

УДК 551.510 + 551.521.3

## Анализ подходов моделирования годового и спектрального хода аэрозольной оптической толщи атмосферы в регионах Сибири и Приморья

С.М. Сакерин<sup>1</sup>, С.А. Береснев<sup>2</sup>, Д.М. Кабанов<sup>1</sup>, Г.И. Корниенко<sup>3</sup>,  
С.В. Николашкин<sup>4</sup>, В.А. Поддубный<sup>5</sup>, М.А. Тащилин<sup>6</sup>, Ю.С. Турчинович<sup>1</sup>,  
В.Н. Holben<sup>7</sup>, А. Smirnov<sup>7\*</sup>

<sup>1</sup>Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН  
634021, г. Томск, пл. Академика Зуева, 1, Россия

<sup>2</sup>Уральский федеральный университет им. первого Президента России Б.Н. Ельцина  
620083, г. Екатеринбург, пр. Ленина, 51, Россия

<sup>3</sup>Уссурийская астрофизическая обсерватория ДВО РАН  
692533, с. Горнотаежное, Уссурийский район, Приморский край, Россия

<sup>4</sup>Институт космических исследований и аэронавтики им. Ю.Г. Шафера СО РАН  
677980, г. Якутск, пр. Ленина, 31, Россия

<sup>5</sup>Институт промышленной экологии УрО РАН  
620219, г. Екатеринбург, ГСП-594, ул. Софьи Ковалевской, 20а, Россия

<sup>6</sup>Институт солнечно-земной физики СО РАН  
664033, г. Иркутск, ул. Лермонтова, 126а, Россия

<sup>7</sup>NASA/Goddard Space Flight Center  
Greenbelt, MD 20771, USA

Поступила в редакцию 8.09.2014 г.

На основе данных многолетних измерений солнечных фотометров в азиатской части России анализируются вопросы моделирования годового и спектрального хода аэрозольной оптической толщи (АОТ) атмосферы, основанного на разделении вклада мелко- и грубодисперсного аэрозоля. Обсуждаются особенности пространственного распределения и сезонной изменчивости характеристик АОТ в различных регионах, а для Западной Сибири (Томск) предлагается трехпараметрическая модель годового хода спектральных АОТ для диапазона 0,34–4 мкм.

*Ключевые слова:* аэрозольная оптическая толщина, годовой ход, пространственное распределение; aerosol optical depth, annual behavior, spatial distribution.

### Введение

Аэрозоль, наряду с облачностью и водяным паром, является наиболее динамичным компонентом атмосферы, влияющим на распространение оптического излучения, видение удаленных объектов и формирование радиационного режима. Для решения многих фундаментальных и прикладных задач оптики атмосферы необходимо знание фактических или средних характеристик ослабления радиации в кон-

кретных участках спектра и условиях наблюдений (районы, сезоны). В качестве интегральной характеристики ослабления радиации в столбе атмосферы используется аэрозольная оптическая толщина (АОТ), которая измеряется солнечными фотометрами или методами спутникового зондирования.

Важной особенностью ослабления (рассеяния, поглощения) радиации аэрозолями является ее спектральная зависимость от размеров частиц и длины волны, требующая исследований в различных участках спектра. Большинство измерений АОТ атмосферы проводятся в макроокне прозрачности в диапазоне спектра 0,34–1,05 мкм, где аэрозоль играет приоритетную роль в ослаблении радиации по сравнению с молекулярным поглощением газов. Кроме того, указанный диапазон наиболее востребован при решении прикладных задач, связанных с эксплуатацией различных оптико-электронных систем.

\* Сергей Михайлович Сакерин (sms@iao.ru); Сергей Анатольевич Береснев (sergey.beresnev@usu.ru); Дмитрий Михайлович Кабанов (dkab@iao.ru); Геннадий Иванович Корниенко (kornienko@utl.ru); Семен Викторович Николашкин (nikolashkin@ikfia.ysn.ru); Василий Алексеевич Поддубный (Basil@ecko.uran.ru); Михаил Анатольевич Тащилин (miketash@iszf.irk.ru); Юрий Сергеевич Турчинович (tus@iao.ru); Brent N. Holben; Alexander Smirnov.

К настоящему времени накоплен большой объем информации о свойствах аэрозоля и предложены модели его оптических и микрофизических параметров [1–5 и др.], которые в основном характеризуют *отдельные типы* атмосферного аэрозоля – морской, аридный, промышленный и др. Реальный же аэрозоль представляет собой сложную и изменчивую смесь его различных типов, зависящую от комплекса природных условий конкретных регионов – сезона, особенностей циркуляций, ландшафта и других факторов. Оптимальным в таком случае является разработка региональных моделей (в частности, АОТ), основанных на многолетних наблюдениях и статистическом обобщении эмпирических данных для основных типов атмосферных условий. Поясним, о каких моделях и типах условий идет речь.

Разномасштабность колебаний характеристик аэрозоля и сложная зависимость от множества факторов делают практически невозможной разработку какой-то универсальной модели их пространственно-временной изменчивости, включающей регулярные и нерегулярные компоненты. При климатических описаниях обычно ограничиваются представлением средних и/или наиболее вероятных значений характеристик, а также других статистических параметров для отдельных районов (природных зон) и сезонов (годовой ход).

По данным многолетних наблюдений на актинометрической сети станций и специальной методики восстановления АОТ для середины видимой области спектра (0,55 мкм), такого рода обобщения для территории России были представлены в серии работ [6–8 и др.]. В частности, определены основные типы годового хода АОТ в различных районах, оценены многолетние тренды, влияние вулканов, дымов лесных пожаров и антропогенных загрязнений. Полученные результаты, в целом, правильно отражают закономерности пространственного распределения и сезонной изменчивости аэрозольного замутнения атмосферы, но не содержат информации о величине АОТ в различных участках спектра.

Благодаря развитию спектральных фотометрических наблюдений в последние 10–20 лет создана основа для разработки региональных моделей *спектральных* АОТ атмосферы. Наиболее информативной для решения этой задачи является глобальная сеть AERONET [9, <http://aeronet.gsfc.nasa.gov>], использующая Sun-Sky-радиометры Cimel CE-318 ([www.cimel.fr](http://www.cimel.fr)) и специальные алгоритмы восстановления характеристик аэрозоля (кроме АОТ) – параметры микроструктуры, альbedo однократного рассеяния и др. [10]. Климатологические обобщения типичных характеристик аэрозоля для отдельных регионов и условий приводились, например, в работах [11–13].

Наши исследования базируются на совместном использовании результатов наблюдений радиометров CE-318 и многоволновых солнечных фотометров SP, работающих в более широком диапазоне спектра (до 2 или 4 мкм) [14, 15]. Сочетание двух

типов измерительных систем позволяет повысить достоверность получаемых данных и использовать альтернативные подходы определения характеристик аэрозоля.

В ряде публикаций [16–19 и др.] уже обсуждались закономерности пространственно-временной изменчивости спектральных АОТ в азиатской части России по данным наземных и спутниковых измерений до 2010 г. С учетом получения новых данных в настоящей статье рассматриваются вопросы, связанные с разработкой моделей годового и спектрального хода АОТ в исследуемых районах, а именно: 1) возможность трехпараметрического представления спектральной зависимости АОТ в диапазоне спектра 0,3–4 мкм; 2) сравнительный анализ методик определения грубо- и мелкодисперсной компоненты АОТ; 3) детализация годового хода характеристик АОТ и учет дымов лесных пожаров, которые являются типичными для бореальной зоны в теплый период и заметно искажают фоновое состояние атмосферы; 4) два подхода учета пространственного распределения АОТ атмосферы на территории Сибири.

Проработка перечисленных вопросов создает методическую основу для эмпирического моделирования – представления типичных значений спектральных АОТ атмосферы в диапазоне 0,3–4 мкм для заданного района и времени (месяца).

## 1. Характеристика рядов наблюдений

В настоящей статье анализируются результаты многолетних измерений спектральных АОТ атмосферы солнечными фотометрами в нескольких районах азиатской части России. С особенностями используемых фотометров и методиками определения характеристик аэрозоля можно ознакомиться по более ранним публикациям [9, 10, 14–16, 20 и др.].

При отборе исходных данных применялись специальные процедуры фильтрации результатов измерений от искажающего влияния облачности, а также выделения ситуаций дымов лесных пожаров. В дальнейшем последовательно рассчитывались средние значения характеристик АОТ за час, день, декаду и месяц.

Наиболее полные данные измерений двух фотометров (SP и CE-318) получены в районе Томска. Анализировались результаты измерений с 1995 по сентябрь 2013 г. Общий массив данных составил 399 декадных значений АОТ и 398 значений для ситуаций «без дымов» лесных пожаров. Ряды наблюдений АОТ в других районах менее продолжительные. Статистика декадных значений примерно в 2 раза меньше, чем в Томске: «Екатеринбург» (пос. Коуровка) все данные – 179 и 166 – «без дымов»; «Иркутск» (пос. Торы) – 138 и 134, «Якутск» (пос. Октем) – 198 и 174, «Уссурийск» (пос. Горнотаежное) – 200 и 149.

