

Д.М. Кабанов, С.М. Сакерин

Прозрачность атмосферы над Атлантическим океаном. Часть 2. Вариации аэрозольной оптической толщи и влагосодержания атмосферы

Институт оптики атмосферы СО РАН, г. Томск

Поступила в редакцию 5.04.2000 г.

Продолжен анализ характеристик прозрачности атмосферы над океаном в части их временной изменчивости и взаимосвязей с метеопараметрами в приводном слое. Определены статистические характеристики наиболее значимых межсуточных вариаций аэрозольной оптической толщи и влагосодержания атмосферы для ранее выделенных [1] районов океана. Выявлена более слабая компонента дневного хода аэрозольной оптической толщи атмосферы, характеризующаяся максимумом в предполуденные часы. Проанализировано влияние ветрового фактора, проявляющееся в немономонном росте аэрозольного замутнения (грубодисперсной составляющей) со скоростью ветра. На примере экваториальной зоны рассмотрена взаимосвязь с относительной влажностью и предложена эмпирическая зависимость, позволяющая рассчитать мелкодисперсную составляющую аэрозольной оптической толщи атмосферы. Приводятся сравнительные оценки роли различных факторов в вариациях характеристик прозрачности атмосферы.

Введение

В первой части работы [1] была рассмотрена пространственная изменчивость характеристик спектральной и интегральной прозрачности над Атлантическим океаном, которая обусловлена различиями аэрозольной оптической толщи (АОТ) и общего влагосодержания (ОВС) атмосферы. Основным результатом явилось выделение районов океана с однотипными характеристиками АОТ атмосферы – $\tau(\lambda)$: открытый океан (ОО), вблизи континента (ВК), Канарские острова (КО), «море мрака» (ММ), пассатная (ПЗ) и экваториальная (ЭЗ) зоны. Районирование океана дало возможность отдельно проанализировать характеристики временной изменчивости и взаимосвязи с метеопараметрами приводного слоя атмосферы. Прибрежные районы и Средиземное море, из-за меньшего количества данных, из дальнейшего анализа были исключены.

1. Вариации АОТ атмосферы в различных районах

В предшествующих работах [2–4 и др.] на основе среднедневных значений τ были рассмотрены статистические характеристики межсуточных вариаций, обусловленных сменой воздушных масс. Общим свойством для всех районов является наличие спектрального хода – с ростом длины волны, вместе со средним значением АОТ, уменьшаются τ_{\max} , τ_{\min} и σ_{τ} . Коэффициенты вариаций ($V_{\tau} = \sigma_{\tau}/\bar{\tau}$) не имеют явной спектральной зависимости, а их значения более высокие, чем для континентальной атмосферы. Например, в районах ОО, КО, ВК величина V_{τ} составляет 0,6 ÷ 0,8 по сравнению с 0,3 ÷ 0,5 в районе Томска [5]. Аналогичное превышение наблюдается и в изменчивости показателя Ангстрема α , характеризующего спектральный ход $\tau(\lambda)$:

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

Коэффициенты вариаций V_{α} над океаном находятся в диапазоне 0,45 ÷ 1,11 против 0,3 ÷ 0,4 над континентом. Величина абсолютной изменчивости (σ_{α}) имеет максимальные значения в «море мрака», а минимальные – в районе ОО. Причем значения σ_{α} над океаном сопоставимы с континентальными, но средние $\bar{\alpha}$ в большинстве районов меньше, что и является причиной увеличения относительной изменчивости АОТ над океаном.

Для полного описания случайных колебаний τ_{λ} необходимо выяснить закон распределения. С этой целью были построены частотные графики для среднечасовых величин τ (0,48 мкм) и проведено сопоставление с рядом теоретических законов распределения плотности вероятности (логнормальным, Рэлея, Вейбулла и др.). Гistogramмы распределений $\tau_{0,48}$ разделились на два типа: одномодальные в районах ОО, ВК, ММ и размытые в других районах [2]. Дальнейшему анализу были подвергнуты данные с одномодальными распределениями. Для сравнения рассматривались результаты аналогичных исследований в летних условиях на континенте (Томск [5]). Из гistogramм (рис. 1) и статистики (табл. 1) видно, что распределения τ вытянуты в сторону больших замутнений ($\gamma_1 > 0$) и имеют более острую вершину, чем плотность вероятности нормального распределения ($\gamma_2 > 0$). Причем абсолютные величины коэффициентов γ_1 и γ_2 значительно превосходят свои среднеквадратические ошибки во всех выборках.

Подбор параметров теоретических распределений осуществлялся по известным соотношениям [6] с использованием выборочных начальных и центральных моментов соответствующего порядка. Оценка по критерию χ -квадрат показала, что наилучшей аппроксимацией эмпирических гistogramм для районов Томска, ОО и ВК является логнормальный закон. Причем для района ОО логнормальное распределение является единственно приемлемым с доверительной вероятностью 0,95. Гисто-

грамме для района ММ лучше соответствует распределение Вейбулла (возможно, из-за недостаточной про-

должительности измерений для характерных колебаний АОТ в этом районе).

