

С.М. Сакерин, Р.Ф. Рахимов, Э.В. Макиенко, Д.М. Кабанов

## Интерпретация аномальной спектральной зависимости аэрозольной оптической толщи атмосферы. Часть I. Формальный анализ ситуации

*Институт оптики атмосферы СО РАН, г. Томск*

Поступила в редакцию 17.04.2000 г.

Обсуждается относительно редкая для континента умеренных широт ситуация аномальной спектральной зависимости аэрозольной оптической толщи атмосферы  $\tau(\lambda)$  с минимумом около 0,44 мкм и размытым максимумом в области 0,6–0,8 мкм, которая наблюдалась при вторжении арктического воздуха. На основе анализа условий эксперимента и сопоставления с другими аналогичными данными делается предположение, что зарегистрированный тип спектрального хода  $\tau(\lambda)$  можно объяснить особенностями микрофизического состава аэрозоля, характерного для чистого воздуха.

Аэрозольная природа аномальной зависимости  $\tau(\lambda)$  подтверждается результатами микрофизического моделирования, которое показало следующее: размытый максимум в «красной» части спектра представляет собой оптический вклад узкой среднесперсной фракции частиц с размерами, соответствующими первому максимуму фактора эффективности ослабления; рост  $\tau(\lambda)$  в ультрафиолетовой области отражает вклад микродисперсных частиц; эффект проявляется при существенном снижении влияния частиц аккумулятивной и грубодисперсной фракций. Приводятся количественные характеристики дисперсной структуры аэрозоля, адекватные наблюдавшейся спектральной зависимости  $\tau(\lambda)$ .

### Введение

Спектральная зависимость аэрозольной оптической толщи (АОТ) атмосферы  $\tau(\lambda)$  формируется как совокупный результат ослабления света аэрозольными частицами, неоднородно распределенными как по высоте атмосферы, так и по спектру размеров. Очевидно, что пространственное перераспределение относительно самостоятельных элементов дисперсной структуры атмосферной дымки – фракций, а также кинетические процессы, регулирующие изменения фракционного состава, порождают многообразие зависимостей  $\tau(\lambda)$ . При всем разнообразии спектрального хода  $\tau(\lambda)$  общим являются максимальные аэрозольные замутнения в коротковолновой части спектра и монотонный степенной спад с ростом длины волны. Более редки ситуации, когда зависимость  $\tau(\lambda)$  имеет квазинейтральный вид с экстремумами в отдельных участках спектра.

Впервые нетипичный спектральный ход был обнаружен С.Ф. Родионовым [1] и назван эффектом аномальной прозрачности. Более поздние исследования [2–7 и др.] показали, что эффект не является уникальным явлением – максимумы АОТ наблюдаются в разных участках спектра и в различных условиях (в горах, Антарктиде, Арктике, Восточной Европе). Причем общей чертой большинства таких ситуаций являются условия высокой прозрачности атмосферы ( $\tau < 0,1$ ).

Для объяснения механизмов и причин аномальной зависимости формулировались различные гипотезы, которые можно разделить на три группы: а) аппаратно-методическая; б) неучтенное поглощение; в) аэрозольная природа. Различия в положении максимумов  $\tau(\lambda)$  и условий наблюдений дают основание усомниться, что справедливо только одно, общее для всех экспериментов объяснение.

В настоящей статье проанализирована аномальная прозрачность атмосферы, наблюдавшаяся в Западной Сибири в условиях арктической воздушной массы [8]. Показано, что зарегистрированный тип спектрального хода  $\tau(\lambda)$  можно объяснить особенностями микрофизического состава аэрозоля, характерного для условий чистого воздуха. В первой части статьи ограничимся формальным подходом – моделированием дисперсной структуры аэрозоля, которая в «оптическом проявлении» адекватна аномальной зависимости  $\tau(\lambda)$ . Интерпретация особенностей и динамики микрофизического состава аэрозоля будет рассмотрена во второй части статьи [15].