Кроме спектральных АОТ к анализу привлекались результаты расчетов грубодисперсной компоненты АОТ и объемной концентрации грубодисперсного аэрозоля с сайта AERONET (<http://aeronet.gsfc.nasa.gov>).

## 2. Представление спектральной зависимости АОТ в диапазоне спектра 0,3–4 мкм

Измерения АОТ атмосферы, как правило, ограничиваются областью спектра 0,34–1 мкм, где спектральные зависимости хорошо описываются степенным спадом с ростом длины волны (формула Ангстрема) [21]:

$$\tau^a(\lambda) = \beta\lambda^{-\alpha}, \quad (1)$$

где  $\alpha$  – показатель селективности;  $\beta$  – параметр, близкий по величине к АОТ в области 1 мкм.

Заметим, что спектральная зависимость АОТ является результатом совокупного действия двух основных фракций – мелко- и грубодисперсного аэрозоля (см., например, [16, 22]), которые имеют разную природу происхождения и трансформации. Собственно, степенной спад определяется мелкими частицами, относительный размер которых  $\rho = 2\pi r/\lambda < 1$ , а более крупные частицы ослабляют радиацию практически одинаково в видимой и ближней ИК-областях спектра. То есть их вклад проявляется в одинаковом увеличении АОТ на разных длинах волн и в ослаблении селективности спектральной зависимости  $\tau^a(\lambda)$ . В результате АОТ относительно быстро уменьшается в области до ~1 мкм и далее спектральный ход становится квазинейтральным. Наши эмпирические данные и численные оценки в «окнах прозрачности» атмосферы показали [22, 23], что в диапазоне спектра 1–4 мкм могут наблюдаться некоторые изменения АОТ: небольшой спад/рост с увеличением длины волны или максимум в середине. Однако средняя величина этих межволновых отличий АОТ не превышает 0,02, что сопоставимо с погрешностью их определения.

С учетом этих обстоятельств логично воспользоваться представлением  $\tau^a(\lambda)$  в виде суммы двух независимых компонент – постоянной грубодисперсной  $\tau^c$  и селективной  $\tau_\lambda^f$ , обусловленной ослаблением радиации мелкими частицами:

$$\tau^a(\lambda) = \tau^c + \tau_\lambda^f(\lambda) \approx \tau^c + m\lambda^{-n}, \quad (2)$$

где  $m$  и  $n$  – параметры аппроксимации спектрального хода  $\tau_\lambda^f$ , которые рассчитываются аналогично параметрам Ангстрема ( $m$  в основном зависит от содержания частиц, а  $n$  – от размеров и показателя преломления мелкодисперсного аэрозоля).

Трехпараметрическое представление  $\tau^a(\lambda)$  не является новым (упоминается, например, в монографии [24]), но редко используется другими авторами из-за трудности разделения вклада  $\tau^c$  и  $\tau_\lambda^f$ . (Точнее, достаточно найти  $\tau^c$ , а  $\tau_\lambda^f$  определится как остаточная.) Нами используется прямая эмпирическая методика определения  $\tau^c$ , основанная на измерениях АОТ в «окнах прозрачности атмосферы» в ИК-области спектра с помощью фотометров типа SP [14, 15]. В диапазоне 1,2–4 мкм вклад мелкодисперсного аэрозоля в ослабление радиации становится незначимым ( $\tau_\lambda^f \rightarrow 0$ ) и  $\tau^c$  находится по

минимальным или средним значениям АОТ в предположении, что  $\tau^c$  является константой [16, 23]. Такое допущение выполняется, как отмечалось выше, в пределах зоны неопределенности ~0,02. Указанную величину можно считать вполне приемлемой для оценок, учитывая, что она включает как погрешности измерений, так и естественные спектральные отличия ослабления радиации грубодисперсным аэрозолем.

К сожалению, ряды измерений АОТ фотометрами SP в ИК-области спектра в других районах Сибири (кроме Томска) пока недостаточно продолжительны. Поэтому при определении среднего годового хода АОТ и других закономерностей [16] в основном используются результаты наблюдений фотометров CE-318 сети AERONET, работающих в диапазоне спектра до 1,02 мкм. Если данные в более длинноволновом диапазоне отсутствуют, можно воспользоваться альтернативными *расчетными* подходами. Например, в системе AERONET для оценки  $\tau^c$  ( $\tau_\lambda^f$ ) применяется методика (*spectral deconvolution algorithm*), основанная на анализе кривизны спектрального хода АОТ в диапазоне 0,38–1,02 мкм [25, 26].

Более сложный метод состоит в измерении прямой и рассеянной радиации (яркости неба) в альмикантарате Солнца и восстановлении микрофизических параметров аэрозоля путем решения обратной задачи. (Например, как это делается с использованием стандартных алгоритмов AERONET [10].) Далее можно решить прямую задачу: по полученным данным рассчитать  $\tau^c$  ( $\tau_\lambda^f$ ) либо оценить  $\tau^c$  на основе регрессионной связи с объемной концентрацией частиц грубодисперсного аэрозоля  $C_{Vc}$  (мкм<sup>3</sup>/мкм<sup>2</sup>). Недостаток такого подхода в том, что он может быть реализован только для условий безоблачного неба, т.е. для гораздо меньшего числа ситуаций.

Рассмотрим применимость *расчетных* методик определения  $\tau^c$  на основе сравнения с нашим эмпирическим подходом. Для проведения проверки были отобраны результаты параллельных измерений фотометров SP и CE-318 (данные по уровню 2 Level 2) в Томске в 2003–2005 и 2013 гг. Формирование совместного массива данных включало следующее:

1) за основу были взяты единичные замеры фотометра SP, которые предварительно очищались от влияния облачности с помощью специальной процедуры фильтрации [27];

2) с учетом согласования по времени ( $\pm 0,5$  мин) сформирован совместный массив АОТ, измеренных фотометрами SP и CE-318 (т.е. «облачные» замеры CE-318 тоже исключались);

3) к совместному массиву добавлены данные восстановления  $C_{Vc}$ , полученные в промежутки времени не более  $\pm 12$  мин от измерений фотометра SP (в этом случае не было необходимости более точно привязываться по времени к очищенным замерам SP, так как методика определения  $C_{Vc}$  реализуется только в безоблачных условиях);

4) по данным очищенного и совмещенного (по времени) массива единичных замеров были рассчитаны

среднечасовые значения  $\tau_{SP}^c$ ,  $\tau_{CE}^c$  и  $C_{Vc}$ , которые и использовались в сравнительном анализе.

Как известно, дымы лесных пожаров существенно влияют на оптические характеристики атмосферы, в частности искажают закон распределения [16] и годовой ход АОТ [28]. Поэтому сопоставление  $\tau_{SP}^c$ ,  $\tau_{CE}^c$  и  $C_{Vc}$  кроме общего массива дополнительно проводилось для подмассива данных «без дымов» лесных пожаров. Выделение таких данных осуществлялось с использованием методики идентификации дымовых ситуаций [29].

На рис. 1 приведены результаты сравнения  $\tau_{SP}^c$  и  $\tau_{CE}^c$ , полученных двумя методами, и уравнения линейной регрессии для общего массива данных и для условий «без дымов» лесных пожаров.

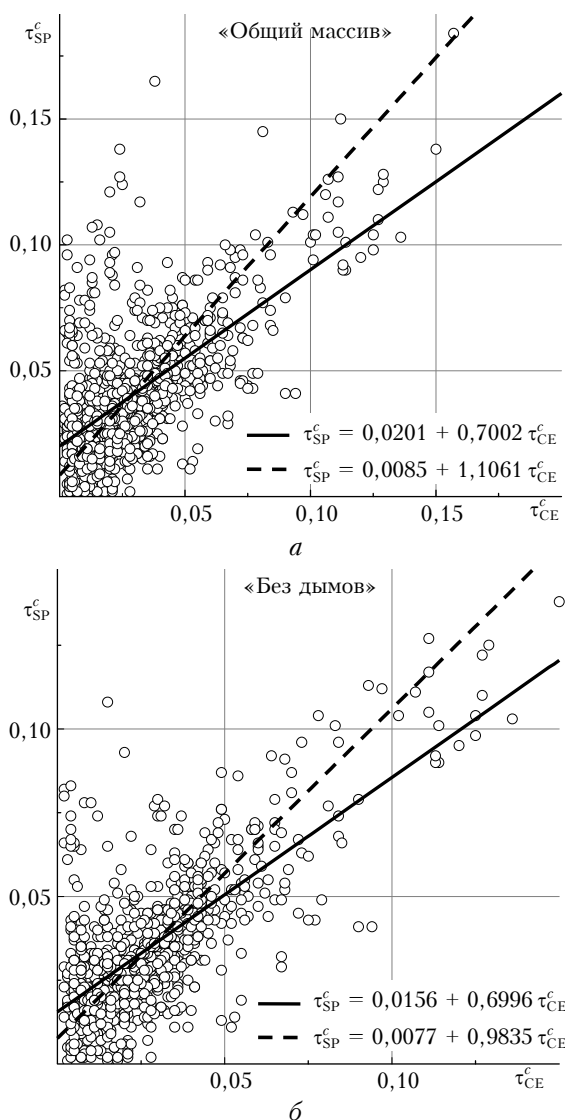


Рис. 1. Диаграммы рассеяния значений грубодисперсных компонент АОТ, определенных эмпирическим ( $\tau_{SP}^c$ ) и расчетным [26] ( $\tau_{CE}^c$ ) методами для общего массива данных (а) и подмассива «без дымов» (б)

