

УДК 551.510.534

СТАТИСТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ОПТИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ТРОПОСФЕРНОГО АЭРОЗОЛЯ

© 2004 г. Я. А. Виролайнен, А. В. Поляков, Ю. М. Тимофеев

Научно-исследовательский институт физики Санкт-Петербургского государственного университета
198504 Санкт-Петербург, Петродворец, ул. Ульфновская, 1
E-mail: alexandr@ldm.phys.lgu.spb.su
Yuriy.Timofeev@pobox.spbu.ru

Поступила в редакцию 26.03.2003 г., после доработки 15.09.2003 г.

Построены глобальная и ряд региональных статистических оптических моделей тропосферного аэрозоля (высоты 0–12 км), а также приведены примеры их использования для решения различных задач. За основу моделирования взята оптическая модель тропосферного аэрозоля ОРАС, построенная по экспериментальным данным и учитывающая 10 аэрозольных фракций, включая водорастворимые, водонерастворимые, сажевые, минералосодержащие частицы, морскую соль и т. д. Проанализированы статистические характеристики построенных ансамблей для спектральной области 0,25–2,0 мкм и диапазона углов рассеяния 0–180°. Продемонстрировано хорошее согласие модельной статистики с локальными данными независимых измерений. Собственные векторы ковариационной матрицы коэффициентов аэрозольного ослабления (КАО) использованы для оптимальной параметризации спектрального хода КАО. Показано, что оптимальная параметризация имеет значительное преимущество перед параметризацией на основе формулы Ангстрема. Проанализированы погрешности численного моделирования восстановления коэффициента аэрозольного рассеяния (КАР) под углом 90° регрессионным методом по измерениям КАО в спутниковых экспериментах SAGE-II и SAGE-III. Показано, что погрешности регрессии составляют 18–80% при априорной изменчивости КАР в тропосфере более 300%. Найдены параметры линейной регрессии КАР назад по КАО для трех моделей атмосферы (глобальной, морской и пустынной) и большого числа длин волн, которые могут быть использованы при решении уравнения лазерной локации при лидарном зондировании атмосферы.

ВВЕДЕНИЕ

Атмосферный аэрозоль – его концентрация, физико-химические свойства, функция распределения частиц по размерам, комплексный показатель преломления – чрезвычайно изменчив во времени и пространстве. Оптические характеристики аэрозоля (коэффициенты ослабления и рассеяния, индикатриса рассеяния и т. д.) также сильно меняются в зависимости от множества факторов. Для их описания удобно использовать статистический подход [1, 2]. Применение статистических методов позволяет решать разнообразные задачи:

1. Вычислять статистические характеристики полей излучения, обусловленные вариациями аэрозольного состояния атмосферы. Эти данные можно использовать при расчетах информативности и оптимальных условий радиационных измерений в различных дистанционных методах измерения аэрозольных характеристик.

2. Спектральные ковариационные матрицы оптических параметров аэрозоля могут использоваться в качестве априорной информации при ре-

шении различных обратных задач методом статистической регуляризации.

3. Эти же матрицы, а также их высотные аналоги позволяют реализовать статистический метод исключения влияния атмосферы при дистанционном определении характеристик подстилающей поверхности [2].

4. Спектральные ковариационные матрицы оптических характеристик позволяют осуществлять оптимальную параметризацию коэффициентов аэрозольного ослабления, рассеяния и т. д., а также их оптимальную интерполяцию и экстраполяцию.

5. Информация о статистических связях различных оптических характеристик аэрозоля применяется при сравнениях (в частности, валидации) различных типов измерений.

6. Статистические соотношения между коэффициентами аэрозольного рассеяния и ослабления используются при решении уравнения лазерной локации.

Как правило, статистические характеристики тех или иных параметров атмосферы (например, первые и вторые моменты выборок – средние

значения и ковариационные матрицы, регрессионные матрицы) получают на основе обработки больших массивов измерений. Примеры таких исследований оптических характеристик аэрозоля приведены во многих работах (см., например, [3–6]). Однако достаточно трудно создать представительные и однородные ансамбли непосредственных измерений тех или иных аэрозольных параметров. Так, измерения функций распределения частиц по размерам осуществляются разными методами и приборами, имеющими различные диапазоны измерений, различное разрешение (например, по размерам) и чувствительность. Аналогичным образом многие оптические характеристики атмосферного аэрозоля измеряются разными приборами, для разных длин волн и т. д. Поэтому для формирования ансамблей реализаций и последующего исследования статистических свойств различных параметров аэрозоля используется моделирование, основанное на накопленном эмпирическом материале (например, о концентрациях, составе и дисперсности аэрозолей [7–9]) и (или) на современных численных моделях атмосферного аэрозоля [10].

Г.И. Горчаков с соавторами [6] по данным экспериментальных исследований в приземном слое атмосферы построили и проанализировали одно- и многопараметрические статистические регрессионные модели угловых зависимостей компонент матрицы рассеяния света, а также микрофизические модели ряда оптических характеристик субмикронного аэрозоля, использующие в качестве входного параметра коэффициент рассеяния аэрозоля.

Рассел и др. [7], обобщив многочисленные данные измерений, сформулировали ряд моделей изменчивости стратосферного аэрозоля и использовали их для получения регрессионных соотношений между коэффициентами аэрозольного ослабления (КАО) и коэффициентами обратного рассеяния. Эти регрессионные соотношения использовались в дальнейшем для сопоставления измерений стратосферных коэффициентов аэрозольного ослабления по данным спутниковой аппаратурой SAGE-II с данными лазерного наземного зондирования. Такой подход позволил провести валидацию спутниковых измерений КАО с помощью аппаратуры SAGE-II на основе наземных лидарных измерений.

В работе М.С. Бирюлиной и В.В. Розанова [8] на основе анализа современных данных о микроструктуре стратосферного аэрозоля сгенерирован большой массив реализаций функций распределения по размерам и построены соответствующие ковариационные матрицы. Анализ собственных значений и собственных векторов этих матриц позволил изучить точность оптимальной аппроксимации этих функций распределения при использовании

оптимального квазиэмпирического базиса и прийти к важному выводу, что 6–8 собственных векторов позволяют с высокой точностью аппроксимировать весь ансамбль данных.

Грэйнджер и др. в работе [11] использовали большие массивы данных аэростатных измерений функций распределения по размерам частиц стратосферных аэрозолей и облаков для получения регрессионных соотношений между различными микрофизическими параметрами, а также между оптическими и микрофизическими характеристиками аэрозолей. В дальнейшем эти соотношения применялись для анализа данных различных спутниковых измерений и получения информации об атмосферном аэрозоле.

Уии [12] сгенерировал ансамбли микрофизических характеристик стратосферного аэрозоля и вычислил его оптические характеристики для построения обратного оператора при решении задачи восстановления функции распределения частиц по размерам и ее интегральных характеристик.

Гобби [13] использовал метод статистического моделирования микроструктуры стратосферного аэрозоля для решения задач лазерного зондирования – получения общих площадей и объемов частиц из одночастотных наземных лазерных измерений. Им же этот подход был использован для получения важного параметра при лазерном зондировании – отношения коэффициента ослабления к коэффициенту обратного рассеяния.

