

ГЛАВНОЕ УПРАВЛЕНИЕ
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ СЛУЖБЫ
ПРИ СОВЕТЕ МИНИСТРОВ СССР

ТРУДЫ
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ГЛАВНОЙ ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ ОБСЕРВАТОРИИ
ИМ. А. И. ВОЕЙКОВА

Выпуск

381

ПИГАП — КЛИМАТ
Климат и аэрозоль

Под редакцией
проф. Е. П. БОРИСЕНКОВА
и чл.-корр. АН СССР К. Я. КОНДРАТЬЕВА

290935

Гидрометеорологический институт
БИБЛИОТЕКА
Л-д 195186 Малоохтинский пр., 98



ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ ЛЕНИНГРАД 1976

Содержится обзор исследований, относящихся к различным аспектам влияния аэрозоля на климат. Обсуждаются данные по лучистому притоку тепла, обусловленному аэрозольной и газовыми компонентами атмосферы, подробно характеризуется полученная за последние годы информация о планетарном аэрозоле и его влиянии на прозрачность атмосферы, рассматриваются результаты теоретических расчетов и экспериментальных исследований влияния аэрозоля на перенос излучения в тропосфере и стратосфере и связанные с этим возможные климатические эффекты. Излагаются предварительные результаты исследований сахарского аэрозольного слоя и обусловленных им радиационных эффектов по данным наблюдений, выполненных в рамках радиационной подпрограммы АТЭП.

Рассчитан на специалистов в области физики атмосферы, физической и динамической климатологии.

This collection of papers is dedicated to the «climate and aerosol» problem and is arranged under two sections. Section 1 contains the review of studies of different aspects of the aerosol impact on climate. Here are discussed in detail the available data on radiative heat flux divergence due to aerosol and gaseous atmospheric components.

The recently obtained information on the planetary aerosol and its effect on atmospheric transparency is characterized in detail. The results of theoretical and experimental investigations of the aerosol effect on radiation transfer through the troposphere and stratosphere are considered and possible respective climatic effects are discussed. Section 2 contains preliminary results of investigations of SAL and the respective radiative effects from the observational data obtained within the GATE Radiation Subprogram.

This collection of papers is meant for the specialists in atmospheric physics, and physical and dynamical climatology.

КЛИМАТ И АЭРОЗОЛЬ

1. ВВЕДЕНИЕ

Если отвлечься от долгопериодных внутренних флуктуаций системы «атмосфера—океан—континенты—криосфера», то из многочисленных возможных факторов, определяющих современные изменения климата, остаются три: 1) вариации солнечной постоянной, 2) трансформация свойств подстилающей поверхности, 3) изменения газового и аэрозольного состава атмосферы. Что касается солнечной постоянной, то, хотя аэростатные измерения обнаружили очень большие ее вариации, достигающие 2,5% [1, 2, 3, 178, 219], эти данные требуют проверки на основе длительных спутниковых измерений. Следует считать, что пока существенных долгопериодных вариаций солнечной постоянной обнаружено не было. Наблюдаются отчетливые корреляционные связи между солнечной активностью и климатом [4, 5, 55, 164, 257]. Эта проблема содержит, однако, много неясных аспектов: все еще не было предложено убедительных физических механизмов, объясняющих влияние солнечной активности на климат.

Трансформация свойств подстилающей поверхности может иметь существенное значение лишь с точки зрения микроклимата или короткопериодических аномалий климата отдельных регионов. Это относится, например, к влиянию нефтяных загрязнений арктических морей [52, 73] и повышению альбедо подстилающей поверхности, обусловленного вытптыванием пастбищ скотом [228, 229].

Таким образом, в центре проблемы интерпретации современных изменений климата оказывается вопрос о влиянии на климат вариаций состава атмосферы. Физическое содержание этого вопроса сводится к проблеме влияния вариаций состава на лучистый приток тепла, в которой главное место занимают задачи, связанные с изучением облачности, аэрозоля и оптически активных газовых компонент атмосферы. Мы сконцентрируем в дальнейшем внимание на обсуждении результатов исследований атмосферного аэрозоля и его влияния на перенос излучения, учитывая, что по ряду причин этот круг вопросов стал особенно актуальным.

2. ЛУЧИСТЫЙ ПРИТОК ТЕПЛА

Нет нужды воспроизводить здесь известные результаты, касающиеся проблемы лучистого притока тепла [177, 179]. Как известно, основными параметрами, определяющими перенос излучения, являются следующие (примерно в порядке их важности): 1) распределение облачности, 2, 3, 4) вертикальные профили температуры, водяного пара и озона, 5) аэрозоль, 6) спектральные свойства подстилающей поверхности, 7) концентрация углекислого газа, 8) высота или давление на уровне нижней границы рассматриваемой толщи атмосферы, 9) другие малые газовые компоненты. В ряде случаев оказывается существенным учет взаимодействия этих факторов.

Вопрос о выборе адекватной схемы параметризации лучистого притока тепла при численном моделировании общей циркуляции атмосферы или климата решается с учетом необходимой точности такого рода схемы и, следовательно, возможности упрощений. С этой точки зрения возможна воспроизведенная в табл. 1 классификация расчетных методик [255]. «Климатология» означает здесь

Таблица 1

Методики расчета переноса излучения (в порядке возрастающей сложности и уменьшающейся скорости вычислений)

Коротковолновая радиация		Длинноволновая радиация	Примечания
рассеяние	поглощение		
Климатология	Климатология	Климатология	Без обратных связей
		Ньютоновское выхолаживание	Обратная связь с температурой
Эмпирические связи, основанные на данных наблюдений или расчетов	Эмпирические связи, основанные на данных наблюдений	Различные эмпирические соотношения	Обратная связь с температурой
	Интегральное поглощение каждым газом, учитываемое отдельно	Излучательная способность (по аналогии с радиационными номограммами)	Может быть существенным целый ряд обратных связей
Приближение средней длины свободного пробега фотонов	Как и в случае длинноволновой радиации	Спектральные расчеты для многих интервалов. Приближение Куртиса—Годсона. Модели полос	
Метод удвоения с интегрированием по частоте и др.	Расчеты «линия за линией»	Расчеты «линия за линией»	Большая трудоемкость вычислений

использование климатических средних величин, а пропуски — отсутствие учета соответствующих величин. Практически все варианты методик, упомянутых в табл. 1, были использованы при численном моделировании общей циркуляции (даже и прямые расчеты «линия за линией»). Обратимся теперь к обсуждению некоторых новых результатов, имеющих отношение к проблеме современных изменений климата и связанных с определением лучистого притока тепла.

3. МОЛЕКУЛЯРНОЕ ПОГЛОЩЕНИЕ

Поскольку проблема молекулярного поглощения в атмосфере детально обсуждена в ряде монографий [6, 34, 179], достаточно ограничиться здесь комментариями по поводу ряда работ, представляющих интерес с точки зрения теории климата. В этой связи большой интерес представляют расчеты вариаций лучистого притока тепла, обусловленных изменением концентрации углекислого газа. Такого рода расчеты радиационных изменений температуры, обусловленных поглощением солнечной радиации в полосах углекислого газа 1,4; 1,6; 2,0; 2,7; 4,3; 4,8 и 5,2 мкм (с учетом вклада поглощения водяным паром и кислородом) и лучистым теплообменом в 15-мкм полосе при относительных объемных концентрациях углекислого газа, равных 320, 600 и 1000 ppm, сделаны для северного полушария в январе (с шагом по широте, равным 10°) и в диапазоне высот от уровня земной поверхности до 10 мбар [226].

Как правило, основной вклад в радиационные изменения температуры вносит лучистый теплообмен в 15-мкм полосе (исключение составляют верхняя тропосфера и нижняя стратосфера). Анализ меридиональных разрезов разности суммарного радиационного изменения температуры и его компонент при концентрациях 1000 и 320 ppm показал, что при увеличении концентраций углекислого газа имеет место уменьшение суммарного выхолаживания в тропосфере низких широт (за счет эффекта 15-мкм полосы). Это уменьшение мало, однако, по сравнению с влиянием других неадиабатических факторов. Вблизи тропопаузы изменений суммарного радиационного притока тепла и его компонент практически не происходит, а в стратосфере (выше уровня 30 мбар) наблюдается увеличение радиационного выхолаживания с ростом содержания углекислого газа.

Оценка влияния вариаций лучистого притока тепла на тепловой режим может быть сделана лишь на основе численного моделирования общей циркуляции атмосферы. Можно, однако, качественно оценить изменения зональной доступной потенциальной энергии, имея в виду, что ее генерация происходит в тех случаях, когда области тепла прогреваются, а в зонах холода имеет место охлаждение. В этой связи отчетливо проявляется тот факт, что лучистый приток тепла за счет углекислого газа в нижней и средней тропосфере (определяемый влиянием 15-мкм полосы) ведет к уменьшению доступной потенциальной энергии, поскольку способ-

ствуем росту выхолаживания в тропической тропосфере и уменьшению выхолаживания в высоких широтах.

Увеличение концентрации углекислого газа должно вести к ослаблению «разрушения» доступной потенциальной энергии, но эффект этот мал по сравнению с влиянием других неадиабатических факторов. Более существенной может быть роль увеличения концентрации углекислого газа в стратосфере, сопровождающегося ростом радиационного выхолаживания. Количественные оценки возможных климатических последствий затруднены отсутствием надежных прогнозов увеличения содержания углекислого газа в атмосфере. Однако рассмотренные выше данные могут оказаться весьма полезными для изучения факторов изменений климата.

Необходимость совершенствования методик расчета молекулярного поглощения вызвала большой интерес к выяснению возможного вклада димеров водяного пара [8]. В связи с этим Кокс [84] обратил внимание на то, что со времени первых измерений вертикальных профилей потоков длинноволновой радиации при помощи актинометрических радиозондов (1958 г.) было обнаружено расхождение измеренных величин длинноволнового лучистого притока тепла с расчетными даже при безоблачном небе. Как правило, измеренные величины оказывались больше расчетных в нижней тропосфере. Были предложены различного рода объяснения причин расхождений, предполагавшие возможное влияние аэрозоля, горизонтального градиента температуры, перистых облаков в слое 1000—300 мбар. Позднее обнаружилось, что расхождения можно почти полностью устранить, если использовать в расчетах параметры: функции поглощения в окне прозрачности, приводящие к повышенному поглощению. Оказалось, что «дополнительная» составляющая коэффициента непрерывного поглощения в интервале волновых чисел 480—910 см⁻¹ растет с увеличением упругости водяного пара и, в противоречии с более ранними результатами, обладает отрицательной температурной зависимостью (2% на 1°C в диапазоне 21—45°C). Эти факты привели к предположению, что дополнительное поглощение обусловлено димером водяного пара.

Вычисления потоков и притоков тепла для всего инфракрасного спектра (100—2500 см⁻¹), окна прозрачности (660—1220 см⁻¹) и вращательной полосы водяного пара (100—660 см⁻¹) с учетом и без учета дополнительного (димерного) поглощения позволили оценить влияние последнего на лучистый приток тепла [84]. Оказалось, что для типичных вертикальных профилей температуры и влажности умеренных широт учет предполагаемого димерного поглощения лишь незначительно (на 3%) изменяет лучистый приток тепла в слое от подстилающей поверхности до уровня 150 мбар. Однако увеличение радиационного выхолаживания всей толщи тропосферы в тропиках достигает 31%. Это происходит главным образом за счет роста радиационного выхолаживания, обусловленного континуальным поглощением, которое оказалось примерно в два раза более высоким, чем это получалось по данным более ранних расчетов для аналогичных условий. Следствием этого эффекта

является также появление сильного максимума радиационного выхолаживания вблизи поверхности.

В условиях реального диапазона изменений влажности в тропической атмосфере континуальное поглощение может вызвать не только увеличение радиационного выхолаживания, но также оказывать стабилизирующее или дестабилизирующее влияние на нижнюю тропосферу. Это влияние зависит от непрозрачности континуума и, следовательно, главным образом от содержания водяного пара. Считалось поэтому, что переход от стабилизирующего к дестабилизирующему влиянию происходит при наличии облаков или скачкообразного изменения профиля влажности. Такой же результат можно получить, однако, изменяя лишь общее содержание водяного пара и сохраняя неизменным относительный профиль его концентрации. Обнаружилось существенное влияние температурной зависимости поглощения на лучистый приток тепла (эта зависимость учитывалась через температурную изменчивость концентрации димера). В связи с этим Кокс подчеркнул необходимость исследования температурной зависимости димерной компоненты коэффициента поглощения, по крайней мере до температуры -20°C . Отрицательная температурная зависимость поглощения способствует уменьшению стабилизирующей роли длинноволнового лучистого притока тепла в нижних слоях атмосферы.

Имеющиеся сведения о зависимости поглощения солнечной радиации от содержания водяного пара основаны на использовании данных лабораторных измерений и до сих пор не проверены путем сопоставления с результатами прямых измерений в свободной атмосфере. Для такого рода сопоставления могут быть использованы данные аэростатных или самолетных измерений потоков коротковолновой радиации в безоблачной атмосфере, поскольку дивергенция потока эквивалентна солнечной радиации, поглощенной соответствующим слоем.

В работе [232] с этой целью обработаны данные самолетных измерений (семь полетов), осуществленных над океаном поблизости от северного побережья Нового Южного Уэльса (Австралия) в ноябре—декабре 1971 г. на высотах от 30 м до 3,7 км. Одновременно регистрировались атмосферное давление и влажность. Влагосодержание в толще атмосферы выше потолка зондирования определялось по данным измерений углового распределения интенсивности противозлучения атмосферы на длине волны 11 мкм (точность этой методики составляет около 0,03 см осажденной воды).

Использование специальной методики приведения результатов измерений баланса коротковолновой радиации к зенитному углу Солнца, равному нулю, позволило построить зависимость приведенного баланса от содержания водяного пара (как вертикальной координаты), которая оказалась хорошо соответствующей функции поглощения для интегральной прямой солнечной радиации, предложенной Г. Яамото. Наблюдения в условиях сильной дымки обнаружили увеличение поглощения коротковолновой радиации всей толщей атмосферы на 5%. Анализ данных измерений показал, что

поглощение коротковолновой радиации водяным паром практически эквивалентно поглощению прямой солнечной радиации.

Возросший за последние годы интерес к выявлению возможного влияния изменений состава стратосферы на климат определил актуальную потребность исследований содержания в стратосфере малых оптически активных газовых компонент [77, 113, 134, 220]. К обсуждению этого круга вопросов мы обратимся далее.

4. АТМОСФЕРНЫЙ АЭРОЗОЛЬ

Проблема атмосферного аэрозоля имеет особое значение для исследований факторов, определяющих современные изменения климата. Обратимся поэтому сначала к краткой характеристике современных данных об аэрозоле, включающих как результаты прямых измерений в свободной атмосфере, так и данные о прозрачности атмосферы, которые служат индикатором изменчивости содержания атмосферного аэрозоля со временем. Отметим при этом, что за последние годы появился целый ряд обобщающих работ по атмосферному аэрозолю [9, 10, 77, 137, 209].

4.1. Вертикальные профили концентрации аэрозоля

Успешная разработка и широкое применение аэрозольного радиозонда группой сотрудников университета штата Вайоминг позволили получить наиболее обширный массив данных по вертикальным профилям аэрозоля в тропосфере и стратосфере [148—155]. Богатый материал о вертикальных профилях концентрации, микроструктуре и химическом составе аэрозоля принесли исследования по программам КЭНЭКС [11], ASTRA [145—147] и многие другие работы (например, [70, 91, 125, 267, 280]).

Сотрудники университета штата Вайоминг осуществили программу аэростатных зондирований атмосферы с целью определения вертикальных профилей концентрации аэрозоля, озона и водяного пара в различных точках земного шара от полярной станции на ледяном острове в Арктике (85° с. ш.) до Южного полюса. Функционирование аппаратуры для измерений водяного пара и озона оказалось не вполне надежным, но аэрозольная аппаратура нефелометрического типа работала вполне успешно и позволила получить новые интересные данные об атмосферном аэрозоле.

Основу аэрозольного радиозонда (АР) составляет двухканальный фотоэлектрический счетчик частиц, который позволяет измерить концентрацию частиц двух фракций радиусом более 0,3 мкм и более 0,5 мкм путем забора воздуха при помощи насоса со скоростью 0,75 м/мин. Для устранения загрязнения от оболочки радиозонда счетчик подвешен на расстоянии 90 м от оболочки. Измерения производились при подъеме и парашютном спуске АР. При наблюдаемой в настоящее время малой концентрации аэрозоля в стратосфере (около 1 частицы в см³ с диаметром больше 0,3 мкм) скорость счета частиц в стратосфере составляла 10 импульсов в секунду.

ду. Аэрозольный радиозонд, вес которого составляет 9 кг, поднимается до высоты около 27 км со скоростью 0,3 км/мин (спуск происходит со скоростью 0,5 км/мин).

Определение концентрации аэрозоля в каждой точке производится путем осреднения данных регистрации 500 отдельных частиц. Вертикальный профиль суммарной концентрации частиц радиуса больше 0,3 мкм может быть построен по 100 точкам с разрешением по высоте около 250 м. Ошибка измерений концентрации составляет около $\pm 5\%$. В некоторых случаях осуществлялся совместный запуск АР с импактором, что дало возможность определить химический состав частиц, которые в нижней стратосфере представляли собой преимущественно капли серной кислоты. Поэтому при калибровке АР принимался показатель преломления непоглощающих частиц, равный 1,40.

Главной целью аэрозольных исследований было выяснение следующих вопросов: 1) каков источник фонового стратосферного аэрозоля (образуется ли он за счет реакций между газами или путем коагуляции более мелких частиц, какие изменения могут быть в этой связи внесены в результате появления продуктов выхлопа сверхзвуковых самолетов); 2) какова изменчивость глобального распределения аэрозоля.

Полученные результаты указывают на большую изменчивость содержания аэрозоля в тропосфере и нижней стратосфере, но весьма высокую стабильность на высотах более 20 км. Последнее свидетельствует о существовании интенсивного «естественного стратосферного фона» аэрозоля (существование фонового аэрозоля характерно и для тропосферы [238]). Основной вклад в изменчивость общего содержания аэрозоля в стратосфере вносит слой, расположенный между местной тропопаузой и уровнем 15 км, и это определяет наличие четкой корреляции между высотой тропопаузы и общим содержанием аэрозоля в стратосфере (зона изменчивости содержания аэрозоля почти исчезает летом и достигает максимума зимой).

Анализ данных измерений показал [156, 157], что определяемая по двум фракциям микроструктура аэрозоля почти не изменяется в глобальной стратосфере: отношение концентрации частиц двух фракций (с диаметром более 0,3 мкм и более 0,5 мкм) составляет 4—5. Максимум суммарной концентрации обычно располагается на высотах 22—26 км в экваториальном поясе, снижаясь параллельно тропопаузе до 17—18 км в полярных районах (рис. 1). В слое максимума отношение смеси для аэрозоля составляет 8—10 частиц на мг воздуха, что эквивалентно отношению смеси по массе, равному примерно $1,3 \cdot 10^{-9}$. На уровне тропопаузы отношение смеси может, в зависимости от времени года, уменьшаться до 10 раз. Максимум концентрации частиц расположен на 4 км ниже максимума отношения смеси, причем максимальная концентрация варьирует в пределах $0,5—1,5 \text{ см}^{-3}$.

Хотя долгопериодные изменения содержания аэрозоля малы, на высотах менее 20 км все же наблюдается заметный годовой ход

с максимумом зимой, минимумом летом при амплитуде около 10^6 частиц/см² для всей толщи стратосферы. Для всей глобальной стратосферы продукция аэрозоля за год равна $6,5 \cdot 10^5$ т. Если предположить, что аэрозоль представляет собой капли 75%-ного водного раствора серной кислоты и что последняя возникает за счет окисления сернистого газа, то для этого требуется $3,2 \cdot 10^5$ т сернистого газа в год. Принимая средний за год стратосферно-тропосферный обмен массы равным 75%, можно рассчитать, что в таком случае отношение смеси сернистого газа на уровне тропопазы должно составлять $0,4 \cdot 10^{-6}$.

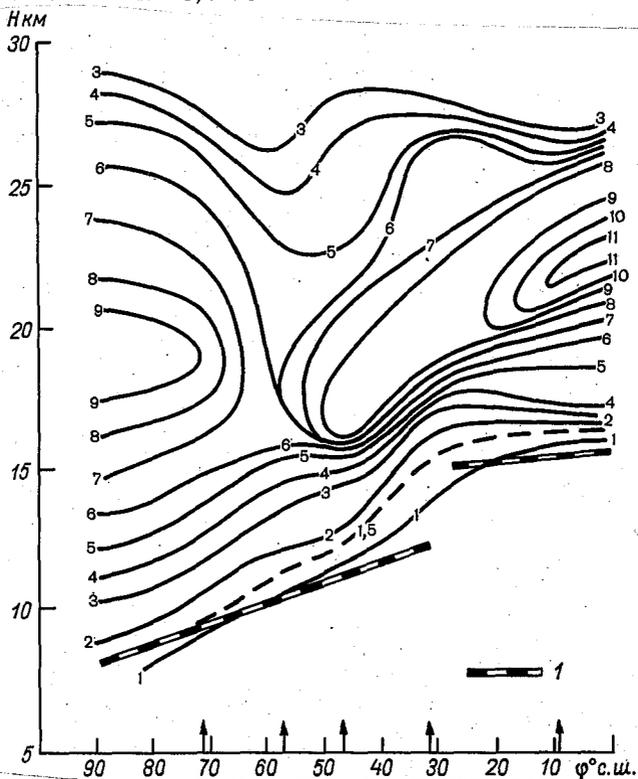


Рис. 1. Широтная изменчивость отношения смеси (част./мг) для частиц аэрозоля диаметром более 0,3 мкм по данным измерений на пяти станциях северного полушария в октябре 1972 г.

1 — положение тропопазы.

Детальный анализ данных наблюдений пространственно-временных вариаций глобального поля концентрации стратосферного аэрозоля по результатам зондирований на 10 станциях (как правило, один раз в два месяца), расположенных в диапазоне широт от 85° с. ш. до 90° ю. ш., показал, в частности, что, кроме слоя Юнге, наблюдаются тонкие слои аэрозоля большой горизонтальной про-

тяженности, которые связаны либо с переносом воздуха через разрывы в тропопause умеренных широт, либо с вулканической активностью.

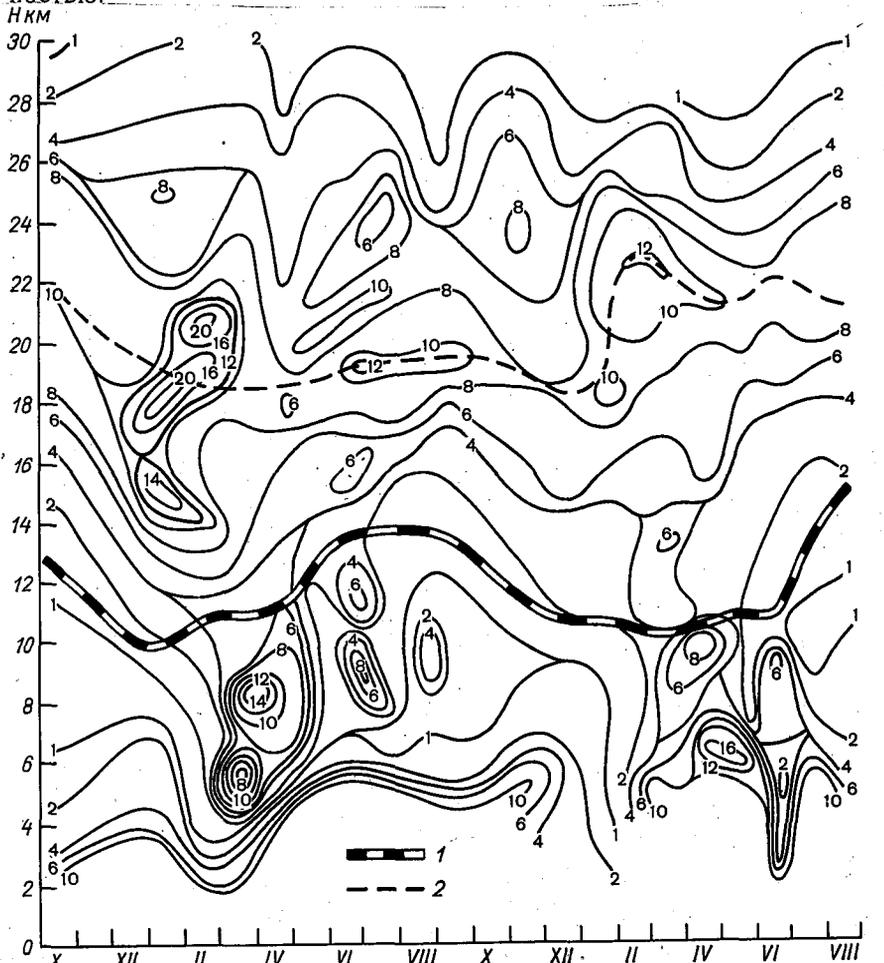


Рис. 2. Годовой ход отношения смеси (част./мг) для частиц аэрозоля по данным измерений в Ларами, штат Вайоминг (41° с. ш.).
1 — положение тропопause, 2 — положение слоя Юнге.

К числу наиболее существенных особенностей глобального распределения стратосферного аэрозоля принадлежат: годовой ход, активнее всего проявляющийся в умеренных широтах северного полушария (рис. 2); и подобие вертикальных профилей концентрации аэрозоля в районах Северного и Южного полюсов (даже в разное время года). Обращает на себя внимание также отчетливая обратная корреляция между общим содержанием аэрозоля в стратосфере и высотой тропопause, что связано, по-видимому, с тем, что основной зоной изменчивости аэрозоля является нижняя страто-

сфера. Практическое отсутствие вариаций содержания аэрозоля в слое выше 20 км указывает на то, что продолжительность существования аэрозоля, заброшенного на эти высоты вулканическими извержениями или иным способом, должна быть очень большой, тогда как ниже 20 км она гораздо короче и в среднем за год составляет около шести месяцев.

Стабильность высотного аэрозоля является, по-видимому, глобальной. Так, например, вертикальные профили концентрации аэрозоля, полученные в Арктике с интервалом в один год (рис. 3), не обнаруживают изменений на высотах более 15 км, но указыва-

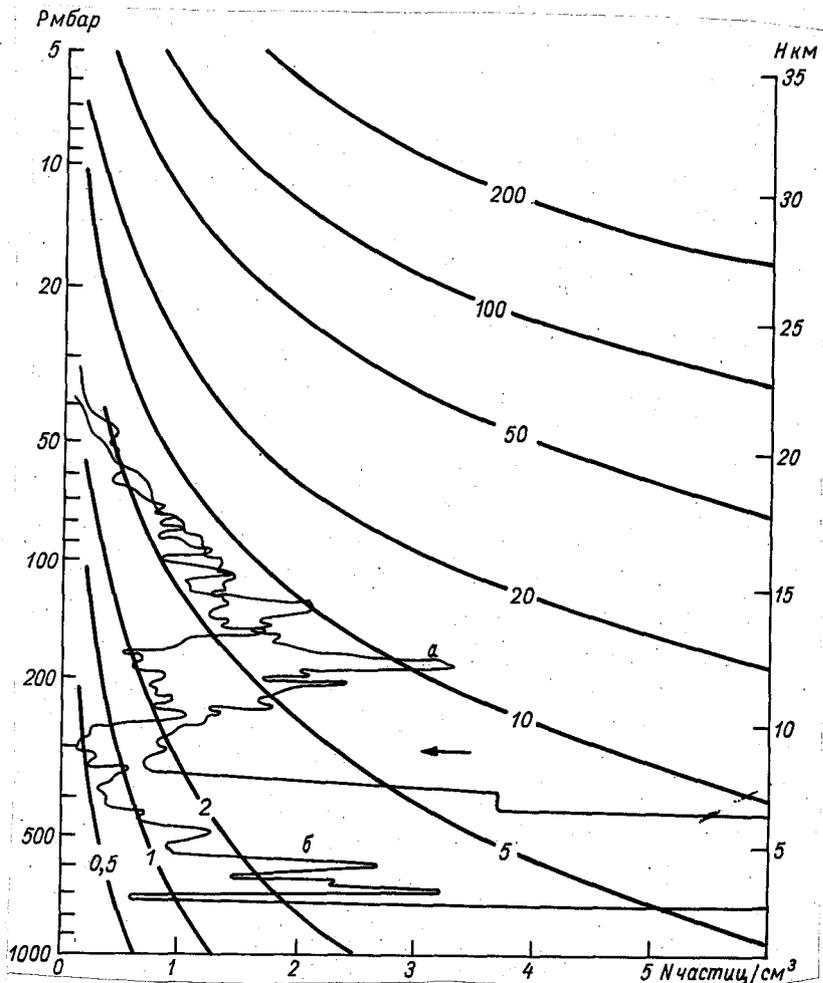


Рис. 3. Вертикальный профиль концентрации частиц аэрозоля, имеющих диаметр более 0,3 мкм, по данным измерений на арктической станции Т-3 3 декабря 1971 г. (а) и 6 декабря 1972 г. (б).

Стрелка указывает положение тропопаузы в 1971 г. Кривые представляют собой изолинии отношения смеси (част./мг).

ют на уменьшение содержания аэрозоля в более низких слоях, аналогичное наблюдавшемуся в Ларами (штат Вайоминг). Размер частиц в тропосфере оказался при этом меньшим, чем в стратосфере.

По данным измерений на Южном полюсе с интервалом в один год практически не наблюдалось изменений концентрации аэрозоля на всех высотах, что побуждает предположить, что эти данные можно рассматривать как типичную характеристику фонового аэрозоля (требует, однако, дополнительного изучения вопрос о возможном годовом ходе). Попытка проанализировать особенности глобального распределения аэрозоля по данным нескольких станций в северном полушарии привела к предварительному выводу о наличии четко выраженного минимума аэрозольного отношения смеси в слое 15—22 км в умеренных широтах, который может быть обусловлен наличием «стока» аэрозоля на уровне «тропопаузыной ловушки». Поле концентрации аэрозоля подобно полю концентрации радиоактивных компонент. Исследования стратосферного аэрозоля, предпринятые в США в рамках Программы оценки воздействий на климат, показали, что для немногочисленных данных относительно частиц радиусом меньше 0,1 мкм — ядер конденсации (частиц Айткена) — характерно прежде всего существенное расхождение результатов прямых измерений (счетчики ядер) и косвенных методик [154]. Несомненно, однако, что ядра конденсации могут присутствовать в больших количествах: концентрация их в стратосфере варьирует, по-видимому, от 10 до 100 частиц на см³. Данные о химическом составе ядер конденсации пока неопределенны.

Наиболее характерной особенностью вертикального профиля концентрации аэрозольных частиц с радиусами от 0,1 до 1 мкм является существование «сульфатного слоя», обычно располагающегося на высотах от 10 до 25 км (как правило, над тропопаузой). Наиболее полные данные об особенностях вертикального профиля получены путем аэростатных и лидарных зондирований. В последнем случае интерпретация данных сильно осложняется, однако, необходимостью располагать надежными сведениями о плотности воздуха для исключения доминирующей релеевской компоненты рассеяния. При типичной концентрации аэрозоля в стратосфере порядка одной частицы в см³ аэрозольное рассеяние назад составляет лишь около 10% релеевского рассеяния. Поэтому лидарные данные удобнее всего использовать для слежения за изменчивостью содержания аэрозоля.

Убедительной иллюстрацией эффективности использования лидарного зондирования для слежения за динамикой стратосферного аэрозоля, продолжающего традиции прожекторного зондирования [12, 106], являются наблюдения, выполненные группой сотрудников Стэнфордского института [259], а также многие другие исследования [13, 14, 15, 34, 90, 116, 118, 123, 142, 252, 260, 263].

В течение 18-месячного периода, с октября 1972 г. по март 1974 г., когда влияние вулканических извержений на стратосферный аэрозоль было минимальным, сотрудники Стэнфордского научно-исследовательского института (Менло Парк, Калифорния)

осуществили серию из 30 ночных зондирований стратосферного аэрозоля при помощи наземного лидара с лазером на рубине [263]. Методика обработки данных измерений основана на исключении из зарегистрированного сигнала той его компоненты, которая обусловлена молекулярным рассеянием. Расчет молекулярной компоненты обратного рассеяния производился по данным о плотности воздуха, определенной из местных аэрологических зондирований с использованием заданной модели пропускания сигнала.

Невозможность учета ослабления приземной дымкой и перистыми облаками обусловила определение вертикального профиля молекулярной компоненты рассеяния лишь с точностью до постоянного калибровочного множителя, который определялся по данным о коэффициенте обратного рассеяния при таких условиях, когда вкладом аэрозольного рассеяния можно было пренебречь. В этом случае $R(z) = 1 + f_p(z)/f_m(z) \approx 1$ (здесь f_p и f_m — коэффициенты аэрозольного и молекулярного обратного рассеяния). Определение $f_m(z)$ позволяет найти вертикальный профиль $f_p(z) = f_m(z) \cdot [R(z) - 1]$. Сопоставление с данными прямых измерений концентрации частиц аэрозоля показало, что обычно f_p пропорционально концентрации частиц радиуса $\geq 0,15$ мкм в широком диапазоне высот 10—28 км.

Анализ данных измерений обнаружил присутствие квазиперманентного слоя вблизи уровня 20 км, изменчивость которого (наиболее заметно проявляющаяся выше и ниже уровня максимума рассеяния) иногда коррелирует с внезапными прогреваниями стратосферы. Максимальные значения отношения f_p/f_m не превосходили 10—20%, что существенно меньше аналогичных величин (до 90% на высоте около 17 км), полученных путем лидарного зондирования вскоре после извержения вулкана Агунг в 1963 г.

Спад «лидарных» отношений коэффициентов рассеяния в период с середины 1964 г. до середины 1974 г. находится в согласии с результатами аэрозольных измерений концентрации аэрозоля при помощи фотоэлектрических счетчиков частиц, самолетных фильтровых измерений, а также данных о яркости сумеречного ореола за тот же период. «Лидарная» замутненность, выраженная как отношение коэффициентов аэрозольной и релеевской экстинкции, оказалась значительно меньшей в 1973—1974 гг., чем полученная в 1964—1965 гг. и даже в 1970 г. по данным прожекторного зондирования.

Расчет аэрозольного коэффициента экстинкции по коэффициенту рассеяния назад сделан в предположении, что аэрозоль состоит из капель серной кислоты (75% концентрации по массе) с существенным показателем преломления 1,42 и микроструктурой, соответствующей модели дымки *H* по Дейрменджану (в этом случае отношение коэффициентов обратного рассеяния и экстинкции на длине волны 700 нм равно 0,013 ст⁻¹). Осуществление двух специальных сравнительных экспериментов выявило хорошее согласие с результатами прямых самолетных измерений (с самолетов WB-57F и «Конвэр-990») при использовании упомянутой выше оптической

модели частиц в пробах. При этом данные «Конвэр-990» подтвердили правомерность концепции «чистого» воздуха для уровней минимального лидарного рассеяния. Так, например, самолетные измерения на высоте 9,5 км дали $R \approx 1$ при минимальном лидарном обратном рассеянии на этом уровне. При этом слой атмосферы вблизи тропопаузы является, как правило, наиболее подходящим для калибровки по «чистому» воздуху.

Анализ синхронных аэростатных и лидарных зондирований позволил оценить точность определения калибровочного множителя по данным для условий «чистого» воздуха. В периоды отсутствия вулканических извержений использование лидарных профилей коэффициента обратного рассеяния до высоты 10 км приводит обычно к преуменьшению отношения коэффициентов рассеяния $R(z) - 1$ не более чем на 10% от $R_{\max} - 1$, иногда достигая 18%. Если же анализ лидарных профилей ограничивается высотами более 15—20 км, калибровка по «чистому» воздуху может часто приводить к преуменьшению $R(z) - 1$, достигающему 30—50% от $R_{\max} - 1$. Эти ошибки могут оказаться, однако, преувеличенными, поскольку потолок аэростатных зондирований обычно не превышает 30 км. Важно отметить, что все упомянутые оценки ошибок сделаны только по данным измерений в одной точке (Ларами, штат Вайоминг, 42° с. ш.).

Аэростатные зондирования указывают на сильную изменчивость вертикального профиля концентрации аэрозоля в тропосфере и снова подтверждают глобальный характер слоя Юнге (проблема источника сернистого газа, из которого образуются частицы в этом слое, остается неясной).

Данные аэростатных аэрозольных зондирований, выполненных группой сотрудников университета штата Вайоминг (США) на дрейфующей арктической станции (85° с. ш.) в декабре 1971 и 1972 гг. и на двух антарктических станциях Мак-Мердо (78° ю. ш.) и Южный полюс (90° ю. ш.) — в январе 1972 и 1973 гг. — позволили получить сведения об особенностях распределения субмикронного аэрозоля (диаметр более 0,3 мкм) в полярной стратосфере [152]. Данные измерений в Арктике указывают на стабильность (в течение года) вертикального профиля концентрации аэрозоля на высотах более 15 км и уменьшение концентрации в более низких слоях, аналогичное наблюдавшемуся в умеренных широтах северного полушария. Размер частиц в тропосфере меньше, чем в стратосфере, что свидетельствует о существовании различных источников частиц.

Вертикальные профили концентрации аэрозоля в Антарктике оказались стабильными во всей зондируемой толще атмосферы. Наблюдается подобие вертикальных профилей аэрозоля в обеих полярных областях, указывающее на общность механизмов образования аэрозоля и исключаящее влияние локальной хозяйственной деятельности человека. По-видимому, в полярных областях годовой ход концентрации аэрозоля выражен слабо, в отличие от более низких широт.

Поскольку, согласно имеющимся данным, преобладающей компонентой стратосферного аэрозоля является сера, возникает необходимость объяснения источника серы, обеспечивающего наличие идентичного аэрозоля над обоими полюсами. Существующие гипотезы (влияние вулканических извержений, перенос сернистого газа из тропосферы и др.) оказываются в этом отношении неудовлетворительными. Возможно, что в полярных районах проявляется влияние местных источников серы в виде льда, но едва ли они являются достаточными.

Можно предположить, что большую роль в глобальном балансе серы, чем это ранее предполагалось, играет диметилсульфид, обнаруженный недавно в морской воде. Для проверки этой гипотезы важным было бы обнаружение органосульфатной кислоты в стратосферном аэрозоле. Решение вопроса об источнике стратосферного аэрозоля возможно лишь на основе дальнейших исследований стратосферного аэрозоля во все сезоны года в обоих полушариях, а также глобальных измерений концентрации сернистого газа, сероводорода и диметилсульфида у земной поверхности и в свободной атмосфере.

Все имеющиеся данные свидетельствуют об уменьшении концентрации частиц стратосферного аэрозоля диаметром более 0,3 мкм в 4—5 раз в течение десятилетнего периода со времени извержения вулкана Агунг (1963 г.), но на эту тенденцию налагаются флуктуации, достигающие 300%. Пока еще мало данных о микроструктуре стратосферного аэрозоля. В частности, остается неясным вопрос о положении максимума кривой распределения. В области диаметров более 0,3 мкм концентрация частиц убывает с увеличением размера частиц (отношение концентрации частиц диаметром 0,3 и 0,5 мкм составляет около 4).

Измерения при помощи фильтров позволили обнаружить в аэрозоле высокую концентрацию сульфатов и нитратов. Сравнение различных методик определения вертикальных профилей концентрации аэрозоля дало достаточно удовлетворительное согласие. По-видимому, наиболее надежными являются данные, полученные при помощи импакторов.

Поскольку одним из основных генераторов стратосферного аэрозоля являются вулканические извержения, за последние годы отмечалось усиление интереса к исследованиям аэрозоля вулканического происхождения [71, 85, 88, 186, 223, 224, 288]. В частности, была предпринята попытка выявить роль частиц вулканического аэрозоля как ядер конденсации [187, 241]. Пока что не удалось, однако, найти прямые доказательства: зарегистрировано лишь общее увеличение активности ядер конденсации в периоды вулканических извержений. Большое внимание уделяется изучению микроструктуры аэрозоля [19, 114, 127, 264, 281].

Климатические эффекты аэрозоля прежде всего определяются комплексным показателем преломления частиц $m = n - ik$, который обуславливает соотношение между поглощаемой и рассеиваемой частицами радиацией [87]. Поэтому в настоящее время уделяется

большое внимание разработке методов измерения m и получению данных, характеризующих изменчивость комплексного показателя преломления [9, 64, 77, 87, 97, 119, 120, 128, 184, 185, 189; 251; 286; 291].

Грамс и другие авторы [130] применили для определения комплексного показателя преломления атмосферного аэрозоля нефелометрическую методику (измерения углового распределения света, рассеянного взвешенными в воздухе частицами, на длинах волн 488 или 514,5 мкм) в сочетании с определением микроструктуры аэрозоля путем забора проб на импактор.

290535
Определение на основе анализа проб реальной части комплексного показателя преломления дало $n=1,525$. По данным о микроструктуре были рассчитаны угловые распределения интенсивности рассеянного света для заданного n и при различных χ . Совпадение измеренного углового распределения с расчетным служило критерием для определения мнимой части комплексного показателя преломления. При этом оказалось, что оценка χ почти нечувствительна к вариациям n . Определение верхнего предела χ дало значение 0,005 с неопределенностью порядка 2. Эти результаты получены на основе интерпретации 23 серий нефелометрических измерений на высоте 1,5 м, сделанных 21—25 мая 1972 г. в Биг-Спринге (штат Техас, США). Нефелометр и импактор располагались на расстоянии около 6 м. Предполагается, что исследованный аэрозоль состоит главным образом из частиц почвы. Таким образом, взвешенные в воздухе частицы почвы могут рассматриваться как имеющие комплексный показатель преломления $m=1,525-0,005i$. Поскольку, однако, эти частицы не являются однородными сферами и их химический состав изменчив, следует считать, что m может варьировать в широких пределах.

В работе [184] предложена методика определения комплексного показателя преломления аэрозольных частиц по данным измерений спектральной прозрачности атмосферы, разработанная в предположении, что рассеивающие частицы являются сферическими, а распределение концентрации по радиусам $N(r)$ (рассматриваются частицы в диапазоне радиусов 0,005—6 мкм) определяется модифицированной гамма-функцией: $N(r) = a(h)r^{2e^{-br}}$, где $8 \leq b \leq 30$; параметр a , зависящий от высоты h , пропорционален концентрации частиц.

Согласно последним данным, вещественная часть комплексного показателя преломления аэрозольных частиц $m=n-ik$ варьирует от 1,34 (вода) до 1,54 (сульфатные частицы). Для условий городской атмосферы приемлемым является, по-видимому, значение, равное 1,5. Сведения о мнимой части показателя преломления противоречивы. Вероятно, $k < 0,1$. Отметим в связи с этим, что, используя методику определения оптических постоянных аэрозоля *in situ*, в работе [64] были получены по данным измерений в 35 км от Сент-Луиса (США) $n=1,55 \pm 0,03$ и $k=0,03$. Согласно [189], для пылевого аэрозоля пустыни Нью-Мексико типично $k=0,007$ при $\lambda=0,6$ мкм и слабая зависимость от длины волны.

Численное моделирование показало [184, 185], что параметры b , n и k можно определить по данным измерений трех отношений аэрозольных оптических толщин для длин волн $\lambda_0=0,7$ мкм (реперная длина волны); $\lambda_1=0,575$; $\lambda_2=0,525$ и $\lambda_3=0,45$ мкм. Оценка необходимой точности измерений этих отношений показала, что требуемая точность практически достижима. Так, например, ошибки составляют: $\Delta b=1\%$, $\Delta n=0,04$ и $\Delta k=0,02$, если отношения определены с точностью до трех значащих цифр.

В связи с обнаружением сульфатной природы стратосферного аэрозоля Нейман [223] предпринял исследование поглощения радиации водным раствором серной кислоты и сульфатом аммиака как теми компонентами, которые типичны для химического состава аэрозоля вулканического и индустриального происхождения (в последнем случае частицы образуются, по-видимому, из сернистого газа). Спектры поглощения были изучены в интервалах длин волн 0,3—6,5 мкм (растворы серной кислоты) и 0,3—25 мкм (сульфат аммиака). Концентрация раствора серной кислоты изменялась от 48 до 98%. Анализ данных измерений показал, что поглощение раствором серной кислоты в диапазоне 1,6—6,5 мкм растет с увеличением длины волны и значительно интенсивнее, чем в случае чистой воды во всем этом диапазоне (исключение составляет узкий спектральный интервал 1,88—1,95 мкм). При этом 49 и 73%-ный раствор серной кислоты поглощают в интервале 1,6—2,6 мкм сильнее, чем 98%-ный раствор (все полученные данные относятся к температуре 298 К). Сульфат аммиака практически не поглощает радиацию в диапазоне солнечного спектра (0,3—2,85 мкм), но обладает четырьмя полосами поглощения в интервале длин волн 2,85—25 мкм, из которых самая интенсивная расположена около 9,25 мкм, т. е. в окне прозрачности атмосферы. Таким образом, хотя сульфатные частицы составляют большую долю атмосферного аэрозоля, следует искать другие малые химические компоненты аэрозоля, которые могут быть ответственны за поглощение. Наличие поглощения сульфатом аммиака в окне прозрачности указывает на необходимость исследования влияния аэрозоля на перенос длинноволновой радиации.

4.2. Аэрозоль и прозрачность атмосферы

Многочисленные данные измерений указывают на локальный рост запыленности атмосферы, выражающийся в уменьшении ее прозрачности или уменьшении суммарной радиации [53, 54, 59, 79, 160, 194, 238, 256, 269, 295]. Вместе с тем, согласно ряду работ [16—20], имеет место глобальная тенденция повышения мутности атмосферы и уменьшения суммарной радиации, которая обычно приписывается влиянию хозяйственной деятельности человека. С этим выводом согласуются и некоторые данные измерений проводимости воздуха [78]. Внимательный анализ существующих данных привел, однако, к выводу о сомнительности существования

глобальной многолетней тенденции увеличения мутности атмосферы [95, 99, 105, 106, 241, 242].

Часто повторяемые прогнозы угрожающего роста загрязнений глобальной атмосферы, обусловленных хозяйственной деятельностью человека, вызывают необходимость критического анализа всех имеющихся данных наблюдений [101—106]. Существует общее согласие относительно тенденции увеличения содержания углекислого газа, что способствует усилению парникового эффекта атмосферы, и, следовательно, потеплению климата. Наблюдающаяся за последние десятилетия тенденция похолодания климата побуждает высказать предположение о том, что это обусловлено компенсирующим эффектом роста планетарного альбеда, вызванного увеличением запыленности глобальной атмосферы.

В этой связи Эльзессер [105] предпринял анализ всех имеющихся данных наблюдений с целью проверки, существует ли глобальная тенденция роста запыленности атмосферы. Странники вывода о глобальном увеличении запыленности, как правило, основывались на использовании ограниченных данных для обоснования такого вывода. С точки зрения логики этот вывод можно считать обоснованным лишь в том случае, если вся имеющаяся совокупность различных данных свидетельствует о росте запыленности. Между тем, самые разнообразные данные противоречат выводу о росте запыленности: 1) мутность атмосферы в восточной части США (вне городов) в период 1962—1966 гг. была сравнима с мутностью в Вашингтоне в 1903—1907 гг.; 2) электропроводность воздуха в южной части Тихого океана оставалась удивительно неизменной с 1908 г.; 3) пересмотренные данные измерений мутности в Мауна-Лоа показали, что минимальные значения мутности не изменялись в период 1958—1962 гг., а к 1970 г. вернулись к «доагунговскому» уровню; 4) измерения мутности ранним летом в Антарктике не обнаружили какой-либо тенденции с 1949—1952 гг. по 1966 г.; 5) не выявляют заметной тенденции прозрачности атмосферы и данные наблюдений в обсерватории Ловелла, начатые в 1955 г.; 6) к такому же выводу привел анализ результатов измерений прямой солнечной радиации на длине волны 0,39 мкм по данным наблюдений в Смитсоновской обсерватории за 1902—1950 гг.; 7) наблюдения во многих городских районах, где до 40-х годов имела место сильная замутненность атмосферы, обнаружили к 1970 г. существенное уменьшение мутности (соответственно, — запыленности); 8) исследования ядер конденсации не обнаружили заметного антропогенного влияния; 9) геоморфологические данные свидетельствуют об увеличении содержания пыли в атмосфере за последние несколько тысячелетий с 26 до 720 мкг/м³, что намного превышает антропогенные эмиссии.

Таким образом, следует считать, что выводы о существенном глобальном росте запыленности атмосферы основаны на использовании нерепрезентативных данных. Более того, существовавшая в прошлом тенденция роста запыленности в индустриальных районах

за последние десятилетия либо ослабилась, либо (в некоторых случаях) даже изменила знак.

