

С.М. Сакерин, И.Л. Дергилева, А.М. Игнатов, Д.М. Кабанов

О ПОВЫШЕНИИ ЗАМУТНЕНИЯ АТМОСФЕРЫ АТЛАНТИКИ ПОСЛЕ ИЗВЕРЖЕНИЯ ВУЛКАНА ПИНАТУБО

Рассмотрены результаты исследований аэрозольной оптической толщи атмосферы (0,447–1,061 мкм) в ряде районов Центральной Атлантики после извержения вулкана Пинатубо. Показано, что образование стратосферного вулканического слоя привело к существенному увеличению замутнения океанической атмосферы. Наибольшие изменения аэрозольной оптической толщи произошли в коротковолновом диапазоне спектра.

Мощные вулканические извержения (Агунг – 1963г., Фуэго – 1971г., Эль-Чичон – 1982г. и др.) приводят, как известно [1, 2], к значительным и долговременным изменениям замутнения атмосферы в масштабах планеты, изменяя ее радиационный режим и климат. Извержение вулкана Пинатубо, происшедшее 15.06.91г., следует отнести к числу наиболее крупных за последние десятилетия [3]. Для мощных извержений характерны три основных этапа в эволюции вулканического аэрозоля. Первый характеризуется взрывным выносом в атмосферу SO_2 , пепла и других компонентов, которые затем под воздействием стратосферных переносов (для извержения Пинатубо – трехнедельный период) распространяются вокруг земного шара. Второй этап можно характеризовать широтным распространением вулканического слоя, физико-химическими преобразованиями продуктов извержения и их максимальными концентрациями в стратосферном слое в течение 2–3 месяцев. На последнем этапе происходит медленная (до года и более) релаксация стратосферного вулканического слоя к исходному <фоновому> состоянию.

Результаты наших измерений аэрозольной оптической толщи (АОТ) атмосферы охватывают второй этап – период, когда в атмосфере уже образовался стратосферный вулканический слой с максимальными концентрациями в широтной полосе 20°ю.ш. – 30°с.ш. [4].

Таблица 1

Характеристика спектральных каналов

λ , нм	447	484	552	674	869	1061
$\Delta\lambda_{0,5}$, нм	38	8	10	12	16	22
$\tau^p + \tau^r$	0,233	0,178	0,127	0,089	0,088	0,074

Исследования АОТ атмосферы проводились с борта НИС <Академик Вернадский> (43-й рейс) в период с 4.07 по 2.10.91 г. в широтной полосе 25–42°с.ш. в ряде районов Центральной Атлантики (рис. 1). В измерениях использовался автоматизированный широкодиапазонный (0,4–12 мкм) солнечный фотометр, характеристики которого были представлены в [5]. Калибровка прибора осуществлялась на основе <долгого> метода Бугера по специально разработанному алгоритму. Расчет рэлеевской и газовых компонент оптической толщи (табл. 1) проводился по модели LOWTRAN-7 с учетом контуров светофильтров, спектра Солнца и спектральной чувствительности фотоприемника. В настоящей статье проведен предварительный анализ результатов – только для коротковолнового участка спектра, причем данные для каналов 869 и 1061 нм потребуются в дальнейшем уточнить в пределах 0,01–0,04.

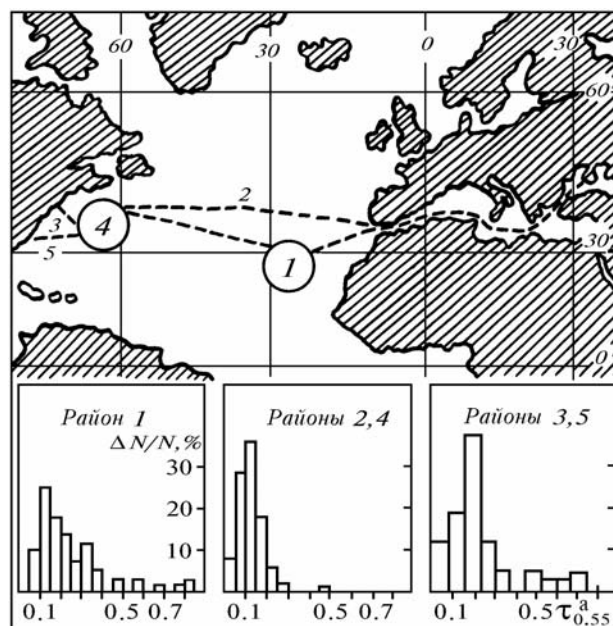


Рис. 1. Карта-схема районов работ в 43-м рейсе НИС <Академик Вернадский> с гистограммами повторяемостей АОТ атмосферы (1 – Канарский полигон; 2 – Центральная Атлантика; 3 – залив Мэн; 4 – полигон <Гольфстрим>; 5 – Чесапикский залив)