Более подробные статистические параметры, характеризующие взаимосвязь  $\tau_{SP}^c$  и  $\tau_{CE}^c$ , а также величину

их различия  $\Delta\tau^c = (\tau_{SP}^c - \tau_{CE}^c)$ , представлены в табл. 1. Кроме стандартного подхода оценки регрессионной связи  $\tau_{SP}^c$  и  $\tau_{CE}^c$  были проведены расчеты методом, предложенным в работе [30]. Эти данные приведены на рис. 1 штриховой линией и в табл. 1 – в скобках.

Таблица 1

Статистические параметры взаимосвязи  $\tau_{SP}^c$  и  $\tau_{CE}^c$

Вид данных	$\sigma$	$R$	$\bar{\Delta}_\tau$	$\sigma_{\Delta\tau}$	$N$
«Общий массив»	0,020 (0,022)	0,63	0,0116	0,021	1039
«Без дымов»	0,016 (0,017)	0,71	0,0073	0,017	803

Примечание.  $\sigma$  – стандартное отклонение от регрессионной зависимости;  $R$  – коэффициент взаимной корреляции;  $\bar{\Delta}_\tau$  – средняя величина различия значений ( $\tau_{SP}^c - \tau_{CE}^c$ );  $\sigma_{\Delta\tau}$  – стандартное отклонение различий;  $N$  – число значений.

Оба способа статистических оценок дают сопоставимые результаты, на основе которых можно сделать следующие выводы. Расчетная методика [26] позволяет с приемлемой погрешностью оценивать  $\tau^c$  по измерениям АОТ в коротковолновой области спектра (0,38–1,02 мкм), тем более что в данном случае задачей методики является определение не единичных значений  $\tau^c$ , а средних закономерностей, в частности годового хода. Судя по величине стандартных отклонений и коэффициентов корреляции, несколько лучшие результаты получаются для подмассива данных «без дымов». То есть при учете дымовых ситуаций регрессионная связь и возможность оценки  $\tau^c$  ухудшаются.

Близкие результаты дал анализ взаимосвязи  $\tau_{SP}^c$  с объемными концентрациями грубодисперсного аэрозоля  $C_{Vc}$ , восстановленными по данным SE-318 в безоблачные дни (рис. 2).

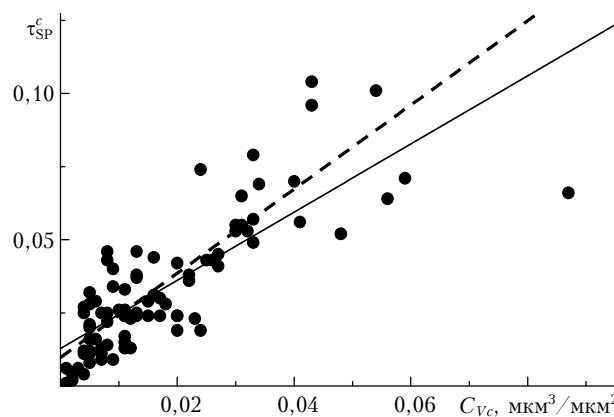


Рис. 2. Взаимосвязь  $\tau_{SP}^c$  с объемными концентрациями грубодисперсного аэрозоля  $C_{Vc}$ , восстановленными по данным SE-318 в безоблачные дни «без дымов»

Коэффициент взаимной корреляции в этом случае составляет 0,80, стандартное отклонение 0,013. Уравнения линейной регрессии для стандартного подхода и метода [30] (пунктир на рис. 2) имеет вид

$$\tau_{SP}^c = 0,0128 + 1,165C_{Vc}, \quad (3)$$

$$\tau_{SP}^c = 0,0098 + 1,4382C_{Vc}. \quad (3a)$$

Из сопоставления двух регрессионных зависимостей (см. рис. 1 и рис. 2) с данными табл. 1 следует, что использование объемных концентраций  $C_{Vc}$  для оценки  $\tau^c$  дает немного лучшие результаты, но применимость такой методики ограничена условиями безоблачного неба.

### 3. Детализация годового хода характеристик АОТ

При анализе сезонной изменчивости ранее нами использовались среднемесячные значения АОТ [16, 17], которые могут вуалировать мелкомасштабные особенности годового хода. Рассмотрим внутригодовую изменчивость более детально, т.е. на основе декадных значений характеристик АОТ. Учитывая, что дымы лесных пожаров искажают регулярную компоненту годового хода АОТ, анализ провели в двух вариантах: для общего массива данных и для фоновых (обычных) условий — с исключенными дымовыми ситуациями.

Сравнение годового хода АОТ, рассчитанного по месячным [28] и декадным значениям (рис. 3), показало, что основные закономерности сохраняются: а) максимум замутнения наблюдается в апреле—мае с последующим спадом до осени; б) у показателя селективности  $\alpha$  в теплый период значения повышенные (апрель—октябрь) и низкие — зимой.

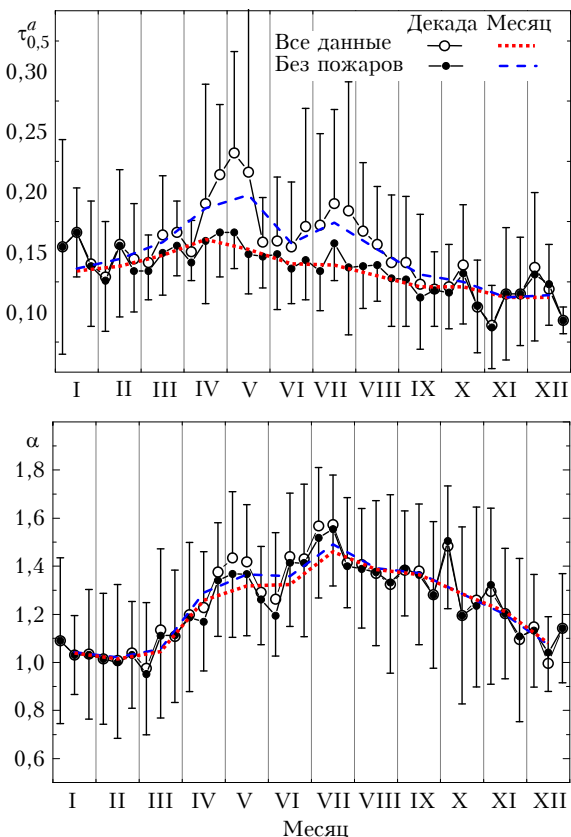


Рис. 3. Сравнение годового хода АОТ (0,5 мкм) и параметра Ангрестра  $\alpha$  в Томске, рассчитанных по декадным и месячным значениям для общего массива данных и фоновых условий — «без дымов» лесных пожаров

Использование декадного усреднения позволило уточнить некоторые особенности годового хода характеристик АОТ. Продолжительность весеннего максимума  $\tau_\lambda^a$  в Томске составляет около 40 сут — с середины апреля по вторую декаду мая. Максимальные значения  $\tau_\lambda^a$  наблюдаются в начале мая ( $\tau_{0,5}^a = 0,25$ ), а минимальные — в первой декаде ноября ( $\tau_{0,5}^a \approx 0,05$ ). В июне более явно проявляется локальный минимум АОТ, причем в ИК-диапазоне он смещен на одну декаду позже. У показателя  $\alpha$  проявляются максимумы в середине мая и первой половине июля ( $\alpha \approx 1,6$ ), а также повышенные междекадные вариации в октябре и в конце года. Самая низкая селективность АОТ наблюдается в середине зимы ( $\alpha \approx 1$ ). Скачки значений  $\tau_\lambda^a$  и  $\alpha$  в конце/начале года, по-видимому, обусловлены малым числом измерений при низкой высоте Солнца. Интересно, что при исключении дымов пожаров годоводой ход показателя  $\alpha$  практически не меняется.