### 1. Результаты эксперимента

Аппаратурно-методические вопросы исследований АОТ атмосферы подробно рассматривались в [9, 10]. Отметим, в частности, что наблюдения проводились в области спектра  $0,35 \div 1,06$  мкм на 10 длинах волн. Угол поля зрения фотометра составлял  $\sim 1,5^\circ$ , и неучтенный вклад ореольной засветки согласно [11] не превышал 1%. В анализе данных использовались среднечасовые и среднедневные значения  $\tau$ , поэтому случайная погрешность измерений не превышала  $\sim 0,005$ . Систематическая погрешность  $\delta_\tau$  была оценена величиной  $0,005 \div 0,01$  и обусловлена в основном ошибками калибровки и учета газовых компонентов. В этом случае более вероятен случайный характер распределения по спектру погрешности  $\delta_\tau$ .

Конкретный вид зависимостей  $\tau(\lambda)$ , полученных при вторжении арктического воздуха, приведен на рис. 1. Монотонный спад  $\tau(\lambda)$ , наблюдавшийся 23.07.97, сменился на спектральный ход с «провалом» около 0,44 мкм и более высокими значениями в длинноволновой области. Причем

средняя «глубина аномалии»  $\Delta\tau = [\tau_{0,56} - \tau_{0,44}] = 0,02$  в 2–3 раза превышает погрешность определения АОТ. Основные черты аномального хода  $\tau(\lambda)$ , представленные сглаженной зависимостью (рис. 2,б), сохранялись в течение 2,5 сут. Последующая трансформация воздушной массы проявилась в преимущественном росте аэрозольного замутнения в «фиолетовой» части спектра, и через 3–4 дня спектральный ход  $\tau(\lambda)$  вновь стал обычным для континентальных условий умеренных широт.

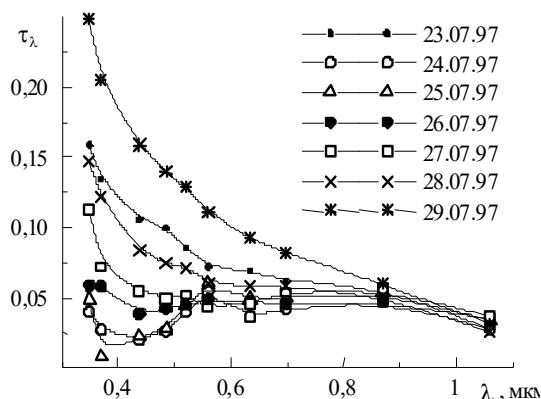


Рис. 1. Иллюстрация аномального спектрального хода  $\tau(\lambda)$  и его изменение в процессе трансформации воздушной массы

Достоверность экстремумов  $\tau(\lambda)$  в период аномалии оценивалась по критерию Стьюдента в трех участках спектра – 0,35, 0,44 и 0,55±0,67 мкм. Значимость различий  $\tau$  на указанных длинах волн подтвердилась с доверительной вероятностью более 0,997.

Количественные данные о динамике АОТ и метеопараметров в период наблюдений представлены в табл. 1. В начальный период (24.07.97) произошло резкое уменьшение температуры  $T$ , абсолютной влажности  $e$ , влагосодержания  $W$ , сохранившиеся в течении трех дней. Достаточно низкой была и скорость ветра. В дальнейшем наблюдалось увеличение  $T$ ,  $e$ ,  $W$ , но относительная влажность оставалась практически на одном уровне ~65% (полдень) и только после 29 июля превысила 70%, т.е., ни положение максимума  $\tau(\lambda)$ , ни конденсационный механизм его смещения в длинноволновую область спектра с ростом  $RH$ , рассмотренные в [1, 12], данному случаю не соответствуют.

Эпизодически похожие зависимости  $\tau(\lambda)$  с размытым максимумом в «красной» части спектра, и тоже при вторже-

нии арктического воздуха, наблюдались в Ленинградской и Рязанской областях [3, 4] (рис. 2,а). В наших данных в отличие от [3] в процессе трансформации воздушной массы не происходило смещение максимума  $\tau(\lambda)$  в коротковолновую область, а проявлялся и рос (или смещался в длинноволновую область) ультрафиолетовый максимум. Кстати, аналогичный УФ-максимум (см. рис. 2,б) просматривается в зависимостях  $\tau(\lambda)$ , полученных в Арктике (станция СП-22, 1979 г. [2]) и Абастумани [5], хотя авторы не комментируют этот факт. В Антарктиде, судя по многолетним данным [2], аномальный спектральный ход  $\tau(\lambda)$  является типичным для большинства ситуаций.