Особую роль в выявлении глобальной тенденции прозрачности атмосферы сыграл анализ данных аэрозольных и актинометрических измерений на обсерватории Мауна-Лоа (Гавайские острова), которые удовлетворяют достаточно строгим критериям фоновой станции [65, 75, 100, 214]. Данные измерений прямой солнечной радиации на Мауна-Лоа за период 1958—1971 гг. обнаруживают отчетливый годовой ход прозрачности атмосферы с минимумом летом, существенное влияние вулканических извержений, но совершенно не выявляют какой-либо вековой тенденции, которая может быть связана с влиянием хозяйственной деятельности человека [100, 240]. К аналогичному выводу привел и анализ данных наблюдений в Тусоне [138].

Дайер [95] проанализировал вековой ход мутности атмосферы по данным наблюдений прямой солнечной радиации в СССР (1961—1968 гг.), Японии (1951—1972 гг.), США (станции Альбукерке и Мауна-Лоа, 1958—1971 гг.) и Австралии. В качестве характеристики мутности был использован пылевой индекс $D = \cos \theta \ln \bar{I}/I$ (θ — зенитный угол Солнца; \bar{I} , I — потоки прямой солнечной радиации, измеренной при одинаковом зенитном угле Солнца в исходном и рассматриваемом году соответственно). За исходные приняты «доагунговские» 1961—1962 гг. Анализ хода пылевого индекса показывает, что во всех рассмотренных случаях происходило постепенное повышение прозрачности атмосферы после извержения вулкана Агунг (1963 г.) до «доагунговского» уровня (исключение составляют лишь данные для Японии за 1971—1972 гг.), т. е. никакой заметной вековой тенденции глобального повышения мутности не наблюдается. Этот вывод подтверждается данными станции Линкольн (штат Небраска, США) за период 1916—1959 гг. Следует, однако, подчеркнуть, что для безусловно надежных выводов о тенденциях глобальной мутности атмосферы необходимы длительные высокоточные измерения (точность измерений должна быть около 1% или выше). К такому выводу приводят и результаты теоретических оценок влияния запыленности атмосферы на суммарную радиацию.

5. ВЛИЯНИЕ АЭРОЗОЛЯ НА ПЕРЕНОС ИЗЛУЧЕНИЯ

5.1. Тропосферный аэрозоль

Обсуждение климатических эффектов тропосферного аэрозоля вызвало большой интерес к задаче переноса излучения в поглощающей, рассеивающей и излучающей среде [17, 21, 66, 98, 110, 111, 112, 120, 139, 158, 174, 175, 176, 182, 251, 265, 277, 297, 298]. На основе использования разнообразных методик расчета радиационных потоков были предприняты расчеты влияния аэрозоля на поглощение радиации атмосферы, альбедо системы «земная поверхность — атмосфера», оценки климатических тенденций (потепления или по-

холодания), которые могут быть обусловлены аэрозолями. Поскольку этот круг вопросов широко освещен в недавних монографиях [9, 11, 18, 19, 77, 179, 180] и большом числе журнальных статей [22, 62, 67, 74, 76, 81, 131, 144, 160, 161, 162, 181, 210, 222, 244, 282, 283, 290, 294, 299], мы будем освещать его детально. Подчеркнем, прежде всего, что радиационные эффекты аэрозоля являются сложной функцией как характеристик самого аэрозоля (концентрация, микроструктура, комплексный показатель преломления), так и ряда других параметров (альbedo подстилающей поверхности, высота Солнца и др.).

Данные прямых измерений [9], применение методов космической дистанционной индикации [23, 24] все более ясно свидетельствуют о том, что до настоящего времени роль аэрозоля как фактора, влияющего на изменения погоды и климата, явно недооценивалась. В особенности это стало ясным после того, как было обнаружено сильное поглощение коротковолновой радиации аэрозолями. Несомненно и существенное влияние аэрозоля на перенос теплового излучения [160, 161, 162, 232].

С тех пор, как в начале 50-х годов В. Г. Кастров впервые обнаружил, что измеренное поглощение коротковолновой радиации в свободной атмосфере существенно превосходит расчетное молекулярное поглощение, было выполнено много исследований, подтвердивших этот результат. Спектральные самолетные измерения коротковолновых радиационных потоков, впервые осуществленные во время экспедиции КЭНЭКС-70 [11], дали прямое доказательство существования значительного (но очень изменчивого) аэрозольного поглощения.

На рис. 4 а изображена кривая спектрального распределения лучистого притока тепла b_λ в тропосфере (слой 0,3—8,4 км) в диапазоне длин волн 0,4—2,4 мкм, полученная по данным измерений 25 октября 1970 г. в полдень (зенитное расстояние Солнца $\theta_0 = 55^\circ$) над пустыней в условиях сильной дымки. На рис. 4 б представлено спектральное распределение относительного лучистого притока тепла β_λ (в процентах).

Данные рис. 4 б указывают на несомненно преобладающую роль молекулярного поглощения в относительном спектральном лучистом притоке тепла в тропосфере. Относительное аэрозольное поглощение, как видно из рис. 4 б, оказывается в рассматриваемом интервале длин волн менее 20% и изменяется приблизительно пропорционально λ^{-1} (штрихпунктирная кривая на рис. 4 б).

Штрихпунктирная кривая, изображенная на рис. 4 а, получена умножением ординат сглаженной кривой относительного спектрального притока лучистой энергии (аппроксимированной зависимостью λ^{-1}) на распределение энергии в спектре падающего на верхнюю границу рассматриваемого слоя излучения, что дает спектральный ход абсолютного осредненного лучистого притока тепла в тропосфере за счет поглощения аэрозолями. Площадь под этой кривой, равная 0,095 кал/(см²·мин) (4,8% от солнечной постоянной), характеризует полное поглощение радиации аэрозолями в

тропосфере в рассматриваемом интервале длин волн. Площадь под этой кривой и кривой наблюдаемого спектрального лучистого притока тепла, равная $0,075 \text{ кал}/(\text{см}^2 \cdot \text{мин})$ (3,8% от солнечной постоянной), определяет полное молекулярное поглощение.

$b_{\lambda} 10^{-2} \cdot \text{Вт}/(\text{см}^2 \cdot \text{мкм})$

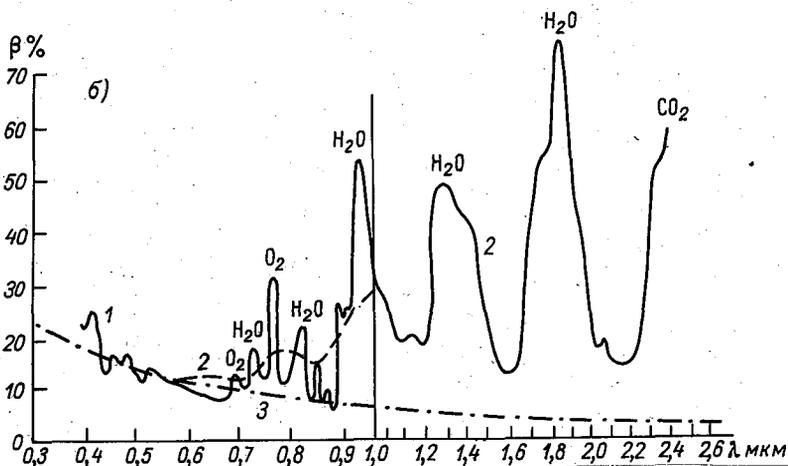
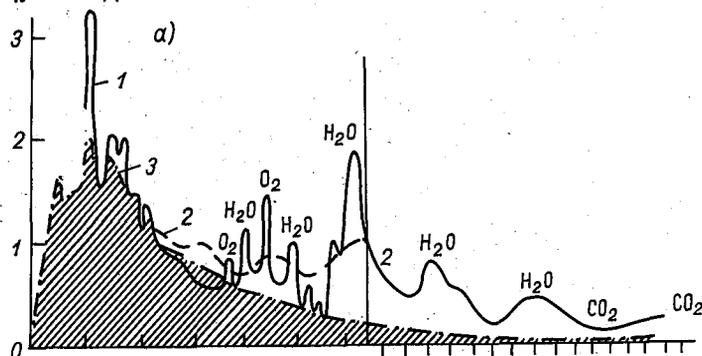


Рис. 4. Спектральный лучистый приток тепла в тропосфере (0,3—8,4 км) в диапазоне длин волн 0,4—2,4 мкм.

1 — измеренное спектральное распределение лучистого притока тепла (спектрометр К-2); 2 — результаты вычисления лучистого притока тепла по данным, полученным с помощью спектрометра СПИ-2М; 3 — аэрозольная составляющая лучистого притока тепла, аппроксимированная зависимостью λ^{-1} .

Таким образом, несмотря на то, что в относительном спектральном лучистом притоке тепла основная роль принадлежит молекулярному поглощению, распределение энергии в спектре источника (Солнца) таково, что абсолютные притоки лучистой энергии за счет поглощения радиации аэрозолем и газовыми компонентами атмосферы примерно одинаковы. Сравнение спектрального распределения лучистого притока тепла с зависимостью оптических параметров аэрозоля от длины волны, оцененной по данным микрофизического и химического анализов аэрозоля, показывает, что в рас-

смаатриваемом случае основную поглощающую компоненту аэрозоля над пустыней составляют частицы лимонита-гематита.

Аналогичные измерения спектрального лучистого притока в слое 0,85—4,2 км в диапазоне длин волн 0,4—0,9 мкм производились 17 июня 1970 г. над Каспийским морем (залив Кара-Богаз-Гол) при различных зенитных расстояниях Солнца, а также 4 августа 1970 г. (над пустыней). Последние данные показывают, что в этот день относительный приток лучистой энергии в тропосфере был по крайней мере на порядок меньше, чем в другие дни. Поскольку наблюдения 4 августа 1970 г. выполнялись после периода сильных дождей, то это означает, что в рассматриваемый день либо поглощающие частицы в атмосфере практически отсутствовали, либо были покрыты водной оболочкой.

Полученные данные ясно показывают, что обнаруженное ранее «остаточное» поглощение коротковолновой радиации является в действительности аэрозольным поглощением, обладающим значительной селективностью. Возможные его вариации определяются, с одной стороны, колебаниями концентрации аэрозоля в атмосфере, а с другой стороны — изменчивостью химического состава и, следовательно, оптических характеристик аэрозоля.

Определение лучистого притока тепла по данным измерений радиационных потоков представляет собой сложную задачу, поскольку при этом возникает необходимость расчета вторых разностей. Естественно, что такая задача может быть решена лишь на основе использования высокоточных измерений. Для получения более надежных результатов рассмотренные выше величины притока радиации определялись для больших толщ атмосферы. Поиски путей обработки данных для определения вертикальных профилей эффективного потока коротковолновой радиации $F_{\lambda}^{\uparrow} - F_{\lambda}^{\downarrow}$, альбедо ($A = F_{\lambda}^{\uparrow} / F_{\lambda}^{\downarrow}$) и притока радиации $\Delta(F_{\lambda}^{\uparrow} - F_{\lambda}^{\downarrow}) / \Delta z$ привели к использованию описанной в обзоре [180] статистической методики.

Вертикальные профили b_{λ} вне полос молекулярного поглощения указывают на уменьшение лучистого притока тепла с высотой, обусловленное соответствующим уменьшением концентрации аэрозоля. В полосах Шапью озона b_{λ} практически не изменяется с высотой, так как уменьшение концентрации аэрозоля компенсируется увеличением содержания озона в слоях толщиной $\Delta p = 100$ мбар. Во всех других полосах b_{λ} уменьшается с высотой. При этом в полосах кислорода приток тепла равномерно и не очень сильно возрастает с приближением к земной поверхности. В полосах же водяного пара наблюдается значительно более резкое возрастание притока в нижних слоях атмосферы, что можно объяснить сосредоточением водяного пара в нижних слоях атмосферы, особенно в обсуждаемом случае наблюдений в пустыне.

Наличие значительного аэрозольного поглощения коротковолновой радиации указывает на актуальность изучения последствий существования этого вида притока тепла для теплового режима и

динамики атмосферы. Исследования поля температуры в атмосфере Марса в период пылевой бури конца 1971 г. и ее затухания обнаружили, сколь значительным может быть влияние дополнительного поглощения солнечной радиации пылью на тепловой режим атмосферы [25]. Аналогичные (но, разумеется, более слабые) эффекты были обнаружены в земной атмосфере по данным экспедиции «Бомэкс» в Карибском море [94, 253], что подтвердили данные расчетов [297].

Важное значение в связи с обсуждением возможного влияния аэрозоля на климат приобрели исследования соотношения между рассеянием и поглощением солнечной радиации аэрозолями: если рассеяние аэрозолями преобладает, то увеличение запыленности атмосферы должно повлечь за собой рост альbedo планеты и, следовательно, похолодание климата. В работе [233] проанализировано соотношение между поглощением и рассеянием радиации аэрозолями по данным самолетных измерений потоков интегральной коротковолновой и длинноволновой радиации, а также излучения на длине волны 11 мкм при наличии в атмосфере плотного слоя аэрозоля. Измерения выполнены над морем в ноябре—декабре 1971 г. вблизи северного побережья Нового Южного Уэльса (Австралия).

Рассмотрение данных зондирования 18 ноября 1971 г., когда вертикальная видимость составляла менее 0,5 км, а верхняя граница слоя дымки располагалась на высоте 2,9 км (высота Солнца во время полета варьировала от 60° до 48°), показало, что значительное поглощение коротковолновой радиации аэрозолями имеет место лишь ниже верхней границы слоя инверсии, расположенной на уровне 1 км. Приведенная к нулевому зенитному расстоянию Солнца поглощенная коротковолновая радиация составляла около (6 ± 1) мВт/см².

Рассеяние радиации всем слоем аэрозоля, определенное по изменению восходящего потока коротковолновой радиации по сравнению с условиями прозрачной атмосферы, превосходит суммарное поглощение слоем примерно на 1 мВт/см². Таким образом, если пренебречь влиянием аэрозоля на перенос длинноволнового излучения (измерения не обнаружили значительных изменений потоков длинноволновой радиации в слое аэрозоля), то суммарный эффект увеличения роста запыленности состоит в данном случае в небольшом выхолаживании системы земная поверхность — атмосфера. Существенно, однако, что рассеяние происходит главным образом выше того слоя, где концентрируется поглощение. В слое поглощения (ниже 1 км) рассеяние аэрозолями примерно на 4 мВт/см² меньше поглощения.

Отсутствие адекватных данных о планетарном аэрозоле и его характеристиках (концентрация, микроструктура, форма частиц, химический состав, оптические параметры) делают пока что неосуществимыми попытки достаточно надежного описания и прогноза влияния аэрозоля на климат. Имеющиеся результаты позволяют, однако, рассмотреть отдельные аспекты этой проблемы, что представляет особенно большой интерес с точки зрения формирования

нерешенных задач и направлений дальнейших исследований, имеющих целью получение надежного решения проблемы в целом.

Одним из наиболее важных аспектов проблемы является вопрос о том, как изменяется альbedo системы земляная поверхность — атмосфера и, соответственно, поглощенная солнечная радиация в зависимости от содержания и оптических свойств аэрозоля. В монографии [9] подробно описаны результаты численного моделирования, осуществленного с целью ответить на этот вопрос. Нетрудно понять, что изменчивость альbedo системы определяется не только оптическими свойствами атмосферы (в том числе — аэрозоля), но и альbedo подстилающей поверхности. Этот вывод отчетливо иллюстрируют представленные на рис. 5 результаты расчетов разности

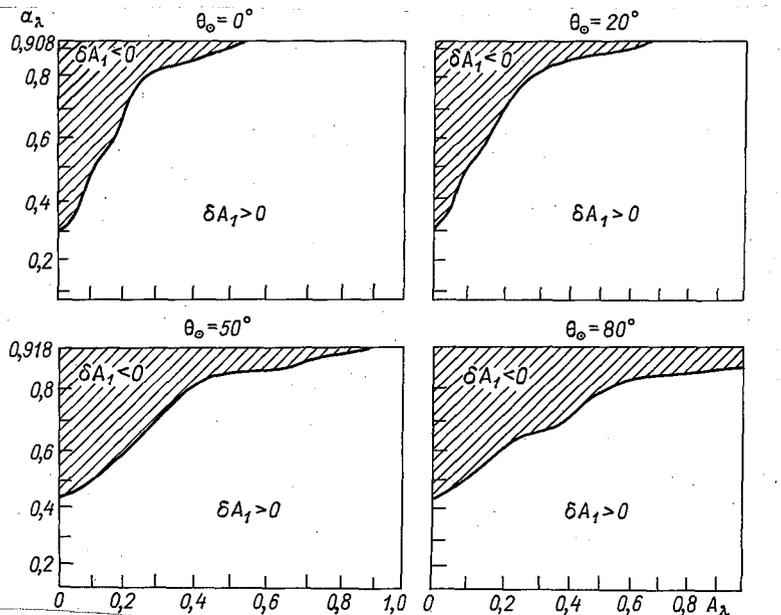


Рис. 5. Влияние аэрозоля (модель Элтермана) на альbedo системы земляная поверхность—атмосфера в зависимости от альbedo однократного рассеяния α_λ и альbedo подстилающей поверхности

A_λ при различном зенитном расстоянии Солнца θ_\odot .

альbedo $\delta A_1 = A_m - A_a$ (A_m — альbedo системы при отсутствии аэрозоля, A_a — альbedo системы с «аэрозольной» атмосферой) в зависимости от альbedo подстилающей поверхности A_λ и альbedo однократного рассеяния α_λ , характеризующего соотношение между аэрозольным рассеянием и поглощением (малому α соответствует сильное поглощение), при различных зенитных углах Солнца θ_\odot . Случай $\delta A_1 > 0$ соответствует «аэрозольному» нагреванию (в этом случае присутствие аэрозоля ведет к уменьшению альbedo системы и, следовательно, росту поглощенной радиации, т. е. спо-

собствует нагреванию атмосферы). При $\delta A_1 < 0$ имеет место «аэрозольное» выхолаживание.

Как видно из рис. 5, даже при очень малом альbedo подстилающей поверхности, но сильно поглощающем аэрозоле наблюдается «отепляющий» эффект аэрозоля. Ясно поэтому, насколько схематичным является часто встречающееся утверждение о том, что увеличение запыленности атмосферы должно сопровождаться ростом альbedo системы и, следовательно, обуславливать тенденцию похолодания климата.

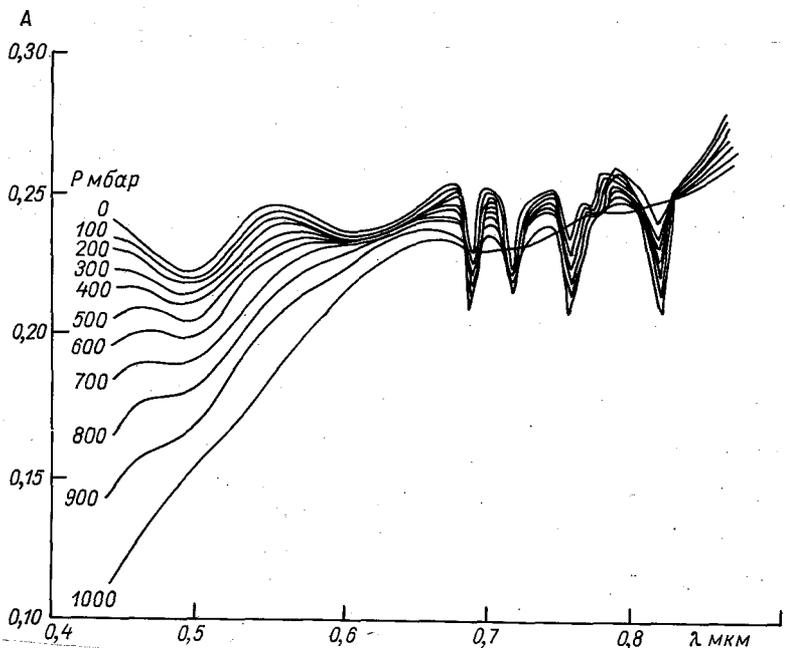


Рис. 6. Спектральное распределение альbedo системы поверхность — атмосфера на различных высотах.

Рассмотренные результаты расчетов относятся к условиям достаточно реалистичной модели атмосферы. Представляет тем не менее большой интерес анализ экспериментальных данных, позволяющих уяснить реально наблюдаемую ситуацию. Такого рода данные были впервые получены во время экспедиций по программе КЭНЭКС [9, 26]. Рассмотрим в связи с этим результаты измерений трансформации альbedo системы поверхность — атмосфера $A(\lambda) = F_{\lambda}^{\uparrow} / F_{\lambda}^{\downarrow}$ с высотой (рис. 6). Альbedo подстилающей поверхности — песка ($p=1000$ мбар) имеет обычный ход, характерный для этого класса поверхностей: наблюдается плавный рост альbedo с увеличением длины волны. По мере подъема над подстилающей поверхностью альbedo системы поверхность — атмосфера вне полос

поглощения повышается, и тем больше, чем короче длина волны. Этот эффект оказывается настолько сильным (в области коротких длин волн яркость налагающейся на отраженную поверхность излучение атмосферной дымки $\sim \lambda^{-4}$), что при наблюдении из космоса песчаной поверхности ее альbedo почти не зависит от длины волны. Интересно появление минимума альbedo у $\lambda \approx 0,5$ мкм, обусловленного противоположной зависимостью от длины волны яркости атмосферной дымки и альbedo песка. Минимум при $\lambda \approx 0,6$ мкм имеет совсем другую природу и определяется влиянием поглощения радиации в полосе Шапью озона. Осцилляции альbedo в близкой инфракрасной области соответствуют полосам поглощения водяного пара и кислорода.

Данные рис. 6 могут служить наглядной характеристикой больших различий спектрального хода альbedo подстилающей поверхности и системы поверхность — атмосфера, обусловленных влиянием промежуточной толщи атмосферы. Эти данные показывают, в частности, насколько важное значение имеет корректное определение передаточного оператора атмосферы при интерпретации данных измерений спектрального альbedo из космоса с целью решения задач идентификации природных образований по особенностям их спектров отражения. Вертикальные профили альbedo вне полос поглощения обнаруживают рост альbedo системы поверхность — атмосфера с высотой, наиболее сильно проявляющийся в области коротких волн. В полосе поглощения Шапью альbedo изменяется с высотой очень мало, а в полосах поглощения кислорода и водяного пара имеет место уменьшение альbedo с высотой. Последнее обстоятельство имеет очень важное значение и относится не только к газовой, но и к аэрозольной компоненте атмосферы. Расчеты, относящиеся к чисто рассеивающему аэрозолю, показывают, что наличие аэрозоля приводит, как правило, к возрастанию альbedo Земли (таким образом, увеличение содержания чисто рассеивающего аэрозоля должно обуславливать охлаждение планеты). Если учесть, однако, что аэрозоль является поглощающим, то ясно, что в этом случае присутствие аэрозоля может вызвать уменьшение альbedo (и, следовательно, потепление).

Различными авторами [48—51, 108, 216, 217] вводились разные условия характера воздействия (потепление или охлаждение) аэрозоля на климат. Эти условия физически просто формулируются с помощью введенного в [9] понятия эффективного альbedo слоя аэрозольных частиц A_e : если A_e больше альbedo поверхности, то появление аэрозоля в атмосфере приводит к повышению альbedo системы и, следовательно, к охлаждению планеты, если A_e меньше альbedo поверхности, то появление аэрозоля в атмосфере приводит к понижению альbedo системы и, следовательно, к потеплению.

Влияние аэрозоля на климат планеты иллюстрируется табл. 2. Учитывая, что 2/3 поверхности земного шара занято морями и океанами, следует предположить, что появление аэрозоля должно приводить к охлаждению планеты. Однако поскольку более половины

Эффективное альbedo аэрозольной атмосферы A_e при различных значениях мнимой части комплексного показателя преломления m и распределения частиц по размерам

Вещество	m	β^*			Эффект			
		2	3	4	общий	над облаками и снегом ($A=0,070$)	над растительностью, городами и др. ($A=0,15 \pm 0,20$)	над водой ($A=0,08$)
H_2O^{**}	$1,5+0,1i$	1,00	1,00	1,00				
	$1,5+10^{-4}i$	0,93	0,99	0,98	охлаждение	охлаждение	охлаждение	охлаждение
	$1,5+5 \cdot 10^{-4}i$	0,72	0,93	0,91				
	$1,5+10^{-3}i$	0,62	0,88	0,85				
Ср. аэрозоль	$1,5+5 \cdot 10^{-3}i$	0,32	0,60	0,57	эффект за- висит от альbedo под- стилающей поверхности			
	$1,5+10^{-2}i$	0,20	0,45	0,37	потепление			потепление
(гемагит)	$1,5+5 \cdot 10^{-2}i$	0,08	0,14	0,13				
	$1,5+0,1i$	0,05	0,08	0,05				
(сажа)	$1,5+0,5i$	0,04	0,04	0,02	потепление			потепление
	$1,5+0,7i$	0,06	0,04	0,02				

* β — показатель степени в распределении аэрозольных частиц по размерам типа Юнге $N \sim r^{-\beta}$.

** Так как вещественная часть комплексного показателя преломления для всех аэрозольных частиц взята постоянной и равной 1,5, их идентификация с конкретными веществами (в том числе с водой) сделана весьма приближенно.

планеты постоянно покрыто облаками (т. е. имеет высокое альbedo), то можно считать, что в целом для Земли увеличение содержания в атмосфере сухого аэрозоля должно обуславливать тенденции потепления климата.

С целью оценки влияния аэрозоля на перенос коротковолнового и длинноволнового излучения в работе [138] предложено модифицированное двухпоточное приближение, позволяющее осуществить расчеты для условий неоднородной, замутненной атмосферы конечной оптической толщины при учете многократного анизотропного рассеяния и поглощения. Представление индикатрисы рассеяния в виде ряда по полиномам Лежандра и применение двухпоточного приближения позволяют свести интегрально-дифференциальное уравнение переноса к системе двух дифференциальных уравнений для глобально осредненных восходящих и нисходящих монохроматических потоков радиации. Вводя функции пропускания для спектральных интервалов конечной ширины («случайная» модель полос поглощения) и пользуясь формализмом теории возмущений (малым параметром служит характеристика асимметрии индикатрисы рассеяния), можно получить приближенные уравнения, описывающие перенос немонахроматического излучения с учетом рассеяния различных порядков. Учет влияния неоднородности атмосферы осуществлен на основе использования приближения Куртиса—Годсона.

Вычисления радиационных потоков сделаны для девятислойной модели атмосферы с верхней границей на высоте 30 км. Спектр солнечной радиации (0,21—4,6 мкм) разбит на 61 интервал, а вычисления потоков теплового излучения сделаны для диапазона волновых чисел 40—2240 см⁻¹ при ширине спектральных интервалов, равной 10 см⁻¹ (область перекрывания полос поглощения) и 40 см⁻¹ (отсутствие перекрывания). Для моделирования средних условий облачности рассмотрен перенос излучения при наличии однослойной облачности с высотой верхней границы 5,4 км (505 мбар), причем количество облаков принято равным 54%. Альbedo облаков для коротковолновой радиации составляет 0,55, а излучательная способность равна 1,0. Среднее альbedo подстилающей поверхности принято равным 0,105.

Параметры модели аэрозоля взяты по данным [209] для трех моделей: «чистой» атмосферы, а также условий легкой и плотной дымки. Во всех случаях аэрозоль сконцентрирован преимущественно в нижнем 5-км слое. Показатель преломления $m=1,5$ при $\lambda \leq 0,6$ мкм; $m=1,5+i \cdot 0,714(\lambda-0,6)$ в интервале $0,6 < \lambda \leq 2$ мкм и $m=1,5+i \cdot 0,1$ для $\lambda > 2$ мкм.

Результаты расчетов коротковолновой радиации (в том числе альbedo системы земная поверхность — атмосфера) показывают, что эффект потепления или похолодания зависит от совместного влияния облачности, аэрозоля и альbedo подстилающей поверхности. В случае принятой модели атмосферы возрастание замутненности атмосферы (обусловленное только аэрозолем) приводит к уменьшению глобального альbedo системы (потеплению) при аль-

бедо подстилающей поверхности, превосходящем 0,30, что соответствует условиям заснеженной поверхности, пустыни или высушенной травяной поверхности. Поскольку, однако, среднее альbedo подстилающей поверхности равно 0,105, то отсюда вытекает, что увеличение замутненности атмосферы приводит к росту альbedo системы, т. е. выхолаживанию системы земная поверхность—атмосфера.

В случае «чистой» атмосферы и средних условий облачности глобальное альbedo равно 0,306, что хорошо согласуется с данными спутниковых измерений (0,30). Можно сделать также вывод, что присутствие стратосферного аэрозоля при наличии под ним облачного покрова должно вызывать нагревание, если содержание водяного пара в стратосфере является высоким.

Расчеты показали, что влияние аэрозоля на перенос теплового излучения является существенным. Так, например, длинноволновый баланс подстилающей поверхности уменьшается на 2,6% при появлении легкой дымки и на 7,1% — при плотной дымке. Вычисления вертикальных профилей температуры, сделанные на основе использования модифицированной модели радиационно-конвективного равновесия, разработанной Манабе и Ведералдом, привели к выводу, что при наличии аэрозоля интенсивность конвекции, необходимой для поддержания равновесия, существенно ослабляется (на 17% при легкой и 28% при плотной дымке). Аэрозоль стабилизирует атмосферу как за счет увеличения поглощения солнечной радиации, так и вследствие возрастания длины пробега фотонов в результате усиления многократного рассеяния. При наличии плотной дымки вблизи подстилающей поверхности возникает слой температурной инверсии, где конвективный перенос тепла равен нулю и поэтому радиация становится доминирующим фактором, определяющим перенос тепла.

Интересные вычисления спектрального распределения интенсивности и потоков теплового излучения с учетом влияния водной дымки (поглощение и рассеяние) и водяного пара (чистое поглощение) выполнены в работе [298]. Эти вычисления сделаны для трех моделей атмосферы: 1) экспоненциальный спад концентрации частиц дымки; 2) слой дымки под инверсией ниже уровня 500 м; 3) слой дымки под тропопаузой, имеющий толщину 1,5 км. Во всех случаях излучательная способность подстилающей поверхности принята равной единице. Расчеты углового распределения интенсивности теплового излучения сделаны только для атмосферного окна 8,25—13,0 мкм. Потоки излучения и радиационные изменения температуры вычислены для диапазона длин волн 3,76—92,5 мкм.

Учет влияния дымки в окне прозрачности увеличивает интенсивность нисходящего излучения на уровне земной поверхности (модель № 1) в 2—3 раза, но мало сказывается на величине эффективного излучения. Мощный слой приземной инверсионной дымки обуславливает увеличение интенсивности противоизлучения в зените в 25—30 раз и приводит к радикальному изменению величин лучистого теплообмена в этом слое: при наличии дымки происходит значительное увеличение радиационного выхолаживания, до-

стигающего 24 град/сутки на уровне верхней границы инверсии. Значительное изменение лучистого теплообмена (по сравнению с условиями чистой атмосферы) происходит и в слое дымки под тропопаузой. Такого рода слой вызывает существенное ослабление входящего потока радиации.

Как уже было отмечено выше, в связи с обсуждением возможных факторов, определяющих современные изменения климата, большое внимание уделялось оценке вариаций планетарного альбеда под влиянием изменений содержания аэрозоля в атмосфере. При этом не учитывался другой эффект, состоящий в том, что имеет место прямая связь между аэрозольным загрязнением атмосферы (числом ядер конденсации) и концентрацией капель в облаках, что должно приводить к изменению оптической толщины, а следовательно, — альбеда облаков. Высказывалось и такое предположение, что аэрозольные загрязнения могут приводить к образованию «грязных» облаков с более низким альбедо, но это едва ли может происходить, поскольку объем воды, связанной с атмосферным гидрологическим циклом, настолько велик, что влияние примесей на рассеяние не должно быть существенным.

Вследствие влияния многократного рассеяния интенсивность радиации, выходящей через границы облака, сравнительно мало зависит от его микроструктуры, характеристик рассеяния и их пространственных вариаций, а определяется главным образом свойствами облака в целом, из которых оптическая толщина наиболее существенна. Другими двумя параметрами, требующими рассмотрения, являются альбеда единичного рассеяния и асимметрия индикатрисы рассеяния. Так как поглощение радиации водой в видимой области спектра мало, то рассеяние можно считать консервативным, т. е. альбеда единичного рассеяния равным 1,0. Величина $\cos \theta$ (θ — угол рассеяния), характеризующая асимметрию рассеяния, составляет около 0,8—0,9. Зная упомянутые три параметра, можно выполнить точные расчеты радиации, отраженной и пропущенной облаками [282].

Оценки показали, что около 3% глобального содержания ядер конденсации (около $3 \cdot 10^{19}$ частиц) могут иметь промышленное происхождение, т. е. обусловлены загрязнениями. Поскольку приближенные расчеты приводят к выводу, что 10%-ный рост ядер конденсации обуславливает увеличение оптической толщины облаков на 2,5%, то можно предполагать, что уже сейчас имеет место возрастание альбеда облаков под влиянием загрязнений. Если считать типичное альбеда облаков равным 0,5, то оно должно возрасти на 1% (до 0,505) при увеличении оптической толщины на 2,5%. Следует отметить при этом, что рост яркости облаков не эквивалентен увеличению их количества: в обоих случаях возрастает планетарное альбеда, но в первом случае остаются неизменными условия лучистого теплообмена. Оценка глобальной продукции ядер конденсации дает величину порядка $4 \cdot 10^8$ — $4 \cdot 10^9$ т/год, которая мала по сравнению с массой загрязняющих атмосферу компонент. Если заметная часть этих компонент преобразуется в ядра

конденсации, то влияние загрязнений на альbedo облаков следует считать вполне вероятным. Для подтверждения этой гипотезы необходимы экспериментальные исследования.

5.2. Возможности аэрозольного воздействия на тропосферу

Современные теоретические модели ураганов приводят к выводу, что циркуляция во внутреннем ядре урагана должна ослабляться при уменьшении притока воздуха к центру урагана в пограничном слое трения, которое может быть вызвано какими-либо факторами, обуславливающими подъем воздуха на периферии урагана. В связи с этим было высказано предположение [132], что приток воздуха может быть ослаблен путем засева углеродной пылью (радиусом около 0,1 мкм) зоны периферии урагана в пределах пограничного слоя, расположенного сразу за перистой облачностью, закрывающей ураган сверху. Использование одного транспортного самолета ВВС США типа С-5А позволяет в течение 10 часов осуществить запыление пограничного слоя на площади около 40—80 тыс. км², при котором доля всей этой площади, занятая частицами углерода, составит примерно 10%.

Теоретические оценки показывают, что подобное запыление приведет к нагреванию пограничного слоя на 1°С/ч. Это не только усилит термическую неустойчивость, но и вызовет рост испарения за счет более интенсивного поступления вниз сухого воздуха из свободной атмосферы. Тепло, затрачиваемое на испарение, поступает при этом главным образом от океана, а не из атмосферы. Влияние искусственного дополнительного нагрева за счет поглощения солнечной радиации пылью за пределами ядра урагана должно распространяться и на зону урагана по мере притока запыленного воздуха к его центру.

Значение дополнительно поглощенной солнечной радиации составит за 10 часов около $5 \cdot 10^{10}$ кал/кг углерода, что соответствует $10 \cdot 10^{11}$ кал/долл. (с учетом существующих цен на углерод) и представляет собой гигантский источник энергии, который имеет особенно важное значение, если эта энергия расходуется на дополнительное испарение. Оценки показывают, что наличие такого дополнительного источника энергии должно вызвать значительную интенсификацию конвекции на периферии урагана. Это приведет в свою очередь к существенному (около 30%) ослаблению максимальной скорости ветра у поверхности и сильному (до 60%) уменьшению кинетической энергии в пределах внутреннего ядра урагана в течение 18—24 часов. Одновременно должна сохраняться или слегка усиливаться вихревая циркуляция на периферии, сопровождающаяся благоприятными осадками.

Если описанная теоретическая модель окажется оправданной, то отношение затрат на воздействия к выгодам от уменьшения разрушительных последствий шторма составит 1:50—1:100. Существенно, что влияние происходящего при воздействии загрязнения атмосферы пренебрежимо мало.

В связи с разработкой предложения о воздействии на тропические ураганы путем создания пылевого облака в пограничном слое на периферии урагана с целью дополнительного прогрева атмосферы за счет более сильного поглощения радиации, интенсификации конвекции и уменьшения притока воздуха к центру урагана было предпринято теоретическое исследование радиационных характеристик облака, состоящего из частиц углеродной сажи [124].

Главное преимущество таких частиц состоит в обеспечении исключительно больших величин поглощенной солнечной радиации на единицу массы (влияние облака на длинноволновый теплообмен сравнительно мало существенно). За сутки совокупность частиц размером порядка 0,1 мкм и весом 1 г может поглотить более $40 \cdot 10^6$ кал солнечной радиации. В случае каменного угля это значение составляет всего 7 000 кал. Хотя уголь в 25 раз дешевле сажи, использование частиц углеродной сажи оказывается в 200 раз более выгодным. В условиях тропической атмосферы один самолет С-5А, который может взять на борт примерно 10^5 кг сажи, способен создать облако площадью 4 000 км² в слое 1013—950 мбар при доле площади, занятой частицами, которая составит около 9%. В зоне облака должно наблюдаться дополнительное нагревание воздуха на 8°С за 10 часов.

При дальнейшей разработке обсуждаемого предложения [133] было отмечено, что создание облака углеродного аэрозоля над океаном в тропических широтах в дневное время должно существенно стимулировать развитие кучевой облачности (альбедо такого облака составляет всего 1—2%). Генерирование микроскопических частиц сажи может быть осуществлено путем неполного сжигания топлива и является достаточно дешевым (от 0,05 до 0,1 доллара за кг частиц). Высокая поглощательная способность и малая теплоемкость частиц углеродного аэрозоля делают их наиболее эффективными в поглощении солнечной радиации и передаче поглощенной энергии атмосфере. Важным свойством таких частиц является их гидрофобность. Будучи малыми по размерам, они не могут играть роль ядер конденсации. Частицы радиуса 0,1 мкм обеспечивают максимальное поглощение солнечной радиации на единицу массы, но этот размер не является критическим: поглощение несущественно варьирует при изменении радиуса в пределах 0,01—0,20 мкм. Поскольку отдельная частица радиусом 0,1 мкм весит 10^{-14} г и достаточно $3 \cdot 10^{13}$ частиц для полного перекрытия площади, равной 1 м², то это требует всего 0,3 г аэрозоля.

Нагревание воздуха поглощающим солнечную радиацию аэрозолем происходит главным образом (на 94%) путем молекулярной теплопроводности. Лишь 6% приходится на долю лучистого теплообмена посредством длинноволновой радиации. Максимальная эффективность воздействия аэрозоля на поглощение солнечной радиации (на единицу веса аэрозоля и с учетом стоимости воздействия) достигается при доле покрытия частицами в пределах 0—30%. Поскольку при покрытии в интервале 0—20% поглощение практически не зависит от зенитного угла до значений зенитного угла

65—70°, это допускает практически постоянное увеличение поглощенной солнечной радиации в течение 9—10 ч. При этом 1 кг углеродной пыли обеспечивает поглощение радиации, составляющее более 40 млрд. калорий за 10 ч. Уголь при полном сгорании дает около 7 млн. кал/кг, т. е. примерно в 6000 раз меньше. Поэтому только атомная энергия может соперничать с углеродным аэрозолем (20-килотонный ядерный взрыв эквивалентен по выделению тепловой энергии поглощению солнечной радиации одной тонной аэрозоля за 10 ч).

При степени покрытия в 10—20% для создания аэрозольного облака на площади 1 км² требуется 25—50 кг аэрозоля, стоимость которого составляет 2,5—5 долларов. Однако даже 10%-ное покрытие обеспечивает нагревание пограничного слоя (от поверхности до уровня 950 мбар) со скоростью 1°С/ч в течение 10 ч. Таким образом, рассматриваемое воздействие на атмосферу не только практически реализуемо, но и экономично.

Основной целью воздействия должно быть небольшое уменьшение вертикальной устойчивости атмосферы над сушей, способствующее увеличению осадков. Предполагается, что возможно достижение, в частности, следующих конкретных целей воздействия: 1) усиление осадков вдоль побережий в тропических и субтропических широтах, 2) уменьшение интенсивности ядра урагана, 3) усиление кучево-дождевой облачности над определенными районами суши с недостаточными осадками, 4) изменение внутритропических циклонов, 5) рассеяние тумана, 6) ускорение таяния снега в сельскохозяйственных районах.

Создание аэрозольного облака над океаном должно вызывать не только повышение прогревания воздуха, но и увеличение испарения (за счет интенсификации перемешивания в атмосфере). Поскольку в атмосферу ежегодно выбрасывается около $1530 \cdot 10^6$ т частиц диаметром меньше 5 мкм, то операции по мезомасштабным воздействиям при помощи аэрозольного облака (каждая из них требует введения примерно 1000 т аэрозоля) не представляют опасности для атмосферы. Ввиду малости размеров частиц они являются невидимыми и эффект облака в месте воздействия воспринимается визуально как наличие дымки, понижающей видимость на несколько процентов.

Важным аспектом аэрозольных радиационных эффектов в проблеме изменения климата является вопрос о трансформации солнечной радиации стратосферным аэрозолем. Многолетние высотные аэростатные измерения, результаты которых детально обсуждены в монографии [9], впервые позволили получить соответствующие данные для условий реальной атмосферы. Главный вывод этих исследований состоит в том, что стратосферный аэрозоль вызывает существенное ослабление (в том числе поглощение) солнечной радиации, достигающее максимальных значений в периоды после крупных вулканических извержений. Так, например, по данным одного из полетов общее аэрозольное ослабление прямой солнечной радиации нижней стратосферой (10—30 км) равно

0,218 кал/(см²·мин), а поглощение составляет 0,035 кал/(см²·мин). Для сравнения отметим, что в этом случае общее ослабление и аэрозольное поглощение толщей тропосферы (0—10 км) равны соответственно 0,931 и 0,270 кал/(см²·мин). Сопоставление приведенных цифр показывает, насколько значительным оказался в данном случае вклад стратосферы как в общее ослабление, так и в аэрозольное поглощение солнечной радиации.

Обратимся теперь к обсуждению радиационных эффектов стратосферного аэрозоля.

5.3. Стратосферный аэрозоль

Как уже отмечалось, проблема стратосферного аэрозоля привлекает особое внимание в связи с большой продолжительностью жизни стратосферного аэрозоля, что, в частности, вызвало обсуждение возможностей воздействия на климат путем изменения количества стратосферного аэрозоля. Рассмотрим некоторые результаты теоретических исследований влияния стратосферного аэрозоля на перенос коротковолнового и длинноволнового излучения. Цикл обстоятельных исследований по этой проблеме выполнил Лютер [195—198], предложив на основе использования методики расчета потоков коротковолновой радиации (разработанной Браслау и Даве [105]) модель переноса коротковолновой радиации в безоблачной плоско-параллельной атмосфере, учитывающую молекулярное и аэрозольное (в стратосфере) рассеяние, а также молекулярное (водяной пар, углекислый газ, озон, кислород) и аэрозольное поглощение. Предполагается, что подстилающая поверхность является диффузным отражателем, а влияние поляризации не существенно. Спектр коротковолновой радиации в диапазоне 0,285—2,5 мкм разбит на 83 «квазимондохроматических» интервала. Использована модель атмосферы с разбиванием на слои, имеющие, как правило, толщину 1 км в слое 0—25 км и 2,5—5 км на высотах 25—50 км (максимальное число слоев составляет 500). Оптическая толщина таких слоев не превосходит 0,02.

В основу решения уравнения переноса положено применение итерационной методики и представление индикатрисы рассеяния в виде ряда Фурье. Расчеты вертикальных профилей потоков коротковолновой радиации выполнялись для трех типов микроструктуры аэрозоля. Точность вычислений интегральных потоков составляет $\pm 0,5\%$. Хотя итерационная методика требует значительных затрат вычислительного времени (типичный вариант расчетов занимает около 20 мин на ЭВМ CDC-7600) и ограничивает вычисления случаем безоблачной атмосферы, ее серьезным преимуществом является высокая точность расчетов.

Серьезным источником ошибок расчета радиационных потоков являются погрешности задания входных параметров (количественные характеристики молекулярного и аэрозольного поглощения и рассеяния, структура и состав атмосферы и др.), вызывающие возникновение случайных ошибок. Те ошибки, которые порождены

неточностью самой расчетной методики, следует отнести к категории систематических. В связи с оценкой точности приближенных методик расчета альbedo системы земная поверхность — атмосфера Лютер [198] выполнил сопоставление интегрального альbedo, полученного путем интегрирования расчетного спектрального альbedo для диапазона 0,285—2,5 мкм и по данным об альbedo на длине волны 0,55 мкм. В обоих случаях методика расчета альbedo была одинаковой, причем вычисления сделаны для зенитных углов Солнца 30, 60 и 80° и альbedo подстилающей поверхности 0,0; 0,1; 0,15; 0,25; 0,50 и 0,80 для случаев модели тропической атмосферы, содержащей аэрозоль, и без аэрозоля.

Обнаружено хорошее согласие планетарного альbedo, рассчитанного с применением двух упомянутых методик, при малом альbedo поверхности ($\leq 0,1$), но даже при альbedo 0,8 расхождения составляют около 15% (альbedo на длине волны 0,55 мкм систематически выше интегрального). Анализ соотношения между альbedo системы и поверхности по данным точных и приближенных расчетов показал, что в этом случае значительные расхождения обнаруживаются при определении условий равенства альbedo системы и поверхности. Обе методики применены также для расчета изменений планетарного альbedo, обусловленных стратосферным аэрозолем при отсутствии аэрозоля в тропосфере. Показано, что одноволновую методику нельзя в рассматриваемом случае считать достаточно надежной, поскольку иногда имеют место даже расхождения знака изменчивости альbedo по сравнению с точным расчетом. Возможно, что лучшее согласие может быть получено при использовании другой длины волны.

В работе [197] обсуждены результаты расчетов альbedo системы земная поверхность — атмосфера в диапазоне длин волн 0,285—2,5 мкм, разделенном на 83 спектральных интервала для трех зенитных углов Солнца (30, 60 и 80°) и пяти значений альbedo подстилающей поверхности (0,0, 0,15, 0,25, 0,5 и 0,8) с целью оценить влияние изменений содержания стратосферного аэрозоля в слое 18—22 км на альbedo планеты при безоблачном небе и отсутствии тропосферного аэрозоля. Оптическая толщина слоя 18—22 км гринята равной 0,02 (фоновое значение) и 0,04 на длине волны 0,55 мкм. Фоновое значение соответствует содержанию аэрозоля 0,442 мкг/см². Микроструктура задана моделью дымки Дейрменджана. Вещественная часть комплексного показателя преломления частиц принята равной 1,45, а мнимая — 0,01 и 0,005, что соответствует альbedo единичного рассеяния 0,947 и 0,973 на длине волны 0,55 мкм, уменьшающемуся до 0,806 и 0,880, соответственно, при длине волны 2,45 мкм.

Различие мнимой части комплексного показателя преломления не вызывает заметного изменения альbedo системы в случае фонового аэрозоля. При малых альbedo поверхности планетарное альbedo увеличивается с ростом зенитного угла Солнца. Обратная ситуация имеет место при альbedo поверхности более 0,67. Рост содержания стратосферного аэрозоля вызывает увеличение альbedo

системы при малых альbedo поверхности, возрастающее с ростом зенитного угла Солнца (рис. 7). С увеличением альbedo поверхности влияние повышенного содержания аэрозоля на альbedo системы уменьшается и при большом альbedo системы изменяет знак. Полученные результаты качественно противоположны влиянию вариаций озона на планетарное альbedo: при малом альbedo поверхности планетарное альbedo возрастает при уменьшении содержания озона, причем это возрастание усиливается с увеличением альbedo поверхности.

В табл. 3 представлены результаты расчетов [201], характеризующие эффекты возрастания оптической толщины стратосферного аэрозоля $\Delta\tau$ (фоновое значение $\tau_b = 0,02$ на длине волны $0,55$ мкм) и уменьшения содержания озона $\frac{\Delta O_3}{O_3}$ в слое $20-30$ км для средних глобальных условий (высота Солнца 60°). Рассматриваемые значения получены как средние для альbedo подстилающей поверхности, равного $0,1$ и $0,5$.

