

**В.А. Смеркалов**

## **Средневзвешенная индикатриса аэрозольного светорассеяния**

*Институт прикладной геофизики им. академика Е.К. Федорова, г. Москва*

Поступила в редакцию 8.12.99 г.

Для участков спектра  $\lambda = 0,4; 0,55$  и  $0,8$  мкм приводятся модели полидисперсных индикатрис рассеяния света аэрозолем со средневзвешенными характеристиками микроструктуры, отнесенными ко всей толще атмосферного аэрозоля.

При проведении атмосферно-оптических расчетов во многих случаях возникает потребность в информации о средневзвешенной индикатрисе аэрозольного светорассеяния, отнесенной ко всей толще атмосферного аэрозоля. В частности, такого рода информация бывает нужна:

– при расчетах средних (стандартных) значений восходящих и нисходящих потоков рассеянной коротковолновой радиации, прозрачности атмосферы, планетарного альbedo атмосферы и системы «Земля – атмосфера»;

– для атмосферной коррекции результатов оптических измерений при проведении геологических, гидрологических, лесотехнических и других исследований Земли из космоса;

– при проведении светотехнических расчетов, связанных с рассеянным излучением различных участков неба.

Не вызывают сомнений полезность и правомерность установления справочных моделей средневзвешенных аэрозольных индикатрис, отнесенных ко всей толще атмосферного аэрозоля, для определенных ландшафтно-климатических условий, например для континентального и океанического аэрозолей в различные сезоны года, на разных высотах, в различных участках спектра и т.д.

Однако в литературе такого рода модели не приводятся: определение таких моделей встречает серьезные методологические трудности. Данные прямых измерений указанных индикатрис отсутствуют, так как пока не ясно, как их проводить.

Рядом исследователей предпринимались попытки восстановления подобного рода индикатрис из данных измерений индикатрис яркости дневного безоблачного неба. Попытки эти носили в основном поисковый характер, проводились при целом ряде упрощающих допущений и предположений, в связи с чем не отличались большой точностью и надежностью. Определить по ним статистически обеспеченные средневзвешенные индикатрисы не представлялось возможным.

В рамках данной работы в качестве средневзвешенных индикатрис аэрозольного светорассеяния в различных участках спектра предлагается использовать модельные индикатрисы, рассчитанные по формулам Ми для всей толщи атмосферного аэрозоля при средневзвешенных характеристиках его микроструктуры. Безусловно, в математическом и статистическом отношениях такой подход к решению задачи является лишь определенным приближением, не строгим. Однако в ближайшем обо-

зримом будущем не видно путей более строгого решения этой задачи.

Исходя из сформулированного выше подхода, задачу сводим к установлению отнесенных ко всей толще аэрозоля вида и параметров средневзвешенной функции распределения частиц по размерам и средневзвешенного значения комплексного показателя преломления частиц  $m = n - \kappa i$ .

Но и в такой упрощенной форме решение задачи представляется весьма проблематичным, так как нет данных измерений характеристик микроструктуры аэрозоля, содержащегося во всем столбе атмосферы.

Обнадеживающим обстоятельством здесь является то, что имеются сравнительно большие ряды измерений оптических и микроструктурных характеристик аэрозоля на разных высотах, в различных участках спектра, в разных климатических условиях и т.д. Используя эти данные, а также имеющиеся модельные представления, мы попытались, в меру возможности, приближенно оценить средневзвешенные характеристики микроструктуры аэрозоля, содержащегося во всей толще атмосферы. Характеристики эти определялись нами применительно к модели аэрозоля, частицы которого являются сферическими, однородными и имеют одинаковый для частиц всех размеров комплексный показатель преломления.

В известной мере допустимость такого моделирования оправдывается тем, что при статистическом осреднении больших массивов измерений фракционные особенности микроструктуры конкретных аэрозольных ансамблей сглаживаются, исчезают.

### **Вид средневзвешенной функции распределения**

Определению вида и параметров средневзвешенной функции распределения аэрозольных частиц по размерам посвящены работы [1, 2]. В результате осреднения около 250 наиболее репрезентативных измерений распределения аэрозольных частиц по размерам в самых разных условиях была получена чисто феноменологически средневзвешенная гистограмма распределения частиц по размерам. Для оптически активных частиц радиусом  $r = 0,01 \div 1,0$  мкм эта гистограмма хорошо аппроксимировалась выражением вида

$$f^*(r) = \frac{dN}{d \lg r} = \frac{A}{r_0^{\bar{v}} + |r - r_0|^{\bar{v}}}, \quad (1)$$

где  $r_0$  – модальный размер частиц;  $\bar{v}$  – показатель дисперсности аэрозольных частиц.

