

Д.М. Кабанов, С.М. Сакерин

## РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ АЭРОЗОЛЬНОЙ ОПТИЧЕСКОЙ ТОЛЩИ И ВЛАГОСОДЕРЖАНИЯ АТМОСФЕРЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АТЛАНТИКИ

Обсуждаются результаты исследований пространственно-временной изменчивости спектральных аэрозольных оптических толщ и интегрального влагосодержания атмосферы над океаном в 39-м рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш». Показано, что относительная межсуточная изменчивость аэрозольных толщ составляет около 40%, а в дневном ходе наблюдается полуденный максимум с амплитудой 15–30% относительно утренних и вечерних данных. В пространственной изменчивости приближение к континентам сопровождается трансформацией спектрального хода аэрозольных оптических толщ: его селективность возрастает из-за увеличения содержания мелкодисперсной фракции континентального аэрозоля. Следствием этого является изменение спектральной зависимости: в видимой области проявляются различия районов вблизи континентов с центрально-океаническим, а в диапазоне 1–4 мкм спектральный ход близок к нейтральному и меняется менее существенно.

### Введение

В августе – сентябре 1996 г., в рамках программы 39-го рейса НИС «Академик Мстислав Келдыш» был проведен очередной цикл исследований спектральной аэрозольной оптической толщи (АОТ)  $\tau_\lambda^A$  и общего влагосодержания (ОВС)  $W$  атмосферы над океаном. Маршрут рейса проходил от берегов Канады в юго-восточном направлении до 29° с.ш., где был организован полигон для океанологических исследований и получена основная часть данных. Атмосферно-климатические условия на полигоне характеризуются его расположением на периферии зоны тропиков и северо-восточного пассата (удаление от континента около 4000 км; температура 25,5–27,5°; влажность 15,4–19,6 г/м<sup>3</sup>; скорость ветра 0,3–8,5 м/с). Спустя десять дней работы на полигоне движение было продолжено в северо-восточном направлении через Ла-Манш на Калининград. Измерения были начаты во время стоянки в п. Галифакс и окончены в Северном море. Отсутствие сплошной облачности позволило провести цикл непрерывных дневных наблюдений в течение 25 дней.

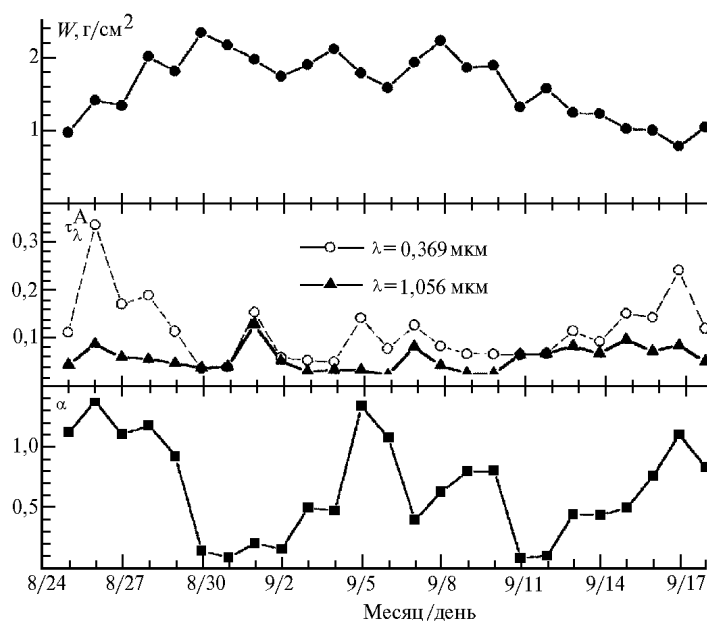


Рис. 1. Изменение ОВС, АОТ атмосферы и параметра  $\alpha$  за период 39-го рейса

В исследованиях АОТ и ОВС атмосферы использовался многоволновой солнечный фотометр [1] с тринадцатью светофильтрами, настроенными на «окна прозрачности» атмосферы. В отличие от прежних работ анализ АОТ был проведен в более широком спектральном диапазоне 0,37–4,0 мкм, для чего потребовалась разработка новой методики учета функций пропускания газовых компонентов [2]. Заметим, что исследования АОТ над океаном в диапазоне спектра более 1 мкм практически не проводились. Статистически обеспеченные данные для этой области представлены лишь в [3–5].