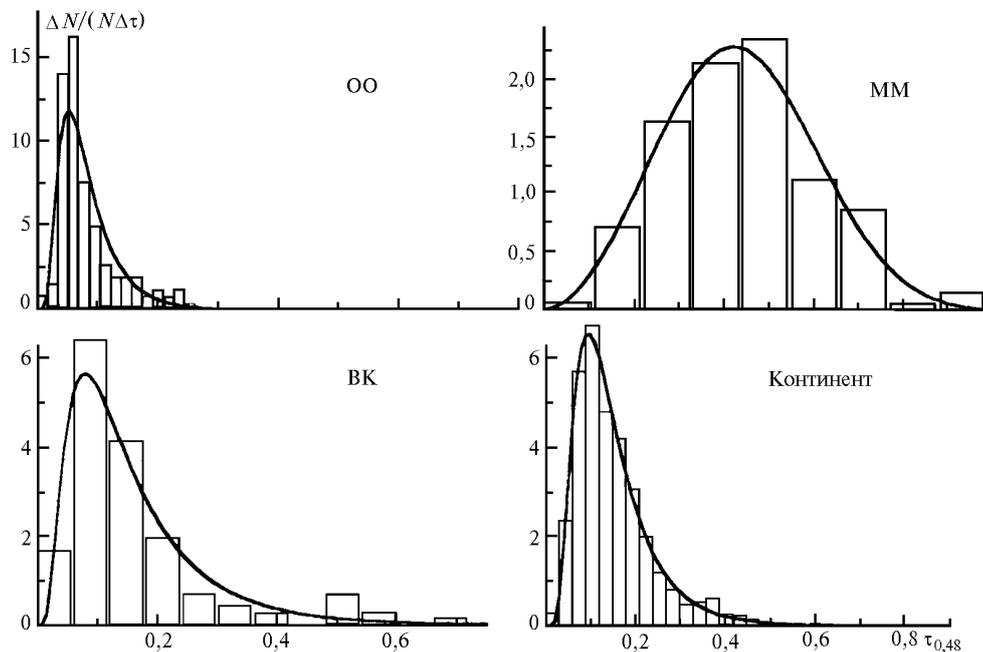


Рис. 1. Гистограммы распределений $\tau_{0,48}$ и теоретические плотности вероятности для трех районов Атлантики и континента (Томск)

Таблица 1

Статистические характеристики $\tau_{0,48}$ (γ_1 и γ_2 – коэффициенты асимметрии и эксцесса)

Район	$\bar{\tau}$	σ_{τ}	V_{τ}	Min	Max	Медиана	γ_1	γ_2	N
ОО	0,08	0,05	0,59	0,01	0,26	0,07	1,16	2,03	152
БК	0,16	0,13	0,78	0,02	0,72	0,12	2,08	4,32	120
ММ	0,45	0,18	0,40	0,07	1,26	0,44	0,81	1,83	179
Томск	0,15	0,09	0,58	0,015	0,65	0,13	1,57	3,26	983

Совпадение закона распределения для трех разнотипных географических районов (Томск, ОО, БК) можно объяснить существованием общего фактора, определяющего основную изменчивость АОТ. Оценки зависимости нормированных значений дисперсии ($\sigma_i^2/\sigma_{\text{ч}}^2$) от различных интервалов усреднения показали, что основной, характерный спад наблюдается в диапазоне 1÷10-дневных усреднений (рис. 2), т.е. основной вклад в вариации АОТ вносят синоптические колебания, периоды которых составляют 3–5 сут. Об этом же свидетельствует совпадение статистик для среднедневных и среднечасовых $\tau_{0,48}$. Переход к среднечасовым τ , которые несут информацию о дневной изменчивости, практически не изменяет дисперсию.

Действительно, регулярная компонента дневного хода τ существенно меньше синоптической изменчивости и до наших исследований [3, 4] не анализировалась. Дневную изменчивость τ удалось выявить только для отдельных районов с ослабленным синоптическим влиянием (ОО, ЭЗ, КО), применяя процедуру усреднения и нормирования на среднедневные значения. Обобщая результаты [3, 4], приведем среднюю зависимость $\tau(t)$ для трех районов (рис. 3). Основной закономерностью является увеличение τ до предполуденных часов с последующим более выраженным спадом к вечеру. Относительное среднее изменение τ_{λ} в течение дня можно оценить $15 \div 30\%$.

Другая особенность связана с изменением селективности спектрального хода τ . Параметр α несколько снижается к 11 ч, а затем увеличивается до 27% относительно среднего уровня. Такой зависимости соответствуют относительный рост, а затем уменьшение (сток) содержания в воздухе крупных частиц. Значимость дневного хода τ и α подтверждается с большой достоверной вероятностью p , рассчитанной по критерию Стьюдента.

