

Г.И. Горчаков

Оптика, микрофизика и кинетика тропосферного аэрозоля*Институт физики атмосферы РАН им. А.М. Обухова, г. Москва*

Поступила в редакцию 29.11.99 г.

Систематические исследования матрицы распределения света атмосферным воздухом позволили установить закономерности временной изменчивости оптических и микрофизических характеристик аэрозоля, разработать оптические и микрофизические модели аэрозоля, выделить роль основных процессов трансформации микроструктуры и состава частиц тонкодисперсного аэрозоля, установить законы роста частиц атмосферной дымки. Изучение режимов формирования аэрозольного пограничного слоя атмосферы создало предпосылки для понимания эволюции тропосферного аэрозоля. Анализ кинетики многокомпонентного аэрозоля позволил оценить радиационные эффекты трансформирующегося антропогенного аэрозоля.

Введение

Вторая половина XX в. стала периодом расцвета атмосферной оптики. Неоценимый вклад в развитие атмосферной оптики внесли академик Владимир Евсеевич Зуев и руководимая им томская школа атмосферной оптики. В значительной мере благодаря В.Е. Зуеву российская школа атмосферной оптики в целом до сих пор занимает достойное место на мировой арене, что обеспечивает нам возможность активно участвовать в быстро развивающихся исследованиях в области физики атмосферы, включая физику атмосферного аэрозоля.

В отличие от широко используемого за рубежом подхода к исследованию атмосферного аэрозоля, который сводится к анализу частных случаев (case study), для отечественных исследований характерно стремление к поиску изучения геофизических закономерностей. В данной статье оптика атмосферного аэрозоля рассматривается как неотъемлемая часть и исходный пункт развития физики атмосферного аэрозоля: от закономерностей оптики аэрозоля через микрофизические закономерности к закономерностям кинетики и динамики тропосферного аэрозоля.

Оптика аэрозоля

Задача исследования оптических свойств атмосферного аэрозоля в наиболее общем виде была поставлена проф. Г.В. Розенбергом [1, 2]. Существенное развитие оптика атмосферного аэрозоля получила в исследованиях академика В.Е. Зуева и его школы [3, 4]. Отметим, что в апреле 1999 г. состоялась международная конференция «Физика атмосферного аэрозоля», посвященная 85-летию со дня рождения Г.В. Розенберга, которая продемонстрировала актуальность его идей и подходов для современной физики атмосферного аэрозоля.

Как известно, ослабление света в атмосфере определяется процессами рассеяния и поглощения, поэтому объемный коэффициент ослабления ϵ равен сумме объемных коэффициентов поглощения α и рассеяния σ :

$$\epsilon(\lambda) = \alpha(\lambda) + \sigma(\lambda), \quad (1)$$

где λ – длина волны света.

Вне полос молекулярного поглощения атмосферных газов рассеяние света определяется дисперсной (σ_a) и газовой фазами (σ_m):

$$\sigma = \sigma_a + \sigma_m. \quad (2)$$

Угловое распределение рассеянного локальным объемом атмосферного воздуха $V(\varphi)$ электромагнитного излучения светового диапазона характеризуется матрицей рассеяния света (φ – угол рассеяния)

$$D_{ik}(\lambda, \varphi) = D_{ik}^a + D_{ik}^m, \quad (3)$$

которая представляет собой матрицу линейного преобразования параметров Стокса в акте рассеяния (A – инструментальная константа):

$$S_i'(\lambda, \varphi) = AV(\varphi) \sum D_{ik}(\lambda, \varphi) S_k(\lambda) \quad (i, k = 1, 2, 3, 4), \quad (4)$$

где S_k , S_k' – параметры Стокса облучающего и рассеянного пучков света соответственно. Очевидно, что при наличии анизотропных частиц с преимущественной пространственной ориентацией число аргументов у D_{ik} увеличивается.

При анализе экспериментальных данных удобно иметь дело с компонентами приведенной матрицы рассеяния света

$$f_{ik} = D_{ik}/D_{11}. \quad (5)$$

В частности, компонента f_{31} численно равна степени линейной поляризации рассеянного света p , если рассеивающий объем облучается неполяризованным светом, а компонента f_{43} численно равна степени эллиптичности поляризации рассеянного света q , если облучение осуществляется пучком линейно поляризованного света, плоскость колебаний которого повернута на угол 45° по отношению к плоскости рассеяния.

На первом этапе экспериментальных исследований оптических свойств атмосферного аэрозоля главной задачей было накопление данных измерений отдельных оптических характеристик, включая индикатрису рассеяния или коэффициент направленного светорассеяния D_{11} [5, 6], степень линейной поляризации p [7, 8], степень эллиптичности поляризации q [9] и спектральную зависимость

коэффициента ослабления ϵ [10–13]. Скоро стало ясно, что особого внимания заслуживают малоугловые индикаторы рассеяния [14].

Большое разнообразие наблюдаемых угловых и спектральных зависимостей оптических характеристик атмосферного аэрозоля [15] вызвало необходимость решения задачи их классификации, что привело к разработке концепции типов оптической погоды [16–19]. На наш взгляд, более точным здесь является понятие оптико-метеорологической погоды, поскольку речь, в частности, идет о таких объектах, как дымка с моросью, туман, ледяная дымка и т.д. Принципиальное значение имели выделение туманной дымки как отдельного типа оптической погоды и тесно связанная с этим понятием концепция термодинамически равновесной или равновесно-растворной дымки [16, 20].

Потребность в оптических моделях аэрозоля привела к необходимости изучения статистических закономерностей изменчивости оптических характеристик атмосферной дымки. Благодаря надежным измерениям коэффициента направленного светорассеяния в области малых углов рассеяния вперед и назад [21, 22] одновременно с традиционными измерениями в области углов рассеяния от 10 до 170° [23] впервые были получены индикаторы рассеяния света приземным аэрозолем для области углов рассеяния от 0,5 до 178°, что позволило построить однопараметрическую статистическую модель угловой зависимости D_{11} для длины волны света $\lambda = 550$ нм, в которой входным параметром является коэффициент рассеяния σ (или метеорологическая дальность видимости $L = 3,9/\sigma$). Угловые зависимости четырех компонент матрицы рассеяния света для различных ситуаций, в том числе для пыльной мглы, можно найти в [15, 24, 25].

Длительные систематические исследования угловых зависимостей компонент матрицы рассеяния света в Подмоскowie позволили изучить статистические закономерности их изменчивости и построить однопараметрическую статистическую модель для компонент приведенной матрицы рассеяния света [26, 27]. Так же как в случае коэффициента направленного светорассеяния, коэффициент рассеяния является входным параметром модели. Позже сходные статистические закономерности для коэффициента направленного светорассеяния и степени линейной поляризации были получены сотрудниками Института оптики атмосферы [28]. На рис. 1 для нашей статистической модели показаны условные средние угловые зависимости трех компонент приведенной матрицы рассеяния и коэффициента направленного светорассеяния при дальности видимости 20 км (сплошные кривые) и аналогичные зависимости, построенные по данным измерений в Абастумани [29, 30] для дальности видимости 50 км (пунктир). Для удобства сравнения зависимости $D_{11}(\varphi)$ для указанных на рис. 1 случаев совмещены в одной точке и поэтому даны в различных относительных единицах. Отсюда следует, что для различных сезонов и регионов наблюдается, с одной стороны, определенное сходство оптических характеристик а с другой – неоднородность взаимосвязей между количественными и качественными оптическими характеристиками аэрозоля.

Параллельно развивалось исследование спектральных закономерностей аэрозольного ослабления на гори-

зонтальных трассах, что позволило разработать статистические модели спектральной прозрачности для различных сезонов и регионов [11–13, 28, 31].

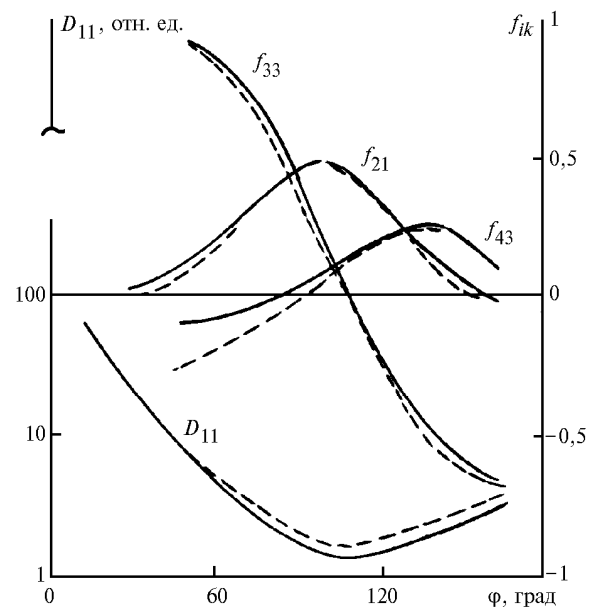


Рис. 1

В связи с проблемой прогноза оптической погоды большой интерес представляли исследования временной изменчивости оптических характеристик аэрозоля и, в частности, их суточного хода. В настоящее время исследование внутрисуточной изменчивости оптических характеристик необходимо для выяснения закономерностей кинетики аэрозоля. К числу выполненных ранее наиболее информативных оптических экспериментов можно отнести круглосуточные измерения угловых зависимостей компонент матрицы рассеяния света летом 1979 г. в Абастумани в рамках комплексного советско-американского эксперимента по исследованию фонового аэрозоля [29, 31].