Статистическая модель пятикомпонентного аэрозоля средней атмосферы была предложена в работе [9]. Эта модель использовалась для построения квазиэмпирического базиса и оптимальной параметризации спектрального хода КАО при решении комплексной обратной задачи по восстановлению характеристик газового и аэрозольного состава с помощью затменных спутниковых измерений. Примеры использования этой оптимальной аппроксимации для решения обратной задачи рассмотрены в работах [14, 15].

В данной работе смоделированы глобальная и ряд региональных статистических оптических моделей тропосферного аэрозоля, а также приведены примеры их использования для решения различных задач.

2. МОДЕЛЬ ОРАС И СТАТИСТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ

При статистическом моделировании изменчивости оптических характеристик тропосферного аэрозоля (КАО, коэффициента аэрозольного рассеяния (КАР), индикатрисы рассеяния) за основу принимались данные модели ОРАС (Optical Properties of Aerosols and Clouds) [16], базирующейся на многочисленных натуральных измерениях. В этой модели содержатся оптические характерис-

Таблица 1. Количественный состав (число частиц в единице объема N) разных аэрозольных фракций, характерный для аэрозоля различных типов, а также средние значения и разброс N в смоделированных ансамблях тропосферного (0–12 км) аэрозоля (для модели OPAC N_0 – число частиц на нижней границе атмосферы)

Фракция аэрозоля	N_0 в различных типах аэрозоля, представленных в модели OPAC	Среднее (разброс) N , см ⁻³		
		Глобальная модель	Модель пустыни	Морская модель
INSO	Континент: 0.15–1.5; Арктика: 0.01; верхняя тропосфера: 0.12.	0.1 (0–1.5)	–	–
WASO	Континент: 2600–28000; пустыня: 2000; море: 590–3800; Арктика: 1300; верхняя тропосфера: 440.	1350 (0–28000)	600 (100–2000)	1100 (200–3800)
SOOT	Континент: 8300–130000; море: 0–5180; Арктика: 5300; верхняя тропосфера: 290.	3800 (0–130000)	–	250 (0–5180)
SSAM	Море: 10–20; Арктика: 1.9; Антарктика: 0.047.	3.2 (0–150)	–	15 (5–150)
SSCM	Море: 0.0013–0.0032.	0.001 (0–0.04)	–	0.003 (0.001–0.04)
MINM	Пустыня: 269.5.	5.1 (0–270)	100 (0–270)	–
MIAM	Пустыня: 30.5.	0.6 (0–30)	15 (0–30)	–
MICM	Пустыня: 0.142.	0.003 (0–0.14)	0.1 (0–0.14)	–
MITR	Антарктика: 0.0053.	2.4 (0–100)	–	–
SUSO	Антарктика: 42.9.	2.1 (0–43)	–	–

тики аэрозоля (в диапазоне длин волн 0.25–40 мкм) в расчете на одну частицу для следующих 10 тропосферных фракций: WASO (водно-растворимый аэрозоль, состоящий из различных сульфатов, нитратов и других органических и неорганических соединений), INSO (нерастворимые в воде частицы – смесь частиц пыли, почвы и различных нерастворимых частиц органического происхождения), SOOT (сажевые частицы), MINM, MIAM, MICM, MITR (минеральные кварцевые и глиняные частицы, в том числе, переносимые ветром), SSAM, SSCM (частицы морской соли) и SUSO (стратосферные сульфатные частицы, на 75% состоящие из капель серной кислоты). На основе этих фракций были построены 10 региональных моделей (типов) аэрозолей, описывающих глобальные характеристики земного аэрозоля: континентальный аэрозоль (фоновый, средний, замутненный), городской, аэрозоль пустыни, морской (фоновый, тропический, замутненный), арктический и антарктический аэрозоль.

В табл. 1 приведены количественные соотношения числа частиц различных фракций для ряда аэрозольных моделей, описанных в работе [16]. В первом столбце таблицы перечислены аэрозольные фракции, во втором столбце – количество частиц этих фракций на нижней границе атмосферы, входящих в различные типы аэрозоля. Из таблицы видно, что, например, континентальная модель аэрозоля (континент) включает в себя такие аэрозольные фракции как WASO, INSO и SOOT. Поскольку мы предполагали, как обычно,

что каждая частица взаимодействует с излучением независимо от других, оптические свойства различных типов аэрозоля, такие как КАО и КАР, получались суммированием коэффициентов каждой из компонент с учетом относительного вклада каждой фракции. Описание вертикального распределения аэрозоля в атмосфере в модели OPAC имеет приближенный характер. Атмосфера делится на три основных слоя: нижняя тропосфера (ее высота колеблется от 1 до 6 км над землей в зависимости от типа подстилающей поверхности), верхняя тропосфера (слой до 12 км) и стратосфера (12–35 км). При этом на высотах 2–3.5 км может также существовать слой переноса минеральных частиц вблизи пустынь.

В нашей модели, как и в модели OPAC, предполагается, что тропосферный аэрозоль равномерно перемешан как в нижней, так и в верхней тропосфере. При этом высота нижней тропосферы для пустыни составляет – 6 км, для Антарктики – 10 км, для остальных типов тропосферного аэрозоля – 2 км. Число частиц убывает с высотой по экспоненциальной зависимости. Высота однородной атмосферы для континентальных типов аэрозоля и Антарктики составляет 8 км, для пустыни – 2 км, для морских типов аэрозоля – 1 км. Следует отметить, что в верхней тропосфере высота однородной атмосферы во всех случаях составляет 8 км.

Необходимо отметить, что в модели OPAC для фракций WASO, SSAM, SSCM и SUSO предусмотрено изменение размера частиц, их плотности,

показателя преломления и, соответственно, оптических свойств в зависимости от относительной влажности воздуха. В модели ОРАС представлены данные для относительной влажности 0, 50, 70, 80, 90, 95, 98 и 99%. Следует отметить, что число частиц аэрозоля, находящихся при той или иной относительной влажности, при построении различных реализаций выбиралось на основе анализа средних климатологических данных. При моделировании учитывалась также зависимость количества частиц фракций SSAM и SSCM, содержащихся в единице объема, от скорости ветра.

Таким образом, при построении статистических ансамблей оптических свойств глобального тропосферного аэрозоля нами варьировались 13 независимых параметров: концентрации частиц 10 аэрозольных фракций (вариации числа частиц разных фракций приведены в табл.1 для моделей глобальная, пустыни и морская), относительная влажность атмосферы, высота рассматриваемого аэрозольного слоя (с вертикальным разрешением в 1 км) и скорость ветра для фракций SSAM и SSCM. Отметим, что вариации числа частиц разных фракций при построении статистических характеристик различных моделей выбирались нами заведомо большими. Это делалось специально для получения “широкой” статистики, позволяющей включить и экстремальные состояния земного аэрозоля. Одной из причин такого подхода является известное влияние априорной статистики на формирование решения обратных задач. При использовании “узкой” статистики она может заметно повлиять на такое решение, подавляя вклад самих измерений. При этом, однако, “широкая” статистика затрудняет решение задач оптимальной параметризации различных характеристик аэрозоля.