Определение ОВС атмосферы осуществлялось на основе измерений пропускания солнечного излучения в области полосы поглощения 0,94 мкм по методике, рассмотренной в [6, 7]. Всего за период экспедиции было измерено 3000 спектров вертикальной прозрачности атмосферы. При анализе спектральных АОТ и ОВС атмосферы использовались среднечасовые и среднедневные результаты.

Общий характер изменения основных исследуемых характеристик за время рейса иллюстрируется на рис. 1.

### АОТ атмосферы

Предварительный анализ результатов по АОТ указал на целесообразность разделения данных на две группы. Отдельно была проанализирована атмосфера центрально-океанического (ЦО) района на удалении от суши более 500 ÷ 1000 км и районов вблизи континентов (ВК) – берегов Северной Америки и Европы. Заметим, что рассмотренное деление по расстоянию от суши является условным, так как состав и содержание аэрозоля в воздухе существенно зависят от типа воздушной массы, траектории ее движения и трансформации. Более определенно можно было бы выделить зону прибрежной атмосферы (до ~ 100 км), где действует дополнительный периодический механизм перемешивания континентального и морского аэрозолей, обусловленный бризовой циркуляцией. Но измерения в указанной зоне были недостаточно продолжительными.

Статистические характеристики спектральных АОТ для межсуточной изменчивости приведены в табл. 1. Здесь же указаны параметры Ангстрема  $\alpha$ , характеризующие селективность спектрального хода АОТ в диапазоне 0,37–1,06 мкм:

$$\tau_{\lambda}^A = \beta \lambda^{-\alpha}, \quad (1)$$

где  $\beta = \tau_1^A$  – коэффициент мутности. Основное различие двух районов состоит в больших замутнениях атмосферы и селективности АОТ вблизи континентов. В коротковолновой области спектра (0,37 мкм) средние величины АОТ отличаются более чем в два раза, а для 1,06 мкм – на 25%.

Таблица 1

Статистические характеристики среднедневных (д) и среднечасовых (ч)  $\tau_{\lambda}^A$  и  $\alpha$  для различных районов

| $\lambda$ , нм | Общие данные (д)   |                 | Районы вблизи континентов (д) |                 | Центрально-океанический район |                 |                    |                 |
|----------------|--------------------|-----------------|-------------------------------|-----------------|-------------------------------|-----------------|--------------------|-----------------|
|                |                    |                 |                               |                 | (д)                           |                 | (ч)                |                 |
|                | $\tau_{\lambda}^A$ | $\sigma_{\tau}$ | $\tau_{\lambda}^A$            | $\sigma_{\tau}$ | $\tau_{\lambda}^A$            | $\sigma_{\tau}$ | $\tau_{\lambda}^A$ | $\sigma_{\tau}$ |
| 369            | 0,118              | 0,068           | 0,186                         | 0,077           | 0,084                         | 0,036           | 0,083              | 0,037           |
| 408            | 0,116              | 0,062           | 0,178                         | 0,062           | 0,085                         | 0,036           | 0,083              | 0,038           |
| 423            | 0,111              | 0,062           | 0,176                         | 0,067           | 0,080                         | 0,034           | 0,079              | 0,036           |
| 438            | 0,110              | 0,059           | 0,173                         | 0,062           | 0,081                         | 0,033           | 0,079              | 0,035           |
| 484            | 0,100              | 0,050           | 0,153                         | 0,054           | 0,077                         | 0,031           | 0,076              | 0,032           |
| 513            | 0,089              | 0,045           | 0,136                         | 0,051           | 0,071                         | 0,030           | 0,070              | 0,031           |
| 558            | 0,083              | 0,041           | 0,125                         | 0,044           | 0,069                         | 0,030           | 0,069              | 0,032           |
| 637            | 0,075              | 0,034           | 0,109                         | 0,032           | 0,062                         | 0,029           | 0,060              | 0,029           |
| 671            | 0,069              | 0,031           | 0,099                         | 0,027           | 0,058                         | 0,027           | 0,056              | 0,028           |
| 871            | 0,065              | 0,026           | 0,080                         | 0,019           | 0,060                         | 0,028           | 0,057              | 0,030           |
| 1056           | 0,060              | 0,026           | 0,072                         | 0,020           | 0,055                         | 0,028           | 0,052              | 0,031           |
| $\alpha$       | 0,670              | 0,410           | 1,000                         | 0,260           | 0,490                         | 0,370           | 0,530              | 0,430           |