Важные закономерности временной изменчивости могут быть выявлены с помощью относительно простых нефелометрических измерений. Нами проводились круглосуточные нефелометрические измерения в 1984–1990 гг. в районе г. Кисловодска и в 1991–1999 гг. в Подмоскowie, а также в других пунктах. В частности, была выявлена долгопериодная синоптическая изменчивость коэффициента рассеяния [32], изучены его сезонный ход и межгодовая изменчивость [33, 34]. Ценным преимуществом измерений, проводимых с помощью приборов с закрытым объемом, является возможность одновременно с коэффициентом рассеяния натурального аэрозоля σ получать данные о коэффициенте рассеяния для сухой основы аэрозоля σ_d . Отметим, что значения σ часто пересчитываются на соответствующие значения массовой концентрации субмикронного аэрозоля [34]. Средний суточный ход σ и σ_d вместе со средним суточным ходом метеорологических характеристик и микрофизических параметров аэрозоля, полученных благодаря анализу данных измерений матрицы рассеяния света в Абастумани летом 1979 г., показан на рис. 2.

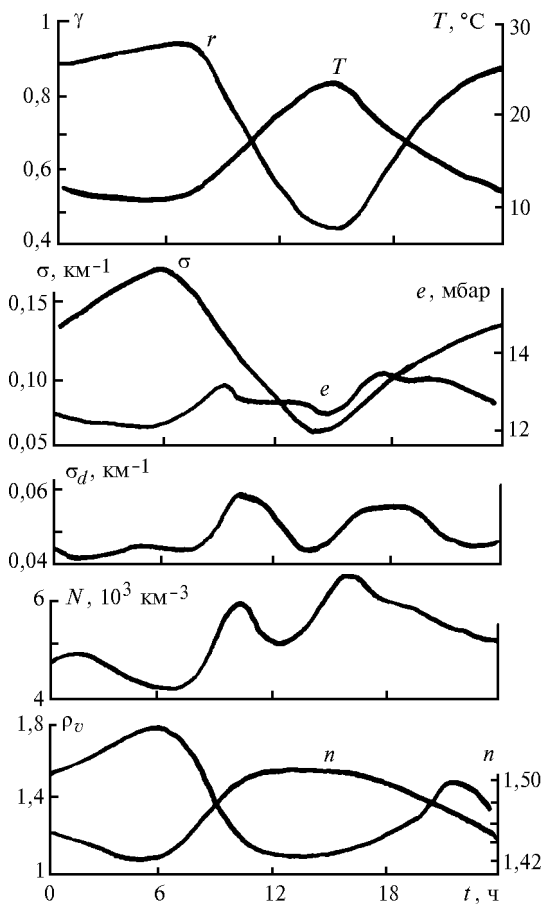


Рис. 2. Средний суточный ход температуры T и относительной влажности воздуха r , абсолютной влажности e , коэффициента рассеяния натурального аэрозоля σ и его сухой основы σ_d , концентрации частиц N , безразмерного медианного радиуса распределения объемов по размерам ρ_v и коэффициента преломления n вещества натурального аэрозоля

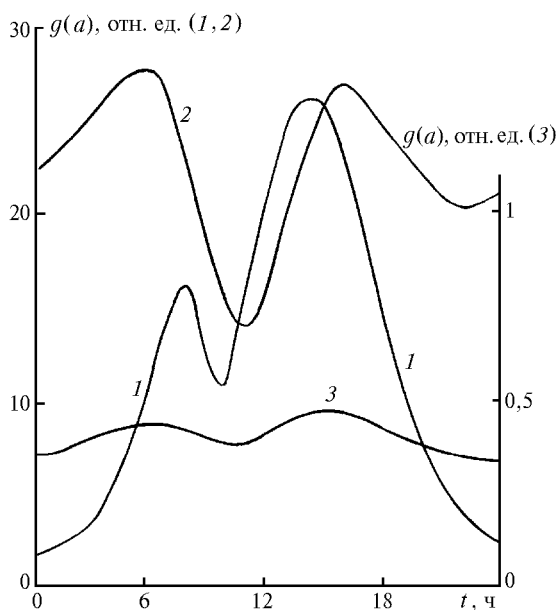


Рис. 3. Средний суточный ход счетной концентрации частиц радиусом $a = 0,0065$ (1), $0,28$ (2) и $1,41$ мкм (3) по данным измерений в Абастумани

Закономерности среднего суточного хода (рис. 3) счетных концентраций частиц радиусом $0,0065$ (1), $0,28$ (2) и $1,41$ мкм (3) рассчитаны нами по данным прямых измерений микроструктуры приземного аэрозоля в том же эксперименте А. Вагонером, Р. Вайсом и Н. Алквистом (Вашингтонский университет, г. Сиэтл).

Оптические методы являются также удобным средством исследования пространственного распределения аэрозоля в приземном слое атмосферы. Примером здесь может служить исследование пространственного распределения массовых концентраций субмикронного и сажевого аэрозоля вдоль Транссибирской магистрали с помощью вагона-лаборатории [35].

Микрофизические характеристики приземного аэрозоля

Наблюдаемые вариации оптических характеристик аэрозоля в значительной степени определяются изменчивостью его микроструктуры, т.е. функции распределения частиц по размерам $g(a)$, и коэффициента преломления $m = n - ik$, где n и k его действительная и мнимая части. В случае обводненного аэрозоля угловые и спектральные зависимости компонент матрицы рассеяния для заданного распределения частиц по размерам можно вычислить с помощью теории Ми [36] (C – константа нормировки):

$$D_{ik}(\lambda, \varphi) = C(\lambda) \int d_{ik}[\rho, \varphi; n(\lambda), k(\lambda)] g(a) da, \quad (6)$$

где d_{ik} – компоненты матрицы рассеяния света для монодисперсного аэрозоля с радиусом частиц a и $\rho = 2\pi a/\lambda$. Из приведенного соотношения следует, что обратная задача светорассеяния сводится к системе интегральных уравнений, более сложных, чем интегральные уравнения Фредгольма I рода, поскольку в данном случае ядра интегральных уравнений зависят от неизвестных параметров n и k .

Было разработано несколько методов решения рассматриваемой обратной задачи светорассеяния [37–39]. Г.В. Розенберг [37] предложил метод решения обратной задачи светорассеяния, основанный на параметризованном описании микроструктуры аэрозоля. В основе этого метода лежит разложение вычисляемых оптических характеристик Q_i в ряды Тейлора в достаточно малой окрестности точки с известными значениями параметров $s_k^{(0)}$:

$$Q_i(s_k) \cong Q_i(s_k^{(0)}) + \frac{\partial Q_i}{\partial s_k} \Delta s_k, \quad (7)$$

где Δs_k – неизвестные приращения искомого микрофизических параметров s_k . Производные $\partial Q_i/\partial s_k$ для логнормальных аппроксимационных распределений получены в [40]. Следует отметить, что до решения обратной задачи данным методом необходимо сначала проанализировать информативность эксперимента.

Нами были выполнены оценки микрофизических параметров субмикронного аэрозоля по данным систематических измерений угловых зависимостей компонент матрицы рассеяния света в приближении одномодального логнормального распределения (N – суммарная счетная концентрация, a^* – медианный радиус распределения)

$$g(a) = \frac{N}{\sqrt{2\pi}\gamma a} \exp\left\{-\frac{\ln^2(a/a^*)}{2\gamma^2}\right\}. \quad (8)$$

Таблица 1

Параметры модели	Значения параметров				
σ , км ⁻¹	0,078	0,195	0,39	0,78	1,95
L , км	50	20	10	5	2
r , %	45	67	78	88	95
a^* , мкм	0,13	0,21	0,27	0,34	0,40
a_d^* , мкм	0,117	0,17	0,20	0,225	0,225
γ	0,7	0,7	0,7	0,7	0,45
N , см ⁻³	16500	10200	9100	8800	3200
n	1,45	1,42	1,4	1,38	1,36
$V \cdot 10^{12}$	18	44	40	165	350
$V_d \cdot 10^{12}$	13	23	33	48	62

Анализ показал, что в большинстве случаев можно ограничиться расчетами с фиксированным значением γ . Нами было выбрано $\gamma = 0,7$. Кроме того, оказалось, что целесообразно ограничиться приближением $\kappa = 0$, поскольку метод не позволил надежно выявить роль аэрозольного поглощения.