В первой графе таблицы указаны отсчетные абсолютные значения радиационных потоков ($Вт/м^2$) и альbedo, которым соответствуют приведенные в последующих графах изменения радиационных потоков ($Вт/м^2$) и альbedo. В рассматриваемом случае как уменьшение содержания озона, так и рост концентрации аэрозоля обуславливают увеличение альbedo системы земля поверхность — атмосфера («похолодание» климата). Однако перераспределение

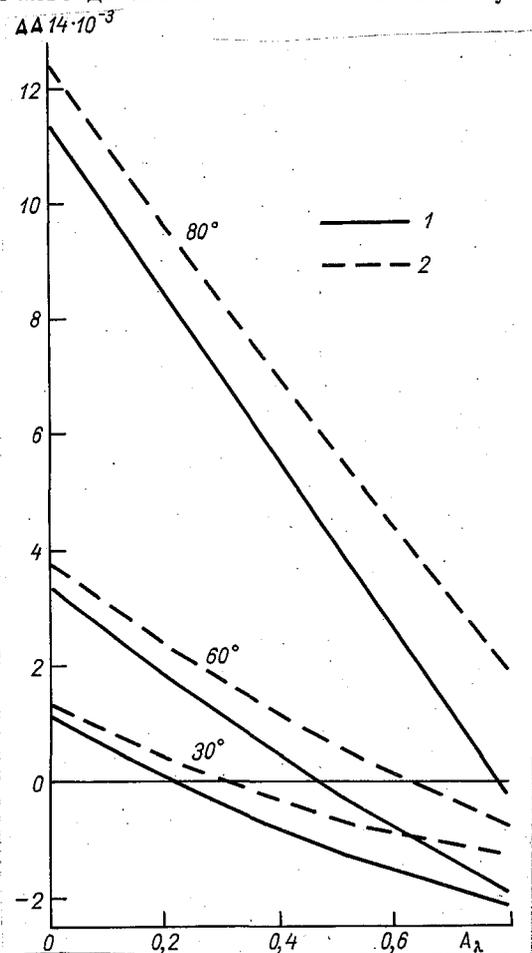


Рис. 7. Изменение альbedo системы земля поверхность — атмосфера ΔA (в долях единицы) при увеличении фоновой аэрозольной оптической толщины стратосферы ($\tau = 0,02$ при длине волны $0,55$ мкм) вдвое (на $0,02$) в зависимости от альbedo подстилающей поверхности A_λ и при различном зенитном расстоянии Солнца ($30, 60, 80^\circ$).

1) $m = 1,45-0,01i$; 2) $m = 1,45-0,005i$.

энергии между стратосферой и тропосферой различно: если уменьшение озона вызывает ослабление поглощения солнечной радиации стратосферой, но усиление—тропосферой, то в случае возрастания запыленности стратосферы имеет место противоположная ситуация (эффекты прогрева стратосферы и выхолаживания тропосферы, причем для системы земная поверхность — тропосфера второй эффект примерно вдвое больше). Естественно, что в реальных условиях соотношения обсуждаемых эффектов могут сильно изменяться в зависимости от свойств (и количества) аэрозоля, количества озона, зенитного расстояния Солнца и других факторов.

Таблица 3

Сравнение радиационных эффектов уменьшения содержания озона и увеличения концентрации аэрозоля в стратосфере

	Радиационные потоки	$\Delta O^3/O^3$		$\Delta \tau$	
		-0,052	-0,13	0,005	0,02
1. Уходящее коротковолновое излучение, Вт/м ²	481,9	-0,4	-1,1	-0,3	-1,3
2. Альbedo системы	0,2819	0,006	0,0016	0,0005	0,0019
3. Поглощенная стратосферой радиация, Вт/м ²	21,4	-0,9	-2,3	0,3	1,1
4. Нисходящий поток коротковолновой радиации на уровне тропопаузы, Вт/м ²	460,5	0,5	1,2	-0,6	-2,4
5. Поглощенная тропосферой радиация, Вт/м ²	92,1	0,1	0,2	-0,1	-0,3
6. Поглощенная земной поверхностью радиация, Вт/м ²	368,4	0,4	1,0	-0,5	-2,1

Данные табл. 3 содержат лишь оценки эффектов, связанных с переносом коротковолновой радиации. Расчеты показывают, что вклад длинноволновой радиации также является существенным. Так, например, уменьшение содержания озона на 50% ведет к росту температуры земной поверхности на 1,5° за счет возрастания поглощенной солнечной радиации, но уменьшению на 1,0°, обусловленному лучистым теплообменом [243]. Далее будут приведены сравнительные оценки радиационных эффектов аэрозоля в коротковолновом и длинноволновом диапазонах.

Обстоятельные расчеты влияния слоя стратосферного аэрозоля (15—25 км) на альbedo системы земная поверхность — атмосфера выполнены в работе [140]. Вычисления, относящиеся только к «реперной» длине волны 0,5 мкм, включают диапазон концентраций аэрозоля 0—3,2 мкг/м³ и сделаны при различных альbedo земной поверхности и зенитном расстоянии Солнца. Оценка изменения среднего глобального планетарного альbedo дала увеличение

альbedo примерно на 0,4% при возрастании концентрации аэрозоля в слое 15—25 км до 0,8 мкг/м³.

Рассмотрим некоторые результаты расчетов изменчивости лучистого притока тепла в стратосфере за счет поглощения коротковолновой радиации аэрозодем при неизменных содержаниях, микроструктуре и оптических свойствах стратосферного аэрозоля, но изменяющихся зенитном угле Солнца и альbedo подстилающей поверхности [196]. В основу расчетов положена 160-слойная модель атмосферы с разрешением по вертикали, составляющим 1 км в слое 0—25 км и 5 км — в слое 25—50 км. Вертикальные профили давления, температуры, водяного пара и озона соответствуют стандартной атмосфере тропиков. Для микроструктуры аэрозоля взята модель дымки *H*, предложенная Дейрменджаном. Счетная концентрация частиц в слое 18—22 км составляет 100 см⁻³, линейно убывающая до нуля на уровнях 17 и 23 км. В таком случае общее содержание аэрозоля составляет 5 · 10⁷ частиц на см², что эквивалентно 2,36 мкг/см² или 12 · 10⁶ т для глобальной атмосферы. Комплексный показатель преломления принят равным 1,45—0,005i. Оптическая толщина аэрозольного слоя на длине волны 0,55 мкм составляет 0,109, что примерно в пять раз превосходит нормальную оптическую толщину стратосферы, согласно Элтерману, и вдвое меньше увеличения оптической толщины стратосферы после извержения Агунга.

Рассматриваемые вычисления сделаны без учета влияния облачности и тропосферного аэрозоля. Лучистый приток тепла за счет поглощения коротковолновой радиации (радиационные изменения температуры) вычислен при зенитных углах Солнца 30, 60 и 80° и альbedo подстилающей поверхности 0,0; 0,25; 0,5 и 0,8. Анализ результатов вычислений показывает, что максимальные изменения поглощенной солнечной радиации имеют место вблизи верхней границы аэрозольного слоя. Так, например, при зенитном угле 30° увеличение радиационных изменений температуры на уровне 21,5 км составляет 1,0°C/сут при альbedo поверхности, равном 0,0 и 1,8°C/сут при альbedo 0,8 (рис. 8). При зенитном угле 80° соответствующие величины равны 1,0 и 1,1°C/сут. Появление слоя аэрозоля влечет за собой увеличение поглощенной слоем 18—22 км коротковолновой радиации более чем вдвое. При малых оптических толщинах (меньше 0,1) изменение лучистого притока тепла в первом приближении линейно зависит от содержания аэрозоля.

Значительный интерес представляет оценка влияния стратосферного аэрозоля на потоки длинноволновой радиации и лучистый теплообмен. В предположении, что стратосферный аэрозоль представляет собой капли 75%-ного раствора серной кислоты, Лютер [199] получил оценки влияния аэрозоля на потоки длинноволновой радиации у верхней и нижней границ аэрозольного слоя летом и зимой на различных широтах. Микроструктура аэрозоля задана моделью дымки *H*, предложенной Дейрменджаном, а содержание стратосферного аэрозоля в слое 18—22 км предполагается возрастающим на 0,1 мкг/см², что соответствует увеличению опти-

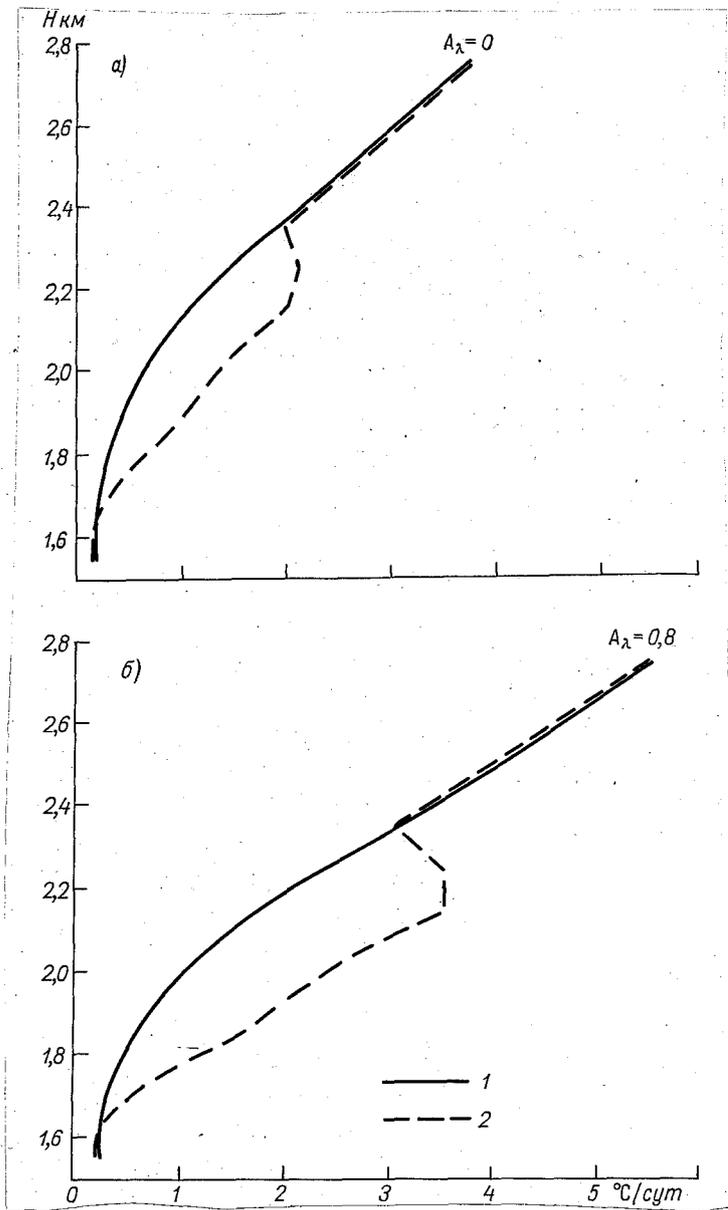


Рис. 8. Вертикальные профили радиационного нагрева, обусловленного поглощением коротковолновой радиацией без учета (1) и с учетом (2) аэрозоля. Зенитное расстояние Солнца равно 30° .

a — альbedo подстилающей поверхности $A_\lambda = 0$; *b* — альbedo подстилающей поверхности $A_\lambda = 0.8$.

ческой толщины слоя при длине волны 0,55 мкм на 0,005, а в инфракрасной области спектра (6—50 мкм) — в среднем на 0,00025. Принято, что в инфракрасной области спектра частицы являются полностью поглощающими.

Таблица 4

Изменение потоков длинноволновой радиации над ($\Delta F \uparrow$) и под ($\Delta F \downarrow$) аэрозольным слоем и лучистого притока тепла Δq в слое

Зоны	$\Delta F \downarrow$ Вт/м ²	$\Delta F \uparrow$ Вт/м ²	Δq Вт/м ²	T К	T_e К
Тропики	0,43	—0,71	0,28	207,0	264,0
Умеренные широты					
Лето	0,53	—0,56	0,03	218,0	261,0
Зима	0,51	—0,32	—0,19	215,2	243,7
Субарктические широты					
Лето	0,60	—0,36	—0,24	225,0	253,0
Зима	0,49	—0,21	—0,28	214,1	234,1

Расчеты по данным о стратификации атмосферы в тропиках, умеренных и субарктических широтах зимой и летом привели к величинам, указанным в табл. 4. Здесь T — температура на высоте 20 км, а T_e — эффективная температура, принятая равной температуре воздуха на уровне 6 км (~500 мбар). Как видно, наблюдается увеличение нисходящего потока радиации в тропосферу (у нижней границы аэрозольного слоя), наиболее значительно проявляющееся летом и в высоких широтах, т. е. тепловое излучение стратосферного аэрозоля способствует прогреванию тропосферы. Уменьшение восходящего потока радиации над аэрозольным слоем, наоборот, слабее выражено в высоких широтах и свидетельствует об уменьшении уходящего излучения под влиянием аэрозоля. Это уменьшение уходящего излучения в некоторой степени компенсирует убывание поглощенной коротковолновой радиации, обусловленное стратосферным аэрозолем (см. табл. 3). Аэрозольный слой нагревается за счет лучистого теплообмена в низких широтах и охлаждается — в высоких широтах. Хотя все изменения радиационных потоков малы (глобальное среднее значение уходящего излучения составляет 233 Вт/см²), они могут оказаться существенными, но для выяснения этого вопроса необходимо сопоставление с соответствующими изменениями потоков и притоков коротковолновой радиации.

Обратимся в связи с этим к детальному сопоставлению результатов выполненных в работе [195] расчетов потоков коротковолновой и длинноволновой радиации с целью оценить влияние стратосферного аэрозоля, расположенного в слое 18—22 км, на лучистый приток тепла и радиационный баланс системы «земная поверх-

ность — атмосфера» в условиях тропической атмосферы при отсутствии облаков. Сведения о потоках длинноволновой радиации взяты по неопубликованным данным вычислений Р. Эллинсона, сделанных с учетом водяного пара, углекислого газа, озона, метана (полоса 7,66 мкм) и окиси азота (7,78 мкм). Эти вычисления осуществлены на спектральной основе (100 интервалов в диапазоне от 3,55 мкм до бесконечности) при учете влияния многократного рассеяния аэрозолем.

Таблица 5

Восходящие и нисходящие интегральные потоки длинноволновой радиации (Вт/см²) на нижней (17 км) и верхней (23 км) границах аэрозольного слоя

	Потоки		Длинноволновый радиационный баланс	Изменение радиационного баланса
	восходящий	нисходящий		
23 км				
Без аэрозоля	288,9	9,1	-279,8	—
Дымка <i>H</i>	287,4	9,1	-278,3	+1,5
Дымка <i>M</i>	287,4	9,1	-278,3	+1,5
17 км				
Без аэрозоля	290,9	10,8	-280,1	—
Дымка <i>H</i>	290,9	11,6	-279,3	+0,8
Дымка <i>M</i>	290,9	11,6	-279,3	+0,8

В основу вычислений потоков коротковолновой радиации положена описанная выше схема. Конкретные расчеты сделаны для 83 спектральных интервалов в диапазоне 0,285—2,5 мкм и 500-слойной модели атмосферы. Предполагается, что стратосферный аэрозоль состоит из капель водного 75%-ного раствора серной кислоты (комплексный показатель преломления $m=1,45-0,005i$), а его микроструктура соответствует моделям дымки *H* или *M*, предложенным Д. Дейрменджаном (первая из этих моделей рассматривается как реалистическая). В обоих случаях общее содержание аэрозоля в стратосфере одинаково и составляет 2,36 мкг/см², что соответствует $5 \cdot 10^7$ частиц/см² в случае дымки *H* и $3,175 \cdot 10^6$ — дымки *M*, для которой характерно преобладание более крупных частиц. Влияние тропосферного аэрозоля не учитывалось. Поскольку при малых оптических толщинах (менее 0,1) изменения потоков коротковолновой и длинноволновой радиации линейно зависят от общего содержания аэрозоля, то возможна уверенная экстраполяция полученных результатов.

Таблица 5 характеризует результаты вычислений потоков длинноволновой радиации, которые свидетельствуют о том, что влияние микроструктуры аэрозоля на перенос длинноволновой радиации практически незначительно. Наличие стратосферного аэрозоля в

рассматриваемом случае способствует прогреванию тропосферы и стратосферы (увеличение содержания стратосферного аэрозоля должно приводить к усилению прогревания).

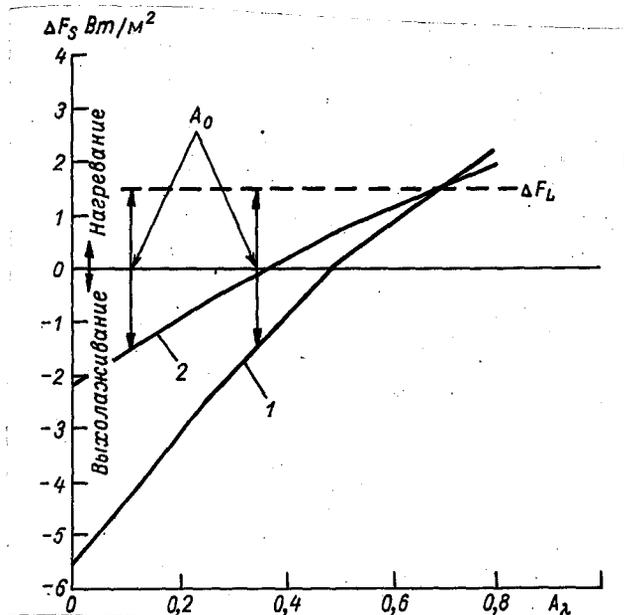


Рис. 9. Изменение эффективного потока коротковолновой радиации $\Delta F_s = \Delta(F^\downarrow - F^\uparrow)$ в зависимости от альбедо подстилающей поверхности A_λ для моделей дымки H (1) и дымки M (2) по сравнению со случаем отсутствия аэрозоля. ΔF_L — изменение эффективного потока длинноволновой радиации, A_0 — альбедо для нулевого эффекта.

Вычисления потоков коротковолновой радиации показали, что средние суточные значения изменения коротковолнового баланса на границах аэрозольного слоя сильно зависят от альбедо подстилающей поверхности и микроструктуры аэрозоля (рис. 9). При достаточно высоком альбедо поверхности наличие стратосферного аэрозоля способствует прогреванию системы земная поверхность—атмосфера ниже верхней границы аэрозольного слоя. При малых альбедо имеет место эффект выхолаживания, обусловленный возрастанием альбедо системы. В случае дымки H переход от суммарного выхолаживания (с учетом коротковолновой и длинноволновой радиации) к прогреванию слоя 0—23 км имеет место при альбедо поверхности больше 0,35. Если учесть, что среднее глобальное альбедо составляет около 0,3, то можно сделать вывод, что в таком случае влияние стратосферного аэрозоля на радиационный баланс системы, обусловленное коротковолновой и длинноволновой радиацией, примерно одинаково по значению, но противоположно по знаку. (Расчеты, относящиеся к нижней границе аэрозольного слоя

(17 км) показывают, что при любых альbedo стратосферный аэрозоль вызывает ослабление инсоляции тропосферы, значительно более сильно выраженное в случае дымки H (рис. 10). Таким образом, происходит выхолаживание тропосферы, которое в 2—5 раз превосходит нагревание, обусловленное длинноволновой радиацией. Поэтому результирующим эффектом стратосферного аэрозоля является выхолаживание тропосферы. Поглощение коротковолновой радиации самим слоем аэрозоля обуславливает его прогревание, которое в 2—4 раза превосходит прогревание за счет длинноволновой радиации.

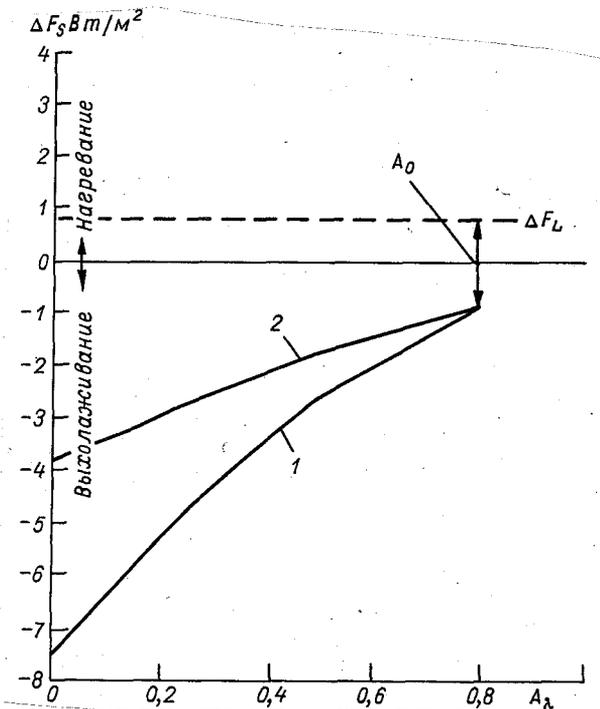


Рис. 10. Изменение эффективного потока коротковолновой радиации ΔF_s в зависимости от альbedo подстилающей поверхности. Усл. обозначения см. рис. 9

Поскольку изменения коротковолнового баланса, вызванные стратосферным аэрозолем, значительно сильнее проявляются на уровне нижней границы аэрозольного слоя, это означает, что даже в том случае, когда стратосферный аэрозоль не оказывает влияния на планетарное альbedo, его присутствие может существенно сказываться на радиационном балансе системы подстилающая поверхность — тропосфера и, следовательно, на температуре поверхности. Естественно, что необходимо продолжение такого рода расчетов с целью охватить гораздо более широкое разнообразие условий

(широта, время года и др.). Можно, однако, высказать спекулятивное суждение, что стратосферный аэрозоль должен способствовать похолоданию летом и потеплению зимой в высоких широтах [196].

6. ПЕРИСТЫЕ ОБЛАКА

Облака являются главным фактором трансформации излучения атмосферой. Естественно поэтому, что проблема влияния облачности на перенос излучения привлекает большое внимание. Имея в виду, что этой проблеме посвящен ряд вышедших за последние годы монографий [27—29, 179], мы ограничимся здесь главным образом упоминанием некоторых новых результатов и более обстоятельным обсуждением вопроса о влиянии перистых облаков.

В связи с разработкой схем численного моделирования общей циркуляции атмосферы и теории климата продолжалось совершенствование приближенных методик (схем параметризации) расчета радиационных потоков в тропосфере и стратосфере. Так, например, в работе (Лациса, Хансена, 1974) предложена методика вычисления потоков коротковолновой радиации, обеспечивающая достаточно надежный учет притока тепла за счет поглощения коротковолновой радиации при экономном использовании машинного времени. Учет рассматриваемого вида притока тепла приводит к увеличению расхода машинного времени только на 0,3%.

В обсуждаемой схеме параметризации принято во внимание влияние многократного рассеяния и всех основных факторов переноса коротковолнового излучения: распределения водяного пара, количества и типа облаков, зенитного расстояния Солнца, альбедо godстилающей поверхности и распределения озона. При разработке схемы параметризации использована примерно 50-слойная модель атмосферы. Влияние азимутальной зависимости и поляризации излучения не учитывается. Последнее может обусловить ошибки расчета интенсивности радиации, не превосходящие 10% в случае релейского рассеяния и 1% при рассеянии радиации облаками. При вычислении потоков радиации ошибки уменьшаются до величины менее 0,1%.

Принципиальной основой схемы параметризации поглощения коротковолновой радиации при учете многократного рассеяния является использование метода «добавления», который при наличии однородной атмосферы эквивалентен методу удвоения. Расчеты по методу «добавления» служат эталоном для вывода приближенных формул, определяющих поглощение радиации водяным паром при ясном и облачном небе. В этих формулах учет многократности рассеяния осуществлен путем введения коэффициентов диффузности.

В случае сплошной облачности схема параметризации сводится к использованию двухпоточкового приближения. При такой параметризации существенные ошибки (по сравнению с расчетами по методу «добавления») имеют место лишь в подоблачном слое. Главный эффект присутствия многослойной облачности состоит в

росте (главным образом за счет увеличения пробега фотонов при многократном рассеянии) радиационного нагревания в слоях облаков, локализованных вблизи их верхней границы, и уменьшении нагревания под облаками. При этом поглощение жидкой водой явным образом не учитывалось, но принималось во внимание косвенно — путем введения эффективного (увеличенного) содержания водяного пара.

Поглощение озоном в слоях выше 15 км вычислено с учетом влияния релеевского рассеяния и альbedo подстилающей поверхности. При содержании озона вдоль пути луча, превосходящем 1 см, поглощение озоном в видимой области спектра (полоса Шапюи) превосходит поглощение в ультрафиолетовом диапазоне (полосы Хартли и Хюгенса), так как последнее достигает насыщения при содержании озона около 0,5 см. Приближенная схема параметризации поглощения коротковолновой радиации озоном основана на рассмотрении тропосферы как чисто рассеивающей, а стратосферы — поглощающей среды (точность этой схемы составляет около 1% по отношению к методу «добавления»).

Расчеты показали, что поглощение озоном сосредоточено главным образом вблизи слоя максимума его концентрации, а также над этим слоем (высота 25—50 км) и обусловлено полосой Шапюи и длинноволновым крылом полосы Хюгинса, причем поглощение в видимой области спектра весьма чувствительно к альbedo подстилающей поверхности (или верхней границы облаков).

Одной из возможностей экспериментальной проверки схемы параметризации может служить сравнение вычисленных и измеренных альbedo Земли. Расчет среднего альbedo Земли в предположении, что количество облаков равно 50%, дал значение 31%, которое близко соответствует данным спутниковых измерений (29%). Лацис и Хансен подчеркнули необходимость учета поглощения аэрозолем, а также поглощения молекулярным кислородом и углекислым газом, которое может достигать 8% по отношению к общему поглощению коротковолновой радиации атмосферой.

Допплик [93] выполнил расчеты средних месячных глобальных меридиональных профилей лучистого притока тепла и его составляющих в свободной атмосфере на высотах от земной поверхности до уровня 10 мбар. Данные этих расчетов воспроизведены в форме меридиональных разрезов, осредненных по сезонам. Исходным материалом для расчета лучистых притоков тепла послужили данные вычислений средних месячных радиационных потоков для толщи атмосферы 5—1000 мбар, выполненных для поясов широт 10° в интервале 80° с. ш. — 80° ю. ш.

При вычислении потоков длинноволнового (теплого) излучения в качестве поглощающих и излучающих компонент атмосферы учтены водяной пар, углекислый газ и озон (принято во внимание перекрывание полос поглощения этих газов). Рассмотрена облачность трех типов: нижнего, среднего и верхнего ярусов (в последнем случае излучательная способность облаков принята равной 50%). При вычислении поглощения атмосферой коротковолно-

вой радиации в области длин волн меньше 0,7 мкм учтено лишь поглощение озоном (облака в этом диапазоне спектра считаются непоглощающими). При длинах волн более 0,7 мкм принято во внимание поглощение водяным паром, углекислым газом, кислородом и облаками. Результаты рассматриваемых расчетов отдельных компонент лучистого притока тепла (длинноволновый лучистый теплообмен, обусловленный водяным паром, углекислым газом и озоном; вклад соответствующих компонент в поглощение коротковолновой радиации) снова подтвердили, что лучистый теплообмен за счет водяного пара всегда вызывает выхолаживание (во всех случаях эффективный поток теплового излучения возрастает с высотой), достигающее максимальных величин в тропосфере низких широт. Минимальное выхолаживание имеет место вблизи тропической тропопаузы.

Следствием лучистого теплообмена за счет озона является нагревание выше тропической тропопаузы. Радиационное нагревание вблизи тропической тропопаузы наблюдается и за счет углекислого газа. Результирующий эффект длинноволновой радиации сводится к выхолаживанию, особенно в низких широтах. Лишь вблизи тропической тропопаузы имеет место слабое нагревание. Поглощение коротковолновой радиации в тропосфере обусловлено преимущественно водяным паром, а в стратосфере — озоном.

Анализ данных о суммарном лучистом притоке тепла для четырех сезонов показывает, что в тропосфере почти всегда наблюдается радиационное выхолаживание (особенно в тропиках), обусловленное сильным влиянием длинноволнового выхолаживания за счет водяного пара. Радиационное нагревание за счет озона имеет место в стратосфере низких и умеренных широт, но в высоких широтах оно сменяется выхолаживанием, обусловленным главным образом углекислым газом. Сопоставление с аналогичными результатами более ранних расчетов свидетельствует о хорошем качественном согласии.

Осуществление АТЭП вызвало особый интерес к исследованиям радиационных факторов циркуляции в тропиках [46—47]. Крупномасштабные движения тропической атмосферы обусловлены горизонтальной неоднородностью распределения неадиабатических факторов нагревания атмосферы. Главными факторами являются при этом скрытая теплота конденсации водяного пара в кучевых облаках и радиационное нагревание. Поскольку перенос излучения определяется в первую очередь влиянием облачности, пространственное распределение конвективных облаков представляет основную причину появления горизонтальных градиентов радиационного нагревания.

Альбрехт и Кокс [46, 47] детально обсудили данные, характеризующие крупномасштабные особенности пространственных полей конденсационного (конвективного) и радиационного притоков тепла. Данные измерений вблизи о-вов Рождества и Пальмира показывают, что для вертикального профиля длинноволнового обмена при облачном небе типично наличие максимумов выхолаживания

(в среднем около $5^{\circ}\text{C}/\text{сут}$) в слое 250—300 мбар и нагревания (порядка $1^{\circ}\text{C}/\text{сут}$) вблизи уровня 500 мбар. В случае ясного неба ниже уровня 450 мбар имеет место почти не зависящее от высоты радиационное выхолаживание (около $2^{\circ}\text{C}/\text{сут}$), а выше упомянутого уровня происходит постепенный переход к нагреванию, достигающему $0,5^{\circ}\text{C}/\text{сут}$ на уровне 175 мбар.

Что касается роли поглощения коротковолновой радиации, то она предполагается малосущественной. По данным расчетов максимальное радиационное нагревание в случае облачного неба, происходящее на слой 150—400 мбар, составляет всего $0,7^{\circ}\text{C}/\text{сут}$, а при ясном небе уменьшается до $0,1—0,2^{\circ}\text{C}/\text{сут}$, т. е. вклад коротковолновой компоненты горизонтального градиента лучистого притока тепла составляет менее 15% длинноволновой компоненты.

Оценки конвективного нагревания для западной части Тихого океана привели к вертикальному профилю с максимумом около $2^{\circ}\text{C}/\text{сут}$. Применение диагностической модели тропической циркуляции для оценки влияния конвективного и радиационного (обусловленного лишь длинноволновой радиацией) притоков тепла на тропосферные движения показало, что многие особенности тропосферных волн в экваториальном поясе, выявляемые моделью циркуляции, можно объяснить наблюдаемыми разностями лучистого притока тепла между гребнями и ложбинами волн. И, хотя структура этих волн не соответствует наблюдаемой, она оказывается сходной со слоистой структурой меридиональной компоненты ветра, наблюдавшейся в период эксперимента на «линейных островах» (о-ва Рождества и Пальмира).

При комбинированном учете радиационного и конвективного нагревания выявилась большая чувствительность вертикальной структуры вынужденных движений к фазовым разностям радиационного и конвективного нагревания. Амплитуда изменений меридиональной компоненты ветра варьирует на уровне 200 мбар от 1 м/с в случае, когда радиационно-активные облака верхней тропосферы располагаются над зоной конвективного нагревания, до 5,5 м/с, когда облако смещено на половину длины волны относительно такой зоны. При этом дивергенция ветра на уровне 200 мбар у зоны конвективного нагревания изменяется соответственно от $1 \cdot 10^{-6}$ до $8 \cdot 10^{-6}$ с⁻¹. Поскольку горизонтальные градиенты радиационного нагревания близки по значению горизонтальным градиентам суммарного притока тепла, это означает, что радиационные факторы могут оказывать большое влияние на циркуляцию в тропической атмосфере.

Продолжая выполненные ранее исследования [28], Полтридж [234] предложил приближенную теоретическую модель взаимодействия радиации и динамики в процессе трансформации слоистообразного облака. Эта модель показывает, что радиация может быть доминирующим фактором, определяющим толщину облака, водосодержание и некоторые другие особенности слоистообразных, в особенности слоисто-кучевых облаков. В связи с этим получены приближенные соотношения, связывающие длинноволновое радиа-

ционное выхолаживание и водосодержание облака, а также определяющие обмен водяным паром через границы облака.

Использование этих соотношений приводит к выводу, что в случае слоисто-кучевого облака, расположенного на уровне верхней границы пограничного слоя, имеет место такое равновесие, когда восходящий поток водяного пара в облаке уравнивается турбулентным потоком сухого воздуха из слоев атмосферы, расположенных выше надоблачной инверсии. Приток сухого воздуха сверху, определяющий процесс установления такого рода равновесия, зависит от радиационного выхолаживания вблизи верхней границы облака, которое, в свою очередь, обусловлено водностью и толщиной облака, находясь в прямой зависимости от этих параметров. Подобное равновесие обычно бывает устойчивым и обеспечивает постоянство водосодержания облачного слоя, который постепенно поднимается вверх со скоростью, зависящей от потока водяного пара снизу и сухости воздуха над облаком.

Любой фактор, вызывающий увеличение радиационного выхолаживания облака, способствует уменьшению его толщины. Такая ситуация наблюдается, например, в том случае, когда слой слоисто-кучевой облачности затеняется от Солнца расположенным выше высоко-кучевым облаком, что уменьшает нагрев верхней части слоя за счет поглощения солнечной радиации и, следовательно, ведет к росту выхолаживания. Наблюдения указывают на возможность в этом случае постепенной диссипации слоисто-кучевого облака. Расчеты, основанные на использовании описанной модели, приводят к выводу, что вершины облака могут проникать в зону надоблачной инверсии, если локальные градиенты удельной влажности в пределах слоя инверсии превосходят 8 г/кг .

Большая протяженность и высота перистых облаков в тропической атмосфере делают их важным фактором переноса энергии, обусловленного радиационными процессами. Именно это обусловило за последние годы усиление внимания к проблеме влияния перистых облаков на перенос излучения [166, 190—192, 221].

В работе [121] предложена методика расчета потоков и притоков коротковолновой ($0,3\text{—}3 \text{ мкм}$) и длинноволновой ($3\text{—}55 \text{ мкм}$) радиации при наличии слоя перистых облаков. Радиационные потоки на границах облачного слоя выражены как функции эффективной коротковолновой оптической толщины и интегральной излучательной способности (в инфракрасном диапазоне). Первый из этих параметров является определяющим для радиационного баланса подстилающей поверхности, а второй — в существенной мере влияет на радиационный баланс атмосферы. Поскольку оптическая толщина перистых облаков сравнительно мала (рассмотрен диапазон $0,04\text{—}0,29$), при расчетах потоков коротковолновой радиации можно ограничиться учетом рассеяния первого порядка. Принято также, что тепловое излучение перистых облаков является серым (излучательная способность варьирует в пределах $0,2\text{—}0,8$).

Вычисления сделаны для сплошного покрова перистых облаков толщиной $1\text{—}2 \text{ км}$, расположенного на различных высотах при

минимальной высоте нижней границы, равной 9 км, а верхней границы — 16 км. Предполагается, что облака состоят из сферических ледяных частиц диаметром 40 мкм. Стратификация атмосферы взята согласно данным для стандартной атмосферы США (1966 г.) на широте 15° с. ш. (рассмотрена 21-уровневая модель атмосферы).

Сопоставление радиационного баланса всей толщи тропической атмосферы над океаном для случаев ясного неба и при наличии перистых облаков показало, что последние являются важным фактором баланса энергии тропической атмосферы, причем это происходит главным образом за счет радиационного баланса подстилающей поверхности, вследствие уменьшения (до 22%) прихода коротковолновой радиации (радиационный баланс системы земная поверхность—атмосфера изменяется под влиянием перистых облаков сравнительно мало). Увеличение лучистого притока тепла ко всей толще атмосферы при появлении слоя перистых облаков толщиной 2 км с нижней границей на уровне 200 мбар составляет за сутки (2 июля) от 32 до 100% по сравнению со скрытой теплотой конденсации в кучево-дождевом облаке (абсолютное значение отрицательного радиационного баланса атмосферы при наличии облаков составляет от 22% до 78% по отношению к безоблачной атмосфере). Этот избыток энергии возрастает с ростом излучательной способности и высоты облаков. Во всех рассмотренных случаях тропической атмосферы радиационное выхолаживание каждого слоя атмосферы (за исключением слоя над верхней границей перистых облаков) меньше, чем при безоблачной атмосфере (иногда уменьшение радиационного выхолаживания достигает 1°C/сут).

Выявление существенного влияния перистых облаков на энергетику атмосферы привлекло внимание к исследованию их оптических характеристик. Согласно [285], излучательная способность перистых облаков изменяется в очень широких пределах. В работе [221] обсуждены данные аэростатных измерений распределения энергии в спектре теплового излучения для интервала 10—12 мкм во время подъема аэростата с базы ВВС США в Холломане (штат Нью-Мексико) ночью 4 февраля 1970 г. Поле зрения спектрометра (12°×12°) было ориентировано под углом 45° к горизонту. В момент запуска небо было ясным, но во время подъема и при смещении на восток аэростат прошел через протяженный слой однородных перистых облаков. Анализ спектров позволяет четко установить тот момент, когда аэростат оказался под облаками (по изменению спектра излучения), а также указывает на то, что влияние облаков перестало ощущаться выше 12,4 км. Основной слой облачности располагается на высотах от 8,1 до 11,6 км. Наличие данных о вертикальном профиле температуры позволило определить эффективную излучательную способность облаков на длине волны 11 мкм, которая составила в рассматриваемом случае 0,42. Этому значению соответствует излучательная способность в вертикальном направлении, равная 0,35—0,38. Расчет вертикального профиля излучательной способности дал величину вертикального градиента, равную 0,10 км⁻¹.

В связи с проблемой перистых облаков возрос интерес к изучению статистики стратосферных облаков [275]. Весьма актуальными являются исследования инверсионных следов самолетов [177, 178], особенно в силу того, что нередко происходит трансформация инверсионных следов реактивных самолетов в достаточно мощные слои перистых облаков. Иногда на высотах от 7,5 до 12 км несколько следов, сливаясь, образуют почти сплошную пелену. В связи с тем, что это явление может оказать существенное влияние на радиационный баланс атмосферы, на самолете-лаборатории НАСА «Конвэр-990» были предприняты измерения потоков длинноволновой и солнечной радиации при наличии следов [183].

Полусферические потоки коротковолновой радиации измерялись при помощи пиранометров, а для измерений инфракрасного излучения в области длин волн 10—12 мкм был использован узкоугольный (поле зрения $0,14 \times 0,14^\circ$) радиометр. Влияние перистых облаков на перенос излучения оценено также на основе расчетов, сделанных для модели монодисперсного облака, состоящего из сферических ледяных частиц радиусом 50 мкм. Для области длин волн 6—50 мкм принят комплексный показатель преломления, равный $1,38 - 0,35i$.

При выполнении программы измерений осуществлено десять полетов над и под полосами самолетных следов на высотах от 10,5 до 12 км. Толщина слоев следа составляла в среднем около 500 метров. Сравнение измеренных и вычисленных значений пропускательной и отражательной способности показало, что согласие получается наилучшим при концентрации частиц, равной $0,027 \text{ см}^{-3}$, что довольно близко соответствует наблюдаемой концентрации частиц в перистых облаках.

Слой толщиной 500 м увеличивает нисходящий поток длинноволнового излучения (под слоем) на 21% и приводит к уменьшению прихода солнечной радиации на 15%, что в результате ведет к уменьшению радиационного баланса на уровне нижней границы слоя на 12%. Это уменьшение эквивалентно падению радиационного баланса земной поверхности на 7% или спаду температуры поверхности на $5,3^\circ\text{C}$, если предполагать существование устойчивого следа. В случае, когда слои следов наблюдаются в течение 5% всего периода времени, спад температуры составит только $0,15^\circ\text{C}$. Таким образом, в настоящее время инверсионные следы самолетов не оказывают влияния на климат или общую циркуляцию атмосферы, но по мере увеличения в будущем числа реактивных самолетов могут приводить к изменениям местной циркуляции.

7. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Ведущая роль радиационных факторов климата вызывает большой интерес к исследованиям радиационной компоненты энергетики атмосферы и подстилающей поверхности. Если задачи определения лучистых притоков тепла, обусловленных молекулярным по-

глощением и лучистым теплообменом (в условиях безаэрозольной атмосферы), можно считать более или менее решенными, то проблема влияния аэрозоля на перенос излучения и соответствующих климатических эффектов остается во многом неясной. Это касается как переноса излучения при наличии водного аэрозоля (облака), так и сухого аэрозоля (дымка). *П. М. М. А.*

Оставляя в стороне проблему облачности (здесь главная трудность состоит в поисках статистических подходов для решения задачи о переносе излучения при наличии частичной облачности), подчеркнем, что при исследовании климатических эффектов аэрозоля основным препятствием является отсутствие адекватных данных о планетарном аэрозоле. Решающее значение имеет в связи с этим осуществление широкой программы исследований пространственного (трехмерного) распределения и временной изменчивости концентрации аэрозоля, его химического состава микроструктуры, формы и комплексного показателя преломления частиц. Для этой цели должны быть использованы как прямые, так и косвенные (лазерное зондирование, космическая дистанционная индикация) методы измерений. Актуальной задачей анализа данных такого рода измерений является выявление соотношения между аэрозолем естественного и индустриального происхождения.

Исключительно важное значение имеет разработка теории формирования глобального тропосферного и стратосферного аэрозоля. Подобная теория, опирающаяся на данные наблюдений, могла бы стать «аэрозольным блоком» теории климата. Только такой путь откроет возможности адекватной теоретической оценки климатообразующей роли атмосферного аэрозоля.

Влияние атмосферного аэрозоля на климат может проявляться по-разному. Это и воздействие аэрозоля на облачность, что в свою очередь обуславливает изменения радиационного режима атмосферы, и прямое влияние аэрозоля на перенос коротковолновой и длинноволновой радиации. Первый из упомянутых аспектов может оказаться наиболее существенным, поскольку облака являются главным регулятором радиационного режима атмосферы и подстилающей поверхности. Даже малые (порядка нескольких процентов) изменения количества облаков могут сказываться более значительно, чем большие вариации пылевого аэрозоля.

До сих пор высказывались лишь отдельные догадки о возможных путях воздействия аэрозоля на облака (влияние на условия формирования облачности повышенной концентрации ядер конденсации, изменение оптических свойств облаков в результате растворения или аккреции вещества аэрозоля каплями воды и др.). Поэтому исследования роли аэрозоля в формировании и эволюции облачного покрова имеют первостепенное значение. Весьма неполны еще и сведения об оптических характеристиках облаков (оптическая толщина, альбеда, индикатриса рассеяния). Между тем, несомненно, что только прецизионные измерения оптических и микрофизических характеристик, а также химического состава капель облаков позволят (вместе с данными о сухом аэрозоле) решить

проблему взаимодействия аэрозоля и облачности. В этой связи необходимы эксперименты не только в натуральных, но и лабораторных условиях.

Что касается прямого влияния аэрозоля на перенос излучения, то основные пути решения этой проблемы связаны с дальнейшим развитием теории переноса и осуществлением комплексных экспериментов, позволяющих получить одновременные данные как об аэрозоле (концентрация, микроструктура, оптические характеристики), так и о представляющих интерес радиационных характеристиках (альbedo системы земная поверхность—атмосфера поглощенная различными слоями атмосферы коротковолновая радиация, лучистый теплообмен и др.). Важно, чтобы такого рода комплексные аэрозольно-радиационные эксперименты были предприняты в различных зонах земного шара (тропический океан, пустыни, степи, ледяные шиты Арктики и Антарктики, леса тропических и умеренных широт и др.). Особого внимания требует стратосферный аэрозоль — как с точки зрения исследований физико-химических процессов, обуславливающих его формирование, так и в отношении влияния на радиационный режим стратосферы, тропосферы и подстилающей поверхности. Упомянутые выше и другие задачи, связанные с проблемой «аэрозоль и климат», позволяют считать актуальным осуществление программы Глобального аэрозольно-радиационного эксперимента (ГАРЭКС), необходимой для решения всей совокупности задач.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кондратьев К. Я. Солнечная постоянная. — «Метеорология и гидрология», 1971, № 3, с. 8—14.
2. Кондратьев К. Я., Никольский Г. А. Вариации солнечной постоянной по аэрозольным исследованиям в 1962—1968 гг. — «Изв. АН СССР, Физика атм. и океана», 1970, т. 6, № 3, с. 227—238.
3. Кондратьев К. Я., Никольский Г. А. Солнечная постоянная и её возможные вариации. — В кн.: Труды симпозиума по солнечно-корпускулярным эффектам в тропосфере и стратосфере (XV Ген. ассамблея МГГС, 1971). Л., Гидрометеиздат, 1973, с. 143—148.
4. Сазонов Б. И., Логинов В. Ф. Солнечно-тропосферные связи. Л., Гидрометеиздат, 1969, 115 с.
5. Солнечно-атмосферные связи в теории климата и прогнозах погоды. Под ред. Э. Р. Мустель. Л., Гидрометеиздат, 1974, 484 с.
6. Гуди Р. М. Атмосферная радиация. М., «Мир», 1966, 522 с.
7. Зуев В. Е. Лазер-метеоролог. Л., Гидрометеиздат, 1974, 179 с.
8. Кондратьев К. Я. и др. Микроволновое дистанционное зондирование окружающей среды. Обзор. Обнинск, 1975, 109 с.
9. Кондратьев К. Я. Влияние аэрозоля на перенос излучения: возможные климатические последствия. Л., Изд-во ЛГУ, 1973, 266 с.
10. Кондратьев К. Я., Ивлев Л. С., Никольский Г. А. Комплексные исследования стратосферного аэрозоля. — «Метеорология и гидрология», 1974, № 9, с. 16—26.
11. Комплексный энергетический эксперимент. Под ред. К. Я. Кондратьева, М. Е. Берлянд. Л., Гидрометеиздат, 1974, 115 с. (Тр. ГГО. Вып. 332).
12. Розенберг Г. В. Проекторный луч в атмосфере. М., Изд. АН СССР, 1960, 244 с.
13. Захаров В. М., Костко О. К. Лазеры и метеорология. Л., Гидрометеиздат, 1972, 62 с.

14. Захаров В. М., Тихонов А. П., Чайнова Э. А. Исследование вертикального профиля коэффициента рассеяния в атмосфере лазерным локатором. — «Изв. АН СССР. Физика атм. и океана», 1974, т. 10, № 11, с. 1216—1221.
15. Иванов А. П. и др. Лазерное зондирование верхних слоев атмосферы. — «Изв. АН СССР. Физика атм. и океана», 1974, т. 10, № 8, с. 864—871.
16. Таварткиладзе К. А. Увеличение запыленности атмосферы над территорией СССР. — «Метеорология и гидрология», 1970, № 5, с. 42—52.
17. Берлянд М. Е. и др. К теории рассеяния и поглощения радиации и оценке глобального загрязнения атмосферы по актинометрическим данным. — «Труды ГГО», 1974, вып. 314, с. 3—20.
18. Будыко М. И. Изменения климата. Л., Гидрометеоздат, 1974, 280 с.
19. Климат и воздействия на аэрозольный слой атмосферы. Под ред. М. И. Будыко. Л., Гидрометеоздат, 1974, 42 с.
20. Пивоварова З. И. Некоторые вопросы структуры временных рядов поля солнечной радиации. — В кн.: Радиационные процессы в атмосфере и на земной поверхности. Л., Гидрометеоздат, 1974, с. 152—157.
21. Соболев В. В. Рассеяние света в атмосферах планет. М., «Наука», 1972, 335 с.
22. Кондратьев К. Я., Ракипова Л. Р. Радиация и динамика атмосферы: радиационные эффекты аэрозоля. — «Труды ГГО», 1974, вып. 344, с. 64—82.
23. Берлянд М. Е., Кондратьев К. Я. Города и климат планеты. Л., Гидрометеоздат, 1972, 40 с.
24. Григорьев А. А., Липатов В. Б. Пыльные бури по данным космических исследований. Л., Гидрометеоздат, 1974, 31 с.
25. Кондратьев К. Я., Бунакова А. М. Метеорология Марса. Л., Гидрометеоздат, 1973, 62 с.
26. Комплексный энергетический эксперимент (Материалы экспедиции КЭНЭКС-70). Под ред. Кондратьева К. Я., Орленок Л. Р. — «Труды ГГО», 1972, вып. 276, 280 с.
27. Иванов А. П. Оптика рассеивающих сред. Минск, «Наука и техника», 1969, 592 с.
28. Фейгельсон Е. М. Лучистый теплообмен и облака. Л., Гидрометеоздат, 1970, 230 с.
29. Теплообмен в атмосфере. Под ред. Е. М. Фейгельсон, Л. Р. Цванг. М., «Наука», 1972, 152 с.
30. Авасте О. А. Приближенный метод расчета поглощенной аэрозолем радиации. — «Труды ГГО», 1973, вып. 315, с. 76—79.
31. Авасте О. А., Дмитриева-Араго Л. Р. Приближенная оценка поглощения солнечной радиации в атмосфере. — «Труды ГГО», 1973, вып. 315, с. 80—85.
32. Василевский К. П., Данилочкина Л. Е., Казбанов В. А. Спектральные исследования содержания углекислого газа в атмосфере на высотах до 32 км. — «Изв. АН СССР. Физика атм. и океана», 1975, т. 11, № 4, с. 412—414.
33. Глушко В. Н. и др. Исследование поглощения света в аэрозолях. — В кн.: Рассеяние и поглощение света в атмосфере. Алма-Ата, «Наука», 1974, с. 70—73.
34. Зуев В. Е. Распространение видимых и инфракрасных волн в атмосфере. М., «Сов. Радио», 1970, 496 с.
35. Ивлев Л. С., Попова С. И. Комплексный показатель преломления вещества диспергированной фазы атмосферного аэрозоля. — «Изв. АН СССР. Физика атм. и океана», 1973, т. 9, № 10, с. 1034—1043.
36. Кароль И. Л. Высотные самолеты и стратосфера. Л., Гидрометеоздат, 1974, 49 с.
37. Кондратьев К. Я. Актинометрия. Л., Гидрометеоздат, 1965, 691 с.
38. Кондратьев К. Я., Смоктий О. И. О влиянии аэрозоля на спектральное альbedo системы атмосфера — подстилающая поверхность. — «Изв. АН СССР. Физика атм. и океана», 1973, т. 9, № 12, с. 1269—1282.
39. Кондратьев К. Я. Сравнительная метеорология планет. Л., Гидрометеоздат, 1975, 48 с.