Среднеквадратическое отклонение  $\sigma_{\tau}$  межсуточных вариаций АОТ повторяет спектральный ход  $\tau_{\lambda}$ , а относительная изменчивость составляет 40–50% для ЦО и 30–40% для ВК районов. Полученные данные находятся в хорошем согласии с нашими результатами 1989–1995 гг. [8, 9 и др.] и в большинстве случаев с исследованиями других авторов, обобщенных в [10, 11]

(табл. 2). Исключение представляют данные [12, 13], которые для ЦО района, на наш взгляд, завышены. В первом случае измерения проводились северо-западнее Гибралтара, поэтому могли сказаться континентальные выносы с Пиренейского п-ова и Африки. Результаты [13] вызывают сомнение, так как полученные в этих исследованиях значения АОТ в середине Атлантики (севернее 30° с.ш.) находятся в диапазоне 0,11 ÷ 0,61 – фактически как в зоне мощных пылевых выносов. Заметим, что обобщенные данные табл. 2 не включают результаты исследований в 1991–1993 и 1982–1984 гг. – в условиях после мощных извержений вулканов Пинатубо и Эль-Чичон.

Таблица 2

Сопоставление полученных данных с результатами других исследований

| Период наблюдений              | $N$ (дней) | $\tau_{0,55}^A$ | $\sigma_\tau$ | $\alpha$    | $\sigma_\alpha$ | Авторы    |
|--------------------------------|------------|-----------------|---------------|-------------|-----------------|-----------|
| Центрально-океанические районы |            |                 |               |             |                 |           |
| 08–09.96                       | 16         | 0,069           | 0,030         | 0,49        | 0,37            | 39-й рейс |
| 09–12.89                       | 27         | 0,070           | 0,040         | 0,75        | 0,76            | [8]       |
| 1979, 1986–1990                | > 40       | 0,07 ÷ 0,12     | 0,02 ÷ 0,10   | 0,1 ÷ 1     | 0,2 ÷ 0,45      | [10, 11]  |
| 1985, 1988                     | 17         | 0,16 ÷ 0,18     | 0,09          | 0,56 ÷ 1    | 0,2 ÷ 0,32      | [12, 13]  |
| Районы вблизи континентов      |            |                 |               |             |                 |           |
| 08–09.96                       | 9          | 0,125           | 0,044         | 1,0         | 0,26            | 39-й рейс |
| 1989–1995                      | 45         | 0,06 ÷ 0,18     | 0,03 ÷ 0,16   | 0,72 ÷ 0,84 | –               | [8, 9]    |
| 1979, 1982                     | –          | 0,097 ÷ 0,172   | 0,028 ÷ 0,052 | 0,2 ÷ 1,4   | 0,02 ÷ 0,2      | [11]      |
| 1986, 1988–1990                | 56         | 0,04 ÷ 0,21     | 0,02 ÷ 0,09   | 0,56 ÷ 1,17 | 0,17 ÷ 0,38     | [10]      |

Измерения АОТ в диапазоне 2–4 мкм были проведены в меньшем объеме (13 + 6 измерительных дней), поэтому статистические характеристики для соответствующих периодов были рассчитаны отдельно (рис. 2).