Далее, из общей совокупности (генеральной выборки) измерений были сгруппированы подвыборки измерений функций распределения частиц отдельно континентального и морского, тропосферного и стратосферного аэрозоля. Путем осреднения для каждой подвыборки были получены свои средневзвешенные гистограммы распределения.

Как показал анализ, все они в пределах размеров частиц  $r_0/3 \leq r \leq 1$  мкм хорошо аппроксимируются функцией вида (1), естественно, при разных значениях параметров распределения  $r_0$  и  $\bar{v}$ .

Таким образом, было экспериментально установлено, что вид средневзвешенной функции (1) является инвариантным по отношению к аэрозолю различного происхождения, изменяются только значения параметров распределения  $r_0$  и  $\bar{v}$ .

Исходя из этого, для расчетов средневзвешенной индикатрисы аэрозольного светорассеяния в качестве средневзвешенной функции распределения была принята аппроксимационная функция (1).

### Средневзвешенные значения параметров распределения

Как следует из материалов анализа, приведенного в работах [1, 2], средневзвешенные значения параметров распределения частиц тропосферного аэрозоля по размерам составляют:  $r_0 = 0,03$  мкм,  $\bar{v} = 3,0$ .

Следует, однако, иметь в виду, что значения эти были получены в основном по данным измерений распределения частиц в приземном слое аэрозоля. Распространять эти значения на всю толщу атмосферного аэрозоля не было достаточных оснований.

Обстоятельством, благоприятствующим возможности установления статистически обоснованного значения показателя дисперсности  $\bar{v}$ , отнесенного ко всей толще аэрозоля, является то, что этот показатель тесно связан с показателем спектральной селективности (параметром Ангстрема  $\omega_a$ ) оптической толщи атмосферного аэрозоля  $\tau_a$ .

При обратностепенном распределении частиц

$$dN/(d \lg r) \sim r^{-v^*}$$

и достаточно широком спектре их размеров

$$v^* = \omega_a + 2. \quad (2)$$

При средневзвешенном распределении частиц (1) и  $r_0 = 0,03$  мкм, как следует из наших расчетов, показатели  $\bar{v}$  и  $\omega_a$  связаны между собой приближенным соотношением

$$\bar{v} = 7(\omega_a + 2)/8. \quad (3)$$

Показатель Ангстрема определяется по данным измерений оптических толщ аэрозоля  $\tau_a(\lambda)$  на двух участках спектра  $\lambda_1$  и  $\lambda_2$  из соотношения

$$\omega_a = \ln \frac{\tau_a(\lambda_1)}{\tau_a(\lambda_2)} / \ln \frac{\lambda_2}{\lambda_1}.$$

Спектральные оптические толщ аэрозоля  $\tau_a(\lambda)$  регулярно измеряются в Международной сети актинометриче-

ских и озонметрических станций Гидрометеослужбы, а также на астрономических обсерваториях мира. К настоящему времени получены большие ряды многолетних измерений показателей Ангстрема  $\omega_a$ . Ниже приводятся результаты обобщений измерений показателя Ангстрема, проведенных рядом исследователей: А. Ангстрем (1964) –  $\omega_a = 1,3$ ; Ф.Е. Фольц (1956) – 1,2; Г.П. Гушин, Т.А. Павлюченкова (1963) – 1,32; И. Вемпе (1947) – 1,33; Е.А. Полякова (1976) – 1,3; Г.П. Гушин (1988) – 1,0; О.Д. Бартенева, Н.И. Никитинская, Г.Г. Сакунов, Л.К. Веселова (1991) – 1,3. Как видно, статистические данные большинства исследователей, за исключением данных Г.П. Гушина (1988), близки между собой и составляют в среднем  $\bar{\omega}_a = 1,28$ .

Следовательно, за средневзвешенное значение показателя дисперсности  $\bar{v}$ , отнесенное ко всей толще атмосферного аэрозоля, в соответствии с соотношением (3) может быть принята величина  $\bar{v} = 2,88$ .