Учитывая соотношение числа различных частиц, частоту реализации аэрозольных типов по всей земной атмосфере, а также высотное распределение аэрозоля, различную скорость ветра и влажность для построения глобальной статистической модели были определены средние значения и среднеквадратические (возможные) отклонения числа частиц описанных фракций. Поскольку при построении рассматриваются практически все области земного шара, то в данном случае можно говорить о глобальной модели тропосферного аэрозоля, включающей нижнюю тропосферу (разной толщины для различного типа аэрозоля), слой переноса минеральных частиц (2–3.5 км) и верхнюю тропосферу. Нами также были построены несколько региональных моделей тропосферного аэрозоля (см. табл. 1 и далее).

Данные по средним концентрациям частиц различных фракций и их изменчивость (диапазон вариаций) для глобальной модели представлены в третьем столбце табл. 1. В четвертом и пятом

столбцах таблицы приведены аналогичным образом рассчитанные характеристики (концентрации аэрозольных частиц и их вариации) региональных моделей, соответствующие определенным областям земного шара – модели пустынь и морской модели. Видно, что при построении глобальной статистической модели учитывались все фракции аэрозоля, модели пустыни – минералосодержащие и воднорастворимая фракции, морской модели – морской, воднорастворимый и сажевый аэрозоль с диапазоном вариаций их концентраций, указанным в скобках.

С учетом полученных средних и среднеквадратичных отклонений и с использованием генератора случайных чисел строились различные реализации концентраций частиц различных фракций аэрозоля, на основе которых рассчитывались КАО, КАР и индикатрисы рассеяния, и, соответственно, их спектральные и угловые зависимости.

3. СТАТИСТИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА МОДЕЛИ И СРАВНЕНИЕ С ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫМИ ДАННЫМИ

Поскольку при описанном выше статистическом моделировании существует определенный произвол (выбор средних, возможных вариаций, вероятностный закон распределения и т. д.), важно оценить адекватность полученных статистических характеристик аэрозоля на основе сравнения с данными измерений в атмосфере. Для этого проанализируем основные статистические свойства сконструированных моделей, сравнивая их с аналогичными характеристиками, полученными Г.И. Горчаковым и др. [3–5] по экспериментальным данным. В указанных работах получены статистические связи измеренных в приземном слое атмосферы в Подмоскowie коэффициентов ослабления, рассеяния и направленного светорассеяния в атмосферных дымках, а также проанализированы матрицы светорассеяния. Измерения оптических характеристик атмосферы проводились в ночные часы в осенний период различных лет.

Основываясь на оптических данных модели ОРАС и описанной ранее методике нашего статистического моделирования, мы сгенерировали ансамбль случайных реализаций возможных параметров аэрозоля в тропосфере (200 реализаций, что примерно соответствует размерности экспериментальных ансамблей) и соответственно его оптических характеристик: КАО и КАР. Учитывая место проведения натурных измерений (Подмоскowie), мы ограничились тремя фракциями аэрозоля, относящимися к континентальному типу: WASO, INSO и SOOT. Средние значения и дисперсии числа частиц рассматриваемых фракций мы определили на основе данных табл. 1 для континентальных типов аэрозолей.

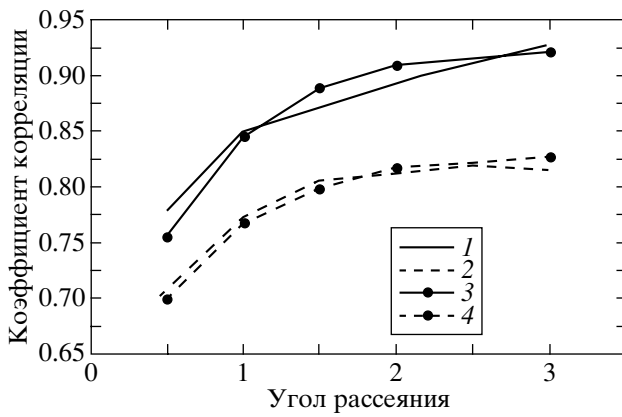


Рис. 1. Коэффициент кросскорреляции между десятичными логарифмами КАО и КАР для длины волны света 0.55 мкм в экспериментальных (1 – 1971 г., 2 – 1972 г.) [3] и смоделированных (3 – Модель +, 4 – Модель) ансамблях.

На рис. 1 представлены коэффициенты корреляции между КАО и индикатрисой рассеяния в области ореола, рассчитанные по экспериментальным и смоделированным ансамблям оптических параметров. При численном построении кросс-корреляционных матриц мы добавили в значения сгенерированных параметров случайный шум, моделирующий погрешности измерений [3, 4]: для индикатрисы рассеяния – 5%, для коэффициента ослабления – 0.02 км^{-1} . Модель (+) отличается ограничением числа сажевых частиц в 200000, что исключает реализации с КАР, сильно заниженными по сравнению с КАО. При этом наблюдается увеличение коэффициента кросскорреляций.

Из рис. 1 видно, что, во-первых, коэффициенты кросскорреляций для разных лет различаются по абсолютным значениям (примерно на 0.1), во-вторых, для построенных нами ансамблей аэрозольных параметров коэффициенты кросскорреляций близки к экспериментальным. Коэффициенты в уравнениях регрессии ($\lg D = K \lg \epsilon + b$, где D – индикатриса, а ϵ – КАО) между рассматриваемыми параметрами, полученные в работе [3], также близки к соответствующим коэффициентам модельных ансамблей. Так, например, по ансамблю измерений в 1971 г. КАО и КАР (под углом 3°) на длине волны 0.55 мкм получены коэффициенты регрессии K и b – 0.97 и 0.11 соответственно. В то же время по смоделированному нами ансамблю (+) – $K = 1.01$, а $b = 0.16$.

На рис. 2 приведены первые три собственных вектора экспериментальной ковариационной матрицы КАР (вверху) [4], а также соответствующие векторы матрицы смоделированного ансамбля данных (внизу). Из рисунка видна близость поведения всех трех первых собственных векторов от угла рассеяния для обеих ковариационных матриц. Приведенные примеры показывают, что

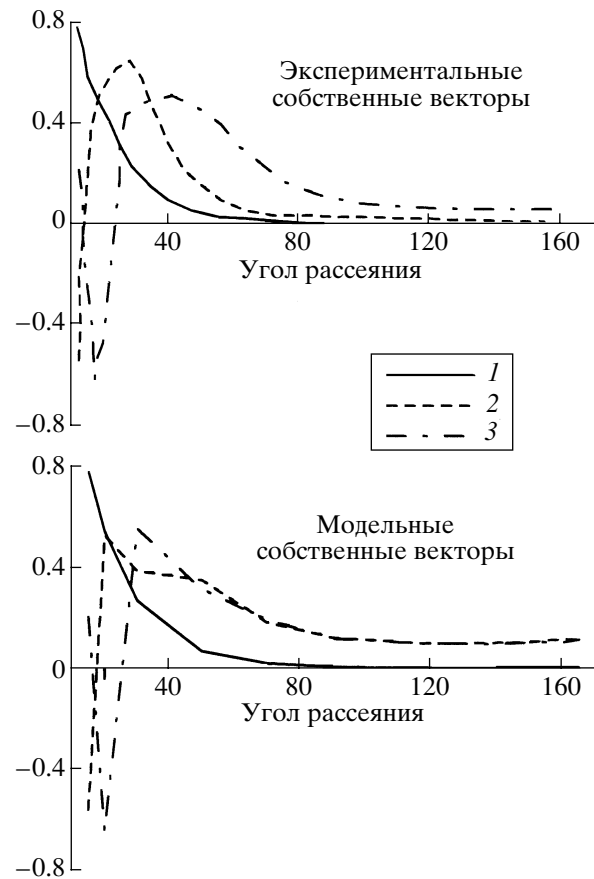


Рис. 2. Собственные вектора экспериментальной [4] и модельной ковариационных матриц десятичных логарифмов КАР.