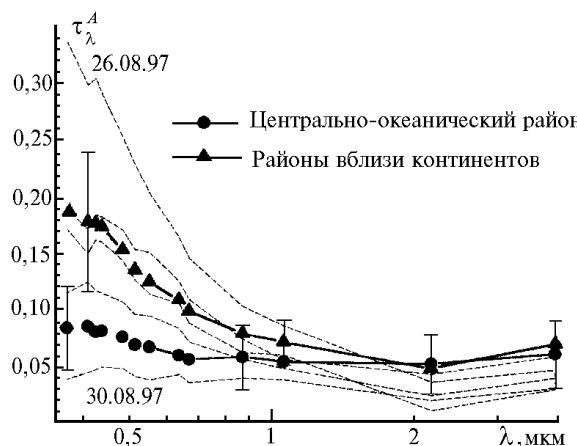


Рис. 2. Спектральный ход средних значений АОТ и  $\sigma_\tau$  в двух районах исследований и трансформация  $\tau_\lambda^A$  при удалении от континента с 26 по 30 августа

В коротковолновой части спектра (0,37–1,06 мкм) средние значения АОТ и  $\sigma_\tau$  практически совпадают с данными полных массивов (см. табл. 1). Что касается параметра Ангстрема  $\alpha$ , то для ЦО района он составил 0,49, а в ВК имеет промежуточное значение между чисто морской и континентальной ( $\alpha = 1,3$ ) атмосферой. Причем погрешность аппроксимации спектрального хода АОТ в виде выражения (1) в среднем составляет 10%.

В области более 1 мкм степенной спад АОТ (1) нарушается и, в среднем, наблюдается небольшое увеличение  $\tau_\lambda^A$  со значениями в диапазоне 0,05–0,07. Оценки погрешности применения (1) для широкого диапазона спектра показали, что ошибки увеличиваются в два раза. Относительно средних значений АОТ для сравнения отметим, что авторами [3, 5] для условий Северной Атлантики и для длин волн 1,24 и 1,64 мкм приводятся данные, близкие к нашим, – в пределах 0,04–0,08.

Таким образом, из полученных результатов следует, что АОТ атмосферы ВК и ЦО районов в области спектра 1–4 мкм имеют близкие значения, а основные различия проявляются в

видимом диапазоне. Трансформация спектрального хода  $\tau_\lambda^A$  при удалении от континента в глубь океана за несколько дней измерений иллюстрируется на рис. 2 пунктирными линиями.

Дневная изменчивость АОТ над океаном, судя по литературным данным, ранее не анализировалась. Основанием для этого, по-видимому, были недостаточная полнота результатов наблюдений и предположение о том, что менее выраженные (по сравнению с континентом) суточные колебания метеопараметров не должны приводить к заметной изменчивости АОТ. Действительно, учет внутрисуточных вариаций АОТ (см. последнюю колонку табл. 1) практически не увеличивает дисперсию, что свидетельствует о малом влиянии дневных колебаний. В единичных реализациях  $\tau_\lambda^A(t)$  регулярная закономерность тоже не просматривается. Тем не менее для усредненных данных нами уже отмечалось [9] наличие дневного хода АОТ с максимумом в полуденные часы. Оценки  $\tau_\lambda^A(t)$  для ЦО района подтвердили этот факт (рис. 3).

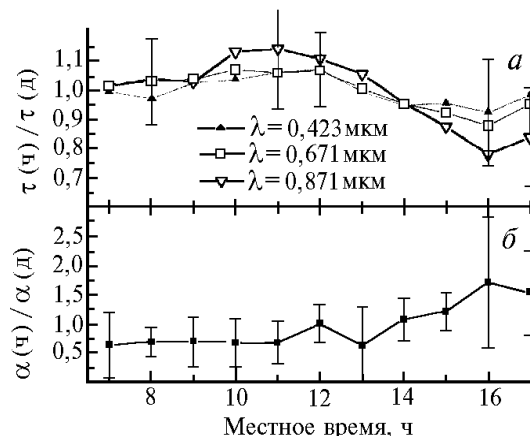


Рис. 3. Дневная изменчивость спектральных составляющих АОТ (а) и параметра Ангрестра (б)

Наряду со спектральными различиями общим является повышение  $\tau_\lambda^A$  от утра к полудню, а затем медленный спад к вечеру. Дневная амплитуда изменения АОТ в среднем составляет 15–30%. Рассмотренную закономерность  $\tau_\lambda^A(t)$  можно объяснить суммарным воздействием на аэрозоль скорости ветра и относительной влажности, которые имеют похожую дневную изменчивость. Интересным следствием спектральных различий дневного хода в послеполуденный период является хорошо выраженное изменение селективности  $\tau_\lambda^A$ : нормированное значение  $\alpha$  увеличивается к вечеру в 2–2,5 раза.