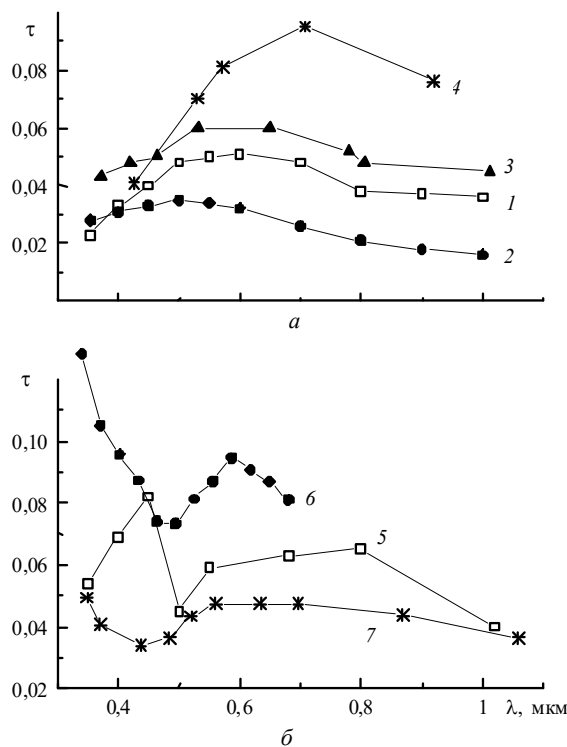


Рис. 2. Сравнение аномальных зависимостей  $\tau(\lambda)$ , полученных в различных районах: а – 1, 2 – Антарктида [2] (ст. «Мирный» (лето) и ст. «Восток» (зима) соответственно); 3 – п. Сосново, Ленинградская обл. [3]; 4 – Рязань [4]; б – 5 – Абастумани (Кавказ, высота 1,6 км [5]); 6 – дрейфующая станция СП-22 [2]; 7 – средняя, сглаженная зависимость  $\tau(\lambda)$  в Томске (24–26.07.97)

Таблица 1

**Изменение  $\tau(\lambda)$  и метеорологических параметров атмосферы в период 23+29.07.97 (синоптика):**  
**23-го – континентальный умеренный воздух, центр циклона, ночью холодный фронт с дождем; 24+26-го – арктический воздух, антициклон; 27-го – теплый арктический фронт, континентальный умеренный воздух)**

Дата / часы измерений	23/16	24/12	25/12	26/11	27/14	28/12	29/12
АОТ атмосферы (0,52 мкм)	0,086	0,040	0,044	0,045	0,052	0,072	0,129
Температура воздуха $T$ , °С	27,1	18,3	17,1	16,9	21	24,7	27,4
Упругость водяного пара $e$ , мбар	23,3	13,0	12,7	12,5	16,1	20	25,4
Относительная влажность $RH$ , %	65,0	62,3	65,5	64,9	64,9	64,4	69,6
Влагосодержание атмосферы $W$ , г/см <sup>2</sup>	2,61	1,32	1,44	1,55	1,74	2,53	3,31
Среднесуточная скорость ветра, м/с	3,1	1,7	1,6	0,8	1,3	1,7	1,9

Анализ условий томского эксперимента дает основание исключить версию аппаратурно-методических искажений [6],

свойственных для более грубых измерений 20–30-летней давности. О реальности аномалии свидетельствует также

несподручный харавтер ее наблюдения – основные черты спектрального хода  $\tau(\lambda)$  регулярно повторялись (постепенно трансформируясь) в течение нескольких дней. Более того, все рассмотренные примеры для различных районов (см. рис. 2) реализовались не произвольно, а только в одинаковых условиях – в состоянии чистого (арктического или «горного») воздуха.

Предположение о возможном проявлении в наблюдаемых спектрах  $\tau(\lambda)$  селективного поглощения тоже сомнительно. Во-первых, степень селективности поглощения несопоставима с более плавными зависимостями  $\tau(\lambda)$ . Во-вторых, поглощение все-таки учитывалось по модели LOWTRAN-7 с контролем реальной изменчивости содержания водяного пара и озона [9]. Нельзя, впрочем, исключить наличие континуального поглощения или интегрального вклада очень слабых линий поглощения водяного пара [13, 14]. Точных данных по этому вопросу нет, но по приближенным оценкам неучтенная величина непрерывного поглощения в условиях низкой влажности не превышает  $\sim 0,002$ . Таким образом, есть все основания рассмотреть возможность объяснения аномалии особенностями аэрозольного состава.