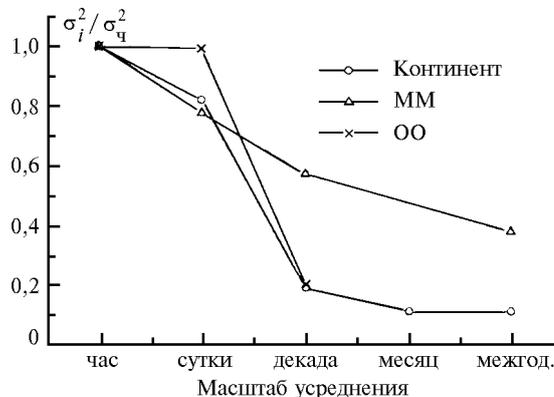


Рис. 2. Зависимость нормированных значений дисперсии АОТ от интервалов усреднения

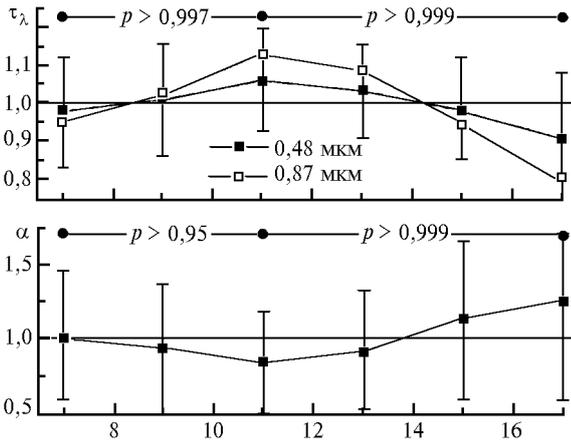


Рис. 3. Иллюстрация среднего дневного хода нормированных значений τ_λ и α для трех районов – ОО, КО, ЭЗ (p – доверительная вероятность значимости экстремумов)

Суточные колебания и синоптическая изменчивость $\tau(\lambda)$ в процессе переносов и трансформации воздушной массы происходят под влиянием (или с учетом) изменения метеорологических условий. Поэтому традиционным вопросом является установление взаимосвязей с метеорологическими характеристиками, непосредственно влияющими на содержание и дисперсный состав аэрозоля.

2. Взаимосвязи АОТ атмосферы с метеопараметрами

Известно, что из-за многообразия факторов и сложной зависимости характеристик аэрозоля от метеорологических данных выявление взаимосвязей затруднено даже для аэрозольного рассеяния в приводном слое [7]. Тем более не стоит ожидать простых высокозначимых корреляций с интегральной характеристикой τ . Следует учитывать и то, что с удалением от подстилающей поверхности совместные суточные колебания метео- и аэрозольных характеристик уменьшаются, а роль синоптических процессов растет.

Предварительный анализ показал, что взаимосвязи τ с характеристиками влажности, температурой, скоростью ветра неустойчивы и проявляются только для отдельных выборок (районов, экспедиций). В общем массиве данных значимая, но низкая корреляция остается с двумя параметрами – скоростью ветра S_w , определяющей генерацию морского аэрозоля, и относительной влажностью RH , влияющей на конденсационное изменение размеров частиц. Для снижения искажающего влияния синоптического фактора дальнейший анализ проводился для двух районов с минимальным влиянием выносов континентального аэрозоля – ОО и ЭЗ.