Непрерывные круглосуточные измерения компонент матрицы рассеяния света и их зависимостей от относительной влажности воздуха в Абастумани позволили получить средний суточный ход микрофизических характеристик аэрозоля и его сухой основы. На рис. 2 показан средний суточный ход коэффициента преломления n , безразмерного медианного радиуса r , распределения объемов по размерам и концентрации частиц субмикронной фракции аэрозоля N . Отчетливо выявляются обводнение и рост размеров частиц субмикронного диапазона в ночное время суток и более сложные процессы трансформации аэрозоля в дневных условиях.

Как следует из рис. 3, в микродисперсном диапазоне наблюдаются утренние всплески концентрации частиц, послеполуденный максимум, коррелирующий с максимумом коэффициента рассеяния σ (см. рис. 2), и менее глубокий вечерний минимум. Суточная модуляция концентрации частиц грубодисперсного диапазона размеров (кривая 3) в Абастумани была выражена слабо. В целом прямые измерения микроструктуры и оптических характеристик аэрозоля дают достаточно полную картину внутрисуточной трансформации аэрозоля.

Несмотря на серьезное «огрубление» задачи, использование одномодального приближения позволяет выявить и другие существенные закономерности изменчивости микрофизических параметров аэрозоля. Примером здесь может служить однопараметрическая микрофизическая модель приземного аэрозоля [41, 42], согласующаяся с однопараметрической статистической моделью угловых зависимостей компонент матрицы рассеяния света. В микрофизической модели, так же как и в статистической, входным параметром является коэффициент рассеяния σ или метеорологическая дальность видимости L . Микрофизическая модель позволяет восстанавливать не только фактор заполнения V_w , концентрацию частиц N , медианный радиус распределения a_w^* и коэффициент преломления n_w вещества частиц натурального аэрозоля, но и параметры сухой основы аэрозоля V_d и a_d^* . Наряду с a_w^* и a_d^* будем пользоваться также параметрами a_w^v и a_d^v для распределения объемов по размерам $v(a) = 4\pi a^3 g(a)/3$ (табл. 1). Для вычисления основных микрофизических параметров можно воспользоваться простыми аппроксимационными формулами для V_w , a_w^v и n_w :

$$V_w \cdot 10^{12} = 220 \sigma - 22 \sigma^2 \quad (9)$$

$$a_w^v = 0,41 - 0,2 \lg L, \quad (10)$$

$$n_w = 1,36 + [\lg(0,5 L)]^{2,1}, \quad (11)$$

а также для отношения

$$\frac{V_d}{V_w} = 0,71 - 0,46y - 0,05y^2, \quad (12)$$

где $y = \lg(50 L^{-1})$.

В табл. 1 приведены также условные средние значения относительной влажности воздуха r .

Существенно то, что в диапазоне изменения L примерно от 5 до 20 км концентрация частиц N изменяется слабо ($N \approx 10^4 \text{ см}^{-3}$). В этом случае повышение мутности атмосферы обусловлено процессами накопления массы сухой основы частиц аэрозоля и обводнением частиц. Заметное отклонение N для $L = 50$ км, по-видимому, объясняется тем, что при больших дальностях видимости однопараметрическая модель недостаточна для описания микроструктуры аэрозоля.

В Абастумани изменчивость матриц рассеяния света может быть охарактеризована с помощью аналогичной микрофизической модели (см. рис. 1). Однако средняя концентрация частиц N для летнего сезона Абастумани оказалась в 2,5 раза меньше ($\approx 4 \cdot 10^3 \text{ см}^{-3}$). Кроме того, нами были получены однопараметрические микрофизические модели, согласующиеся со статистическими моделями угловых зависимостей компонент матрицы рассеяния, построенными по данным измерений летом 1977 г. в г. Москве и зимой 1976/77 гг. в Подмоскowie [43]. На рис. 4 показаны соответствующие зависимости параметра ρ^* от метеорологической дальности видимости L . Видно, что в общем случае зависимости $\rho^*(L)$ являются нелинейными. При больших L намечается переход от режима $N = \text{const}$ к режиму $\rho^* = \text{const}$, когда мутность атмосферы определяется главным образом вариациями концентрации частиц.

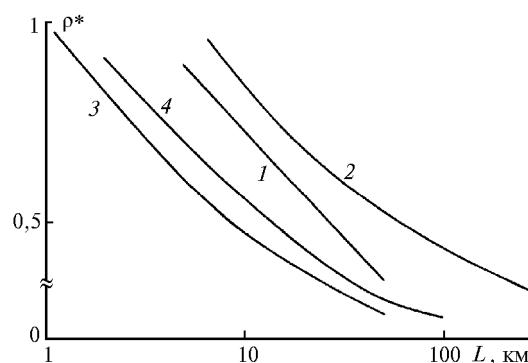


Рис. 4. Зависимости безразмерного радиуса распределения частиц по размерам от метеорологической дальности видимости для осеннего сезона в Подмоскowie (1), летнего сезона в Абастумани (2), зимнего сезона в Подмоскowie (3) и летнего сезона в г. Москве (4)

Статистический анализ спектральных зависимостей коэффициента рассеяния [44], полученных в эксперименте ОДАЭС-87, показал, что для прибрежных дымок эффективная концентрация частиц $N \approx 2,5 \cdot 10^4 \text{ см}^{-3}$, что может

быть обусловлено высокой скоростью образования частиц аэрозоля (нуклеацией) в прибрежной зоне.

Зависимости $\rho^*(L)$ вместе с характерной концентрацией частиц N дают представление об основных особенностях изменчивости оптических и микрофизических параметров субмикронного аэрозоля.

Построенные нами модели могут использоваться не только для микрофизической экстраполяции оптических характеристик, но и для анализа закономерностей трансформации тонкодисперсного аэрозоля.

Применение метода обратной задачи к анализу угловых зависимостей индикатрисы рассеяния и степени линейной поляризации для прибрежного аэрозоля [45] привело к результатам, которые удовлетворительно согласуются с нашими результатами.

Однопараметрическая микрофизическая модель не претендует на полное и точное восстановление микроструктуры аэрозоля. Так, например, в отдельных случаях туманной дымки и при большой дальности видимости отчетливо проявляется влияние фракций крупнодисперсного аэрозоля. В приземном слое атмосферы грубодисперсный или крупнокапельный аэрозоль может быть выявлен методом спектральной прозрачности [46]. В настоящее время для этой цели используется также метод спектрополяриметрии [47].

Процессы трансформации аэрозоля

Атмосферный аэрозоль непрерывно трансформируется под воздействием разнообразных и разномасштабных процессов. Наибольший интерес до сих пор представляет группа процессов внутриатмосферной трансформации аэрозоля, включая процессы превращения газ – частица и в том числе процесс конденсации водяного пара, а также нуклеацию и коагуляцию. К этой группе можно отнести сложный процесс внутриоблачной трансформации аэрозоля.

Длительную историю имеет задача исследования процесса конденсации (ассимиляции-диссимиляции по Г.В. Розенбергу [48]) водяного пара на частицах аэрозоля. Рядом авторов по данным наблюдений за изменениями коэффициента ε (или метеорологической дальности видимости) и относительной влажностью воздуха r была получена и неоднократно подтверждена эмпирическая зависимость [20, 49]:

$$\varepsilon(r) = \varepsilon_0 (1 - r)^{-\chi_\varepsilon}. \quad (13)$$

Однако далеко не всегда синхронные измерения временных зависимостей (t – время) $\varepsilon(t)$ и $r(t)$ приводили к подобной степенной зависимости. Кроме того, наблюдаемые значения параметра χ_ε не всегда оказывались физически допустимыми.

Благодаря созданию проточного поляриметра [50], позволяющего осуществлять регулируемые воздействия на проходящий через прибор воздушный поток, были разработаны методики измерения зависимостей компонент матрицы рассеяния света D_{ik} от относительной влажности воздуха r и измерения компонент матрицы рассеяния света D_{ik}^d для сухой основы частиц аэрозоля или обезвоженной аэрозолю. В частности, по данным измерений в Абастумани были получены эмпирическая зависимость для коэффициента направленного светорассеяния [29]:

$$D_{11}(\varphi; r) = D_{11}^d(\varphi) (1 - r)^{-\chi(\varphi)}, \quad (14)$$

где $\chi(\varphi)$ – эмпирическая функция.

Решение обратной задачи светорассеяния для $D_{11}(\varphi; r)$ в одномодальном приближении показало, что в широкой области изменения относительной влажности воздуха конкретные реализации зависимости $a^*(r)$ удовлетворительно описываются формулой типа Кастена–Хенела

$$a^*(r) = a_0 (1 - r)^{-\chi_a}. \quad (15)$$

В приближении аддитивности коэффициента преломления для частиц внутренне перемешанного аэрозоля легко получается и зависимость от r действительной части коэффициента преломления n [20] (см. рис. 2).

