

УДК 551.510.413:551.508.856

ЛИДАРНЫЕ НАБЛЮДЕНИЯ И МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ СТРУКТУРЫ АЭРОЗОЛЬНЫХ СЛОЕВ В СТРАТОСФЕРЕ И МЕЗОСФЕРЕ НАД КАМЧАТКОЙ

© 2012 г. А. А. Черемисин¹, П. В. Новиков², И. С. Шнипов², В. В. Бычков³, Б. М. Шевцов³

¹Сибирский федеральный университет, г. Красноярск

²Красноярский институт железнодорожного транспорта – филиал ГОУ ВПО ИрГУПС в г. Красноярске

³Институт космических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН,
с. Паратунка, (Камчатская обл.)

e-mail: aacheremisin@gmail.com, vasily@ikir.kamchatka.ru

Поступила в редакцию 22.09.2010 г.

После доработки 07.11.2011 г.

По результатам лидарных наблюдений, проведенных в 2007–2008 гг. на Камчатке, были обнаружены аэрозольные слои в верхней стратосфере на высотах 35–50 км и в мезосфере на 60–75 км. Известно, что на аэрозольные частицы, поглощающие солнечное излучение и ИК-излучение Земли, могут действовать силы газокINETической природы – фотофоретические силы, которые могут противодействовать силе тяжести и даже приводить к левитации этих частиц на определенных высотах. Накопление частиц на этих высотах может привести к формированию аэрозольных слоев. Были проведены расчеты этих сил для условий лидарных наблюдений над Камчаткой. Положение наблюдавшихся аэрозольных слоев совпало с высотами, на которых возможна левитация частиц. Таким образом, обнаруженное присутствие стратосферных и мезосферных аэрозольных слоев на высотах 30–50 и 60–75 км, соответственно, может быть объяснено действием фотофоретической силы на аэрозольные частицы.

1. ВВЕДЕНИЕ

В последние два десятилетия развивались исследования аэрозольных частиц в *D*-области ионосферы, присутствие которых может радикально влиять на локальный баланс зарядов и модифицировать рассеяние радиоволн в ионосферной плазме. Несмотря на предпринятые в последнее время усилия по исследованию с помощью спутниковой аппаратуры, ракетной техники и наземных средств зондирования, мезосфера остается довольно слабо изученной областью атмосферы [Friedrich et al., 2009a]. Большое число работ посвящено исследованию серебристых облаков (мезосферных облаков), в том числе с использованием космической техники [Hervig et al., 2009]. Эти облака наблюдаются на высотах 83–85 км в северном полушарии и на высотах 84–87 – в южном, являются сравнительно хорошо рассеивающими видимое излучение образованиями и интенсивно изучаются методами лидарного зондирования [Fiedler et al., 2009]. Возможно даже визуальное наблюдению этих облаков в сумерках [Бронштэн, 1984]. Если исключить наблюдения серебристых облаков, и говорить о лидарных наблюдениях мезосферной области в целом, то принято считать, что при высотах зондирования более 30 км лидарные сигналы воспроизводят молекулярное рассеяние [Kent and Wright, 1970;

Poultney, 1972], и только в особых случаях, например при вторжениях больших комет, наблюдаются слои аэрозольного рассеяния в верхней стратосфере и мезосфере [Межерис, 1987]. Существование заряженных частиц аэрозоля в мезосфере обнаруживается косвенными методами, по возрастанию рассеяния радиоволн на высотах 60–80 км – полярное зимнее мезосферное эхо [Zeller et al., 2006], и на 80–90 км – полярное летнее мезосферное эхо [Rapp and Lübken, 2004]. На присутствие заряженных частиц указывают и локальные провалы электронной плотности, которые наблюдались на 80 км с помощью ракетной техники, в присутствии летнего мезосферного эха [Friedrich et al., 2009b].

Касательное зондирование из космоса в ультрафиолетовом диапазоне спектра свидетельствует о существовании в невозмущенной верхней атмосфере в экваториальной зоне и на средних широтах устойчивых аэрозольных слоев на высотах ~50, 70, 93 км [Cheremisin et al., 2000]. Аэрозольный слой на высоте 50 км впервые был выявлен по данным 40-летних наземных сумеречных наблюдений [Розенберг и др., 1980]. Наличие этого слоя качественно подтверждается по наблюдению сумеречного горизонта Земли из космоса [Кондратьев и др., 1977; Розенберг, Сандомирский, 1971; Giovane et al., 1976; Бутов, Логи-

нов, 2001]. Наличие слоистой структуры верхней атмосферы Земли также подтверждается ракетными исследованиями [Rossler, 1972; Микиров, Смеркалов, 1981; Кузнецов и др., 1977]. Была высказана точка зрения, что интерпретация известных фактов стратификации аэрозоля в средней атмосфере в рамках существующих моделей, основанных на рассмотрении процессов седиментационно-диффузионного равновесия с привлечением тех или иных конденсационных гипотез, сталкивается с затруднениями [Cheremisin et al., 2000].

