

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

Микрофизические особенности аэрозольной компоненты в различных районах Атлантики

Институт оптики атмосферы СО РАН, г. Томск

Поступила в редакцию 22.04.2004 г.

Представлены результаты обращения спектральных данных аэрозольной оптической толщи (АОТ), измеренных над различными акваториями Атлантики. Показано, что важным фактором, определяющим специфические особенности оптико-микрофизических свойств аэрозольной компоненты в атмосфере над океаном, является их удаленность от многочисленных вторичных источников генерации аэрозольных частиц, расположенных на континенте. Установлено, что в умеренных широтах по мере удаления от Европейского континента объемное содержание частиц аккумулятивной фракции V_a ($r < 0,4$ мкм) уменьшается в несколько раз (от $3 \cdot 10^3$ до $3 \cdot 10^2$ мкм³ · см⁻²), в то время как среднedisперсной фракции V_c ($0,4 < r < 1,2$ мкм) стабильно и в среднем составляет величину $\sim 1,4 \cdot 10^3$ мкм³ · см⁻². В тропиках воздействие выносов аэрозоля с континента проявляется во всем анализируемом диапазоне размеров, фактически они определяют их дисперсную структуру. Результаты интерпретации усредненных спектральных данных АОТ показали, что при переходе от района «море мрака» в «пассатную зону» объемное содержание V_c уменьшается вдвое (от $12 \cdot 10^3$ до $6,0 \cdot 10^3$ мкм³ · см⁻²), что подтверждает ослабление влияния источника пылевых аэрозолей пустыни Сахара по мере удаления от Африканского континента. Несмотря на преимущественно зональное распределение климато-метеорологических характеристик атмосферы, основными факторами, определяющими региональные особенности формирования АОТ над океаном, являются процессы, регулирующие интенсивность проникновения в тот или иной район воздушных масс, обогащенных аэрозольными частицами континентального происхождения.

Введение

В период 1989–1996 гг. в пяти Атлантических экспедициях был выполнен цикл исследований спектральной прозрачности атмосферы и накоплен достаточно представительный массив данных по вариациям аэрозольной оптической толщи (АОТ) [1]. В формировании пространственного распределения аэрозоля над океаном отмечена важная роль континентальных источников и преобладающего типа циркуляции воздушных масс в том или ином регионе, которые предопределяют направление и глубину выносов континентального аэрозоля в океаническую атмосферу.

С целью выделения пространственной компоненты изменчивости аэрозольного замутнения атмосферы проведено районирование Атлантики с использованием двух различных подходов [1, 2]. В результате были определены районы, которые значительно различаются по характеристикам АОТ атмосферы. В умеренных широтах выделены районы вблизи континентов (на удалении до нескольких сотен километров) с сокращенным обозначением ВК и открытый океан — ОО, в тропических широтах (частично субтропики) — «пассатная зона» (ПЗ), «море мрака» (ММ) и Канарские острова (КО). Район исследований вблизи экватора, на периферии Гвинейского залива, был определен как экваториаль-

ная зона (ЭЗ). Схема расположения районов показана на рис. 1.

Для более полного описания свойств аэрозоля во всем столбе океанической атмосферы в настоящей статье рассмотрены особенности микроструктуры, восстановленной по данным спектральных измерений АОТ в различных районах Атлантики.

До последнего времени работы по исследованию микроструктуры аэрозоля над океаном (на основе обращения АОТ) были единичными и выполнены на небольшом удалении от континентов или в прибрежной зоне [3–6], т.е. по нашей классификации они относятся к одному типу районов — ВК. В качестве уточнения добавим, что наши результаты, полученные для узкой прибрежной зоны, из-за малочисленности данных отдельно не рассматривались. С развитием глобальной сети AERONET начались регулярные исследования микрофизических характеристик аэрозоля, в том числе на островных станциях в различных районах Мирового океана (в Атлантике — на островах Вознесения, Бермудских, Канарских [6–10]). Вместе с тем результаты измерений на островах относятся к ограниченному числу районов и тоже могут быть отягощены влиянием континентальных источников аэрозоля. Поэтому исследования аэрозоля по данным судовых наблюдений АОТ, как наиболее адекватные реальности, не теряют актуальность.

