

УДК 523.334.3, 535.361.1

## Мелко- и грубодисперсные компоненты аэрозольной оптической толщи атмосферы в морских и полярных районах

С.М. Сакерин, Д.М. Кабанов\*

Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН  
634055, г. Томск, пл. Академика Зуева, 1

Поступила в редакцию 29.04.2015 г.

Обсуждаются результаты сравнительного анализа мелко- и грубодисперсных компонент аэрозольной оптической толщи (АОТ) атмосферы, полученных по данным измерений солнечных фотометров SP в 14 районах Атлантического, Южного, Северного Ледовитого океанов и Дальневосточных морей. Средние (по районам) значения грубодисперсной компоненты АОТ меняются от 0,007 до 0,24, мелкодисперсной — от 0,015 до 0,25. Несмотря на независимость природы и многообразие сочетаний двух компонент АОТ, в распределении их средних значений прослеживается совместный рост от самых низких величин в Южном океане до максимальных в зоне мощных континентальных выносов (Море Мрака и Японское море). С учетом природных особенностей проведена группировка данных по нескольким типам морских районов и для них определены наиболее вероятные значения грубодисперсной компоненты и двух параметров (аналогичных параметрам Ангстрема), характеризующих мелкодисперсную компоненту АОТ.

*Ключевые слова:* аэрозольная оптическая толщина, морские и полярные районы; aerosol optical depth, marine and polar regions.

### Введение

Для описания спектральной зависимости аэрозольной оптической толщи (АОТ) атмосферы широко используется формула, предложенная Ангстремом [1]:

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

где  $\alpha$  — показатель селективности;  $\beta$  — параметр, близкий по величине к АОТ на длине волны 1 мкм,  $\lambda$  — длина волны.

Степенная зависимость (1) является результатом совместного действия мелко- и грубодисперсного аэрозоля: ослабление радиации мелкими частицами ( $2\pi r/\lambda < 1$ ) быстро спадает с ростом длины волны, а грубодисперсный аэрозоль частично нейтрализует (ослабляет) эту селективность. Отметим два ограничения применения формулы Ангстрема. Во-первых, двухпараметрическая модель (1) становится непригодной для описания спектрального хода АОТ в более широкой области спектра — до 2 или 4 мкм, где степенной спад нарушается. Во-вторых, использование параметров  $\alpha$  и  $\beta$  неудобно при физической интерпретации результатов из-за наличия взаимосвязи этих параметров и возникающей неоднозначности. Поясним, что в параметре  $\alpha$  завалуировано влияние двух факторов: 1) селектив-

ности ослабления радиации мелкими частицами, зависящей от их размера и показателя преломления; 2) соотношения оптических толщ мелко- ( $\tau_m^f$ ) и грубодисперсного ( $\tau^c$ ) аэрозоля (т.е.  $\alpha \sim (\tau_m^f/\tau^c)$ ). Так как компонента  $\tau^c$  близка к величине параметра  $\beta$  [2], то появляется также зависимость  $\alpha$  от  $\beta$ . Проявление регрессионной связи  $\alpha \sim (\tau_m^f/\beta)$  хорошо видно на рис. 1, где представлены данные всех наших экспедиционных измерений в морских районах. Коэффициент корреляции в данном случае составляет 0,74 при уровне статистически значимой корреляции 0,09.

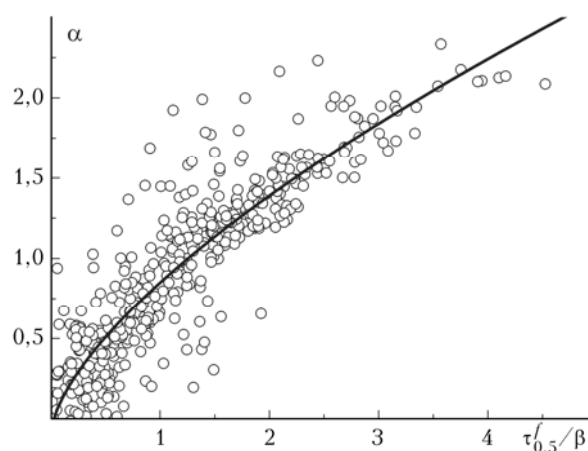


Рис. 1. Регрессионная зависимость показателя селективности  $\alpha$  от соотношения  $\tau_m^f/\beta$

\* Сергей Михайлович Сакерин (sms@iao.ru); Дмитрий Михайлович Кабанов (dkab@iao.ru).

С учетом вышеотмеченного более предпочтительной является трехпараметрическая модель спектральной зависимости АОТ, которая редко используется другими авторами:

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

где  $m$  и  $n$  – параметры аппроксимации спектрального хода  $\tau_\lambda^f$ , которые рассчитываются аналогично параметрам Ангстрема ( $m \approx \tau_1^f$  зависит от содержания, а  $n$  от размеров и показателя преломления мелкодисперсного аэрозоля).

Важно подчеркнуть, что в представлении (2) разделяется оптический вклад в АОТ двух основных фракций аэрозоля, имеющих как разную природу происхождения и изменчивости, так и разное спектральное поведение. Следовательно, появляется возможность индивидуального анализа особенностей их динамики и пространственного распределения.

В ряде публикаций [2–4 и др.] мы уже рассматривали компоненты  $\tau^c$  и  $\tau_{0,5}^f$  в отдельных районах и условиях. В данном случае проведем обобщение и сравнительный анализ данных, полученных в морских районах с дополнениями за последние два года.