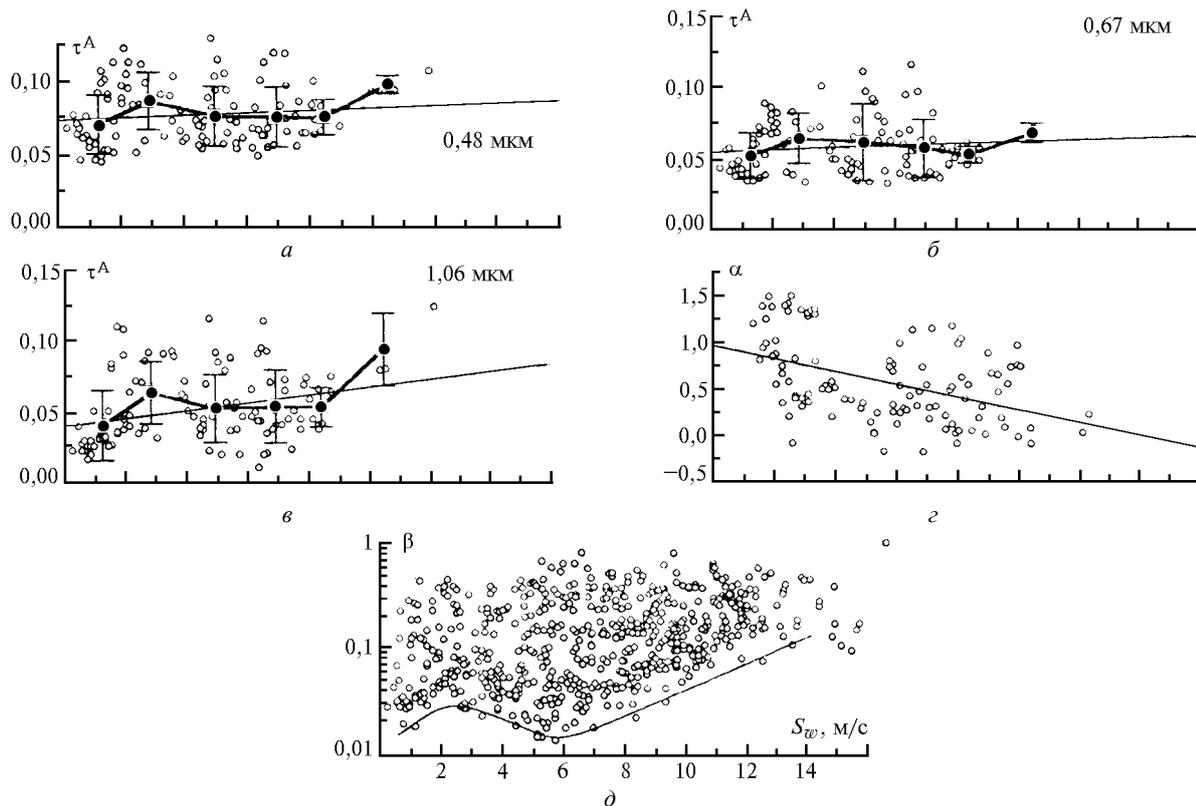


Рис. 4. Зависимость τ_λ и параметров α , β от скорости ветра над океаном

Влияние скорости ветра

При исследовании зависимости $\tau(\lambda)$ от скорости ветра была проведена дополнительная селекция данных – отобраны замеры, где влажность не превышала 75%,

т.е. вне зоны действия конденсационного механизма. Из полученных зависимостей (рис. 4, а–е, тонкие линии) видна тенденция роста аэрозольного замутнения при увеличении S_w . Причем увеличение τ_λ в относительных величинах лучше проявляется в длинноволновой части

спектра. Следствием спектральных особенностей является обратная зависимость от скорости ветра показателя селективности α (рис. 4,з), которая свидетельствует о преимущественном росте содержания крупных частиц. Коэффициенты корреляции рассмотренных взаимосвязей составили 0,29 для $\tau_{1,06}$ и $-0,46$ для α при уровне значимой корреляции 0,106 с доверительной вероятностью 0,95. Из результатов других исследований $\tau(\lambda)$ над океаном можно сослаться только на данные [8], где выявлены аналогичные корреляции – положительные с τ и отрицательные с α .

Для более детального анализа влияния ветрового фактора были рассчитаны средние значения и среднеквадратические отклонения τ в отдельных интервалах S_w (на рис. 4,а–в выделены жирными точками и линиями). Полученные зависимости имеют немонотонный ход с максимумом около 3 м/с, минимумом в области 6–8 м/с и далее – новый рост τ . Причем экстремальные точки статистически различимы с доверительной вероятностью не менее 0,9. Аналогичный результат можно получить и для зависимости параметра β формулы Ангрема (1), который хорошо коррелирует с грубодисперсной составляющей АОТ (рис. 4,д). Минимальные значения β , представленные в широком диапазоне S_w , соответствуют ситуациям ослабленного влияния всех других факторов: смены воздушных масс (выносов аэрозоля с континентов), конденсационного роста частиц и др. Поэтому нижняя огибающая является следствием нелинейной зависимости β от ветра.

Немонотонная зависимость, подобная рассмотренной (на первом участке $0 \div 6$ м/с), была ранее обнаружена для коэффициентов аэрозольного рассеяния над поверхностью моря в прибрежном районе [7]. Следовательно, получено новое подтверждение эффекта, проявляющегося в океанических районах и для всей толщи атмосферы. В физической интерпретации следует согласиться с мнением авторов [7, 21], что основой нелинейной зависимости являются отличие и перераспределение роли механизмов генерации аэрозоля в разных диапазонах скорости ветра. В соответствии с данными [9–11], при малых S_w основным является пузырьковый механизм генерации – схлопывание пузырей газа, всплывающих на поверхность. Причем при скорости ветра до 2–3 м/с, в результате распада струйки воды, выбрасываемой из пузыря при схлопывании, наиболее эффективно идет образование крупных частиц ($r > 0,5$ мкм). Процесс сопровождается генерацией и более мелких частиц ($r < 0,1–0,2$ мкм) в результате разрыва пленки пузыря. Но роль этой фракции начинает преобладать при $S_w = 3 \div 7$ м/с, когда инжекция крупных частиц затрудняется. Наконец, при скорости ветра более 7 м/с «включается» еще один механизм – образование наиболее крупных частиц при сдувании брызг с гребней волн и последующем обсыхании. Таким образом, полученные оптические результаты $\tau_\lambda(S_w)$ хорошо согласуются и подтверждают сложившиеся представления об особенностях генерации морского аэрозоля в переменном поле ветра.