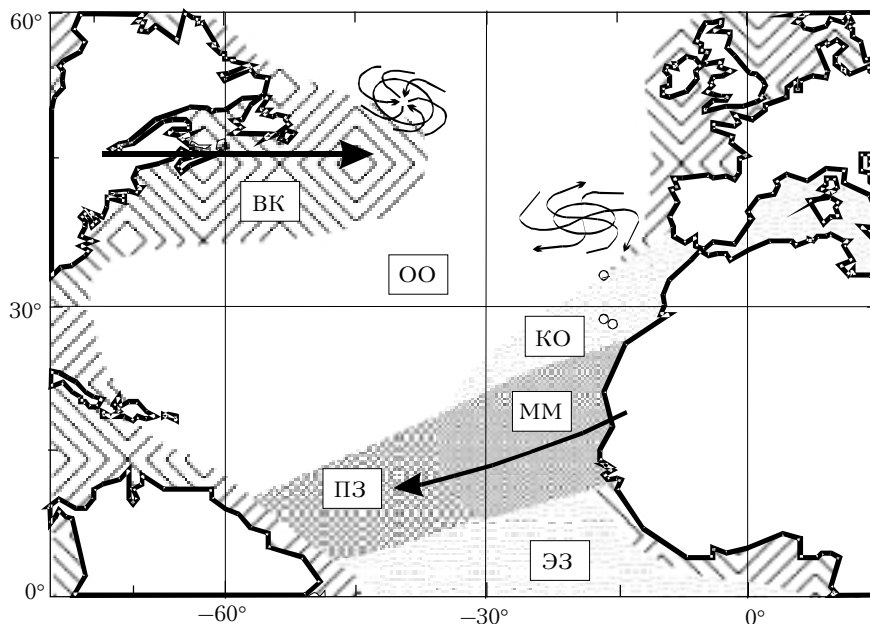


Рис. 1. Схема расположения типичных районов Атлантики согласно классификации [1]

Методика исследования

Дисперсная структура аэрозоля восстанавливалась по данным АОТ атмосферы, полученным с помощью многоволнового солнечного фотометра в диапазоне спектра 0,37–1,06 мкм. Количество спектральных участков (длин волн λ_i) в ходе экспериментов увеличивалось от 4 в 1989 г. до 11 в 1995, 1996 гг. Для более надежного восстановления характеристик микроструктуры нами использовались наиболее подробные данные двух последних рейсов. Погрешность определения АОТ была оценена величиной до 0,02. Более подробно характеристики фотометра, методик калибровки и определения АОТ рассмотрены в работе [11].

При решении обратной задачи использовался подход, основанный на вариационном принципе А.Н. Тихонова [12]. Особенности методики обращения подробно изложены в [13]. Искомая функция плотности распределения сечения частиц по размерам $s_c(r)$ находилась из решения системы уравнений вида

$$\int_{R_1}^{R_2} K_\varepsilon(r, \lambda_i) s_c(r) dr = \tau(\lambda_i), \quad i = 1, 2, \dots, n, \quad (1)$$

где $s_c(r) = \pi r^2 n_c(r)$; $n_c(r)$ — распределение частиц по размерам в столбе атмосферы; $K_\varepsilon(r, \lambda_i)$ — фактор эффективности аэрозольного ослабления излучения, зависящий от комплексного показателя преломления частиц $m = n - i\chi$; R_1 и R_2 — границы искомой функции $s_c(r)$.

При обращении полагалось, что вещественная часть показателя преломления $n = 1,45$ и мнимая часть $\chi = 0,005$. Оценка верхней границы размеров

R_2 находилась согласно методике, предложенной в [13], по соотношению

$$(R_2)^{-1} \int_{R_1}^{R_2} K_\varepsilon(\lambda_{\max}, r) dr = \bar{K}_m \tau(\lambda_{\max}) / \tau_{\max}, \quad (2)$$

где $\bar{K}_m = \tau_{\max} / S$ — полидисперсный фактор эффективности ослабления в точке максимума спектральной зависимости $\tau(\lambda)$ и $S = \int_{R_1}^{R_2} s(r) dr$. Эта

методика требует априорного задания величины \bar{K}_m , которая выбиралась в соответствии с рекомендациями [13] из интервала значений 2,6–3,3. Соотношение (2) дает оценку нижней границы R_2 , т.е. действительная величина лежит справа от найденной. В связи с этим получаемая из (2) оценка корректировалась в сторону увеличения так, чтобы суммарный вклад в $\tau(\lambda)$ частиц радиусами больше R_2 был пренебрежимо малым.

Например, для районов с повышенным замутнением атмосферы оценки характеристик микроструктуры были получены в интервале размеров частиц 0,05–3,0 мкм. Другими словами, данные измерений АОТ в диапазоне $\lambda \sim 0,37$ –1,06 мкм информативны относительно распределений частиц по размерам до 2–3 мкм в зависимости от конкретных реализаций спектрального хода $\tau(\lambda)$.