## 1. Характеристика анализируемых данных

В исследованиях АОТ атмосферы нами используются многоволновые солнечные фотометры типа SP [5], работающие в более широкой области спектра (до 2 или 4 мкм) в сравнении с зарубежными аналогами. В ИК-диапазоне вклад мелкодисперсного аэрозоля в ослабление радиации становится незначимым, благодаря чему открывается возможность определения  $\tau^c$  по минимальным значениям АОТ в области спектра 1,2–4 мкм. Соответственно, мелкодисперсная компонента  $\tau_\lambda^f$  находится как остаточная от общей АОТ для заданной длины волны. Обычно нами используется значение  $\tau_\lambda^f$  в середине видимой области спектра – 0,5 мкм:  $\tau_{0,5}^f = \tau_{0,5}^a - \tau^c$ . Более подробно методики определения АОТ атмосферы, а также вычислений  $\tau^c$ ,  $\tau_{0,5}^f$

и параметров  $m$ ,  $n$  изложены в предшествующих публикациях (см., например, [2]).

Рассмотренный эмпирический подход разделения двух компонент АОТ основывается на предположении нейтрального спектрального хода  $\tau^c$ . Строго говоря,  $\tau^c$  не является константой, но ее спектральные изменения невелики. По нашим оценкам [2], межволновые отличия  $\tau^c$  в ИК-диапазоне в среднем составляют 0,02, а в коротковолновой области спектра ( $\lambda < 1$  мкм) изменение  $\tau^c$  (небольшой рост) примерно в 2 раза меньше. Кроме того, указанное спектральное изменение  $\tau^c$  пренебрежимо мало в сравнении с величиной степенного спада  $\tau_\lambda^f$ . Таким образом, допущение о спектральном постоянстве  $\tau^c$  и, соответственно, погрешность выделения вклада  $\tau^c$  и  $\tau_\lambda^f$  можно оценить величиной 0,01–0,02.

Кроме эмпирического подхода существуют также расчетные методики определения  $\tau^c$  и  $\tau_\lambda^f$ . Например, в системе AERONET применяется методика (spectral deconvolution algorithm) оценки  $\tau^c$  и  $\tau_{0,5}^f$  по спектральной зависимости АОТ в коротковолновой части спектра 0,38–1,02 мкм [6]. Но в настоящей статье мы ограничимся рассмотрением результатов, полученных только эмпирическим методом – на основе данных измерений фотометров SP.

В анализе  $\tau^c$  и  $\tau_{0,5}^f$  использовались результаты судовых и береговых измерений АОТ в Арктической зоне, Атлантическом и Южном океане, Каспийском и Дальневосточных морях [2–4, 7, 8]. Общий массив данных, полученных в 17 экспедициях, составил 491 день измерений. При подготовке анализируемых данных последовательно рассчитывались средние значения характеристик АОТ за час, день и за весь период экспедиционных измерений в каждом из районов. Если измерения в каких-то районах выполнялись в нескольких экспедициях, то затем проводилось еще одно усреднение. Для сравнения с континентальной атмосферой рассмотрены также средние значения  $\tau^c$  и  $\tau_{0,5}^f$  в Томске [9], который можно считать типичным фоновым районом умеренных широт. Карта районов измерений представлена на рис. 2, а в табл. 1 приведена информация о годах и количестве полученных данных.

Таблица 1

Объем полученных данных и средние значения  $\tau^c$ ,  $\tau_{0,5}^f$  в различных морских районах

Номер и название района	Годы измерений	Количество дней	$\tau^c$	$\tau_{0,5}^f$
1. Вблизи Антарктиды*	2009, 2010, 2012–2014	107	$0,009 \pm 0,013$	$0,013 \pm 0,009$
2. Южный океан (>60° ю.ш.)	2009, 2010, 2013, 2014	9	$0,007 \pm 0,008$	$0,015 \pm 0,011$
3. Арктические моря**	Июнь 2010, август–сентябрь 2013	13	$0,012 \pm 0,009$	$0,057 \pm 0,034$
4а. Шпицберген (весна)	2011–2014	67	$0,022 \pm 0,011$	$0,068 \pm 0,025$
4б. Шпицберген (лето)	2011–2014	39	$0,024 \pm 0,010$	$0,055 \pm 0,026$
5. Берингово море	Сентябрь 2013	8	$0,019 \pm 0,006$	$0,026 \pm 0,032$
6. Охотское море (лето)	Август 2010	10	$0,035 \pm 0,029$	$0,078 \pm 0,053$
7. Каспийское море (осень)	Ноябрь 2008, октябрь 2012	27	$0,036 \pm 0,027$	$0,096 \pm 0,062$
8. Атлантика вблизи Европы	1995, 1996, 2012–2014	28	$0,051 \pm 0,031$	$0,089 \pm 0,082$
9. Открытый океан***	1996, 2013	14	$0,051 \pm 0,025$	$0,031 \pm 0,023$

Номер и название района	Годы измерений	Количество дней	$\tau^c$	$\tau_{0,5}^f$
10. Канарские острова	1995, 2009, 2013, 2014	20	$0,079 \pm 0,035$	$0,061 \pm 0,05$
11. Южная Атлантика (0–60° ю.ш.)	1995, 2004, 2009–2010, 2012–2014	81	$0,066 \pm 0,043$	$0,056 \pm 0,055$
12. Северный пассат Атлантики	1995	21	$0,149 \pm 0,04$	$0,062 \pm 0,052$
13. Море Мрака	1995, 2009, 2012–2014	32	$0,236 \pm 0,115$	$0,171 \pm 0,075$
14. Японское море (весна)	Апрель–май 2009	15	$0,116 \pm 0,046$	$0,249 \pm 0,113$
15а. Томск (весна)	2001–2013	575	$0,048 \pm 0,033$	$0,136 \pm 0,103$
15б. Томск (осень)	2001–2013	361	$0,031 \pm 0,022$	$0,088 \pm 0,059$

\* 100-мильная зона вблизи берегов Антарктиды.