Выше было отмечено, что аппроксимационная функция (1) была получена для оптически активных частиц размером  $r = 0,01 \div 1,0$  мкм. При размерах частиц  $r > 1$  мкм с ростом размеров частиц все сильнее начинает сказываться седиментация частиц и счетная концентрация частиц начинает убывать быстрее, чем это следует из (1). Предложенное в работе [3] изменение показателя дисперсности  $\bar{v}$  в формуле (1) на показатель  $\tilde{v} = \bar{v} + 0,1 r$  ( $r$  – в мкм) позволяет в значительной степени учесть влияние седиментации крупных частиц. Таким образом, средневзвешенная функция распределения частиц по размерам при  $r \geq r_0/3$  получает следующий вид:

$$f^*(r) = \frac{dN}{d \lg r} = \frac{A}{r_0^{\tilde{v}} + |r - r_0|^{\tilde{v}}}, \quad (4)$$

где  $\tilde{v} = 2,88 + 0,1 r$  ( $r$ , мкм).

На рис. 1 иллюстрируются возможности аппроксимации функцией вида (4) эмпирически полученных распределений частиц по размерам путем подбора соответствующих значений параметров  $r_0$ ,  $\bar{v}$  и  $A$ . На рисунке представлены средние значения функций распределения частиц континентального (кривая 1) и морского (кривая 2) аэрозолей по данным измерений Г. Хенела и Бульриха [4] и значения функции (4) при аппроксимации распределения частиц континентального аэрозоля ( $\bar{v} = 3,183$  (---);  $r_0 = 0,05$  мкм;  $A = 1,424 \cdot 10^{-4}$ ) – кривая 1', и морского аэрозоля ( $\bar{v} = 2,727$  (---);  $r_0 = 0,12$  мкм;  $A = 5,1 \cdot 10^{-3}$ ) – кривая 2'. Штрихпунктиром показаны значения функции (1), не учитывающей влияние седиментации крупных частиц аэрозоля.

Из приведенного рисунка видно, что:

– эмпирические кривые распределения частиц, полученные в результате осреднения значительного числа измерений, достаточно хорошо аппроксимируются функцией вида (4) при соответствующем значении параметров  $r_0$ ,  $\bar{v}$  и  $A$ ;

– при учете влияния седиментации частиц измеренные и аппроксимированные функцией (4) распределения частиц согласуются между собой заметно лучше.

Экспериментальное определение модального размера  $r_0$ , отнесенного ко всей толще атмосферного аэрозоля, также представляется затруднительным. Имеются лишь разрозненные данные ряда исследователей о значениях  $r_0$  на отдельных высотах. Обобщение литературных данных показывает, что в разных условиях значения  $r_0$  могут коле-

баться в весьма широких пределах – от 0,0015 до 0,15 (иногда до 0,20) мкм. В нижней тропосфере (приземный и пограничный слои) модальные размеры частиц составляют обычно 0,02–0,05 мкм. В верхней тропосфере ( $h = 7–12$  км) значения  $r_0$  уменьшаются до 0,01–0,035 мкм. В нижней стратосфере, особенно в сульфатном слое Юнге ( $h = 16 \div 20$  км), могут наблюдаться весьма большие значения  $r_0 = 0,1 \div 0,2$  мкм.