В полученных результатах обращения достаточно определенно выделилась мода мелких частиц ($r < 0,4$ мкм) в области размеров аккумулятивной фракции и одна — две моды крупных частиц, которые обозначались как среднедисперсная ($0,4 < r < 1,2$ мкм) и грубодисперсная ($r > 1,2$ мкм). Средний размер частиц (эффективный радиус) каждой моды определялся по соотношению

$$\overline{r_{cp}} = \frac{\int_{r_1}^{r_2} \pi r^3 n(r) dr}{\int_{r_1}^{r_2} \pi r^2 n(r) dr}. \quad (3)$$

Обсуждение результатов

Из представленных на рис. 2 осредненных данных по спектральной изменчивости АОТ в типичных районах Атлантики видно, что в разных районах эти зависимости существенно отличаются как по величине, так и по спектральному ходу.

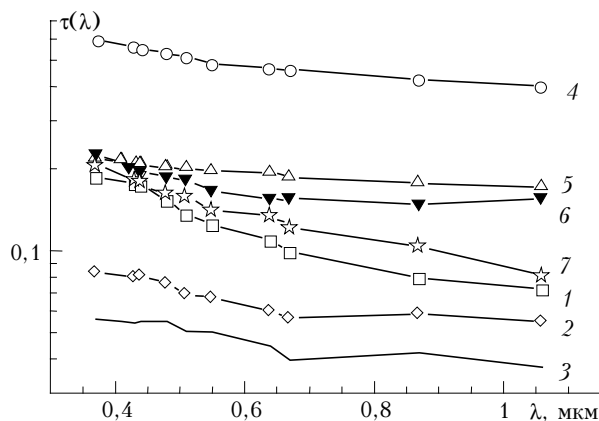


Рис. 2. Спектральные зависимости АОТ в типичных районах Атлантики: 1 — вблизи континента; 2 — открытый океан «среднее» (ОО) (ср); 3 — открытый океан «фон» (ОО) (фон); 4 — «море мрака»; 5 — «пассатная зона»; 6 — Канарские острова; 7 — экваториальная зона

Прогрев воздушных масс над континентом в умеренных широтах не столь разителен, как в тропиках. Здесь основным механизмом регулярного перемешивания континентального аэрозоля с океаническими является бризовая циркуляция, которая способствует умеренному обогащению последних мелкодисперсной фракцией в узкой зоне (десятки километров) вдоль границы компонента. В то же время под воздействием конкретного типа циклонической деятельности воздушных масс вблизи континентов (в результате спорадических выносов аэрозолей континентального происхождения в океан) наблюдается характерный (по протяженности и темпу изменения) тренд изменения значений АОТ. Поэтому в ближней к (в данном случае Северо-Американскому) континенту зоне океана в [1] выделен район ВК (см. рис. 1), простирающийся от континента на 100–200 км в океан и протяженностью до 1000 км вдоль границы континента. Кривая 1 получена по результатам осреднения данных оптических измерений в указанном районе.

В центрально-океаническом районе (ОО) выделены два состояния: «средней» замутненности (ОО) (ср) — кривая 2, и минимальной замутненности (ОО) (фон) — кривая 3, которую можно рассматривать как характеристику фонового уровня АОТ в акватории открытого океана. Для получения последней из массива данных для этого района были исключены случаи «выбросов» аэрозольного

замутнения, обусловленного вторжением континентальных воздушных масс. Такое разделение позволяет рассмотреть изменчивость количественного содержания частиц отдельных фракций аэрозоля по районам относительно некоторого общего минимального уровня и выделить особенности спектра размеров частиц, которые генерируются преимущественно поверхностью океана.

В тропической части Атлантики в отдельный район выделена примыкающая к Африканскому континенту часть «пассатной зоны», подверженная наиболее сильному влиянию пылевых выносов из пустыни Сахара (кривая 4). Район умеренного и ослабленного влияния пылевых выносов (кривая 5) обозначен как «пассатная зона». И, наконец, для разграничения зоны поперечного влияния рассмотрены еще два района — Канарские острова, где роль пылевых выносов из пустыни Сахара хотя и заметно ослаблена, но все же продолжает сохранять свое значение (кривая 6), и экваториальная зона (кривая 7).