использованные нами база данных ОРАС и метод статистического моделирования позволяют получить статистические характеристики атмосферного аэрозоля, близкие к полученным по независимым экспериментальным данным.

Рассматриваемые в дальнейшем глобальный и региональные ансамбли тропосферного аэрозоля содержат 5000 реализаций. Выбор количества реализаций обусловлен компромиссом между вычислительными возможностями ЭВМ и достоверностью статистической выборки. Переходя к глобальному ансамблю тропосферного аэрозоля, рассмотрим корреляции между различными оптическими параметрами аэрозоля. На рис. 3 изображены кросскорреляции между натуральными логарифмами индикатрисы рассеяния и КАО (слева), индикатрисы и КАР (справа). Прежде всего, видно, что эти корреляции высоки. Из левой части рисунка следует, что максимум коэффициента кросскорреляций между КАО и индикатрисой рассеяния (большой 0.98) приходится на углы $50-180^\circ$ и длины волн 0.25–1.0 мкм. Корреляции уменьшаются при переходе из видимой в ИК область спектра, достигая минимума (меньше

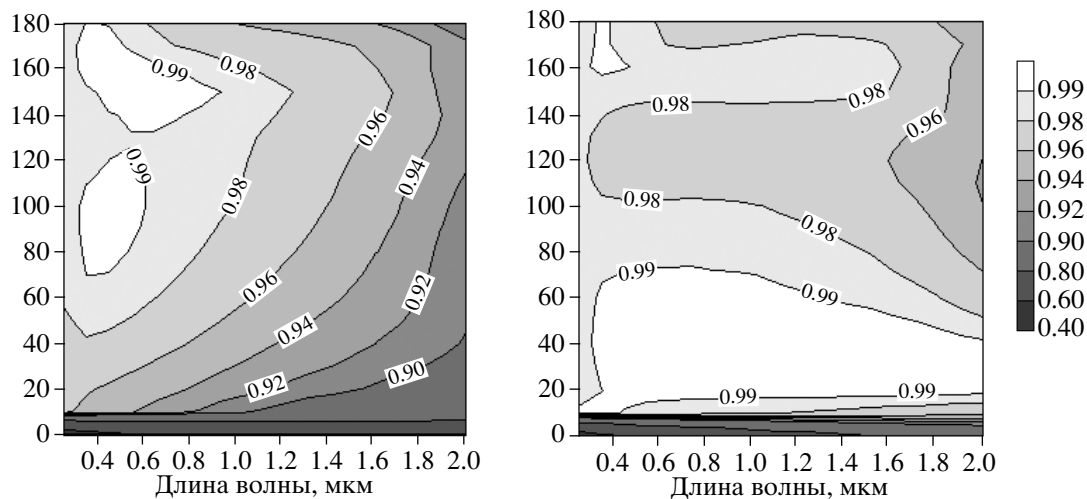


Рис. 3 Кросскорреляции коэффициента направленного рассеяния и коэффициента ослабления (слева) и коэффициента рассеяния (справа) для различных углов и длин волн в глобальном ансамбле тропосферного аэрозоля.

0.8 – см. шкалу) для малых ($0-6^\circ$) углов рассеяния. Для этих же углов отмечаются и наименьшие коэффициенты корреляции между коэффициентами полного и направленного рассеяния (правая часть рисунка). В целом же, в области углов рассеяния больших 10° коэффициент корреляции между этими параметрами меняется мало. Следует отметить, что слабо выраженный минимум для углов рассеяния $110-130^\circ$ хорошо согласуется с независимыми экспериментальными данными Г.И. Горчакова с сотрудниками [5].

4. ПРИМЕРЫ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ СТАТИСТИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ ТРОПОСФЕРНОГО АЭРОЗОЛЯ

4.1. Оптимальная параметризация спектрального коэффициента аэрозольного ослабления. При решении различных прямых и обратных задач атмосферной оптики часто используются параметризации спектральных характеристик оптических параметров аэрозоля. Наличие соответствующих ковариационных матриц позволяет для этого использовать метод А.М. Обухова [17]. В настоящей работе для аппроксимации спектрального хода КАО в тропосфере $\epsilon(\lambda_i)$ рассматривается его разложение по собственным векторам соответствующей ковариационной спектральной матрицы, образующим эмпирический ортогональный базис:

$$\sigma(\lambda_i) = \bar{\sigma}(\lambda_i) + \sum_{p=1, n} a_p f_p(\lambda_i). \quad (1)$$

Здесь $f_p(\lambda_i)$ – собственные векторы спектральной ковариационной матрицы коэффициента ослабления сгенерированного ансамбля, a_p – соответствующие коэффициенты разложения. Эффектив-

ность такой параметризации хорошо известна и была продемонстрирована, например, в работах [14, 15] для стратосферного аэрозоля.

Кроме разложения по собственным векторам самого КАО, мы рассматриваем также разложение по аналогичной (1) формуле натурального логарифма КАО, рассчитывая соответствующие логарифмические ковариационные матрицы. Отметим, что при линейной параметризации КАО минимизируются абсолютные погрешности параметризации, при логарифмической параметризации – ее относительные погрешности.

На рис. 4 показаны спектральные зависимости относительных среднеквадратичных погрешностей (в %) аппроксимации КАО для обоих типов параметризации (линейная – слева, логарифмическая – справа) при различном числе векторов в разложении. Из рисунка видно, что при использовании линейной аппроксимации КАО с двумя собственными векторами погрешности аппроксимации велики, хотя наблюдаются минимумы погрешности в области $0.3-0.4$ мкм (до 50%) и $0.75-0.85$ мкм (до 10%). При использовании трех векторов погрешности значительно меньше и в ряде спектральных областей составляют 10–20% и менее. При использовании в разложении четырех собственных векторов погрешность аппроксимации не превышает 4% (за исключением канала 2.0 мкм, в котором она достигает 10%). При использовании в логарифмической оптимальной параметризации уже двух первых собственных векторов погрешность по всей спектральной области не превышает 5–6% (за исключением краев рассмотренного спектрального интервала). При этом также наблюдается некоторый локальный минимум погрешности в области $0.4-0.7$ мкм.