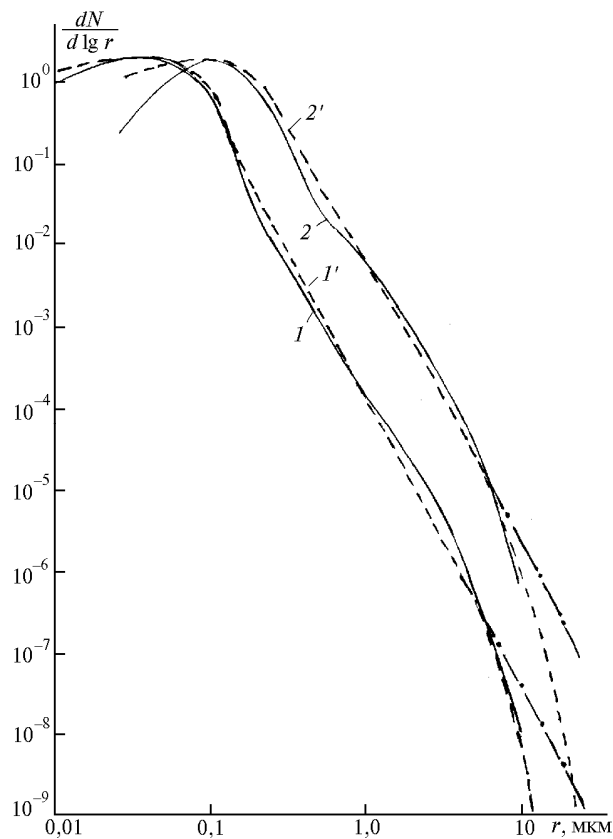


Рис. 1. Распределение аэрозольных частиц по размерам: 1 – континентальный аэрозоль [4]; 2 – морской аэрозоль [4]; 1' и 2' – аппроксимация частиц континентального и морского аэрозоля по размерам функцией (4). Штрихпунктирные кривые – аппроксимация функцией (1)

В целом проведенные в [2] оценки показали, что за среднее значение  $r_0$  для тропосферы может быть принято  $r_0 = 0,03$  мкм. По оценкам [3] примерно таким же получится и средневзвешенное значение  $r_0 = 0,03$  мкм, отнесенное ко всей толще атмосферного аэрозоля.

### Средневзвешенное значение комплексного показателя преломления частиц

Средневзвешенное значение комплексного показателя преломления частиц можно найти, зная средневзвешенные значения показателя преломления  $n$  и показателя поглощения  $\kappa$ .

Показатель преломления частиц природного аэрозоля может иметь значения  $n$  от 1,38 до 1,65. Чаще всего наблюдаются показатели  $n$  в пределах значений от 1,43 до 1,53 (см., например, табл. 5 в [5]). Общепринятым средним значением показателя  $n$  является 1,5. Большинство поли-

дисперсных индикатрис, рассчитанных отечественными и зарубежными исследователями для разных функций распределения частиц по размерам, относится именно к этому показателю преломления.

Однако расчет средневзвешенных индикатрис методологически более правильно производить путем осреднения реализаций индикатрис, получающихся при разных значениях показателей преломления. С этой целью нами были рассчитаны спектрозональным способом индикатрисы при средневзвешенном распределении частиц по размерам и значениях показателя  $n = 1,43; 1,50$  и  $1,53$ . Средневзвешенные значения индикатрис рассчитывались с учетом весовых функций  $P(n)$  реализаций показателей преломления  $n$ , близких к значениям 1,43; 1,50 и 1,53:

$$\tilde{\gamma}_a(\theta) = \sum_{i=1}^3 \gamma_a(\theta, n_i) P(n_i).$$

При этом принимались следующие значения весовых функций  $P(n_i)$ :

$$P(1,43) = 0,15; P(1,5) = 0,55; P(1,53) = 0,30.$$

Средневзвешенное значение  $\tilde{n}$  определялось по формуле

$$\tilde{n} = \sum_{i=1}^3 n_i P(n_i).$$

При принятых значениях весовых функций  $P(n_i)$   $\tilde{n} = 1,4985$ , т.е. практически совпадает с общепринятым средним значением  $\bar{n} = 1,5$ .

Определение средневзвешенного значения показателя поглощения, отнесенного ко всей толще атмосферного аэрозоля, представляется также весьма проблематичной задачей. Данных о показателях поглощения излучения частицами различного происхождения и разных размеров в литературе приводится сравнительно мало, и они крайне противоречивы. Лишь в последние годы исследователи стали приходить к более определенным выводам, что природный аэрозоль обычно поглощает излучение весьма слабо. Так, Е. Паттерсон [6] отмечает, что даже вулканический пепел имеет показатель поглощения  $\kappa \leq 0,005$ .

По данным [7, 8], показатель излучения «сухими остатками» природного аэрозоля в видимой части спектра в большинстве случаев не выходит за пределы 0,005–0,007. При наличии в атмосфере водяного пара, как нам представляется, за счет обводнения и увлажнения частиц увеличиваются размеры и масса частиц, что, даже при сохранении количества поглощающей субстанции, неизменно будет приводить к уменьшению показателя поглощения. Данные исследований, полученные М.В. Кабановым, М.В. Панченко, Ю.А. Пхалаговым, В.В. Веретенниковым и др. [9], также подтверждают, что реальные значения показателя поглощения *in situ* не превышают  $\kappa = 0,002$ .