40. Кузнецов Г. И., Ижовкина Н. И. Две модели атмосферного аэрозоля. — «Изв. АН СССР. Физ. атм. и океана», 1973, т. 9, № 9, с. 947—953.

41. Марчук Г. И., Мусаелян Ш. А. Способы расчета вариаций полного потока лучистой энергии в целях долгосрочного прогноза крупномасштабных метеорологических полей. — «Метеорология и гидрология», 1974, № 8, т. 10—16.

42. Минин И. Н. Поглощение света в атмосфере и на поверхности планеты при многократном рассеянии и отражении. — «Изв. АН СССР. Физика атм. и океана», 1974, т. 10, № 3, с. 228—235.

43. Науменко Е. К., Пришивалко А. П. Определение оптических постоянных вещества пылевых частиц по измерениям характеристик рассеянного света. — В кн.: Пыль в атмосфере и околоземном космическом пространстве. М., «Наука», 1973, с. 182—186.

44. Никитинская Н. И., Бартенева О. Д., Веселова Л. К. Об изменчивости спектральной оптической аэрозольной толщи атмосферы в условиях высокой прозрачности. — «Изв. АН СССР. Физика атм. и океана», 1973, т. 9, № 4, с. 437—441.

45. Таварткиладзе К. А. О расчете показателя аэрозольного ослабления. — «Метеорология и гидрология», 1975, № 3, с. 43—49.

46. Albrecht B. A., Cox S. K. The Large-Scale Response of the Tropical Atmosphere to Radiative Heating. — «Atm. Science Paper», No. 215, Dept. Atmos. Sci., Colorado State Univ., Ft. Collins, Colo., March 1974. 77 p.

47. Albrecht B. A., Cox S. K. The large-scale response of the tropical atmosphere to cloud modulated infrared heating. — «J. Atmos. Sci.», 1975, 32, No. 1, p. 16—24.

48. Atwater M. A. Planetary albedo changes due to aerosols. — «Science», 1970, 170, p. 64—66.

49. Atwater M. A. The radiation budget for polluted layers of the urban environment. — «J. Appl. Meteorol.», 1971, 10, No 2, p. 205—214.

50. Atwater M. A. Radiative effects of pollutants in the atmospheric boundary layer. — «J. Atmos. Sci.», 1971, 28, No 8, p. 1367—1373.

51. Atwater M. A., Brown Ph. S., Jr. Numerical computations of the latitudinal variation of solar radiation for an atmosphere of varying opacity. — «J. Appl. Meteorol.», 1974, 13, No. 2, p. 289—298.

52. Ayers R. C., Jr., Jahns H. O., Glaeser J. L. Oil spills in the Arctic Ocean: extent of spreading and possibility of large-scale thermal effects. — «Science», 1974. 186, p. 843—844.

53. Bach W. Atmospheric turbidity and air pollution in greater Cincinnati. «Geogr. Rev.», 1971, 61, No. 4, p. 573—594.

54. Bach W. Solar irradiation and atmospheric pollution. — «Arch. für Meteorol., Geophys. und Biokl.», ser. B, 1973, 21, No. 1, p. 67—76.

55. Bandeen W. R., Maran S. P. (Eds.). Possible relationships between solar activity and meteorological phenomena. Preprint X-901-74-156. Goddard Space Flight Center, Greenbelt, Maryland, 1974. 443 p.

56. Barrett E. W. Depletion of short-wave irradiance at the ground by particles suspended in the atmosphere. — «Solar Energy», 1971. 13, p. 323—337.

57. de Bary E. The influence of absorption on the sky radiance. — «Beitr. z. Phys. Atmos.», 1975. No. 1, p. 95—104.

58. Batten E. S. The atmospheric response to a stratospheric dust cloud as simulated by a general circulation model. «A report R-1324-ARPA», The Rand Corp., 1974, 17 p.

59. Bennett I. Variation of daily solar radiation in North America during the extreme months. — «Arch. Meteorol., Geophys. Biokl.», ser. B, 1975. 23, No. 1—2, p. 31—58.

60. Bergstrom R. W. Jr. Predictions of the spectral absorption and extinction coefficients of an urban air pollution aerosol model. — «Atm. Environment», 1972, 6, p. 247—258.

61. Bergstrom R. W. Extinction and absorption coefficients of the atmospheric aerosol as a function of particle size. — «Beitr. z. Phys. Atm.», 1973. 46, p. 222—234.

62. Bergstrom R. W., Jr., Viskanta R. Prediction of the solar radiation flux and heating rates in a polluted atmosphere. — «Tellus», 1973. 25, No. 5, p. 486—498.
63. Bergstrom R. W., Jr., Viskanta R. Spherical harmonics approximation for radiative transfer in polluted atmospheres. — «Progr. Astronautics and Aeronautics», 1974, 35, p. 23—40.
64. Bhardwaja P. S., Herbert J., Charlson R. J. Refractive index of atmospheric particulate matter: an in situ method for determination. — «Appl. Optics», 1974. 13, No. 4, p. 731—734.
65. Bodhaine B. A., Pueschel R. F. Source of seasonal variations in solar radiation at Mauna Loa. «J. Atm. Sci.», 1974. 31, No 3, p. 840—845.
66. Braslau N., Dave J. V. Effect of aerosols on the transfer of solar energy through realistic model atmospheres. — «J. Appl. Meteorol.», 1973. 12, No 4, p. 601—619.
67. Bryson R. A., Baeris D. A. Possibilities of major climatic modification and their implications: Northwest India, a case for study. — «Bull. Amer. Meteorol. Soc.», 1967. 48, p. 136—142.
68. Bullrich K., et al. New aspects of scattering and absorbing properties of atmospheric aerosol particles. — «J. Colloid and Interface Sci.», 1972. 39, No. 3, p. 546—550.
69. Bussoletti E., Balutean J. P. Determination of H_2O/O_p stratospheric mixing ratio from high resolution spectra in the far infrared. — «Infra-red Phys.», 1974. 14, No. 4, p. 239—302.
70. Cadle R. D. Composition of the stratospheric «sulfate» layer. — «EOS», 1972. 53, No. 9, p. 812—820.
71. Cadle R. D., et al. Trace constituents emitted to the atmosphere by Hawaiian volcanoes. — «Chemosphere», 1973. No. 6, p. 231—234.
72. Callis L. B., et al. The stratosphere: scattering effects, a coupled I-D model, and thermal balance effects. Preprint. NASA-Langley Res. Center, Hampton, Virginia, 1975. 12 p. ill.
73. Campbell W. J., Martin S. Oil and ice in the Arctic Ocean: possible large-scale interactions. — «Science», 1973, 181, p. 56—58.
74. Charlson R. J., Pilat M. J. Climate: the influence of aerosols. — «J. Appl. Meteorol.», 1969, 8, p. 1001—1102.
75. Charlson R. J., et al. Background aerosol light scattering characteristics: nephelometric observations at Mauna Loa observatory compared with results at other remote locations. Civil Engng. Dept. a. Institute Environmental Studies, Univ. of Washington, 1973, 34, p., ill.
76. Chylek P., Coakley J. A., Jr. Aerosols and climate. — «Science», 1974, 183, No. 4120, p. 75—77.
77. CIAP Monographs, 1—6, 1974. Draft. Department of Transportation, Washington, D. C.
78. Cobb W. E. Oceanic aerosol levels deduced from measurements of the electrical conductivity of the atmosphere. — «J. Atmos. Sci.», 1973. 30, p. 101—106.
79. Collier L. R., Lockwood J. G. The estimation of solar radiation under cloudless skies with atmospheric dust. — «Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.», 1974. 100, No. 426, p. 678—681.
80. Collis R. T. H., et al. Lidar measurements of the variability of stratospheric particulates. — «AIAA Paper», 1973, No. 73—520, p. 9.
81. Coulson K. L. On the solar radiation field in a polluted atmosphere. — «J. Quant. Spectrosc. a. Radiat. Transfer», 1971, 11, No. 6, p. 739—755.
82. Cox S. K. Cirrus clouds and the climate. — «J. Atmos. Sci.», 1971, 28, No. 8, p. 1515—1516.
83. Cox S. K., et al. Measurements of absorbed shortwave energy in a tropical atmosphere. — «Solar Energy», 1973. 14, No. 2, p. 169—174.
84. Cox S. K. Infra-red heating calculations with a water vapour pressure broadened continuum. — «Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.», 1973 99, No. 422, p. 669—679.
85. Cronin J. F. Recent volcanism and the stratosphere. «Science», 1971. 172, p. 847—849.

86. Cunnold D. M., Gray C. R., Merrit D. C. Stratospheric aerosol layer detection. — «J. Geophys. Res.», 1973. 78, No. 6, p. 913—931.
87. Deirmendjian D. Electromagnetic scattering on spherical polydispersions. American Elsevier Publ. Co., Inc., New York, 1969. 292 p.
88. Deirmendjian D. On volcanic and other particulate turbidity anomalies. — «Advances in Geophys.», 1973. 16, p. 267—297.
89. Delaney A. C., Pollock W. H., Shedlovsky J. P. Tropospheric aerosol: the relative contribution of marine and continental components. — «J. Geophys. Res. Oceans a. Atmospheres», 1973. 78, No. 27, p. 6249—6265.
90. Delaney A. C., Shedlovsky J. P., Pollock W. H. Stratospheric aerosol: the contribution from the troposphere. «J. Geophys. Res. Oceans a. Atmos.», 1974. 79, No. 36, p. 5646—5651.
91. Deluise J. J., Blifford I. H., Jr., Takamine J. A. Models of tropospheric aerosol size distribution derived from measurements at three locations. — «J. Geophys. Res.», 1972. 77, No. 24, p. 4529—4538.
92. Dickinson R. E. Climatic effects of stratospheric chemistry. — «Canad. J. Chem.», 1974, 52, No. 8, p. 1616—1624.
93. Dopplick T. G. Radiative heating of the global atmosphere. — «J. Atmos. Sci.», 1972. 29, No. 7, p. 1278—1294.
94. Drummond A. J., Robinson G. D. Some measurements of attenuation of solar radiation during BOMEX. — «Appl. Optics», 1974. 13, No. 3, p. 487—492.
95. Dyer A. J. The effect of volcanic eruptions on global turbidity, and an attempt to detect long-term trends due to man. — «Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.», 1974. 100, No. 426, p. 563—571.
96. Ehhalt D. H. Sampling of stratospheric trace constituents. — «Canad. J. Chem.», 1974. 52, No. 8 (Part 2), p. 1510—1518.
97. Eiden R. Determination of the complex index of refraction of spherical aerosol particles. — «Appl. Optics», 1971. 10, No. 4, p. 749—754.
98. Eiden R., Eschelbach G. Das atmosphärische Aerosol und seine Bedeutung für den Energiehaushalt der Atmosphäre. — «Z. Geophys.», 1973. 39, No. 2, p. 189—228.
99. Ellis H. T., Pueschel R. F. Solar radiation: absence of air pollution trends at Mauna Loa. — «Science», 1971. 172, p. 845—846.
100. Ellis H. T., et al. Normal incidence solar radiation trends on Mauna Loa, Hawaii. — «Proc. Intern. Radiation Symp.», Sendai, May 26-June 2, 1972, p. 164—168.
101. Ellsaesser H. W. Air pollution: our ecological alarm and blessing in disguise. — «EOS», 1971, 52, No. 3, p. 92—100.
102. Ellsaesser H. W. The upward trend in airborne particulates that isn't. — Preprint UCRL-73570, Rev. I. Lawrence Livermore Lab., Univ. of California, 1972, Sept. 1, 61 p.
103. Ellsaesser H. W. Turbidity of the atmosphere: source of its background variation with the season. — «Science», 1972. 176, p. 814—815.
104. Ellsaesser H. W. Air pollution control: does our program fit the problem? — «Bull. Amer. Meteorol. Soc.», 1975, 54, No. 2, p. 117—118.
105. Ellsaesser H. W. Has man, through increasing emissions of particulates, changed climate? — Preprint. Lawrence Livermore Lab., Univ. of California, 1974. 23 p., ill.
106. Ellsaesser H. W. The dangers of one-way filters. — «Bull. Amer. Meteorol. Soc.», 1974. 55, No. 11, p. 1362—1363.
107. Elterman L., Toolin R. B., Essex J. D. Stratospheric aerosol measurements with implications for global climate. — «Appl. Optics», 1973, 12, No. 2, 330—337 p.
108. Ensor D. S., et al. Influence of the atmospheric aerosol on albedo. — «J. Appl. Meteorol.», 1971. 10, No. 6, p. 1303—1306.
109. Environmental Aspects of the Supersonic Transport. A recommended program for research and measurement. U. S. Department of Commerce, Washington, D. C., 1972. 84 p.

110. Eschelbach G. Der Einfluss der Dunstes auf den Strahlungshaushalt der Atmosphäre im solaren Spektralbereich. — «Ann. Meteorol. Neue Folge», 1973. No. 6, p. 327—330.

111. Eschelbach G. Calculs numériques concernant la luminance, le taux de polarisation et les divergences du flux énergétique de la région visible du spectre solaire dans l'atmosphère trouble tenant compte de la diffusion multiple. — «Ann. Géophys.», 1973. 29, No. 2, p. 329—333.

112. Eschelbach G. Computations of the influence of aerosols on the atmospheric radiation balance in the visible spectrum. — «Beitr. Phys. Atmos.», 1973. 46, No. 4, p. 249—261.

113. Farmer C. B. Infrared measurements of stratospheric composition. — «Canad. J. Chem.», 1974. 52, No. 8, p. 1544—1559.

114. Faxvog F. R. Detection of airborne particles using optical extinction measurements. — «Appl. Optics», 1974. 13, No. 8, p. 1913—1919.

115. Ferland R. E., Howell J. R. Water vapor, CO₂ and particulate effects on the atmospheric temperature profile. — «Proc. Heat Transfer a. Fluid Mech. Inst. Northridge, California, 1972», Stanford, California, 1972, p. 146—162.

116. Fernald F. G., Herman B. M., Reagan J. A. Determination of aerosol height distributions by lidar. — «J. Appl. Meteorol.», 1972. 11, No. 3, p. 482—489.

117. Ferry G. V., Lem H. Y. Aerosols in the stratosphere. — «Proc. Third CIAP Conf.», Washington, D. C., 1974. p. 310—317.

118. Fiocco G., Dewolf J. B. Frequency spectrum of laser echoes from atmospheric constituents and determination of the aerosol content of air. — «J. Atmos. Sci.», 1969. 25, No. 3.

119. Fischer K. Measurements of absorption of visible radiation by aerosol particles. — «Beitr. Phys. Atmos.», 1970. 44, p. 244—254.

120. Fischer K. Mass absorption coefficient of natural aerosol particles in the 0.4—2.4 μ m wavelength interval. — «Beitr. Phys. Atmos.», 1973. 46, No. 2, p. 89—100.

121. Fleming J. R., Cox S. K. Radiative effects of cirrus clouds. — «J. Atmos. Sci.», 1974. 31, No. 8, p. 2160—2181.

122. Flyger H., et al. The background level of summer tropospheric aerosol over Greenland and the North Atlantic Ocean. — «J. Appl. Meteorol.», 1973. 12, No. 1, p. 161—174.

123. Fox R. J., et al. Measurements of stratospheric aerosols by airborne laser radar. — «J. Geophys. Res.», 1973. 78, No. 33, p. 7789—7801.

124. Frank W. M. Characteristics of Carbon Black Dust as a Large-Scale Tropospheric Heat Source. — «Atmos. Science Paper», No. 195. Dept. Atmos. Sci., Colorado State Univ., Ft. Collins, Colorado, Jan. 1973. 52 p.

125. Gillette D. A., Blifford I. H., Jr. Composition of tropospheric aerosols as a function of altitude. — «J. Atmos. Sci.», 1971. 28, No. 7, p. 1199—1210.

126. Gordon H. B., Davies D. R. The effect of changes in solar radiation on climate. «Q. J. Roy. Meteorol. Soc.», 1974. 100, No. 423, p. 123—127.

127. Graedel T. E., Franey J. P. Atmospheric aerosol size spectra: rapid concentration fluctuations and bimodality. — «J. Geophys. Res. Oceans a. Atmosphere», 1974. 79, No. 36, p. 5645—5646.

128. Grams G. W. Measurement of the complex index of refraction of atmospheric aerosols using optical spectral analysis techniques. — «Proc. Conf. Atmospheric Radiation», Aug. 7—9, 1972, Fort Collins, Colorado, 1972, p. 117—120.

129. Grams G. W., Blifford I. H., Jr., Schuster B. G., DeLuisi J. J. Complex index of refraction of airborne fly ash determined by laser radar and collection of particles at 13 km. — «J. Atmos. Sci.», 1972. 29, No. 5, p. 900—905.

130. Grams G. W., Blifford I. H., Jr., Gillette D. A., Russell P. B. Complex index of refraction of airborne soil particles. — «J. Appl. Meteorol.», 1974. 13, No. 4, p. 459—471.

131. Grassl H. Aerosol influence on radiative cooling. — «Proc. Internat. Radiation Sympos.», Sendai, 1972, May 26 — June 2, p. 72—74.

132. Gray W. M. Feasibility of Beneficial Hurricane Modification by Carbon Dioxide Seeding. — «Atmospheric Sci. Paper», No. 196, Dept. Atmos. Sci., Colorado State Univ., Ft. Collins, Colorado, April 1973. 130 p.
133. Gray W. M., Frank W. M., Corrin M. L., Stokes C. A. Weather modification by carbon dust absorption of solar energy. — «Atmospheric Sci. Paper», No. 225, Dept. of Atmos. Sci., Colorado State Univ., Ft. Collins, Colorado, July 1974, 191 p.
134. Grobecker A. J. Assessment of climatic changes due to flights in the stratosphere. — «AIAA Paper No. 72-658», New York, 1972. 16 p.
135. Grobecker A. J., Coroniti S. C., Cannon R. H., Jr. The Effects of Stratospheric Pollution by Aircraft. Report of Findings. Department of Transportation, CIAP Office, Washington, D. C. 1974. 365 p.
136. Hannemann D. A polarimeter to measure the complete state of polarization of scattered solar radiation. — «Beitr. z. Physik der Atmos.», 1975. No. 1, p. 76-84.
137. Haymes M. F. Marine aerosols: a selective bibliography. — «NCAR Techn. Note», 1A-96, 1974, 92 p.
138. Heidel K. Turbidity Trends at Tucson, Arizona. — «Science», 1972. 177, No. 4052, p. 862-883.
139. Herman B. M., Browning S. R., Curran R. J. The effect of atmospheric aerosols on scattered sunlight. — «J. Atmos. Sci.», 1971. 28, p. 419-428.
140. Herman B. M. The change in earth-atmosphere albedo due to stratospheric pollution. «Proc. Third CIAP Conf.», Washington, D. C., 1974, p. 422-429.
141. Hesstvedt E., Isaksen I. S. A. On NO₂-absorption of solar radiation and its role in the heat budget of the lower atmosphere. — Institutt for Geofysikk. Universitet i Oslo. «Institute Report Series», 1974, No. 6, 17 p.
142. Hirono M., Fujiwara M., Uchino O., Habe T. Observations of stratospheric aerosol layers by optical radar. — «Canad. J. of Chem.», 1974. 52, No. 8, Part 2, 1560-1568.
143. Ho W., Hidy G. M., Govan R. M. Microwave measurements of the liquid water content of atmospheric aerosols. «J. Meteorol.», 1974. 13, No. 8, p. 871-879.
144. Hobbs P. V., Harrison H., Robinson E. Atmospheric effects of pollutants. — «Science», 1974. 183, p. 909-915.
145. Hodge P. W. The distribution of atmospheric particulates over the Pacific. — «ASTRA Publ.», No. 3, Univ. Washington, 1970. 5 p. ill.
146. Hodge P. W., Wright F. W. Summary of a ten-year high-altitude atmospheric dust collection program. — «ASTRA Publ.», No. 7, Univ. Washington, 1972. 19 p.
147. Hodge P. W., Laulainen N., Charlson R. J. Astronomy and air pollution. — «ASTRA Publ.», 1972. No. 16, 10 p.
148. Hofmann D. J., Rosen J. M., Pepin T. J., Kroening J. L. Global monitoring of stratospheric aerosol, ozone and water vapor. — Progress Rept. Contr. No. 00014-70-A-0266-0005. Univ. Wyoming. 1973. 32 p.
149. Hofmann D. J., Rosen J. M., Kroening J. L. A measurement of the aerosol and ozone content in the North and South polar stratosphere. Preprint. Univ. Wyoming. 1972.
150. Hofmann D. J., Rosen J. M., Pepin T. J., Kroening J. L. Global Monitoring of Stratospheric Aerosol, Ozone and Water Vapor. — Progress Rept. Contr. No. N00014-70-A-0266-0005. Univ. Wyoming. 1973. 32 p.
151. Hofmann D. J., Rosen J. M., Pepin T. J. The global stratospheric aerosol burden. — A paper presented at the Fifth Conf. on Laser Radar Studies of the Atmosphere, Williamsburg, Virginia, 1973, June 4-6, 5 p., ill.
152. Hofmann D. J., Rosen J. M., Pepin T. J., Pinnick R. G. Particles in the polar stratospheres. — Rept. No. GM-12, Dept. of Phys. and Astronomy, Univ. of Wyoming, Laramie, Wyoming, Aug. 1973. 7 p., ill.
153. Hofmann D. J., Rosen J. M., Pepin T. J., Kroening J. L. Global measurements of stratospheric aerosol, ozone and water vapor by balloon-borne sensors. — «Proc. Second Conf. on the CIAP», Washington, D. C., 1973, p. 23-33.

154. Hofmann D. J. Stratospheric aerosol determinations. — Invited paper presented at the Sympos. on Aeronomic Processes in the Stratosphere and Mesosphere, 2-nd General Assembly of the IAGA, Kyoto, Japan, 9—21 Sept., 1973. 17 p., ill.
155. Hofmann D. J. Stratospheric aerosol determination. — «*Canad. J. Chemistry*», 1974. 52, No. 8, 1519—1526 p.
156. Hofmann D. J., Rosen J. M., Pepin T. J. Influence of the tropopause height on the global stratospheric aerosol burden and implications for the recent increase of ozone. «*J. Appl. Meteorol.*», 1974. 13, No. 6, p. 734—737.
157. Hofmann D. J., Rosen J. M., Pepin T. J. Global measurements of the time variations and morphology of the stratospheric aerosol. — «*Proc. Third CIAP Conf.*», Washington, D. C., 1974, p. 284—297.
158. Hunt G. R., Logan L. M. Variation of single particle midinfrared emission spectrum with particle size. — «*Appl. Optics*», 1972. 11, No. 1, p. 142—147.
159. Hyson P., Platt C. M. R. Radiometric measurements of stratospheric water vapor in the Southern hemisphere. — «*J. Geophys. Res.*», 1974. 79, No. 33, p. 5001—5005.
160. Idso S. B. Solar radiation measurements augment air pollution studies. — «*J. Air Pollution Control Assoc.*», 1972. 22, No. 5, p. 364—368.
161. Idso S. B. Radiation fluxes during a dust storm. — «*Weather*», 1972. 27, No. 5, p. 204—208.
162. Idso S. B. Thermal radiation from a tropospheric dust suspension. — «*Nature*», 1973. 241, No. 5390, p. 448—449.
163. Idso S. B. Thermal blanketing: a case for aerosol-induced climatic alteration. — «*Science*», 1974. 186, No. 4158, p. 50—51.
164. Johnson S. J., Dansgaard W., Clausen H. B. Climatic oscillations 1200—2000 A. D. — «*Nature*», 1970. 227, p. 482—483.
165. Joseph J. H. Thermal radiation fluxes through optically thin clouds. — «*Isr. J. Earth Sci.*», 1970. 19, No. 2, p. 51—67.
166. Joseph J. H. Thermal radiation fluxes near the sea surface in the presence of marine haze. — «*Isr. J. Earth Sci.*», 1971. 20, No. 1, p. 7—12.
167. Joseph J. H. On the calculation of solar radiation fluxes in the troposphere. — «*Solar Energy*», 1971. 13, p. 251—261.
168. Joseph J. H., Manes A., Ashbel D. Desert aerosols transported by Khamsinic depressions and their climatic effects. — «*J. Appl. Meteorol.*», 1973. 12, No. 5, p. 792—797.
169. Junge C. E. The cycle of atmospheric gases — natural and man made — Symons Lecture. — «*Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*», 1972. 98, No. 418, p. 711—729.
170. Junge C. E. Our knowledge of the physico-chemistry of aerosols in the undisturbed marine environment. — «*J. Geophys. Res.*», 1972. 77, No. 27, p. 5183—5200.
171. Junge C. E. The possible influence of aerosols on general circulation and climate and possible approaches for modelling. — Preprint. Intern. Study Conf. on the Physical Basis of Climate and Climate Modelling, Stockholm, 29 July — 10 Aug. 1974. 18 p.
172. Longmire M. S. Stratospheric Photochemistry of Ozone and SST Pollution. — «*NOAA Techn. Memo. NESS 47*», Washington, D. C., 29 p.
173. Lovelock J. E. Air pollution and climatic change. — «*Atmos. Environ.*», 1971, 5, p. 403—411.
174. Kano M., Suzuki M., Yata A. On the thermal emission of a turbid atmosphere. — «*Proc. Intern. Radiation Sympos.*», Sendai, May 26 — June 2, 1972, p. 24—28.
175. Kattawar G. W., Plass G. N. Influence of aerosols, clouds, and molecular absorption on atmospheric emission. — «*J. Geophys. Res.*», 1971. 76, No. 15, p. 3437—3444.
176. Kattawar G. W., Plass G. N. Interior radiances in optically deep absorbing media-III. Scattering from haze L. — «*J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer*», 1975, 15, p. 61—85.
177. Kondratyev K. Ya. Radiation in the Atmosphere. Academic Press, New York, 1969. 912 p.

178. Kondratyev K. Ya., Nikolsky G. A. Solar constant and solar activity. — «Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.», 1970. 96, No. 409, p. 509—522.
179. Kondratyev K. Ya. Radiation Processes in the Atmosphere. WMO Monograph, 1972. No. 309, Geneva, 214 p.
180. Kondratyev K. Ya. The Complete Atmospheric Energetics Experiment. «GARP Publ. Ser.», 1973. No. 12, Geneva, 43 p.
181. Kondratyev K. Ya. Vassilyev O. B., Grishechkin V. S., Ivlev L. S. Spectral radiative flux divergence and its variability in the troposphere in the 0.2—2.4 mkm region. — «Appl. Optics», 1974. 13, No. 3, p. 478—486.
182. Korb G. J., Welch R. M., Zdunkowski W. G. An approximate method for the determination of infrared radiative fluxes in scattering and absorbing mediums. — «Beitr. z. Phys. der Atm.», No. 1, p. 85—94.
183. Kuhn P. M. Airborne observations of contrail effects on the thermal radiation budget. — «J. Atmos. Sci.», 1970. 27, No. 6, p. 933—942.
184. Kuriyan J. G., Phillips D. H., Chahine M. I. Multispectral extinction measurements to deduce the complex refractive index and size distribution of aerosol particles. — «J. Atmos. Sci.», 1974. 31, No. 8, p. 2233—2236.
185. Kuriyan J. G., Phillips D. H., Wilson R. C. Determination of optical parameters of atmospheric particulates from ground-based polarimeter measurements. — «Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.», 1974. 100, No. 426, p. 665—677.
186. Lamb H. H. Volcanic activity and climate. — «Paleogeography, paleoclimatology, paleoecology», 1971. 10, p. 203—230.
187. Langer G., Garcia C. J., Mendonca B. G., Pueschel R. F., Fullerton C. M. Hawaiian volcanos — a source of ice nuclei? — «J. Geophys. Res.», 1974. 79, No. 6, p. 873—875.
188. Lazrus A. L., Ganrud B. W. Stratospheric sulfate aerosol. — «J. Geophys. Res.», 1974. 79, No. 24, p. 3424—3431.
189. Lindberg J. D., Laude L. S. Measurement of the absorption coefficient of atmospheric dust. — «Appl. Optics», 1974. 13, No. 8, p. 1923—1927.
190. Liou Kuo-Nan. Light scattering by cirrus cloud layers. — «Amer. Meteorol. Soc. Conf. Atmospheric Radiation», Fort Collins, Colorado, 1972, Aug. 7—8, p. 121—127.
191. Liou Kuo-Nan. Light scattering by ice clouds in the visible and infrared; a theoretical study. — «J. Atmos. Sci.», 1972. 29, No. 3, p. 524—536.
192. Liou Kuo-Nan. Theory of scattering-phase-matrix determination for ice crystals. — «J. Opt. Soc. Amer.», 1975. 65, No. 2, p. 159—163.
193. London J., Kelly J. Global trends in total atmospheric ozone. — «Science», 1974. 184, p. 987—989.
194. Ludwig J. H., Morgan G. B., McMullen T. B. Trends in urban air quality. — «EOS», 1970. 51, p. 468—475.
195. Luther F. M. Relative influence of stratospheric aerosol on solar and longwave radiative fluxes for a tropical atmosphere. Preprint. Lawrence Livermore Lab., Univ. California, UCRL-75760, 1974, June 14, 12 p., ill.
196. Luther F. M. Effect of stratospheric aerosol on solar heating rates. Preprint. Lawrence Livermore Lab., Univ. California, 1974, June 18, 3 p., ill.
197. Luther F. M. Effect of increased stratospheric aerosol on planetary albedo. Preprint. Lawrence Livermore Lab., Univ. California, UASG-74-14, 1974, June 27, 4., ill.
198. Luther F. M. Comparison of methods used to compute planetary albedo. Preprint. Lawrence Livermore Lab., Univ. California, UASG 74-16, 1974, July 1, 5 p., ill.
199. Luther F. M. Effect of stratospheric aerosol on longwave radiative fluxes: variation with latitude and season. Preprint. Lawrence Livermore Lab., Univ. California, UCID-16559, 1974, July 19, 6 pp.
200. Luther F. M. Solar radiation model RADI. Preprint. Lawrence Livermore Lab., Univ. California, UCID-16572, 1974, Aug. 7, 12 p.
201. Luther F. M. Solar and longwave effects of stratospheric perturbations. Preprint. UCRL-76106, Lawrence Livermore Lab., Univ. California, 1974. 13 p.
202. Luther F. M. Effect of reduced ozone concentration on planetary albedo. Preprint. Lawrence Livermore Lab., Univ. California, UASC-74-13, 1974. 4 p., ill.

203. Luther F. M. Results from recent solar radiation calculations. Preprint. UCRL-76364. Lawrence Livermore Lab., Univ. California, 1975. 44 p., ill.
204. Lyzenga D. R. Model calculations of contrail effects on the radiation budget. — «Amer. Meteorol. Soc. Conf. Atmospheric Radiation», Fort Collins, Colorado, 1972, Aug. 7—8, p. 207—210.
205. MacCracken M. C. Climatic modelling results from stratospheric perturbations. Preprint. UCRL-76297, Lawrence Livermore Lab., Univ. California, 1975. 49 p., ill.
206. Mani A., Chacko O., Iyer N. V. Effect of turbidity on the radiation climate of India. — «Proc. Intern. Radiation Sympos.», Sendai, May 26—June 2, 1972, p. 173—177.
207. Matthews W. H., Smith F. E., Goldberg E. D. (Eds.). Man's Impact on Terrestrial and Oceanic Ecosystems. The MIT Press, Cambridge, Mass., 1971. 540 p.
208. Matthews W. H., Kellogg W. W., Robinson G. D. (Eds.). Man's Impact on Climate. The MIT Press, Cambridge, Mass. 1971. 248 p.
209. McClatchey R. A., Fenn R. W., Selby J. E. A., Garing J. S., Volz F. E. Optical properties of the atmosphere. — «Environmental Res. Papers», No. 331, AF Cambridge Res. Lab., Bedford, Mass., 1970. 85 p.
210. McCormick R. A., Ludwig J. H. Climate modification by atmospheric aerosols. — «Science», 1967. 156, p. 1358—1359.
211. McCormick M. P., Fuller W. H., Jr. Lidar measurements of two intense stratospheric dust layers. — «Appl. Optics», 1975. 14, No. 1, p. 1—3.
212. McElroy M. B., Wofsy S. C., Penner J. E., McConnell J. C. Atmospheric ozone: possible impact of stratospheric aviation. — «J. Atmos. Sci.», 1974. 31, No. 1, p. 287—303.
213. McInturff R. M., Miller A. J., Angell J. K., Korshover J. Possible effects on the stratosphere of the 1963 Mt. Agung volcanic eruption. — «J. Atmos. Sci.», 1971. 28, p. 1304—1307.
214. Mendonca B. G., Pueschel R. F. Ice nuclei, total aerosol, and climatology at Mauna Loa, Hawaii. — «J. Appl. Meteorol.», 1973. 12, No. 1, p. 156—160.
215. Mitchell J. M., Jr. (Ed.). Causes of Climatic Change. — «Amer. Meteorol. Soc. Monographs», 1968. 8, No. 30, Boston, Mass., 159 p.
216. Mitchell J. M., Jr. The effect of atmospheric aerosols on climate with special reference to temperature near the Earth's surface. — «J. Appl. Meteorol.», 1971. 10, No. 4, p. 703—714.
217. Mitchell J. M., Jr. The global cooling effect of increasing atmospheric aerosols: fact or fiction? — «Phys. a. Dyn. Climat.», Leningrad, Gidrometeoizdat, 1974, p. 304—319.
218. Modelling for the First GARP Global Experiment. «GARP Publ. Ser.», 1974, No. 14, 261 p., ill.
219. Murcray D. G., Kyle T. G., Kosters J. I., Gast P. R. The measurement of the solar constant from high altitude balloons. — «Tellus», 1969. 21, No. 5, p. 620—624.
220. Murcray D. G., Goldman A., Murcray F. H., Williams W. J., Brooks J. N., Barker D. B. Vertical distribution of minor atmospheric constituents as derived from air-borne measurements of atmospheric emission and absorption infrared spectra. — Proc. Second CIAP Conf., Washington, D. C., 1973. p. 86—98.
221. Murcray D. G., Brooks J. N., Murcray F. H., Williams W. J. 10 to 12 μ m spectral emissivity of a cirrus cloud. — «J. Atmos. Sci.», 1974. 31, No. 7, p. 1940—1942.
222. Neumann J., Cohen A. Climatic effects of aerosol layers in relation to solar radiation. — «J. Appl. Meteorol.», 1972. 11, No. 4, p. 651—657.
223. Neumann J. Radiation absorption by droplets of sulfuric acid water solutions and by ammonium sulfate particles. — «J. Atmos. Sci.», 1973. 30, No. 1, p. 95—100.

224. Neumann J. The sizes of the stratospheric volcanic particles over south-east Australia after Mt. Agung's eruption in 1963. — «Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.», 1974. 100, No. 425, p. 384—388.

225. Newell R. E. Modification of stratospheric properties by trace constituent changes. — «Nature», 1970. 227, No. 5259, p. 697—699.

226. Newell R. E., Herman G. F., Dopplick T. G., Boer G. J. The effect of changing CO₂ concentration on radiative heating rates: further comments. — «J. Appl. Meteorol.», 1972. 11, No. 5, p. 864—867.

227. Northam G. B., Rosen J. M., Melii S. H., Pepin T. J., McCormick M. P., Hofmann D. J., Fuller W. H., Jr. Dustsonde and lidar measurement of stratospheric aerosols: a comparison. — «Appl. Optics», 1974. 13, No. 10, p. 2416—2422.

228. Otterman J. Some environmental problems and their satellite monitoring. — Preprint X-910-74-353. Goddard Space Flight Center, 1974. 22 p.

229. Otterman J. Baring high-albedo soils by overgrazing: a hypothesized desertification mechanism. — «Science», 1974. 86, p. 531—533.

230. Paltridge G. W., Sargent S. L. Solar and thermal radiation measurements to 32 km at low solar elevations. — «J. Atmos. Sci.», 1971, 28, No. 2, p. 242—253.

231. Paltridge G. W. Solar and thermal radiation flux measurements over the east coast of Australia. — «J. Geophys. Res.», 1971. 76, No. 12, p. 2858—2865.

232. Paltridge G. W. Direct measurement of water vapor absorption of solar radiation in the free atmosphere. — «J. Atmos. Sci.», 1973. 30, No. 1, p. 156—160.

233. Paltridge G. W., Platt C. M. R. Absorption and scatter of radiation by an aerosol layer in the free atmosphere. — «J. Atmos. Sci.», 1973. 30, No. 4, p. 734—737.

234. Paltridge G. W. Atmospheric radiation and the gross character of stratiform cloud. — «J. Atmos. Sci.», 1974. 31, No. 1, p. 244—250.

235. Paltridge G. W. Infrared emissivity, short-wave albedo and the microphysics of stratiform water clouds. — «J. Geophys. Res. Oceans and Atmospheres», 1974. 79, No. 27, p. 4053—4058.

236. Paltridge G. W. Global cloud cover and earth surface temperature. — «J. Atmos. Sci.», 1974. 31, No. 6, p. 1571—1576.

237. Pollack J. B., Toon O. B. A study of the effect of stratospheric aerosol produced by SST emissions on the albedo and climate of the earth. — «Proc. Third CIAP Conf.», Washington, D. C. 1974. p. 457—460.

238. Porch W. M., Charlson R. J., Radke L. F. Atmospheric aerosol: does a background level exist? — «Science», 1970, 170, p. 315—317.

239. Porch W. M., Ensor D. S., Charlson R. J. Visibility of distant mountains as a measure of background aerosol pollution. — «Appl. Optics», 1975. 14, No. 2, p. 400—403.

240. Pueschel R. F., Machta L., Cotton G. F., Flowers E. C., Peterson J. T. Normal incidence radiation trends at Mauna Loa, Hawaii. — «Nature», 1972. 240, p. 545—547.

241. Pueschel R. F., Van Valin C. C., Parungo F. P. Effects of pollutants on cloud nucleation. — «Geophys. Lett.», 1974. 1, p. 51—54.

242. Pueschel R. F., Garcia C. J., Hansen R. T. Solar radiation: effects of atmospheric water vapor and volcanic aerosols. — «J. Appl. Meteorol.», 1974. 13, No. 3, p. 397—401.

243. Ramanathan V. Radiative transfer in the stratosphere and the effect of changes in stratospheric composition on surface temperature. — Preprint. NCAR Climate Project Summer Radiation Workshop. Boulder, Colorado, Sept. 1974, p. 16—18.

244. Rasool S. L., Schneider S. H. Atmospheric carbon dioxide and aerosols: effect of large increases on global climate. — «Science», 1971, 173, p. 138—141.

245. Rasool S. I. (Ed.). Chemistry of the Lower Atmosphere. Plenum Press, New York-London, 1973. 335 p.

246. Reck R. A. Aerosols and polar temperature changes. — «Res. Publ. GMR-1664», General Motors Corp. Res. Lab., Warren, Mich., 1974. 12 p. ill.
247. Reck R. A. Influence of surface albedo on the change in the atmospheric radiation balance due to aerosols. — «Atmos. Environ.», 1974. 8, No. 8, p. 823—833.
248. Reck R. A. Influence of aerosol cloud height on the change in the atmospheric radiation balance due to aerosol. — «Atmos. Environ.», 1974. 8, p. 146—154.
249. Reck R. A. Aerosols in the atmosphere: calculation of critical absorption/backscatter ratio. — «Res. Publ. GMR-1576», General Motors Corp. Res. Lab., Warren, Mich., 1974. 10 p. ill.
250. Reiter E. R., Carnuth W., Kanter H.-J., Pötzl K., Reiter R., Sladkovic. Measurements of stratospheric residence times. — «Arch. Meteorol., Geophys. und Bioklimatol.», 1975. Ser. A., 24, No. 1, p. 41—52.
251. Remsberg E. E. Stratospheric aerosol properties and their effects on infrared radiation. — «J. Geophys. Res.», 1973. 78, No. 9, p. 1401—1408.
252. Remsberg E. E., Northam G. B. A comparison of dustsonde and lidar measurements of stratospheric aerosols. — «Proc. Fourth CIAP Conf.», 4—7 Febr., Boston, Mass., Washington, D. C. 1975, p. 184—192.
253. Reynolds D. W., Vonder Haar T. H., Cox S. K. The Effect of Solar Radiation Absorption in the Tropical Atmosphere. — «Atmos. Sci. Paper», No. 210. Dept. of Atmos. Sci., Colorado State Univ., Ft. Collins, Colo., 1973, 43 p.
254. Roberts W. O. Benchmark stations for the measurement of presently missing parameters. — «Meteorol. Monogr.», 1970. 11, No. 33, p. 412—420.
255. Rodgers C. D. Modelling of atmospheric radiation for climatic studies. — Preprint. Intern. Study Conf. on the Physical Basis of Climate and Climate Modelling, Stockholm, 1974, 29 July — 10 Aug., 9p.
256. Roosen R. G., Angione R. J., Klemmcke C. H. Worldwide variations in atmospheric transmission: I. Baseline results from Smithsonian observations. — «Bull. Amer. Meteorol. Soc.», 1973. 54, No. 4, p. 307—316.
257. Ruderman M. A., Chamberlain J. W. Origin of the sunspot modulation of ozone: its implications for stratospheric NO injection. — «Planet. and Space Sci.», 1975. 23, No. 2, p. 247—268.
258. Ruskin R. E. Consideration in the measurement of pollution effects on the number concentration of cloud condensation nuclei. — «J. Appl. Meteorol.», 1971. 10, No. 5, p. 994—1010.
259. Russel Ph. B., Viezee W., Hake R. D. Lidar measurements of the variability of stratospheric particulates. — «Stanford Res. Inst., Contr. NAS2-7261, Menlo Park, California, 1973. 50 p. ill.
260. Russel P. B., Viezee W., Hake R. D., Jr., Collis R. T. H. Results of stratospheric lidar observations. — «Proc. Fourth CIAP Conf.», 4—7 Febr. 1975, Boston, Mass., Washington, D. C. 1975, p. 213—221.
261. Sargent S. L., Beckman W. A. A numerical model of thermal radiation in a dusty atmosphere. — «J. Atmos. Sci.», 1973. 30, No. 1, p. 88—94.
262. Schneider S. H., Dickinson R. E. Climate modelling. — «Rev. Geophys. a. Space Phys.», 1974. 12, No. 3, p. 447—493.
263. Schotland R. M. Errors in the lidar measurement of atmospheric gases by differential absorption. — «J. Appl. Meteorol.», 1974. 13, No. 1, p. 71—77.
264. Schütz L., Jaenicke R. Particle number and mass distributions above 10^{-4} cm radius in sand and aerosol of the Sahara desert. — «J. Appl. Meteorol.», 1974. 13, No. 8, p. 863—870.
265. Sekera Z., Stowe L. L., Jr. Effects of particulate matter on the radiance of terrestrial infrared radiation: theory. — «Beitr. Phys. Atmos.», 1973. 46, No. 2, p. 101—111.
266. Seminaire Franco-Britannique. COVOS-COMESA. Paris 22—23 Mars 1973. 45 pp.
267. Shah G. M. Aerosols in the stratosphere. — «Canad. Aeronaut. a. Space J.», 1969. No. 10, p. 321—326.
268. Shaw G. E. Sky brightness and polarization during the 1973 African eclipse. — «Appl. Optics», 1973. 14, No. 2, p. 388—394.

269. Sheppard P. A. The effect of pollution on radiation in the atmosphere. — «Int. J. Air Pollution», 1958. 1, p. 31—43.
270. Shimazaki T., Ogawa T. A theoretical model of minor constituent distributions in the stratosphere including diurnal variations. — «J. Geophys. Res.», 1974. 70, No. 24, p. 3411—3423.
271. Singer F. S. Global Effects of Environmental Pollution. D. Reidel Publ. Co., Dordrecht-Holland, 1970. 218 p.
272. Smith T. B., Weinstein A. L. Pollutant emissions and condensation/precipitation phenomena. — «Intersoc. Energy Convers. Eng. Conf., Boston, Mass., New York, N. Y., 1971, p. 599—610.
273. Stanford J. L. Stratospheric water-vapor upper limits inferred from upper-air observations: Part 1. Northern hemisphere. — «Bull. Amer. Meteorol. Soc.», 1974, 55, No. 3, p. 194—212.
274. Stanford J. L. Possible long-term variations in stratospheric water-vapor content. — «Weather», 1974, No. 3, p. 107—112.
275. Stanford J. L., Davis J. S. A century of stratospheric cloud reports: 1870—1972. — «Bull. Amer. Meteorol. Soc.», 1974. 55, No. 3, p. 213—219.
276. Stewart R. W., Hoffert M. I. A chemical model of the troposphere and stratosphere. — «J. Atmos. Sci.», 1975. 32, No. 1, p. 195—210.
277. Stowe L. L. Effects of particulate matter on the radiance of terrestrial infrared radiation: RESULTS. — «J. Atmos. Sci.», 1974. 31, No. 3, p. 755—767.
278. Su F. Y. The radiative budget for polluted layers in the stratosphere. — «Amer. Meteorol. Soc. Conf. Atmospheric Radiation», Fort Collins, Colorado, Aug. 7—8, 1972, p. 197—208.
279. The Physical Basis of Climate and Climate Modelling. Draft. Report of the GARP Study Conference, Stockholm, 29 July—10 Aug., 1974.
280. Toon O. B., Pollack J. B. Physical properties of the stratospheric aerosols. — «J. Geophys. Res.», 1973. 78, No. 30, p. 7051—7056.
281. Tschudi T., Herziger G., Engel A. Particle size analysis using computer-synthesized holograms. — «Appl. Optics», 1974. 13, No. 2, p. 245—248.
282. Twomey S. Pollution and the planetary albedo. — «Atmos. Environ.», 1974. 8, No. 12, p. 1251—1256.
283. Twomey S. The effect of cloud scattering on the absorption of solar radiation by atmospheric dust. — «J. Atmos. Sci.», 1971. 29, No. 6, p. 1156—1159.
284. Understanding Climatic Change. A Program for Action. National Academy of Sciences, Washington, D. C., 1975. 239 p.
285. Valovcin F. R. Infrared measurements of jet-stream cirrus. — «J. Appl. Meteorol.», 1968. 7, No. 5, p. 817—826.
286. Vernekar A. D. Long-period global variations of incoming solar radiation. — «Meteorol. Monogr.», 1972. 12, No. 34, 126 p.
287. Volz F. E. Infrared absorption by atmospheric aerosol substances. — «J. Geophys. Res.», 1971. 77, No. 6, p. 1017—1031.
288. Volz F. E. New volcanic twilights. Preprint. Air Force Cambridge Res. Lab., Bedford, Mass. 1974. 7 p.
289. Waggoner A. P., Baker M. B., Charlson R. J. Optical absorption by atmospheric aerosols. — «Appl. Optics», 1973. 12, No. 4, 896 p.
290. Wang Wei-chyung, Domoto G. A. The radiative effect of aerosols in the earth's atmosphere. — «J. Appl. Meteorol.», 1974. 13, No. 5, p. 521—534.
291. Ward G., Cushing K. M., McPeters R. D., Green A. E. S. Atmospheric aerosol index of refraction and size-altitude distribution from bistatic laser scattering and solar aureole measurements. — «Appl. Optics», 1973. 12, No. 11, p. 2585—2592.
292. Weare B. C., Snell F. M. A diffuse thin cloud atmospheric structure as a feedback mechanism in global climate modelling. — «J. Atmos. Sci.», 1974. 31, No. 7, p. 1725—1734.
293. Weather and Climate Modification. Problems and Progress. National Academy of Sciences, Washington, D. C., 1973. 258 p.