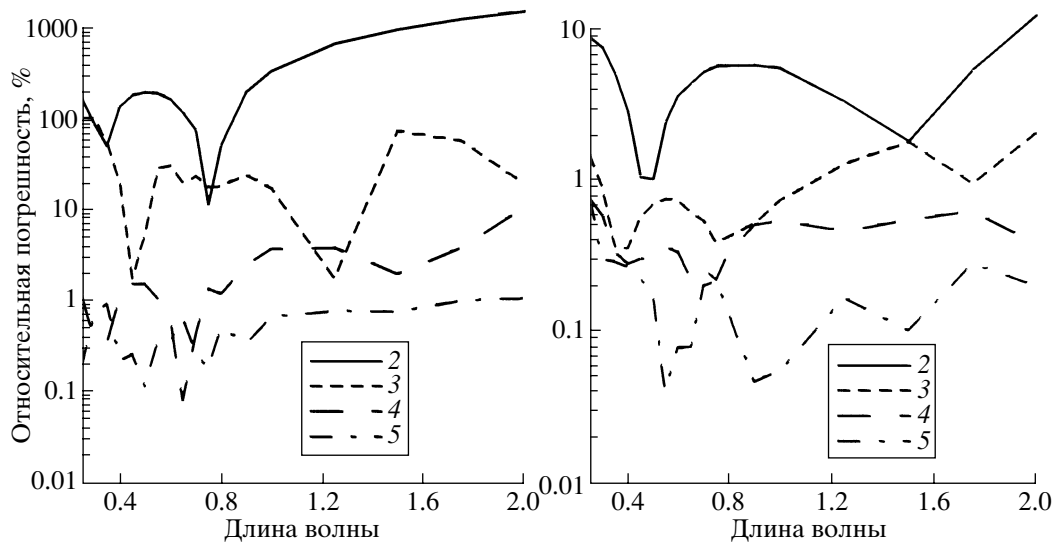


Рис. 4. Относительные (в %) погрешности линейной (слева) и логарифмической (справа) оптимальной параметризации КАО при различном числе векторов разложения (цифрами обозначено число векторов разложения).

В табл. 2 во втором столбце приведены среднеквадратичные (по спектру и ансамблю реализаций) относительные погрешности параметризации КАО для глобальной модели тропосферного аэрозоля при использовании четырех и двух векторов для линейной и логарифмической параметризации соответственно. Видно, что относительные погрешности составляют 2.1 и 4.9% для рассматриваемой линейной и логарифмической параметризации соответственно.

Для параметризации спектральной зависимости КАО в оптике тропосферного аэрозоля часто используется двухпараметрическая параметризация, основанная на распределении числа частиц по размерам в соответствии с формулой Ангстрема и имеющая вид [18]:

$$\sigma(\lambda) = \sigma_0 \lambda^{-a} \quad \text{или} \quad \ln \sigma(\lambda) = \ln \sigma_0 - a \ln \lambda. \quad (2)$$

Здесь σ_0 и a – некоторые параметры. Для сравнения приведенных оценок погрешностей оптимальной параметризации КАО в последней строке табл. 2 приведена относительная погрешность параметризации на основе формулы Ангстрема. Эта погрешность – 14.1% - существенно выше. Аналогичные погрешности аппроксимации КАО для модели пустыни приведены в третьем столбце табл. 2. При этом использовался оптимальный базис именно этой модели. Для этого случая также видны преимущества оптимальной параметризации по сравнению с формулой (2), особенно существенные для логарифмической оптимальной параметризации. Для модели пустыни погрешности всех типов параметризации меньше, что обусловлено меньшей априорной неопределенностью КАО по сравнению с глобальной моделью тропосферного аэрозоля.

Для анализа универсальности метода оптимального разложения рассмотрен случай применения рассматриваемой параметризации КАО к независимому ансамблю тропосферного аэрозоля. Для этого использовались собственные векторы матрицы КАО для глобальной модели, но без вклада аэрозолей пустыни (исключались минералосодержащие фракции), а анализировалась точность параметризации КАО для модели пустыни.

Среднеквадратичная относительная погрешность линейной оптимальной параметризации оказалась в данном случае равна 6.1%, а логарифмической – 2.7%. Сравнивая эти цифры с данными по результатам параметризации самого глобального ансамбля (2.1% – линейная, 4.9% – логарифмическая), можно увидеть, что линейная аппроксимация в отличие от логарифмической лучше описывает тот ансамбль КАО, на основе которого и построены собственные векторы ко-

Таблица 2. Точность аппроксимации спектрального хода КАО, полученная при различных методах параметризации

Метод Параметризации	Относительная погрешность параметризации, %	
	Глобальная модель	Модель пустыни
Логарифмическая оптимальная (2 параметра)	4.9	2.0
Линейная оптимальная (4 параметра)	2.1	0.02
На основе формулы Ангстрема (2 параметра)	14.1	7.3

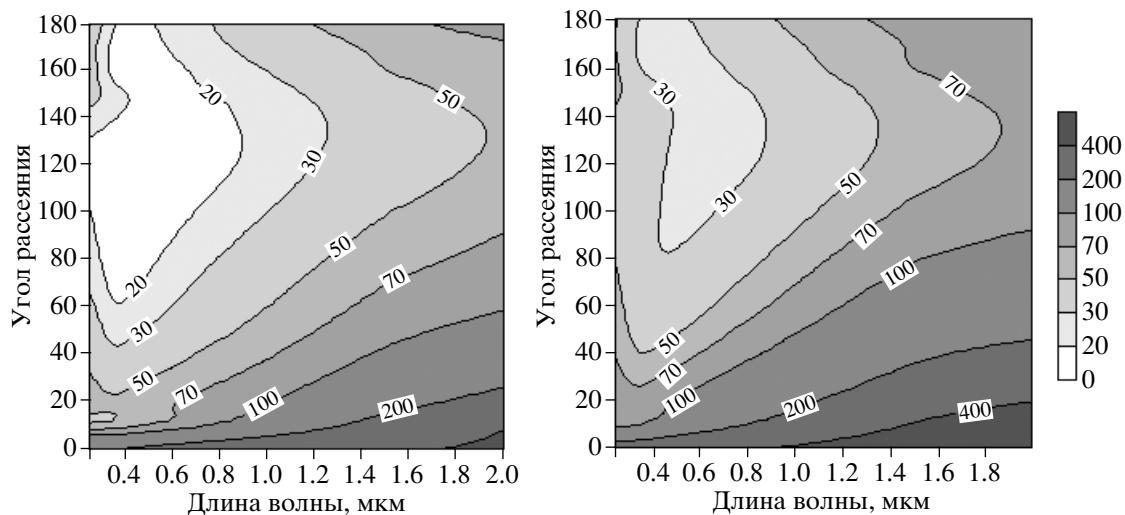


Рис. 5. Относительная погрешность восстановления коэффициента аэрозольного рассеяния в зависимости от угла рассеяния и длины волны при 10% (слева) и 50% (справа) точности задания коэффициента аэрозольного ослабления.