Рассмотрим сначала особенности микроструктуры аэрозоля в умеренных широтах Атлантики (рис. 3). Оценки интегральных параметров для распределений $s_c(r)$, представленных на рис. 3, приведены в табл. 1, где $V_{ак}$, $V_{сд}$, $V_{гд}$ — интегральные объемы частиц аккумулятивной, среднелдисперсной и грубодисперсной фракций в зависимости от конкретных реализаций в разных районах; V — сумма объемов всех фракций, $V_{ср}$ — среднелдисперсной и грубодисперсной фракций. В трех последних колонках табл. 1 приведены вычисленные по соотношению (3) оценки среднего размера частиц для трех фракций.

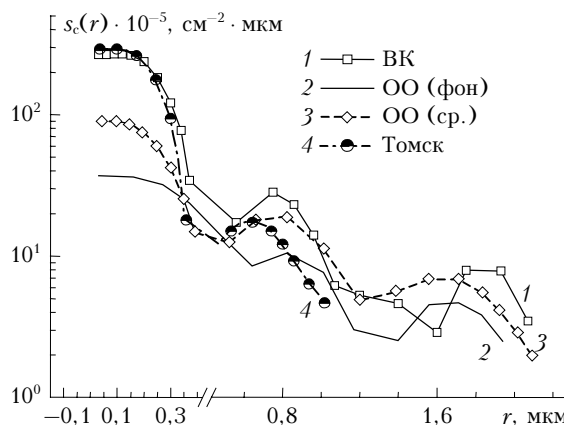


Рис. 3. Распределения $s_c(r)$: кривые 1–3 — восстановленные по данным спектральной изменчивости АОТ, представленным на рис. 2 для умеренных широт Атлантики; 4 — по данным оптических измерений в Томске (июнь 2000 г.)

Сравнение кривых 1–3 на рис. 3 с распределением $s_c(r)$ для континентальных условий (кривая 4) выявляет их различие в диапазоне дисперсности $r > 1$ мкм. В условиях континента в приведенном примере крупные частицы оптически не видны, так как их вклад в $\tau(\lambda)$ в используемом диапазоне длин волн пренебрежимо мал.

Таблица 1

Интегральные параметры распределения частиц по размерам в умеренных широтах Атлантики

Район	Суммарный объем частиц, $\text{мкм}^3 \cdot \text{см}^{-2}$					Эффективный радиус, мкм		
	V	$V_{\text{ак}}$	$V_{\text{ср}}$	$V_{\text{сд}}$	$V_{\text{гд}}$	$\bar{r}_{\text{ак}}$	$\bar{r}_{\text{сд}}$	$\bar{r}_{\text{гд}}$
ВК	$3,87 \cdot 10^3$	$1,56 \cdot 10^3$	$2,31 \cdot 10^3$	$1,46 \cdot 10^3$	$8,50 \cdot 10^2$	0,16	0,87	1,82
ОО (ср)	$2,66 \cdot 10^3$	$5,50 \cdot 10^2$	$2,11 \cdot 10^3$	$1,14 \cdot 10^3$	$9,70 \cdot 10^2$	0,17	0,81	1,65
ОО (фон)	$1,77 \cdot 10^3$	$4,50 \cdot 10^2$	$1,32 \cdot 10^3$	$6,20 \cdot 10^2$	$3,87 \cdot 10^2$	0,22	0,82	1,65

Из рис. 3 видно, что спектры размеров океанических аэрозолей в районах ОО(ср) и ВК во многом подобны: эффективный радиус аккумулятивной фракции составляет величину $\sim 0,16$ мкм , а среднедисперсной несколько больше $0,8$ мкм (см. табл. 1).

Основное отличие спектров $s_c(r)$ в районах ВК и ОО состоит в разном содержании частиц аэрозоля $r < 0,4$ мкм . Величина $V_{\text{ак}}$ уменьшается примерно в три раза, и частично возрастает средний размер частиц. Если принять, что фоновый уровень соответствует чисто морским условиям генерации частиц, то средний вклад континентального аэрозоля в аккумулятивную фракцию частиц над океаном составляет около 70% в районах ВК и около 20% в районах ОО.

С характеристиками частиц в области размеров $0,4$ – $2,0$ мкм ситуация иная. Объемные содержания $V_{\text{сд}}$ и $V_{\text{ср}}$ в районах ВК и ОО примерно одинаковы, но они почти в два раза выше фонового уровня. Есть отличия и по сравнению с континентом — эффективный радиус среднедисперсной фракции частиц над океаном имеет более высокие значения $0,8$ – $0,9$ мкм (для континента $\bar{r}_{\text{сд}} < 0,7$ мкм). Заметим также, что в оптическом проявлении основную роль играют аккумулятивная и среднедисперсная фракции, а вклад более крупных частиц лишь немного превышает погрешность определения АОТ. Для надежного определения параметров этой фракции необходима информация о спектральной зависимости АОТ на длинах волн более 1 мкм .