Рассмотрим средний годоводой ход грубо- и мелкодисперсной компонент АОТ ( $\tau^c$ ,  $\tau_{0,5}^f$ ) и параметров  $m$ ,  $n$  модельной спектральной зависимости (2). Поведение  $\tau_{0,5}^f$  такое же, как у АОТ в середине видимой области спектра (рис. 4, а): максимумы наблюдаются в начале мая и середине июля, а минимальные значения — в начале ноября. Амплитуда сезонного хода грубодисперсной компоненты АОТ менее значительная (рис. 4, б): в конце зимы  $\tau^c$  достигает 0,05, а с апреля по ноябрь снижается до 0,03. При учете дымов лесных пожаров в основном изменяется мелкодисперсная компонента — она увеличивается в теплый период (апрель—сентябрь) и наиболее существенно возрастает майский максимум.

Сезонный ход параметров  $m$ ,  $n$  в обычных условиях («без дымов») характеризуется следующими особенностями (рис. 4, в, г): у параметра  $n$  самые высокие значения наблюдаются летом (около 2,3) и минимальные в конце зимы (~1,7); у параметра  $m$  — повышенные значения в весенние месяцы и минимум осенью. В зимние месяцы данных мало, но естественно полагать увеличение  $m$  и уменьшение  $n$ .

Отметим, что локальные экстремумы (междекадные вариации)  $m$ ,  $n$  и  $\tau^c$  имеют шумовой характер при относительно больших значениях среднеквадратических отклонений. Этот факт свидетельствует скорее о недостаточной статистике при декадном усреднении, чем о природных особенностях сезонной изменчивости. Если сгладить указанные флуктуации (см. штриховую линию), то средняя закономерность годового хода  $m$ ,  $n$  и  $\tau^c$  приближается к простому гармоническому колебанию, что позволяет предложить соответствующую модель:

$$Y = A_0 + A_1 \sin(2\pi(x - t_1)/12) + A_2 \sin(2\pi(x - t_2)/6), \quad (4)$$

где  $Y$  — модельные значения  $m$ ,  $n$  и  $\tau^c$  для подстановки в формулу (2);  $x$  — месяцы;  $A_i$ ,  $t_i$  — параметры аппроксимации, представленные в табл. 2. Модельные зависимости годового хода  $m$ ,  $n$  и  $\tau^c$  показаны на рис. 4 жирными линиями.

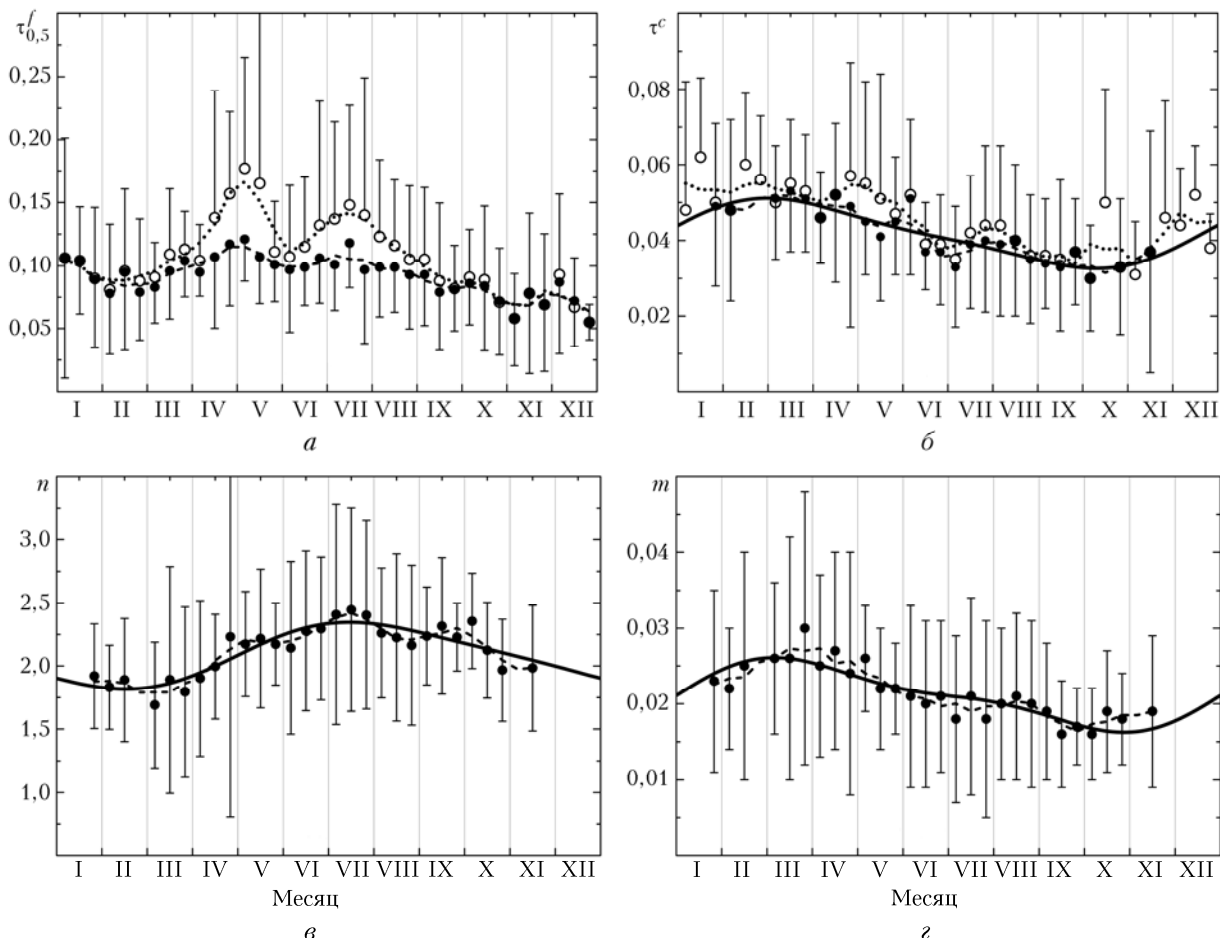


Рис. 4. Годовой ход  $\tau_{0,5}^f$ ,  $\tau^c$  и параметров  $n$ ,  $m$  в районе Томска для фоновых условий (темные кружки) и с дымами лесных пожаров (общий массив – светлые кружки); штрихами и пунктиром показано скользящее среднее, жирной линией – модельная аппроксимация

Таблица 2

Параметры аппроксимации годового хода  $n$ ,  $m$  и  $\tau^c$ , для фоновых условий в Томске

Параметр	$n$	$m$	$\tau^c$
$A_0$	2,0850	0,0211	0,0417
$A_1$	0,2533	-0,0042	-0,0085
$t_1$	5,0212	6,9937	12,6164
$A_2$	-0,0420	0,0015	0,0019
$t_2$	1,9295	-4,9583	-5,2624

Рассмотренный сезонный ход АОТ для фоновых условий нарушается при учете дымов лесных пожаров, характерных для бореальной зоны Евразии в теплый период. Насколько сильно влияет дымовая компонента, можно проследить по отличию сезонного хода АОТ в отдельные годы (на примере 2012 и 2013 гг.) от среднего многолетнего (рис. 5).

Из-за аномальной дымной мглы летом 2012 г. среднее АОТ в июле в 8 раз, а годовое значение в 2 раза превысили многолетнюю норму [31]. Особенностью 2013 г. была очень высокая прозрачность в середине сентября ( $\tau_{0,5}^a \approx 0,04$ , что примерно в 3 раза ниже многолетней нормы), пониженные АОТ с января по май и повышенные – в июле–

августе, обусловленные выносами дымов лесных пожаров из северных районов – менее интенсивных, чем в аномальном 2012 г.

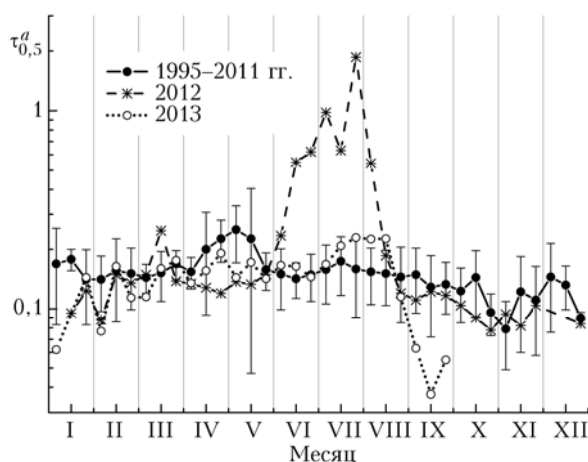


Рис. 5. Сравнение годового хода  $\tau_{0,5}^a$  в 2012–2013 гг. с многолетним (1995–2011 гг.)