Предваряя микрофизическое моделирование, приведем качественные соображения о физических предпосылках реализации аномальной зависимости  $\tau(\lambda)$ . (Формулировка базовой гипотезы позволит конкретизировать область решения из всего многообразия дисперсного состава аэрозоля). Принципиальными особенностями спектрального хода можно считать размытый максимум в длинноволновой области и наличие степенной зависимости только в «фиолетовой» части спектра. Поведение  $\tau(\lambda)$  в коротковолновом участке определяется мелкими частицами, размеры которых соответствуют области «до первого максимума фактора эффективности рассеяния». Причем малые значения  $\tau$  свидетельствуют о пониженной оптической активности этих частиц (меньшее, чем обычно, содержание в атмосфере или меньшие размеры). Размытый максимум  $\tau$  в длинноволновом участке спектра наиболее вероятно объяснить преобладающим вкладом в ослабление частиц, размеры которых находятся в области первого максимума фактора эффективности рассеяния.

## 2. Взаимосвязь оптических и микрофизических характеристик

В соответствии с теорией рассеяния Ми зависимость АОТ атмосферы от дисперсного состава аэрозоля имеет вид

$$\tau(\lambda, r) = \int_{h=0}^{\infty} \beta_{\varepsilon}(h) dh = \int_{h=0}^{\infty} \int_{r=0}^{\infty} \pi r^2 K_{\varepsilon}(r) f(r, h) dh dr, \quad (1)$$

где  $\beta_{\varepsilon}$  – коэффициент аэрозольного ослабления;  $K_{\varepsilon}(r)$  – фактор эффективности ослабления, зависящий от комплексного показателя преломления  $m = (n - i\kappa)$  и параметра Ми  $\rho = 2\pi r/\lambda$ ;  $r$  – радиус частиц;  $f(r, h)$  – функция распределения частиц;  $h$  – высота (для упрощения записей рассматривается случай наблюдения в зенит).

При решении обратной задачи относительно  $\tau(\lambda)$  обычно восстанавливается интегральный аналог функции распределения частиц:

$$F_H(r) = \int f(r, h) dh,$$

который характеризует содержание частиц каждого размера во всей толще атмосферы. То есть  $F_H(r)$  в неявном виде содержит информацию как о распределении частиц в каждом слое, так и об особенностях их вертикального распределения. Такое представление достаточно при анализе общего содержания аэрозоля или сопоставлении с другими аналогичными распределениями  $F_H(r)$ , но неудобно в ряде других случаев, например при сравнении с наиболее многочисленными по данной проблеме результатами прямых микрофизических измерений «локальных» функций распределения  $f(r)$ . (Заметим, что количественные данные и свойства отдельных фракций наиболее надежно определены для приземного слоя, а не для всей толщи). В качестве другого примера, где желательно «разделить распределение по размерам и по высоте», можно привести задачу совместного анализа результатов обращения  $\tau(\lambda)$  и коэффициентов аэрозольного ослабления  $\beta_{\varepsilon}(\lambda)$ , измеренных в приземном слое.

В общем случае вышеотмеченное разделение затруднено из-за неизвестной индивидуальной стратификации частиц аэрозоля различных размеров. Однако в рамках относительно узких диапазонов размеров  $\Delta r$  (или отдельных фракций) можно допустить, что частицы аэрозоля имеют одинаковое вертикальное распределение. Другими словами, вид функций распределения  $f(r)$  при изменении высоты сохраняется и можно разделить переменные:  $f_i(r, h) = dN(r, h)/dr = f_i(r) g_i(h)$ , где  $g_i(h)$  – функции вертикального распределения отдельных фракций;  $dN$  – счетная концентрация аэрозольных частиц в единице объема в диапазоне радиусов от  $r$  до  $r + dr$ . В этом случае  $\tau(\lambda)$  можно записать в виде суммы компонент  $\tau_i(\lambda)$ , обусловленных действием отдельных фракций:

$$\begin{aligned} \tau(\lambda) &= \sum_i \tau(\lambda) = \sum_i \int_{\Delta r_i} \pi r^2 K_{\varepsilon} f_i(r) \left[ \int_{h=0}^{\infty} g_i(h) dh \right] dr = \\ &= \sum_i H_i \int_{\Delta r_i} \pi r^2 K_{\varepsilon} f_i(r) dr, \end{aligned} \quad (2)$$