Функция распределения океанического аэрозоля в фоновых ситуациях, кроме минимальных значений, отличается еще слабой выраженностью отдельных фракций. Таким образом, определяющую роль в пространственно-временных изменениях аэрозоля в районах, прилегающих к Европе и Северной Америке, играют процессы выноса аккумулятивной фракции аэрозоля с континентов.

В экваториальной зоне распределение $s_c(r)$ (кривая 4 рис. 4) более типично для континента (кривая 4 рис. 3), чем для акватории Атлантики. В спектре размеров практически отсутствуют крупные частицы ($r > 1$ мкм), мода среднедисперсной фракции находится около $r = 0,6$ мкм . На формирование аккумулятивной фракции в этом районе оказывает влияние относительная близость к континенту — Экваториальной Африке. Соответственно количественные характеристики аккумулятивной фракции аэрозоля (табл. 2), такие как суммарный объем частиц, эффективный радиус и другие, здесь достаточно близки к характеристикам района ВК. Вместе с тем отмеченные особенности спектра размеров частиц над океаном в районе ЭЗ отражают, по-видимому, дру-

гие условия генерации и стока морского аэрозоля в этих широтах — слабый ветер, частые осадки, высокие влажность и температура воздуха.

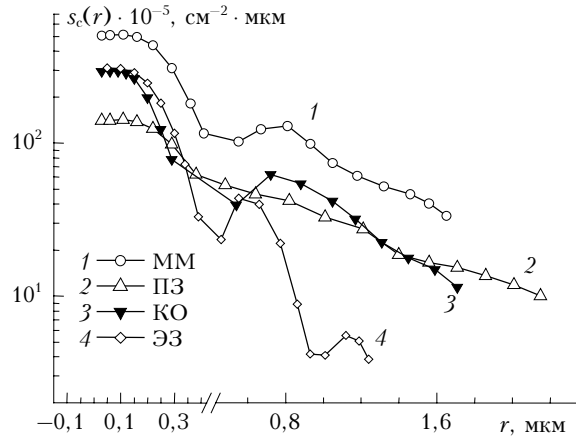


Рис. 4. Распределения $s_c(r)$, восстановленные по данным спектральной изменчивости АОТ, представленным на рис. 2, для тропических широт Атлантики

Районы тропической зоны хорошо известны повышенным замутнением атмосферы, связанным с пассатным переносом пылевого аэрозоля из Сахары. Из рис. 4 и табл. 2 видно, что в районе «море мрака», прилегающем к Африке, дифференциальные и интегральные характеристики во всем диапазоне размеров частиц имеют на порядок более высокие значения, чем в фоновой ситуации.

Таблица 2

Интегральные параметры распределения частиц по размерам в тропических широтах Атлантики

Район	Суммарный объем частиц, $\text{мкм}^3 \cdot \text{см}^{-2}$			Эффективный радиус, мкм		
	V	$V_{\text{ак}}$	$V_{\text{ср}}$	$\bar{r}_{\text{ак}}$	$\bar{r}_{\text{ср}}$	
ММ	1	$1,68 \cdot 10^4$	$3,8 \cdot 10^3$	$1,30 \cdot 10^4$	0,18	0,90
	2	$1,97 \cdot 10^4$	$3,8 \cdot 10^3$	$1,59 \cdot 10^4$	0,18	1,10
ПЗ	1	$7,80 \cdot 10^3$	$1,2 \cdot 10^3$	$6,6 \cdot 10^3$	0,19	1,18
	2	$8,80 \cdot 10^3$	$1,08 \cdot 10^3$	$6,7 \cdot 10^3$	0,18	1,19
КО	1	$7,1 \cdot 10^3$	$1,2 \cdot 10^3$	$5,9 \cdot 10^3$	0,14	0,95
	2	$7,5 \cdot 10^3$	$1,3 \cdot 10^3$	$6,3 \cdot 10^3$	0,14	1,07
ЭЗ	1	$3,2 \cdot 10^3$	$1,6 \cdot 10^3$	$1,6 \cdot 10^3$	0,16	0,62

Примечание. Во второй колонке цифрами 1, 2 обозначены варианты априорного выбора показателя преломления для двух фракций, а именно: 1 — $n_{\text{ак}} = n_{\text{ср}} = 1,45$; 2 — $n_{\text{ак}} = 1,45$; $n_{\text{ср}} = 1,5$.