Влияние относительной влажности

При анализе взаимосвязей τ_λ с влажностью RH были отобраны данные в условиях $S_w < 7$ м/с, что позволило уменьшить влияние ветрового фактора. Полученные зависимости (рис. 5) согласуются с известными фактами и пред-

ставлениями [7, 10–12 и др.] об изменении коэффициента аэрозольного рассеяния в переменном поле влажности: увеличение ослабления радиации в области $RH > 75\%$ и нейтральный ход (отсутствие связи) при RH менее 75%. Хорошо прослеживаются и спектральные особенности $\tau_\lambda(RH)$ как результат преимущественного конденсационного роста именно мелких частиц. Крутизна наклона ($\Delta\tau_\lambda/RH$) в области больших влажностей уменьшается от 0,022 (для $\tau_{0,37}$) до статистически малозначимой величины $\sim 0,006$ в диапазоне 1–4 мкм. Трансформация дисперсного состава аэрозоля на участке $RH > 75\%$ приводит к изменению селективности спектрального хода $\tau(\lambda)$: параметр α в среднем увеличивается почти в два раза – от 0,7 до 1,3.

Изменение селективности спектрального хода в области больших влажностей можно проследить и по «методу минимальных точек» (см. рис. 5). При небольших влажностях роль мелких частиц (аккумулятивная фракция) по сравнению с грубодисперсным аэрозолем незначительна. Поэтому минимальные АОТ имеют нейтральную спектральную зависимость (α около нуля). В области $RH > 75\%$, под влиянием конденсационного роста, оптический вклад аккумулятивных частиц становится все более значимым и минимально возможные значения α постепенно увеличиваются.

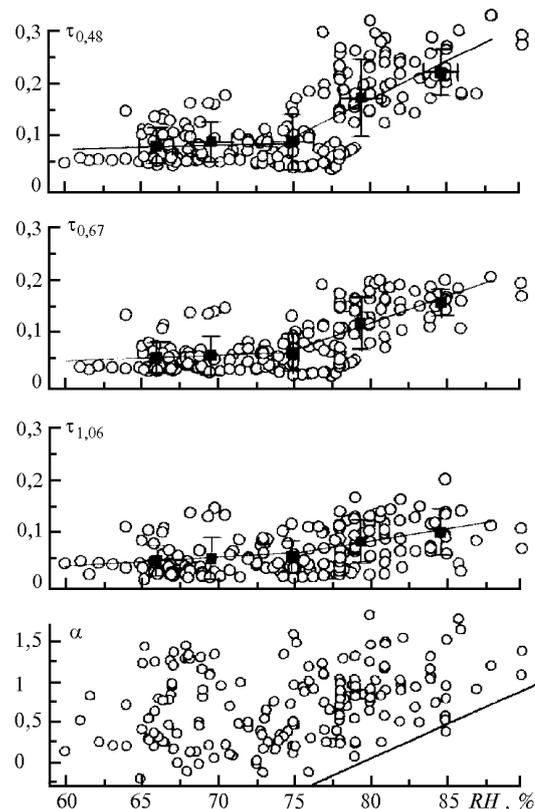


Рис. 5. Взаимосвязь τ_λ и α с относительной влажностью воздуха в приводном слое

Более подробно рассмотрим результаты для экваториальной зоны, где средние скорости ветра ниже, чем в других районах (ослаблен ветровой фактор), а вариации влажности происходят в диапазоне именно больших значений RH . Преобладающее влияние на изменчивость τ_λ конденсационного механизма дает основание для подбора эмпирического соотношения, позволяющего рассчитать τ_λ по известным значениям RH . Искомая модельная зависимость задавалась в виде

$$\tau_\lambda(RH) = a_\lambda + b_\lambda RH. \quad (2)$$

При расчете линейной регрессии выяснилось, что спектральный ход параметров a_λ и b_λ достаточно хорошо аппроксимируется экспоненциальным выражением вида

$$a_\lambda(b_\lambda) = c + d \exp(\eta\lambda). \quad (3)$$

Значения параметров c , d , η приведены в табл. 2, а спектральная зависимость a_λ и b_λ иллюстрируется на рис. 6. Сопоставление измеренных значений τ_λ и полученных расчетным путем показало, что ошибка модельного представления (2), (3) в абсолютных значениях составляет 0,026–0,055, в относительных – около 30%.