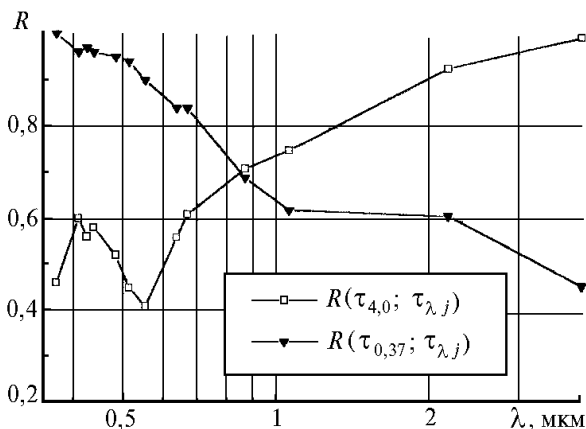


Рис. 4. Спектральный ход коэффициентов корреляции  $R(\tau_{0,37}; \tau_{\lambda j})$  и  $R(\tau_{4,0}; \tau_{\lambda j})$ . Уровень значимой корреляции с доверительной вероятностью 0,95 составляет 0,2

Взаимосвязь АОТ в различных участках спектра иллюстрируется на рис. 4. В особенностях спектрального хода коэффициентов корреляции  $R(\tau_{\lambda_i}; \tau_{\lambda_j})$  следует отметить, что на монотонное уменьшение взаимосвязи  $R(\tau_{\lambda_i}; \tau_{\lambda_j})$  по мере увеличения разности волн  $\lambda_i - \lambda_j$  накладываются максимумы в области  $\sim 0,4$  и 2 мкм. Такое поведение коэффициентов взаимной корреляции

ции можно объяснить общей физической природой двух максимумов в функции распределения аэрозольных частиц над океаном [14, 15] с радиусами около 0,4 и 1,5 мкм. Наличие взаимной реакции двух фракций на изменение внешних условий (скорость ветра, влажность и др.) находит свое отражение в том, что корреляция АОТ усиливается в участках спектра, наиболее чувствительных к указанным размерам частиц аэрозоля.

### ОВС атмосферы

Общее изменение влагосодержания за время рейса составило 0,8–2,4 г/см<sup>2</sup> (см. рис. 1) и в значительной степени было связано с пространственной изменчивостью, возникшей при движении судна между 29 и 54° с.ш. Широтная зависимость ОВС оказалась хорошо выраженной (коэффициент корреляции 0,86) со средним градиентом уменьшения  $W$  около 0,5 г/см<sup>2</sup> на 10° широты (рис. 5,а).

Для снижения влияния пространственной составляющей отдельно были проанализированы данные, полученные в широтной зоне 29–40° с.ш. Из статистических характеристик межсуточной изменчивости ОВС (табл. 3) следует, что влагосодержание в выделенной части океана в период исследований отличалось малой изменчивостью ( $V_W = 14\%$ ) и меньшей величиной по сравнению со средним значением для этих широт [16] – около 2,6 г/см<sup>2</sup>. Более высокий уровень вариаций  $W$ , проявившийся в общем массиве, связан, как уже отмечалось, с пространственными неоднородностями поля влажности. Оценки внутрисуточной изменчивости ОВС показали на отсутствие регулярной компоненты дневного хода  $W$ .