вариационной матрицы. Относительно низкая точность линейной аппроксимации “независимого” ансамбля пустыни может быть вызвана тем, что специфическая изменчивость КАО ансамбля пустыни ведет к появлению таких нехарактерных для глобальной модели значений КАО, для которых минимизация абсолютных погрешностей дает большие относительные погрешности. Для логарифмической параметризации ситуация противоположна. Поскольку относительная априорная изменчивость КАО практически не меняется по спектру для ансамбля пустыни и при логарифмической параметризации минимизируется как раз относительная погрешность, то логарифмическая аппроксимация в этом случае дает меньшие погрешности параметризации по сравнению с глобальным ансамблем реализаций КАО. Отметим, что и в этом рассмотренном случае “экстремальной неадекватности” используемой статистики для оптимальной параметризации последняя имеет преимущества по сравнению с погрешностью формулы Ангрстрема (7.3%).

4.2. Определение коэффициента рассеяния по измерениям коэффициента ослабления. При решении обратных задач, основанных на интерпретации измерений рассеянного солнечного излучения (например, лимбовые и надирные спутниковые методы определения характеристик газового и аэрозольного состава атмосферы [19]), в общем случае неизвестными характеристиками являются КАО, КАР и индикатриса рассеяния. При этом реальное информационное содержание спутниковых измерений спектров рассеянного солнечного излучения не позволяет определять независимо все три параметра. На практике приходится вводить различные упрощения, например, считать известной индикатрису рассеяния, пренебре-

гать поглощением и т. д. Кроссвариационные матрицы коэффициентов КАО и КАР позволяют связать эти величины с помощью регрессионной формулы:

$$x = x_a + D_{xy}(D_{yy} + I\epsilon^2)^{-1}(y - y_a). \quad (3)$$

Здесь x – КАР (или натуральный логарифм КАР) под определенным углом рассеяния, y – КАО (или натуральный логарифм КАО), D – соответствующие блоки кроссвариационной матрицы, I – единичная матрица, ϵ – погрешность измерения КАО. Индекс a соответствует среднему по ансамблю значению. На основе построенных нами статистических моделей аэрозоля мы изучили погрешности связи между КАО и КАР или, иными словами, погрешности определения КАР по измерениям КАО.

На рис. 5 приведены относительные погрешности восстановления коэффициента направленного рассеяния под различными углами при 10% (слева) и 50% (справа) точности измерения КАО для глобальной модели аэрозоля. Из рисунка видно, что при 10% точности задания КАО погрешность определения КАР, не превышающая 20%, приходится на область длин волн 0.25–0.85 мкм для углов рассеяния от 60 до 180°. Для угла рассеяния 90° точность определения КАР меньше 20% соответствует длинам волн 0.3–0.65 мкм, рассеяния назад – 0.35–0.55 мкм. Следует отметить, что эти точности получаются при использовании значений КАО в 18 спектральных каналах области 0.25–2.0 мкм. Уменьшение числа каналов измерений КАО, естественно, снижает точность определения КАР. При 50% точности задания КАО точность регрессии существенно хуже. Однако, для длин волн 0.25–1.35 мкм и углов рассея-

ния от 40 до 180° можно получать КАР с погрешностью не хуже 50%. Сравнивая эти величины с априорной неопределенностью рассматриваемого глобального ансамбля КАР (300–400%), можно видеть, что для большинства углов рассеяния, за исключением близких к нулю углов при больших длинах волн, регрессионный подход дает значительное (почти на порядок!) уменьшение априорной неопределенности КАР. В заключение анализа рис. 5 можно сделать следующий вывод. Если ограничиться спектральной измерительной областью спутникового прибора SAGE-III, измеряющего КАО в спутниковых затменных экспериментах (0.38–1.55 мкм), то для этих длин волн КАР в диапазоне углов рассеяния 90–170° (минимальные погрешности – для углов 120–150°) восстанавливаются с точностью до 50 и 70% при 10 и 50% точности измерения КАО соответственно.

Более подробный анализ точности регрессионного метода в применении к конкретной задаче обработки спутниковых данных для краткости рассмотрения проводится только для угла рассеяния 90°. Этому углу соответствуют средние погрешности восстановления КАР по известному КАО (см. рис. 5) и лимбовая геометрия спутниковых измерений рассеянного солнечного излучения. Для практических целей интерес представляет исследование характеристик точности описанного регрессионного подхода на конкретных спектральных схемах измерений – приборов SAGE-II с четырьмя аэрозольными каналами и SAGE-III с 8 аэрозольными каналами. Проанализируем потенциальную погрешность восстановления КАР из измерений КАО этими приборами. Заметим, что эти восстановленные КАР можно использовать для интерпретации рассеянного солнечного излучения лимба планеты, осуществляемого другими спутниковыми приборами, например, SCIAMACHY [20].

В табл. 3 представлены среднеквадратичные по ансамблю глобальной модели тропосферного аэрозоля относительные погрешности восстановления КАР 90° на отдельных длинах волн при измерении КАО во всех аэрозольных каналах спутниковых приборов SAGE-II и SAGE-III. Данные приведены для погрешностей измерения КАО спутниковой аппаратурой из работы [21] (третий столбец таблицы). Во втором столбце таблицы указана априорная изменчивость ансамбля реализаций КАР 90° глобальной модели. Прежде всего, отметим, что погрешности регрессионного определения КАР по затменным измерениям КАО составляют 25–57% и 18–83% для приборов SAGE-II и SAGE-III соответственно. Из таблицы также видно, что для обеих схем спутникового эксперимента относительная среднеквадратичная ошибка восстановления КАР 90° по сравнению с априорной неопределенностью меньше в 4–16 раз. При этом рост погрешности регрессии приходится на длинноволновые каналы SAGE-II и SAGE-

Таблица 3. Потенциальные погрешности определения КАР 90° спутниковыми приборами SAGE-II и SAGE-III при заданной точности измерения КАО

λ , мкм	Априорная изменчивость, %	Точность измерения КАО, %	Точность определения КАР, %
SAGE-II			
0.385	297	–	25
0.453	302	–	23
0.525	308	10	24
1.020	335	5	57
SAGE-III			
0.385	297	–	21
0.453	302	–	18
0.525	308	10	18
0.670	318	5	25
0.757	324	5	30
0.872	331	5	37
1.030	335	5	48
1.550	343	5	83

III, в особенности на крайний, отдельно отстоящий от других канал (1.02 мкм – для SAGE-II и 1.55 мкм – для SAGE-III), в котором относительная погрешность восстановления КАР 90° заметно возрастает. Этот рост объясняется как уменьшением корреляций с другими каналами, так и увеличением априорной изменчивости исходного ансамбля КАР.