Таблица 2

Значения параметров аппроксимационной зависимости (3)

Параметр	c	d	η
a_λ	-0,521	-4,68	-3,89
b_λ	0,00747	0,0633	-3,72

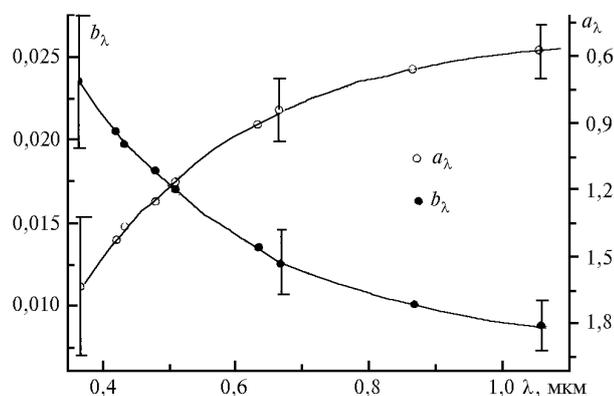


Рис. 6. Спектральная зависимость параметров линейной регрессии a_λ , b_λ

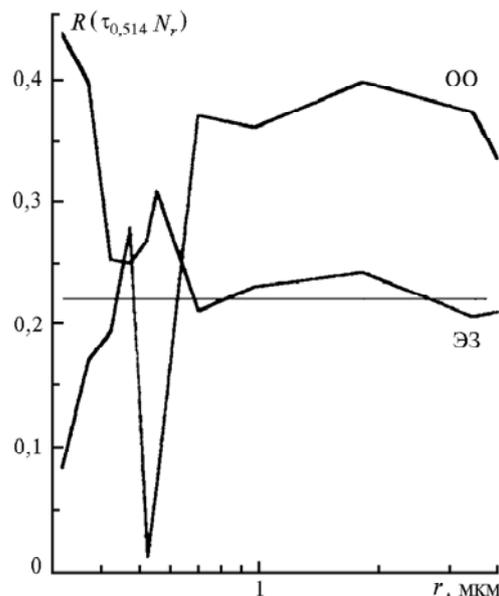


Рис. 7. Зависимость коэффициентов взаимной корреляции R_{τ, N_r} от радиуса частиц (тонкая прямая – уровень значимой корреляции)

Перераспределение роли двух факторов – S_w и RH , определяющих изменчивость АОТ атмосферы в рассмотренных районах, можно проиллюстрировать на примере коэффициентов корреляции τ_λ с дифференциальной счетной концентрацией частиц в приводном слое – N_r (результаты измерений В.В. Полькина [13]). Из графиков коэффициентов R_{τ, N_r} (рис. 7) видно, что в умеренных широтах (ОО) значимая корреляция наблюдается с содержанием крупных частиц, генерирующихся под влиянием ветрового фактора. В экваториальной зоне картина противоположная. Совместная изменчивость τ и N_r (и значимая корреляция) происходит в диапазоне аккумулятивной фракции под влиянием относительной влажности и конденсационного механизма.

Таблица 3

Статистические характеристики W (г/см³) и H_0 (км) в трех широтных зонах Атлантики и Томске (июль 1992–1997 гг.)

Широтная зона	Широта	Среднее		Min		Max		V	
		W	H_0	W	H_0	W	H_0	W	H_0
Экваториальная	2° ю.ш. – 7° с.ш.	5,36	2,47	4,18	1,95	6,25	3,11	0,12	0,15
Тропическая (ПЗ)	7° – 30° с.ш.	1,96	1,4	1,04	0,92	4,49	2,29	0,34	0,18
Тропическая (КО)		1,23	1,02	0,94	0,73	1,83	1,39	0,17	0,19
Умеренная	30° – 65° с.ш.	1,64	1,11	0,84	0,90	2,35	1,57	0,27	0,13
Томск, лето	56° с.ш.	2,47	1,92	1,19	1,17	3,74	2,74	0,27	0,23

3. Вариации влагосодержания и высоты H_0

С учетом особенностей пространственного распределения влагосодержания W и высоты однородного слоя атмосферы $H_0 = W/a_0$ (a_0 – абсолютная влажность в приводном слое) [1] весь массив данных был разделен на три широтные зоны – умеренную, тропическую и экваториальную или внутритропическую зону конвергенции (ВЗК). Результаты измерений в тропиках по средним значениям оказались различными, так как были получены в раз-

ные сезоны и на разном удалении от континента: в 1994 г. – в районе Канарских островов, 1995 г. – в центральной части океана. Поэтому для тропических широт были выделены два подмассива, обозначенные по аналогии с аэрозольными районами КО и ПЗ. Для сравнения с континентальными условиями характеристики временной изменчивости W и H_0 (табл. 3) сопоставлялись с летними данными в Томске [14].

Из статистических характеристик следует, что относительная межсуточная изменчивость (V_w) над океаном находится в диапазоне 12–34%, а средние значения W в период исследований близки к многолетним данным [15]. Экваториальная зона отличается минимальными величинами

Типы вариаций	Дневные	Синоптические	Сезонные	Пространственные
V_{τ} , %	5	70	7	53
V_w , %	–	27	20	33

нами V_w при максимальных средних W , что хорошо согласуется с особенностями метеорологических условий в этом районе [1, 16]. Высота H_0 отличается еще большей устойчивостью – $V_H = 13 \div 19\%$. Значит, при смене воздушных масс характер профиля $a(h)$ изменяется не столь значительно. Более существенны географические изменения H_0 . Максимальные значения $H_0 = 2 \div 3$ км наблюдались в экваториальной зоне, а в остальных районах океана почти в два раза ниже. Причем минимальные $H_0 \approx 1$ км характерны для тропической атмосферы вблизи берегов Африки. Высота H_0 в континентальных условиях имеет промежуточное значение между пассатной и экваториальной зоной, но отличается большей синоптической изменчивостью.