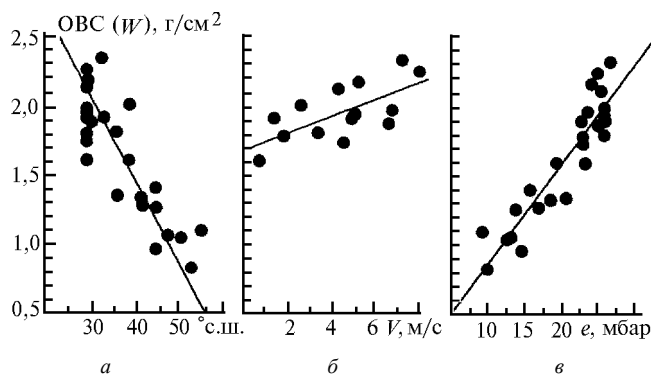


Рис. 5. Зависимость ОВС от широты, скорости ветра и упругости водяного пара в приводном слое

Таблица 3

Статистические характеристики межсуточной изменчивости ОВС

| Статистика ОВС                                 | $\bar{W}$ | $\sigma_W$ | $V_W$ | min  | max  | $N$ (дней) |
|------------------------------------------------|-----------|------------|-------|------|------|------------|
| Центрально-океанический район (29 ÷ 40 ° с.ш.) | 1,91      | 0,26       | 0,14  | 1,36 | 2,35 | 16         |
| Все данные (29 ÷ 54 ° с.ш.)                    | 1,64      | 0,44       | 0,27  | 0,84 | 2,35 | 25         |

Для определения влияния метеопараметров на формирование ОВС была рассмотрена взаимосвязь с упругостью водяного пара  $e$  и скоростью ветра в приводном слое  $V$ . Зависимость ОВС от влажности для всего массива данных линейная с коэффициентом корреляции 0,92 (рис. 5,в). Если рассмотреть данные только для ЦО района, то корреляция  $R(W; e)$  уменьшается до 0,5.

Противоположная картина наблюдается во взаимосвязи ОВС со скоростью ветра. Из-за сильного влияния широтной зависимости ОВС корреляция со скоростью ветра в общем массиве данных не просматривается. При исключении влияния зональной составляющей (результаты в пределах ЦО района) корреляция  $R(W; V)$  становится значимой и составляет 0,56 (рис. 5,б), т.е. увеличение испарения с водной поверхности при росте скорости ветра влияет не только на влажность в нижнем слое, но и на интегральное содержание водяного пара.

Такое противоположное поведение  $R(W; e)$  и  $R(W; V)$  при переходе от общего массива данных к отдельному району, на первый взгляд, может показаться странным. Причина состоит в следующем: ОВС и упругость водяного пара имеют общую физическую природу, характеризуя влажность в локальном объеме и всей толщии атмосферы. Поэтому при общем для всех ат-

мошферных условий высотном ходе влажности (в среднем – экспоненциальное убывание) корреляция  $R(W; e)$  возрастает при увеличении диапазона сопоставляемых величин. Последнему способствует расширение пространственно-временного диапазона наблюдений. Для ограниченной выборки данных корреляция  $R(W; e)$  разрушается за счет локальных неоднородностей и короткопериодных вариаций влажности, которые слабее проявляются в интегральной характеристике  $W$ .

Зависимость ОВС от ветра является более сложной и завуалированной, так как изменчивость  $W$  определяется массой других причин (циркуляционные процессы, температурный режим и т.д.). Поэтому условием проявления корреляции  $R(W; V)$  является исключение или ослабление влияния других факторов. В нашем случае это произошло при рассмотрении данных для ограниченного района с приблизительно постоянными атмосферными условиями, влияющими на влагосодержание.

## Заклучение

Проведенные исследования спектральной прозрачности атмосферы над океаном позволили получить новые, статистически обеспеченные данные о закономерностях изменчивости двух основных (кроме облачности) компонент – АОТ и ОВС, определяющих радиационные переносы. Основные выводы можно обобщить в следующем виде:

1. Океаническая атмосфера вблизи континентов, даже вне прибрежной зоны, отличается от центрально-океанических районов более высокими аэрозольными замутнениями и селективностью спектрального хода АОТ ( $\tau_{0,56}^- - 0,125$  и  $0,069$ ;  $\bar{\alpha} - 1,0$  и  $0,49$  соответственно).

2. Основной вклад в дисперсию изменчивости АОТ вносят синоптические процессы (коэффициент межсуточных вариаций около 40%), а в дневном ходе наблюдается полуденный максимум с общей амплитудой 15–30%. Послеполуденное уменьшение АОТ сопровождается в среднем увеличением селективности спектрального хода.