Известно, что на аэрозольные частицы, поглощающие солнечное излучение и ИК-излучение Земли, могут действовать силы газокINETической природы — фотофоретические силы, которые могут противодействовать силе тяжести и даже приводить к левитации этих частиц на определенных высотах. Накопление частиц на этих высотах может привести к формированию аэрозольных слоев [Cheremisin et al., 2005].

Фотофорез — это индуцированное светом движение частиц. Этот эффект возникает в разреженных газах из-за неравномерности аккомодации газовых молекул по поверхности частицы, например при различии температур или значений коэффициента аккомодации на поверхности частицы. Силовые поля влияют на фотофоретическое движение частиц, и тогда говорят о гравитофотофорезе, магнитофотофорезе и т.д. Имеются многочисленные экспериментальные наблюдения левитации частиц в вакуумных камерах под воздействием излучения лазеров и других источников света, которые цитируются в работе [Cheremisin et al., 2005]. В теоретических работах [Pueshel et al., 2000; Rohatschek, 1996; Cheremisin et al., 2002; Береснев и др., 2003; Cheremisin et al., 2005;] анализировалось влияние фотофоретических сил на вертикальный перенос аэрозольных частиц в атмосфере. Показано [Cheremisin et al., 2005], что гравитофотофоретические силы могут поддерживать в стратосфере и мезосфере аэрозольные слои на высотах ~20, 50, 70 км, 80–83 км в полярной летней мезосфере, а также на 30–50 км. Общие алгоритмы расчета фотофоретических сил в сложных системах представлены в работе [Cheremisin, 2010].

Ранее гравитофотофоретическая гипотеза формирования аэрозольной стратификации основывалась на сопоставлении с данными экспериментальных наблюдений в общих чертах, в целом. В работе [Cheremisin et al., 2005] анализировалось левитация аэрозольных слоев в условиях стандартной атмосферы. Сезонно-широтная картина левитации слоев открыла новые особенности аэрозольной стратификации под действием сил гравитофотофореза [Cheremisin and Vassilyev, 2006]. Можно было предположить, что дальней-

шая детализация географических и временных условий даст новые возможности для проверки гравитофотофоретической гипотезы. Такая возможность сопоставления теоретических расчетов и экспериментальных наблюдений открылась в связи с созданием лидарной станции на Камчатке, позволяющей зондировать диапазон высот от верхней стратосферы до мезосферы.

В 2007 г. на Камчатке (с. Паратунка) была введена в эксплуатацию лидарная станция, регистрирующая эхосигналы, образующиеся при упругом рассеянии света на молекулах воздуха и аэрозольных частицах. С октября этого же года начались наблюдения средней атмосферы. Измерения в течение года показали, что на высотах больших 40 км профиль лидарного сигнала свидетельствует о наличии аэрозольных слоев в окрестности стратосферы [Бычков и др., 2008]. Следует отметить, что по данным лидарных наблюдений над Томском также обнаружено появление аэрозольных слоев на высотах 35–45 км в зимнее время [Бычков и Маричев, 2008].

В данной работе представлены лидарные данные по аэрозольному рассеянию в верхней стратосфере и мезосфере над Камчаткой до высот 75–80 км за годичный период с октября 2007 г. по сентябрь 2008 г. Выявлены характерные сезонные особенности появления аэрозольных слоев. Приведены также результаты расчетов высот, на которых возможна левитация аэрозольных частиц под действием гравитофотофоретических сил для тех же дней и метеоусловий, в которых проводились лидарные наблюдения на Камчатке. Проведено сопоставление высотных областей левитации с высотами наблюдаемых аэрозольных слоев.

2. МЕТОДИКА ЛИДАРНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ АЭРОЗОЛЬНЫХ СЛОЕВ В ВЕРХНЕЙ СТРАТОСФЕРЕ И МЕЗОСФЕРЕ НАД КАМЧАТКОЙ

Описание лидарной станции ИКИР ДВО РАН, Камчатка, приведено в работе [Бычков и др., 2008]. Перечислим лишь основные характеристики: длина волны излучения — 532 нм, энергия в импульсе — 0.4 Дж, длительность импульса — 5 нс, частота посылки лазерных импульсов — 10 Гц, диаметр приемного зеркала 60 см, фокусное расстояние — 210 см, расходимость луча после выхода из коллиматора — 10^{-5} рад, угол зрения приемника — 5×10^{-4} – 10^{-3} рад. Все приведенные в настоящей работе результаты получены на расстоянии между осями приемника и излучателя равном 510 см. Вертикальное разрешение измерений — 1.5 км, обусловлено временным разрешением в 10 мкс счетчика фотонов Hamamatsu-H8784. ФЭУ — Hamamatsu-M8259-01, темновой шум при 20°C — 20 ф/с. При распространении лазерного импульса