294. Weickmann H. K., Pueschel R. F. Atmospheric aerosols: residence times, retainment factor and climatic effects. — «Beitr. Phys. Atmos.», 1973. 46, No. 2, p. 112—118.
295. Yamamoto G., Tanaka M., Arao K. Secular variation of atmospheric turbidity over Japan. — «J. Meteorol. Soc. Japan», 1971. 49, p. 859—866.
296. Yamamoto G., Tanaka M. Increase of global albedo due to air pollution. — «J. Atmos. Sci.», 1972. 29, No. 8, p. 1405—1412.
297. Yamamoto G., Tanaka M., Ohta S. Heating of the lower troposphere due to absorption of the visible solar radiation by aerosols. — «J. Meteorol. Soc. Japan», 1974. 52, No. 1, p. 61—68.
298. Zdunkowski W. G., Weichel R. L. Radiative energy transfer in haze atmospheres. — «Beitr. Phys. Atmos.», 1971. 44, No. 1, p. 53—68.
299. Zdunkowski W. G., McQuage N. D. Short term effects of aerosols on the air layer near the ground. «Tellus», 1972. 24, No. 3, p. 237—254.
300. Zdunkowski W. G., Korb G. An approximative method for the determination of short-wave radiative fluxes in scattering and absorbing media. — «Beitr. z. Geophys.», 1974. 47, No. 2, p. 129—144.

*К. Я. КОНДРАТЬЕВ, О. Д. БАРТЕНЕВА, О. Б. ВАСИЛЬЕВ,
В. С. ГРИЩЕЧКИН, А. А. ГРИГОРЬЕВ, Л. Н. ДЬЯЧЕНКО,
В. Ф. ЖВАЛЕВ, В. И. ИВАНОВ, Л. С. ИВЛЕВ, В. И. КОРЗОВ,
А. Г. ЛАКТИОНОВ, В. Б. ЛИПАТОВ, М. А. ПРОКОФЬЕВ,
Н. Е. ТЕР-МАРКАРЯНЦ, В. К. ТОЛКАЧЕВ, Л. И. ЧАПУРСКИЙ,
А. П. ЧЕРНЕНКО*

АЭРОЗОЛЬ В РАЙОНЕ АТЭП И ЕГО РАДИАЦИОННЫЕ СВОЙСТВА

1. ВВЕДЕНИЕ

Одной из характерных особенностей общей циркуляции тропической атмосферы является значительное влияние радиационных факторов [1, 41], что определяет важную роль Радиационной подпрограммы АТЭП (РПП АТЭП) и необходимость решения основных задач АТЭП при адекватном учете лучистого притока тепла. Условия переноса излучения в тропической атмосфере экваториальной Атлантики существенно специфичны: высокая температура и влажность воздуха, частые и охватывающие обширные районы пыле-песчаные потоки с Африканского континента, своеобразные (и резко различающиеся в зависимости от широты) условия облачности определяют потребность разработки специфических методик параметризации радиационных процессов и проверки такого рода методик по данным РПП АТЭП.

Важным аспектом параметризации является учет влияния аэрозоля на перенос коротковолнового и длинноволнового излучения. Обсуждение этого аспекта и составляет основное содержание настоящей работы. Корабельные и самолетные наблюдения, осуществленные в рамках РПП АТЭП [30], позволили получить богатый материал, открывающий возможности достаточно полного анализа как особенностей пространственно-временной изменчивости поля концентрации аэрозоля и его свойств (распределение по размерам, химический состав, оптические параметры), так и влияния аэрозоля на прозрачность атмосферы и перенос излучения.

Особое внимание привлекает в связи с этим проблема влияния на перенос излучения и метеорологический режим в целом сахарского аэрозольного слоя (САС), возникающего при выносах из Сахары гигантских облаков пыли, которые иногда пересекают Атлантический океан, достигая побережья Америки. Несомненно, что ис-

следования САС, как и других аналогичных аэрозольных образований, представляют большой интерес с точки зрения проблемы «климат и аэрозоль».

Естественно было начать обсуждение той части данных РПП АТЭП, которые удалось обработать к настоящему времени, с характеристиками метеорологических условий, анализа происхождения и ареала распространения сахарских пыле-песчаных потоков по снимкам с геостационарных спутников (п. 2). Вслед за тем рассмотрены данные о микроструктуре и химическом составе пылевого аэрозоля (п. 3). В п. 4 описаны особенности радиационной климатологии района АТЭП и приведены данные о прозрачности атмосферы. Содержание п. 5 составляет рассмотрение особенностей вертикальных профилей радиационных потоков и притоков тепла по данным самолетных измерений в зависимости от вертикальной структуры поля концентрации аэрозоля, за которым следует (п. 6) обсуждение данных спектральных измерений потоков коротковолновой радиации.

2. ПРОИСХОЖДЕНИЕ И АРЕАЛ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ПЫЛЕВОГО АЭРОЗОЛЯ

Мощные пылевые выносы из Сахары над Атлантическим океаном представляют собой довольно частое явление. По данным многочисленных корабельных наблюдений была определена зона преимущественного выпадения пыли, названная «морем мрака». Кроме этой зоны выпадения красновато-коричневой пыли, приносимой северо-восточными пассатами, была выделена область выпадения пыли в зоне действия харматана (ветер, дующий с востока и развитый в южной части Сахары). С появлением спутников удалось более подробно изучить эти явления, наблюдая пылевые облака на космических изображениях [2, 3, 29, 40]. По изображениям, полученным с геостационарного спутника АТС-1, удалось проследить за развитием громадного пылевого облака, перемещавшегося от Африки до Америки [28], а вблизи о. Барбадос были взяты пробы пыли сахарского происхождения [39].

На основе использования спутниковых и наземных данных были прослежены изменения состава пылевого материала в зависимости от географического расположения пылевого потока [37].

В апреле 1970 г. на судне «Академик Ширшов» проведены аэрозольные измерения в районе громадного пылевого облака, зарегистрированного в это время по телевизионным изображениям с метеорологического спутника. Это позволило оценить массу пыли в облаке, составившую около 5 млн. т [5]. В период советской экспедиции Тропэкс-72 получены интересные результаты, показавшие резкое ухудшение прозрачности, громадные концентрации аэрозоля, которые совпадали с мощными пылевыми выносами из Африки [4].

Все упомянутые данные были, однако, довольно ограниченными и фрагментарными. При анализе этих данных не учитывались условия возникновения и развития пылевых выносов над поверх-

ностью суши в связи с метеорологическими условиями и особенностями подстилающей поверхности, не рассматривались вопросы динамики пылевых выносов, недостаточно исследовался химический состав пыли.

В период АТЭЦ удалось осуществить значительно более полные комплексные исследования мощных пылевых загрязнений атмосферы. Кроме корабельных измерений, производилось зондирование на самолете, во время которого осуществлялся забор проб аэрозоля, а также спектральные измерения радиационных потоков. Одновременно исследовалась обширная акватория, что позволило получить данные о пространственных вариациях аэрозоля. Важным источником информации являются изображения района АТЭП, полученные с советских метеорологических спутников «Метеор-16, -17 и -18», американских геостационарных спутников АТС-6, СМС-1 и квазиполярных спутников НОАА-2, НОАА-3.

Наиболее мощные пылевые замутнения атмосферы, обнаруженные по телевизионным (ТВ) и инфракрасным (ИК) изображениям в период АТЭП, имели место 4 и 30 июля. В обоих случаях во время прохождения пылевого облака проводился комплекс измерений на судах: актинометрических и спектральных, а также аэрозольных. Самолет-лаборатория ГГО (Ил-18) зондировал атмосферу с целью измерения метеорологических, аэрозольных и радиационных параметров. Поскольку самое интенсивное запыление атмосферы наблюдалось 29—30 июля (все суда, включая расположенный вблизи экватора «Пассат», зафиксировали сильное ухудшение прозрачности атмосферы и увеличение концентрации аэрозоля), было решено сконцентрировать внимание на анализе этого случая.

2.1. Особенности подстилающей поверхности Западной Сахары и их влияние на возникновение пылевых выносов

Как показывает анализ ТВ и ИК изображений со спутников, пылевые выносы над Атлантикой зарождаются в Западной Сахаре в зонах пустыни, опустыненных саванн и частично саванн в пределах гигантского «амфитеатра», который окружен с севера, востока и юга возвышенностями и горами Атласа, Ахаггара, Гвинейского побережья и их предгорьями (рис. 1) [6]. Высоты над уровнем моря для большей части этого района составляют 200—500 м. Максимальные превышения окружающих возвышенностей — до 1000 м на юге, 2000 м — на востоке и до 3500 м — на севере. Хотя эта «стена» из возвышенностей не является непрерывной и весьма разновысотная, а на юге она отступает за пределы Сахары, в целом подобные макроочертания рельефа в определенной степени оказывают влияние на атмосферную циркуляцию нижней тропосферы в этой части континента и ориентируют воздушные потоки в направлении выхода из рассматриваемого естественного амфитеатра с северо-востока на юго-запад и с востока на запад, в направлении к Атлантике [31].

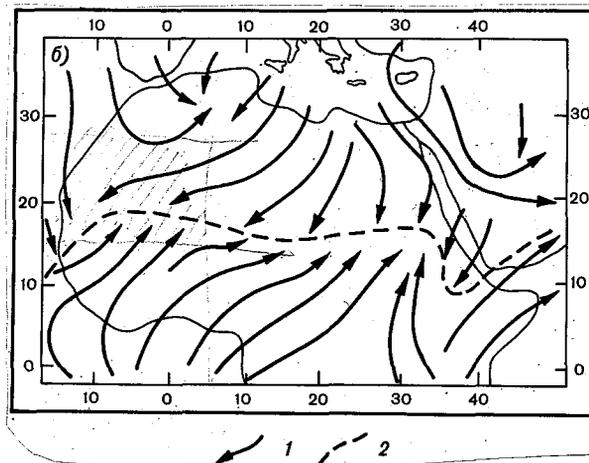
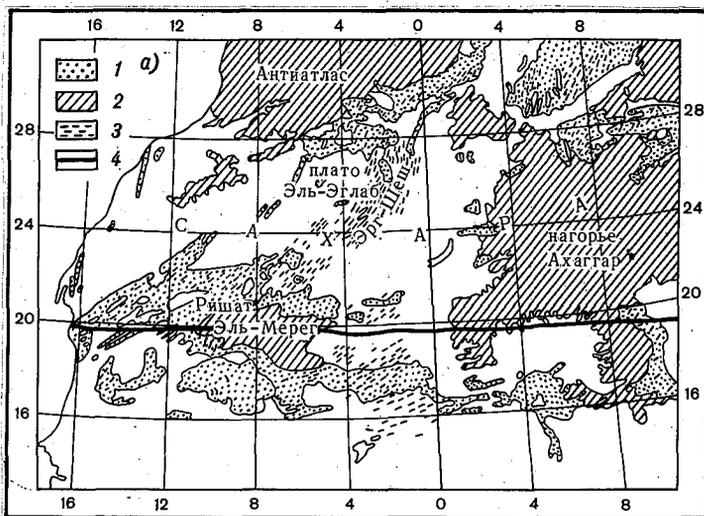


Рис. 1. Подстилающая поверхность Западной Сахары в районе развития пыльных бурь (а). Преобладающее направление воздушных течений в приземном слое атмосферы в июле над Северной Африкой (б).

- а) 1 — пески с дюнами и барханами; 2 — рельеф с высотами от 500 м и выше; 3 — направленность мезоформ рельефа; 4 — граница, отделяющая тропический пояс от субэкваториального (зону пустынь и полупустынь от зоны саванн и редколесий); б) 1 — направление ветра в июле; 2 — зона внутритропической конвергенции.

Пылевые потоки формируются примерно в пределах прямоугольника, ограниченного 16° з. д., 5° в. д. и 28° с. ш., 16° с. ш. Южная граница этого прямоугольника расположена на значительном удалении от южной «стены» из возвышенностей и проходит примерно на границе пустыни и опустыненных саванн. Рельеф дна ама-

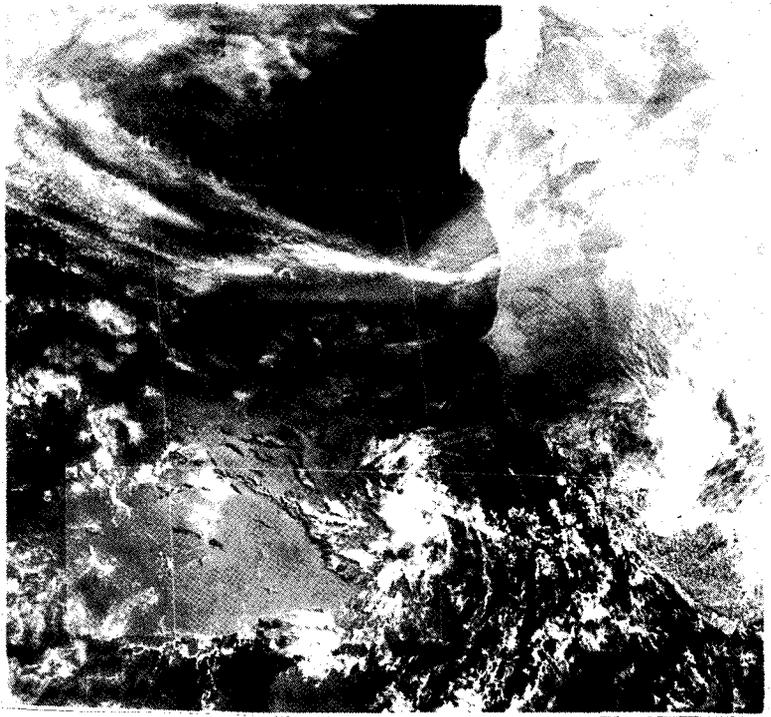
фитеатра образован сочетанием двух основных типов подстилающих поверхностей — каменистых равнин и песчаных массивов. Интересно отметить, что некоторые из этих крупных песчаных массивов, в том числе Эрг-Шели (протяжением до 1000 км при ширине до 200 км), Эрг-Игуди (протяжением до 700 км при ширине до 70 км) ориентированы с северо-востока на юго-запад, с соответствующим изгибом в направлении господствующих ветров.

Преобладающими эоловыми формами рельефа, развитыми в зоне песчаных массивов, являются продольные (по отношению к направлению ветра) песчаные гряды протяжением до нескольких километров, как правило, вытянутые в направлении с северо-северо-востока на юго-юго-запад и с северо-востока на юго-запад. Поля этих дюн, особенно отчетливо просматривающиеся на фотографиях с ПКК и снимках с ЭРТС-1, в ряде случаев встречаются не только в пределах песчаных массивов-эргов, но и на поверхности каменистых равнин.

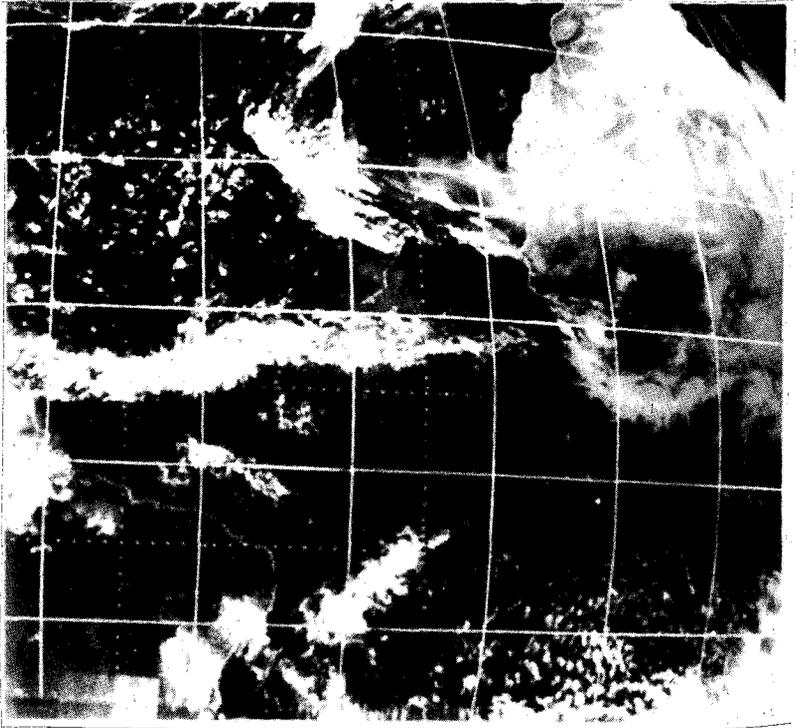
Специфической особенностью рельефа каменистых равнин и плато и отдельных останцовых возвышенностей данного района является широкое развитие дефляционных борозд и ложбин (связанных с «вытягивающей» деятельностью пыле-песчаных потоков). О дефляционных формах рельефа в этом районе было известно и ранее [7]. Однако только при помощи съемок из космоса удалось установить широкое распространение подобных образований; они заметны даже на мелкомасштабных ТВ снимках, в особенности в районе плато Адрар и в районах, расположенных южнее останцовых возвышенностей (рис. 2 а). Дефляционные борозды обуславливают полосчатый рисунок изображения (связанный с чередованием гряд, сложенных темноцветными породами, и понижений между ними). Борозды дефляции рельефа ориентированы в этом районе с северо-востока на юго-запад.

Поверхностные отложения в данном случае весьма разнообразны: на каменистых равнинах, плато и останцовых возвышенностях развиты щебенистые, обычно весьма маломощные отложения, встречающиеся на разнообразных по составу коренных породах; местами распространены галечные; среди рыхлых отложений наиболее значительным распространением пользуются эоловые незащищенные растительностью пески, которые и являются основным практически неисчерпаемым источником питания пылевых потоков. Пески эргов Сахары, в основном кварцевые по составу, преимущественно мелкозернистые с преобладанием фракции 0,25—1,1 мм, окрашены в красноватый цвет, обусловленный наличием на песчаных зернах железистой пленки — коры пустыни, состоящей из Fe_2O_3 . Широкое распространение подобных отложений, пятнами встречающихся также и на каменистых равнинах, обуславливает красновато-розоватый оттенок изображения рассматриваемого региона на цветных фотографиях с ПКК. Этим же обусловлена красноватая окраска пылевых образований в атмосфере, выносимых из этого района, что неоднократно отмечалось корабельными и самолетными наблюдениями.

a)



б)



Локальное распространение в рассматриваемом районе имеют светлоокрашенные (белые, желтоватые) пески, более молодые по возрасту по сравнению с красноватыми. Наконец, в южной части исследуемого района, в пределах аллювиальной низменности р. Нигер, имеют распространение аллювиальные песчаные и илистые (на сухих болотах) отложения очень светлой окраски, которые сильно обогащены кремнием благодаря большому содержанию в них пресноводных диатомей. Подобные светло-оранжевые отложения служат источником питания пылевых выносов в Атлантику, связанных с развитием харматана.

2.2. Особенности изображения пылевых выносов на космических снимках

Для анализа использовались снимки с геостационарного метеорологического спутника СМС-1, полученные в видимой и ИК областях спектра и имеющие различное пространственное разрешение и обзорность: глобальные ИК (вся видимая со спутника часть полушария) с разрешением в центре около 4 км и ТВ снимки с захватом 6000×6000 км и разрешением порядка 1,5 км. Нами проанализированы изображения, полученные за период проведения эксперимента, а также использовались снимки пылевых выносов, принятые в разное время, предшествующее эксперименту.

В видимой области спектра пылевые выносы отчетливее изображаются над акваторией (рис. 2 а, б). Это обусловлено более значительным контрастом яркости пылевых облаков и водной поверхности, чем контраст яркости пылевых облаков — поверхность суши. Над поверхностью суши данного региона фиксация пылевых выносов в видимой области спектра особенно затруднительна в связи с широким распространением светлоокрашенных песчаных отложений, образующих фоновую поверхность. Вместе с тем, проходя над сушей, пылевые потоки маскируют останцовые возвышенности гряды и плато, сложенные темноцветными породами, хорошо различимые на снимках в периоды отсутствия пылевых выносов. Сравнение разновременных снимков одной и той же территории и особенностей изображения подобных возвышенностей, служащих маркирующими точками, позволяет судить о развитии пылевого выноса. Это, в частности, хорошо заметно на снимке за 30 июля (рис. 2 б). Мощное пылевое облако маскирует детали строения рельефа к северу и к югу от плато Адрар, хорошо заметные на снимках в период отсутствия пылевого переноса над данным районом (рис. 2 а).

Наличие пылевых выносов часто выявляется своеобразной, хотя и не всегда ясно выраженной полосчатой структурой их изображения, обусловленной неравномерностью пространственного развития пылевой мутности и «поточковым» строением пылевого облака. На-

Рис. 2. Пылевые выносы над Атлантическим океаном с геостационарного спутника СМС-1. 1974 г.

а — 4 июля, б — 30 июля.

личие пылевых выносов акцентируется также ориентировкой облаков, особенно когда и те и другие вовлекаются в движение единой системой атмосферной циркуляции. Чаще всего такие явления наблюдаются на снимках над Атлантикой вдали от очагов возникновения пылевых выносов (рис. 2 а, б). Пылевые выносы над акваторией распознаются на ТВ снимках по уменьшению яркости облачных массивов, располагающихся ниже пылевого облака, т. е. альбедо пыли меньше альбедо облаков. Массивы облачности под пылевым облаком «сереют» и их границы становятся менее резкими.

На ИК снимках пылевые замутнения атмосферы изображаются светлосерым тоном, т. е. представляют собой наиболее холодные образования по сравнению с поверхностью суши, но более темные (теплые) по сравнению с верхней границей облаков (рис. 3 а, б, в). На дневных ИК снимках пылевые образования более отчетливо просматриваются над сушей, что обусловлено большими температурными контрастами системы суша—пылевые облака по сравнению с системой водная поверхность — пылевые облака. ИК снимки позволяют фиксировать развитие пылевых облаков не только в дневное (как на ТВ снимках), но и в ночное время суток. В это время суток, когда поверхность суши сильно охлаждается, температурный контраст системы суша—пылевое облако уменьшается.

Наиболее информативно совместное использование ИК и ТВ снимков для анализа пылевого выноса.

2.3. Особенности распространения пылевых выносов из Западной Сахары в Атлантику

Съемка со спутников позволила получить уникальную информацию о размерах, конфигурации и распространении пылевых выносов. Размеры пылевых облаков в период АТЭП варьировали в широких пределах, что вполне понятно и обусловлено продолжительностью выноса из очага питания, а также особенностями синоптической обстановки, циркуляции атмосферы.

На снимках зафиксированы пылевые облака весьма неодинаковой конфигурации. Например, сравнительно небольшие, почти прямолинейные или слабоизогнутые, подобно обнаруженному на ИК снимке за 29 июля (рис. 3 а—в). Длина этого облака составляла около 1300 км, ширина от 200 до 500 км. В ряде случаев пыль, выносимая с континента в Атлантику, образовывала обширное облако, примерно соответствующее зоне распространения «моря мрака». Подобная ситуация зафиксирована в 15 ч 9 июля. В других случаях выносимая в Атлантику пыль вовлекалась в гигантскую циркуляцию азорского антициклона, в результате чего пылевое облако перемещалось по огромной дуге, достигающей побережья Северо-Западной Африки и Южной Европы. Этот случай был, в частности, зафиксирован на ИК снимке за 30 июля (рис. 3 в). Протяженность подобного пылевого облака составляла около 4500 км при ширине от 500 до 700 км.

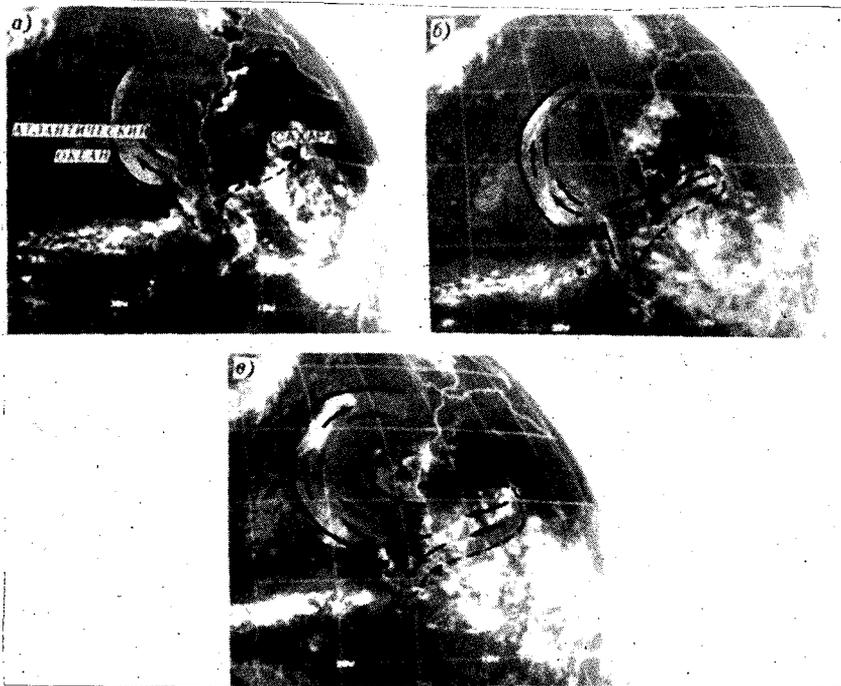


Рис. 3. Динамика развития пылевого облака с 29 по 30 июля 1974 г. по ИК изображениям с СМС-1.

а — 16 ч 29 июля; *б* — 21 ч 29 июля; *в* — 07 ч 30 июля (Гринвичское время).

Наконец, в некоторых случаях при западном дрейфе пылевое облако перемещалось к берегам Америки. Подобный вынос пыли был, например, зарегистрирован 8 июля 1974 г. по изображению с СМС-1 [32]. Пылевое облако обнаружено 5 августа (также по снимкам с СМС-1) у восточных берегов Флориды [33]. Площадь пылевых облаков варьирует в зависимости от мощности источника пыли, характера атмосферной циркуляции и в среднем составляет несколько сотен тысяч квадратных километров. Иногда наблюдаются зоны пыли очень большой протяженности. Так, пылевое замутнение атмосферы над Западной Африкой и Атлантикой, зафиксированное в 07 ч на снимке за 30 июля, охватило площадь около 6 800 000 км². При этом площадь пылевого облака над сушей была около 1 500 000 км², а над акваторией составляла примерно 5 300 000 км².

Еще большие размеры имело гигантское пылевое облако, зафиксированное на снимке от 3 июля 1969 г. над Атлантикой и движущееся к берегам Южной Америки. Его площадь составляла около 6 000 000 км². Иначе говоря, это облако охватывало около 0,1% поверхности земного шара [28]. Значительно меньше площадь резко очерченного «небольшого» самостоятельного пылевого облака (около 160 000 км²). Как показывает анализ ИК снимков, подоб-

ное облако является сравнительно «молодым», еще не успевшим соединиться с ранее вынесенным на океан облаком пыли (рис. 3).

Зафиксированные на космических снимках пылевые выносы возникают в разных частях Западной Сахары. По снимкам удалось установить несколько очагов возникновения пылевых выносов. Одни из них располагаются северо-западнее от нагорья Ахаггар, восточнее себхи Мекерган в пределах каменистого плато и предгорий Ахаггара (2—3° в. д., 26° с. ш.). Возможно, что формирование их связано с максимальным нагревом темноокрашенных каменистых поверхностей этого района и последующим возникновением мощных вертикальных конвективных потоков с последующим перемещением их в сторону Эрга-Шеш и дальнейшим следованием над этим песчаным массивом, питающим пылевой поток.

Второй очаг возникновения пылевых выносов имеет менее отчетливые границы на ИК снимке. Он находится к юго-западу от нагорья Ахаггар на плато Тассилин-Ахаггар (23—24° с. ш., 3—4° в. д.) и, как и в первом случае, связан с интенсивным нагревом каменистых поверхностей, и, возможно, — проникновением сюда более прохладного муссона. В месте встречи муссона с нагретой поверхностью значительно усиливается конвекция.

Локальные выносы могут быть связаны с сильным выдуванием небольших песчаных массивов. Два таких массива расположены в прибрежной части Западной Сахары (район Агергер) и, судя по ТВ снимкам, являются очагом возникновения локальных выносов пыли над Атлантикой.

По снимкам из космоса выявляются и основные направления перемещения пылевых выносов. Одна из главных траекторий движения пылевого материала проходит от очага № 1 над гигантским песчаным массивом Эрг-Шеш в юго-западном направлении к плато Аддрар и далее к побережью. Песчаные отложения Эрг-Шеша и служат источником питания этого пылевого выноса. То обстоятельство, что пылевой поток при своем движении закрывает вершины возвышенностей с высотами до 600 м, расположенных к югу от плато Аддрар (это видно при сравнении снимков за 4 и 30 июля — см. рис. 2 а, б), позволяет установить, что поток поднялся уже до высоты более 0,6 км, т. е. «оторвался» от земной поверхности по крайней мере на несколько сотен метров.

Из района второго очага пылевое облако движется (судя по ИК снимкам рис. 3 а) на юго-запад и, проходя над низменностью р. Нигер, захватывает зону светлоокрашенных частиц, связанных с илистыми отложениями разливов Нигера.

2.4. Метеорологические условия в зоне пылевых облаков

Как правило, в зоне пылевых облаков наблюдается безоблачная или малооблачная погода. Отмечалось также, что на границах сахарского аэрозольного облака, а при его отсутствии — во всей внутритропической зоне конвергенции имеет место интенсивное развитие конвективной облачности и сопутствующих ей явлений. Эти наблюдения заставляют предполагать наличие у аэрозольного облака свойств, задерживающих развитие облачной конвекции, а

также определенного механизма самостабилизации, поддерживающего пространственную структуру пылевого облака.

2.4.1. Основные метеорологические характеристики сахарского аэрозольного слоя. Антициклональные образования в районе Западной Африки в летние месяцы способствуют выносу нагретого запыленного воздуха на акваторию Атлантического океана между 10 и 25° с.ш. Аэрозольное облако с нижней границей 0,5—1 км п верхней 4—6 км распространяется вместе с западным воздушным течением на расстояние до 3—4 тыс. км от Африканского континента, достигая берегов Северной и Южной Америки за 6—8 суток при средней скорости движения 15—20 км/ч. Нижняя граница аэрозольного слоя обычно совпадает с верхней границей пассатной инверсии. Под инверсией располагается сильно увлажненный слой воздуха, где происходит образование облачности пассатной инверсии, количество которой составляет обычно 5—8 баллов. Хотя приводный слой воздуха содержит большое количество парообразной влаги, пассатная инверсия задерживает развитие конвективной облачности.

Нижняя граница аэрозольного слоя обычно хорошо выражена и может быть определена по моменту исчезновения видимости горизонта (средняя высота нижней границы равна 0,38 км). Нижняя часть аэрозольного облака на 5—6° теплее, чем обычный, не запыленный тропический воздух. Далее, до высоты 4—5 км (среднее значение 4,8 км) располагается хорошо выраженный окрашенный аэрозольный слой, общей характеристикой которого являются резкое ухудшение видимости до значения менее 500 метров, высокая потенциальная температура (более 40°C) и резкое уменьшение содержания водяного пара.

Весьма характерна ступенчатая структура вертикального профиля абсолютной влажности воздуха (q) в аэрозольном слое (рис. 4). Аномальный перегрев сохраняется в аэрозольном облаке до уровня в 650 мбар (3,5 км), выше которого запыленный воздух оказывается несколько холоднее, чем окружающая атмосфера.

На внешних границах аэрозольного облака имеет место резкий горизонтальный градиент метеоэлементов до 1—2°C по температуре воздуха и до 5—6°C по температуре точки росы. В целом, аэрозольное облако представляет собой крупномасштабную температурную неоднородность, не-

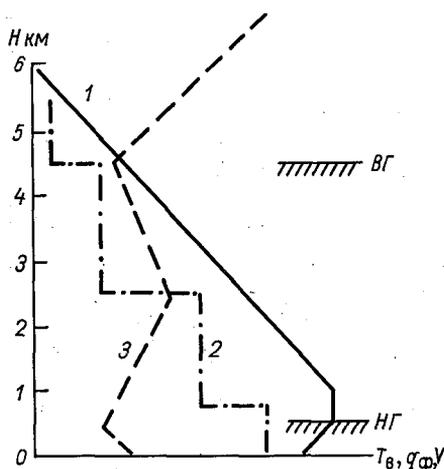


Рис. 4. Типичные метеорологические условия в зоне пылевого облака.
1 — температура воздуха, 2 — абсолютная влажность, 3 — скорость ветра; ВГ — верхняя, НГ — нижняя граница аэрозольного слоя

сколько приподнятую над уровнем океана и обладающую высокими самостабилизирующими свойствами.

Анализ данных двадцати полетов в безоблачной тропической тропосфере с хорошо выраженным аэрозольным слоем позволяет составить средние вертикальные профили метеоэлементов и выявить их наиболее характерные особенности. На рис. 4 показаны средние профили температуры воздуха, абсолютной влажности и скорости ветра.

Осредненный профиль температуры воздуха несколько сглаживает пассатную инверсию, но общий фон тепловой аномалии в зоне аэрозольного слоя выявляется отчетливо. С зонами аномалий температуры хорошо коррелируют неоднородности осредненного профиля скорости ветра: первый максимум на высоте 2,5—3 км совпадает со средним уровнем минимальной видимости в аэрозольном слое и с максимальной концентрацией аэрозоля. Второй максимум скорости совпадает с верхней границей аэрозольного облака. Для распределения абсолютной влажности прежде всего характерна ступенчатая структура, что указывает на расслоенность аэрозольного облака.

Обратимся теперь к обсуждению конкретной синоптической ситуации в период одного из наиболее мощных пылевых выносов 29—30 июля 1974 г.

2.4.2. Синоптическая ситуация во время мощного пылевого выноса 30 июля 1974 г. В июле в Западной Сахаре наблюдается вторичный (после января) максимум пылевых бурь. В это время они возникают без особого участия ветра вследствие сильного перегрева нижних слоев воздуха, интенсивной конвекции и образования барических депрессий. При подъеме пылевого материала на высоту он увлекается северо-восточным пассатом и, вовлекаясь в циркуляцию азорского антициклона, переносится над Атлантическим океаном сначала на восток, а затем на север и северо-запад вдоль периферии антициклона. Постепенно пыль заполняет всю площадь, занятую антициклоном. В результате образуется громадное пылевое облако, которое, перемещаясь на запад, иногда доходит до Южной Америки.

Для осуществления такого дальнего переноса пыли необходимы устойчивые сильные северо-восточные ветры в нижней тропосфере. Они возникают, когда центр азорского антициклона смещается на юго-восток к берегам Африки. На высотах над южной частью Западной Сахары создаются большие барические градиенты, что приводит к усилению северо-восточного пассата и харматана.

Подобная ситуация создалась 29 июля 1974 г. Центр азорского антициклона занял крайне южное для этого времени года положение (30° с. ш., 25° з. д. — приземное и 30° с. ш., 10° з. д. на уровне 700 мбар поверхности). Это вызвало увеличение барических градиентов, что в свою очередь привело к усилению северо-восточного пассата. Антициклон южного полушария также сместился к северу. В сторону экватора, вдоль 20° з. д., вытянулся гребень высокого давления. Создалась как бы перемычка между азорским антицик-

лоном и антициклоном южного полушария. Внутритропическая зона конвергенции разбилась на две ветви (рис. 5). Создалась возможность воздухообмена между северным и южным полушариями.

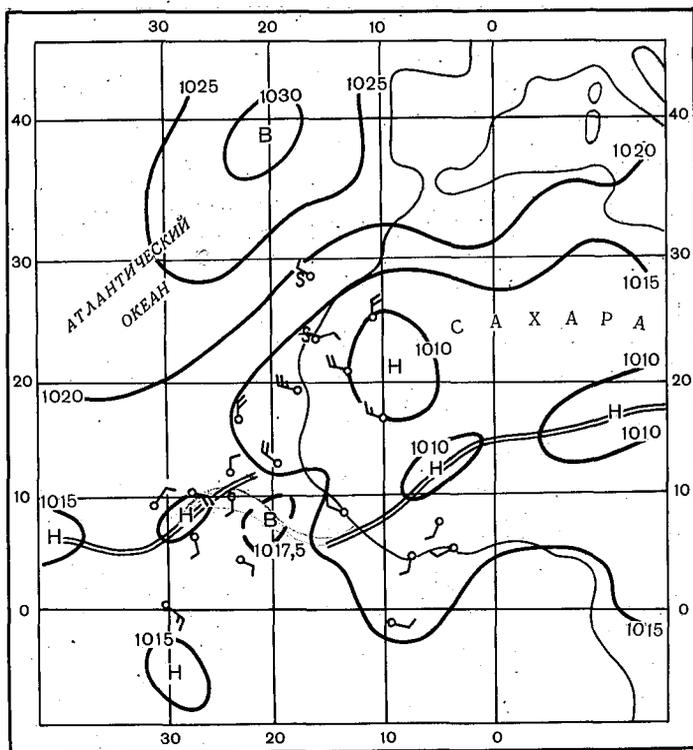


Рис. 5. Приземная синоптическая карта района пылевого выноса за 00 ч (по Гринвичу) 30 июля 1974 г.
Двойная линия — зона внутритропической конвергенции.

Американскими исследователями на основании большого статистического материала ТВ изображений с геостационарного спутника АТС-III, синхронных синоптических данных и измерений концентрации пыли была предложена циркуляционная модель пылевых выносов в Атлантику [29, 32]. По этой модели при встрече порции горячего африканского воздуха с прохладным и влажным атлантическим воздухом у берегов Африки в нижних слоях атмосферы образуется фронт, который на ТВ изображениях хорошо просматривается в поле облачности, образующейся при натекании чистого (без пыли) горячего африканского воздуха. В дальнейшем это возмущение перемещается на запад вместе с облаками пыли. На ИК изображениях за 29 июля в 16 ч особенно хорошо видна вытянутая с юго-запада на северо-восток (вдоль 20° з. д.) гряда облачности, примыкающая на юге к зоне внутритропической конвергенции. Очевидно, она связана с таким фрон-

том в районе чистого воздуха. Над западным побережьем Африки в районе от побережья до 12° з. д. и от $18-20^\circ$ с. ш. просматривается циклонически изогнутое пылевое облако, связанное с более северной частью этого приземного фронта в районе выноса запыленного воздуха. Приземный фронт выражен и в давлении.

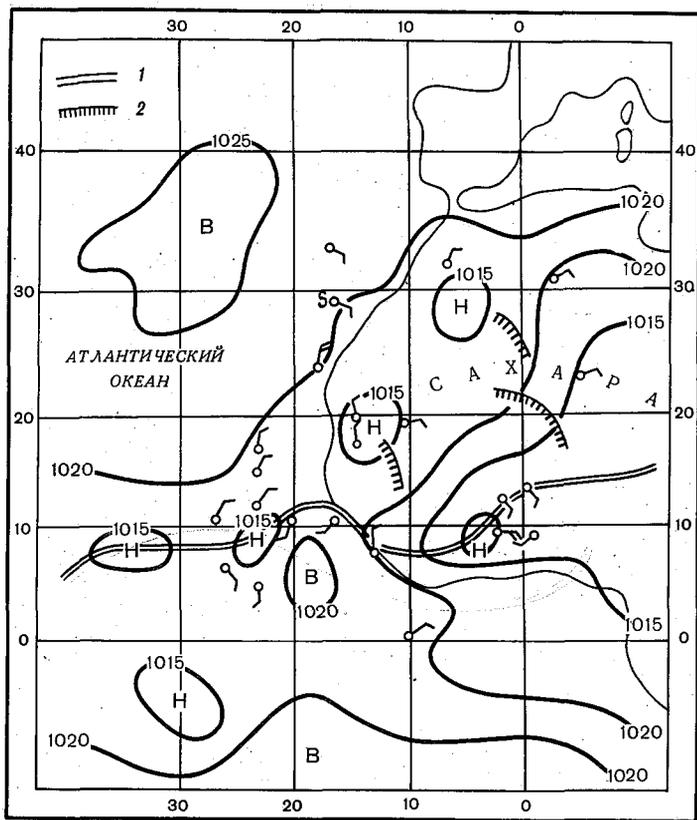


Рис. 6. Приземная синоптическая карта района пылевого выноса за 12 ч (по Гринвичу) 29 июля 1974 г.
1 — зона внутритропической конвергенции; 2 — положение фронта пыльных бурь.

На приземной синоптической карте рис. 6 в этом районе в это время прослеживается полоса пониженного давления с двумя центрами: один в районе пылевого облака — другой совпадает с облачным фронтом. Такое положение приземного фронта соответствует началу выноса на океан новой порции горячего сахарского воздуха.

У земной поверхности в Западной Сахаре возникли очаги пылевых бурь, которые 29 июля достигли максимального развития (рис. 6). Один очаг (в районе 18° с. ш. и 8° з. д.) образовался в результате встречи северо-западных прохладных океанических масс воздуха с восточными сухими и горячими. Второй (в районе запада

Центральной Сахары 31° с. ш., $0-5^{\circ}$ з. д.) возник вследствие образования мощных конвективных токов при сильном прогреве поверхности. Третий очаг пылевых бурь (в районе 5° з. д. — 0° и $20^{\circ}-25^{\circ}$ с. ш.) сформировался в результате встречи прохладных юго-западных потоков с горячими сухими северо-восточными,двигающимися с плато Ахаггар.

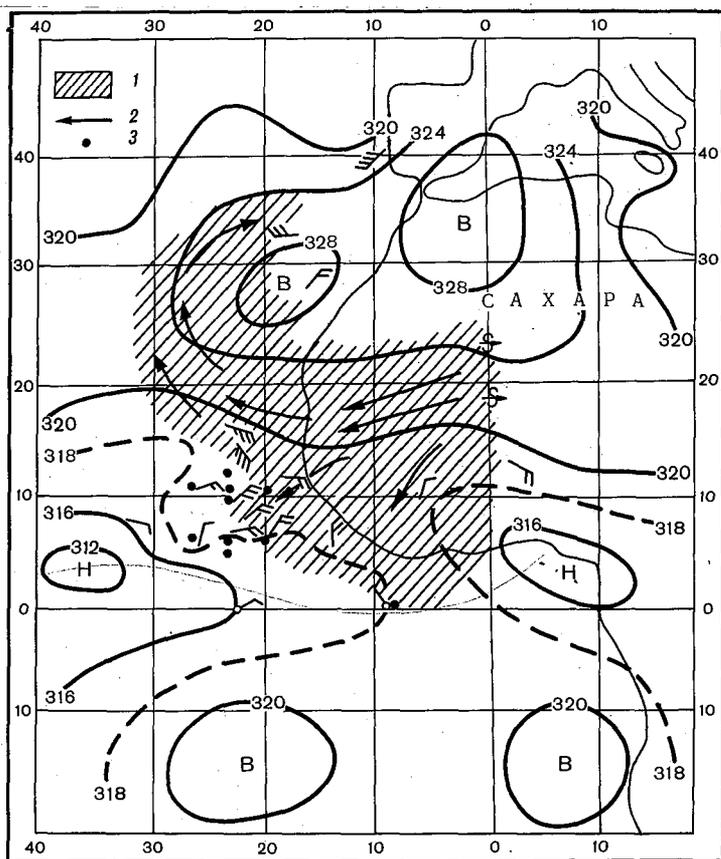


Рис. 7. Карта барической топографии AT_{700} за 00 ч (по Гринвичу) 30 июля 1974 г.

1 — район распространения пылевого облака, обнаруживаемого по ТВ изображениям, 2 — направленность пыле-ветровых потоков, 3 — местоположение НИС СССР, участвовавших в АТЭП-74.

В соответствии с пульсационной моделью пылевых выносов, предложенной американскими исследователями, громадное облако, которое видно на ТВ и ИК снимках 29 июля, образовалось, очевидно, в результате предыдущего выноса пыли из Африки. Поступление новых масс горячего воздуха к побережью океана в послеполуденное время 29 июля способствовало началу нового выноса африканских масс воздуха. Анализ карт барической топографии пока-

зал, что этот перенос над Атлантикой осуществлялся на высоте около 3 км (рис. 7).

30 июля в результате переноса пыли из других очагов пылевых бурь и вовлечения облаков в высотную атмосферную циркуляцию происходило дальнейшее формирование гигантского пылевого выноса над Атлантическим океаном.

2.4.3. Динамика развития пылевого выноса из Африки 29—30 июля 1974 г. Совместный анализ серии ИК и ТВ снимков, полученных с геостационарного спутника за 29—30 июля 1974 г., дает возможность проследить за динамикой развития рассматриваемого пылевого выноса. Первый ИК снимок, зафиксировавший пылевой вынос, относится к 16 ч 29 июля. В этот момент над Африкой хорошо просматриваются по облакам пыли два очага бурь (один в районе 18° с. ш. и 8° з. д., другой — в районе 31° с. ш. и 0° з. д.). Судя по снимку, первый очаг явился источником возникновения пылевого облака, зафиксированного в это время над Атлантическим океаном. Второй очаг определяется по вытянутому, расширяющемуся и состоящему из отдельных струй облаку.

Из анализа последующих снимков с 29 июля по 30 июля видно, как происходил перенос пыли из второго очага над Африкой и дальнейший вынос ее над Атлантикой (см. рис. 3 а, б). Сопоставления ИК изображений за 16 и 21 ч 29 июля показывает, что передний край облака переместился за 5 ч на расстояние около 5° по широте, т. е. этот перенос осуществляется со скоростью около 30 м/с. Поскольку сеть аэрологических станций в рассматриваемом районе крайне редкая, это является дополнительным важным источником информации о скорости северо-восточного пассата на высотах 1—3 км.

Одновременный анализ ТВ изображения (за 18 ч) и рельефа поверхности показывает, что высота нижней кромки облака была выше 600 м. В дальнейшем пылевое облако, вовлеченное в циркуляцию азорского антициклона, стало переноситься над океаном, обеспечивая дальнейшее заполнение пылью азорского антициклона (см. рис. 3 в). Через 10 ч (07 ч 30 июля) передняя часть этого выноса оказалась у меридиана 25° з. д. Скорость переноса оказалась также равной 30 м/с.

Рассмотрим теперь, как происходило изменение границ пылевого облака над экваторией. В 16 ч 29 июля передний (западный) край облака достигал 30° з. д., северный — 35° с. ш., а южный находился примерно у 10° с. ш. Интересно при этом выделить небольшой отрог пылевого облака, который, как бы расчлняя внутритропическую зону конвергенции, вдаётся между двумя ее ветвями, достигая 10° с. ш., а, возможно, продвигаясь и значительно южнее. Облачность, расположенная у границы распространения на запад этого отрога пылевого облака, прослеживается на снимке за 16 ч 29 июля (см. рис. 3 а) до 9° с. ш. На запад рассматриваемая часть пылевого облака продвинулась до 21° з. д. Через 5 ч (21 ч) западный край основного облака достиг 33° з. д., а южного отрога — 23° з. д. На юг отрог облака сместился до 7° с. ш. (дальней-

шее продвижение пыли к югу по снимкам определить трудно). В 7 ч 30 июля западная граница основного облака достигала 35° з. д., а южного отрога — 25° з. д. Скорость перемещения всего облака на запад составляла около 10 м/с.

Часть судов, участвовавших в АТЭП, в период 29—30 июля 1974 г. оказалась в районе южного отрога пылевого облака. Если в 16 ч 29 июля в облаке находился только «Порыв», то в 07 ч 30 июля в пылевой зоне оказались также «Профессор Визе» и «Академик Королев». Это позволило получить сведения об оптических и микрофизических характеристиках пылевого облака по данным судовых наблюдений. Обратимся теперь к обсуждению этих наблюдений, имея в виду вслед за тем рассмотреть результаты самолетных аэрозольных измерений в зоне пылевого облака и за ее пределами.

3. МИКРОФИЗИЧЕСКИЕ И ОПТИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПЫЛЕВОГО АЭРОЗОЛЯ ПО ДАННЫМ СУДОВЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

Как уже отмечалось, область Атлантического океана от 22° до 10° с. ш. и на запад вплоть до 40° з. д. — так называемое «море мрака» [8] — характеризуется систематическим выносом пыли в океан пустынь Африканского континента северовосточным пассатом. Это накладывает особую специфику на все аэрозольно-оптические характеристики атмосферы этого района Мирового океана.

На рис. 8 изображены области выпадения пыли в Атлантическом океане с различной степенью повторяемости [8]. При этом первичный максимум выпадения пыли наблюдается в феврале — 21,6%, вторичный в августе — 10,4%, минимум в ноябре — 1,6% [9]. Исследования атмосферного аэрозоля в районе «моря мрака» до последнего времени имели качественный характер. Первые количественные данные были получены в марте—июле 1970 г. в результате наблюдений, выполненных

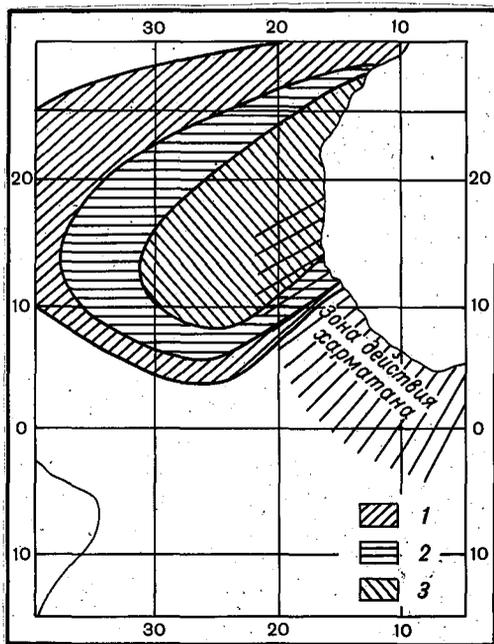


Рис. 8. Области выпадения пыли в Атлантическом океане по данным [8].