\*\* Карское, Лаптевых, Чукотское моря.

\*\*\* Удаленные районы Северной Атлантики.

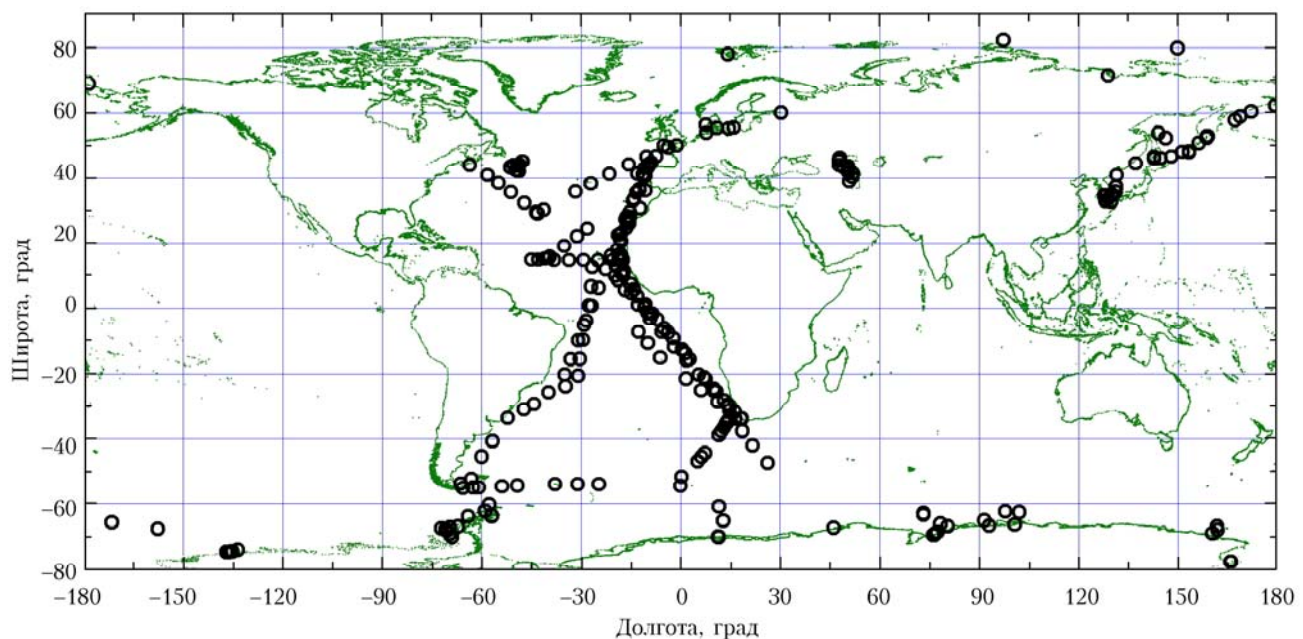


Рис. 2. Карта районов исследований АОТ атмосферы над океаном

## 2. Распределение по районам мелко- и грубодисперсных компонент АОТ

На рис. 3 иллюстрируются средние спектральные зависимости АОТ в различных морских районах. Из приведенных данных следует очевидный вывод — несмотря на относительную однородность источников аэрозоля над океаном, АОТ характеризуются большим диапазоном изменчивости и многообразием спектральных зависимостей. Общий диапазон вариаций АОТ превышает два порядка величины, а диапазон изменения средних (по районам) значений составляет примерно один порядок: в УФ-области спектра АОТ меняются от 0,05 до 0,5, в ИК-области — от 0,015 до 0,3.

Основной причиной неоднородностей и повышенных значений АОТ над океаном являются дальние переносы аэрозоля с континентов. Наиболее мощными потоками считаются: пассатный вынос Сахарской пыли в Атлантику и муссонные выносы

азиатского аэрозоля в Тихий и Индийский океаны [10–14 и др.]. Существенное влияние оказывают также переносы антропогенного и дымового аэрозоля из Евразии в чистые районы Арктики [15–17]. Различие типов континентального аэрозоля (аридный, промышленный, дымовой), траекторий и интенсивностей его переноса с воздушными массами формируют разнообразие сочетаний  $\tau^c$ ,  $\tau_{\lambda}^f$  и результирующих спектральных зависимостей АОТ над океаном.

На рис. 4 и в табл. 1 приведены средние значения  $\tau^c$  и  $\tau_{0,5}^f$  в различных акваториях океана в сопоставлении со средним уровнем этих характеристик в типичном континентальном районе (Томск, [9]) во время весеннего максимума и осеннего минимума аэрозольного замутнения. Данные в Антарктике (районы 1, 2) представляют глобальный фоновый уровень мелко- и грубодисперсного аэрозоля:  $\tau^c \sim 0,01$ ;  $\tau_{0,5}^f \sim 0,013$ . Такие низкие значения АОТ обусловлены тем, что южная полярная область наиболее удалена от континентальных источников