Для обеспечения калибровки частота измерений в течение дня была неравномерной – от 4–10 замеров в час при низком Солнце, до 1–2-х замеров в час в полдень. Поэтому для статистического выравнивания результатов сначала проводилось усреднение единичных замеров АОТ за двухчасовые периоды. Предварительный анализ данных позволил разбить общий массив на три региона с близкими характеристиками оптической погоды:

- I – Канарский полигон в 600–1500 км от берегов Западной Сахары (район 1);
- II – открытый океан Центральной Атлантики (районы 2 и 4);
- III – прибрежные районы Северной Америки (районы 3 и 5).

Характеристика районов и статистическая обеспеченность результатов исследований представлена данными табл. 2.

Таблица 2

Характеристика полученных данных по регионам

Регион	Координаты Регионов	Сроки проведения измерений	Количество измерительных дней	Количество усредненных за 2-часовые периоды спектров АОТ
I. Канарский полигон	25–33° с.ш. 22–31° з.д.	04.07–03.08	28	125
II. Открытый океан	33–41° с.ш. 15–68° з.д.	04.08–10.08 17.08–08.09 19.09–26.09	32	117
III. Прибрежные районы	36–42° с.ш. 68–76° з.д.	11.08–16.08 09.09–18.09	14	43
Общий массив	25–42° с.ш. 15–76° з.д.	04.07–26.09	74	285

Общий характер изменчивости АОТ атмосферы ($\lambda = 484$ нм) показан на рис. 2. Здесь же приведены спутниковые данные (NOAA-11; $\lambda = 0,50$ [4]) – усредненные по всей планете АОТ морской атмосферы для широтной полосы 20–30° с.ш. Из-за существенно разных масштабов пространственно-временного усреднения спутниковых и судовых данных не следует ожидать точного совпадения. Тем не менее для районов, удаленных от континента (северная часть Канарского полигона и Центральная Атлантика – первые декады июля и августа) наблюдается хорошее согласие результатов на локальном и глобальном уровнях.

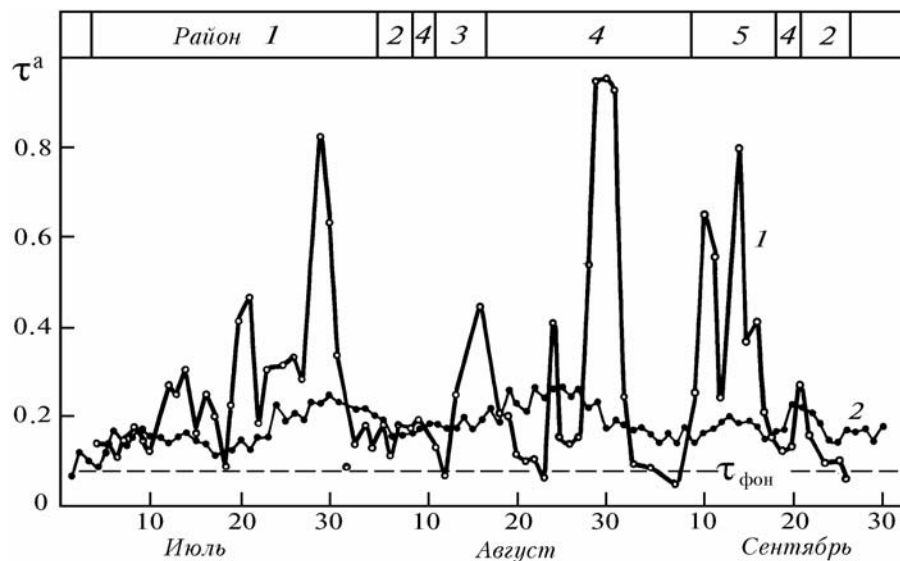


Рис. 2. Динамика временной изменчивости АОТ морской атмосферы по судовым – кривая 1 ($\lambda = 0,484$ мкм) и спутниковым – кривая 2 (NOAA-11, $\lambda = 0,5$ мкм, широтная полоса 20–30°с.ш. [4]) данным

Как следует из рисунка, за весь период измерений атмосферные замутнения находились выше уровня фонового состояния для открытого океана (0,07–0,08 [6,7]). Наибольшие значения АОТ атмосферы наблюдались: 14, 20–23, 30.07 – вблизи Западной Африки и 16, 29–31.08; 10, 11, 14.09 – у берегов Северной Америки. АОТ атмосферы в эти дни превышала значение 0,3, то есть в $1,5 \div 2$ раза больше, чем в существующих моделях морской атмосферы. Для более корректной оценки влияния вулканического слоя из дальнейшего анализа были исключены ситуации, когда в нижнем слое атмосферы наблюдалась туманная дымка. Проанализируем статистику АОТ морской атмосферы в выделенных регионах по отдельности.