В нашем случае расчеты индикатрис проводились с помощью спектрозональных функций аэрозольного светорассеяния [3], табулированных лишь для дискретных значений  $\kappa = 0; 0,005; 0,02; 0,035$  и  $0,05$ . Поэтому расчеты средневзвешенных индикатрис для значения показателя  $\kappa = 0,002$  нами проводились по интерполяционной формуле

$$\tilde{\gamma}_a(\theta) = \gamma_a(\theta, \kappa = 0) P(\kappa = 0) + \gamma_a(\theta, \kappa = 0,005) P(\kappa = 0,005)$$

при значениях коэффициентов  $P(\kappa = 0) = 0,6$  и  $P(\kappa = 0,005) = 0,4$ .

Такой подход при определении средневзвешенной аэрозольной индикатрисы является более корректным в методологическом отношении, чем расчет индикатрис непосредственно для  $\kappa = 0,002$ , так как позволяет в какой-то мере учесть реализации индикатрис в диапазоне значений показателей  $\kappa$  от 0 до 0,005.

Средневзвешенное значение показателя поглощения  $\tilde{\kappa}$ , определяемое по формуле

$$\tilde{\kappa} = \sum_{i=1}^2 \kappa_i P(\kappa_i), \text{ равно } 0,002.$$

### Модели средневзвешенных индикатрис для участков спектра 0,4; 0,55 и 0,8 мкм

С учетом изложенных выше выкладок средневзвешенные индикатрисы аэрозольного светорассеяния рассчитывались по формуле

$$\tilde{\gamma}_a(\theta) = [0,09\gamma(\theta; 1,43) + 0,33\gamma(\theta; 1,50) + 0,18\gamma(\theta; 1,53)]_{\kappa=0} + [0,06\gamma(\theta; 1,43) + 0,22\gamma(\theta; 1,50) + 0,12\gamma(\theta; 1,53)]_{\kappa=0,005}. \quad (5)$$

Расчеты функции  $\tilde{\gamma}_a(\theta)$  проводились для длин волн  $\lambda = 0,4; 0,55$  и  $0,8$  мкм. Входящие в формулу (5) полидисперсные индикатрисы  $\gamma_a(\theta, m)$  рассчитывались спектрально-анализным методом для аэрозоля со средневзвешенным по (4) распределением частиц в пределах размеров от 0,0127 до 26 мкм при значении параметров распределения  $\bar{v} = 2,88$  и  $r_0 = 0,03$  мкм. Результаты расчетов представлены в табл. 1.

Таблица 1

Средневзвешенные индикатрисы аэрозольного светорассеяния

Угол рассеяния $\theta^\circ$	Длина волны, мкм		
	0,4	0,55	0,8
0	208	169	131
1	49,0	47,5	45,0
2	29,1	28,6	27,9
4	19,0	19,2	19,8
6	14,5	14,7	15,2
8	11,5	11,7	12,0
10	9,62	9,85	10,1
15	7,05	7,14	7,24
20	5,44	5,46	5,49
30	3,34	3,37	3,34
40	2,16	2,13	2,09
50	1,39	1,36	1,34
60	0,908	0,892	0,875
70	0,610	0,601	0,593
80	0,427	0,424	0,420
90	0,318	0,317	0,316
100	0,252	0,253	0,255
110	0,215	0,218	0,222
120	0,199	0,204	0,210
130	0,199	0,206	0,215
140	0,215	0,224	0,236
150	0,251	0,264	0,278
160	0,309	0,325	0,342
170	0,351	0,367	0,387
180	0,428	0,450	0,475
$\Gamma_a$	7,38	7,17	6,94

Полученные таким путем средневзвешенные индикатрисы  $\tilde{\gamma}_a(\theta, \lambda)$  интересно было сравнить с наиболее известными индикатрисами, полученными различными авторами для всей толщи атмосферного аэрозоля.

К числу таких индикатрис, прежде всего, можно отнести индикатрисы, определенные по данным измерений индикатрис яркости дневного безоблачного неба. Большинство из них (см., например, [10–15]) было получено с помощью простейших полумпирических соотношений с точностью, как это показывается в [12, 13], в пределах  $\pm 30\%$ . В табл. 2 приводятся по данным [10, 11, 14, 15] три аэрозольные индикатрисы, определенные с помощью такого рода полумпирических соотношений. Аэрозольные индикатрисы со ссылками [14, 15] и [14, 16] были получены в работе [14] по данным работ [15, 16] путем исключения из приведенных в работах [15, 16] индикатрис атмосферного светорассеяния молекулярных составляющих.