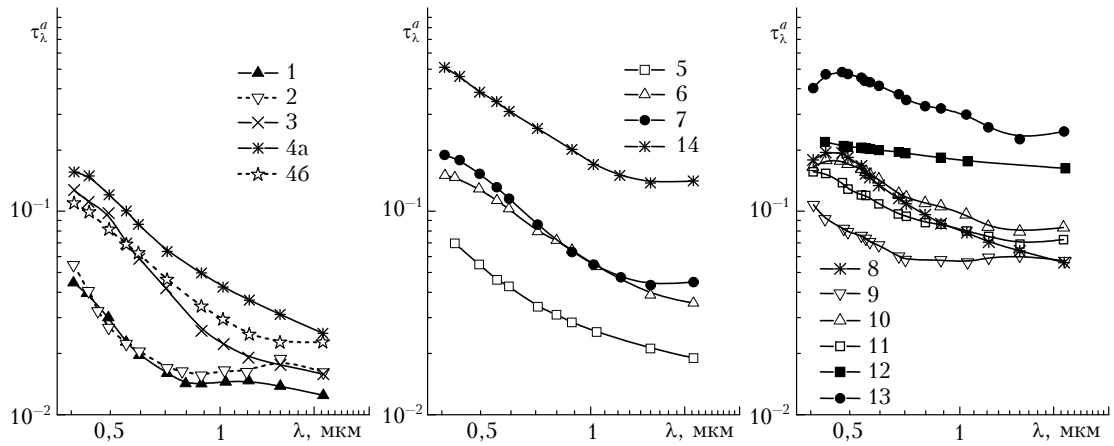


Рис. 3. Средние спектры АОТ в различных морских районах (нумерация районов приведена в табл. 1)

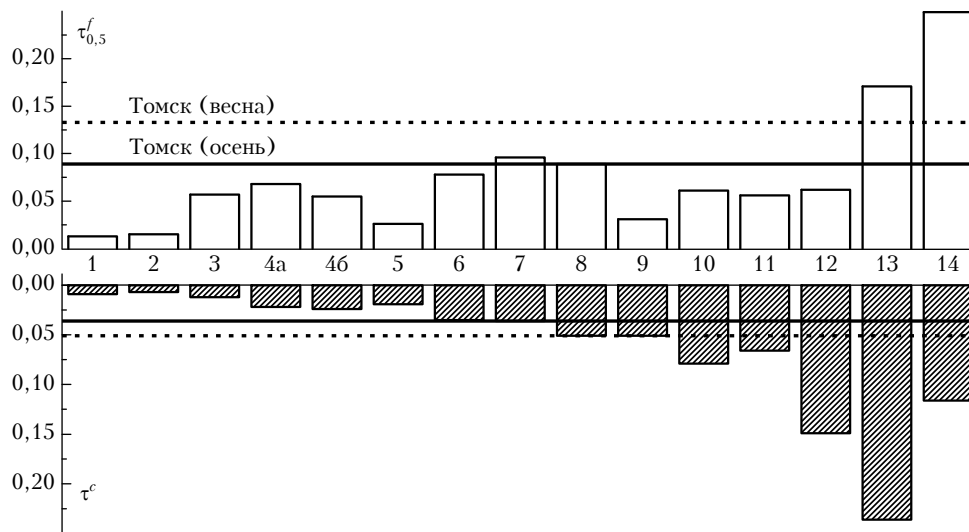


Рис. 4. Средние значения  $\tau^c$  и  $\tau_{0,5}^f$  в различных районах океана в сравнении со средним уровнем этих характеристик в континентальном районе (Томск) весной (штрихпунктирная линия) и осенью (сплошная линия)

аэрозоля и обеднена собственными. В акваториях арктических морей (район 3) обе компоненты АОТ в 2–3 раза больше, а на арх. Шпицберген (районы 4а, 4б) превышение  $\tau_{0,5}^f$  над антарктическим уровнем составляет более 5 раз. По-видимому, здесь сказывается влияние выносов аэрозоля со стороны Европы, а также местных источников.

Самые большие замутнения атмосферы наблюдаются над Морем Мрака (выносы Сахарской пыли) и Японским морем (выносы антропогенного и пылевого аэрозоля). Соответственно, в первом случае максимальные значения  $\tau^c$ , во втором –  $\tau_{0,5}^f$ . В других районах океана компоненты  $\tau^c$  и  $\tau_{0,5}^f$  занимают промежуточное положение между данными в Антарктике и в зонах мощных выносов континентального аэрозоля.

Представляет интерес сравнение значений  $\tau^c$  и  $\tau_{0,5}^f$  в морских районах с аналогичными средними характеристиками в континентальном районе (Томск). Из рис. 4 видно, что грубодисперсная компонента

в большинстве морских районов (за исключением высокоширотных) сопоставима или превышает средний уровень континентальных значений  $\tau^c$ . Другое соотношение наблюдается по мелкодисперсной компоненте АОТ: только в двух морских районах (Море Мрака и Японское море) средние  $\tau_{0,5}^f$  больше, чем в континентальной атмосфере. Если исключить районы экстремальных замутнений, то основное отличие морской атмосферы от континентальной состоит в меньшем значении мелкодисперсной компоненты АОТ при сопоставимом уровне грубодисперсной.

Несмотря на независимость (разные источники) компонент  $\tau^c$  и  $\tau_{0,5}^f$ , в распределении их значений (рис. 5) прослеживается общая тенденция совместного роста в соответствии с соотношением  $(\ln \tau^c / \ln \tau_{0,5}^f) \approx 0,9$ . Вытянутость распределения ( $\tau^c$ ;  $\tau_{0,5}^f$ ) от минимальных значений к максимальным и статистическая связь двух компонент АОТ с коэффициентом корреляции 0,52 объясняются следующим. Низкие значения  $\tau^c$  и  $\tau_{0,5}^f$  наблюдаются

в чистых полярных районах (1–3), где ослаблена эмиссия аэрозоля, включая выносы с континента и генерацию с морской поверхности, покрытой льдом. Самые большие значения обеих компонент характерны для районов океана в широтной зоне ~10–50° с.ш. (12–14), где сочетаются два фактора: самая большая площадь и доля суши (как источника дополнительного аэрозоля) [18] и мощные выносы воздушных масс (северный пассат Атлантики и муссон в Юго-Восточной Азии). Все остальные районы, где в разных сочетаниях проявляется умеренный вклад разных типов аэрозоля, занимают промежуточное положение в распределении  $\tau^c$  и  $\tau_{0,5}^f$ . Общий диапазон изменения средних (по районам) значений  $\tau^c$  составляет 34 раза,  $\tau_{0,5}^f$  – 19 раз.