Таким образом, по статистическим данным можно сделать вывод о большей устойчивости характеристик ОВС по сравнению с АОТ атмосферы в масштабе синоптических колебаний (вариации W заметно меньше, чем τ). Учитывая результаты [15–17], можно полагать, что в области сезонной изменчивости ситуация обратная – годовой ход W хорошо выражен (кроме экваториальной зоны), сопоставим с синоптическими вариациями и более значим, чем сезонные колебания АОТ атмосферы.

В заключение приведем приближенные оценки соотношения различных типов вариаций АОТ и ОВС атмосферы. За основу можно взять коэффициенты вариаций V , которые используются для оценки относительной изменчивости случайных колебаний (в данном случае – синоптических вариаций W и τ). Будем полагать, что сезонный ход W имеет синусоидальную зависимость, дисперсия которой выражается через амплитуду A в виде $\sigma^2 = A^2/2 = (W_{\max} - W_{\min})^2/8$. Тогда для коэффициента вариаций сезонных колебаний можно записать:

$$V_w = \frac{(W_{\max} - W_{\min})}{2\sqrt{2}W} = \frac{(W_{\max} - W_{\min})}{\sqrt{2}(W_{\max} + W_{\min})}. \quad (4)$$

При расчете V_w использованы данные [15] для средней части океана (50° с.ш.; 30° з.д.). По формуле, аналогичной (4), проводилась оценка сезонных колебаний и АОТ атмосферы. В качестве исходной информации были взяты средние значения τ для океана северного полушария в период с 1985 по 1989 г., восстановленные по результатам спутниковых измерений (NOAA-9 [18]). Сравнительная оценка величины дневной изменчивости была получена тоже по формуле (4) на основе данных о среднем дневном ходе нормированных значений τ (см. рис. 3). Наконец, для оценки пространственной изменчивости были использованы средние, по ранее выделенным районам, значения W и τ (см. исходные данные при районировании общей прозрачности [1]).

Полученные оценки (табл. 4) достаточно условны, тем не менее они дают общее представление о роли различных факторов в вариациях характеристик, определяющих прозрачность атмосферы над океаном. Наиболее значима синоптическая и пространственная изменчивость АОТ атмосферы. Вариации влагосодержания различных типов (пространственные, синоптические, сезонные) примерно в два раза ниже и сопоставимы между собой. Сезонный и дневной ход τ , по сравнению с другими колебаниями, играет небольшую роль. Значимой регулярной составляющей дневного хода W над океаном выявлено не было.

Относительно взаимосвязей ОВС атмосферы с метеопараметрами максимальная корреляция наблюдается с родственной характеристикой – абсолютной влажностью воздуха в приводном слое. Согласно данным различных авторов [19, 20 и др.] взаимосвязь близка к линейной, а коэффициенты корреляции для различных районов и масштабов усреднения находятся в диапазоне 0,7–0,98. По результатам наших исследований, коэффициент корреляции для всех районов вне ВЗК составил 0,76.

Кроме того, при исследовании в центрально-океаническом районе была выявлена взаимосвязь W со скоростью ветра [3]. Например, для среднесуточных значений коэффициент корреляции равнялся 0,67. То есть увеличение испарения с поверхности при росте скорости ветра влияет не только на влажность в приводном слое, но сказывается и на ОВС атмосферы.

Заключение

Новые количественные данные и закономерности, выявленные при исследовании временной изменчивости АОТ и ОВС атмосферы, можно обобщить в следующем виде.

1. Определены статистические параметры межсуточной изменчивости $\tau(\lambda)$ и W в различных районах океана; для вариаций τ в умеренных широтах показано соответствие закону логнормального распределения плотности вероятности.

2. Для ряда районов океана выявлена более слабая компонента временной изменчивости – дневной ход $\tau(\lambda)$ с максимумом в предполуденные часы и амплитудой 15–30%. Другой особенностью дневной изменчивости является увеличение селективности спектральной зависимости $\tau(\lambda)$ к вечеру.