где  $H_i = \int_{h=0}^{\infty} g_i(h) dh$  – некоторая эффективная высота,

имеющая смысл высоты однородного слоя для каждой конкретной фракции и профиля. Например, в простейшем случае экспоненциального профиля  $g_i(h) = \exp(-\chi_i h)$  после интегрирования получим  $H_i = (\chi_i)^{-1}$ . Запись в виде (2) позволяет проводить прямое моделирование: задавая различные  $K_{\varepsilon}$  и функции распределения  $F_i(r) = H_i f_i(r)$  для каждой фракции, синтезировать решение  $\sum_i \tau_i(\lambda)$ , наиболее близкое

эмпирической зависимости  $\tau(\lambda)$ . Кроме того, выражение (2) наглядно показывает возможность определения  $H_i$ , если известна  $f_i(r)$ , или наоборот. В частности, функция  $f_i(r)$  может быть получена в результате обращения коэффициентов аэрозольного ослабления  $\beta_{\varepsilon}(\lambda)$  на основе следующего уравнения:

$$\beta_{\varepsilon}(\lambda) = \int_{\Delta r_i} \pi r^2 K_{\varepsilon} f(r) dr. \quad (3)$$

Тогда на основе (2), (3) можно получить оценки  $H_i$ , которые характеризуют особенности вертикального распределения отдельных фракций.

В некоторых случаях функцию  $F_H(r)$  представляют в виде произведения некоторой эквивалентной высоты  $H_0$ , общей для всех фракций (например,  $H_0 = 1$  км), и функции распределения  $f^*(r)$ , приведенной к этой высоте  $H_0$ . Тогда вместо (2) можно записать

$$\tau(\lambda) = H_0 \int_r \pi r^2 K_e f^*(r) dr. \quad (4)$$

Такой подход дает «искаженное» представление о функции распределения частиц по размерам (в том смысле, что  $f^*(r)$  не характеризует распределение частиц на какой-то конкретной высоте атмосферы), но используется для оценочного сравнения с известными «локальными» функциями  $f(r)$ . В дальнейшем вариант (4) будет использован при обращении  $\tau(\lambda)$  [15], а микрофизические результа-

ты будут представляться в виде функции  $s(r) = dS/dr = [\pi r^2 f^*(r)]$ , приведенной к высоте  $H_0 = 1$  км.

### 3. Микрофизическое моделирование

В базовом варианте расчетов полагалось постоянство показателя преломления ( $m = 1,45 - i 0,005$ ) в анализируемом спектральном диапазоне, а функция распределения  $f(r)$  моделировалась в виде суперпозиции логарифмически нормальных мод:

$$f(r) = \frac{dN}{dr} = A^{(\nu)} r^{-\nu} \sum_{i=1}^k M_i^{(\nu)} \exp \{-b_i [\ln(r/r_{mi}^{(\nu)})]^2\}, \quad (5)$$

где  $\nu = 3$ ;  $k = 6$ ;  $A, M_i^{(\nu)}, b_i, r_{mi}^{(\nu)}$  – параметры распределения. Функция распределения включала три моды в интервале  $0,03 \div 0,4$  мкм, две – в интервале  $0,4 \div 1,2$  мкм и одну коагуляционную моду.