Анализ закономерностей суточного хода оптических и микрофизических характеристик натурального аэрозоля и его сухой основы показал, что изменчивость микрофизических характеристик аэрозоля определяется не только процессами конденсации водяного пара, но и эволюцией сухой основы частиц аэрозоля. По скорости изменения эффективного размера сухой основы частиц аэрозоля была получена оценка [43] эффективности процессов газ – частица (примерно 5 нм/ч). Наиболее отчетливо роль процессов превращения газ – частица при формировании субмикронного аэрозоля выявляется с помощью однопараметрической микрофизической модели (см. табл. 1). Одновременно обнаруживается важная закономерность ускорения роста массы сухой основы частиц с увеличением относительной влажности воздуха.

Данные прямых измерений микроструктуры в отдельных случаях удается использовать для оценки скорости роста частиц за счет процессов превращения газ – частица в диапазоне размеров примерно от 3 до 30 нм, которые в настоящее время часто называют ультрадисперсными частицами (ultrafine). Так, по данным [45] скорость роста частиц в этой области размеров может достигать 10 нм/ч. Анализ данных круглосуточных измерений [52] микроструктуры аэрозоля показал, что для Западной Сибири дневная скорость роста равна примерно 2 нм/ч.

Основная трудность получения оценок скоростей роста размеров частиц и скоростей их удаления [25, 30, 43] связана с отсутствием информации о времени жизни аэрозоля в приземном слое атмосферы или скорости обмена воздухом между приземным и пограничным слоями атмосферы.

К числу недостаточно изученных относится процесс выноса аэрозоля с подстилающей поверхности. Этот процесс целесообразно рассматривать как поэтапный, начиная с поступления аэрозоля в тонкий приповерхностный слой, откуда осуществляется перенос аэрозоля в приземный слой атмосферы, а затем из приземного в пограничный слой атмосферы. Таким образом, процесс выноса аэрозоля тесно связан с режимом турбулентности в приземном слое атмосферы и режимом пограничного слоя атмосферы.

Новые данные были получены при исследовании выноса аэрозоля с опустыненных территорий в Калмыкии и Приаралье. В [53] было показано, что вынос аэрозоля часто осуществляется под воздействием порывов ветра (см. также [35]) длительностью порядка 100 с. На рис. 5 приведены данные синхронных измерений флуктуирующей счетной концентрации частиц аэрозоля с размерами частиц примерно 0,3 мкм (измерения К.А. Шукурова) и продольной компоненты скорости ветра (результаты измерений Б.М. Копрова). На этом рисунке отчетливо видны всплески концентрации

аэрозоля с крутыми фронтами, что свидетельствует о нелинейной природе эффекта. Дальнейшие исследования показали, что некоторые всплески аэрозоля над пустынной территорией связаны не с порывами ветра, а с областями повышенной температуры воздуха, или с «термиками».

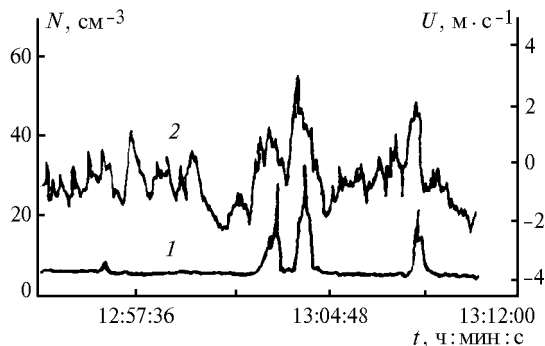


Рис. 5. Результаты синхронных измерений концентрации частиц аэрозоля N (1) и пульсаций скорости ветра U (2) 20.09.98 в Приаралье

Кинетика тонкодисперсного аэрозоля

Тонкодисперсный («вторичный») аэрозоль возникает и формируется непосредственно в атмосфере. Согласно Г.В. Розенбергу [54, 55] к тонкодисперсному аэрозолю следует относить микродисперсную и субмикронную фракции (ядерную и аккумулятивную моды по К. Витби [56]).

Нуклеация, или образование новых частиц аэрозоля размером около 1 нм, изучена далеко не в полной мере. Достаточно надежно выявлен механизм бинарной нуклеации паров воды и серной кислоты [51]. В то же время известно, что существенную роль в этом процессе играют и другие газовые компоненты атмосферы. В настоящее время есть достаточно серьезные основания считать, что процесс нуклеации интенсифицируется [57] при наличии заметного количества аммиака. Однако в ряде работ выявлена важная роль четвертого агента (или других агентов), в качестве которого могут выступать органические соединения [57]. Выдвигаются гипотезы о том, что некоторые органические соединения (например, определенные бикарбоновые кислоты) способны инициировать процесс нуклеации без энергетического барьера. В некоторых условиях скорость нуклеации может достигать значений сотни тысяч $\text{см}^{-3} \cdot \text{с}^{-1}$ [57].

Следует подчеркнуть, что для эволюции тонкодисперсного аэрозоля принципиальное значение имеют неоднородность и нестационарность процесса нуклеации. Показано, что над океаном благоприятные условия для нуклеации часто реализуются в свободной тропосфере [58]. По ряду причин этот процесс не может все время идти с одной и той же скоростью. По-видимому, для атмосферы более естественны всплески нуклеации [59].

Появившиеся в атмосфере частицы вовлекаются в процессы переноса и перемешивания, удаляются из атмосферы, а также участвуют в процессах внутриатмосферной трансформации. Эволюция микроструктуры тонкодисперсного аэрозоля описывается кинетическим уравнением для функции распределения частиц по размерам $g(a)$ [60]:

$$\frac{dg(a)}{dt} = \left[\frac{\partial g(a)}{\partial t} \right]_{\text{mix}} + \left[\frac{\partial g(a)}{\partial t} \right]_{\text{cg}} + \left[\frac{\partial g(a)}{\partial t} \right]_{\text{gpc}} + \left[\frac{\partial g(a)}{\partial t} \right]_{\text{rem}} + B_g(a), \quad (16)$$

в котором явно учтены процессы превращения газ – частица (gpc), коагуляции (cg), перемешивания (mix) и удаления частиц из атмосферы (rem). Слагаемое $B_g(a)$ характеризует поступление частиц в атмосферу как за счет нуклеации, так и за счет выноса частиц с подстилающей поверхности.

Принципиальное значение имеет практическая невозможность в настоящее время детально и полно описать совокупность уравнений химической кинетики газовых компонентов атмосферы, связанной с образованием в ней всех основных аэрозолеобразующих соединений. Поэтому сейчас в большинстве случаев можно ограничиться полуэмпирической теорией кинетики тонкодисперсного аэрозоля.

Разнообразие возможных процессов превращения газ – частица [60] требует постановки вопроса о механизме роста размеров частиц или о законе роста, реализующемся в конкретных условиях и определенных диапазонах размеров. Существенно также то, что кинетика воднорастворимого аэрозоля в условиях влажной атмосферы может существенно отличаться от кинетики обезвоженного аэрозоля [61].

Согласно Фридлендеру [60] в простейших случаях законы роста частиц имеют вид

$$\frac{dv}{dt} = A_\alpha a^\alpha, \quad (17)$$

где a и v – радиус и объем частицы. В аналогичных случаях скорость роста частиц в условиях влажной атмосферы может быть описана с помощью соотношений

$$\frac{dv_w}{dt} = A_\alpha \xi_v(r) a_w^\alpha, \quad (18)$$

где a_w и v_w – радиус и объем частицы жидкокапельного аэрозоля, а эмпирическая функция $\xi_v(r) = (1-r)^{-\lambda_v} = (1-r)^{-3\lambda_a}$.

При малых концентрациях частиц, когда можно пренебречь процессом коагуляции, эволюция формы распределения частиц по размерам для субмикронной фракции аэрозоля определяется законом роста. Если рост частиц определяется процессом конденсации паров аэрозолеобразующих соединений ($\alpha = 1$ или 2 в зависимости от размеров частиц) на частицах аэрозоля, то относительная ширина распределения уменьшается. В том случае, когда рост частиц жидкокапельного аэрозоля определяется химическими процессами внутри частицы (механизм объемного роста), форма распределения частиц по размерам сохраняется. Именно это наблюдается в случае однопараметрической микрофизической модели, которая получена на основе данных измерений матрицы рассеяния света [41, 61].

Сопоставление малопараметрических моделей кинетики тонкодисперсного аэрозоля с однопараметрической микрофизической моделью и закономерностями внутрисуточной изменчивости микрофизических параметров аэрозоля позволяет оценить скорость некоторых процессов трансформации аэрозоля помимо приведенных выше оценок скорости процессов превращения газ – частица. В частности, постепенное уменьшение концентрации частиц N от 10200 до 8800 см^{-3} при уменьшении дальности видимости с 20 до 5 км (однопараметрическая модель) можно объяснить вкладом процесса коагуляции в трансформацию субмикронного аэрозоля. Эта гипотеза позволила получить грубую оценку времени жизни субмикронного аэрозоля в приземном слое атмосферы $\tau \approx 1 \text{ ч}$ [61].