1 — наблюдается редко, 2 — более часто, 3 — очень часто.

ных на НИС «Академик Ширшов» [5], и в 1972 г. — в период проведения Национального эксперимента ТРОПЭКС-72 на НИС «Муссон» [10] и на НИС «Академик Курчатов» [4, 11, 12].

Специфика аэрозольных и радиационных характеристик в районе «моря мрака» хорошо прослеживается по данным, полученным в период экспедиции ТРОПЭКС-72 на НИС «Муссон» при выполнении меридионального разреза по 19° з. д. от 30° с. ш. до 15° ю. ш. и представленным на рис. 9 [10]. В рассматриваемом районе аэро-

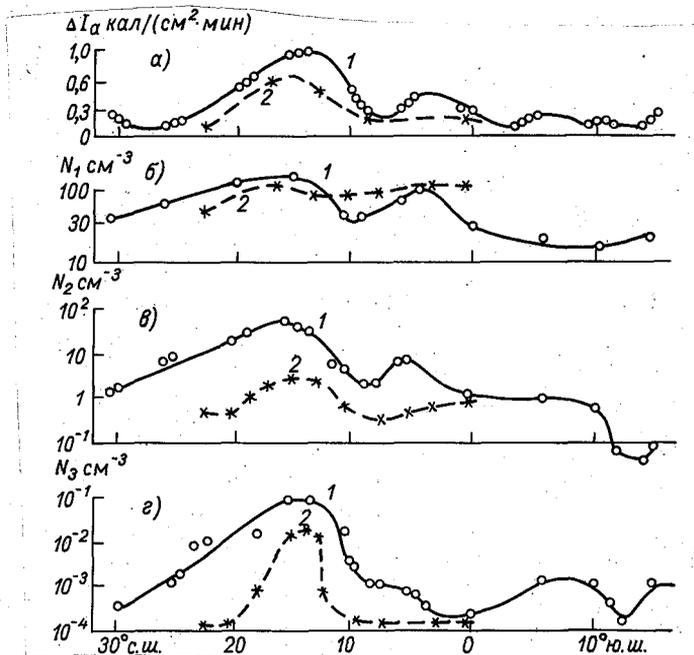


Рис. 9. Меридиональные профили характеристик аэрозоля по данным ТРОПЭКС-72.

а — аэрозольное ослабление прямой солнечной радиации, б — концентрация ядер конденсации, в — концентрация больших частиц, г — концентрация гигантских частиц; 1 — меридиональный разрез по 19° з. д., 2 — меридиональный разрез по 26° з. д.

зольные и оптические свойства атмосферы существенно зависят от траектории воздушных масс, особенно в нижнем двухкилометровом слое. В начале меридионального разреза от 30° до 25° с. ш. средний ветер в слое 2 км постепенно изменял направление от западного до северного. При этих направлениях ветра в район исследований приходили чистые океанические массы воздуха, в которых имели место низкие концентрации частиц аэрозоля и малое аэрозольное ослабление солнечной радиации.

В полосе 22—10° с. ш. господствовал северо-восточный пассат. Эта область по аэрозольно-радиационным характеристикам отчетливо выделяется на рис. 9. Аэрозольное ослабление радиации, кон-

центрации всех измеренных фракций частиц и весовая концентрация достигают здесь максимальных значений. Фильтр, экспонированный от 15 до 10° с. ш., оказался покрытым слоем песчаной желтой пыли.

Спектры размеров частиц, зарегистрированные на оси «моря мрака» (14° с. ш., 19° з. д.), приведены на рис. 10. Для сравнения на этом же рисунке показаны средние спектры размеров частиц в приземном слое воздуха, наблюдавшиеся в сельской местности при высокой прозрачности атмосферы (метеорологическая дальность видимости $S_M = 30$ км) и в плотной туманной дымке ($S_M = 2$ км) в центральной части Европейской территории [13].

Концентрация гигантских частиц в районе «моря мрака» в несколько раз превышает средние концентрации, зарегистрированные в центральной части ЕТС в плотной туманной дымке. Минимальные концентрации, измеренные над океаном (рис. 10, кривая 3) в десятки раз меньше, чем в приземном слое воздуха на ЕТС.

Второй меридиональный разрез, выполненный также в период ТРОПЭКС-72 на НИС «Муссон», по 26° з. д. от экватора до 22,5° с. ш. (27 августа — 1 сентября), показал, что максимальные концентрации аэрозоля наблюдались в зоне максимальных повторяемостей выпадения пыли в «море мрака». При этом, как правило, концентрация частиц на 26° з. д. оказалась меньше соответствующих концентраций частиц на 19° з. д. Это, по-видимому, связано с удалением судна от Африканского континента, с которого непрерывно дуют пассатные ветры. В области от 12 до 24° с. ш. кратчайшее расстояние до Африки на меридиане 19° з. д. составляло 300 км, а на 26° з. д. — 900—1000 км. Уменьшение концентрации больших и гигантских частиц, наблюдавшееся при удалении от Африки, свидетельствует о континентальном характере происхождения основной массы частиц аэрозоля в этой области Атлантики. Концентрация ядер конденсации, зарегистрированная на 19° и

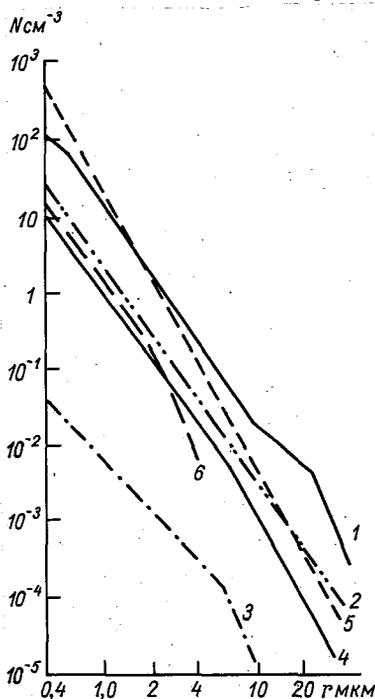


Рис. 10. Спектры размеров частиц по данным ТРОПЭКС-72.

1, 2, 3 — океанические, зарегистрированные в области максимальных (19° з. д., 14° с. ш.) и минимальных (19° з. д., 14° ю. ш.) концентраций частиц; 4, 5 — средние спектры континентального аэрозоля при метеорологической дальности видимости 30 и 2 км [13]; 6 — спектр размеров частиц по данным за 30 июля 1974 г. (экватор, 10° з. д.).

26° з. д., практически совпадает, что связано с медленным выпадением и вымыванием их из атмосферы.

Сопоставление аэрозольного ослабления солнечной радиации с концентрацией частиц аэрозоля в приводном слое атмосферы показало, что максимальное аэрозольное ослабление (коэффициенты прозрачности $P_{\text{аэр}} = 0,52$, $P_2 = 0,43$) наблюдается в районах с наиболее высокими концентрациями аэрозоля.

Как известно, радиация, поглощенная водяным паром и частицами аэрозоля, идет на нагревание воздуха в нижней тропосфере. По данным [14] значение радиационного нагрева воздуха в нижней тропосфере в средних широтах в ясные летние дни близко к $0,06-0,1^\circ\text{C}/\text{ч}$, достигая в отдельных слоях $0,2^\circ\text{C}/\text{ч}$. В районе «моря мрака» имеет место высокое содержание частиц в толще атмосферы, а общее содержание водяного пара в атмосфере, составляющее $4-5$ «см», намного больше, чем в средних широтах [15, 35]. Поэтому здесь можно ожидать более интенсивного нагревания воздуха за счет поглощения радиации частицами аэрозоля и водяным паром. Измерения и расчеты поглощения радиации аэрозолем, выполненные в [14, 16], показали, что радиационный нагрев может приводить к образованию инверсии в нижних слоях тропосферы.

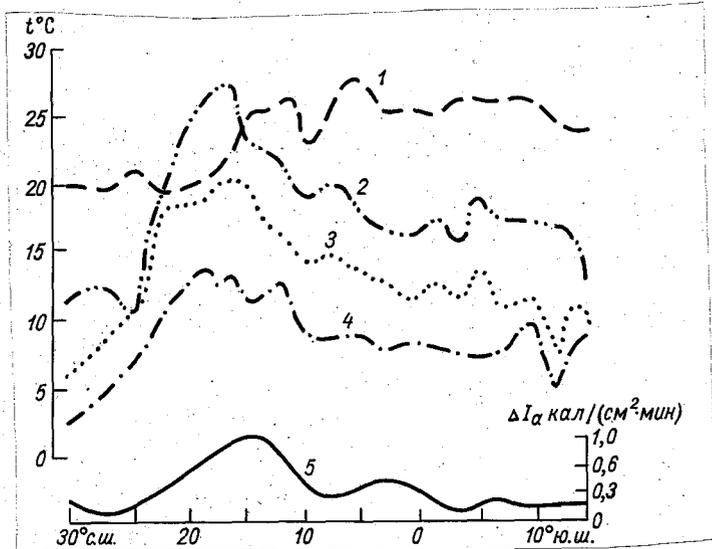


Рис. 11. Сопоставление меридионального хода температуры воздуха на высотах 27 (1), 1000 (2), 2000 (3), 3000 м (4) и изменения аэрозольного ослабления прямой солнечной радиации (5).

На рис. 11 приведено сопоставление меридионального хода изменения температуры воздуха в тропической зоне Атлантики (19° з. д.) на высотах 27, 1000, 2000 и 3000 м, построенного по данным четырехразового зондирования атмосферы с борта НИСП

«Муссон» и одновременно измеренной интенсивности аэрозольного ослабления солнечной радиации [10]. Как следует из рис. 11, в приводном слое воздуха в приэкваториальной зоне на 5° с. ш. зарегистрирована максимальная температура $+28^\circ\text{C}$. Максимальные температуры воздуха на высоте 1—3 км смещены в более северные районы ($13\text{—}20^\circ$ с. ш.). Область максимальных температур воздуха в нижнем 3-км слое расположена в районе «моря мрака» и хорошо согласуется с зоной максимального аэрозольного поглощения прямой солнечной радиации. На меридиональном разрезе 26° з. д. максимальная температура воздуха на высоте 1 км хорошо согласуется с областью максимального аэрозольного поглощения радиации. Однако на высотах 2 и 3 км такой корреляции уже не наблюдается.

Следует отметить, что несмотря на известные причины образования пассатных инверсий: опускание воздуха в антициклоне, вторжение воздушных масс в тропическую зону — определенную роль в углублении инверсий в районе «моря мрака» могут играть процессы интенсивного поглощения атмосферой солнечной радиации на частицах аэрозоля и водяном паре.

Постоянное присутствие пыли в атмосфере над районом «моря мрака» наложило ряд особенностей на оптические характеристики атмосферы. Как показали исследования в период экспедиции ТРОПЭКС-72 [4], закономерности ослабления радиации в области спектра $0,35\text{—}1$ мкм в этом районе океана аналогичны особенностям ослабления радиации в пустыне, включая повышенное ослабление радиации вблизи $\lambda=0,38$ мкм, что, по-видимому, обусловлено поглощением радиации частицами гематита Fe_2O_3 [10].

Таблица 1

Оптические характеристики атмосферы в пустыне Каракумы и приэкваториальной зоне Атлантики

Место наблюдения	Дата	P_2	τ_λ^*		n	W
			$\lambda=0,35$ мкм	$\lambda=1$ мкм		
Атлантический океан	24 VI	0,59	0,345	0,271	0,2	3,2
Каракумы	10 IX	0,58	0,361	0,254	0,1	2,7
Атлантический океан	24 VI	0,55	0,421	0,322	0,2	3,1
Каракумы	16 IX	0,67	0,450	0,115	0,2	0,7
Атлантический океан	20 VII	0,73	0,198	0,097	0,7	4,9
Каракумы	19 IX	0,77	0,184	0,078	0,8	0,6

В табл. 1 даны примеры сравнения оптических характеристик атмосферы и содержания водяного пара в толще атмосферы W («см»), полученных в песчаной пустыне Каракумы и в приэкваториальной зоне Атлантики, подверженной выносу пыли из Сахары. Здесь P_2 — интегральный коэффициент прозрачности атмосферы, приведенный к массе $m=2$ по методике С. И. Сивкова [18]; τ_λ^* — оптическая аэрозольная толщина атмосферы; n — показатель сте-

пени при длине волны λ в формуле Ангстрема $\tau_{\lambda}^* = \beta\lambda^{-n}$, характеризующий степень селективности аэрозольного ослабления. Аэрозольная оптическая толщина при $\lambda=1$ мкм соответствует ангретмовскому показателю мутности атмосферы β . Укажем, что, как показали измерения в период АТЭП и ТРОПЭКС-72, аэрозольное ослабление радиации от длины волны λ как обычно следовало закону $\tau_{\lambda}^* = \beta\lambda^{-n}$.

Как видно из табл. 1, значения аэрозольной оптической толщины в двух рассматриваемых районах земного шара могут быть близки, несмотря на большую разницу во влагосодержании. В тех редких случаях, когда величина W была одного порядка, совпали не только спектральные, но и интегральные характеристики прозрачности. В других случаях повышенное влагосодержание экваториальной Атлантики приводит к уменьшению интегральной прозрачности.

Мощные выносы пыли с континента, являющиеся результатом пылевых бурь, зарождающихся в пустынях Африки, еще больше изменяют оптические и аэрозольные характеристики атмосферы. В табл. 2 и на рис. 10 показано влияние выноса пылевого облака на оптические и аэрозольные характеристики атмосферы приэкваториальной зоны Атлантики по данным ТРОПЭКС-72, полученным на НИС «Академик Курчатов» и НИСП «Муссон», когда суда находились в районе бункеровки у берегов Мавритании в точке с координатами $\varphi=18^{\circ}8'$ с. ш., $\lambda=16,5^{\circ}$ з. д. [4,10,12]. В это время года здесь проходит граница между азорским океаническим антициклоном и летней барической депрессией, существующей над Сахарой. Высотные северо-восточные ветры несли массу сухой пыли, через которую с трудом просматривались облака верхнего яруса (устойчивые северо-западные ветры охватывали лишь нижние слои).

Таблица 2

Оптические характеристики атмосферы в зоне пылевого выноса по данным НИС «Академик Курчатов» ($18^{\circ}8$ с. ш., $16^{\circ}5$ з. д.)

	Прозрачность				$\tau_{\lambda}^* = \beta\lambda^{-n}$	
	вертикальная		горизонтальная		n	β
	P_2	τ_2	$S_{\mu\text{км}}$	$\alpha \text{ км}^{-1}$		
1 VIII 1972 г. Среднее за период ТРОПЭКС-72	0,58(0,69)	0,545(0,372)	12	0,25	0,2	0,34
	0,66(0,78)	0,416(0,249)	30	0,100	0,6	0,12

Влияние выноса пыли было столь велико, что средний коэффициент прозрачности всей толщи атмосферы, приведенный к массе 2, составлял 0,58 (интегральная оптическая толщина $\tau_2=0,372$), в отдельных случаях доходя до 0,43 ($\tau_2=0,845$). Метеорологическая дальность видимости упала до 8,7—12 км, величины n и β достигали значений 0,2 и 0,34 соответственно. В нижней строке табл. 2

приведены средние значения перечисленных величин, характерные для приэкваториальной зоны Атлантики за этот период. В скобках указаны интегральный аэрозольный коэффициент прозрачности атмосферы и интегральная аэрозольная оптическая толщина, рассчитанные согласно [18]. Отметим, что полученные данные о прозрачности атмосферы приводного слоя хорошо согласуются с результатами [34], согласно которым для области «моря мрака» характерна метеорологическая дальность видимости порядка 15 км, а для экваториальных районов Атлантики 25—35 км.

Спектр частиц аэрозоля, зарегистрированный в это же время на НИСП «Муссон» [10], представлен на рис. 10. Кривая 2 соответствует распределению частиц по размерам, полученному 1 августа 1972 г., кривая 3, как уже отмечалось ранее, получена в практически незапыленном районе Атлантического океана в точке 14° ю. ш. и 19° з. д. Как это следует из рис. 10, концентрация частиц всех размеров отличается на три порядка величины, причем в чисто океаническом аэрозоле частицы с радиусом $r > 10$ мкм практически отсутствуют.

Таблица 3

Оптические характеристики атмосферы по данным НИСП «Пассат» в фазах I и II АТЭП (экватор; 10° з. д.)

Дата 1974 г.	Прозрачность				$\tau_{\lambda}^* = \beta \lambda^{-n}$		$Nd > 0,63$ МКМ СМ ³
	вертикальная		горизонтальная		n	β	
	P_2	τ_2	S_{λ} КМ	α КМ ⁻¹			
15 VII	0,61 (0,72)	0,495 (0,328)	17	0,180	0,9	0,29	15
Среднее за фазу I	0,71 (0,84)	0,342 (0,174)	45	0,067	0,2	0,14	8,1
30 VII	0,58 (0,69)	0,545 (0,372)	16	0,187	0,6	0,30	23
11 VIII	0,50 (0,59)	0,694 (0,528)	8,0	0,372	—	—	30
13 VIII	0,59 (0,70)	0,528 (0,356)	—	—	0,9	0,22	16
14 VIII	0,59 (0,70)	0,528 (0,356)	—	—	0,9	0,22	14
Среднее за фазу II	0,68 (0,81)	0,386 (0,211)	40	0,075	0,8	0,16	8,5

В период АТЭП на НИСП «Пассат», располагавшемся на экваторе в точке $\lambda = 10^\circ$ з. д., было зарегистрировано три выноса пыли с Африканского континента: 14—15 июля, 30 июля и 9—14 августа. В этом районе повышение запыленности атмосферы в основном связано с выносом пыли из центральных и юго-западных областей Африки ветром, носящим название харматан. В табл. 3 приведены оптические характеристики атмосферы, которые наблюдались при максимальном помутнении в указанные периоды, и средние их значения для фазы I и II АТЭП (без дней с выносами пыли). Как следует из табл. 3, наиболее мощный вынос пыли в этом районе наблюдался 11 августа (этот вынос продолжался несколько дней). В этот период резко упала как вертикальная прозрачность всей толщи атмосферы, так и горизонтальная прозрачность приводного слоя воздуха. Концентрация больших частиц аэрозоля в приводном слое воздуха ($Nd > 0,63$ мкм) достигла 30 см^{-3} .

Как было показано выше, вынос пылевого облака в океан

30 июля распространялся практически на всю зону расположения судов. В этот период на всех судах было отмечено сильное помутнение атмосферы с некоторым сдвигом по времени, который определялся удаленностью данной точки от Африканского континента. Как это следует из табл. 3, оптические характеристики атмосферы, которые имели место 30 июля 1974 г. в точке $\varphi=0$, $\lambda=10^\circ$ з. д., близки к оптическим характеристикам, наблюдавшимся 1 августа 1972 г. в районе «моря мрака» (табл. 2).

Следует отметить, что вынос пыли, зарегистрированный на НИСП «Пассат» 15 июля, не наблюдался в районе «моря мрака» и был обязан, очевидно, ветру местного происхождения (хармата-ну).

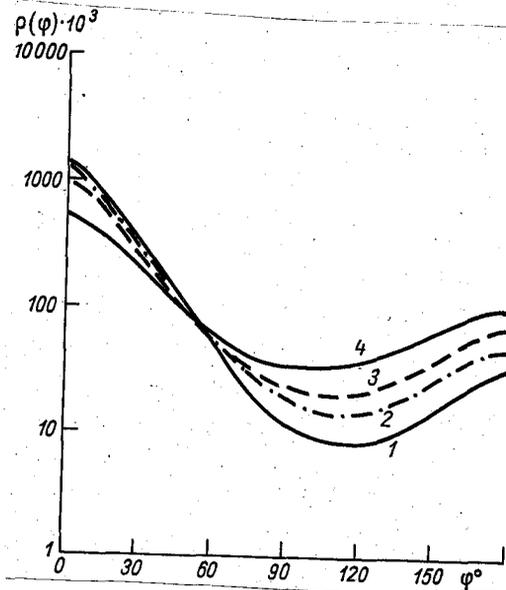


Рис. 12. Индикатрисы рассеяния света в приводном слое атмосферы.
 1 — 11 августа, $S_M=1,7$ км, $K=12$; 2 — 15 июля, $S_M=17$ км, $K=6,7$; 3 — 30 августа, $S_M=40$ км, $K=4,4$; 4 — 26 августа, $S_M=100$ км; $K=1,8$ (чистый океанический аэрозоль).

дены индикатрисы рассеяния света, полученные 11 августа и 15 июля, и индикатрисы, характерные для чистого океанического аэрозоля при метеорологической дальности видимости порядка 100 и 40 км.

Как это следует из рис. 12, с уменьшением прозрачности атмосферы форма индикатрисы изменяется, вытягиваясь вперед и получая все более выраженный максимум рассеяния при угле $\varphi=0$ и минимум в области углов $\varphi=110-120^\circ$. Коэффициент асимметрии K растет от $K=1,8$ при $S_M=100$ км до $K=12$ (кривая 1) при $S_M=7,7$ км.

Обращает на себя внимание повышение величины n с приходом пыли с Африканского континента. Отдельные измерения в чистом океаническом аэрозоле показали, что аэрозольное ослабление радиации в области спектра $0,35-1$ мкм близко к нейтральному [4, 26], приход континентального аэрозоля мог повысить селективность аэрозольного ослабления. В фазе II эксперимента район, где располагался НИСП «Пассат», постоянно находился под воздействием пылевых выносов, поэтому величина n практически не изменилась.

Под влиянием выноса пыли в океан существенно изменяется и вид индикатрисы рассеяния света в приводном слое атмосферы. На рис. 12 приве-

Согласно классификации [17], данным ТРОПЭКС-72 и АТЭП для приводного слоя атмосферы над океаном при наличии пылевого облака соответствуют индикатрисы 6-го и 7-го класса «острого» типа. В обычных условиях в приводном слое атмосферы над океаном наиболее часто наблюдаются индикатрисы рассеяния света 4—5 классов «острого» типа, аналогичные кривой 3 на рис. 12.

Наличие данных актинометрических наблюдений на многих судах позволило оценить влияние выносов пыли с Африканского континента на оптические характеристики атмосферы для всего полигона АТЭП. По данным наблюдений на 10 советских судах

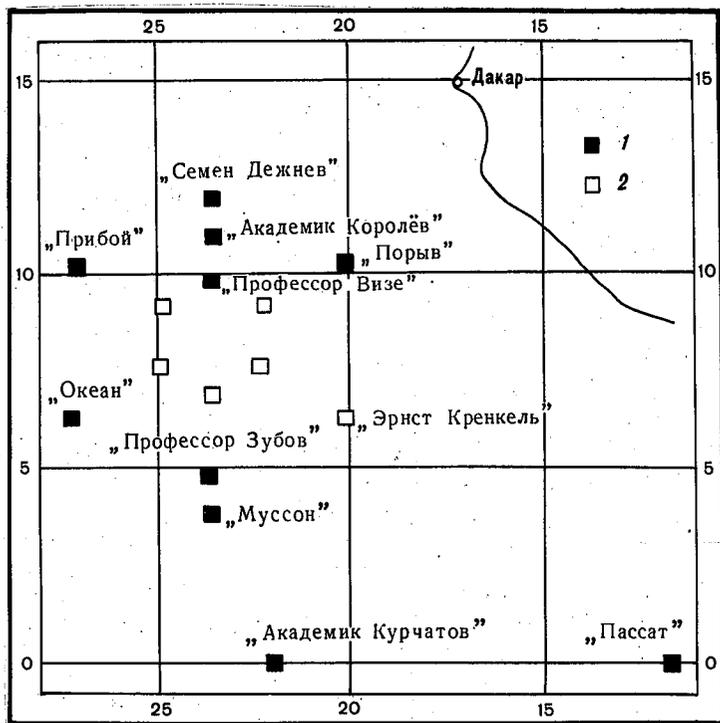


Рис. 13. Расположение судов в районе АТЭП.

1 — местоположение судов, актинометрические наблюдения которых использовались для предварительной обработки, 2 — расположение судов иностранных держав и СССР, данные которых не рассматривались.

(рис. 13) были рассчитаны спектральный коэффициент прозрачности атмосферы (P_2), фактор мутности (T) и интегральная оптическая толщина атмосферы (τ). Коэффициент интегральной прозрачности атмосферы (P_2) рассчитывался по методике С. И. Сивкова [18], согласно которой интенсивность прямой солнечной радиации приводилась к высоте Солнца $h_{\odot} = 30^\circ$ или к относительной массе атмосферы $m=2$, а также к среднему расстоянию между Землей и Солнцем.

Коэффициент прозрачности атмосферы вычисляется в таком случае по формуле

$$P_2 = \sqrt{\frac{S_{m=2}}{S_0}},$$

где $S_0 = 1,98$ кал/(см²·мин). При этом выбирались случаи интенсивности прямой солнечной радиации, которая измерялась актинометром АТ-50 только при открытом диске Солнца (\odot^2). Поэтому из-за большого количества облаков для судов, стоявших в зоне внутритропической конвергенции, все материалы не могли быть обработаны.

Размещение научно-исследовательских судов в различных точках полигона АТЭП позволило оценить влияние выносов пыли с Африканского континента на оптические характеристики всего исследуемого района.

Так, например, вынос пыли из Африки в начале июля был замечен на большинстве судов. Сначала мощный вынос пыли был замечен на судне «Порыв», расположенном ближе других к берегам Африки. Данные «Порыва» обнаруживают первые выносы пыли в период 1—6 июля. Они понизили прозрачность атмосферы до $P_2 = 0,58 \div 0,60$. Распространяясь дальше, пылевое облако 3—7 июля достигло судов «Академик Королев» и «Профессор Визе», вызвав понижение прозрачности атмосферы до $P_2 = 0,58 \div 0,60$. 4—7 июля облако подошло к судну «Прибой», расположенному на наибольшем удалении от Африки вдоль пояса 10—12° с. ш. Позднее, 7—9 июля на судне «Профессор Зубов», а 8—10 июля на «Муссоне» и 10—11 июля на «Океане» в результате мощного пылевого выноса коэффициент прозрачности атмосферы упал до значений 0,65—0,66; 0,66; 0,61—0,62 соответственно. Судно «Семен Дежнев», находившееся вне ВЗК, оказалось не захваченным пылевым облаком. Коэффициент прозрачности составлял в данном случае $P_2 = 0,73 \div 0,75$ в течение всего периода пылевого выноса.

Вторая волна пылевого выноса имела место через несколько дней. На «Порыве» она была отмечена 9 июля ($P_2 = 0,60$), а другими судами — со сдвигом в несколько дней: «Профессор Визе» — 10—11 июля ($P_2 = 0,63$), «Академик Королев» — 11—12 июля ($P_2 = 0,60$), «Прибой» — 10—12 июля ($P_2 = 0,59$), «Океан» — 10 июля ($P_2 = 0,61$), «Муссон» — 14 июля ($P_2 = 0,64$).

Третья волна сильного помутнения атмосферы зафиксирована 20—30 июля судами «Порыв», «Профессор Визе», «Семен Дежнев», «Прибой», когда коэффициент прозрачности атмосферы резко понизился до значений 0,59—0,63. В зоне расположения других судов прозрачность атмосферы была достаточно высокой: $P_2 \approx 0,70 \div 0,75$ («Профессор Зубов», «Муссон», «Океан»).

Судами «Порыв», «Профессор Зубов», «Прибой» 3—4 августа и 10—11 августа зафиксированы мощные выносы пыли, понизившие коэффициент прозрачности атмосферы до $P_2 \approx 0,60$. Вторая «волна» помутнения атмосферы достигла судов «Профессор Зубов» и «Муссон» 14 августа.

4. САМОЛЕТНЫЕ АЭРОЗОЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

На самолете Ил-18, базировавшемся в Дакарском аэропорту, находился следующий комплекс аэрозольной аппаратуры:

— импактор многоразового действия, эффективно захватывающий частицы радиусом $r \geq 0,2$ мкм;

— фильтровая установка с фильтрами ФПА, дающая возможность анализировать аэрозоли на химический состав и дисперсность при $r \geq 0,03$ мкм;

— фотоэлектрический счетчик, регистрирующий счетную концентрацию и дисперсность частиц с $r \geq 0,2$ мкм.

Одной из главных задач аэрозольных исследований было изучение процессов формирования пылевого слоя из сахарской пыли, вымывания этого слоя из атмосферы, взаимодействия пыли континентального происхождения с аэрозолями морского происхождения, исследование химического состава аэрозоля.

Самолетные измерения позволили исследовать изменчивость пылевого облака как во времени, так и в пространстве и перенос пыли от берегов Африки через Атлантический океан к Америке. Толщина пылевого слоя в период АТЭП изменялась от 1—1,5 км до 4—4,5 км. Центральная часть пылевого слоя обычно находилась на высоте от 3 до 4 км. Для района «моря мрака» характерно наличие четко выраженного аэрозольного слоя, имеющего своеобразную структуру: наиболее высокую счетную концентрацию в центре слоя, где наблюдается наибольшая массовая концентрация пылевых частиц (рис. 14, 15).

Уменьшение концентрации аэрозоля от нижней границы слоя к поверхности моря объясняется как высокой поглощающей способ-

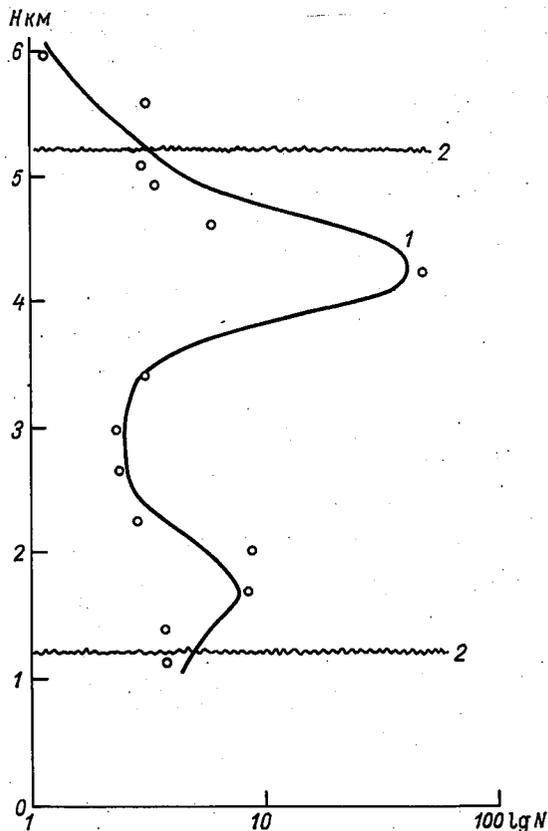


Рис. 14. Вертикальный профиль концентрации аэрозоля 4 июля 1974 г.

1 — счетная концентрация аэрозоля, 2 — границы аэрозольного слоя.

ностью морской поверхности к захвату аэрозольных частиц (оседание частиц и захват гребнями волн и брызгами), так и вертикальным профилем температуры в тропосфере (восходящие потоки в нижней части пылевого слоя).

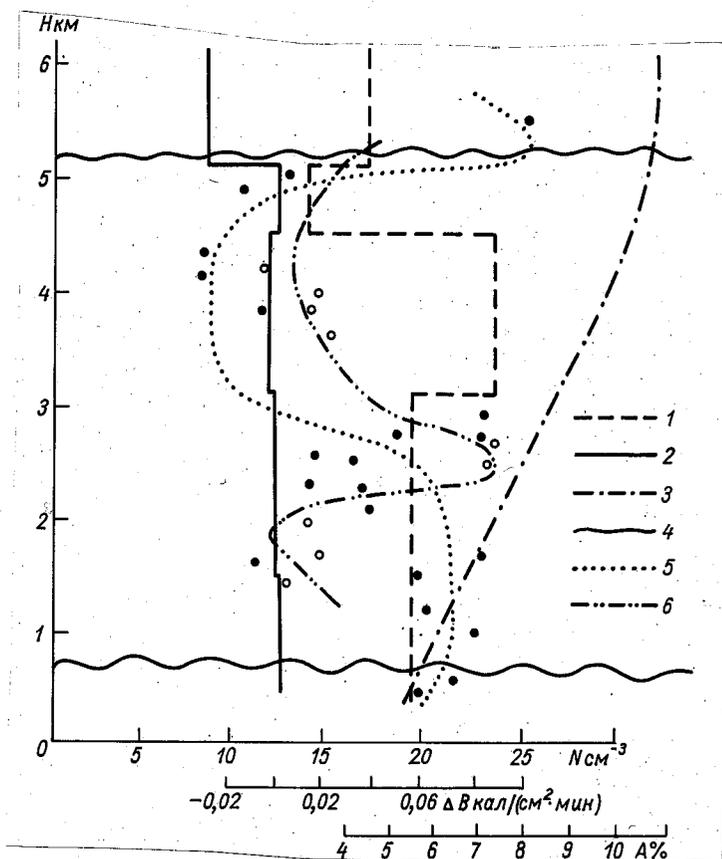


Рис. 15. Полный радиационный эксперимент.

1 — коротковолновый лучистый приток тепла ΔB_s ; 2 — длинноволновый лучистый приток тепла ΔB_L ; 3 — альbedo; 4 — граница аэрозольного слоя; 5 — профиль счетной концентрации аэрозоля (11 ч 30 мин — 12 ч 00 мин); 6 — профиль счетной концентрации аэрозоля (14 ч 05 мин — 14 ч 35 мин).

Интересным фактом является необычная зависимость спектра размеров аэрозольных частиц от высоты: с высотой доля грубодисперсной фракции аэрозоля в общем содержании частиц заметно возрастает. Это свидетельствует о сравнительно недавнем появлении аэрозольных частиц (от нескольких часов до суток), довольно большой скорости восходящих потоков (превосходящей скорость падения гигантских аэрозольных частиц: $W \geq 10 \text{ см/с}$), значительной роли коагуляции в изменении спектра аэрозольных

частиц (очевидно, развитая турбулентность внутри пылевого слоя резко увеличивает скорость коагуляции).

Микроструктурные исследования показали, что большинство крупных частиц представляет собой конгломераты более мелких частиц. Весьма интересным фактом является хорошее соответствие минимума счетной концентрации аэрозоля внутри пылевого слоя максимуму поглощения солнечной радиации. Поскольку поглощение радиации оказывается пропорциональным аэрозольной массе, то следует предположить, что либо мнимая часть показателя преломления мала ($\kappa < 0,01$), либо поглощающие частицы с высоким κ вкраплены в более крупные частицы. На электронно-микроскопических снимках наблюдается значительное количество частиц, неоднородных по составу, что свидетельствует в пользу второго предположения. Весьма большую долю частиц составляют пластинчатые кристаллы. По-видимому, это не солевые частицы морского происхождения, а кристаллы, принесенные с континента. Значительное число частиц имеет темно-коричневую окраску. Отдельные фильтры были окрашены этими частицами. Наиболее вероятно, что в состав вещества этих частиц входят окислы железа, заметно поглощающие радиацию в видимой области спектра. На это указывают и данные химического анализа по содержанию железа.

Для самолетных аэрозольных проб концентрация Fe практически всегда превышала в пылевом слое 10 мкг/м^3 . Содержание элементов-металлов весьма велико (табл. 4). Большинство из этих элементов характерно для континентальной пыли, а не для морских солей. Удивительным фактом является высокое содержание в ряде проб Al, превышающее $5\text{--}10 \text{ мкг/м}^3$. Этот факт необходимо в дальнейшем сопоставить с возможностью подъема в воздух соединений, содержащих алюминий. Весьма изменчиво содержание Ca. Однако по данным измерений, сделанных примерно в одно время, оно мало изменяется. Это указывает на то, что пылевые частицы могут продуцироваться разными источниками. Частицы, содержащие Ca, не очень велики ($r \leq 10 \text{ мкм}$), тогда как отдельные частицы, содержащие Mg, Al, имеют значительно большие размеры: $r > 10\text{--}20 \text{ мкм}$.

Морфологический анализ аэрозольных проб на содержание элементов, характерных для морских солей, и на содержание сульфатных частиц показывает, что эти соединения в веществе аэрозольных частиц не являются преобладающими.

Анализ аэрозольных проб, взятых на судне «Профессор Визе», позволяет сделать вывод, что даже в приводном слое атмосферы значительная доля аэрозольных частиц не морского происхождения. На это указывает относительно высокое содержание в пробах таких элементов, как Fe, Ni, Ca. Однако соотношение элементов в пробах, взятых на судне «Профессор Визе», существенно отличается от соотношения элементов в самолетных пробах. Можно поэтому утверждать, что аэрозольные частицы, содержащие элементы Fe, Al, Pb, не опускаются из тропосферы в приводный слой в районе судна «Профессор Визе». Противоположная картина наб-

Сопоставление данных химического анализа аэрозольных частиц

Дата	H м	Элементы, мкг/м ³							
		Fe	Cu	Cr	Pb	Mg	Al	Ca	Ni
В пылевом облаке									
12 VII	300	12,0	0,4	0,03	0,2	14,9	25	30	—
13 VIII	450	—	—	—	—	—	—	—	—
4 IX	450	14,0	3	0,15	0,2	7,0	9,0	—	—
4 IX	450	20	—	0,04	0,2	—	4,0	—	—
12 VII	1500	—	—	—	0,1	—	19,3	—	—
13 VIII	1500	—	—	—	—	6	5,0	—	—
13 VIII	1500	14	—	4	0,2	5	7	—	—
4 IX	1500	14	3	0,15	0,2	7	9	—	—
12 VII	3000	11,0	0,3	0,04	0,7	21,14	21	6,0	—
13 VIII	3000	14	—	4	0,2	5	7	—	—
4 IX	3000	14	—	0,08	0,1	—	6	—	—
12 VII	4500	—	—	0,04	—	10,2	12	—	—
4 IX	4500	14	1,0	—	0,3	6,9	12	—	—
4 IX	5200	14	—	0,04	3,4	—	—	—	—
4 IX	6000	14	—	0,02	3,0	—	5,0	—	—
13 VIII	6080	—	3,0	—	—	—	—	—	—
14 VIII	6100	—	—	—	0,3	1,0	7	—	—
12 VII	6400	—	0,1	0,02	—	4,0	20	—	—
В незапыленной атмосфере									
31 VIII	450	—	—	—	—	—	6,0	—	—
31 VIII	900	—	—	—	—	2,0	—	—	—
30 VIII	3000	—	—	—	0,1	5,0	—	10,0	0,6
30 VIII	4500	5,0	—	0,1	0,1	4,0	—	6,5	—
31 VIII	6000	—	—	—	—	—	6,0	—	—
30 VIII	6100	12,0	—	0,2	0,1	—	—	4,0	0,6

людается в пробах, взятых на «Пассате». Содержание и соотношение между элементами в самолетных пробах и на «Пассате» очень сходны. Это позволяет сделать предположение, что в районе нахождения «Пассата» выпадают частицы из пылевого облака, идущего из Сахары, что объясняется существованием воздушного течения, сносящего пылевое облако в нижней его части к югу, в район нахождения «Пассата».

5. ВЕРТИКАЛЬНЫЕ ПРОФИЛИ РАДИАЦИОННЫХ ПОТОКОВ И ЛУЧИСТОГО ПРИТОКА ТЕПЛА

Актинометрические наблюдения с самолета-лаборатории Ил-18 ГГО выполнялись в программе АТЭП-74 с помощью радиационных термоэлементов-пиранометров и пиргеометров системы ЛЭТИ. Спектральные диапазоны чувствительности этих датчиков составляют, соответственно 0,3—3 и 3—30 мкм. Погрешность единичного измерения оценивается изготовителем в 5—6% для пиранометра и 8—10% для пиргеометра. Проведенные перед началом эксперимен-

та градуировки и сравнения с контрольными судовыми актинометрическими приборами, а также сравнительные полеты с другими самолетами-лабораториями, участвовавшими в эксперименте, показали, что все используемые датчики хорошо сохраняют чувствительность. Для пиранометров отклонения от средних значений измеренных потоков в сравнительных полетах составили 1—3% для K^{\downarrow} и 4—8% для K^{\uparrow} , для пиргеометров — 2—4% для L^{\uparrow} и до 10% для L^{\downarrow} [38].

Сравнения выявили систематические расхождения величин измеренного потока противозлучения атмосферы L^{\downarrow} между данными, полученными на Ил-18 ГГО и американских самолетах-лабораториях С-130 и «Сейблэйнер». В связи с этим в настоящей работе данные о нисходящих длинноволновых потоках не обсуждаются. Значение радиационного притока тепла на верхних уровнях (5—6 км) может быть из-за возможных ошибок измерений L^{\downarrow} занижено примерно на 20%.

Выполнение радиационной подпрограммы АТЭП позволило, наряду с другими задачами, исследовать закономерности поведения радиационных потоков и притоков тепла в присутствии пыле-песчаных выносов с Африканского континента (так называемый сахарский аэрозольный слой САС). С точки зрения анализа этих закономерностей наибольший интерес представляют результаты самолетных актинометрических измерений при выполнении программ 7А и 7В (по международной классификации, принятой в АТЭП — см. [41]). Указанные программы примерно соответствуют самолетной части национальной советской программы КЭНЭКС, осуществлявшейся с использованием самолета-лаборатории Ил-18 ГГО [36].

Ниже рассмотрены результаты актинометрических измерений с самолета-лаборатории Ил-18 ГГО 4 июля, 13 и 14 августа, 4 сентября 1974 г. Выбор этих дней обусловлен тем, что они позволяют выявить основные изменения, происходящие в вертикальном распределении радиационных потоков и притоков тепла при появлении пылевого слоя, по сравнению с чистой атмосферой. Измерения 4 июля и 4 сентября 1974 г. выполнены при наличии четко выраженного слоя аэрозоля (САС), 13 и 14 августа — в отсутствие континентального аэрозоля при верхней границе дымки около 5000 м.

Следует отметить, что дымка наблюдалась при всех измерениях в безоблачной атмосфере. При этом даже визуальные наблюдения с борта самолета позволяют однозначно классифицировать случаи САС. Континентальный аэрозоль имеет характерный красноватый оттенок, его слой отличается высокой плотностью и четкой верхней границей, которая при подъеме или спуске самолета может быть определена по появлению или исчезновению линии горизонта с точностью около 50 м.

По данным измерений за указанные дни получены кривые временного хода коротковолновых и длинноволновых нисходящих и восходящих потоков радиации K^{\downarrow} , K^{\uparrow} , L^{\downarrow} и L^{\uparrow} что позволило построить «мгновенные» радиационные разрезы атмосферы в опре-

деленные моменты времени. Подобная методика является стандартной при обработке данных КЭНЭКС и подробно описана в [36].

На рис. 16 представлены вертикальные профили нисходящего потока коротковолновой радиации K^{\downarrow} (кал/(см²·мин)). Соответствующие радиационные разрезы атмосферы построены для 4 июля за 13 ч 30 мин, 13 августа за 13 ч 50 мин, 14 августа за 14 ч 20 мин, 4 сентября — 13 ч 00 мин среднего Гринвичского времени, т. е. приблизительно для условий местного полудня, кроме случая 14 августа. Высота Солнца составляла соответственно 77,3; 86; 76,3; 78°.

Как видно из рис. 16, при наличии аэрозольного слоя вертикальный профиль K^{\downarrow} резко изменяется. Профили для 13 и 14 августа указывают на значительный рост ослабления суммарной радиации с уменьшением высоты 4 июля и 4 сентября. Наиболее сильное ослабление радиационного потока происходит в верхней части аэрозольного слоя. Вследствие этого нисходящий поток радиации внутри аэрозольного слоя на всех уровнях оказывается значительно

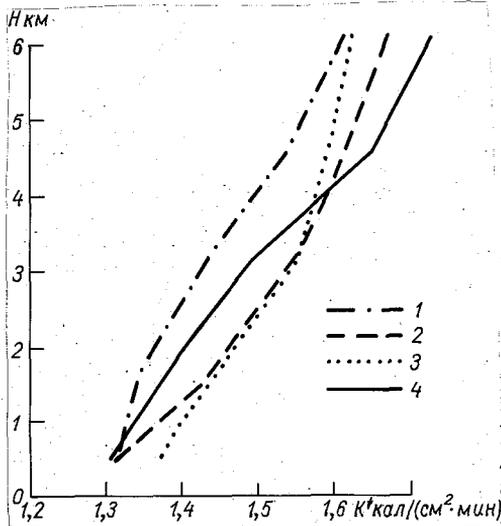


Рис. 16. Вертикальные профили суммарной радиации. 1974 г. (время по Гринвичу).
1 — 4 июля, 13 ч 30 мин; 2 — 13 августа, 13 ч 50 мин; 3 — 14 августа, 14 ч 20 мин; 4 — 4 сентября, 13 ч 00 мин.

меньше, чем в отсутствие аэрозоля. Так, 4 июля на высоте 3100 м поток меньше соответствующих значений 13 августа на 0,15 кал/(см²·мин). Характерно также то, что за счет менее интенсивного ослабления суммарной радиации в нижней части аэрозольного слоя величины потоков на уровне нижней границы измерений оказываются значительно ближе. Ниже 1,5 км в ряде случаев отмечается наличие слоя с высокой прозрачностью, как на это указывают, например, данные для 4 июля и 13 августа. Слой аэрозоля или дымки оказывается приподнятым над поверхностью океана, а его нижняя граница соответствует уровню пассатной температурной инверсии.

Анализ профилей восходящих коротковолновых потоков (рис. 17) показывает, что при наличии аэрозольного слоя поток восходящего излучения быстрее растет с высотой, причем этот рост практически равномерен во всем слое. Иначе говоря, если ослабление суммарной радиации аэрозолем сосредоточено в основном в верхней части слоя, то вклад в рассеянное назад излучение вносят все уровни. Эти изменения отчетливо прослеживаются также на вертикальных профилях альбедо (рис. 18).

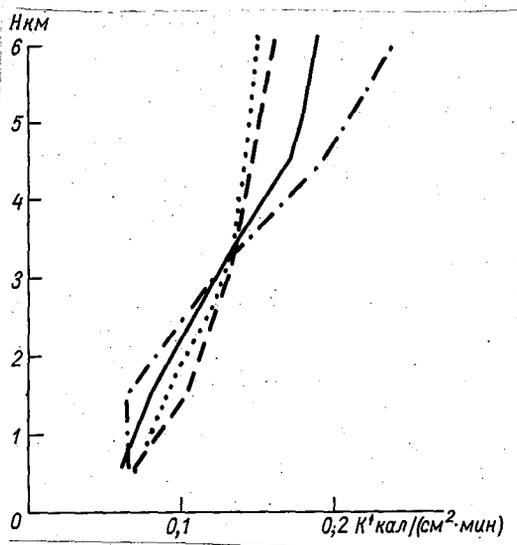


Рис. 17. Вертикальные профили восходящей коротковолновой радиации.

Усл. обозначения см. на рис. 16.

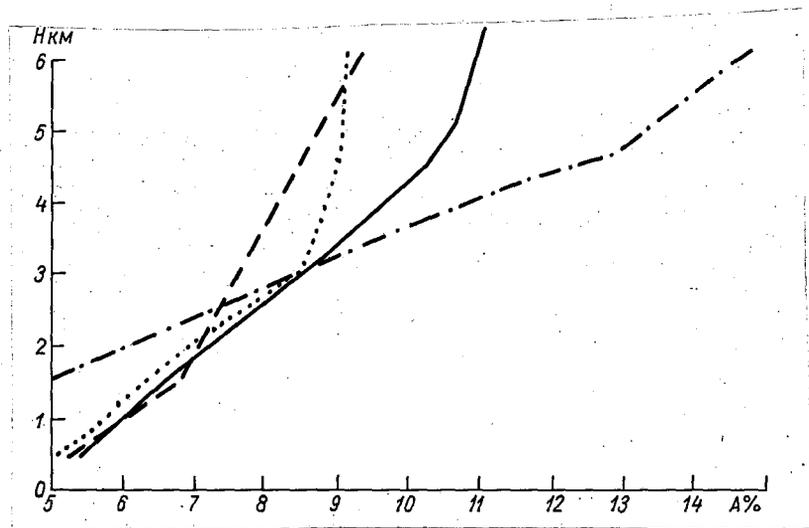


Рис. 18. Вертикальные профили альbedo А.

Усл. обозначения см. на рис. 16.