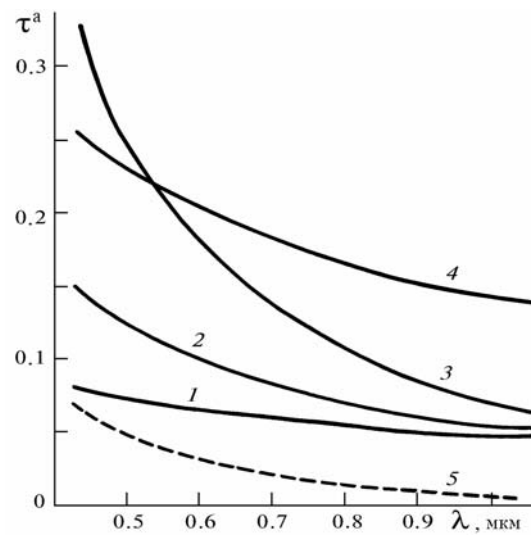
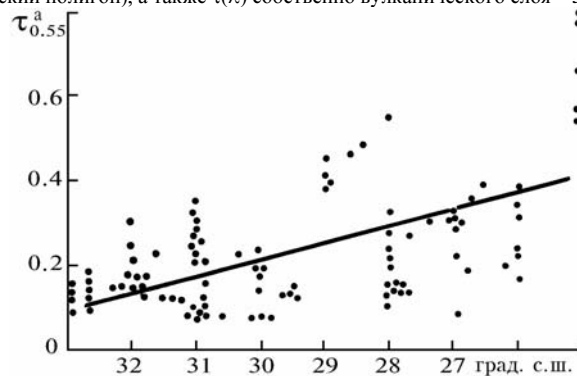
В районе Канарского полигона пространственно-временная изменчивость атмосферного замутнения формировалась под влиянием двух основных факторов – характерным для этого региона воздействием северо-западных выносов из Сахары и дополнительным вкладом аэрозольно-газового вулканического слоя. Для весны – лета 1991 г. не исключено также влияние выносов от пожаров в Кувейте. Надежно разделить эти факторы без привлечения дополнительной информации достаточно трудно.

Сопоставляя статистические параметры АОТ (табл. 3), следует отметить, что район Канарского полигона отличается максимальными замутнениями в ИК-области спектра и малой селективностью спектрального хода (рис. 3), которая обычно характеризуется параметром Ангстрема α (α – параметр, входящий в аппроксимационную формулу Ангстрема $\tau_{\lambda}^a \sim \lambda^{-\alpha}$ и зависящий от распределения частиц аэрозоля по размерам). Малые значения параметра α являются следствием повышенного вклада в спектр размеров грубодисперсной фракции аэрозоля, то есть наиболее вероятно проявление в этом районе Сахарских пылевых выносов. Следует однако заметить, что анализируемый район находится на периферии преимущественных выносов из Сахары (10–30°с.ш. [8]), поэтому его влияние должно в основном проявляться в южной части полигона.

Последнее предположение можно подтвердить, если проанализировать широтную зависимость АОТ в судовых измерениях (рис. 4) и спутниковые данные [4] усредненных значений τ_{NOAA}^a для широтных полос 20–30°с.ш. и 10–20°с.ш. По спутниковым измерениям увеличение замутнения составляет величину приблизительно 0,01 на градус широты. По судовым данным, в период с 10 по 31 июля при движении судна на юг широтный градиент АОТ составил 0,04 (без учета всплесков оптической толщи $\tau^a - 0,03$), то есть очевидно действие местного дополнительного фактора атмосферного замутнения – сближение с зоной Сахарских выносов.