Анализ внутрисуточной изменчивости микрофизических параметров тонкодисперсного аэрозоля показал [43],

что скорость удаления субмикронных частиц из приземного слоя атмосферы в ночное время примерно равна $0,04 \text{ ч}^{-1}$ (оценка снизу). Коагуляция существенно ограничивает время жизни мельчайших частиц (кластеров) и частиц микродисперсного диапазона. Для кластеров получена оценка скорости изменения их концентрации за счет их прилипания к более крупным частицам тонкодисперсного аэрозоля [43]: $\frac{1}{N_{\text{кл}}} \frac{dN_{\text{кл}}}{dt} \cong 1,1 \text{ ч}^{-1}$. При этом средняя скорость образования кластеров составляет примерно $5 \text{ см}^{-3} \cdot \text{с}^{-1}$. Удастся также оценить относительную скорость конденсации паров аэрозолеобразующих соединений [43]:

$$B_g \cong 0,1 V_{\text{sb}} (\text{ч}^{-1}),$$

где V_{sb} – фактор заполнения для субмикронного аэрозоля.

Для точного описания кинетики аэрозоля необходимо знать зависимости некоторых характеристик аэрозоля от размеров частиц, в частности, зависимость для параметра конденсационной активности χ_a . Выполненные нами ранее прямые измерения выявили разнообразие реализующихся в атмосфере зависимостей $\chi_a(a)$ [62]. В [47] по данным спектрополяриметрических измерений получены усредненные по ансамблю зависимости $\chi_a(a)$. Оказалось, что средние зависимости $\chi_a(a)$ для широкого диапазона изменения дальности видимости имеют отчетливо выраженный максимум вблизи $a = 0,3 \div 0,4 \text{ мкм}$. Ранее зависимость $\chi_a(a)$ с максимумом в этом диапазоне размеров была обнаружена по данным микроструктурных измерений [63]. Этот результат свидетельствует о сложности процесса формирования микроструктуры аэрозоля в субмикронном диапазоне размеров.

Предположим, что рост сухой основы частиц определяется процессами конденсации паров аэрозолеобразующих соединений. Нетрудно показать, что скорость роста частиц в широком диапазоне размеров может быть задана соотношением

$$\frac{da_w}{dt} = \frac{A^* \xi(r)}{a + a^*}, \quad (19)$$

где a^* – так называемый свободномолекулярный параметр.

Если в атмосфере одновременно присутствуют два типа аэрозолеобразующих соединений, причем для одного из них имеет место эффект Кельвина [60], то приближенно скорость роста частиц в этом случае равна

$$\frac{da_w}{dt} \cong \frac{A_1^* \xi_1(r)}{a_w + a_1^*} + \frac{A_2^* \xi_2(r)}{a_w + a_2^*} \frac{a - a_0}{a}, \quad (20)$$

где a_1^* и a_2^* – свободномолекулярные параметры для различных типов аэрозолеобразующих соединений, различающихся длиной свободного пробега молекул в воздухе, и a_0 – параметр, определяемый эффектом Кельвина для аэрозолеобразующего соединения второго типа. Второе слагаемое в формуле (20) имеет максимум при некотором значении радиуса частицы, превышающем a_0 .

В процессе образования и роста частиц микродисперсного аэрозоля существенную роль играют органические соединения [51], которые, как известно, отличаются сравнительно небольшими значениями параметра конденсационной активности. При переходе в субмикронный диапазон существенную роль начинает играть второе аэрозолеобразующее соединение (типа сернистого аммония),

которое обеспечивает приток на частицу вещества с высокой конденсационной активностью и формируется субмикронный аэрозоль с зависящим от размера частиц параметром конденсационной активности. В области значений $a \geq 0,5 \text{ мкм}$ наблюдаемое уменьшение параметра конденсационной активности может быть частично обусловлено присутствием в атмосферном воздухе частиц плохо растворимого минерального аэрозоля.

При малых дальностях видимости на трансформацию микроструктуры аэрозоля существенно влияет процесс коагуляции [64, 65].

В целом можно утверждать, что атмосферная дымка является кинетически неравновесной и только в определенных ситуациях для ограниченных периодов времени ее можно считать кинетически равновесной. Но и в том и в другом случае мы приходим к отказу от концепции термодинамически равновесной дымки – концепции, которая сыграла важную роль в развитии физики атмосферного аэрозоля.

Отметим, что в настоящее время в кинетике атмосферного аэрозоля появляются интересные идеи, например, теория конденсационного роста частиц при не полностью растворимом солевом зародыше [66] или гипотеза образования жидкокапельных частиц с оболочкой («инвертированных мицелл») [67]. Заслуживает внимания и гипотеза о возможности реализации в природе «режима полного поглощения» при конденсации органических соединений на частицах аэрозоля [68].

Аэрозоль в пограничном слое атмосферы

При интерпретации временной изменчивости микрофизических характеристик приземного аэрозоля возникают серьезные затруднения, поскольку кинетика аэрозоля в приземном слое атмосферы неразрывно связана с динамикой и кинетикой аэрозоля в тропосфере и, прежде всего, в атмосферном пограничном слое, в котором обычно содержится и трансформируется большая часть тропосферного аэрозоля. Заметные успехи достигнуты в последние годы в исследовании трансформации тонкодисперсного аэрозоля в пограничном слое атмосферы над океаном [69] и в прибрежных районах [70]. Однако кинетика и динамика тропосферного аэрозоля над континентом во многих отношениях изучены явно недостаточно.

Давно ставшая классической задача изучения закономерностей вертикального распределения аэрозоля в тропосфере далеко не исчерпана. Среди ранее полученных результатов отметим слабую зависимость спектрального хода коэффициента рассеяния от высоты в пограничном слое атмосферы [43] согласно данным нашего анализа самолетных нефелометрических измерений [71]. Систематическое самолетное зондирование атмосферы сотрудниками Института оптики атмосферы позволило выявить закономерности вертикального распределения коэффициента рассеяния [72] и установить некоторые закономерности формирования вертикальной структуры субмикронного аэрозоля.

Более детальные сведения о суточной динамике аэрозоля в пограничном слое атмосферы получены в г. Томске методом лидарного зондирования с земной поверхности [73]. В нижней части пограничного слоя атмосферы вертикальная структура аэрозоля может также изучаться с помощью аппаратуры, установленной на высотных мачтах. На рис. 6 показан пример суточного хода счетной концентрации частиц аэрозоля радиусом больше $0,2 \text{ мкм}$ по данным измерений на Останкинской телебашне [74].

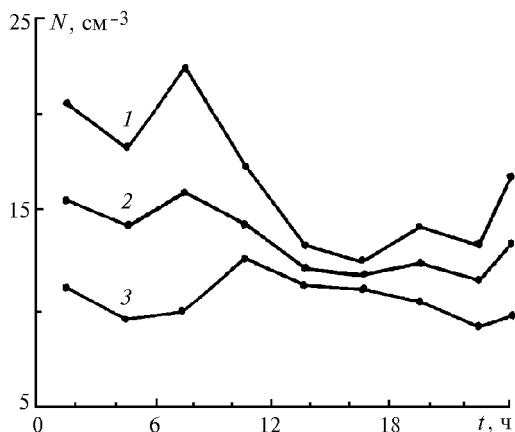


Рис. 6. Суточный ход счетной концентрации частиц радиусом более 0,2 мкм по данным измерений в г. Москве (апрель 1987 г.) на высоте 47 (1), 138 (2) и 350 м (3)

В настоящее время появились примеры успешного применения зондирования высотного распределения аэрозоля путем измерения спектральных индикатрис яркости неба с борта самолета [75]. Этот подход является весьма перспективным, поскольку позволяет восстанавливать высотный профиль распределения частиц по размерам. Для всей толщи наиболее эффективным является метод диагностики микроструктуры аэрозоля по данным синхронных измерений прозрачности атмосферы и индикатрисы яркости неба в области солнечного ореола в достаточно широкой области спектра [76]. Отметим, что эффективность метода солнечного ореола была успешно продемонстрирована при исследовании микроструктуры пыльной мглы сотрудниками Института физики атмосферы и Института оптики атмосферы [77]. При интерпретации результатов оптического зондирования аэрозольной атмосферы большое значение имеет удачный выбор способа параметризации микроструктуры. На наш взгляд, удачным примером может служить трехфракционная модель, использованная в [76].

Для понимания эволюции аэрозоля в пограничном слое атмосферы необходимо изучать и контролировать режимы формирования пространственного распределения аэрозоля. При решении данной задачи возникают серьезные трудности, связанные с недостаточной изученностью «метеорологических режимов» пограничного слоя атмосферы, особенно в конвективных условиях [78, 79].