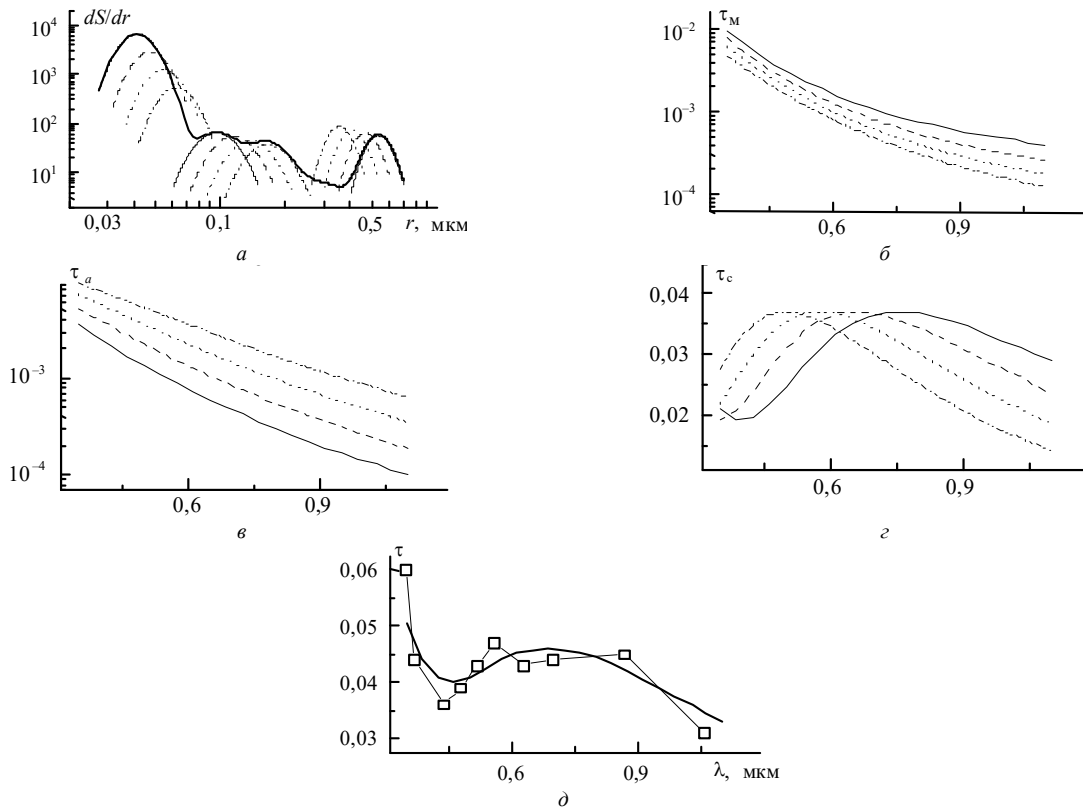


Рис. 3. Иллюстрация результатов моделирования: а – модельное распределение  $F(r)$ ; б, в, г – спектральные зависимости оптических толщ отдельных фракций ( $\tau_m, \tau_a, \tau_c$ ); д – результирующая расчетная зависимость  $\tau(\lambda)$  в сопоставлении с экспериментальной (24.07.97)

Результаты моделирования  $f(r)$ , вид оптического вклада различных фракций  $\tau_i(\lambda)$  и их синтез в итоговую спектральную зависимость поясняются на рис. 3. Из иллюстрации видно, что размытый максимум в области  $0,6-0,8$  мкм действительно обусловлен преобладающим вкладом в аэрозольное ослабление частиц среднедисперсной фракции, которые по размерам ( $\sim 0,45 \div 0,75$  мкм) соответствуют положению основного максимума  $K_e$  ( $\rho \approx 5$ ). Динамика спектральной зависимости  $\tau_c(\lambda)$ , при изменении модального радиуса этой фракции в пределах  $0,36-0,54$  мкм, показана на рис. 3,з,а. Важно отметить, что появление максимума в

оптических данных возможно, если ширина моды относительно узкая. Таким образом, можно сделать вывод, что «оптическое проявление» именно узкой среднедисперсной фракции обнаруживается и во многих других аналогичных измерениях [2–5].