Статистические характеристики АОТ поствулканической атмосферы Центральной Атлантики

№региона	λ , нм	$\bar{\tau}_\lambda^a$	σ_τ	$\sigma_\tau/\bar{\tau}$	τ_{\min}	τ_{\max}	α
I	447	0,253	0,161	0,637	0,077	0,847	0,71
	484	0,250	0,161	0,645	0,064	0,845	
	552	0,236	0,157	0,665	0,070	0,818	
	674	0,181	0,150	0,828	0,031	0,750	
	869	0,132	0,144	1,087	-0,014	0,685	
	1061	0,161	0,137	0,852	0,005	0,746	
I*	447	0,426	0,231	0,542	0,141	0,847	0,39
	484	0,424	0,232	0,548	0,146	0,845	
	552	0,411	0,224	0,544	0,137	0,818	
	674	0,357	0,210	0,588	0,097	0,750	
	869	0,302	0,198	0,655	0,050	0,685	
	1061	0,331	0,188	0,567	0,090	0,941	
II	447	0,140	0,083	0,594	0,035	0,698	1,15
	484	0,140	0,077	0,550	0,032	0,657	
	552	0,123	0,064	0,518	0,032	0,465	
	674	0,085	0,055	0,647	0,013	0,280	
	869	0,040	0,048	1,217	-0,032	0,215	
	1061	0,076	0,041	0,541	0,018	0,256	
III	447	0,301	0,218	0,725	0,055	0,902	1,83
	484	0,287	0,200	0,697	0,050	0,846	
	552	0,232	0,164	0,704	0,046	0,705	
	674	0,158	0,117	0,736	0,014	0,487	
	869	0,068	0,076	1,122	-0,029	0,271	
	1061	0,080	0,054	0,679	0,004	0,243	

Рис. 3. Средние спектральные зависимости АОТ океанической атмосферы в различных районах: в фоновом (открытый океан – 1) и поствулканическом состоянии (2 – открытый океан, 3 – прибрежные районы, 4 – Канарский полигон), а также $\tau(\lambda)$ собственно вулканического слоя – 5Рис. 4. Широтная зависимость изменения $\tau_{0,55}^a$ на Канарском полигоне

О повышении замутнения атмосферы Атлантики

При возвращении НИС в северные широты (32°с.ш. 1–2.08) АОТ атмосферы вернулась к своим исходным значениям на уровне 0,1. Таким образом, для северной части полигона поствулканическое увеличение среднего атмосферного замутнения не превышало 0,03–0,05, а для южной части (25–26°с.ш.) суммарное соизмеримое воздействие вулканического слоя и тропосферных выносов Сахарской пыли привело к увеличению АОТ в среднем до 0,4 при экстремальных помутнениях более 0,7.

Гистограмма повторяемостей АОТ (рис. 1) имеет размытый характер с наиболее вероятными значениями помутнения в области 0,1–0,15. В области значений АОТ 0,3–0,35 намечается появление второго максимума. Эту же особенность можно обнаружить и на рис. 2 – всплески атмосферного помутнения ($\tau_{0,55}^a > 0,3$) с периодичностью 7–9 дней. Периодические увеличения АОТ атмосферы превышают по частоте синоптический масштаб изменчивости и могут быть следствием циклического характера пылевых выносов или особенностями эволюции вулканического слоя. Для анализа этого факта были отдельно рассмотрены спектральные АОТ, относящиеся к повышенным замутнениям (массив I* в табл. 3). Параметр Ангстрема для этих ситуаций оказался равным 0,39, что соответствует квазинейтральному спектральному ходу АОТ. Таким образом, всплески атмосферного замутнения обусловлены грубодисперсной фракцией и наиболее вероятным их источником являются пылевые выносы.

Атмосфера открытого океана характеризуется минимальными для 43-го рейса значениями АОТ в видимой и ИК-области спектра при средней относительной селективности спектрального хода (табл. 3, рис. 3). В качестве примера на рис. 3 приведен и средний спектральный ход АОТ, полученный по нашим измерениям в Центральной Атлантике в 1989 г. ($\bar{\tau}_{0,55}^a = 0,078$, $\bar{\alpha} = 0,57$). Близкие к нашим данные приведены также в [7] для Тихого океана ($\bar{\tau}_{0,55}^a = 0,07$, $\bar{\alpha} = 0,4$). Учитывая, что указанные исследования проводились в <межвулканический> период, их результаты можно отнести к фоновому состоянию атмосферы открытого океана. Из сопоставления кривых $\tau^a(\lambda)$ 1 и 2 следует, что наибольшие изменения АОТ произошли в коротковолновой части спектра. Это приводит и к двукратному увеличению параметра Ангстрема – с 0,57 до 1,15.

Для оценки спектрального хода АОТ собственно вулканического слоя воспользуемся спектральным ходом $\tau^a(\lambda)$ для фонового (1989 г.) и поствулканического (лето 1992 г.) состояний океанической атмосферы. В результате вычитания двух спектров для $\tau^{\text{вулк}}(\lambda)$ (штриховая кривая на рис. 3) получается зависимость с очень высокой селективностью ($\alpha^{\text{вулк}} = 2,45$), отражающей преимущественное содержание в слое мелких частиц. Заметим, что полученная оценка для $\alpha^{\text{вулк}}$ значительно превышает средние величины параметра Ангстрема для континентальной атмосферы, обогащенной по сравнению с морской мелкодисперсной фракцией аэрозоля ($\alpha^{\text{конт}} = 1 \div 1,7$).