Учесть дымы лесных пожаров можно в двух вариантах: рассматривать их в модели годового хода АОТ совместно с обычными (фоновыми) ус-

ловиями или в виде отдельной аддитивной компоненты  $\tau_{\lambda}^{\text{дым}}$ . При использовании первого подхода необходимо принимать во внимание следующие отрицательные факторы:

– искажение закона распределения АОТ (отклонение от логнормального) при добавлении к обычным условиям дымовых замутнений [16];

– ухудшение взаимосвязей оптических характеристик и погрешности приближенной оценки  $\tau^c$  в дымовых ситуациях (см. табл. 1);

– усложнение характера годового хода мелко- и грубодисперсной компонент АОТ (см. рис. 4, а, б).

С учетом перечисленного более предпочтительным является представление АОТ суммой *фоновой* и *дымовой* компонент  $\tau_{\lambda}^a = \tau_{\lambda}^{\text{фон}} + \tau_{\lambda}^{\text{дым}}$ . В этом случае с привлечением дополнительной информации о конкретных сроках и интенсивности дымов пожаров есть возможность более точно учесть  $\tau_{\lambda}^{\text{дым}}$  либо (при отсутствии такой информации) использовать среднестатистические значения  $\tau_{\lambda}^{\text{дым}}$ , но с большей неопределенностью.

Однако пока нет окончательного решения относительно выбора оптимального подхода учета дымов лесных пожаров. Одной из причин являются специфические особенности годового изменчивости  $\tau_{\lambda}^{\text{дым}}$  и  $\tau_{\lambda}^{\text{фон}}$  в других районах (в сравнении с Томском), которые затрудняют разработку единообразной простой модели (рис. 6). Отчасти это обусловлено более короткими рядами наблюдений в районах «Екатеринбург», «Иркутск», «Якутск», «Уссурийск» и использованием приближенной методики оценки  $\tau^c$ .

Обратим также внимание на уменьшение статистической обеспеченности данных в начале/кон-

це года, связанной с малой высотой (или отсутствием) Солнца. Наиболее полно представлены данные в южном Уссурийске (43,7° с.ш.), а в высокоширотном Якутске (61,7° с.ш.) они отсутствуют в течение трех зимних месяцев.

Несмотря на предварительный характер результатов по годовому ходу  $\tau^c$ ,  $\tau_{0,5}^f$ , мы все же прокомментируем их основные особенности (см. табл. 3, рис. 6 и 4, а, б). Относительно компоненты  $\tau^c$  отметим, что дымы пожаров практически не влияют на вид годового хода. Наиболее простой одномодальной формой (один максимум и минимум) отличается годовой ход  $\tau^c$  в Томске. В других районах наблюдаются две и даже четыре волны колебаний, причины и достоверность которых еще предстоит выяснить. Общая амплитуда изменения  $\tau^c$  (от максимума до минимума) самая большая в Уссурийске (~0,08), а в других районах она составляет 0,02–0,04. По абсолютной величине это не так много, но сопоставимо со среднегодовыми значениями  $\tau^c$ , которые на сибирских станциях находятся в диапазоне от 0,026 (Якутск) до 0,044 (Томск).

Годовой ход  $\tau_{0,5}^f$  для общего массива данных (3-я колонка табл. 3) характеризуется весенне-летним максимумом, обусловленным дымами лесных пожаров. Дымовая добавка  $\Delta_d$  (превышение над фоновыми значениями  $\tau_{0,5}^f$ ) в регионах Сибири составляет 0,05–0,06, а в Екатеринбурге летний максимум примерно в 2 раза больше. На его величину повлияла аномальная дымная мгла, наблюдавшаяся в европейской части России в августе 2010 г. (см., например, [32]).

Таблица 3

Характерные особенности годового хода  $\tau^c$  и  $\tau_{0,5}^f$

Станция	$\tau^c$	$\tau_{0,5}^f$ , общий массив	$\tau_{0,5}^f$ , «без дымов»
«Якутск»	Общий спад с февраля по ноябрь с максимумами в мае и сентябре; $\mu = 0,026$ ; $\max/\min \approx 0,05/0,01$	Максимумы в мае и июле; $\Delta_d \approx 0,06$	Повышенные значения с февраля по июль и спад до конца осени; $\mu = 0,085$ ; $\max/\min \approx 0,1/0,05$
«Екатеринбург»	Двухмодальная структура с весенним и осенним максимумами; $\mu = 0,03$ ; $\max/\min \approx 0,045/0,015$	Основной максимум в начале августа и слабый весной; $\Delta_d \approx 0,1$	Увеличение с февраля до июля и спад до осени; $\mu = 0,121$ ; $\max/\min \approx 0,14/0,04$
«Томск»	Спад с марта по октябрь и последующий рост зимой; $\mu = 0,044$ ; $\max/\min \approx 0,05/0,03$	Максимумы в мае и начале августа; $\Delta_d$ до 0,06	Увеличение с февраля по май и спад до конца осени; $\mu = 0,092$ ; $\max/\min \approx 0,12/0,04$
«Иркутск»	Четырехмодальная структура; $\mu = 0,034$ ; $\max/\min = 0,055/0,02$	Весенне-летний максимум с конца апреля до начала августа; $\Delta_d$ до 0,06	Рост до середины лета и спад до конца осени; $\mu = 0,08$ ; $\max/\min \approx 0,11/0,05$
«Уссурийск»	Двухмодальная структура с максимумами весной и в ноябре; $\mu = 0,05$ ; $\max/\min = 0,11/0,03$	Длительный период (апрель–август) высоких замутнений с локальными максимумами в январе и ноябре; $\Delta_d \approx 0,1$	Трехмодальная структура с максимумами в январе, летом и осенью; $\mu = 0,14$ ; $\max/\min \approx 0,18/0,09$

Примечание.  $\mu$  – среднегодовое значение в обычных условиях («без дымов»),  $\max/\min$  – амплитуда годового хода,  $\Delta_d$  – дымовая добавка.

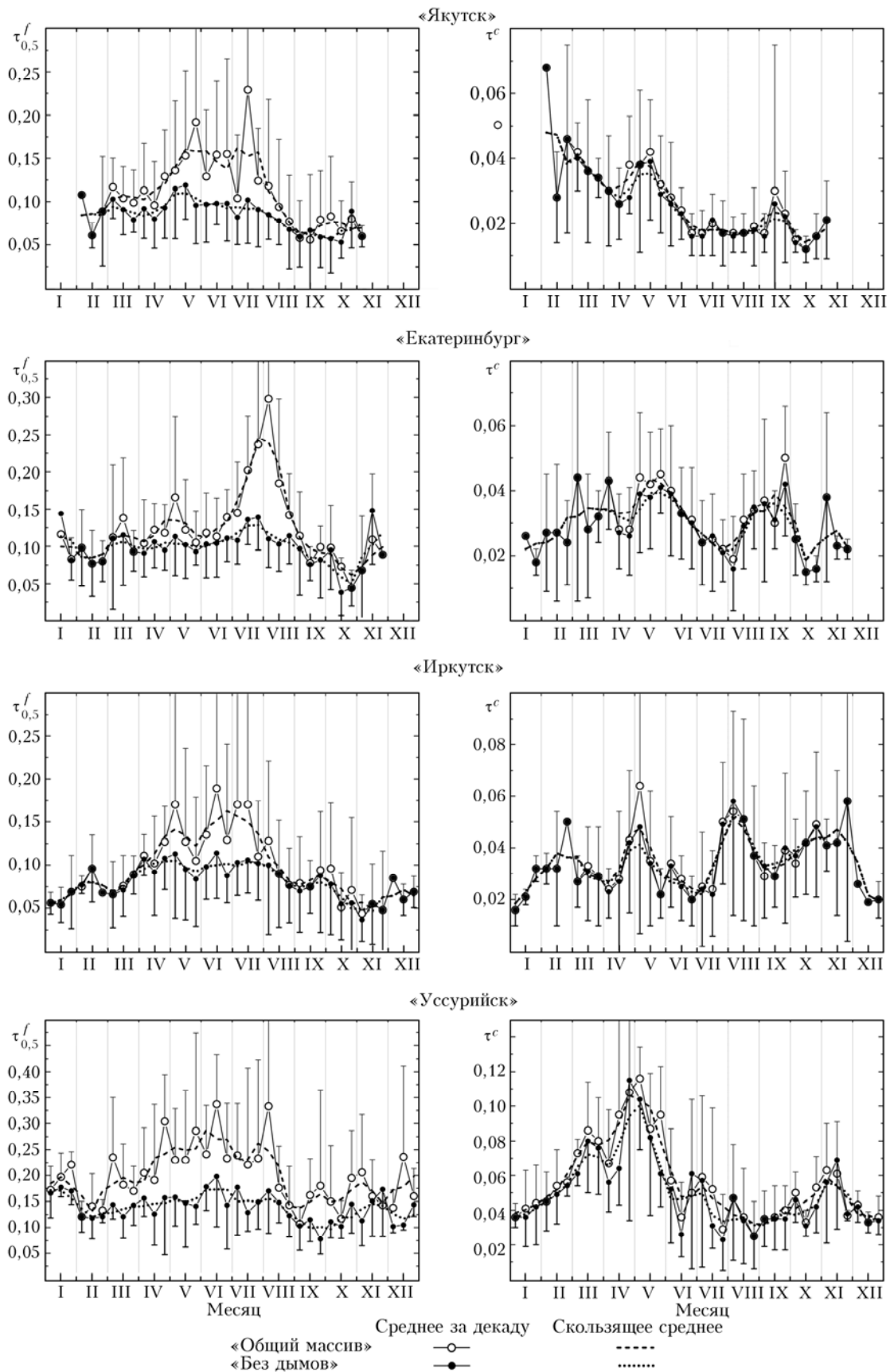


Рис. 6. Годовой ход  $\tau_{0,5}^f$  и  $\tau^c$  в различных районах для фоновых условий (темные кружки) и с дымами лесных пожаров (общий массив – светлые кружки)



В фоновых условиях («без дымов») общей особенностью годового хода  $\tau_{0,5}^f$  в регионах Сибири (4-я колонка табл. 3) являются повышенные значения или рост в первой половине года и последующий спад до конца осени. Амплитуда годового хода составляет 0,05–0,1 при среднегодовых значениях 0,08–0,12.