Для частиц микродисперсной ( $r < 0,08$  мкм) и аккумулятивной ( $0,09-0,3$  мкм) фракций характерна качественно одинаковая («ангстремовская») спектральная зависимость (рис. 3,б,в). Но чтобы реализовался минимум  $\tau(\lambda)$  в области  $\sim 0,44$  мкм, необходимыми условиями являются аномально низкое содержание аккумулятивной фракции аэро-

золя (компонента  $\tau_a$ ) и преобладающий вклад микродисперсных частиц (компонента  $\tau_m$ ) в формирование  $\tau(\lambda)$  на ультрафиолетовом участке. В противном случае спектральная зависимость  $\tau_a(\lambda)$ , как и в обычных условиях, «закрывает» специфические особенности проявления среднедисперсной фракции –  $\tau_c(\lambda)$ . Причем для сохранения соответствия оптическим данным низкое содержание аккумулятивной фракции должно сохраняться в течение 2–3 сут с последующим интенсивным ростом до обычного уровня. Согласно модельным оценкам роль частиц грубодисперсной фракции также мала. Ее увеличение приводит к нейтрализации спектрального хода АОТ, и максимум (0,6–0,8 мкм) становится незначимым.

Результаты моделирования показали, что лучшее согласие с экспериментом реализуется при параметрах функций распределения  $F_i(r)$ , приведенных в табл. 2. В графическом представлении этот случай выделен на рис. 3 жирными линиями. Моделирование других вариантов дисперсной структуры в сочетании с различными (в том числе переменными) показателями преломления  $m(\lambda)$  хотя и влияет на выбор оптимальных значений  $F_i(r)$ , но не приводит к принципиальным отличиям искомого результата.

Таблица 2

**Параметры модельного представления дисперсного состава аэрозоля, соответствующего аномальной зависимости  $\tau(\lambda)$**

$i$	$r_i$ Мкм	$b_i$	$AM_i$ мкм <sup>2</sup> ·см <sup>-3</sup>	$N_i$ см <sup>-3</sup>	$S_i$ мкм <sup>2</sup> ·см <sup>-3</sup>	$V_i$ мкм <sup>3</sup> ·см <sup>-3</sup>
1	0,0426	16	86,0	224	479	6,91
2	0,1000	12	2,00	111	12,9	0,438
3	0,1700	16	1,90	172	33,5	2,22
4	0,3100	1,6	0,595	16,2	10,5	1,27
5	0,5420	64	3,90	2,99	10,9	1,97
6	0,5540	64	3,90	2,86	10,9	2,01

Рассмотренный микрофизический сценарий хорошо согласуется с атмосферными условиями, представленными в табл. 1. Естественно предположить, что с приходом арктического воздуха произошло резкое уменьшение содержания мелких частиц в целом по толще атмосферы. Воздух в полярных районах действительно отличается малым содержанием как частиц Айткена, так и субмикронного аэрозоля [16, 17 и др.]. Этому способствуют удаленность районов от источников аэрозоля, низкие значения влажности, температуры и инсоляции. Для арктической воздушной массы характерно и относительно бедное содержание грубодисперсной фракции. Если перенос воздушной массы из зоны формирования осуществляется по короткой траектории, с вымывающими аэрозоль осадками на переднем фронте, то дисперсный состав может сохраниться изначальным. Фактически при таких вторжениях имеем редкую возможность исследовать аэрозольную оптическую толщину собственно арктической зоны.

### Заключение

Подводя итог формального анализа ситуации, отметим, что появление аномальной зависимости  $\tau(\lambda)$  обуслов-

лено рядом особенностей дисперсного состава частиц в области размеров как первичного (грубодисперсного), так и вторичного (микродисперсная и аккумулятивная фракции) аэрозоля.

1. Размытый максимум АОТ атмосферы в «красной» части спектра является следствием «оптического проявления» относительно узкой среднедисперсной фракции частиц, размеры которых ( $r_m \sim 0,45 - 0,55$ ) соответствуют первому максимуму фактора эффективности ослабления  $K_e$ .

2. Наблюдение эффекта возможно только при существенном снижении влияния частиц аккумулятивной ( $r \sim 0,08 \div 0,2$  мкм) и грубодисперсной ( $r > 1$  мкм) фракций аэрозоля, с точки зрения атмосферных условий – при ослабленных источниках генерации аэрозоля или удалении от них (Антарктида, горы и т.д.). Обнаруживаемый в ряде случаев рост АОТ в ультрафиолетовой области спектра отражает вклад микродисперсных частиц ( $r < 0,08$  мкм).

3. Важной (для последующего анализа) особенностью является задержка на 2–3 сут трансформации спектральной зависимости  $\tau(\lambda)$  от аномальной к обычной, что можно объяснить только консервативностью оптически активных фракций.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты № 98-05-03177-а; 00-03-32422-а).