Таблица 2

Нормированные индикатрисы аэрозольного светорассеяния по данным [10, 11, 14–19]

$\theta^\circ$	[10]	[11]	[14, 15]	[14, 16]	[17]	[18]	[19]
	$\theta^\circ/\lambda$ , мкм						
	0,546	0,700	0,543	0,4–0,7	0,547	0,55	0,53
0	324*	880*	240*	190*	1005	79,4	606
1	215*	260*	82,0*	42,0*	506*	60,2	331
2	111	123	48,7	29,0*	183	37,0	132*
4	39,5	39,5*	23,9	18,7*	56,4	21,7	39,8*
6	21,1	21,1	16,3	14,9*	25,9	16,0	21,6*
8	13,8	13,8*	12,9	12,0*	15,6	12,9	14,5*
10	10,3	11,7	10,8	10,5	10,8	10,8	11,1
15	6,45	6,29	7,31	8,20*	5,92	7,50	7,38
20	4,40	4,60	5,58	6,18	4,10	5,74	5,25*
30	2,63	2,71	3,60*	3,65*	2,54	3,41	3,11
40	1,68	1,82	2,22	2,15	1,58	2,08	1,84*
50	1,12	1,20*	1,37*	1,33*	1,03	1,30	1,07*
60	0,756	0,829	0,873	0,855	0,700	0,830	0,630*
70	0,535*	0,560	0,560*	0,560*	0,474	0,551	0,406
80	0,398	0,402	0,380	0,415	0,338	0,382	0,295*
90	0,313	0,289*	0,270	0,338*	0,256	0,279	0,212
100	0,278	0,251	0,194	0,289	0,206	0,218	0,135
110	0,252*	0,216	0,160*	0,255*	0,178	0,185	0,124
120	0,250	0,201	0,147	0,239	0,168	0,172	0,112
130	0,264*	0,205*	0,145*	0,235*	0,168	0,175	0,113
140	0,280	0,226	0,152	0,235	0,185	0,195	0,145*
150	0,320*	0,250*	0,154*	0,240*	0,211	0,244	0,199
160	0,382	0,276	0,157	0,245	0,234	0,336	0,229
170	0,430	0,315*	0,190*	0,250*	0,264	0,338	0,273
180	0,450*	0,355*	0,260	0,255	0,312	0,485	0,352
$\Gamma_a$	5,92	7,75	10,8	7,08	9,00	8,17	12,3

\*Значения  $\gamma_a(\theta, \lambda)$  получены методами интерполяции и экстраполяции.

Более надежное обращение измерений яркости неба в аэрозольные индикатрисы получается методом обращения уравнения переноса радиации. Впервые в мировой практике такое обращение было предпринято в работе [17]. Но и этим путем надежно определить аэрозольную индикатрису не представляется возможным, так как при обращении используется неточная исходная информация. В частности, используются неточные данные об альбедо подстилающей поверхности и об оптической толщине аэрозоля во время измерений яркости неба. Далее, предполагается, что отражение излучения от подстилающей поверхности происходит по Ламберту, что, как правило, бывает далеко от действи-

тельности. Кроме того, приходится экстраполировать данные измерений индикатрис яркости неба для углов рассеяния  $\theta < 2^\circ$  и  $\theta > 160^\circ$ . Погрешности восстановления аэрозольных индикатрис методом обращения уравнения переноса, возникающие за счет использования неточной исходной информации, в работе [17] не оценивались. В табл. 2 приводятся по данным работы [17] одна из полученных таким методом аэрозольных индикатрис для области спектра  $\lambda = 0,547$  мкм.

В литературе опубликовано большое число моделей аэрозольных индикатрис, рассчитанных многими авторами для аэрозоля с различной микроструктурой. Наиболее известными из них являются таблицы яркости неба [18], со-

держащие, в том числе, модели аэрозольных индикатрис. В табл. 2 приводится одна из содержащихся в [18] аэрозольных индикатрис, рассчитанная для значений  $\nu^* = 3,0$ ;  $r_{\min} = 0,04$  мкм;  $r_{\max} = 10$  мкм;  $n = 1,5$ ;  $\kappa = 0$ ;  $\lambda = 0,55$  мкм.