Наибольшей спецификой отличаются данные в Приморье. Продолжительный период повышенных значений  $\tau_{0,5}^f$ , в том числе относительно фоновых условий, обусловлен не только дымами лесных пожаров. Особенность этого региона в том, что он расположен в зоне муссонных циркуляций и подвержен достаточно сильному влиянию выносов пылевого и мелкодисперсного антропогенного аэрозоля из соседних густонаселенных районов Китая, Японии, Кореи (см., например, [16]), а также морского аэрозоля со стороны океана. Годовой ход  $\tau_{0,5}^f$ , с учетом и без учета «дымов», содержит несколько максимумов, интерпретация которых затруднена. Есть основания полагать, что использованная нами процедура выделения дымовых ситуаций [29] для районов Приморья некорректна – некоторые выносы аэрозоля идентифицируются как дымовые. Несмотря на специфические особенности каждого района наблюдений, в среднем проявляется тенденция увеличения  $\tau^c$  и  $\tau_{0,5}^f$  с севера на юг, более детально рассмотренная ниже.

#### 4. Пространственное распределение АОТ

При моделировании пространственного распределения климатических характеристик обычно используют деление на пояса (зоны) или представление широтными зависимостями. В более сложных случаях районирование опирается не на географические координаты, а на природно-климатические особенности местности, которые определяют однородность климатических характеристик. Аналогичные подходы могут быть использованы и для атмосферного аэрозоля с учетом его зависимости от комплекса метеорологических условий, господствующих циркуляций и ландшафта (источников аэрозоля). В качестве примера можно привести результаты районирования АОТ атмосферы над Северной и Центральной Атлантикой, проведенного на основе генетической и «призначной» классификаций [34, 35]. Для Атлантического океана в Южном полушарии была предложена более простая модель в виде линейного широтного спада АОТ от экватора до Антарктиды [36, 37].

Рассмотрим возможности модельного представления пространственного распределения АОТ в азиатской части России. Анализ спутниковых (MODIS) измерений АОТ [18, 33, 38] показал, что на большей части территории Сибири (севернее Транссибирской магистрали) и Урала в основном проявляется уменьшение аэрозольного замутнения в северном направлении, а изменения с долготой

невелики. Средний градиент широтного спада АОТ (0,55 мкм) для центральных месяцев лета и осени составляет 0,002–0,003 на градус широты.

Сложнее выглядит географическое распределение АОТ в южной части Сибири, расположенной в лесостепной и гористой местности. Для этих районов характерно более высокое антропогенное воздействие, обусловленное промышленной и сельскохозяйственной деятельностью. Широтная зависимость нарушается также в Дальневосточном регионе, отличающемся повышенным замутнением атмосферы со средним ростом АОТ в юго-восточном направлении.

Для анализа спектральных особенностей широтного распределения АОТ нами были рассмотрены результаты наземных измерений  $\tau^c$  и  $\tau_{0,5}^f$  на различных станциях: «Тикси» – 71,6° с.ш., «Якутск» – 61,7° с.ш., «Екатеринбург» – 57° с.ш., «Томск» – 56,5° с.ш., «Иркутск» – 51,9° с.ш. и «Уссурийск» – 43,7° с.ш. В данном случае использовались только наиболее статистически обеспеченные данные наблюдений в летний период (июнь–август). Из рис. 7 хорошо видно, что в пространственном распределении  $\tau^c$  и  $\tau_{0,5}^f$  проявляется их уменьшение с юга на север.

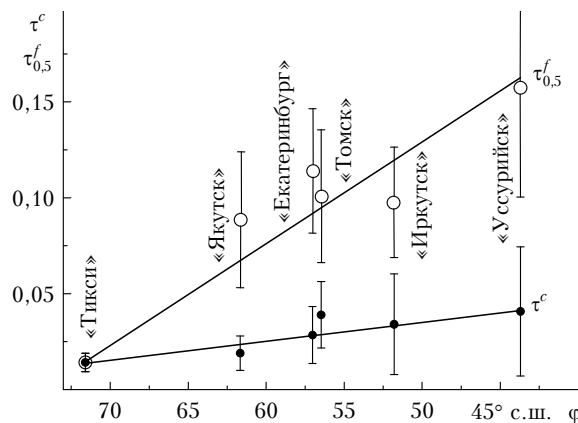


Рис. 7. Зависимость  $\tau^c$  и  $\tau_{0,5}^f$  от географической широты пунктов наблюдений в летних фоновых условиях («без дымов»)

Линейная аппроксимация широтного спада двух компонент АОТ имеет вид

$$\tau^c = 0,0844 - 0,001\varphi, \quad (5)$$

$$\tau_{0,5}^f = 0,395 - 0,0053\varphi. \quad (5a)$$

Из полученных данных следует, что мелкодисперсная компонента АОТ меняется более существенно: градиент широтного спада выше в 5,3 раза, а относительное изменение (при нормировке на среднее) в широтном диапазоне  $\Delta\varphi = 27,9^\circ$  составляет 183% у  $\tau_{0,5}^f$  и 105% у  $\tau^c$ .

Кроме рассмотренной широтной зависимости с использованием спутниковых данных можно провести пространственную кластеризацию АОТ по трем «признакам» [18, 38]: 1) по среднему уровню аэрозольного замутнения; 2) по характеру годового

хода АОТ; 3) по взаимосвязям вариаций месячных значений АОТ в отдельных районах.

По уровню аэрозольного замутнения выделяются три территории: минимальные значения АОТ (~0,1) на севере Сибири и Урала; средний уровень (0,13–0,14) в умеренных широтах от Поволжья до Забайкалья и повышенные значения (0,2–0,3) в Приморье с прилегающими морями, подверженными муссонным выносам азиатского аэрозоля.

По характеру годового хода АОТ деление на три территории несколько иное: Сибирь, Урал с Поволжьем и Дальний Восток. Особенность Сибири – достаточно быстрый весенний спад АОТ с минимумом в июне (затем летний спад до осени). Аналогичное изменение АОТ наблюдается на Урале и в Поволжье, но здесь более выражен вторичный летний максимум. Приморье отличается продолжительным периодом высоких замутнений – после максимума в апреле спад продолжается до конца лета.

По степени взаимосвязи вариаций АОТ тоже выделяются три группы районов: Поволжье и Урал с высокой взаимосвязью (0,71–0,98), Приморье с прилегающими морями (корреляция 0,61–0,91) и регионы Сибири с коэффициентами корреляции от 0,3 до 0,86. Причинами корреляции АОТ являются единообразие характера ее годового хода и влияние общей циркуляции атмосферы. Заметим, что на территории Сибири прослеживается взаимосвязь аэрозольного замутнения с соседними регионами: АОТ в Западной Сибири хорошо коррелирует с АОТ в районах западнее Урала, а в Восточной Сибири – с Забайкальем, Приморьем и даже Японским морем.

Таким образом, по одинаковым «признакам» АОТ (уровень, годовой ход и взаимосвязь) достаточно хорошо выделяются четыре крупных региона: 1) Арктика (север Сибири и Урала); 2) Урал и Поволжье; 3) Сибирь, включая Забайкалье; 4) Приморье. На каждой из этих территорий есть 1–3 пункта фотометрических наблюдений, характеристики АОТ в которых могут рассматриваться в качестве типичных для региона.

Учитывая, что продолжительность рядов наземных наблюдений пока не достаточна для всех сезонов и районов, рассмотрим средние и наиболее вероятные значения  $\tau^c$ ,  $\tau_{0,5}^f$  и параметров  $m$ ,  $n$  в четырех выделенных регионах только для летнего периода (табл. 4). Из приведенных данных видно, что наиболее вероятные значения  $\tau^c$  и  $\tau_{0,5}^f$  сдвинуты

относительно средних в область меньших величин, что является следствием их логнормального распределения. Распределение по регионам средних значений  $\tau^c$  и  $\tau_{0,5}^f$  качественно согласуется с районированием АОТ по спутниковым данным (см. уровни замутнений) и с широтной зависимостью (см. рис. 7): минимальные значения в «Арктике», максимальные – в «Приморье» и промежуточные – в умеренных широтах («Урал», «Сибирь»).