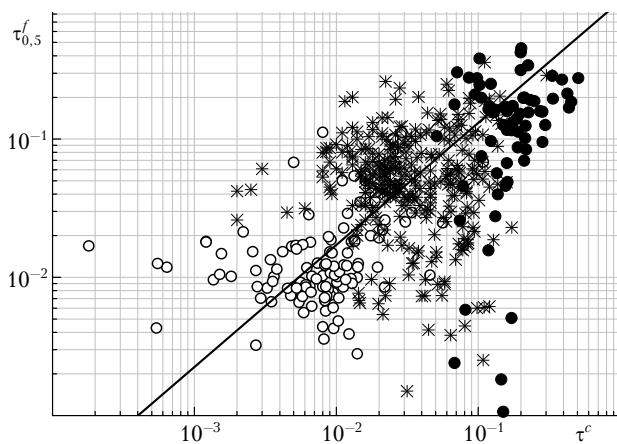


Рис. 5. Распределение  $\tau^c$  и  $\tau_{0,5}^f$  над океаном: светлые кружки – чистые полярные районы (1–3); темные – районы экстремальных замутнений (12–14); крестики – все остальные районы (4–11) с промежуточными значениями  $\tau^c$  и  $\tau_{0,5}^f$

### 3. Типичные значения $\tau^c$ и параметров $m$ , $n$

В вышеприведенном анализе мелкодисперсная компонента АОТ рассматривалась в целом без учета того факта, что ее величина зависит от двух параметров ( $m$ ,  $n$ ), которые представляют разные свойства аэрозоля: параметр  $m$  пропорционален содержанию частиц, а параметр селективности  $n$  зависит от размеров и показателя преломления мелкодисперсного аэрозоля. Рассмотрим, какие наборы значений  $\tau^c$ ,  $m$  и  $n$  наиболее характерны для различных районов океана.

Количество полученных данных в отдельных морских акваториях пока недостаточно для статистически обоснованных оценок средних и наиболее вероятных значений  $\tau^c$ ,  $m$  и  $n$ . Поэтому была проведена группировка данных по типам районов с учетом их природно-географических особенностей и близости самих характеристик ( $\tau^c$ ,  $m$ ,  $n$ ), а именно:

$A_{1,2}$  – Антарктика (районы 1, 2);

$B_3$  – Арктические моря (Карское, Лаптевых, Чукотское);

$B_4$  – арх. Шпицберген (4а – весна, 4б – лето);

$C_{5-11}$  – районы океана в умеренных и тропических широтах (5–11) вне северного пассата, где мало влияние выносов с континентов, и отдельно подмассив тропической Атлантики (10, 11);

$D_{12-14}$  – районы экстремального влияния выносов континентального аэрозоля (12–14) и отдельно подмассивы Море Мрака (13) и Японское море (14).

Средние и наиболее вероятные значения  $\tau^c$ ,  $n$ ,  $m$  в выделенных районах приведены в табл. 2. Наиболее вероятные значения  $\tau^c$ ,  $n$ ,  $m$  оценивались по гистограммам повторяемостей этих параметров (рис. 6, 7).

Таблица 2

Средние ( $\pm$ СКО) и наиболее вероятные (в скобках) значения $\tau^c$ , $n$ , $m$ в различных типах районов			
Тип и название района	$\tau^c$	$n$	$m$
$A_{1,2}$ – Антарктика	$0,009 \pm 0,013$ (0,008)	$1,73 \pm 1,09$ (2,0)	$0,005 \pm 0,004$ (0,003)
$B_3$ – Арктические моря	$0,012 \pm 0,009$ (0,011÷0,018)	$2,51 \pm 0,48$ (2,2÷2,6)	$0,01 \pm 0,006$ (0,006÷0,014)
$B_{4a}$ – Шпицберген, весна	$0,022 \pm 0,011$ (0,018)	$1,78 \pm 0,63$ (1,5; 2,5)	$0,020 \pm 0,009$ (0,023)
$B_{4b}$ – Шпицберген, лето	$0,024 \pm 0,010$ (0,015÷0,025)	$2,33 \pm 0,50$ (2,50)	$0,012 \pm 0,009$ (0,008)
$C_{5-11}$ – океан в умеренных и тропических широтах	$0,057 \pm 0,039$ (0,030)	$1,62 \pm 0,89$ (1,5)	$0,024 \pm 0,022$ (0,011)
$C_{10,11}$ – тропическая Атлантика вне северного пассата	$0,068 \pm 0,042$ (0,03; 0,09)	$1,39 \pm 0,94$ (1,5)	$0,025 \pm 0,022$ (0,002÷0,022)
$D_{12-14}$ – районы экстремальных замутнений	$0,183 \pm 0,098$ (0,125÷0,175)	$1,23 \pm 1,14$ (1,25)	$0,072 \pm 0,054$ (0,060)
$D_{13}$ – Море Мрака	$0,236 \pm 0,115$ (0,225)	$1,41 \pm 0,81$ (1,25)	$0,079 \pm 0,052$ (0,045)
$D_{14}$ – Японское море	$0,116 \pm 0,046$ (0,113)	$1,56 \pm 0,33$ (1,35)	$0,078 \pm 0,034$ (0,06)
Томск (весна)	$0,048 \pm 0,033$ (0,025)	$2,03 \pm 0,53$ (2,1)	$0,034 \pm 0,025$ (0,015)
Томск (осень)	$0,031 \pm 0,022$ (0,018)	$2,16 \pm 0,51$ (2,1)	$0,021 \pm 0,015$ (0,015)