3. Определены количественные данные и характер взаимосвязей $\tau(\lambda)$ со скоростью ветра и относительной влажностью. Зависимость от ветра проявляется в немономном росте АОТ преимущественно в ИК-диапазоне спектра в результате увеличения числа крупных частиц. Зависимость $\tau(\lambda)$ от влажности проявляется в коротковолновой области, что согласуется с конденсационным ростом мелких частиц. Перераспределение роли метеофакторов в разных широтных зонах можно представить следующим образом:

- вариации τ_λ в умеренных широтах преимущественно обусловлены циклоническими переносами мелкого континентального аэрозоля и генерацией крупных частиц морского аэрозоля в переменном поле ветра;

- в зоне пассата основную роль в изменчивости τ играют циклические выносы из Африки пылевого аэрозоля и генерация крупных морских частиц (ветровой фактор);

- вариации τ_λ в экваториальной зоне в основном обусловлены конденсационным механизмом трансформации аккумулятивной фракции в переменном поле влажности.

4. Вариабельность общей прозрачности атмосферы над океаном определяется, прежде всего, пространственными неоднородностями и синоптическими колебаниями аэрозольной компоненты (влияние континентов, различие и смена воздушных масс).

Вторым по значимости фактором являются сопоставимые по величине пространственные, синоптические и сезонные вариации влагосодержания атмосферы. Сезонные и суточные колебания АОТ играют хотя и значимую, но минимальную роль.

1. Кабанов Д.М., Сакерин С.М. // Оптика атмосферы и океана. 2000. Т. 13. № 8. С. 709–715.
2. Кабанов Д.М., Сакерин С.М. // Оптика атмосферы и океана. 1999. Т. 12. № 2. С. 99–104.
3. Кабанов Д.М., Сакерин С.М. // Оптика атмосферы и океана. 1997. Т. 10. № 12. С. 1461–1468.
4. Zuev V.E., Kabanov D.M., Sakerin S.M. // Proc. SPIE («Ocean Optics XIII»). 1997. V. 2963. P. 821–825.
5. Кабанов Д.М., Сакерин С.М. // Оптика атмосферы и океана. 1996. Т. 9. № 6. С. 727–734.
6. Тихонов В.И. Статистическая радиотехника. М.: Радио и связь, 1982. 624 с.
7. Кабанов Д.М., Панченко М.В., Пхалагов Ю.А. и др. Оптические свойства морских прибрежных дымок. Новосибирск: Наука, 1988. 201 с.
8. Villevalde Yu., Smirnov A. et al. // J. Geophys. Res. 1994. V. 99. No. D10. P. 20,983–20,988.
9. Доронин Ю.П. Воздействие атмосферы и океана. Л.: Гидрометеиздат, 1981. 286 с.
10. Кондратьев К.Я., Поздняков Д.В. Аэрозольные модели атмосферы. Наука, 1981. 103 с.
11. Кондратьев К.Я., Москаленко Н.И., Поздняков Д.В. Атмосферный аэрозоль. Л.: Гидрометеиздат, 1983. 224 с.
12. Smirnov A., Villevalde Yu. et al. // J. Geophys. Res. 1995. V. 100. No. D8. P. 16,639–16,650.
13. Сакерин С.М., Кабанов Д.М., Польшкин В.В. // Оптика атмосферы и океана. 1995. Т. 8. № 12. С. 1767–1777.
14. Кабанов Д.М., Сакерин С.М. // Оптика атмосферы и океана. 1996. Т. 9. № 5. С. 656–663.
15. Tuller S.E. // Monthly weather Review. 1968. V. 96. No. 1. P. 785–797.
16. Атмосфера: Справочник. Л.: Гидрометеиздат, 1991. 510 с.
17. Зуев В.Е., Комаров В.С. Статистические модели температуры и газовых компонент атмосферы. Л.: Гидрометеиздат, 1986. 264 с.
18. Mishchenko M.I., Geogdzhayev I.V. et al. // Appl. Opt. 1999. V. 38. No. 36. P. 7325–7341.
19. Снопков В.Г. // Метеорология и гидрология. 1977. № 12. С. 38–42.
20. Акименко Р.М., Устинов В.П. // Труды ИЭМ. 1987. Вып. 19.(125). С. 75–78.
21. Пхалагов Ю.А., Ужегов В.Н., Щелканов Н.Н. // Изв. АН СССР. Сер. ФАО. 1987. № 3. С. 324–327.

D.M. Kabanov, S.M. Sakerin. Atmospheric transparency above the Atlantic ocean. P. II. Variations of aerosol optical depth and water content.

The analysis of temporal variability of the atmospheric transparency characteristics and their interconnection with meteorological parameters within the oceanic above-water layer is continued in this part of the paper. Statistical characteristics of the most pronounced diurnal variations of the aerosol optical depth and water content in the oceanic regions, identified earlier [1], are determined. A weaker component in the diurnal behavior of the atmospheric aerosol optical depth is revealed characterized by maximum in the late forenoon. The influence of wind factor manifests itself in nonmonotone increase of aerosol turbidity (coarse-size component) with increase of wind speed. Using the equatorial zone as an example, the interconnection with relative humidity was examined and some empirical dependence was proposed allowing one to calculate the small-size component of the atmospheric aerosol optical depth. Comparative estimates of the role of different factors in variations of atmospheric transparency characteristics are presented.