Сравнивая в первую очередь точность восстановления КАР 90° в трех одинаковых каналах двух приборов, можно отметить, что точность регрессии для прибора SAGE-III выше (различие в точности двух приборов составляет 4–6%). Если добавить к этому рассмотрению близкие каналы 1.02 мкм (SAGE-II) и 1.03 мкм (SAGE-III), то здесь различие достигает уже 9%. Исходя из проведенного анализа точности множественной регрессии и сравнения спектральных схем приборов SAGE-II и SAGE-III, можно говорить об определенных преимуществах прибора SAGE-III перед SAGE-II с точки зрения определения характеристик аэрозольного рассеяния. Тем не менее, следует подчеркнуть, что оба прибора позволяют значительно (до 16 раз) уменьшить априорную неопределенность КАР 90° глобального ансамбля тропосферного аэрозоля.

4.3. Лидарное соотношение. Другое применение статистические модели аэрозоля находят в лазерном зондировании (см., например, [13]). Построенные нами статистические ансамбли реализаций КАО и КАР 180° позволяют выразить один коэффициент через другой в уравнении лазерной

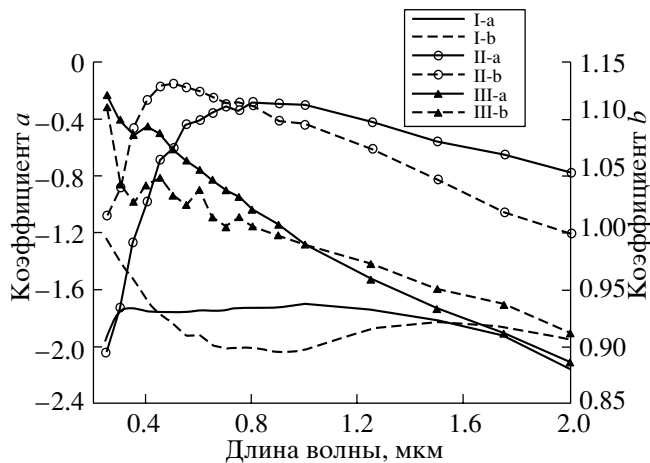


Рис. 6. Спектральный ход параметров линейной регрессии КАР 180° по КАО для различных моделей тропосферного аэрозоля (I – глобальная, II – пустыня, III – морская).

локации, что является необходимым при решении этого уравнения [22].

Воспользуемся обычно используемой простой линейной регрессией КАР 180° по КАО по формуле $x = a + by$, где a и b – параметры линейной регрессии, x и y – натуральные логарифмы КАР 180° и КАО соответственно. На рис. 6 приведены найденные по ансамблям глобальной, морской и пустынной модели (см. табл. 1) параметры аппроксимации для 18 длин волн (сетка модели OPAC) из рассматриваемого интервала 0.25–2.0 мкм. Из рисунка видно, что как абсолютные значения параметров аппроксимации, так и их спектральный ход различаются для разных моделей, что обусловлено различным спектральным ходом КАО и КАР 180° в различных моделях. Как и следовало ожидать, параметры глобальной модели наименее изменчивы. Наибольшие же отличия в спектральном поведении параметров аппроксимации наблюдаются на коротковолновом краю рассматриваемого спектрального интервала. Это говорит о том, что для повышения точности лазерного аэрозольного зондирования целесообразно использовать региональные статистические модели аэрозоля.

Поскольку не всегда имеется возможность использовать параметры аппроксимации адекватной аэрозольной модели, представляет интерес проанализировать, как влияет на точность восстановления КАР 180° использование “чужих” параметров аппроксимации. Для этого нами было произведено численное моделирование определения КАР 180° для всего ансамбля реализаций КАО и КАР из морской модели и модели пустыни по параметрам аппроксимации глобальной модели. На рис. 7 представлены погрешности линей-

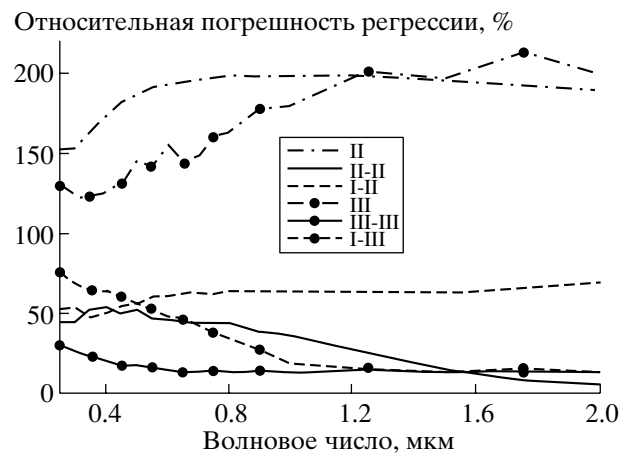


Рис. 7. Спектральный ход погрешности линейной регрессии КАР 180° по КАО для различных моделей тропосферного аэрозоля (II – пустыня-пустыня, I-II – глобальная – пустыня, III-III – морская-морская, I-III – глобальная – морская), а также априорная изменчивость моделей (II – пустыня, III – морская).

ной аппроксимации коэффициента обратного рассеяния по КАО для морского ансамбля и ансамбля пустыни. Аппроксимация проведена как по параметрам самих ансамблей, так и по параметрам глобального ансамбля тропосферного аэрозоля. На рисунке приведена также априорная неопределенность исходных ансамблей. Из рисунка видно, что погрешность определения КАР 180° по сравнению с априорной неопределенностью значительно меньше (до 10 раз). Обращает на себя внимание факт, что для морской модели “чужие” и “свои” параметры одинаково хорошо аппроксимируют КАР в длинноволновой области спектра ($\lambda > 1.0$ мкм), при этом погрешность аппроксимации не превышает 20% (априорная неопределенность – около 200%). Для модели пустыни при аналогичной априорной неопределенности наилучшая аппроксимация также приходится на эти длины волн, составляя 5–30% для “своих” параметров. Параметры глобальной модели в данном случае хуже аппроксимируют КАР пустыни, погрешности аппроксимации при этом достигают 50–60% в этой области спектра. Это объясняется спектральным ходом параметров аппроксимации соответствующих аэрозольных моделей (см. рис. 6), которые, в свою очередь, характеризуют изменчивость исходных ансамблей КАО и КАР 180° . При этом следует подчеркнуть, что даже использование “чужой” регрессии позволяет определять КАР 180° с погрешностями в несколько раз меньшими, чем априорная неопределенность КАР.

5. Основные результаты и выводы. Построены глобальная и ряд региональных статистических моделей оптических параметров тропосферного аэрозоля (высоты 0–12 км). В основу моделей положена оптическая модель тропосферного

аэрозоля ОРАС. Модель ОРАС, построенная по экспериментальным данным, учитывает 10 фракций тропосферного аэрозоля, включая воднорастворимые, нерастворимые в воде, сажевые, минералосодержащие частицы, морскую соль и т. д. На основе генерирования большого числа случайных реализаций высотно-спектральных зависимостей КАО и КАР вычислены первые и вторые моменты этих коэффициентов (средние значения, ковариационные и кроссковиариационные матрицы) для спектральной области 0.25–2.0 мкм и диапазона углов рассеяния 0–180°.

Проанализированы статистические характеристики построенного глобального ансамбля тропосферного аэрозоля, проведено сравнение статистических связей между коэффициентами ослабления, рассеяния и направленного рассеяния в моделях и независимых экспериментальных ансамблях. Полученная модельная статистика находится в хорошем согласии с локальными данными независимых измерений.