При наличии аэрозольного слоя альbedo растет с высотой значительно быстрее, причем скорость роста остается практически неизменной до верхней границы слоя. Особенно велико изменение альbedo 4 июля, когда оно возрастает на уровне нижней границы слоя до 12,7% на верхней. Ниже 1,5 км в этом случае имеется слой, где альbedo практически неизменно и равно альbedo поверхности

океана (около 5%), что вновь указывает на наличие оптически «пустого» слоя у поверхности. Из рис. 18 следует также, что слой дымки 13 августа по своим рассеивающим свойствам аналогичен аэрозольному слою САС. Однако поглощение радиации в этом случае имеет совершенно иной характер, что может быть, вероятно, объяснено особенностями микроструктуры и химического состава частиц слоя. Рассмотрение кривой вертикального хода альбедо 14 августа позволяет утверждать, что слой оптически активной дымки в этот день был сосредоточен между 3 и 0,5 км.

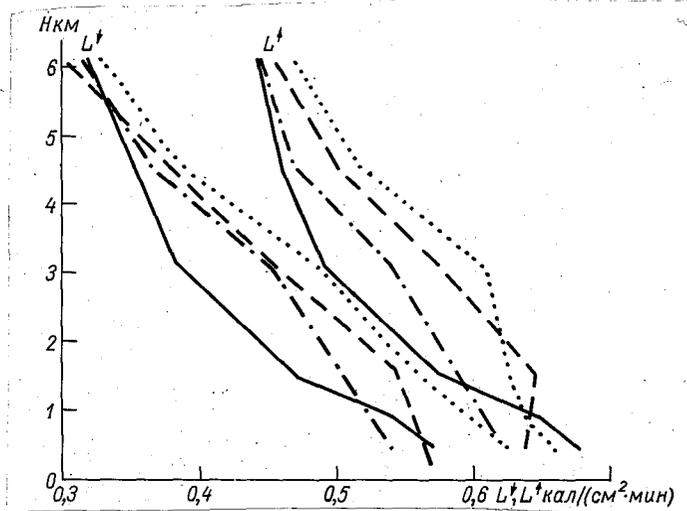


Рис. 19. Вертикальные профили потоков длинноволновой радиации нисходящей L^\downarrow и восходящей L^\uparrow . Усл. обозначения см. на рис. 16.

Трансформация длинноволнового излучения (рис. 19) при появлении аэрозоля сводится к более резкому падению с высотой потока восходящей радиации, что может быть понято как экранирование поверхности более холодным аэрозольным облаком. На высоте 3 км потоки L^\uparrow 13 августа и 4 сентября различаются на $0,12 \text{ кал}/(\text{см}^2 \cdot \text{мин})$. Данные измерений показывают, что в присутствии аэрозоля сильнее уменьшается с высотой и поток нисходящего длинноволнового излучения.

Для анализа особенностей вертикальных профилей радиационного притока тепла ΔB на рис. 20 представлены наиболее характерные данные за 13 и 14 августа и 4 сентября 1974 г. Как видно из этого рисунка, наиболее характерной чертой вертикального профиля коротковолнового радиационного притока тепла при наличии аэрозольного слоя (правая половина рис. 20) является возникновение максимума поглощения в верхней части слоя. Анализ син-

хронных данных аэрозольных наблюдений показывает, что возникновение этого максимума может быть объяснено тем, что оптически наиболее активные частицы аэрозольного слоя сосредоточены в его верхней части (см. п. 2). В средней части слоя приток тепла ниже 1,5 км — в оптически менее активном слое ниже уровня нижней границы аэрозоля.

В отсутствие выноса аэрозоля вертикальный профиль поглощения коротковолновой радиации оказывается прямо противоположным: приток тепла растет с уменьшением высоты, достигая максимума в нижнем слое.

Суммарный лучистый приток тепла также больше в присутствии аэрозольного выноса: приток в слое 0,45—6,1 км 4 сентября 1974 г. составил 0,31 кал/(см²·мин); 13 августа 1974 г. в слое 0,3—6,1 км он достигал 0,23 кал/(см²·мин), причем дополнительное (по сравнению с чистой атмосферой) поглощение приходится на верхнюю часть аэрозольного слоя.

При отсутствии четко выраженного аэрозольного слоя длинноволновый обмен приводит к выхолаживанию на всех уровнях, однако в средней тропосфере оно незначительно и лишь выше верхней границы дымки становится сравнимым по величине с нагреванием за счет коротковолнового излучения (рис. 20). Максимум выхолаживания всегда связан с верхней границей слоя аэрозоля или дымки. Так, 14 августа он приходится на слой 1,5—3 км (сравнить с распределением альбедо по высоте).

Данные, полученные 13 августа и 4 сентября 1974 г., позволяют провести их анализ в плане осуществления полного радиационного эксперимента. В эти дни получен полный комплекс данных радиационных измерений, аэрозольных проб и метеорологических параметров атмосферы. Условия измерений соответствовали требованиям, предъявляемым к программе радиационного эксперимента в безоблачной атмосфере. Данные о содержании и химическом составе атмосферного аэрозоля (сахарский аэрозольный вынос) позволяют понять природу аэрозольного поглощения.

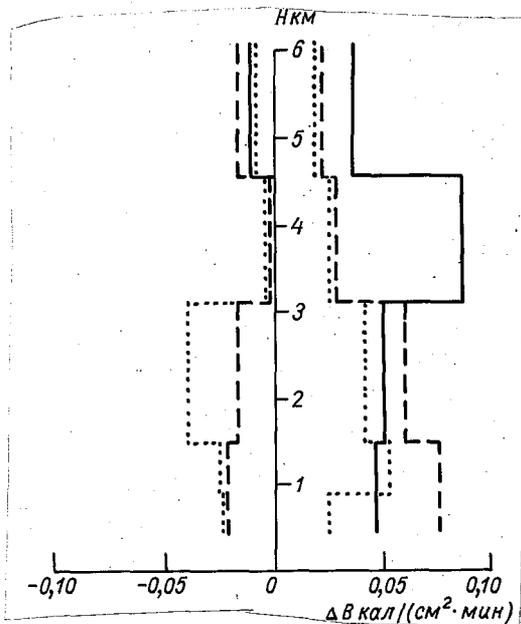


Рис. 20. Вертикальные профили радиационного притока тепла.

Усл. обозначения см. на рис. 16.

Актинометрические данные показывают, что за время проведения измерений радиационные свойства аэрозольного слоя изменились. Общее поглощение коротковолновой радиации слоем 450—6100 м в 12 ч среднего Гринвичского времени достигало 0,34 кал/(см²·мин). К 15 ч оно уменьшилось до 0,24 кал/(см²·мин). В эти же моменты времени суммарное длинноволновое выхолаживание в этом слое составляло соответственно —0,028 кал/(см²·мин) и —0,007 кал/(см²·мин). Радиационный разрез атмосферы, построенный для момента времени 13 ч 00 мин, дает картину вертикального распределения радиационных потоков и притоков тепла, представленную на рис. 15.

Анализ полученных данных позволяет заключить, что изменение радиационного притока тепла со временем и его распределение по высоте объясняются вариациями радиационных свойств аэрозоля. Наблюдения показывают, что мелкие, оптически наиболее активные частицы ($r \approx 0,2-0,3$ мкм) сосредоточены в верхней части слоя, а их концентрация значительно выше в случаях первого зондирования. Этим и объясняется большее поглощение в первом случае.

Наличие данных о химическом составе частиц и микроструктуре аэрозоля позволит построить модель комплексного показателя преломления частиц и выполнить теоретические расчеты аэрозольного поглощения. Важное значение имеет в связи с этим анализ результатов спектральных измерений потоков коротковолновой радиации в свободной атмосфере.

6. СПЕКТРАЛЬНОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ПОТОКОВ И ПРИТОКОВ КОРТКОВОЛНОВОЙ РАДИАЦИИ

Наличие на борту Ил-18 двух спектрометров (К-2 и СПИ-74) позволило осуществить измерения радиационных потоков в диапазоне 0,4—0,95 мкм (К-2) и 0,4—2,5 мкм (СПИ-74). Перекрытие спектральных диапазонов спектрометров дает возможность выполнять взаимный контроль точности получаемых результатов и привязку показаний СПИ-74 (который не был прокалиброван в абсолютных единицах) к шкале абсолютных величин.

Рассмотрим сначала данные спектрометра К-2, относящиеся главным образом к видимой области спектра.

6.1. Видимая область спектра

Измерения при помощи двух идентичных коротковолновых спектрометров К-2 предусматривали определение спектральных нисходящих и восходящих потоков радиации, что позволило в дальнейшем вычислить спектральный радиационный баланс, спектральное альbedo и спектральный лучистый приток тепла. Спектральное разрешение составляет около 0,002 мкм, угол зрения 180°, время сканирования всего рабочего интервала длин волн равно примерно 10 с. Измерения велись на разных уровнях в свободной

атмосфере при горизонтальном полете, как правило, в режиме быстрого спуска самолета [19].

6.1.1. Спектральные потоки и балансы в безоблачной атмосфере и в присутствии слоя слоисто-кучевых облаков. На рис. 21 (а, б, в, д) показаны спектральные нисходящие K_{λ}^{\downarrow} и восходящие

потоки K_{λ}^{\uparrow} радиации на разных уровнях в атмосфере, полученные 4 сентября и 13 августа 1974 г. в условиях безоблачной атмосферы. В видимой области спектра кривые сглажены. Как видно, абсолютные значения спектральных потоков существенно зависят от высоты. В непрерывном спектре потоки уменьшаются с понижением уровня, причем производная потоков по высоте различна для разных дней, что определяется особенностями стратификации атмосферы в районе АТЭП. По данным наблюдений, выполненных по программе КЭНЭКС [20], всегда имело место монотонное убывание концентрации аэрозоля с высотой, а поэтому имели место монотонные вертикальные профили радиационных потоков.

В условиях «двухслойного» строения тропической атмосферы изменение радиационных потоков с высотой не является монотонным. Потоки сильно ослабляются в верхней части зондируемого слоя атмосферы, содержащей пылевую аэрозоль, и практически не изменяются в нижнем «чистом» слое.

В полосах молекулярного поглощения зависимость K_{λ}^{\downarrow} и K_{λ}^{\uparrow} от высоты различна — в спектрах нисходящих потоков полосы углубляются с понижением высоты, для восходящих потоков — относительная глубина полос уменьшается. Эти закономерности особенно наглядно проявляются в полосах поглощения водяного пара.

На рис. 21 (в, е) приведены спектральные потоки K_{λ}^{\downarrow} и K_{λ}^{\uparrow} на двух уровнях в облачной атмосфере, содержащей слой десятибалльной слоисто-кучевой (Sc) облачности, по наблюдениям 12 июля и 4 августа 1974 г. В первом случае для толщины облаков ΔH , высоты верхней границы H_t и нижней границы H_b точные данные отсутствуют, а во втором случае $\Delta H = 0,4$ км ($H_t = 1,3$ км, $H_b = 0,9$ км). Верхние кривые зарегистрированы на уровнях $H = 3,3$ км (12 VII 1974 г.) и $H \cong 5$ км (4 VIII 1974 г.), нижние — получены под облачностью. Измерения радиационных потоков проводились и непосредственно над слоем облачности, однако, ввиду того что слоисто-кучевая облачность неоднородна в горизонтальном направлении, интерпретация полученных спектров оказалась невозможной из-за малости полученных выборок.

На рис. 22 а, б изображены кривые спектрального радиационного баланса ($B_{\lambda} = K_{\lambda}^{\downarrow} - K_{\lambda}^{\uparrow}$) на разных уровнях по данным измерений в безоблачной (а) и облачной (б) атмосфере. Ввиду отсутствия ярких спектральных особенностей отражения поверхностью океана спектральный ход B_{λ} повторяет распределение энергии в спектре нисходящих потоков. Абсолютное значение B_{λ} изменяется с высотой по-разному в зависимости от оптических условий. В слу-

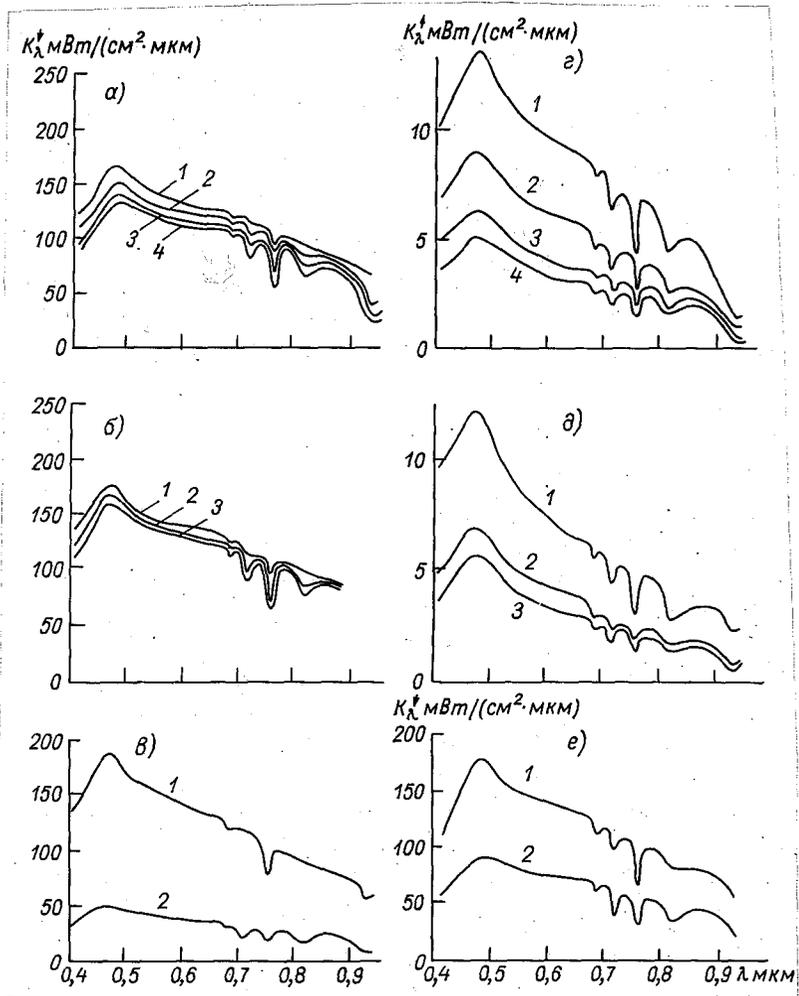


Рис. 21. Спектральные нисходящие K_{λ}^{\downarrow} и восходящие K_{λ}^{\uparrow} потоки радиации на разных уровнях в атмосфере. 1974 г.
 а, б — 4 сентября: 1 — $H = 6,7$; 2 — $H = 3,3$; 3 — $H = 1,5$; 4 — $H = 0,5$; в, д — 13 августа, безоблачная атмосфера: 1 — $H = 5$; 2 — $H = 1$; 3 — $H = 0,3$; е — 4 августа: 1 — $H = 5$; 2 — $H = 0,5$; е — 12 июля: 1 — $H = 3$; 2 — $H = 0,3$, облачная атмосфера, Sc, 10 баллов (H км).

чае безоблачной атмосферы (рис. 22 а) наиболее заметно уменьшение в верхних слоях зондируемого слоя атмосферы. В нижнем слое V_{λ} слабо изменяется с высотой. В облачной атмосфере — значительно изменяется при прохождении слоя облаков (рис. 22 б).

6.1.2. Трансформация альbedo системы поверхность океана—атмосфера. На рис. 23 а, в приведены кривые спектрального альbedo

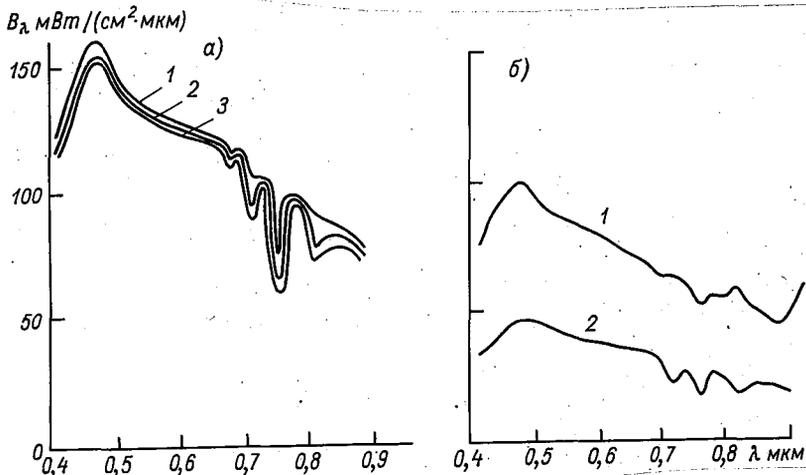


Рис. 22. Спектральный радиационный баланс B_λ на разных уровнях в атмосфере. 1974 г.
 а — 13 августа, безоблачная атмосфера: 1 — $H=5$, 2 — $H=1$, 3 — $H=0,3$;
 б — 4 августа, облачная атмосфера (Sc , 10 баллов): 1 — $H=5$, 2 — $H=0,5$ (H км)

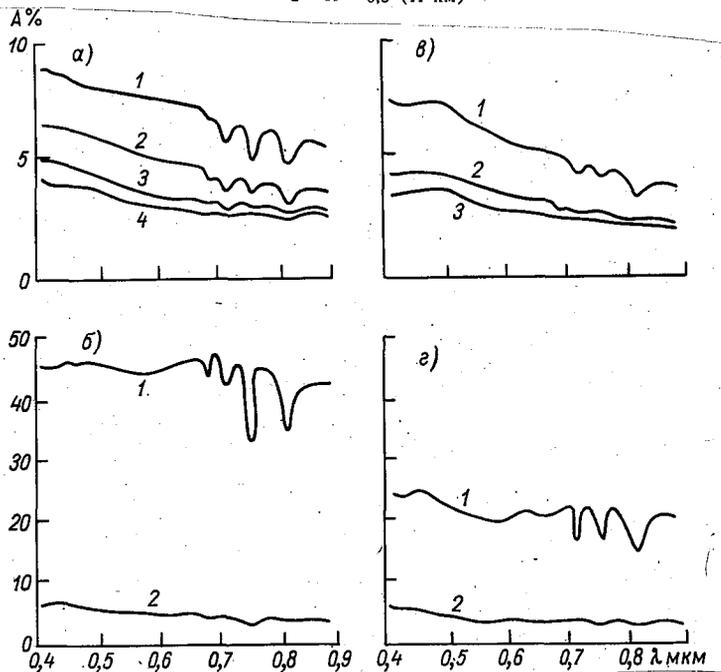


Рис. 23. Спектральное альbedo системы поверхность океана—атмосфера. 1974 г.
 а — 4 сентября, ясно, H в км: 1 — 6,7; 2 — 3,3; 3 — 1,6; 4 — 0,5; б — 4 августа, Sc , 10 баллов, H в км: 1 — 5; 2 — 0,5; в — 13 августа, ясно: 1 — 5, 2 — 1; 3 — 0,3; г — 12 июля, Sc , 10 баллов: 1 — 3, 2 — 0,3.

системы поверхность океана—атмосфера, полученные 4 (замутненная атмосфера) (а) и 13 сентября 1974 г. (относительно чистая атмосфера) (б). Спектральное альbedo поверхности океана (нижние кривые) имеет вид гладкой кривой и уменьшается в красную часть от 3—4% у $\lambda=0,4$ мкм до 2—3% вблизи $\lambda=0,8$ мкм. Никаких отчетливых спектральных особенностей (связанных, например, с наличием планктона и др.) не наблюдается. С увеличением высоты спектральное альbedo растет от 2—4% у поверхности до 8—10% на высоте около 6 км и становится существенно селективным. В нижнем «чистом» слое рост A_λ с высотой тем больше, чем меньше длина волны, что обусловлено влиянием молекулярного рассеяния. В пылевом слое быстрее увеличивается альbedo в длинноволновом участке спектра и тем больше, чем значительнее толщина пылевого слоя и концентрация пылевых частиц. Такой характер трансформации альbedo обусловлен взаимодействием света с аэрозольными частицами, которые селективно поглощают в коротковолновой области спектра. Эти выводы хорошо иллюстрируются данными табл. 5, где приведены «сине-красные» отношения $A' = \frac{A_{\lambda=0,42}}{A_{\lambda=0,8}}$ для рассматриваемых дат и уровней.

Таблица 5

Сине-красные отношения для альbedo

13 VIII		4 IX	
<i>H</i> км	<i>A'</i>	<i>H</i> км	<i>A'</i>
5	1,85	6,3	1,45
1	2	3,3	1,7
0,5	1,8	1,5	1,75
		0,5	1,55

На рис. 23 б, г показаны кривые спектрального альbedo по данным измерений в облачной атмосфере 12 июля (г) и 4 августа 1974 г. (б). Значение спектрального альbedo водной поверхности под слоем облачности (нижние кривые) несколько выше, чем в случае безоблачной атмосферы, вследствие диффузности падающего излучения, а спектральный ход — аналогичен. Спектральное альbedo тонкой, просвечивающей слоисто-кучевоы облачности 12 июля 1974 г., полученное с высоты 3,3 км, составляет 20—25%. Альbedo растет в направлении синей области спектра (по-видимому, из-за влияния темной поверхности океана). В случае более плотной облачности Sc ($H=0,4$ км, 4 августа 1974 г., рис. 23 б) спектральное альbedo составляет 45% и не изменяется по спектру.

В обоих случаях (безоблачная и облачная атмосфера) кривые спектрального альbedo имеют минимумы в полосах поглощения атмосферных газов, глубина которых увеличивается с ростом высоты

6.1.3. Спектральные лучистые притоки тепла в безоблачной и облачной атмосфере. Измеренные спектральные нисходящие и восходящие потоки радиации на разных уровнях в атмосфере (K'_{λ, H_i} , K_{λ, H_i}) были использованы для вычисления спектральных лучистых притоков тепла в слоях атмосферы толщиной $\Delta H_{i,j} = H_j - H_i$. В приближении горизонтальной оптической однородности атмосферы спектральный лучистый приток тепла $b_{\lambda, \Delta H_{i,j}}$ в слое атмосферы $\Delta H_{i,j}$ равен разности спектральных балансов на границах слоя $b_{\lambda, \Delta H_{i,j}} = B_{\lambda, H_j} - B_{\lambda, H_i}$. Для более отчетливого выявления спектральных особенностей поглощения радиации атмосферой необходимо учесть особенности спектра источника излучения (в данном случае — суммарной радиации). С этой целью вычислялся относительный лучистый приток тепла или спектральная функция поглощения атмосферы по формуле

$$\beta_{\lambda, H_2 - H_1} = \frac{b_{\lambda, \Delta H_{1,2}}}{K_{\lambda, H_2}} \cdot 100\% ,$$

где K_{λ, H_2} — спектральный нисходящий поток радиации на уровне верхней границы рассматриваемого слоя.

На рис. 24 приведены значения $b_{\lambda, \Delta H_{i,j}}$ и $\beta_{\lambda, \Delta H_{i,j}}$, полученные по данным измерений в безоблачной сильно и слабо запыленной атмосфере (рисунки 24 а, в и 24 б, г соответственно). Как видно из рис. 24 в, наблюдается значительное селективное поглощение радиации во всей рассматриваемой области спектра. В интервале 0,4—0,6 мкм лучистый приток тепла определяется лишь аэрозольным поглощением. В промежутках длин волн, где имеет место молекулярное поглощение, наблюдаются резкие максимумы, центрированные вблизи длин волн 0,62 (O_2 , O_3 , H_2O), 0,69 (O_2), 0,72 (H_2O), 0,76 (O_2), 0,82 (H_2O) и 0,93 мкм (H_2O). Спектральный ход аэрозольного поглощения качественно повторяет тенденцию спектральной зависимости мнимой части показателя преломления n_{λ} гематита (в основном Fe_2O_3) с максимумом у $\lambda = 0,41 \div 0,42$ мкм (пунктирная кривая на рис. 24 в). Идентификация наблюдаемого аэрозольного поглощения, как поглощения гематитом, хорошо подтверждается анализом химического состава аэрозольных проб, дающего большое процентное содержание окислов железа, и подобием спектрального хода β_{λ} , полученного в период АТЭП и во время экспедиции по программе КЭНЭКС, проведенной ранее в районе пустыни Каракумы [21].

Аэрозольное поглощение в существенной степени зависит от плотности и песчаной дымки, что хорошо видно из сопоставления кривых 1 на рис. 24 в, г, характеризующих величины b_{λ} и β_{λ} для всего зондируемого слоя атмосферы. В случае сильной дымки 4 сентября 1974 г. (рис. 24 в) максимальное аэрозольное поглоще-

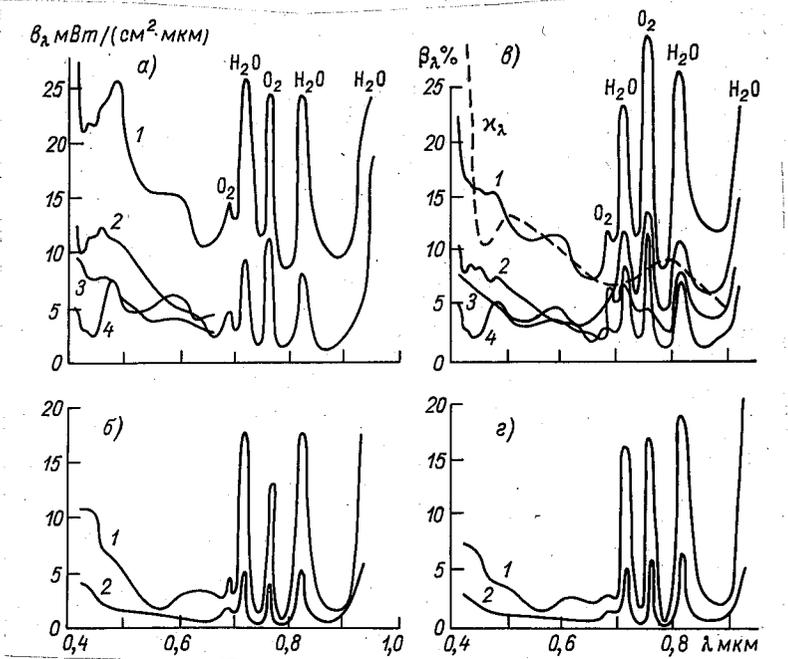


Рис. 24. Спектральный абсолютный b_λ (а, б) и относительный β_λ (в, г) лучистый приток тепла в слоях атмосферы различной толщины (ΔH км). 1974 г.

а, в — 4 сентября: 1 — $\Delta H = 6,7-0,5$; 2 — $\Delta H = 6,7-3,3$; 3 — $\Delta H = 1,6$;
4 — $\Delta H = 1,6-0,5$; б, г — 13 августа: 1 — $\Delta H = 5-0,3$; 2 — $\Delta H = 1-0,3$.

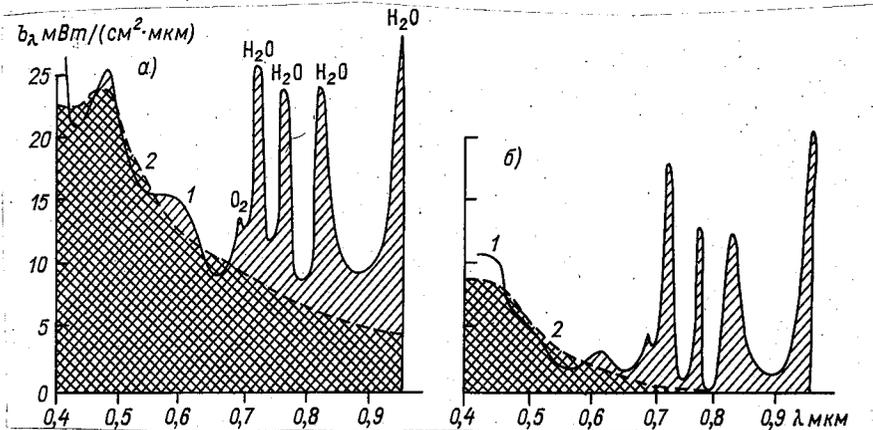


Рис. 25. Абсолютный аэрозольный лучистый приток тепла (двойная штриховка) и молекулярный приток тепла (одинарная штриховка) для всей зондируемой толщи атмосферы. 1974 г.

а — 4 сентября; б — 13 августа: 1 — спектральный абсолютный лучистый приток тепла b_λ ; 2 — спектральный усредненный абсолютный приток тепла за счет аэрозольного поглощения.

ние достигает 20% для слоя от 6,3 км до 0,5 км. При слабой дымке 13 августа 1974 г. (рис. 24 з) β_λ составляет 5—7%.

Из сопоставления кривых рис. 24 в, з, характеризующих спектральные притоки в атмосферных слоях различной толщины, хорошо выявляются основные особенности вертикального распределения аэрозольного поглощения:

1) скачкообразный характер изменения абсолютного значения поглощения, вызванный слоистой структурой вертикального распределения поглощающей аэрозольной компоненты;

2) максимальное поглощение на некоторой высоте в атмосфере. В свободном от пыли нижнем слое, верхняя граница которого в рассматриваемых случаях варьировала от 0,5 км (4 сентября) до 1 км (13 августа 1974 г.), наблюдается практически только молекулярное поглощение и рассеяние. По-видимому, морской приводный аэрозоль (если он присутствовал) поглощает радиацию очень слабо.

На рис. 25 кривая 1 характеризует спектральное распределение абсолютного лучистого притока тепла b_λ для всего зондируемого слоя атмосферы, а кривая 2 получена умножением ординат кривой относительного спектрального притока тепла β_λ (кривая 1 рис. 24 в, з), аппроксимированной зависимостью λ^{-1} , на ординаты распределения энергии в непрерывном спектре приходящего на верхнюю границу слоя излучения. Кривая 2 описывает спектральный ход осредненного абсолютного аэрозольного лучистого притока тепла в слое атмосферы. Площадь под кривой 2 характеризует полное поглощение радиации аэрозолями, площадь между кривыми 1 и 2 определяет полное поглощение газовыми компонентами атмосферы:

В случае сильно замутненной атмосферы (4 сентября 1974 г.) аэрозольное поглощение равно $0,045 \pm 0,01$ кал/(см²·мин) (около 3,3% от солнечной постоянной), молекулярное поглощение $0,015 \pm 0,005$ кал/(см²·мин) (примерно 1% от солнечной постоянной).

В слабо замутненной атмосфере (13 августа) аэрозольное поглощение составляет $0,0085 \pm 0,002$ кал/(см²·мин) ($\sim 0,6\%$ от солнечной постоянной), молекулярное поглощение $0,015 \pm 0,005$ кал/(см²·мин) ($\sim 1\%$ от солнечной постоянной). Приведенные результаты относятся к спектральному диапазону 0,4—0,95 мкм.

Учитывая, что в коротковолновом диапазоне спектра основной вклад в молекулярное поглощение вносит область 1—2,5 мкм, где находятся интенсивные полосы водяного пара и углекислого газа, можно считать, что в сильно замутненной атмосфере аэрозольное и молекулярное поглощение сравнимы, а в слабо замутненной атмосфере основной вклад в лучистый приток тепла вносит молекулярное поглощение атмосферными газами.

На рис. 26 приведены спектральные кривые абсолютного b_λ и относительного β_λ притоков тепла в столбе атмосферы, содержа-

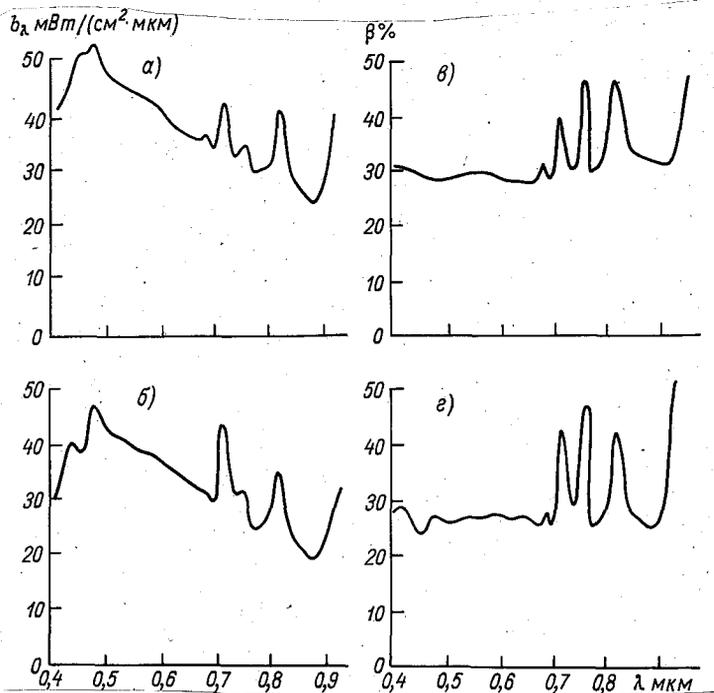


Рис. 26. Спектральный лучистый приток тепла в атмосфере, содержащей слой сплошной слоисто-кучевоы облачности. 1974 г.

a, б — абсолютный приток b_{λ} , 4 августа и 12 июля соответственно,
в, г — относительный приток β_{λ} , 4 августа и 12 июля соответственно.

шем слой десятибалльной слоисто-кучевоы облачности различной толщины (в случаях *a, в* толщина слоя $\Delta H = 0,4$ км). Относительные притоки тепла в рассматриваемых случаях изменяются для различных дней по абсолютному значению от 25 до 30%. Спектр β_{λ} относительно нейтрален в видимом диапазоне. Наблюдаются лишь резкие максимумы в областях молекулярного поглощения.

6.2. Ближняя инфракрасная область спектра

Во время работы самолета-лаборатории Ил-18 ГГО по программе АТЭП для получения информации о лучистых потоках и притоках, прозрачности и альбедо, сведений об индикатрисах яркости, а также данных о трансформации этих величин в атмосфере на участке спектра 0,4—2,5 мкм использовался двухканальный призмный спектрометр СПИ-74. Измерения, выполненные с помощью СПИ-74, взаимно дополняют данные спектрометров К-2, индикатора, альбедометра и пиранометров.

К началу работы Ил-18 в Дакаре совершенно по-новому была решена компоновка узлов спектрометра, улучшены устройства автоматики, контроля и индикации, увеличена скорость развертки спектра, однако его принципиальная схема и основные технические характеристики остались прежними [21, 22], за исключением незначительного уменьшения спектрального разрешения. Измерения с помощью СПИ-74 выполнялись по методике, разработанной при выполнении программы КЭНЭКС [21]. При этом были учтены специфические условия работы в тропиках с определенными навигационными ограничениями из-за одновременной работы в зоне нескольких самолетов. Специфика этих измерений заключалась в том, что число азимутальных разрезов для измерений индикатрис яркости не превышало двух, а сами азимуты устанавливались независимо от положения Солнца. Последнее обстоятельство затрудняет обработку и интерпретацию полученных данных. На этих азимутах выполнялись измерения яркости неба и системы океан—атмосфера для 10—15 направлений от надира до зенита, лежащих в вертикальной плоскости. Кроме того, на всех высотах регулярно регистрировалась яркость эталонной пластины, освещаемой Солнцем.

При обработке данных измерений нисходящие лучистые потоки вычислялись через яркость эталонной пластины с поправкой на освещенность рассеянной радиацией от части небосвода, которая закрыта для эталонной пластины некоторыми элементами конструкции прибора и самолета:

$$K_{\lambda}^{\downarrow} = \epsilon_{\lambda} \pi \left[\frac{Y_{\lambda}^{\circ}}{r_{\lambda}^{\circ}} + a \sum_{(n)} Y_{\lambda}(i_n) - S_{\text{отн}}(i_n) \right], \quad (1)$$

где ϵ_{λ} — спектральная чувствительность прибора, Y_{λ}° и $Y_{\lambda}(i_n)$ — амплитуды сигналов по прибору, пропорциональные яркости эталона и неба в направлении i_n , r_{λ}° — коэффициент спектральной яркости эталона, i — зенитный угол наблюдения, a — доля экранированной поверхности небосвода по азимуту, $S_{\text{отн}}(i_n)$ — относительная площадь сферической поверхности, вырезаемая двумя параллельными горизонту окружностями, отстоящими от зенита на угловых расстояниях, равных половине шага между измерениями по зенитному углу:

$$S_{\text{отн}}(i_n) \approx 2 \left(\cos \frac{i_{n-1} + i_n}{2} - \cos \frac{i_n + i_{n+1}}{2} \right) \cos i. \quad (2)$$

Измерения выполнялись при зенитных углах $i=0, 15, 30, 45, 70$ и 90° , а i_n имеет значения 15, 30, 45 и 70° .

Восходящие лучистые потоки K_{λ}^{\uparrow} вычислялись через яркости, измеренные при надирных углах $\theta=0, 20, 40, 60$ и 90° , в предположении, что яркость в пределах нижней полусферы не зависит от азимута:

$$K_{\lambda}^{\uparrow} \approx \pi \varepsilon_{\lambda} \sum_{n=1}^S S_{\text{отн}}(\theta_n) \cdot Y_{\lambda}(\theta_n). \quad (3)$$

Значение $S_{\text{отн}}(0)$ вычисляется аналогично тому, как рассчитывается $S_{\text{отн}}(i)$. В условиях тропиков, при больших высотах Солнца, предположение о независимости индикатрисы яркости от азимута вполне допустимо. Так, ошибка определения восходящего потока по такой методике, по оценке В. И. Корзова, не превышает 15%. С учетом преобладающего вклада в лучистый баланс нисходящих потоков, эта погрешность при измерениях над морем не столь существенна.

Ниже будут представлены результаты расчетов спектральных относительных радиационных характеристик атмосферы и подстилающей поверхности — коэффициентов ослабления нисходящих потоков $T_{\lambda} \Big|_z^{z_{\text{max}}}$, альbedo $A_{\lambda}(z)$ и относительных лучистых притоков тепла $\beta'_{\lambda} \Big|_{z_{\text{min}}}^z$, которые определялись по формулам:

$$T_{\lambda} \Big|_z^{z_{\text{max}}} = K_{\lambda}^{\downarrow}(z) / K_{\lambda}^{\downarrow}(z_{\text{max}}), \quad (4)$$

$$A(z) = K_{\lambda}^{\uparrow}(z) / K_{\lambda}^{\downarrow}(z), \quad (5)$$

$$\beta'_{\lambda} \Big|_{z_{\text{min}}}^z = [B_{\lambda}(z) - B_{\lambda}(z_{\text{min}})] / K_{\lambda}^{\downarrow}(z_{\text{max}}). \quad (6)$$

где $B_{\lambda}(z)$ — лучистые балансы; $B_{\lambda}(z) = K_{\lambda}^{\uparrow}(z) - K_{\lambda}^{\downarrow}(z)$.

При расчетах использовались относительные величины радиационных потоков, т. е. формулы (1) и (3) применялись без множителей ε и π . Следует отметить, что погрешность определения лучистых притоков по формуле (6) с использованием данных СПИ-74 достигает на различных участках спектра 15—40%. Во всех случаях приведение полученных в процессе одного зондирования и разное время данных к одному моменту времени осуществлялось пропорционально изменению синуса высоты Солнца.

К настоящему времени обработано 8 серий зондирований за 6 дней: 4 и 12 июля, 10 и 31 августа (два зондирования), 4 сентября (два зондирования) и 22 сентября. По визуальным оценкам самая прозрачная атмосфера была 31 августа. 12 июля над тонкой слоисто-кучевой облачностью в количестве 9—10 баллов располагался слой пыли, 4 июля, 4 и 22 сентября полеты выполнялись в условиях замутненной атмосферы. 10 августа вне программы выполнены уникальные измерения в условиях пыльной бури. По данным метеорологических спутников и НИС «Муссон», это была юго-западная ветвь выноса пыли с Африканского континента. Далее из всех имеющихся данных подробно будут представлены результаты обработки материалов СПИ-74 только за те дни, для которых к на-

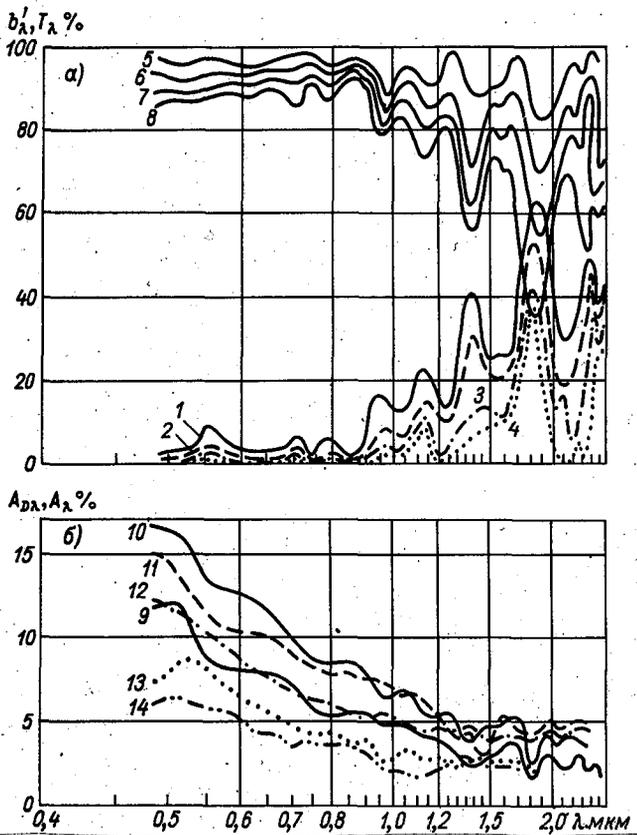


Рис. 27. Спектральные относительные лучистые притоки b'_λ , коэффициенты пропускания T_λ (а) и альbedo A_λ (б), измеренные 4 сентября 1974 г. в 12 ч 00 мин при $h_\odot = 71^\circ$ с помощью СПИ-74 (2—10, 12—14) и К-2 (1, 11).

а) 1, 2 — $b'_\lambda \left| \begin{matrix} 6,1 \\ 4,55 \end{matrix} \right.$, 3 — $b'_\lambda \left| \begin{matrix} 4,55 \\ 0,45 \end{matrix} \right.$, 4 — $b'_\lambda \left| \begin{matrix} 3,05 \\ 0,45 \end{matrix} \right.$, 5 — $b'_\lambda \left| \begin{matrix} 1,5 \\ 0,45 \end{matrix} \right.$, 6 — $T_\lambda \left| \begin{matrix} 6,1 \\ 4,55 \end{matrix} \right.$,
 7 — $T_\lambda \left| \begin{matrix} 6,1 \\ 3,05 \end{matrix} \right.$, 8 — $T_\lambda \left| \begin{matrix} 6,1 \\ 1,5 \end{matrix} \right.$, 9 — $T_\lambda \left| \begin{matrix} 6,1 \\ 0,45 \end{matrix} \right.$, 10 — $A_{D,\lambda}$ ($\Delta z = 0,45 - 6,1$ км);
 б) 11, 12 — A_λ (6,1), 13 — A_λ (4,55), 14 — A_λ (3,05).

стоящему времени обработаны рассмотренные выше данные спектрометров К-2.

На рис. 27 представлены спектральные относительные притоки лучистой энергии и альbedo, рассчитанные на 12 ч 4 сентября, и на рис. 28 — аналогичные данные на 13 ч 50 мин, т. е. интервал между зондированиями составляет почти 2 ч. Из сопоставления рис. 27 и 28 следует, что за этот промежуток времени лучистые притоки тепла в слое от 0,45 до 6,1 км в диапазоне 0,5—1,7 мкм увеличились на 10—15%, что для участка спектра 0,5—0,9 мкм со-

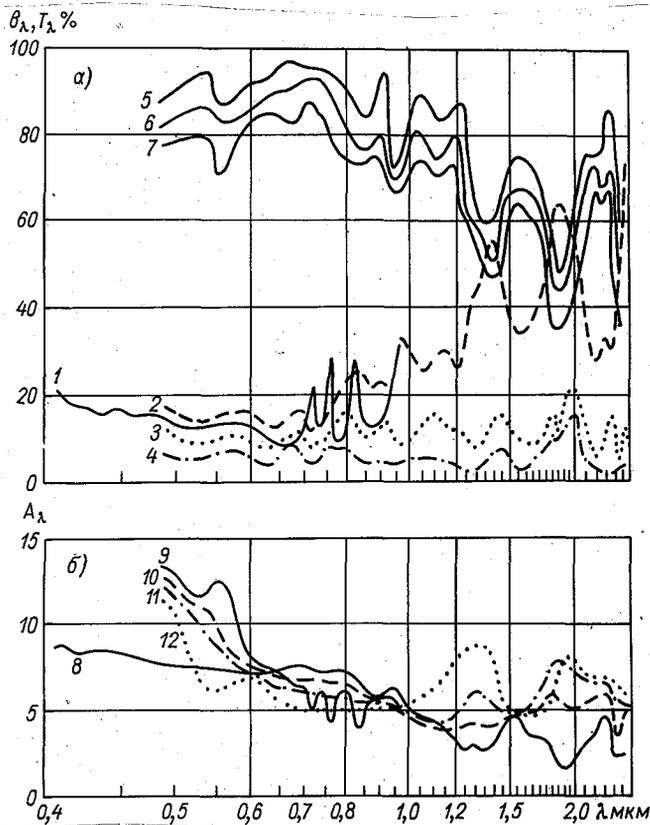


Рис. 28. Спектральные лучистые относительные притоки b_λ , коэффициенты пропускания T_λ (а) и альbedo A_λ (б) по измерениям 4 сентября в 14 ч 50 мин при $h_\odot = 76^\circ$ с помощью СПИ-74 (2—7, 9—12) и К-2 (1—8).
 1, 2 — $b'_\lambda \left| \begin{smallmatrix} 6,1 \\ 0,45 \end{smallmatrix} \right.$, 3 — $b'_\lambda \left| \begin{smallmatrix} 3,05 \\ 0,45 \end{smallmatrix} \right.$, 4 — $b'_\lambda \left| \begin{smallmatrix} 1,5 \\ 0,45 \end{smallmatrix} \right.$, 5 — $T_\lambda \left| \begin{smallmatrix} 6,1 \\ 3,05 \end{smallmatrix} \right.$,
 6 — $T_\lambda \left| \begin{smallmatrix} 6,1 \\ 1,5 \end{smallmatrix} \right.$, 7 — $T_\lambda \left| \begin{smallmatrix} 6,1 \\ 0,45 \end{smallmatrix} \right.$, 8, 9 — A_λ (6,1), 10 — A_λ (3,05),
 11 — A_λ (1,5), 12 — A_λ (0,45).

ответствует возрастанию более чем в два раза. При этом произошло уменьшение альbedo системы океан—атмосфера в видимом диапазоне, выраженное заметнее на коротких волнах.

Данные рис. 27 и 28 свидетельствуют о вертикальной неоднородности оптических свойств воздушных масс. До полудня наиболее заметное поглощение наблюдается в слое 4,5—6,1 км, в то же время возрастание альbedo с высотой на участке 0,5—1,3 мкм происходит в слое от 1,5 до 4,5 км. По результатам послеполуденного

зондирования можно заключить, что сильное поглощение лучистой энергии, которое до полудня зарегистрировано в видимом и ИК диапазонах в верхней половине исследованного слоя атмосферы, в послеполуденном зондировании наблюдается только в ИК спектре.

На рис. 27 а сопоставляются результаты измерения лучистых притоков с помощью спектрометров двух типов. Благодаря более высокому спектральному разрешению прибора К-2 получены четко выраженные максимумы, соответствующие полосам поглощения кислорода и водяного пара. Отметим хорошее соответствие спектрального хода и лучистых притоков, полученных различными приборами.

На рис. 27 б представлен график спектрального хода альбедо воздушной дымки A_{D_λ} . Для расчета использовалась приближенная формула

$$A_{D_\lambda} \simeq \frac{K_\lambda^\uparrow(6,1) - K_\lambda^\uparrow(0,45) \cdot T_\lambda \Big|_{0,45}^{6,1} (m_\odot = 1)}{K_\lambda^\uparrow(6,1)} \quad (7)$$

Как следует из графика, альбедо воздушной дымки убывает с длиной волны с 11 до 3% на участке спектра 0,5—1,2 мкм и сохраняется почти постоянным на более длинных волнах, с небольшими максимумами вблизи окон прозрачности.

По данным измерений с помощью пиранометров во время первого и второго зондирований 4 сентября относительные лучистые притоки составляют соответственно 20 и 13%. Если вторая величина совпадает вполне удовлетворительно с соответствующими характеристиками, полученными спектрометрами К-2 и СПИ-74, то притоки по пиранометру и СПИ-74, вычисленные по результатам первого зондирования, существенно расходятся.

4 июля в 14 ч 11 мин по спектрометру СПИ и пиранометрам получены значения спектральных и интегральных величин R , T и b' , аналогичные тем, которые наблюдались в 13 ч 50 мин 4 сентября. На основании этого можно заключить, что радиационные свойства атмосферы в эти два дня были одинаковыми.

По измерениям 31 августа получено вполне удовлетворительное согласие данных СПИ-74 и пиранометров. С 12 ч 30 мин до 15 ч интегральный приток по пиранометрам возрос от 9,6 до 22,7%. Аналогичное увеличение лучистых притоков зарегистрировано и по спектрометру СПИ-74 (рис. 29). Как следует из рис. 29, сильное поглощение зарегистрировано в слое 0,45—3,05 км, причем возрастание поглощения в 1,5—2 раза произошло на участке спектра до 1,3 мкм. В этот прозрачный по визуальным оценкам день в течение 2 ч альбедо системы подстилающая поверхность—атмосфера на высоте 6,1 км не изменилось. Однако после полудня на всех участках спектра произошло возрастание альбедо на меньших высотах.