Средние значения параметра селективности  $n$  мало отличаются от наиболее вероятных значений и практически одинаковы во всех регионах (кроме специфичного Приморья). Первое обусловлено тем, что закон распределения  $n$  близок к нормальному. Второе свидетельствует об одинаковом типе мелкодисперсного аэрозоля (размерах и показателе преломления). То есть селективность спектрального хода  $\tau^f(\lambda)$  в этих регионах одинакова ( $n = 2,33 \pm 0,05$ ), а отличия  $\tau_{0,5}^f$  и параметра  $m \approx \tau^f$  обусловлены разной концентрацией мелкодисперсного аэрозоля.

## Заключение

По данным наблюдений солнечных фотометров CE-318 (AERONET) и SP проанализированы вопросы моделирования спектральной и сезонной изменчивости АОТ в азиатской части России. Полученные результаты позволяют сделать следующие выводы.

1. Показаны преимущества трехпараметрической модели спектральной зависимости АОТ (2), основанной на разделении вклада мелко- и грубодисперсного аэрозоля ( $\tau^c$  и  $\tau_\lambda^f$ ). Такое представление позволяет не только описывать спектральный ход АОТ в более широком диапазоне спектра (0,3–4 мкм), но и индивидуально анализировать  $\tau^c$  и  $\tau_\lambda^f$ , которым свойственны разная природа изменчивости и спектральное поведение.

2. Проведено сравнение эмпирической (на основе измерений АОТ в ИК-диапазоне) и расчетной (по данным в диапазоне 0,38–1,02 мкм) методик определения  $\tau^c$  для общего массива данных и обычных (фоновых) условий без учета дымов лесных пожаров. Показано, что расчетные методики позволяют оценить  $\tau^c$  со средней погрешностью не более 0,02 (коэффициенты корреляции 0,63–0,8). Меньшая погрешность оценки  $\tau^c$  отмечается для фоновых условий.

Таблица 4

Средние (и наиболее вероятные) значения  $\tau^c$  и  $\tau_{0,5}^f$  в различных регионах

Параметр	Условные названия регионов и базовые пункты фотометрических наблюдений			
	«Арктика» (Тикси)	«Урал» (Коуровка)	«Сибирь» (Томск, Торы, Октем)	«Приморье» (Горностаежное)
$\tau^c$	0,014 (0,013)	0,028 (0,020)	0,031 (0,13–0,25)	0,041 (0,015)
$\tau_{0,5}^f$	0,075 (0,050)	0,114 (0,07 и 0,13)	0,096 (0,05–0,09 и 0,13)	0,157 (0,15)
$m$	0,016 (0,010)	0,024 (0,013)	0,021 (0,008–0,013)	0,042 (0,035)
$n$	2,28 (2,3)	2,32 (2,55)	2,38 (2,3)	1,98 (2,15)

3. С использованием декадных значений уточнены закономерности годового хода характеристик АОТ атмосферы в Томске. В частности, показано, что максимальные значения  $\tau_{\lambda}^a$  и  $\tau_{0,5}^f$  наблюдаются в начале мая ( $\tau_{0,5}^f = 0,25$ ), а минимальные – в первой декаде ноября ( $\tau_{0,5}^f \approx 0,05$ ). Сезонная изменчивость грубодисперсной компоненты невелика: в холодный период  $\tau^c$  возрастает до 0,05, а с апреля по ноябрь снижается до 0,03. Качественно аналогичное поведение наблюдается и у параметра  $m$ . Показатель селективности  $n$  имеет самые высокие значения летом (около 2,3) и минимальные в конце зимы (~1,7).

4. Дымы лесных пожаров практически не влияют на  $\tau^c$  и существенно увеличивают мелкодисперсную компоненту АОТ: дымовая добавка в  $\tau_{0,5}^f$  имеет максимумы в начале мая и в июле, достигая 0,06. С учетом этого и других факторов дымовую компоненту более предпочтительно рассматривать отдельно, а для обычных (фоновых) условий в качестве модели годового хода спектральных АОТ предложено аналитическое выражение с использованием параметров  $m$ ,  $n$  и  $\tau^c$  [см. (4)].

5. Получены оценки сезонной изменчивости  $\tau^c$  и  $\tau_{0,5}^f$  в других регионах:

– амплитуда годового хода  $\tau^c$  в регионах Сибири и Урала составляет 0,02–0,04, в Приморье – 0,08, а среднегодовые значения  $\tau^c$  меняются в диапазоне от 0,026 до 0,05;

– амплитуда годового хода  $\tau_{0,5}^f$  в фоновых условиях составляет 0,05–0,1 при среднегодовых значениях 0,08–0,12.

6. Для пространственного распределения мелко- и грубодисперсных компонент АОТ оценена величина широтной изменчивости: от Тикси до Уссурийска  $\tau^c$  увеличивается (относительно среднего) на 105%, а  $\tau_{0,5}^f$  – на 183%. Кроме того, показана возможность районирования АОТ на исследуемой территории с выделением четырех регионов с близкими характеристиками – «Арктика», «Урал», «Сибирь» и «Приморье». Представлены типичные значения  $\tau^c$ ,  $\tau_{0,5}^f$  и параметров  $m$ ,  $n$  в указанных регионах для летнего периода. Для всех регионов, кроме «Приморья», отмечена одинаковая селективность спектральной зависимости  $\tau^f(\lambda)$  с показателем  $n \approx 2,33$ .

Выражаем благодарность всем участникам проекта AERONET, обеспечивающим проведение фотометрических измерений и обработку данных.

Работа выполнена при финансовой поддержке партнерского интеграционного проекта СО РАН № 25.

1. Hess M., Koepke P., Schult I. Optical properties of aerosols and clouds: The software package OPAC // Bull. Amer. Meteorol. Soc. 1998. V. 79, N 5. P. 831–844.
2. Зуев В.Е., Креков Г.М. Оптические модели атмосферы. Л.: Гидрометеониздат, 1986. 256 с.
3. Смеркалов В.А. Прикладная оптика атмосферы. СПб.: Гидрометеониздат, 1997. 334 с.

4. Кондратьев К.Я., Москаленко Н.И., Поздняков Д.В. Атмосферный аэрозоль. Л.: Гидрометеониздат, 1983. 224 с.
5. Ивлев Л.С. Химический состав и структура атмосферных аэрозолей. Л.: Изд-во ЛГУ, 1982. 366 с.
6. Ярхо Е.В. Особенности внутrigодовой изменчивости аэрозольной оптической толщины атмосферы в различных климатических регионах // Оптика атмосфер и океана. 1995. Т. 8, № 7. С. 1063–1072.
7. Горбаренко Е.В., Ерохина А.Е., Лукин А.Б. Многолетние изменения аэрозольной оптической толщины атмосферы в России // Метеорол. и гидрол. 2006. № 7. С. 41–48.
8. Абакумова Г.М., Горбаренко Е.В. Прозрачность атмосферы за последние 50 лет и ее изменение на территории России. М.: Изд-во ЛКИ, 2008. 188 с.
9. Holben B.N., Eck T.F., Slutsker I., Tanre D., Buis J.P., Setzer A., Vermote E., Reagan J.A., Kaufman Y.J., Nakadjima T., Lavenu F., Jankowiak I., Smirnov A. AERONET – A federated instrument network and data archive for aerosol characterization // Remote. Sens. Environ. 1998. V. 66, N 1. P. 1–16.
10. Dubovik O.T., King M. A flexible inversion algorithm for retrieval aerosol optical properties from Sun and sky radiance measurements // J. Geophys. Res. D. 2000. V. 105, N 16. P. 20673–20696.
11. Holben B.N., Tanre D., Smirnov A., Eck T.F., Slutsker I., Abuhassan N., Newcomb W.W., Schafer J.S., Chatenet B., Lavenu F., Kaufman Y.J., Vande Castelle J., 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. D. 2001. V. 106, N 11. P. 12,067–12,097.
12. Eck T.F., Holben B.N., Dubovik O., Smirnov A., Goloub P., Chen H.B., Chatenet B., Gomes L., Zhang X.Y., Tsay S.C., Giles Q.Ji.D., Slutsker I. Columnar aerosol optical properties at AERONET sites in central eastern Asia and aerosol transport to the tropical mid-Pacific // J. Geophys. Res. 2005. V. 110, D06202. DOI: 10.1029/2004JD005274.
13. Eck T.F., Holben B.N., Sinyuk A., Pinker R.T., Goloub P., Chen H., Chatenet B., Li Z., Singh R.P., Tripathi S.N., Reid J.S., Giles D.M., Dubovik O., O'Neill N.T., Smirnov A., Wang P., Xia X. Climatological aspects of the optical properties of fine/coarse mode aerosol mixtures // J. Geophys. Res. 2010. V. 115. D19205. DOI: 10.1029/2010JD014002.
14. Кабанов Д.М., Сакерин С.М., Турчинович С.А. Солнечный фотометр для научного мониторинга (аппаратура, методики, алгоритмы) // Оптика атмосфер и океана. 2001. Т. 14, № 12. С. 1162–1169.
15. Сакерин С.М., Кабанов Д.М., Ростов А.П., Турчинович С.А., Князев В.В. Солнечные фотометры для измерений спектральной прозрачности атмосферы в стационарных и мобильных условиях // Оптика атмосфер и океана. 2012. Т. 25, № 12. С. 1112–1117.
16. Исследование радиационных характеристик аэрозоля в азиатской части России / Под общей ред. С.М. Сакерина. Томск: Изд-во ИОА СО РАН, 2012. 484 с.
17. Сакерин С.М., Береснев С.А., Горда С.Ю., Кабанов Д.М., Корниенко Г.И., Маркелов Ю.И., Михалев А.В., Николашкин С.В., Панченко М.В., Поддубный В.А., Полькин В.В., Смирнов А., Тащилин М.А., Турчинович С.А., Турчинович Ю.С., Холбен Б., Еремлина Т.А. Характеристики годового хода спектральной аэрозольной оптической толщины атмосферы в условиях Сибири // Оптика атмосфер и океана. 2009. Т. 22, № 6. С. 566–574.

