

Корреляция между коэффициентом аэрозольного ослабления и влажностью нижней атмосферы свидетельствует о росте частиц аэрозоля с ростом влажности.

Изложенная работа выполнена под руководством и при постоянной помощи проф. А. Х. Хргиана, за что автор выражает ему искреннюю благодарность.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гу щ и н Г. П. Исследование атмосферного озона, 1963.
2. Справочник по геофизике, 1965.
3. Кондратьев К. Я. «Актинометрия», 1965.
4. Raghavan S., Yadav B. R. Indian J. Meteor. and Geophys., 17, No. 4, 1966.
5. Родионов С. Ф., Павлов Е. Н. и др. «Изв. АН СССР», сер. географ. и геофиз., № 5, 135, 1942.
6. Ш и ф р и н К. С. Рассеяние света в мутной среде, 1951.

Поступила в редакцию
22.7 1969 г.

Кафедра
физики атмосферы