Задача диагностики режимов формирования аэрозольного пограничного слоя атмосферы была поставлена нами в начале 90-х гг. В 1991 г. методом лидарного зондирования с борта корабля в Атлантическом океане были выявлены различные режимы аэрозольного пограничного слоя [80]. В частности, были обнаружены волны большой амплитуды на границе инверсии в пограничном слое атмосферы, что свидетельствует о неизбежной «неопределенности» в суточном ходе высотного распределения аэрозоля.

Принципиально важные результаты в исследовании режимов формирования пространственного распределения аэрозоля в пограничном слое атмосферы были получены методом самолетного лидарного зондирования. В летние сезоны 1996 и 1997 гг. во время полетов над Калмыкией [53, 81] были выявлены характерные структуры распределения аэрозоля в пограничном слое атмосферы, которые свидетельствовали о существовании определенных режимов конвективного пограничного слоя. В частности, был выявлен режим непроникающей конвекции, для кото-

рого характерно вертикальное расположение границ между восходящими и нисходящими конвективными ячейками [82]. Было установлено, что режим непроникающей конвекции может реализоваться как режим квазирегулярной конвекции, когда восходящие и нисходящие ячейки образуют квазипериодическую структуру с периодом около 10 км, и как режим нерегулярной конвекции, при котором диаметры ячеек хаотически варьируют в пределах примерно от 1 до 5 км [81]. Существенно, что крупномасштабная структура конвективного пограничного слоя отчетливо проявляется во временной изменчивости характеристик турбулентности приземного слоя атмосферы [53]. Наряду с непроникающей конвекцией бенаровского масштаба были обнаружены ситуации, для которых наиболее подходящей является хорошо известная модель термиковой конвекции [83].

Важно отметить, что конвекция обеспечивает сравнительно быстрое перемешивание примесей в пограничном слое атмосферы. Однако процесс перемешивания проходит не везде одинаково. Поэтому при построении моделей кинетики и динамики аэрозоля в пограничном слое атмосферы целесообразно опираться на модели с высоким пространственным разрешением, в том числе и по горизонтали [84].

Радиационные эффекты трансформирующегося аэрозоля

Кинетику атмосферного аэрозоля необходимо учитывать при решении задач теории климата и атмосферной экологии. Значимость эффектов трансформации аэрозоля целесообразно проиллюстрировать на примере анализа влияния процесса трансформации антропогенного аэрозоля на радиационный режим атмосферы.

При исследовании радиационных процессов микроструктуру атмосферного аэрозоля уже нельзя описывать единственной функцией распределения частиц по размерам $g(a)$. Поэтому в [85] была предложена микрофизическая модель антропогенного аэрозоля в пограничном слое атмосферы, в которой заданы фиксированные распределения частиц по размерам $g_i(a)$ ($i = 1, 2, 3$) сажевого, пылевого и воднорастворимого аэрозоля. Ясно, что указанная модель геофизически слабо обоснована и прежде всего потому, что она полностью игнорирует процессы трансформации аэрозоля, которые могут быть описаны системой кинетических уравнений

$$\frac{dg_i(a)}{dt} = \sum_k \left[\frac{\partial g_i(a)}{\partial t} \right]_k, \quad (21)$$

где индекс i — номер функции распределения для i -й компоненты аэрозоля, а индекс k — номер учитываемого процесса трансформации аэрозоля.

Скорость коагуляционной трансформации $g_i(a)$ можно представить в виде суммы двух слагаемых

$$\left[\frac{\partial g_i(a)}{\partial t} \right]_{cg} = \left[\frac{\partial g_i(a)}{\partial t} \right]_{cg}^{ii} + \left[\frac{\partial g_i(a)}{\partial t} \right]_{cg}^{ij}, \quad (22)$$

ответственных за внутрикомпонентную и межкомпонентную коагуляцию.

Таким образом, в атмосфере вместо внешней смеси сажевых, пылевых и воднорастворимых частиц сформируются компоненты сажеводнорастворимого, сажепылевого и сажепылеводнорастворимого аэрозоля. Отсюда вытекает необходимость контроля за физико-химическим со-

ставом смешанных частиц с учетом процессов превращения газ – частица.

Таблица 2

Радиационные эффекты трансформирующегося аэрозоля

Параметр	Значения		
M_s , мкг/м ³	1,0	0,1	0,01
N_s , см ⁻³	10 ⁶	10 ⁵	10 ⁴
α_s , км ⁻¹	$1,1 \cdot 10^{-2}$	$1,1 \cdot 10^{-3}$	$1,1 \cdot 10^{-4}$
δ_1	0,515	0,096	0,011
δ_2	0,150	0,017	0,002
ϵ , км	2,40	1,49	1,39
Λ	0,52	0,85	0,98
ΔF_1	0,75	0,30	0,05
ΔF_2	0,14	0,47	0,62

Для иллюстрации эффектов удобно ограничиться частным случаем сажеводнорастворимого аэрозоля [86]. Для режима быстрого перемешивания в пограничном слое атмосферы можно воспользоваться монорезервуарным приближением. Предположим, что в атмосферу поступают сажевые частицы с эффективным радиусом $a_s = 0,005$ мкм. В качестве входного параметра, характеризующего сажевую компоненту аэрозоля, выберем стационарную счетную концентрацию N_s или массовую концентрацию M_s . Соответствующие выбранным величинам a_s и N_s значения коэффициента поглощения α_s для видимой области спектра приведены в табл. 2. Воднорастворимый аэрозоль будем моделировать суммой двух фракций частиц субмикронного диапазона. Первая из этих двух фракций формируется благодаря поступлению в атмосферу воднорастворимых частиц с радиусом сухой основы $a_0 = 0,05$ мкм, а вторая за счет роста частиц, обусловленного, главным образом, процессами превращения газ – частица. В частности, был рассмотрен конкретный случай, когда эффективный размер частиц первой фракции увеличился на 40%, а стационарные счетные концентрации частиц первой и второй фракции оказались равными $9,15 \cdot 10^3$ и $0,85 \cdot 10^3$ см⁻³. Благодаря процессу коагуляции воднорастворимые частицы превратились в сажеводнорастворимые. Были рассчитаны объемные доли сажи в смешанных частицах (см. табл. 2). Затем для этой модели в приближении однородных сферических частиц для субмикронного аэрозоля были рассчитаны коэффициент ослабления ϵ и вероятность выживания кванта Λ . В частности, оказалось, что коэффициент поглощения сажеводнорастворимой фракции намного превышает коэффициент поглощения сажевой фракции. Следует отметить, что вариации параметров модели в допустимых пределах не отвергают главный вывод о том, что учет процессов трансформации аэрозоля в пограничном слое атмосферы приводит к радикальному изменению его физико-химического состава и радиационных характеристик. С помощью модели переноса в атмосфере коротковолновой солнечной радиации [87] были рассчитаны притоки солнечной радиации к аэрозольному слою ΔF_1 и к подстилающей поверхности ΔF_2 . Отметим, что данный расчет проводился для зенитного угла Солнца 30° и альбедо подстилающей поверхности 0,2.

Для обеспечения радиационных моделей аэрозоля необходимы комплексные аэрозольные эксперименты с определенным составом аппаратуры. Наряду с коэффициентами рассеяния и поглощения света необходимо измерять средний косинус индикатрисы и параметр конденсацион-

ной активности аэрозоля. Для экстраполяции оптических параметров аэрозоля по спектру необходимо контролировать параметр Ангстрема, а также параметр, характеризующий спектральный ход коэффициента поглощения. Вклад грубодисперсной фракции аэрозоля можно оценить по данным измерений микроструктуры аэрозоля. Среди уже накопленных экспериментальных данных можно выделить результаты измерений А.С. Емиленко и В.М. Копейкиным массовой концентрации сажевого аэрозоля в Москве, в Пекине и в других пунктах [88]. Согласно этим данным среднее значение вероятности выживания кванта для Москвы равно 0,83, а для Пекина – 0,78. Минимальное измеренное значение Λ в Пекине оказалось равным 0,63. Из этих данных следует, что рассмотренная нами в качестве примера кинетическая модель позволяет достаточно надежно оценивать эффекты трансформирующегося аэрозоля для урбанизированных регионов.

Заключение

В статье сформулированы основные итоги исследований в области оптики и физики атмосферного аэрозоля, выполненных в Институте физики атмосферы. Прослежена генетическая связь современных исследований кинетики тонкодисперсного аэрозоля с исследованиями оптических и микрофизических характеристик атмосферного аэрозоля.

Изучены вариации угловых зависимостей компонент матрицы рассеяния света, включая коэффициент направленного светорассеяния в диапазоне углов от 0,5 до 178°. Показано, что закономерное изменение матрицы рассеяния света атмосферной дымкой с ростом замутненности воздуха описывается с помощью однопараметрической статистической модели. Выявлены закономерности суточного хода оптических характеристик аэрозоля в приземном слое атмосферы.