Вертикальные профили альбедо в «прозрачный» (31 августа) и «сильно замутненный» (22 сентября) дни представлены на рис. 30. Эти данные удовлетворительно согласуются с аналогичными мате-

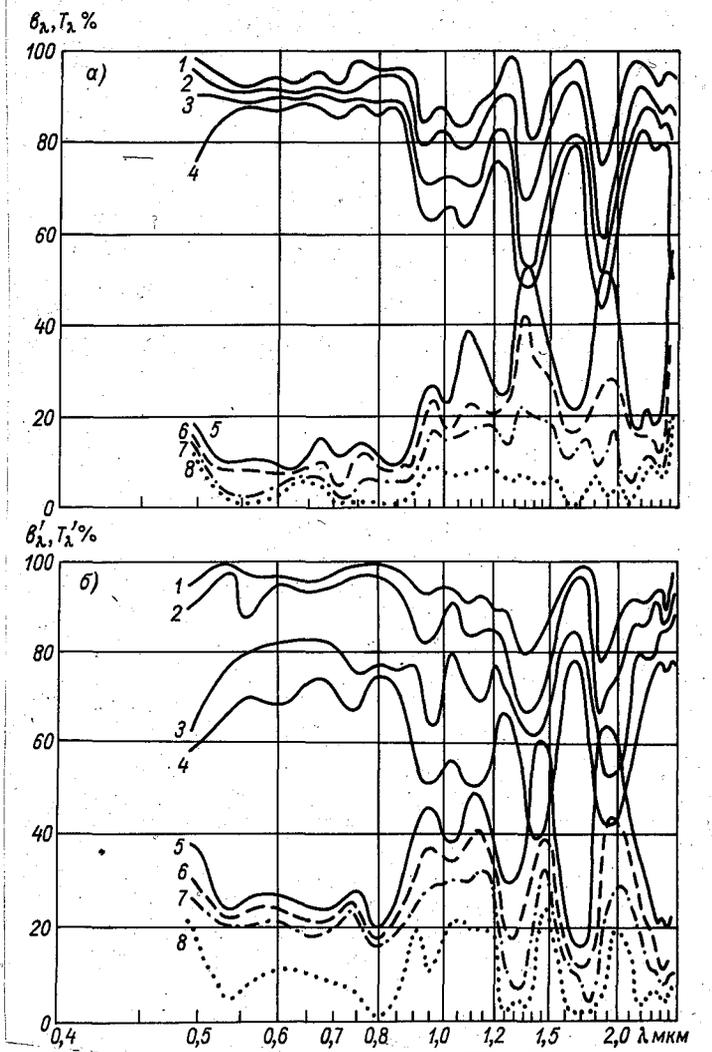


Рис. 29. Спектральные коэффициенты пропускания T_λ и относительные лучистые потоки b'_λ по измерениям СПИ-74 31 августа 1974 г. в 12 ч 51 мин при $h_\odot = 79^\circ$ (а), и в 15 ч 00 мин при $h_\odot = 63^\circ$ (б).

$$1 - T_\lambda \left| \begin{matrix} 6,1 \\ 4,5 \end{matrix} \right., \quad 2 - T_\lambda \left| \begin{matrix} 6,1 \\ 3,05 \end{matrix} \right., \quad 3 - T_\lambda \left| \begin{matrix} 6,1 \\ 1,5 \end{matrix} \right., \quad 4 - T_\lambda \left| \begin{matrix} 6,1 \\ 0,45 \end{matrix} \right., \quad 5 - b'_\lambda \left| \begin{matrix} 6,1 \\ 0,45 \end{matrix} \right., \\ 6 - b'_\lambda \left| \begin{matrix} 6,1 \\ 1,5 \end{matrix} \right., \quad 7 - b'_\lambda \left| \begin{matrix} 6,1 \\ 3,05 \end{matrix} \right., \quad 8 - b'_\lambda \left| \begin{matrix} 6,1 \\ 4,5 \end{matrix} \right.$$

риалами за те же дни по альбедометру. Согласно приведенным данным, в замутненный день получены значения альбедо, в 1,5—2 раза превышающие альбедо в ясный день. Перегибы на кривых зависимости альбедо от высоты наблюдения соответствуют грани-

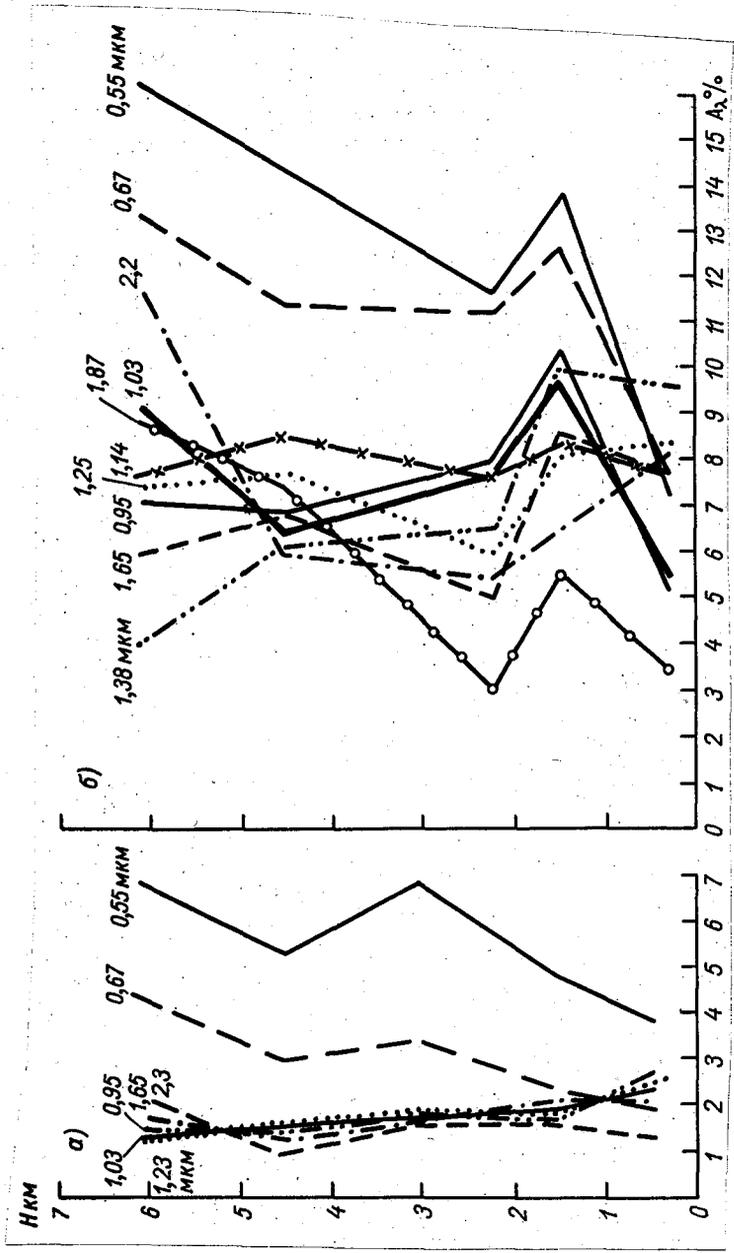


Рис. 30. Вертикальные профили спектрального альbedo по данным измерений 31 августа (а) и 22 сентября (б) 1974 г.

цам аэрозольных слоев и «особым точкам» на кривых вертикального распределения температуры и влажности. Следует отметить, что 22 сентября в видимом участке спектра получены большие значения относительных притоков, составляющие на участке от 0,5 до 0,8 мкм от 35 до 20%, причем нагревание исследованного слоя атмосферы в видимом диапазоне происходит практически только за счет нижнего двухкилометрового слоя. В этот день в диапазонах, соответствующих окнам пропускания, величины поглощения составили 30—34%.

Для случаев измерений 4 сентября и 31 августа по данным спектрометра СПИ-74 вычислены относительные лучистые притоки в пределах полос водяного пара 1,13, 1,38 и 1,87 мкм во всем слое зондирования атмосферы самолетом Ил-18. Для этих же интервалов спектра и слоев атмосферы по методике [24] рассчитаны относительные лучистые притоки энергии за счет H_2O и CO_2 . При расчетах использованы профили концентрации водяного пара в слое 0,5—6,1 км по синхронным измерениям на этом же самолете; выше максимального уровня зондирования принято стандартное распределение влаги.

Разность экспериментальных (полных) и расчетных (молекулярных) значений лучистых притоков энергии соответствует лучистым притокам за счет аэрозоля. Результаты расчетов представлены в табл. 6.

Таблица 6

Полные, молекулярные и аэрозольные относительные притоки
лучистой энергии

Дата зондирования 1974 г.	Спектральный интервал, мкм	Относительные притоки лучистой энергии, %		
		полный	молеку- лярный	аэро- зольный
4 IX Первое зондирование	1,05—1,25	29	16	13
	1,25—1,65	42	17	25
	1,65—2,10	46	38	8
31 VIII Первое зондирование	1,05—1,25	32	19	13
	1,25—1,65	36	26	10
	1,65—2,10	30	20	10
31 VIII Второе зондирование	1,05—1,25	42	20	22
	1,25—1,65	38	25	13
	1,65—2,10	30	20	10

Из табл. 6 следует, что аэрозольное поглощение наиболее консервативно на участке спектра 1,65—2,10 мкм. В ИК области спектральный ход аэрозольного поглощения характеризуется существенной неоднородностью. Поэтому сделанное в п. 6.2 предположение об убывании аэрозольного поглощения пропорционально λ^{-1} является весьма приближенным.

Чрезвычайно большие значения лучистых притоков, достигающие 80% во всем спектральном интервале от 0,5 до 2,5 мкм, по-

лучены 10 августа. Возможно, эти значения завышены из-за того, что измерения выполнялись на гласседе снижения. В данном случае в сильно замутненной пылевыми частицами воздушной массе обращает на себя внимание отсутствие зависимости поглощения от длины волны. В вертикальном распределении притоков максимум поглощения зарегистрирован в слое от 2,4 до 3 км; на этот слой приходится почти половина радиационного нагревания. Максимальные значения альbedo, достигающие на длинах волн 0,5, 0,6, 1,2 и 2,2 мкм соответственно 24, 20, 16 и 12%, зарегистрированы на высоте 2,4 км. Выше этого уровня наблюдалось уменьшение альbedo; на уровне 6,1 км на указанных выше длинах волн альbedo составило 18, 8, 3 и 5%.

Данные по СПИ-74 за 10 августа могут быть сопоставлены с результатами наблюдений на НИС «Муссон», находившемся почти в 2000 км от Дакара — места зондирования самолета Ил-18. Пылевой вынос достиг места работы судна 11 августа. На «Муссоне» отмечено уменьшение метеорологической дальности видимости до 6—8 км при резком возрастании в приводном слое концентрации частиц с диаметром более 0,65 мкм, достигающей 30 см^{-1} , а также уменьшение прозрачности атмосферы по пиранометру до значений менее 59%.

На рис. 31 представлены кривые спектрального хода величин A_λ и b_λ по данным спектрометров СПИ-74 и К-2 12 июля. Слоисто-кучевые облака в количестве 9—10 баллов располагались на высотах от 800—900 до 1400—1500 м, слой пыли простирался от 2250 до 4500 м. Относительные значения лучистых притоков в облаках не отличаются от притоков на тех же уровнях при замутненной «сухим» аэрозолями атмосфере (см. рис. 28). Однако в надоблачном слое пыли наблюдается сильное поглощение как в видимом, так и в инфракрасном участках спектра. Альbedo на всех длинах волн возрастает с высотой до уровня 3 км. Выше этого уровня в видимом диапазоне и в ИК окнах прозрачности альbedo практически остается постоянным, а вблизи центров полос поглощения убывает с высотой. Лучистые притоки и альbedo всего слоя атмосферы от 0,3 до 6,3 км 12 июля по данным К-2 и СПИ-74 оказались различными. На перекрывающемся участке спектра 0,5—0,9 мкм альbedo системы океан—атмосфера на высоте 6,1 км по данным СПИ-74 на 13—14% выше, чем по данным К-2. Лучистые притоки, наоборот, по данным К-2 больше примерно на 8—10%. Это различие может быть вызвано ошибками при расчетах нисходящих и восходящих потоков рассеянной радиации по данным измерений яркости всего в двух азимутальных углах в условиях пространственно-неоднородной в оптическом отношении облачности и аэрозольной атмосферы.

Измерения углового распределения спектральной яркости системы океан—атмосфера указывают на зависимость интенсивности яркости солнечного блика, наблюдаемого при зеркальных углах отражения, от степени прозрачности атмосферы. При сильных помутнениях атмосферы анизотропия отражения уменьшается. Эти дан-

ные хорошо согласуются с результатами измерений с помощью индикометра. Указанная зависимость может быть использована при интерпретации спутниковых снимков для оценки степени помутнения атмосферы над морем.

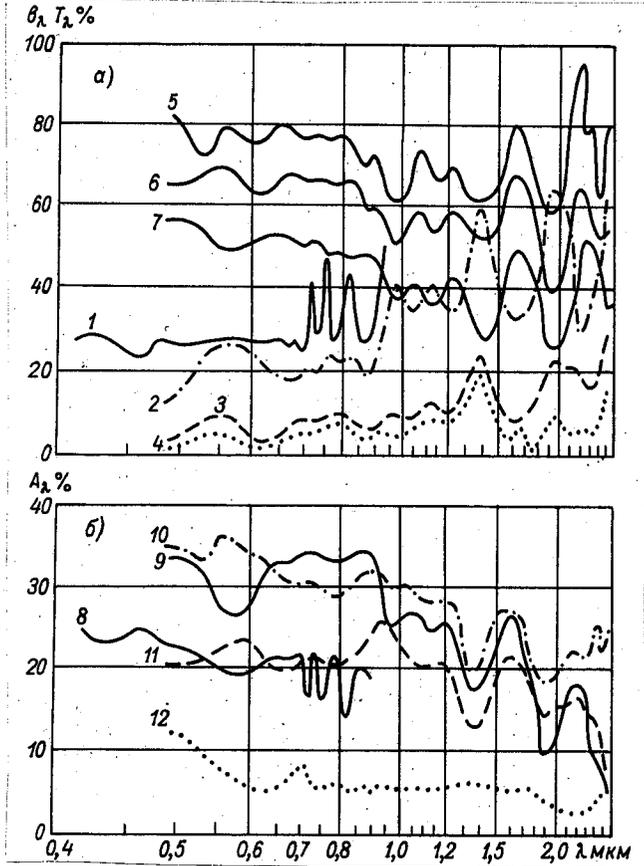


Рис. 31. Спектральные относительные лучистые притоки b'_λ , коэффициенты пропускания T_λ (а) и альbedo A_λ (б), измеренные 12 июля в 13 ч 30 мин при $h_\odot = 81^\circ$ с помощью СПИ-74 (2—7, 9—12) и К-2 (1, 8):

$$1, 2 - b'_\lambda \Big|_{0,3}^{6,3}, \quad 3 - b'_\lambda \Big|_{0,3}^{3,05}, \quad 4 - b'_\lambda \Big|_{0,3}^{1,5}, \quad 5 - T_\lambda \Big|_{3,05}^{6,3}, \quad 6 - T_\lambda \Big|_{1,6}^{6,3}, \\ 7 - T_\lambda \Big|_{0,3}^{6,3}, \quad 8, 9 - A_\lambda (6,5), \quad 10 - A_\lambda \Big| (3,05), \quad 11 - A_\lambda \Big| (1,5), \quad 12 - A_\lambda \Big| (0,3).$$

Завершая изложение предварительных результатов обработки данных СПИ-74, следует обратить внимание на то, что в условиях тропической атмосферы над морем наблюдается значительное поглощение в интервалах, соответствующих ИК окнам прозрачности, в то время как в умеренных широтах при прозрачном воздухе поглощение на этих длинах волн отсутствует [23].

Выявленные эффекты уменьшения в послеполюденные часы отражательных свойств системы море—атмосфера при одновременном возрастании поглощательных свойств атмосферы, по-видимому, могут быть объяснены процессами коагуляции и обводнения (или высушивания) частиц под влиянием радиационного нагрева и охлаждения при конвективных движениях. Однако необходимо тщательно оценить и роль адвекции в изменчивости радиационных характеристик атмосферы. Пыль, с одной стороны, может выступать в роли ядер конденсации; но, с другой стороны, сильное нагревание атмосферы за счет пыли препятствует процессам облакообразования.

В дальнейшем представляется важным продолжить исследования соотношения аэрозольной и молекулярной составляющей лучистых потоков тепла и оценить спектральные показатели поглощения и рассеяния атмосферного аэрозоля.

7. УГЛОВЫЕ И СПЕКТРАЛЬНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ОТРАЖЕНИЯ КОРОТКОВОЛНОВОЙ РАДИАЦИИ

На самолете-лаборатории Ил-18 по радиационной подпрограмме АТЭП проводились также непосредственные измерения спектрального альbedo системы водная поверхность—слой атмосферы и углового распределения отраженной коротковолновой радиации (индикатрисы отражения) в отдельных спектральных участках. В настоящей работе приводятся результаты измерений спектральных индикатрис отражения и спектрального альbedo по данным, полученным в безоблачных условиях 13 августа и 22 сентября, а также коэффициенты анизотропии отражения, рассчитанные по угловым характеристикам отраженной радиации.

7.1. Спектральное альbedo

Непосредственные измерения спектрального альbedo в 10 участках спектра диапазона 0,5—1,65 мкм проводились спектральным альбедометром [25], установленным на конце левого крыла самолета-лаборатории.

На рис. 32 приводятся вертикальные профили спектрального альbedo для двух дней, характеризующихся наличием САС (22 сентября) и отсутствием его (13 августа). Зондирование атмосферы 22 сентября проводилось с 12 ч 51 мин по 14 ч 23 мин, 13 августа с 13 ч по 14 ч 39 мин. Верхняя граница аэрозольного слоя 22 сентября располагалась на высоте 4300 м, нижняя простиралась до поверхности воды; 13 августа просматривалась дымка на высоте 5000 м. На рис. 32 приведены также высоты Солнца h_0 на «площадках» во время зондирования. Однако при анализе профилей альbedo можно не учитывать зависимость A_λ от h_0 , так как измерения показали, что изменения высоты Солнца, имевшие место во время зондирования, влияют на профили спектрального альbedo в значительно меньшей степени, чем длина волны и содержание аэрозоля.

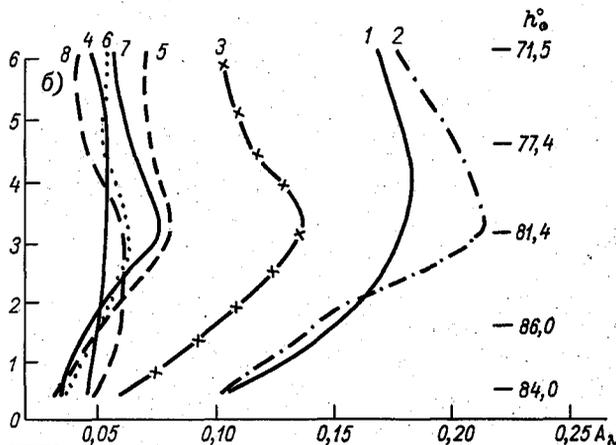
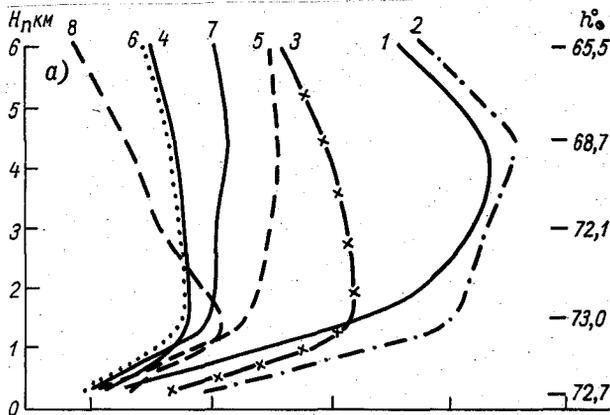


Рис. 32. Вертикальные профили спектрального альbedo, измеренные альбедометром 22 сентября (а) и 13 августа (б) 1974 г.
 1 — 0,509 мкм; 2 — 0,553; 3 — 0,701; 4 — 0,96; 5 — 0,99;
 6 — 1,13; 7 — 1,24; 8 — 1,38 мкм.

Характерной особенностью вертикальных профилей спектрального альbedo 22 сентября (рис. 32 а) является резкое его увеличение (приблизительно в два раза) в нижнем слое атмосферы (300—1500 м) во всех спектральных участках. В коротковолновых участках спектра (0,509 и 0,553 мкм) альbedo возрастало до верхней границы САС, а затем уменьшалось. В длинноволновых участках спектра (0,99 и 1,24 мкм) на высотах более 1500 м альbedo практически не изменялось и уменьшалось в полосах поглощения воды (0,96, 1,13 и 1,38 мкм).

Сравнение вертикальных профилей спектрального альbedo, представленных на рис. 32, указывает, что наибольшее различие альbedo, полученных 13 августа и 22 сентября, наблюдается в длинноволновых участках спектра, нежели в коротковолновых.

Вертикальные профили спектрального альbedo, измеренные 13 августа, коррелируют с вертикальным распределением суммарного содержания элементов-металлов в аэрозольных пробах (см. табл. 4) — максимум суммарной концентрации металлов на высоте 3000 м совпадает с максимальным альbedo.

Таким образом, в исследованных спектральных интервалах ход вертикальных профилей альbedo в значительной степени зависит от длины волны и запыленности атмосферы.

7.2. Индикатрисы отражения

Определение спектральных индикатрис отражения коротковолновой радиации проводилось посредством спектрального индикатора (сканирующего радиометра) [26] в двенадцати азимутальных направлениях (через 30°) относительно плоскости солнечного вертикала [27] и десяти спектральных участках области 0,5—1,9 мкм (в тех же участках, кроме одного, что и при измерениях альbedo).

Спектральным индикатором непосредственно измерялась относительная (по отношению к надиру) спектральная яркость под разными углами θ от надира и азимутальных направлениях φ , при зенитном угле Солнца, т. е.

$$f_{\lambda, i}(\theta, \varphi) = \frac{B_{\lambda, i}(\theta, \varphi)}{B_{\lambda, i}(0, \varphi)}. \quad (1)$$

По данным относительной спектральной яркости и спектральному альbedo $A_\lambda(i)$ рассчитывался направленный коэффициент отражения $R_\lambda(\theta, \varphi, i)$ или коэффициент яркости $\pi R_\lambda(\theta, \varphi, i)$ [40]

$$R_\lambda(\theta, \varphi, i) = \frac{A_\lambda(i)}{F_\lambda(i)} \cdot f_{\lambda, i}(\theta, \varphi), \quad (2)$$

где

$$F_\lambda(i) = \int_0^\pi \int_0^\pi f_{\lambda, i}(\theta, \varphi) \cdot \sin\theta \cdot \cos\theta d\varphi d\theta. \quad (3)$$

С целью получения более полной характеристики поля отраженной радиации для системы океан—слой атмосферы по индикатрисам отражения рассчитывались относительный коэффициент анизотропии K_A и коэффициент асимметрии отражения в вертикале Солнца G .

Коэффициент анизотропии характеризует отклонение отражения от изотропного и вычисляется по формуле

$$K_A = \frac{F_{\lambda}(\lambda)}{\pi} \quad (4)$$

Коэффициент асимметрии отражения в вертикале Солнца определяется из выражения

$$\Gamma = \frac{\int_0^{\frac{\pi}{2}} f_{\lambda, i}(\theta, 180^\circ) \sin\theta \, d\theta}{\int_0^{\frac{\pi}{2}} f_{\lambda, i}(\theta, 0^\circ) \sin\theta \, d\theta}, \quad (5)$$

где $f_{\lambda, i}(\theta, 180^\circ)$; $f_{\lambda, i}(\theta, 0^\circ)$ — относительные индикатрисы яркости в вертикале и антивертикале Солнца соответственно.

На рис. 33 представлены индикатрисы отражения в плоскости солнечного вертикала для длины волны 0,99 мкм по данным измерений, полученным 13 августа и 22 сентября на различных высотах.

Угловые зависимости коэффициента отражения в других азимутальных направлениях и различных длинах волн здесь не приводятся; однако следует отметить, что при больших высотах Солнца, имевших место в экспериментах, индикатрисы отражения незначительно зависят от азимута измерений.

Из сравнения кривых, приведенных на рис. 33, видно, что при наличии САС (22 сентября) форма индикатрис отражения значительно отличается от формы индикатрис, полученных в относительно «чистой» атмосфере (13 августа). Солнечная дорожка, четко выделяющаяся 13 августа при углах, близких к надиру на всех высотах полета (рис. 33 б), 22 сентября сильно ослаблена на низких высотах и полностью исчезает на 6100 м (рис. 33 а). Незначительные изменения индикатрис отражения с высотой 22 сентября начинаются с 1500 м, 13 августа — с 3000 м; 13 августа на высоте 1500 м индикатриса отражения симметрична относительно надира (рис. 33 б). На других высотах 13 августа и всех высотах 22 сентября индикатрисы отражения (рис. 33) асимметричны (отражение больше в зеркальных углах).

Асимметрию индикатрис отражения для 13 августа и 22 сентября при других длинах волн можно проследить по вертикальным профилям параметра Γ , представленным на рис. 34.

Минимальный коэффициент асимметрии 13 августа (рис. 34 б) наблюдается на высоте 2000—3000 м, на остальных высотах коэффициент монотонно возрастает. Одновременно следует заметить, что минимальные значения параметра Γ для всех длин волн соответствуют максимальным значениям спектрального альbedo (рис. 32 б) и суммарной концентрации аэрозолей-металлов (см. табл. 4).

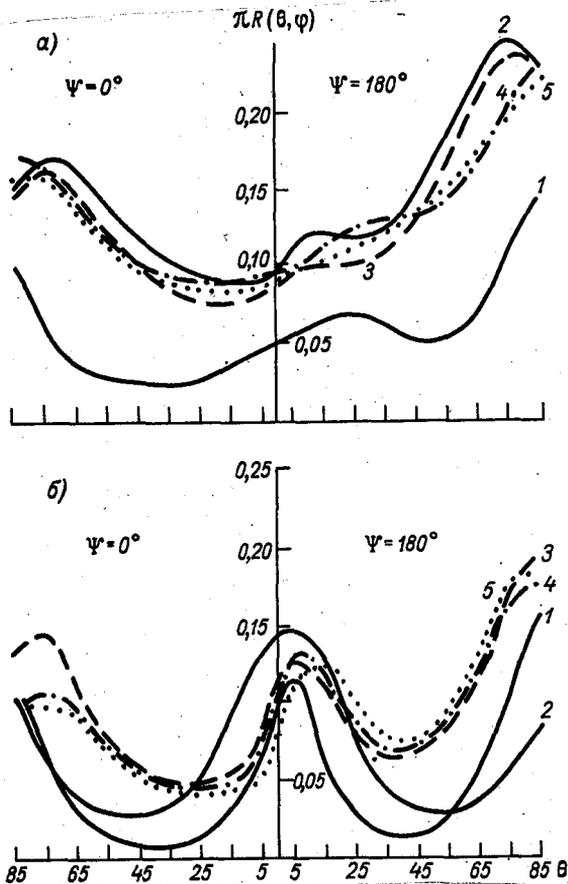


Рис. 33. Угловая зависимость коэффициента яркости в плоскости вертикала Солнца для $\lambda=0,99$ мкм и различных высот полета за 22 сентября (а) и 13 августа (б) 1974 г. ($\psi=180^\circ$ — вертикал, $\psi=0^\circ$ — антивертикал). 1.— $H=400$, 2.— $H=1500$, 3.— $H=3050$, 4.— $H=4550$, 5.— $H=6100$ (H в метрах).

Поскольку высота Солнца менялась во время зондирования незначительно, изменение асимметрии индикатрис отражения с высотой и длиной волны (см. рис. 34 б кривая 1 — коротковолновый участок спектра и кривые 2, 3, 4, 5, б — длинноволновая область) для 13 августа объясняется различием оптических свойств атмосферы с высотой.

Вертикальные профили коэффициента асимметрии отражения в вертикали Солнца для 22 сентября, характеризуемого наличием САС, отличаются от профилей параметра Γ для 13 августа (рис. 34). При этом наблюдается резкое уменьшение параметра Γ

с высотой в приземном слое до 1500 м и сравнительно небольшая его изменчивость на больших высотах. По-видимому, это связано с тем, что нижняя граница САС находилась вблизи поверхности воды, а значительные изменения оптических свойств запыленной ат-

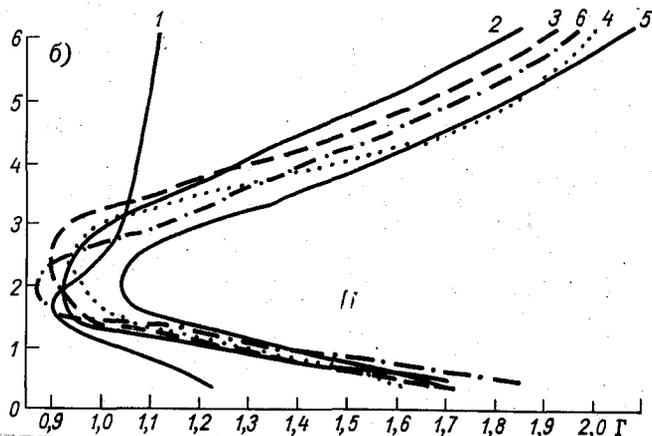
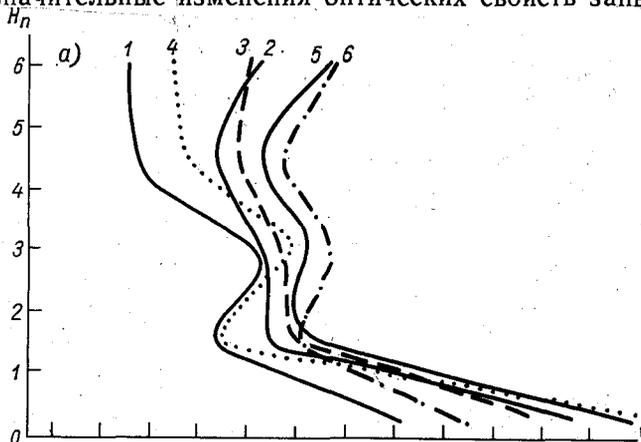


Рис. 34. Вертикальные профили коэффициента асимметрии отражения в вертикале Солнца за 22 сентября (а) и 13 августа (б) 1974 г. для различных длин волн (мкм).

1 — 0,509; 2 — 0,96; 3 — 0,99; 4 — 1,13; 5 — 1,24; 6 — 1,38.

мосферы наблюдались в приземном слое. Это подтверждается также ходом вертикальных профилей спектрального альбеда (рис. 32) и относительного коэффициента анизотропии K_A , приведенных на рис. 35.

Для 22 сентября (а также других дней с наличием САС) характерно резкое увеличение коэффициента анизотропии в слое 300—1500 м и относительно малая изменчивость его выше 1500 м (рис. 35 а). Заметим, что в относительно «чистой» атмосфере 13 ав-

густа наблюдалось монотонное (близкое к линейному) изменение K_A с высотой (рис. 35 б).

Сопоставление вертикальных профилей параметров K_A и Γ для различных длин волн 22 сентября показывает незначительную их зависимость от длины волны, что подтверждает относительную

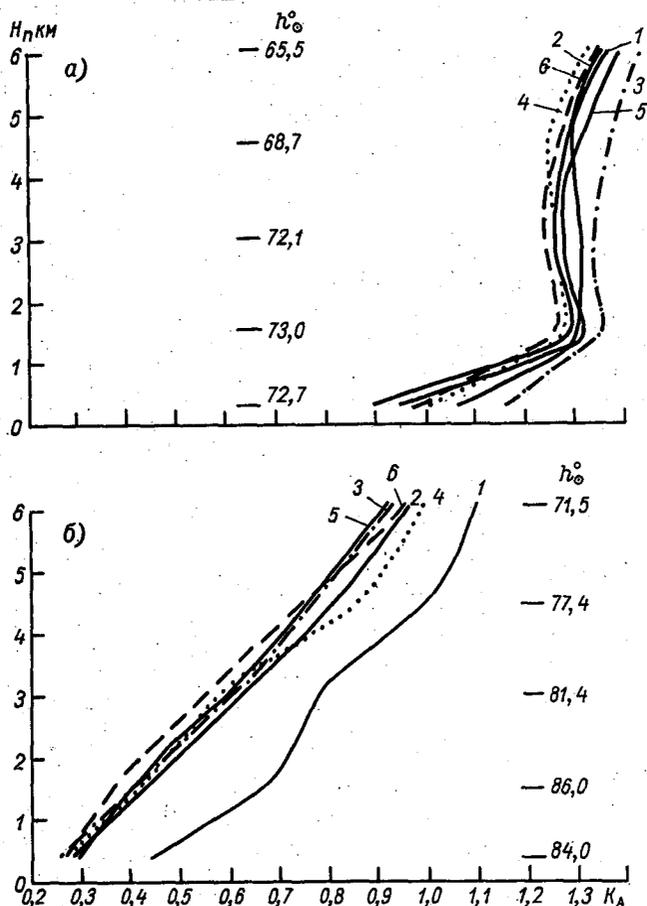


Рис. 35. Вертикальные профили коэффициента анизотропии отражения для различных длин волн (мкм) за 22 сентября (а) и 13 августа (б) 1974 г.
1 — 0,509; 2 — 0,96; 3 — 0,99; 4 — 1,13; 5 — 1,24; 6 — 1,38.

нейтральность оптических свойств сахарской пыли в исследованных спектральных интервалах. Исключением является длина волны 0,99 мкм, где наблюдается некоторое увеличение коэффициента анизотропии, что, вероятно, обусловлено аномальными оптическими свойствами САС в этом участке спектра.

Проведение дальнейшего анализа экспериментального материала АТЭП по угловым характеристикам отражения и спектральному альбедо системы океан—атмосфера с привлечением данных по

распределению и индикатрисам рассеяния аэрозоля позволит получить более полную информацию о радиационных и оптических характеристиках запыленной атмосферы.

8. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Обработка и анализ данных АТЭП только начались [38]. Естественно поэтому, что на первоначальном этапе анализа результатов удалось рассмотреть лишь отдельные аспекты многообразной проблематики АТЭП. Изложенное выше показывает, что не только в рамках радиационной подпрограммы, но и для решения центральных задач АТЭП важное значение имеет исследование той специфики тропической атмосферы Южной Атлантики, которая связана с существенным влиянием пылевых выносов с Африканского континента, охватывающих значительную часть акватории Атлантического океана, на тепловой режим и динамику экваториальной атмосферы.

Несомненно, что изучение сахарского аэрозольного слоя и его влияния на общую циркуляцию тропической атмосферы представляет большое значение и с точки зрения планирования и осуществления ПИГАП—климат. Важной составной частью этой программы должно стать выявление роли атмосферного аэрозоля как климатообразующего фактора, что выдвигает необходимость разработки программы глобального аэрозольно-радиационного эксперимента (ГАРЭКС) как такой составной части программы Первого глобального эксперимента ПИГАП, которая позволит существенно продвинуть решение проблемы «аэрозоль и климат».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кондратьев К. Я. Атлантический тропический эксперимент ПИГАП и радиационные факторы погоды и климата. Обнинск, ВНИИГМИ-МЦД, 1974, 85 с.
2. Григорьев Ал. А., Липатов В. Б. Пыльные бури по данным космических исследований. Л., Гидрометеониздат, 1974, 31 с.
3. Космическая дистанционная индикация малых газовых и аэрозольной компонент атмосферы. — Изд. ЛГУ, 1974, 106 с. Авт.: Кондратьев К. Я., Григорьев Ал. А., Покровский А. Г., Покровский О. М., Смоктий О. И., Тимофеев Ю. М.
4. Бартенева О. Д., Веселова Л. К., Никитинская Н. И. Об оптических свойствах атмосферного аэрозоля тропической зоны Атлантического океана. — Труды Межведомственной геофиз. экспедиции по программе национального Атлантического тропического эксперимента. Л., Гидрометеониздат, 1974, с. 482—495.
5. Кац А. Л., Белецкий В. С. О случае выноса в океан крупного пылевого облака с континента Африки. — В кн.: Квазидвухлетняя цикличность и циркуляция в атмосфере и океане, Л., Гидрометеониздат, 1971, с. 154—159.
6. Петров М. П. Пустыни земного шара. Л., «Наука», 1973, с. 435.
7. Капо-Рей Р. Французская Сахара. Л., «География», 1958. 495 с.
8. Фетт В. Атмосферная пыль. М., Изд-во иностр. лит., 1961, 336 с.
9. Абрамов Р. В. Пыль в атмосфере над Атлантическим океаном. Условия седиментации в Атлантическом океане. — В кн.: Океанологические исследования. 1971, № 21, с. 7—30.

10. Некоторые характеристики аэрозоля тропической зоны Атлантического океана. — Труды Межведомственной эксп. ТРОПЭКС-72. Гидрометеоиздат, 1974, 526—539 с. Авт.: Лактионов Л. Г., Гудименко А. В., Копченев В. М., Семко Н. Н.

11. Бартенева О. Д. Об индикатрисах рассеяния света в приводном слое атмосферы. — Труды Межведомственной экспедиции ТРОПЭКС-72, Л., Гидрометеоиздат, 1974, 474—481 с.

12. Бурмистрова В. Д. Изменчивость прозрачности атмосферы для солнечной радиации в связи с условиями атмосферной циркуляции. — Труды Межведомственн. экспедиции ТРОПЭКС-72. Л., Гидрометеоиздат, 1974, 461—466 с.

13. Лактионов А. Г., Богомолов Ю. П. Микроструктура приземного аэрозоля. — «Изв. АН СССР, Физика атм. и океана», 1974, 7, № 3.

14. Кастров В. Г. Измерение поглощения солнечной радиации в свободной атмосфере до 3—5 км. — «Труды ЦАО», 1952, вып. 8.

15. Снопков В. Г. О суммарном влагосодержании атмосферы в тропической зоне Атлантического океана по данным аэрологического зондирования в рейсе НИС «Академик Курчатов». — Труды Межведомств. экспедиции ТРОПЭКС-72., Л., Гидрометеоиздат, 1974, 194—196 с.

16. Кондратьев К. Я., Никольский Г. А., Есипова Е. Н. Аэро-статные исследования радиационных потоков в свободной атмосфере. — «Изв. АН СССР. Физика атм. и океана», 1966, 2, № 4, с. 380—393.

17. Бартенева О. Д. Индикатриса рассеяния света в приземном слое атмосферы. — «Изв. АН СССР, Сер. геофиз.», 1960, № 12, 1853—1865 с.

18. Сивков С. И. Методы расчета характеристик солнечной радиации. Л., Гидрометеоиздат, 1968, с. 231.

19. Методика проведения комплексного радиационного эксперимента. — В кн.: Проблемы физики атмосферы. Изд. ЛГУ, 1971, вып. 9, 23—28 с. Авт.: Васильев О. Б., Войтов В. П., Гришечкин В. С., Михайлов В. В.

20. Гришечкин В. С. Спектральные потоки восходящей и нисходящей радиации в тропосфере. — «Труды ГГО», 1973, вып. 322, с. 3—11.

21. Спектральные притоки лучшей энергии в тропосфере в диапазоне 0,4—2,5 мкм. — «Труды ГГО», 1973, вып. 322, с. 12—35. Авт.: Кондратьев К. Я., Васильев О. Б., Гришечкин В. С., Ивлев Л. С., Попова Л. В., Прокофьев М. А., Чапурский Л. И.

22. Измерение спектральных характеристик отражения, пропускания и поглощения облачности в интервале длин волн 0,35—2,5 мкм. — «Труды ГГО», 1973, вып. 317, с. 3—7. Авт.: Биненко В. И., Васильев О. Б., Гришечкин В. С., Кондратьев К. Я., Чапурский Л. И., Черненко А. П.

23. Совмещенный подспутниковый эксперимент. — «Труды ГГО», 1973, вып. 317, с. 105—114. Авт.: Кондратьев К. Я., Иванов В. А., Жвалев В. Ф., Прокофьев М. А., Тер-Маркарян Н. Е., Чапурский Л. И.

24. Голубицкий Б. М., Москаленко Н. И. Функции спектрально-го пропускания в полосах паров H_2O и CO_2 . — «Изв. АН СССР, Физика атм. и океана», т. 4, 3, 1968, с. 346—360.

25. Корзов В. И., Красильщиков Л. Б. Самолетные приборы для измерения отражения. II. Спектральный альбедометр. — «Труды ГГО», 1973, вып. 295, с. 200—204.

26. Корзов В. И., Красильщиков Л. Б. Самолетные приборы для измерения отражения. I. Спектральный индикатометр. — «Труды ГГО», 1972, вып. 275, с. 219—225.

27. Корзов В. И., Красильщиков Л. Б. Измерение спектрального отражения с самолета. — «Труды ГГО», 1972, вып. 275, с. 195—198.

28. Vehtam D. Le temps c'est de l'argent. — «Le Courier», 1973. N 8—9.

29. Calson T. N., Prospero J. M. The large-scale movement of Saharan air outbreaks over the Northern Equatorial Atlantic. — «J. Appl. Meteor.», 11, No. 2, 1972, p. 283—297.

30. Cox S. K., Kraus H. GATE Radiation Subprogram. Field Phase Report. Dept. of Atm. Sci., Colorado State Univ., Fort Collins, Colo., Jan. 1975. 68 pp.

31. Die Sahara und ihre Randgebiete (Gesamtbearbeitung H. Schiffers). Band 1, München 1971, p. 64—73.

32. Dust cloud shown in meteorological satellite image. — «Aviat. Week a. Space Technol.», 1974. **101**, No. 5.
33. Ernst J. A. African dust layer sweeps into the southwest North Atlantic area. — «Bull. Amer. Met. Soc.», 1974. **55**, No. 11.
34. Fimpel H. P. Messungen der Normsichtweite mit einem Streulichtschreiber während der Atlantischen Expedition 1965 «Meteor». «Meteor» Forschungsergebnisse, 1968, Reihe B, Nu. 2. Berlin-Stuttgart, 1968, p. 35—36.
35. Guttman A. P. Extinction coefficient measurements of clear atmospheric and thin cirrus clouds. Appl. Opt., 1968, vol. 7, No. 12, 1968.
36. Kondratyev K. Ya. The Complete Atmospheric Energetics Experiment. «GARP Publ. Ser.», 1973. No. 12, Geneva, June. 43 p.
37. Airborne dust collections down the Atlantic. — «Quarterly J. Roy. Met. Soc.», 1972, **98**, No. 418, p. 798—808. Auth.: Parkin D. W., Phillips D. R., Sullivan B. A. L. and Johnson L. R.
38. Preliminary Scientific Results of the GARP Atlantic Tropical Experiment. — «GATE Report», 1975, No. 14, vol. I, vol. II, ICSU WMO, Geneva, p. 364—397.
39. Dust in the Curribbean atmosphere traced to an African dust storm. — «Earth and Planetary Sci. Letters», 1970. **9**, No. 3, Auth.: Prospero I. M., Bonatti E., Schubert C., Carlson T. M.
40. Prospero J. M. Atmospheric dust studies on Barbados. — «Bull. Amer. Met. Soc.», 1958. **49**, p. 645—652.
41. The Radiation Sub-Program for GATE. — «GATE Report», 1973, No. 4, 109 p.

СОДЕРЖАНИЕ

К. Кондратьев. Климат и аэрозоль	3
1. Введение	4
2. Лучистый приток тепла	5
3. Молекулярное поглощение	8
4. Атмосферный аэрозоль	—
4.1 Вертикальные профили концентрации аэрозоля	18
4.2 Аэрозоль и прозрачность атмосферы	20
5. Влияние аэрозоля на перенос излучения	—
5.1. Тропосферный аэрозоль	32
5.2. Возможности аэрозольного воздействия на тропосферу	35
5.3. Стратосферный аэрозоль	45
6. Перистые облака	51
7. Заключение	—
К. Я. Кондратьев, О. Д. Бартенева, О. Б. Васильев, В. С. Гришечкин, А. А. Григорьев, Л. Н. Дьяченко, В. Ф. Жвалев, В. А. Иванов, Л. С. Ивлев, В. И. Корзов, А. Г. Лактионов, В. Б. Липатов, М. А. Прокофьев, Н. Е. Тер-Маркарянц, В. К. Толкачев, Л. И. Чапурский, А. П. Черненко. Аэрозоль в районе АТЭП и его радиационные свойства	67
1. Введение	—
2. Происхождение и ареал распространения пылевого аэрозоля	68
2.1. Особенности подстилающей поверхности Западной Сахары и их влияние на возникновение пылевых выносов	69
2.2. Особенности изображения пылевых выносов на космических снимках	73
2.3 Особенности распространения пылевых выносов из Западной Сахары в Атлантику	74
2.4. Метеорологические условия в зоне пылевых облаков	76
3. Микрофизические и оптические характеристики пылевого аэрозоля по данным судовых наблюдений	83
4. Самолетные аэрозольные исследования	93
5. Вертикальные профили радиационных потоков и лучистого притока тепла	96
6. Спектральное распределение потоков и притоков коротковолновой радиации	102
6.1. Видимая область спектра	—
6.2. Ближняя инфракрасная область спектра	110
7. Угловые и спектральные характеристики отражения коротковолновой радиации	121
7.1. Спектральное альbedo	—
7.2. Индикатрисы отражения	123
8. Заключение	128

ТРУДЫ ГГО, ВЫП. 381

ПИГАП — климат

Климат и аэрозоль

Редактор Т. А. Иванова Техн. редактор Г. В. Ивкова Корректор Т. Н. Черненко

Сдано в набор 2/1976 г. Подписано к печати 5/Х 1976 г. М-19825 Формат 60×90^{1/16}

Бум. тип. № 1 Печ. л. 8,25 Уч.-изд. л. 9,81 Тираж 720 экз. Индекс МЛ-192

Заказ 284 Цена 69 коп. Гидрометеонздат. 199053, Ленинград, 2-я линия, д. 23.

Фабрика офсетной печати ВНИИГМИ-МЦД
г. Обнинск

Климат и аэрозоль. Кондратьев К. Я. Труды ГГО, 1976, вып. 381, стр. 3—66.

Обзор результатов современных исследований аэрозоля, его оптических свойств и влияния на перенос излучения. Детально обсуждены закономерности пространственно-временной изменчивости поля концентрации аэрозоля, рассмотрены имеющиеся сведения об особенностях микроструктуры и комплексном показателе преломления аэрозоля. Особое внимание уделено проблеме векового хода компоненты прозрачности атмосферы, обусловленной аэрозолем. Воспроизведены результаты спектральных самолетных измерений и расчетов, иллюстрирующие зависимость альбедо системы земная поверхность — атмосфера от основных факторов: оптических свойств аэрозоля, альбедо подстилающей поверхности, высоты Солнца. Рассмотрены эффекты воздействия аэрозоля на облака и возможная изменчивость количества облаков и их оптических свойств под влиянием аэрозоля. Значительное внимание уделено проблеме возможного влияния изменений состава стратосферы и в особенности — стратосферного аэрозоля на климат. Обсуждены влияние перистых облаков на радиационный баланс планеты и возможные климатические последствия.

Табл. 5. Илл. 10. Библ. 300.

УДК 551.501:506.5:510.42:521.12

Аэрозоль в районе АТЭП и его радиационные свойства. Кондратьев К. Я., Бартенева О. Д., Васильев О. Б., Гришечкин В. С., Григорьев А. А., Дьяченко Л. Н., Жвалев В. Ф., Иванов В. А., Ивлев Л. С., Корзов В. И., Лактионов А. Г., Липатов В. Б., Проккофьев М. А., Тер-Маркарянц Н. Е., Толкачев В. К., Чапурский Л. И., Черненко А. П. Труды ГГО, 1976, вып. 381, стр. 67—130.

На основе результатов самолетных и судовых измерений, осуществленных в рамках радиационной подпрограммы Атлантического тропического эксперимента (РПП АТЭП), обсуждается проблема влияния на перенос излучения и метеорологический режим в целом сахарского аэрозольного слоя (САС). Представлены метеорологические условия и радиационная климатология района АТЭП, анализ происхождения и ареал распространения сахарских пыле-песчаных потоков по снимкам с геостационарных спутников; анализируются особенности микроструктуры и химического состава пылевого аэрозоля. На основе сопоставления с полем концентрации аэрозоля представлены особенности вертикальных профилей радиационных потоков и притоков тепла, а также обсуждаются данные спектральных измерений потоков коротковолновой радиации.

Табл. 6. Илл. 35. Библ. 41.