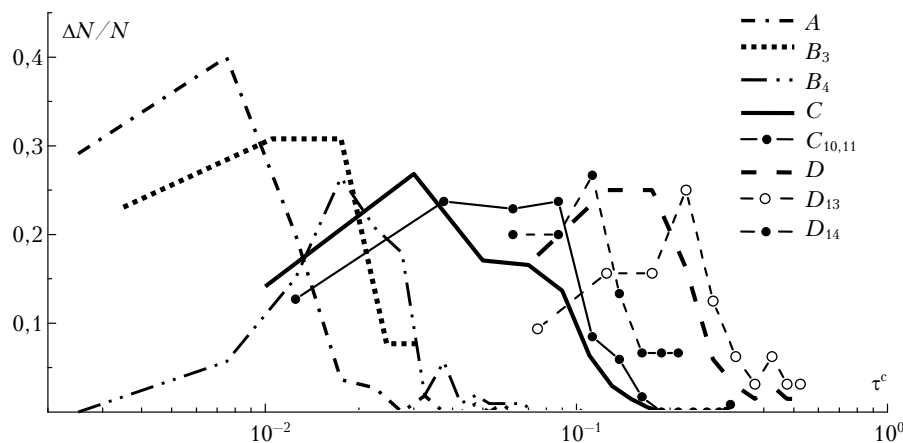


Рис. 6. Гистограммы повторяемостей значений  $\tau^c$  в различных морских районах

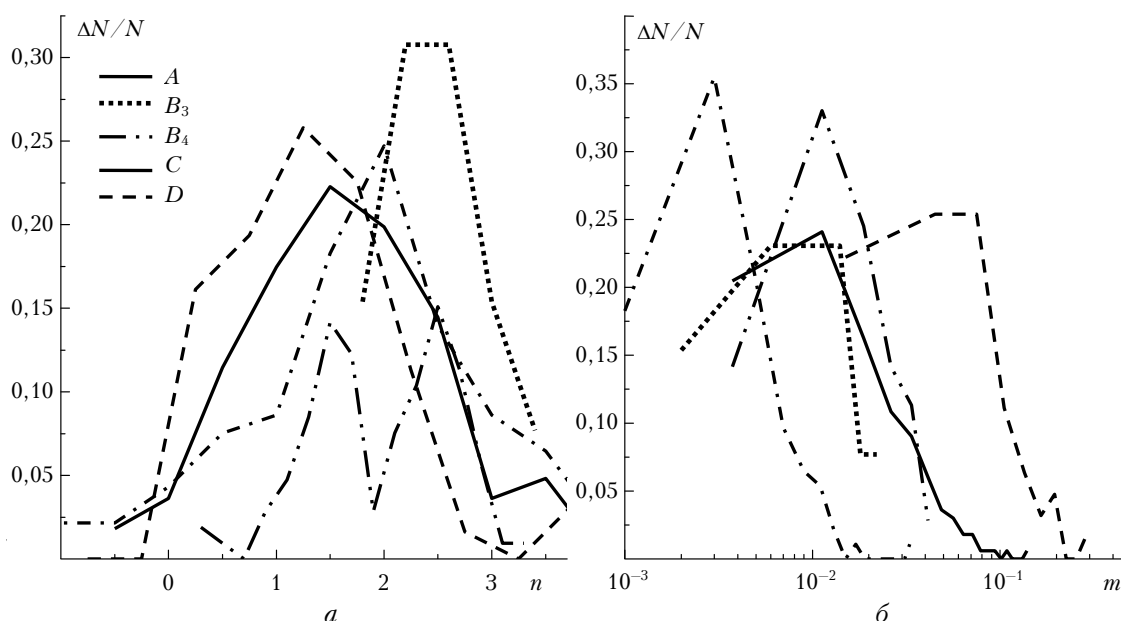


Рис. 7. Гистограммы повторяемостей параметров  $n$  (а) и  $m$  (б) в основных типах морских районов

Из рис. 6 видно, что гистограммы распределений грубодисперсной компоненты АОТ в основных типах районов (A, B, C, D) хорошо разделяются по правой границе значений  $\tau^c$  и расположены в последовательности: Южный океан — Арктические моря — акватории умеренных и тропических широт — районы повышенных замутнений (D). В районах повышенных замутнений локализуются области значений  $\tau^c$  в Японском море (у левой границы D) и Море Мрака — вблизи правой границы D.

Обратим внимание, что на арх. Шпицберген практически отсутствуют низкие значения  $\tau^c < 0,01$ , характерные для полярных районов. Вторая особенность состоит в том, что средние и наиболее вероятные значения  $\tau^c$  весной и летом в этом районе практически одинаковые, а параметры мелкодисперсной компоненты —  $n$  и  $m$  существенно различаются.

В противоположной (от  $\tau^c$ ) последовательности распределены значения показателя селективности  $n$  (рис. 7, а). Высокие значения показателя характерны для полярных районов: в арктических морях  $n \approx 2,4$ , в Антарктике  $n = 2$ . Особенностью умеренных и тропических широт океана являются более широкие распределения  $n$  при меньшей величине наиболее вероятных значений:  $n = 1,5$  в районах  $C_{5-11}$  и  $n = 1,25$  в районах  $D_{12-14}$ . Гистограмма распределения показателя  $n$  на арх. Шпицберген имеет двухмодальную форму. Первый максимум ( $n = 2,5$ ) формируется преимущественно за счет летних данных и находится в области значений, характерных для арктических морей. В весенний период более значимым становится второй максимум ( $n = 1,5$ ) — такой же, как в умеренных и тропических широтах океана ( $C_{5-11}$ ).