Показано, что в условиях влажной дымки оптические характеристики аэрозоля в видимой области спектра определяются, главным образом, его субмикронной фракцией. Разработана однопараметрическая модель приземного аэрозоля, согласующаяся с статистической моделью матрицы рассеяния света. Микрофизическая модель отражает ведущую тенденцию изменчивости микрофизических параметров субмикронной фракции натурального аэрозоля и его сухой основы с ростом замутненности. При сопоставлении микрофизических моделей для различных сезонов и регионов обнаружено, что основное различие между ними связано с изменчивостью средней концентрации субмикронного аэрозоля. С помощью метода обратной задачи светорассеяния по данным измерений оптических характеристик установлены закономерности внутрисуточной трансформации микрофизических параметров субмикронной фракции аэрозоля.

Проанализирована роль основных процессов трансформации в формировании субмикронного аэрозоля. Показано, что вариации коэффициента рассеяния, угловых зависимостей коэффициента направленного светорассеяния, размера и объема частиц аэрозоля, а также коэффициента преломления вещества частиц аэрозоля при изменении относительной влажности воздуха удовлетворительно аппроксимируются соотношениями типа Кастена–Хенела. Получены оптические характеристики (в том числе угловые зависимости компонент матрицы рассеяния света) и микрофизические параметры для сухой основы аэрозоля. Анализ статистических закономерностей изменчивости параметров натурального аэрозоля, а также его сухой ос-

новы и закономерностей суточного хода этих параметров показал, что наряду с процессом конденсации водяного пара существенную роль в формировании субмикронного аэрозоля играют процессы превращения газ – частица или процессы конденсации паров аэрозолеобразующих соединений. Получены оценки скорости накопления массы вещества сухой основы частиц.

С помощью малопараметрических моделей кинетики тонкодисперсного аэрозоля определены скорости удаления частиц из приземного слоя атмосферы, скорости генерации и удаления кластеров, а также другие кинетические параметры. Установлено, что в условиях влажной дымки (осенний сезон, ночные часы) трансформация субмикронного аэрозоля определяется механизмом объемного роста, для которого характерна неизменность формы распределения частиц по размерам. Обнаруженную недавно немонотонную зависимость параметра конденсационной активности от размеров частиц в субмикронном диапазоне можно объяснить тем, что наряду с процессом конденсации в широком диапазоне размеров частиц аэрозолеобразующих соединений с относительно низкой растворимостью в воде происходит конденсация аэрозолеобразующих соединений с высокой растворимостью в воде на частицах с размерами, превышающими некоторый пороговый размер, определяемый эффектом Кельвина.

К числу недостаточно изученных относится процесс выноса аридного аэрозоля с подстилающей поверхности. Нами выявлены режимы выноса аэрозоля в форме вихрей, связанных с порывами ветра и зонами повышенной температуры воздуха в приземном слое атмосферы.

Кинетика и динамика аэрозоля в приземном и пограничном слоях атмосферы в значительной степени определяются режимом пограничного слоя атмосферы. Благодаря использованию самолетного лидарно-нефелометрического зондирования, нами были выявлены различные режимы конвективного пограничного слоя атмосферы, включая режимы квазирегулярной и нерегулярной непроникающей конвекции бенаровского масштаба.

Процессы трансформации аэрозоля могут приводить к радикальному изменению микроструктуры и физико-химического состава аэрозоля. В частности, радиационные характеристики трансформирующегося в пограничном слое атмосферы многокомпонентного антропогенного аэрозоля радикально отличаются от радиационных характеристик нетрансформирующегося аэрозоля. Результаты прямых измерений вероятности выживания кванта на урбанизированных территориях свидетельствуют о реалистичности моделей трансформации многокомпонентного аэрозоля. При повышенной аэрозольной нагрузке пограничного слоя городской атмосферы наблюдаются значительные изменения радиационного режима атмосферы и подстилающей поверхности.

Таким образом, в настоящее время созданы предпосылки к тому, чтобы выявить основные закономерности эволюции микроструктуры и физико-химического состава частиц тонкодисперсного тропосферного аэрозоля над континентом на основе развития кинетики и динамики многокомпонентного аэрозоля.

1. Розенберг Г.В. Сумерки. М.: Физматгиз, 1963. 362 с.
2. Розенберг Г.В. Аннотированная библиография научных трудов. М.: Издание ИФА РАН, 1974. 80 с.
3. Зуев В.Е. Распространение видимых и инфракрасных волн в атмосфере. М.: Сов. радио, 1970. 496 с.

4. Зуев В.Е., Кабанов М.В. Оптика атмосферного аэрозоля. Л.: Гидрометеиздат, 1987. 254 с.
5. Foitzik L., Zschaecck K.H. // Zeitschrift für Meteorologie. 1953. В. 7. Н. 1. С. 1–17.
6. Бартенева О.Д. // Изв. АН СССР. Сер. геофиз. 1960. N 12. С. 1852–1865.
7. Bullrich K. // Advances in Geophysics. V. 10. New York: Academic Press, 1964. P. 121–161.
8. Горопова Т.П. // Изв. Астрофиз. ин-та Каз. ССР. 1960. Т. 9. С. 108–112.
9. Розенберг Г.В., Михайлин И.М. // Доклады АН СССР. 1958. Т. 122. N 1. С. 62–64.
10. Knestrick C.L., Cosden J.H., Curcio J.A. // JOSA. 1962. V. 52. N 9. P. 1010–1016.
11. Филиппов В.А., Мирумянц С.О. // Изв. АН СССР. Сер. ФАО. 1971. Т. 7. N 7. С. 818–819.
12. Малкевич М.С., Георгиевский Ю.С., Чавро А.И., Шукуров А.Х. // Изв. АН СССР. Сер. ФАО. 1978. Т. 14. N 3. С. 272–284.
13. Георгиевский Ю.С. // Изв. АН СССР. Сер. ФАО. 1968. Т. 5. N 4. С. 388–394.
14. Любовцева Ю.С., Розенберг Г.В. // Изв. АН СССР. Сер. ФАО. 1966. Т. 1. N 3. С. 248–262.
15. Горчаков Г.И. // Изв. АН СССР. Сер. ФАО. 1966. Т. 2. N 6. С. 595–605.
16. Розенберг Г.В. // УФН. 1968. Т. 95. Вып. 4. С. 569–608.
17. Горчаков Г.И. // Изв. АН СССР. Сер. ФАО. 1973. Т. 9. N 2. С. 204–209.
18. Горчаков Г.И. // Изв. АН СССР. Сер. ФАО. 1974. Т. 10. N 12. С. 1317–1322.
19. Филиппов В.А., Макаров А.С., Иванов В.П. // Изв. АН СССР. Сер. ФАО. 1979. Т. 15. N 3. С. 257–265.
20. Hanel G. // Advances in Geophysics. V. 19. New York: Academic Press, 1976. P. 78–188.
21. Горчаков Г.И., Исаков А.А. // Изв. АН СССР. Сер. ФАО. 1974. Т. 10. N 5. С. 504–511.
22. Горчаков Г.И., Исаков А.А. // Изв. АН СССР. Сер. ФАО. 1973. Т. 9. N 11. С. 1201–1204.
23. Горчаков Г.И., Емиленко А.С., Исаков А.А., Свириденков М.А. // Изв. АН СССР. Сер. ФАО. 1976. Т. 12. N 10. С. 1034–1044.
24. Вахранев А.А., Горчаков Г.И., Ерошкин Г.К. и др. // Изв. АН СССР. Сер. ФАО. 1972. Т. 8. N 12. С. 1253–1260.
25. Горчаков Г.И., Емиленко А.С., Исаков А.А. и др. // Оптика атмосферы и аэрозоль. М.: Наука, 1986. С. 42–64.
26. Горчаков Г.И., Свириденков М.А. // Изв. АН СССР. Сер. ФАО. 1976. Т. 12. N 9. С. 953–962.
27. Горчаков Г.И., Свириденков М.А. // Изв. АН СССР. Сер. ФАО. 1979. Т. 15. N 1. С. 53–58.
28. Кабанов М.В., Панченко М.В., Пхалагов Ю.А. и др. Оптические свойства прибрежных атмосферных дымок. Новосибирск: Наука, 1988. 201 с.
29. Горчаков Г.И., Емиленко А.С., Исаков А.А. и др. // Комплексный советско-американский эксперимент по исследованию фонового аэрозоля. Л.: Гидрометеиздат, 1986. С. 73–79.
30. Горчаков Г.И., Емиленко А.С., Свириденков М.А. и др. // Там же. С. 80–90.
31. Пхалагов Ю.А., Ужегов В.Н. // Оптика атмосферы. 1988. Т. 1. N 6. С. 16–22.
32. Горчаков Г.И., Емиленко А.С., Свириденков М.А., Сидоров В.Н. // Оптика атмосферы и океана. 1998. Т. 11. N 6. С. 613–614.
33. Емиленко А.С., Дьячков А.Ф. // Физика атмосферного аэрозоля: Тез. докл. М.: Диалог-МГУ, 1999. С. 112–113.
34. Сидоров В.Н. // Физика атмосферного аэрозоля: Труды конференции. М.: Диалог-МГУ, 1999. С. 356–367.
35. Горчаков Г.И., Копейкин В.М., Исаков А.А. и др. // Там же. С. 151–159.
36. Дейрменджан Д. Рассеяние электромагнитного излучения сферическими полидисперсными частицами. М.: Мир, 1971. 165 с.
37. Розенберг Г.В. // Изв. АН СССР. Сер. ФАО. 1976. Т. 12. N 11. С. 1159–1168.