Даже в районе ПЗ, удаленном от континента более чем на 2000 км , и в акватории Канарских островов (на периферии пассатного переноса) содержание аэрозоля более высокое, чем в любом другом районе и в несколько раз превышает фоновый уровень.

Если в умеренных широтах вклад аккумулятивной фракции континентального аэрозоля исчислялся десятками процентов, то в тропиках воздействие выносов аэрозоля с континента проявляется во всем анализируемом диапазоне размеров, фактически они определяют дисперсную структуру аэрозоля. В то же время при переходе от района «море мрака» в район «пассатная зона» объемное содержание в интервале размеров $r > 0,4$ мкм V_{cr} уменьшается вдвое, что свидетельствует об ослаблении влияния источника пылевых аэрозолей пустыни Сахара по мере удаления от Африканского континента.

К северу от района «море мрака» выделен смешанный район «Канарские острова», который в зависимости от сезонных условий циркуляции воздушных масс находится под переменным воздействием выносов мелко- и грубодисперсных аэрозолей двух континентов. Из северо-восточного сектора происходит обогащение аккумулятивным аэрозолем Европы с восточного и с юго-восточного направлений — выносы континентального аэрозоля из Африки. Указанные особенности влияния континентов проявляются и в дисперсной структуре аэрозоля: интегральные параметры аккумулятивной фракции (суммарный объем и эффективный радиус) близки к характеристикам района ВК (см. табл. 1, 2), а параметры микроструктуры более крупных частиц ($r > 0,4$ мкм) согласуются с данными в «пассатной зоне».

Характерной особенностью районов тропической зоны является сглаженный характер функций распределения $s_c(r)$, из-за чего, в частности, теряет смысл разделять средне- и грубодисперсную фрак-

ции. Поэтому в табл. 2 приведены только суммарные данные для этих фракций.

Учитывая, что в атмосфере пассатной зоны содержится много минерального аэрозоля, можно ожидать, что показатель преломления крупных частиц ($r > 0,4$ мкм) будет отличаться от значений других районов океана. Оценить влияние выбора значений показателя преломления на точность определения характеристик микроструктуры аэрозоля можно по данным табл. 2, где в строках 1 и 2 приведены два варианта расчетов интегральных параметров при задании разных n_{cr} . Результаты расчетов показали, что различие в оценках объемов частиц и эффективных радиусов находится на уровне ~20%. Влияние показателя преломления на дифференциальные функции распределения можно проследить сравнением рис. 4 и 5.

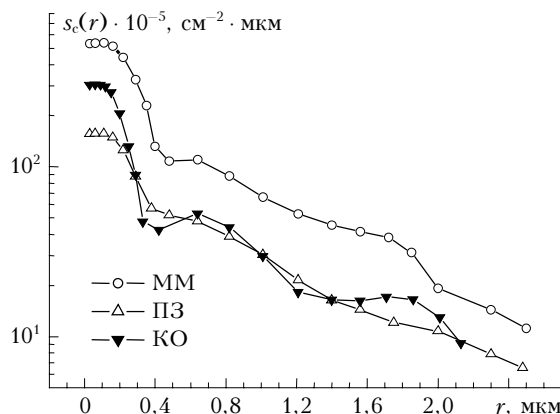


Рис. 5. Распределения $s_c(r)$, восстановленные для районов тропических широт при измененном показателе преломления ($n_{ак} = 1,45$, $n_{cr} = 1,50$; $\chi = 0,005$)