3. В диапазоне спектра более 1 мкм АОТ исследованных районов имеет квазинейтральную спектральную зависимость со средними значениями в пределах 0,05–0,07.

4. Изменчивость ОВС атмосферы за период исследований определялась наличием широтной зависимости (около 0,5 г/см<sup>2</sup> на 10° широты), а синоптические колебания имеют небольшую по сравнению с АОТ величину  $V_W \approx 14\%$ .

1. Кабанов Д.М., Сакерин С.М., Турчинович С.А. Солнечные многоволновые фотометры для исследования прямой радиации и аэрозольно-газового состава атмосферы // Региональный мониторинг атмосферы. Ч. 2 / Под ред. М.В. Кабанова. Томск, 1997. С. 131–145.
2. Кабанов Д.М., Сакерин С.М. // Оптика атмосферы и океана. 1997. Т. 10. N 7. С. 866–875.
3. Villevalde Yu.V., Smirnov A.V. et al. // J. Geophys. Res. 1994. V. 99. P. 20, 983–20, 988.
4. Volz F. // J. Atmos. Sci. 1970. V. 27. P. 1041–1046.
5. Wolgin V.M., Radionov V.F., Leiterer V. // Z. Meteorol. 1991. V. 41. P. 267–272.
6. Кабанов Д.М., Сакерин С.М. // Оптика атмосферы и океана. 1995. Т. 8. N 6. С. 852–860.
7. Кабанов Д.М., Сакерин С.М. // IV Симпозиум «Оптика атмосферы и океана»: Тезисы докл. Томск: Спектр, 1997. С. 140–141.
8. Сакерин С.М., Афонин С.В., Еремина Т.А., Игнатов А.М., Кабанов Д.М. // Оптика атмосферы и океана. 1991. Т. 4. N 7. С. 695–704.
9. Zuev V.E., Kabanov D.M., Sakerin S.M. // Proc. SPIE «Ocean optic XIII». 1997. (In press).
10. Smirnov A., Yershov O., Villevalde Y. // Proc. SPIE. Atmospheric Sensing and Modeling II. 1995. V. 2582. P. 203–214.
11. Бартенева О.Д., Никитинская Н.И. и др. // Прозрачность толщи атмосферы в видимой и ближней ИК-области спектра. Л.: Гидрометеониздат, 1991. 224 с.
12. Smirnov A.V., Villevalde Yu.V. et al. // J. Geophys. Res. 1995. V. 100. N D8. P. 16, 639–16, 650.
13. Reddy P.J., Kreiner F.W. // Global Biogeochem. Cycles. 1990. N 4. P. 225–240.
14. Сакерин С.М., Кабанов Д.М., Польшкин В.В. // Оптика атмосферы и океана. 1995. Т. 8. N 12. С. 1767–1777.
15. Кабанов Д.М., Панченко М.В., Польшкин В.В., Сакерин С.М. // IV Симпозиум «Оптика атмосферы и океана»: Тезисы докл. Томск: Спектр, 1997. С. 116–117.
16. Tuller S.E. // Monthly Weather Review. 1968. V. 96. N 11. P. 785–797.

**D. M. Kabanov, S. M. Sakerin. Results of Measurements of Aerosol Optical Thickness and Moisture Content in the Atmosphere of Central Atlantic.**

Spatial-temporal variability of aerosol spectral optical thicknesses and integral moisture content in the atmosphere over the Atlantic Ocean during the 39-th expedition of the research ship «Akademik Mstislav Keldysh» have been studied. The relative day-to-day variability of the aerosol thickness is shown to be about 40%; the diurnal change has the noon maximum with 15–30% amplitude relative to morning and evening data. Spatially, an approach to continents is accompanied by a change of spectral behaviour of the aerosol optical thickness; its selectivity grows due to increase of small-size fraction content of continental aerosol. As a consequence, the spectral dependence changes: in the visible the difference between near-continental and central oceanic regions is noticeable; in 1–4  $\mu\text{m}$  range the spectral variation is close to a neutral one and changes insignificantly.