1. Родионов С.Ф. Электрофотометрические исследования атмосферы на Эльбрусе. Л.: Гидрометеоздат, 1970. 125 с.
2. Бартенева О.Д., Никитинская Н.И. и др. Прозрачность толщ атмосферы в видимой и ИК-области спектра. Л.: Гидрометеоздат, 1991. 224 с.
3. Никитинская Н.И., Бартенева О.Д., Веселова Л.К. // Изв. АН СССР. Сер. ФАО. 1973. Т. 9. № 4. С. 437–442.
4. Артемкин Е.Е. Спектральные оптические толщ континентального и морского аэрозоля // Аэрозольная оптика. Рязань, 1978. С. 3–16.
5. Кузнецов Г.И. // Изв. АН СССР. Сер. ФАО. 1975. Т. 11. № 6. С. 647–651.
6. Гуцин Г.П. Методы, приборы и результаты измерений спектральной прозрачности атмосферы. Л.: Гидрометеоздат, 1988. 200 с.
7. Крауклис В.Л., Никольский Г.А. и др. // Оптика атмосферы. 1990. 3. № 3. С. 227–241.
8. Сакерин С.М., Кабанов Д.М. // V Рабочая группа «Аэрозоли Сибири». Томск: ИОА СО РАН, 1998. С. 38–39.
9. Кабанов Д.М., Сакерин С.М. // Оптика атмосферы и океана. 1997. Т. 10. № 8. С. 866–874.
10. Кабанов Д.М., Сакерин С.М., Турчинович С.А. // Региональный мониторинг атмосферы. Ч. 2 / Под ред. М.В. Кабанова. Томск, 1997. С. 131–145.
11. Керимли У.Т., Кудинов О.А. // Оптика атмосферы. 1991. Т. 4. № 2. С. 219–220.
12. Розенберг Г.В. О происхождении эффекта селективной прозрачности атмосферы // Проблемы атмосферной оптики: Изд-во ЛГУ, 1979. С. 21–24.
13. Быков А.Д., Воронин Б.А., Науменко О.В. и др. // Оптика атмосферы и океана. 1999. Т. 12. № 9. С. 787–789.
14. Несмелова Л.И., Родимова О.Б., Творогов С.Д. // Оптика атмосферы и океана. 1997. Т. 10. № 2. С. 131–135.
15. Рахимов Р.Ф., Сакерин С.М., Макленко Э.В., Кабанов Д.М. // Оптика атмосферы и океана. 2000. Т. 13. № 9. С. 819–825.
16. Юнге Х. Химический состав и радиоактивность атмосферы. М.: Мир, 1965. 424 с.
17. Аэрозоль и климат / Под ред. К.Я. Кондратьева. Л.: Гидрометеоздат, 1991. 542 с.

*S.M. Sakerin, R.F. Rakhimov, E.V. Makienko, D.M. Kabanov.* **Interpretation of anomalous spectral dependence of the aerosol optical thickness of the atmosphere. Part I. Formal analysis of situation.**

The situation of anomalous spectral dependence of the aerosol optical thickness of the atmosphere  $\tau(\lambda)$  observed at the intrusion of Arctic air is discussed. The dependence is characterized by the minimum near  $0.44 \mu\text{m}$  and wide maximum in the range  $0.6\text{--}0.8 \mu\text{m}$ , and is quite rare for mid-latitude continent. It is supposed based on the analysis of experimental conditions and comparison with the other analogous data that the observed type of the spectral dependence  $\tau(\lambda)$  can be explained by the peculiarities of the aerosol microphysical composition characteristic of clear air. The aerosol origin of the anomalous dependence  $\tau(\lambda)$  is confirmed by the results of microphysical simulation which has shown the following: the wide maximum in the «red» part of the spectrum represents the optical contribution of the narrow middle-dispersed fraction of particles with the size corresponding to the first maximum of the extinction efficiency factor; the increase of  $\tau(\lambda)$  in the UV range embodies the contribution of fine particles; the effect is observable at the significant decrease of the effect of accumulative and coarse particle fractions. The quantitative characteristics of the aerosol disperse structure adequate to the observed spectral dependence  $\tau(\lambda)$  are presented.