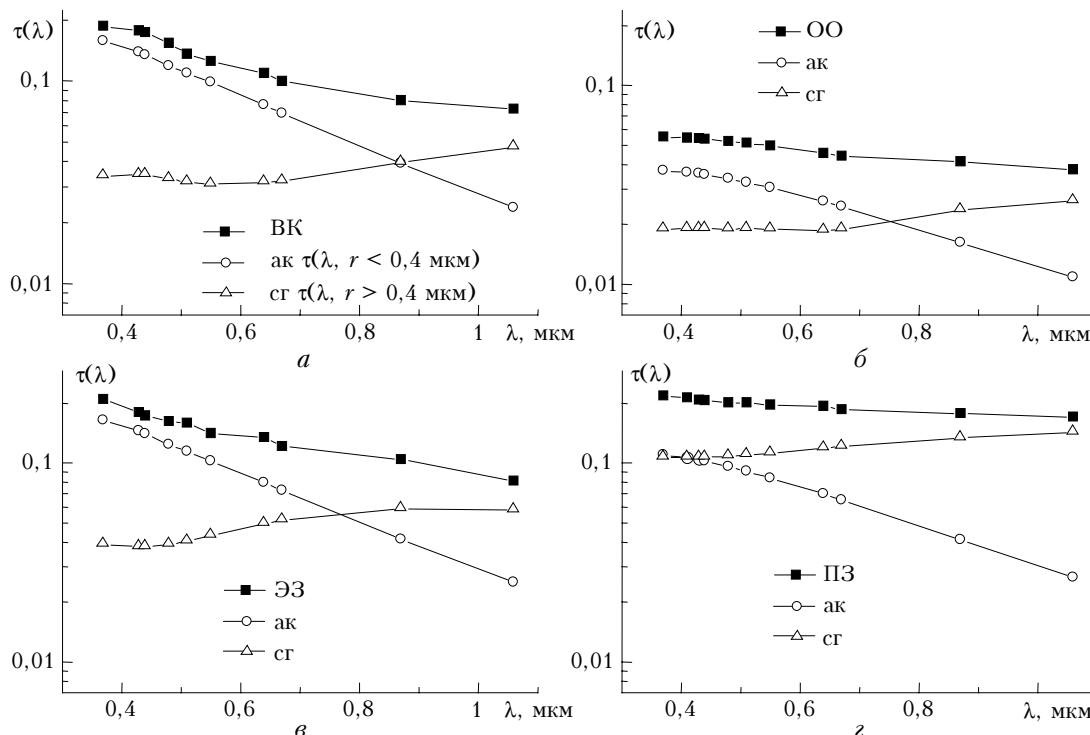


Рис. 6. Спектральное изменение относительного оптического вклада частиц фракций в разных районах Атлантики: а — вблизи континента; б — открытый океан; в — экваториальная зона; г — «пассатная зона»

Некоторые изменения функций $s_c(r)$ действительно происходят, но особенности дисперсной структуры аэрозоля и основные различия между районами сохраняются. То есть в целом проведенный анализ дает правильное представление о характерных признаках аэрозольного состава атмосферы в типичных районах Атлантики.

В заключение рассмотрим, какую роль играют различные фракции частиц в формировании аэрозольной толщи атмосферы над океаном. Из рис. 6 видно, что в районах умеренных широт (ОО, ВК) и экваториальной зоне оптический вклад аккумулятивной фракции в АОТ монотонно уменьшается с ростом длины волны, но остается преобладающим во всей видимой области спектра. В ИК-диапазоне роль двух фракций примерно одинакова. В районах «пассатной зоны», во всем диапазоне спектра преобладает оптический вклад крупных частиц.

Заключение

Проведенный анализ является первым этапом исследования дисперсного состава океанического аэрозоля, и для восстановления микроструктуры использовались лишь средние спектральные зависимости АОТ для ранее выделенных районов Атлантики. Поэтому основное внимание было уделено поиску наиболее характерных особенностей формирования дисперсной структуры океанических аэрозолей.

Полученные результаты показывают, что принцип районирования свойств атмосферы над океаном на основе зонального распределения климатометеорологических характеристик к аэрозольному компоненту неприменим. Основными факторами, определяющими региональные особенности формирования АОТ над океаном, являются процессы, регулирующие глубину и направление выноса воздушных масс, обогащенных аэрозольными частицами континентального происхождения.

В тропиках, в районах «пассатная зона» и «море мрака», пылевые выносы с Африканского континента перекрывают весь оптически значимый для измерений АОТ в диапазоне длин волн 0,37–1,06 мкм интервал размеров частиц. Фактически они определяют величину и близкий к нейтральному спектральный ход $\tau(\lambda)$.

В умеренных широтах Атлантики выносы континентального аэрозоля определяют уровень содержания и средний размер частиц аккумулятивной фракции. Для более крупных частиц близость суммарных объемов (то же массовой концентрации) в состояниях средней (ОО) (сп) и минимальной (ОО) (фон) замутненности можно объяснить более важной ролью условий генерации и стока средние и грубодисперсных аэрозолей, чем влиянием континентов.

В целом специфика формирования аэрозольной компоненты в каждом районе проявляется в виде изменения величины и характерных пропорций между содержанием частиц трех фракций: аккумулятивной, среднелдисперсной и грубодисперсной.

Работа выполнена в рамках проекта № 7 «Исследование закономерностей пространственно-временной изменчивости атмосферных компонент над океаном» программы исследований Президиума РАН «Фундаментальные проблемы океанологии: физика, геология, биология, экология».