В распределениях параметра  $m$  (рис. 7, б), характеризующего концентрацию мелких частиц, хорошо



разделяются узкая гистограмма для Антарктики ( $m = 0,003$ ) и широкая — для районов высоких замутнений ( $m \approx 0,02 \pm 0,08$ ). Во всех остальных районах океана наиболее вероятные значения  $m$  находятся в относительно узком диапазоне  $0,01-0,02$ . Обратим внимание, что такие же значения  $m$  характерны и для континента в теплый период (Томск,  $m = 0,015$ ).

Проведенный анализ показал разное распределение по районам параметров  $n$  и  $m$ . Кроме того, в районе Шпицбергена проявляется еще сезонная специфика, приводящая к группировке данных либо в области значений, типичных для арктических морей, либо для умеренных широт.

В заключение данного раздела рассмотрим области совместных значений  $n$  и  $m$ , наиболее характерных для того или иного района. Для получения такого представления для каждого типа района были рассчитаны совместные распределения параметров  $n$ ,  $m$  и определены области, где сосредоточено более 50% их значений. Из рис. 8 видно, что показатели селективности  $n$  в различных районах в основном сосредоточены в диапазоне  $\sim 1,7-3$ , следствием чего является взаимное перекрытие областей ( $n$ ,  $m$ ). Поэтому локализация областей ( $n$ ,  $m$ ) проявляется преимущественно по величине параметра  $m$ : в полярных районах типичные значения  $m = 0,001 \pm 0,01$  (на арх. Шпицберген — до  $0,025$ ), в районах высоких замутнений ( $D$ )  $m = 0,02 \pm 0,09$ , в остальных типах районов ( $C$ )  $m = 0,001 \pm 0,035$ .

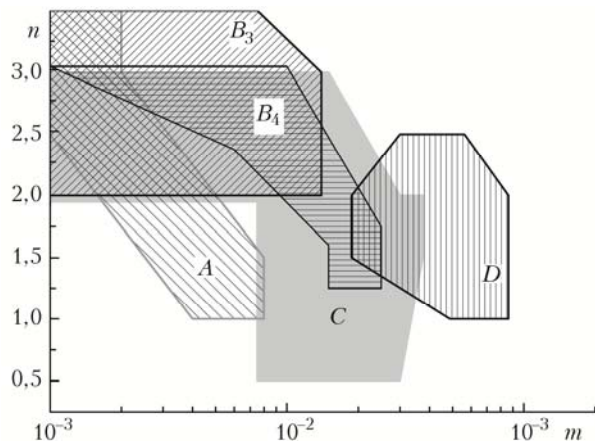


Рис. 8. Области доминирующих значений параметров  $n$ ,  $m$  в различных районах

В целом просматривается тенденция уменьшения доминирующих значений  $n$  с ростом параметра  $m$ : в полярных районах сочетаются минимальные значения параметра  $m$  и максимальные показатели селективности  $n$ , в районах  $D$  — самые большие значения параметра  $m$  при низком уровне показателя  $n$ .

### Заключение

Проведен сравнительный анализ мелко- и грубодисперсных компонент АОТ атмосферы в различных районах океана, полученных по данным измерений солнечных фотометров SP в диапазоне

спектра  $0,34-2(4)$  мкм. Отмечено многообразие спектральных зависимостей и величины АОТ, которое в значительной степени обусловлено влиянием выносов различных типов аэрозоля с континентов. Общий диапазон изменения средних (по районам) значений двух компонент АОТ превышает один порядок:  $\tau^c$  меняется в 34 раза,  $\tau_{0,5}^f$  — в 19 раз.

Несмотря на независимость (разные источники) и многообразие сочетаний двух компонент АОТ в распределении их средних значений прослеживается совместный рост от самых низких величин в Южном океане ( $\tau^c = 0,007$ ,  $\tau_{0,5}^f = 0,015$ ) до максимальных в зоне мощных континентальных выносов ( $\tau^c = 0,24$  в Море Мрака,  $\tau_{0,5}^f = 0,25$  весной в Японском море).

С учетом природных особенностей проведена группировка данных по типам морских районов ( $A$ ,  $B$ ,  $C$ ,  $D$ ) и для них определены средние и наиболее вероятные значения  $\tau^c$  и параметров  $n$ ,  $m$ , характеризующих мелкодисперсную компоненту АОТ. Наиболее вероятные значения  $\tau^c/n/m$  составляют: в акватории Южного океана ( $A$ ) —  $0,008/2,0/0,003$ ; в арктических морях ( $B_3$ ) —  $0,014/2,4/0,01$ ; в умеренных и тропических широтах ( $C_{5-11}$ ) —  $0,03/1,5/0,011$ ; в районах экстремальных замутнений ( $D_{12-14}$ ) —  $0,15/1,25/0,06$ . Типичные значения  $\tau^c/n/m$  в районе арх. Шпицберген в летний период находится в области значений, характерных для арктических морей, а весной смещаются в область значений для умеренных широт океана.

Авторы выражают благодарность всем коллегам, которые проводили измерения фотометрами SP в морских и полярных экспедициях, — А.А. Бобринскому, Н.И. Власову, А.В. Губину, Вик.В. Полькину, Вас.В. Полькину, А.Н. Прахову, Д.Е. Савкину, С.А. Терпуговой, Ю.С. Турчиновичу, Д.Г. Чернову. Работа выполнена при финансовой поддержке программы фундаментальных исследований Президиума РАН № 18.