В 1982–1990 гг. в работах Г.М. Крекова и других был опубликован ряд моделей аэрозольных индикатрис, рассчитанных по Ми для разных высот (от 0 до 90 км) и длин волн (от 0,248 до 13,6 мкм) при полимодальном логнормальном распределении частиц по размерам. В табл. 2 приводится для сравнения индикатриса, рассчитанная нами путем интегрирования по высотам локальных индикатрис, приведенных в [19] для среднециклических условий в области спектра  $\lambda = 0,53$  мкм.

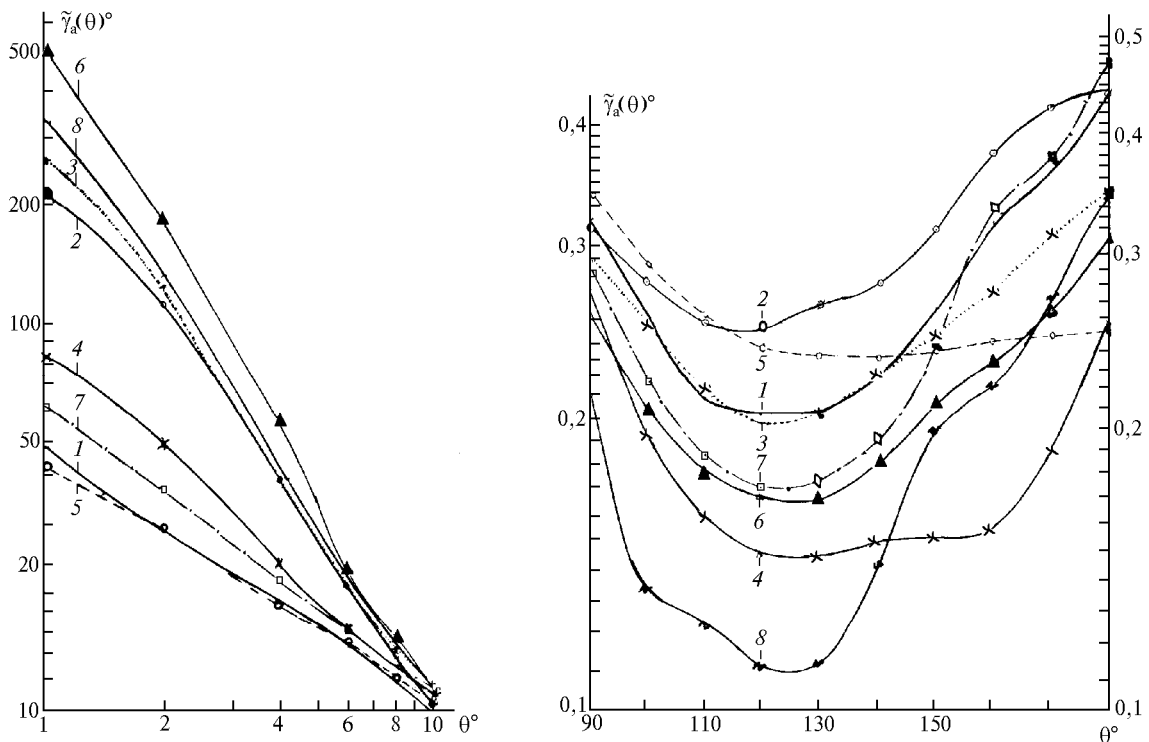


Рис. 2. Аэрозольные индикатрисы  $\gamma_a(\theta)$  при углах рассеяния  $\theta = 1-10^\circ$  и  $90-180^\circ$ : 1 – средневзвешенная индикатриса ( $\lambda = 0,55$  мкм); 2 – по данным [10]; 3 – [11]; 4 – [14, 15]; 5 – [14, 16]; 6 – [17]; 7 – [18]; 8 – [19]

Все приведенные в табл. 1 и 2 индикатрисы нормированы, исходя из условия

$$\int_0^\pi \gamma_a(\theta, \lambda) \sin \theta d\theta = 2.$$

На рис. 2 представлены для сравнения значения индикатрис  $\gamma_a(\theta)$  при углах рассеяния  $\theta = 1-10^\circ$  и  $90-180^\circ$ .