Анализ подходов моделирования годового и спектрального хода аэрозольной оптической толщи атмосферы... 1057

18. Сакерин С.М., Андреев С.Ю., Бедарева Т.В., Кабанов Д.М., Поддубный В.А., Лужецкая А.П. Пространственно-временная изменчивость аэрозольной оптической толщи атмосферы на территории Поволжья, Урала и Западной Сибири // *Оптика атмосфер. и океана*. 2012. Т. 25, № 11. С. 958–962.
19. Кабанов Д.М., Береснев С.А., Горда С.Ю., Корниенко Г.И., Николашкин С.В., Сакерин С.М., Тащилин М.А. Дневной ход аэрозольной оптической толщи атмосферы в нескольких регионах азиатской части России // *Оптика атмосфер. и океана*. 2013. Т. 26, № 4. С. 291–296.
20. Smirnov A., Holben B., Eck T.F., Dubovik O., Slutsker I. Cloud screening and quality control algorithms for the AERONET data base // *Remote Sens. Environ.* 2000. V. 73. P. 337–349.
21. Ångström A. On the atmospheric transmission of sun radiation and on dust in the air // *Geograf. Annaler*. 1929. V. 11. P. 156–166.
22. Сакерин С.М., Кабанов Д.М. Спектральная зависимость аэрозольной оптической толщи атмосферы в расширенном диапазоне спектра 0,34–4 мкм // *Оптика атмосфер. и океана*. 2007. Т. 20, № 2. С. 156–164.
23. Сакерин С.М., Кабанов Д.М. О взаимосвязях параметров формулы Ангрстрема и аэрозольной оптической толщи атмосферы в области спектра 1–4 мкм // *Оптика атмосфер. и океана*. 2007. Т. 20, № 3. С. 222–228.
24. Радиационные характеристики атмосферы и земной поверхности / Под ред. К.Я. Кондратьева. Л.: Гидрометеониздат, 1969. 564 с.
25. O'Neill N.T., Dubovik O., Eck T.F. A modified Ångström coefficient for the characterization of sub-micron aerosols // *Appl. Opt.* 2001. V. 40, N 15. P. 2368–2375.
26. O'Neill N.T., Eck T.F., Smirnov A., Holben B.N., Thulasiraman S. Spectral discrimination of coarse and fine mode optical depth // *J. Geophys. Res. D*. 2003. V. 108, N 17. P. 4559–4573. DOI: 10.1029/2002JD002975.
27. Кабанов Д.М., Веретенников В.В., Воронина Ю.В., Сакерин С.М., Турчинович Ю.С. Информационная система для сетевых солнечных фотометров // *Оптика атмосфер. и океана*. 2009. Т. 22, № 1. С. 61–67.
28. Кабанов Д.М., Береснев С.А., Горда С.Ю., Корниенко Г.И., Николашкин С.В., Сакерин С.М., Тащилин М.А., Holben B.N., Smirnov A. О годовом ходе аэрозольной оптической толщи атмосферы в ряде районов азиатской части России // *Оптика атмосфер. и океана*. Физ. атмосферы: Материалы XX Международ. симпоз. [Электронный ресурс]. Томск: Изд-во ИОА СО РАН, 2014, С368–С371.
29. Сакерин С.М., Веретенников В.В., Журавлева Т.Б., Кабанов Д.М., Насртдинов И.М. Сравнительный анализ радиационных характеристик аэрозоля в ситуациях дымов лесных пожаров и обычных условиях // *Оптика атмосфер. и океана*. 2010. Т. 23, № 6. С. 451–461.
30. Щелканов Н.Н. Методы вычисления случайных погрешностей параметров окружающей среды из экспериментальных данных // *Оптика атмосфер. и океана*. 2012. Т. 25, № 9. С. 815–821.
31. Бедарева Т.В., Журавлева Т.Б., Кабанов Д.М., Насртдинов И.М., Сакерин С.М., Турчинович Ю.С. Аэрозольные характеристики дымовой мглы летом 2012 года в Сибири // Тезисы докл. X Сибирского совещания по климатологическому мониторингу. Томск, 14–17 октября 2013. С. 23–24.
32. Горчаков Г.И., Семутникова Е.Г., Исаков А.А., Копейкин В.М., Карпов А.В., Курбатов Г.А., Лезина Е.А., Пономарева Т.Я., Соколов А.В. Московская дымная мгла 2010 г. Экстремальное аэрозольное и газовое загрязнение воздушного бассейна Московского региона // *Оптика атмосфер. и океана*. 2011. Т. 24, № 6. С. 452–458.
33. Сакерин С.М., Андреев С.Ю., Бедарева Т.В., Кабанов Д.М., Корниенко Г.И., Holben B., Smirnov A. Аэрозольная оптическая толщина атмосферы в Дальневосточном Приморье по данным спутниковых и наземных наблюдений // *Оптика атмосфер. и океана*. 2011. Т. 24, № 8. С. 654–660.
34. Sakerin S.M., Kabanov D.M. Spatial inhomogeneities and the spectral behavior of atmospheric aerosol optical depth over the Atlantic Ocean // *J. Atmos. Sci.* 2002. V. 59, N 3. Part 1. P. 484–500.
35. Sakerin S.M., Kabanov D.M., Smirnov A.V., Holben B.N. Aerosol optical depth of the atmosphere over ocean in the wavelength range 0,37–4 μm // *Int. J. Remote Sens.* 2008. V. 29, iss. 9. P. 2519–2547. DOI: 10.1080/01431160701767492.
36. Сакерин С.М., Кабанов Д.М., Панченко М.В., Полькин В.В. О широтной зависимости и взаимосвязях характеристик аэрозоля в атмосфере Южной Атлантики // *Оптика атмосфер. и океана*. 2006. Т. 19, № 7. С. 611–621.
37. Сакерин С.М., Власов Н.И., Кабанов Д.М., Лубо-Лесниченко К.Е., Прахов А.Н., Радионов В.Ф., Турчинович Ю.С., Holben B.N., Smirnov A. Результаты спектральных измерений аэрозольной оптической толщины атмосферы солнечными фотометрами в 58-й Российской антарктической экспедиции // *Оптика атмосфер. и океана*. 2013. Т. 27, № 12. С. 1059–1067.
38. Сакерин С.М., Андреев С.Ю., Бедарева Т.В., Кабанов Д.М. Особенности пространственного распределения аэрозольной оптической толщи атмосферы в азиатской части России // *Оптика атмосфер. и океана*. 2012. Т. 25, № 6. С. 484–490.

S.M. Sakerin, S.A. Beresnev, D.M. Kabanov, G.I. Kornienko, S.V. Nikolashkin, V.A. Poddubnyi, M.A. Tashchilin, Yu.S. Turchinovich, B.N. Holben, A. Smirnov. **Analysis of approaches to modeling the annual and spectral behaviors of the atmospheric aerosol optical depth in regions of the Siberia and Primorye.**

Data of many-year sun photometer measurements in the Asian part of Russia are used to analyze the issues of modeling the annual and spectral behaviors of the atmospheric aerosol optical depth (AOD) based on separation of the contributions of fine and coarse aerosol. The specific features of the spatial distribution and seasonal variations in AOD characteristics in different regions are discussed; a three-parameter model of annual behavior of spectral AOD in the range 0.34–4 μm for the Western Siberia (Tomsk) is suggested.