1. *Angstrom A.* On the atmospheric transmission of sun radiation and on dust in the air // *Geograf. Annaler.* 1929. N 11. P. 156–166.
2. *Исследование* радиационных характеристик аэрозоля в азиатской части России / Под общей ред. С.М. Сакерина. Томск: Изд-во ИОА СО РАН, 2012. 486 с.
3. *Sakerin S.M., Kabanov D.M., Smirnov A.V., Holben B.N.* Aerosol optical depth of the atmosphere over ocean in the wavelength range  $0.37-4 \mu\text{m}$  // *Int. J. Remote. Sens.* 2008. V. 29, iss. 9. P. 2519–2547. DOI: 10.1080/01431160701767492.
4. *Сакерин С.М., Андреев С.Ю., Кабанов Д.М., Николашкин С.В., Прахов А.Н., Радионов В.Ф., Турчинович Ю.С., Чернов Д.Г., Holben B.N., Smirnov A., Sorokin M.G.* О результатах исследований аэрозольной оптической толщи атмосферы в арктических районах // *Оптика атмосф. и океана.* 2014. Т. 27, № 5. С. 413–423.
5. *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 атмосф. и океана.* 2012. Т. 25, № 12. С. 1112–1117.

6. 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.
7. Польшин В.В., Кабанов Д.М., Сакерин С.М., Голобокова Л.П. Результаты сравнительных исследований оптических, микрофизических характеристик и химического состава аэрозоля над Каспийским морем в 26-м и 41-м рейсах НИС «Рифт» // *Оптика атмосф. и океана.* 2013. Т. 26, № 8. С. 628–635.
8. Сакерин С.М., Чернов Д.Г., Кабанов Д.М., Козлов В.С., Панченко М.В., Польшин В.В., Радионов В.Ф. Предварительные результаты исследований аэрозольных характеристик атмосферы в районе Баренцбурга (Шпицберген) // *Проблемы Арктики и Антарктики.* 2012. № 1(91). С. 20–31.
9. Сакерин С.М., Береснев С.А., Кабанов Д.М., Корниенко Г.И., Николашкин С.В., Поддубный В.А., Тащилин М.А., Турчинович Ю.С., Holben B.N., Smirnov A. Анализ подходов моделирования годового и спектрального хода аэрозольной оптической толщи атмосферы в регионах Сибири и Приморья // *Оптика атмосф. и океана.* 2014. Т. 27, № 12. С. 1047–1058.
10. Бартенева О.Д., Никитинская Н.И., Сакунов Г.Г., Веселова Л.К. Прозрачность толщи атмосферы в видимой и ближней ИК-области спектра. Л.: Гидрометеониздат. 1991. 224 с.
11. Swap R., Ulanski S., Cobbet M., Garstang M. Temporal and spatial characteristics of Saharan dust outbreaks // *J. Geophys. Res. D.* 1996. V. 101, N 2. P. 4205–4220.
12. Kim S.W., Yoon S.C., Kim J., Kim S.Y. Seasonal and monthly variations of columnar aerosol optical properties over east Asia determined from multi-year MODIS, LIDAR and AERONET Sun/sky radiometer measurements // *Atmos. Environ.* 2007. V. 41. P. 1634–1651.
13. Moorthy K.K., Satheesh S.K., Krishna Murthy B.V. Investigations of marine aerosols over tropical Indian Ocean // *J. Geophys. Res. D.* 1997. V. 102, iss. 15. P. 18827–18842.
14. Smirnov A., Holben B.N., Kaufman Y.J., Dubovik O., Eck T.F., Slutsker I., Pietras C., Halthore R.N. Optical Properties of Atmospheric Aerosol in Maritime Environments // *J. Atmos. Sci.* 2002. V. 59, N 3. Pt. 1. P. 501–523.
15. Tomasi C., Lupi A., Mazzola M., Stone R.S., Dutton E.G., Herber A., Radionov V.F., Holben B., Sorokin M., Sakerin S.M., Terpuugova S.A., Lanconelli C., Petkov B., Vitale V. An update of the long-term trend of aerosol optical depth in the polar regions using POLAR-AOD measurements performed during in International Polar Year // *Atmos. Environ.* 2012. V. 52. P. 29–47.
16. Eck T.F., Holben B.N., Reid J.S., Sinyuk A., Hyer E.J., O'Neill N.T., Shaw G.E., Vande Castle J.R., Chapin F.S., Dubovik O., Smirnov A., Vermote E., Schafer J.S., Giles D., Slutsker I., Sorokin M., Newcomb W.W. Optical properties of boreal region biomass burning aerosols in central Alaska and seasonal variation of aerosol optical depth at an Arctic coastal site // *J. Geophys. Res. D.* 2009. V. 114, iss. 11. D11201. DOI: 10.1029/2008JD010870.
17. Виноградова А.А. Сезонные и долговременные вариации индексов атмосферной циркуляции и перенос воздуха в Российскую Арктику // *Оптика атмосф. и океана.* 2014. Т. 27, № 6. С. 463–472.
18. Нешуба С. Океанология. М.: Мир, 1991. 414 с.

*S.M. Sakerin, D.M. Kabanov. Finely and coarsely dispersed components of atmospheric aerosol optical depth in maritime and polar regions.*

We discuss the results of comparative analysis of finely and coarsely dispersed components of atmospheric aerosol optical depth (AOD), obtained according to data of SP sun photometer measurements in 14 regions of the Atlantic, Southern, and Arctic Oceans, and Far East seas. Average (over regions) values of the coarsely dispersed AOD component vary from 0.007 to 0.24, and average values of the finely dispersed AOD component vary from 0.015 to 0.25. Despite the fact that the two AOD components are independent in their origin and exist in a variety of combinations, the distributions of their average values exhibit joint growth from lowermost values in the Southern Ocean to maximal values in the zone of severe continental outflows (the Sea of Darkness and the Sea of Japan). Taking into account the natural specific features, we grouped the data with respect to a few types of maritime regions; and for each, we determined the most probable values of the coarsely dispersed component and two parameters (analogous to Ångström parameters), which characterize the finely dispersed AOD component.