Собственные векторы ковариационной матрицы коэффициентов аэрозольного ослабления использованы для оптимальной параметризации спектрального хода КАО – разложения как самого КАО, так и его натурального логарифма по соответствующему эмпирическому ортогональному базису. Погрешности оптимальной параметризации КАО проанализированы и сопоставлены с погрешностями параметризации, основанной на формуле Ангстрема. Показано, что оптимальная параметризация имеет значительное преимущество перед параметризацией на основе формулы Ангстрема.

Рассмотрен метод определения коэффициента аэрозольного рассеяния при известном с определенной точностью коэффициенте аэрозольного ослабления, основанный на статистическом регрессионном подходе. Для случая рассеяния под углом 90° проанализированы погрешности восстановления КАР при заданных относительных ошибках измерения КАО 10% и 50%. Показано, что в зависимости от длины волны среднеквадратичная относительная погрешность определения КАР составляет 10–50% при 10% точности задания КАО и 25–95% при 50% точности задания КАО. Проанализированы погрешности численного моделирования восстановления КАР 90° по измерениям КАО в спутниковых экспериментах SAGE-II и SAGE-III. Показано преимущество спектральной схемы измерительного прибора SAGE-III для определения характеристик аэрозольного рассеяния регрессионным методом. Погрешности регрессии по данным прибора SAGE-III составляют 18–80%. Учитывая сильную априорную изменчивость КАР в тропосфере (более 300%), результаты, полученные предложенным методом, позволяют рассчитывать на существенное уточ-

нение параметров аэрозольного рассеяния при измерении КАО в тропосфере со спутников и целесообразность их использования при интерпретации других спутниковых экспериментов.

Рассмотрена возможность использования построенного ансамбля в лидарном зондировании атмосферы. Найденны параметры линейной аппроксимации натурального логарифма КАР 180° по логарифму КАО для трех моделей атмосферы (глобальной, морской и пустынной) и большого числа длин волн, которые могут быть использованы при решении уравнения лазерной локации. На основе численного моделирования проанализированы относительные среднеквадратичные погрешности регрессионного определения КАР 180°. Показано, что линейная аппроксимация натурального логарифма КАР 180° по известному КАО в области длин волн 0.25–2.0 мкм позволяет определять коэффициент обратного рассеяния с погрешностями 5–70%, снижая априорную неопределенность в 2–20 раз.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке в рамках выполнения грантов РФФИ (№№2-05-64711, 03-05-64626) и гранта NAG8-11248 NASA-Goddard Space Flight Center.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Розенберг Г.В. Сумерки. М.: Физматгиз, 1963. 380 с.
2. Малкевич М.С. Оптические исследования атмосферы со спутников. М.: Наука, 1973. 303с.
3. Горчаков Г.И., Исаков А.А., Георгиевский Ю.С. Корреляционные связи между коэффициентом ослабления и коэффициентом направленного светорассеяния в области малых углов // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1976. Т. 12. № 5. С. 514–522.
4. Горчаков Г.И., М.А. Свириденков. Статистический анализ матриц рассеяния света. // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1976. Т. 12. № 9. С. 953–962.
5. Горчаков Г.И., Исаков А.А., Свириденков М.А. Статистические связи между коэффициентом рассеяния и коэффициентом направленного светорассеяния в области углов 0.5–165° // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1976. Т. 12. № 12. С. 1261–1268.
6. Горчаков Г.И. Статистические и микрофизические модели оптических характеристик атмосферного аэрозоля // Оптика атмосферы и аэрозоль / Ред. Фейгельсона. М: Наука, 1984. С. 93–103.
7. Russel P.B., Swissler T.J., McCormick M.P. et al. Satellite and correlative measurements of the stratospheric aerosol. I. An optical model for data conversion // J. Atmos. Sci. V. 38. 1981. P. 1279–1294.
8. Бирюлина М.С., Розанов В.В. Параметризация функций распределения аэрозоля по размерам для прямых и обратных задач зондирования атмосферы

- ры // Оптика атмосферы, Т. 3. № 10, 1990. С. 1087–1095.
9. Поляков А.В., Васильев А.В., Тимофеев Ю.М. Параметризация спектральной зависимости аэрозольного ослабления в задачах затменного зондирования атмосферы из космоса // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2001. Т. 37. № 5. С. 646–657.
 10. Timmreck. Three-dimensional simulation of stratospheric background aerosol: First results of multiannual general circulation model simulation // J. Geophys. Res. 2001. V. 106. № D22. P. 28313–28332
 11. Grainger R.G. et al. Stratospheric aerosol effective radius, surface area and volume estimated from infrared measurements // J. Geophys. Res. 1995. V. 100. № D8. P. 16507–16518.
 12. Yue G. K. A new approach to retrieval of aerosol size distributions and integral properties from SAGE-II aerosol extinction spectra // J. Geophys. Res. 1999. V. 104. № D22. P. 27491–27506.
 13. Gobbi P.G. Lidar estimation of stratospheric aerosol properties: Surface, volume and extinction to backscatter ratio // J. Geophys. Res. 1995. V. 100. № D6. P. 11219–11235.
 14. Поляков А.В., Тимофеев Ю.М. Предельные точности восстановления вертикальных профилей атмосферных параметров (спутниковый метод прозрачности). 1. содержания озон и двуокиси азота // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2003. Т. 39. № 2. С. 254–261.
 15. Поляков А.В., Тимофеев Ю.М. Предельные точности восстановления вертикальных профилей атмосферных параметров (спутниковый метод прозрачности). 2. Спектральный коэффициент аэрозольного ослабления. // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2003. Т. 39. № 2. С. 262–268.
 16. Hess M., Koepke P., Schult I. Optical properties of aerosol and clouds: The software package OPAC // Bull. American Meteor. Soc. 1998. V. 79. № 5. P. 831–844.
 17. Обухов А.М. О статистически ортогональных разложениях эмпирических функций. Изв. АН СССР. Серия геофизич. 1960. № 3. С. 432–439.
 18. Lenoble J., Pruvost P. Inference of the aerosol Angstrom coefficient from SAGE short-wavelength data // J. Climate and Appl. Meteor. 1983. V. 22. № 10. P. 1717–1725.
 19. Тимофеев Ю.М. Спутниковые методы исследований газового состава атмосферы // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1989. Т. 25. № 5. С. 451–472.
 20. Bovensmann H., Burrows J.P., Buchwitz M. et al. SCIAMACHY Mission objectives and measurements modes // J. Atm. Sci. 1999. V. 56. № 2. P. 127–150.
 21. Yue G.K. Retrieval of aerosol size distributions and integral properties from simulated extinction measurements at SAGE-III wavelengths by the linear minimizing error method // J. Geophys. Res. 2000. V. 105. № D11. P. 14719–14736.
 22. Межерис Р. Лазерное дистанционное зондирование. М.: Мир, 1987. 550 с. Подписи к рисункам к статье Виролайнен Я.А., Полякова А.В., Тимофеева Ю.М. “Статистические модели тропосферного аэрозоля”.