Гистограмма повторяемостей $\tau_{0,55}^a$ в открытом океане сохранила относительно узкий одномодальный характер, но наиболее вероятные значения сместились с 0,05–0,08 [6,7] до ~ 0,12 (рис. 1).

Атмосфера прибрежных районов Северной Америки характеризовалась повышенным замутнением в коротковолновой части спектра, благодаря суммарному воздействию мелкодисперсной фракции как в стратосферном слое, так и в континентальном аэрозоле тропосферы. Параметр Ангстрема вблизи континента принимает максимальные значения ($\alpha = 1,83$), характеризуя высокую селективность спектрального хода. Отметим, что в ИК-диапазоне значения АОТ здесь соизмеримы с атмосферой открытого океана, а в фиолетовой части спектра – превышают соответствующие величины τ^a для наиболее замутненной атмосферы Канарского полигона. Прибрежные районы отличаются и наибольшей изменчивостью замутнения (σ_{τ} и $\sigma_{\tau/\bar{\tau}}$) даже для условий, когда исключены ситуации с туманной дымкой.

Гистограмма повторяемостей $\tau_{0,55}^a$ отражает большую вероятность замутнений в области 0,15–0,25 и продолжительный <шлейф> равновероятных значений вплоть до очень высоких $\tau_{0,55}^a = 0,75$.

Проведенный анализ результатов исследований АОТ морской атмосферы позволяет сделать следующие выводы:

1. Образование стратосферного вулканического слоя после мощного извержения вулкана Пинатубо привело к существенному увеличению атмосферного замутнения во всех районах Центральной Атлантики.

2. Наибольшие изменения АОТ атмосферы произошли в коротковолновом диапазоне спектра (параметр Ангстрема, например, для открытого океана возрос в два раза с 0,4–0,6 до 1,15), что явилось следствием преимущественного вклада мелкодисперсной фракции аэрозоля в вулканическом слое.

3. Влияние стратосферного слоя в <прибрежных> районах оказалось завуалированным, но соизмеримым с местными дополнительными факторами – выносами разных типов континентального аэрозоля.

1. Вулканы, стратосферный аэрозоль и климат Земли. / Под ред. М.Л. Асатурова, М.И. Будыко, К.Я. Винникова и др. Гидрометеиздат, 1986. 256 с.
2. Кондратьев К.Я. Вулканы и климат. // Итоги науки и техники. Метеорология и климатология. Т. 13. М.:ВИНИТИ. 1992. 204 с.
3. Кондратьев К.Я. // Исследование земли из космоса. 1993. N 1. С. 111–122.
4. Stowe L.L., Carey R.M., Pelegriño P.P. // Geophysical Research Letters. 1992. V. 19. №2. P. 159 – 162.
5. Кабанов Д.М., Сакерин С.М., Сутормин А.М., Турчинович С.А. // Оптика атмосферы и океана. 1993. №4. С. 447 – 454.
6. Сакерин С.М., Афонин С.В., Еремина Т.А., Игнатов А.М., Кабанов Д.М. // Оптика атмосферы. 1991. №7. С. 695 – 704.
7. Волгин В.М., Ершов О.А., Смирнов А.В., Шифрин К.С. // Изв. АН СССР. Сер. ФАО. 1988. Т. 24. №10. С. 1058 – 1064.
8. Кондратьев К.Я., Григорьев А.А., Покровский О.М., Шарина Е.В. // Космическое дистанционное зондирование атмосферного аэрозоля. Л.:Гидрометеиздат, 1983. 216 с.

Институт оптики атмосферы СО РАН,
Томск

Поступила в редакцию
3 июня 1993г.

S. M. Sakerin, I. L. Dergileva, A. M. Ignatov, D. M. Kabanov. **Enhancement of the Turbidity of the Atmosphere over the Atlantic in the Post Mt. Pinatubo Eruption Period.**

Results of investigations of the atmospheric optical depth in the spectral range 0,447 to 1,061 μm carried out in some regions over central Atlantic after Mt. Pinatubo eruption are discussed. These results clearly show that an essential increase of the atmospheric turbidity took place over the Atlantic due to the eruptive cloud of stratospheric aerosol. Most strong changes of the atmospheric optical depth occurred in the short wave region of the spectral range under study.