Весьма важной характеристикой формы (вытянутости) индикатрисы является коэффициент асимметрии  $\Gamma_a$  индикатрисы:

$$\Gamma_a = \frac{\int_0^{\pi/2} \gamma_a(\theta, \lambda) \sin \theta d\theta}{\int_{\pi/2}^\pi \gamma_a(\theta, \lambda) \sin \theta d\theta}.$$

В последних строках табл. 1 и 2 приводятся значения коэффициента  $\Gamma_a$  для каждой индикатрисы.

Нельзя не обратить внимание на большой разброс приведенных в табл. 2 и на рис. 2 значений аэро-

зольных индикатрис  $\gamma_a(\theta, \lambda)$  и коэффициентов асимметрии  $\Gamma_a$ .

Этот разброс обуславливает актуальность разработки средневзвешенных индикатрис аэрозольного светорассеяния применительно к определенным широтным и ландшафтно-климатическим условиям.

Исходя из того, что использованный нами массив измерений гистограмм распределения по размерам и показателям преломления частиц относился, главным образом, к континентальным среднеширотным условиям и к теплоте времени года, приведенные в табл. 1 средневзвешенные индикатрисы аэрозольного светорассеяния могут быть рекомендованы для использования в качестве справочных моделей применительно именно к этим условиям.

1. Смеркалов В.А. // Изв. АН СССР. Сер. ФАО. 1984. Т. 20. № 4. С. 317–321.
2. Смеркалов В.А. О среднем распределении аэрозольных частиц по размерам. М., 1985. 26 с. Деп. в ВИНТИ 12.06.86. № 4303–В86.
3. Смеркалов В.А. Прикладная оптика атмосферы. СПб.: Гидрометеоздат, 1997. 334 с.

4. Hanel G., Bullrich K. // Beitr. Phys. Atmos. 1978. Bd 51. P. 129–138.
5. Смеркалов В.А., Тулинов Г.Ф. // Оптика атмосферы и океана. 1999. Т. 12. № 8. С. 680–688.
6. Patterson E.M. // Science. 1981. V. 211. N 4484. P. 836–838.
7. Гаврилова Л.А., Ивлев Л.С. // Изв. АН СССР. Сер. ФАО. 1966. Т. 32. № 2. С. 172–182.
8. D'Almeida G.A., Koepke P., Shettle A. Atmospheric aerosols: Global climatology and radiative characteristics. Hampton. USA: Deepak Publication, 1991. 549 p.
9. Кабанов М.В., Панченко М.В., Пхалагов Ю.А., Веретенников В.В. и др. Оптические свойства прибрежных атмосферных дымок. Новосибирск: Наука, 1988. 201 с.
10. Базалицкая Г.П., Лившиц Г.Ш. // Изв. АН СССР. Сер. ФАО. 1982. Т. 18. № 5. С. 551–555.
11. Иванов А.И., Ташенов Б.Т., Федулин И.А. Рассеяние света в земной атмосфере. Алма-Ата: Наука, 1972. С. 206–211.
12. Иванов А.И., Ташенов Б.Т. Там же. С. 200–205.
13. Смеркалов В.А., Тейфель Я.А., Назаралиев М.А. и др. // Труды ИПГ. 1983. Вып. 61. С. 22–40.
14. Лейтерер У., Шенермарк М., Веллер М. // Исследование Земли из космоса. 1989. № 2. С. 37–46.
15. Смеркалов В.А. // Изв. АН СССР. Сер. ФАО. 1983. Т. 19. № 3. С. 318–322.
16. Фейгельсон Е.М., Малкевич М.С., Коган С.Я. и др. // Труды ИФА АН СССР. 1958. № 1. 104 с.
17. Антюфеев В.С., Иванов А.И., Лившиц Г.Ш., Михайлов Г.А. // Изв. АН СССР. Сер. ФАО. 1980. Т. 16. № 2. С. 146–154.
18. De Vary E., Braun V., Bullrich K. Tables related to light scattering in a turbid atmosphere. Cambr. Res. Lab. 1965. Rep. 33. Vol. I, II, III AFCRL.
19. Креков Г.М., Звенигородский С.Г. Оптическая модель средней атмосферы. Новосибирск: Наука, 1990. 278 с.

*V.A. Smerkalov. Weighted-mean of phase function for aerosol light scattering.*

Models of polydispersion phase functions for aerosol light scattering with weighted-mean characteristics of the microstructure referred to the entire thickness of the atmospheric aerosol are given for  $\lambda = 0.4, 0.55$  and  $0.8 \mu\text{m}$ .