38. Зуев В.Е., Наац И.Э. Обратные задачи лазерного зондирования. Новосибирск: Наука, 1982. 195 с.
39. Горчаков Г.И., Лыкоsov Е.А. и др. // Изв. АН СССР. Сер. ФАО. 1976. Т. 12. N 6. С. 612–619.
40. Емиленко А.С., Толстобров В.Г. Рассеяние света полидисперсным золев. М.: Наука, 1981. 212 с.
41. Горчаков Г.И., Емиленко А.С., Свириденков М.А. // Изв. АН СССР. Сер. ФАО. 1981. Т. 17. N 1. С. 39–49.
42. Горчаков Г.И. // Физика атмосферного аэрозоля: Труды конференции. М.: Диалог-МГУ, 1999. С. 139–150.
43. Горчаков Г.И. // Оптика атмосферы и аэрозоль. М.: Наука, 1986. С. 92–101.
44. Свириденков М.А. // Результаты комплексного аэрозольного эксперимента ОДАЖКС-87. Томск: Томский научный центр СО РАН, 1989. С. 77–85.
45. Веретенников В.В., Наац И.Э., Панченко М.В., Фадеев В.Я. // Изв. АН СССР. Сер. ФАО. 1978. Т. 14. N 12. С. 1313–1317.
46. Бадаев В.В., Георгиевский Ю.С., Пирогов С.М. // Изв. АН СССР. Сер. ФАО. 1975. Т. 11. N 5. С. 494–500.
47. Исаков А.А., Бегунов С.А., Головятинский С.А., Тихонов А.В. // Физика атмосферного аэрозоля: Труды конференции. М.: Диалог-МГУ, 1999. С. 191–199.
48. Георгиевский Ю.С., Розенберг Г.В. // Изв. АН СССР. Сер. ФАО. 1975. Т. 9. N 2. С. 126–137.
49. Kasten F. // Tellus. 1969. V. 21. N 5. P. 631–635.
50. Сидоров В.Н. // Изв. АН СССР. Сер. ФАО. 1974. Т. 15. N 7. С. 763–767.
51. Weber R.J. et al. // J. Geophys. Res. 1997. V. 102. N D4. P. 4375–4385.
52. Аршинов М.Ю., Белан Б.Д. // Физика атмосферного аэрозоля: Труды конференции. М.: Диалог-МГУ, 1999. С. 20–28.
53. Горчаков Г.И., Шишков П.О., Копейкин В.М. и др. // Оптика атмосферы и океана. 1998. Т. 11. N 10. С. 1118–1123.
54. Розенберг Г.В. // Изв. АН СССР. Сер. ФАО. 1983. Т. 19. N 1. С. 21–35.
55. Розенберг Г.В. // Изв. АН СССР. Сер. ФАО. 1983. Т. 19. N 3. С. 241–254.
56. Whitty R.T. // Atmos. Environ. 1978. V. 12. N 1–3. P. 135–159.
57. O'Dowd C. et al. // Geophys. Res. Letters. 1999. V. 26. N 12. P. 1707–1710.
58. Capaldo K.P. et al. // J. Geophys. Res. 1999. V. 104. N D3. P. 3483–3500.
59. Lushnikov A.A., Kulmala M. // Physical Review E. 1998. V. 58. P. 3157–3167.
60. Friedlander S.K. Smoke, dust and haze. New York: Wiley-Interscience Publ., 1977. 317 p.
61. Горчаков Г.И., Семутникова Е.Г. // Оптика атмосферы и океана. 1998. Т. 11. N 6. С. 654–658.
62. Горчаков Г.И., Метревели Д.М. Исследование микроструктуры приземного аэрозоля. М., 1983. 46 с. (Препринт/Ин-т физики атмосферы АН СССР).
63. Польшкин В.В., Панченко М.В. // Аэрозоли Сибири: Тезисы докл. Томск: ИОА СО РАН, 1998. С. 91–92.
64. Хайди Г.М. // Химия нижней атмосферы. М.: Мир, 1976. С. 155–222.
65. Рахимов Р.Ф. // Оптика атмосферы и океана. 1990. Т. 3. N 4. С. 339–348.
66. Вульфсон А.Н. // Физика атмосферного аэрозоля: Труды конференции. М.: Диалог-МГУ, 1999. С. 111–126.
67. Ellison B.G., Tuck A.F., Vaida V. // J. Geophys. Res. 1999. V. 104. N D9. P. 11633–11641.
68. Odum J.R. et al. // Environ. Sci. Technol. 1996. V. 30. P. 2580–2585.
69. Gelbard F. et al. // J. Geophys. Res. 1998. V. 103. N D13. P. 16119–16132.
70. Meng Z., Dabdub D., Seinfeld J.H. // J. Geophys. Res. 1998. V. 103. N D3. P. 3419–3435.
71. Duntley S.Q., Johnson R.W., Gordon J.I. Airborne and ground-based measurements of optical atmospheric properties in southern Illinois. Sci. Rep. N 4. AFCRL-TR-74-0298, 1974. 47 p.
72. Панченко М.В., Терпугова С.А. // Оптика атмосферы и океана. 1994. Т. 7. N 8. С. 1033–1044.
73. Балин Ю.С., Ершов А.Д. // Физика атмосферного аэрозоля: Труды конференции. М.: Диалог-МГУ, 1999. С. 52–67.
74. Багунц Г.М. Исследование временной изменчивости и распределения по высоте микроструктуры аэрозоля в нижнем слое атмосферы. М., 1990. 30 с. (Препринт/Ин-т физики атмосферы АН СССР).
75. Francis P.N., Hignett P., Tejlor J.P. // J. Geophys. Res. 1999. V. 104. N D2. P. 2309–2319.
76. Аникин П.П., Свириденков М.А. // Физика атмосферного аэрозоля: Труды конференции. М.: Диалог-МГУ, 1999. С. 20–28.
77. Свириденков М.А. et al. // Atm. Environ. 1993. V. 27A. N 16. P. 2481–2487.
78. Zilitinkevich S., Grachev A., Hunt J.C.R. // Buoyant convection in geophysical flows. Dordrecht: Kluwer Academic Publ., 1998. P. 83–114.
79. Wunngaard J.C. // Ibid. P. 239–252.
80. Горчаков Г.И., Емиленко А.С. // Естественные и антропогенные аэрозоли. СПб.: СПбГУ, 1998. С. 226–230.
81. Горчаков Г.И., Шишков П.О., Копейкин В.М., Емиленко А.С. и др. // Там же. С. 408–413.
82. Sorbjan Z. // J. Atm. Sci. 1996. V. 53. N 1. P. 101–112.
83. Вульфсон Н.И. Исследование конвективных движений в свободной атмосфере. М.: Мир, 1961. 210 с.
84. Луценко С.В., Лебедев В.И., Лыкоsov В.Н. // Физика атмосферного аэрозоля: Труды конференции. М.: Диалог-МГУ, 1999. С. 216–229.
85. A preliminary cloudless standard atmosphere for radiation computation. WCP-112. WMO/TD. N 24, 1986. 60 p.
86. Семутникова Е.Г. // Физика атмосферного аэрозоля: Тезисы докл. М.: Диалог-МГУ, 1999. С. 278.
87. Горчакова И.А. // Изв. РАН. Сер. ФАО. 2000. Т. 36. N 3.
88. Емиленко А.С., Копейкин В.М., Ван Ген Чен // Физика атмосферного аэрозоля: Труды конференции. М.: Диалог-МГУ, 1999. С. 160–169.

G.I. Gorchakov. Optics, microphysic and kinetics of the tropospheric aerosol.

Systematic investigating of the scattering matrix allowed one to study temporal variability of the microphysical characteristic of atmospheric aerosol, to work out optical and microphysical models, to find out the role of the basic transformation processes of the aerosol microstructure and particle composition, and to establish the growth laws of atmospheric haze particles. Examination of formation regimes of the aerosol boundary layer has created prerequisites for tropospheric aerosol evolution understanding. Multicomponent aerosol kinetics analysis made it possible to assess radiative effect of the transforming anthropogenic aerosol.