1. Сакерин С.М., Кабанов Д.М. Пространственное распределение аэрозольной компоненты прозрачности атмосферы над Атлантическим океаном // Оптика атмосф. и океана. 1999. Т. 12. № 2. С. 99–104.
2. Кабанов Д.М., Сакерин С.М. Прозрачность атмосферы над Атлантическим океаном. Часть 1. Пространственные неоднородности прозрачности // Оптика атмосф. и океана. 2000. Т. 13. № 8. С. 709–715.
3. Еришов О.А., Смирнов А.В. Спектральная прозрачность прибрежной атмосферы // Исслед. Земли из космоса. 1986. № 5. С. 3–8.
4. Hoyningen-Huene W., and Raabe A. Maritime and continental air mass differences in optical aerosol extinction // Beitr. Phys. Atmos. 1987. V. 60. N 1. P. 81–87.
5. Moorthy K.K., Satheesh S.K., and Krishna Murthy B.V. Investigations of marine aerosols over the tropical Indian Ocean // J. Geophys. Res. D. 1997. V. 102. N 15. P. 18,827–18,842.
6. Smirnov A., Holben B.N., Dubovik O., O'Neill N.T., Remer L.A., Eck T.F., Slutsker I., and Savoie D. Measurement of atmospheric optical parameters on U.S. Atlantic coast sites, ships, and Bermuda during TARFOX // J. Geophys. Res. D. 2000. V. 105. N 8. P. 9887–9901.
7. Smirnov A., Holben B.N., Slutsker I., Welton T.J. and Formenti P. Optical properties of Saharan dust during ASE 2 // J. Geophys. Res. D. 1998. V. 103. N 21. P. 28,079–28,092.
8. Smirnov A., Holben B.N., Dubovik O., Frouin R., Eck T.F., and Slutsker I. Maritime component in aerosol optical models derived from Aerosol Robotic Network data // J. Geophys. Res. D. 2003. V. 108. N 1. P. AAC 14-1–14-11.
9. Kaufman Y.J., Smirnov A., Holben B.N., Dubovik O. Baseline maritime aerosol: methodology to derive the optical thickness and scattering properties // Geophys. Res. Lett. 2001. V. 28. N 17. P. 3251–3254.
10. Smirnov A., Holben B.N., Kaufman Y.J., Dubovik O., Eck T.F., and Slutsker I., Pietras C., and Halt-hore R.N. Optical properties of atmospheric aerosol in maritime environments // J. Atmos. Sci. 2002. V. 59. P. 501–502.
11. Sakerin S.M., Kabanov D.M. Spatial Inhomogeneities and Spectral Behavior of Atmospheric Aerosol Optical Depth over Atlantic Ocean // J. Atmos. Sci. 2002. V. 59. N 3. Part 1. P. 484–500.

12. Тихонов А.Н., Арсенин В.Я. Методы решения некорректных обратных задач. М.: Наука, 1974. 203 с.

13. Хаац И.Э. Теория многочастотного лазерного зондирования атмосферы. Новосибирск: Наука, 1980. 157 с.

E.V. Makienko, D.M. Kabanov, R.F. Rakhimov, S.M. Sakerin. **Microphysical features of the aerosol component in different Atlantic regions.**

The results of inversion of the spectral data on the aerosol optical depth (AOD) measured over different Atlantic regions are presented. It is shown that an important factor determining the features of the optical and microphysical properties of the atmospheric aerosol component over the ocean is the remoteness from numerous secondary continental sources generating aerosol particles. It has been found that in the mid-latitudes the volume content of the accumulative aerosol fraction $V_a(r < 0.4 \mu\text{m})$ decreases several times (from $3 \cdot 10^3$ to $3 \cdot 10^2 \mu\text{m}^3 \cdot \text{cm}^{-2}$) with the distance from the European continent, while that of the medium fraction V_c ($0.4 < r < 1.2 \mu\text{m}$) is stable and equal, on the average, to $1.4 \cdot 10^3 \mu\text{m}^3 \cdot \text{cm}^{-2}$. In the tropics the effect of intake of the continental aerosol manifests itself all over the analyzed size range, and just this intake governs the aerosol size spectrum. The results of interpretation of the averaged spectral AOD have shown that V_m halves (from $12 \cdot 10^3$ to $6.0 \cdot 10^3 \mu\text{m}^3 \cdot \text{cm}^{-2}$) when going from the Sea of Darkness into the trade-wind zone, which confirms that the effect of the dust aerosol from the Sahara Desert weakens with the distance from the African continent. Despite the predominantly zonal distribution of the climatic and meteorological characteristics of the atmosphere, the major factors determining the regional features of AOD formation over the ocean are the processes regulating the intensity of penetration of air masses enriched with aerosol of the continental origin into some or other region.