до высот ~21 км применялось электронное записывание ФЭУ для отсечки сигналов ближней зоны зондирования. Это сокращает динамический диапазон лидарного сигнала и позволяет одновременно отслеживать область верхней стратосферы и мезосферу при сравнительно умеренном влиянии импульсов последствия ФЭУ [Ветухин и др., 1986] на результаты измерений на высотах до 80 км.

Для анализа аэрозольной стратификации атмосферы использовалось отношение рассеяния: $R(H) = (\beta_{\pi m}(H) + \beta_{\pi a}(H)) / \beta_{\pi m}(H)$, где $\beta_{\pi m}(H)$, $\beta_{\pi a}(H)$ – объемные коэффициенты молекулярного и аэрозольного обратного рассеяния на высоте H . При наличии аэрозоля на некоторой высоте $R(H) > 1$, при отсутствии – $R(H) \approx 1$ с точностью до погрешности измерений.

Уравнение лазерного зондирования [Самохвалов и др., 1987] может быть записано в виде [Ельников и др., 1988]

$$R(H) = N_c(H)H^2 / [C\beta_{\pi m}(H)T^2(0, H)], \quad (1)$$

где $N_c(H)$ – эхосигнал, C – аппаратная постоянная лидара, а $T(0, H)$ – интегральный коэффициент пропускания атмосферы от лидара до высоты H . Для определения постоянной C используют метод калибровки лидарных сигналов по коэффициенту обратного молекулярного рассеяния. При этом предполагается, что на некоторой высоте H_0 аэрозольным рассеянием можно пренебречь, тогда уравнение лазерного зондирования принимает вид:

$$R(H) = \frac{N_c(H)H^2\beta_{\pi m}(H_0)}{N_c(H_0)H_0^2\beta_{\pi m}(H)T^2(H, H_0)}, \quad (2)$$

где $N_c(H_0)$, $\beta_{\pi m}(H_0)$ – эхосигнал и коэффициент молекулярного рассеяния на высоте калибровки H_0 , $T(H, H_0)$ – коэффициент пропускания слоя атмосферы от высоты нормировки H_0 до высоты H . В общем случае коэффициент пропускания $T(H, H_0)$ зависит от молекулярного рассеяния и неизвестных параметров аэрозольного рассеяния и поглощения: $T(H, H_0) = \exp(-\tau)$, где $\tau = \int_{H_0}^H \alpha(h)dh$ – оптическая толщина слоя атмосферы, $\alpha(H) = \beta_m(H) + \beta_a(H) + \gamma_a(H)$ – суммарный коэффициент ослабления, где $\beta_m(H)$ – объемный коэффициент молекулярного рассеяния, $\beta_a(H)$, $\gamma_a(H)$ – объемные коэффициенты аэрозольного рассеяния и поглощения, соответственно. С учетом выражения (1) оптическая толщина может быть записана в виде

$$\tau = \int_{H_0}^H \left\{ \beta_{\pi m}(h) \left[\frac{1}{f_{\pi m}} + \frac{R(h)-1}{f_{\pi a}(h)} \right] + \gamma_a(h) \right\} dh,$$

где $f_{\pi m}$ и $f_{\pi a}$ – индикатрисы молекулярного и аэрозольного обратного рассеяния, соответственно. Согласно известным моделям атмосферы [Атмосфера, 1991; Креков и Звенигородский, 1990], для исследуемого в данной работе диапазона высот 30–80 км вклад аэрозольного ослабления (рассеяние и поглощение) в оптическую толщину τ в среднем не превышает 0.003, а вклад молекулярного рассеяния – 0.0012. В связи с этим мы редуцировали уравнение ((2)), положив $T(H, H_0) = 1$, что приводит к относительной погрешности $(\delta R/R)_T \approx 2\delta T/T \approx 2\tau \approx 0.008$. Эта погрешность не вносит преобладающего вклада в суммарную погрешность измерений. После исключения из формулы (1) пропускания $T(H, H_0)$, правую часть формулы (1) можно рассматривать как выражение для расчета $R(H)$ по данным лидарных измерений при известной высотной зависимости коэффициента обратного молекулярного рассеяния $\beta_{\pi m}(H)$.

3. ПОГРЕШНОСТИ ЛИДАРНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ СТРАТОСФЕРНОГО И МЕЗОСФЕРНОГО АЭРОЗОЛЯ

Кроме погрешности восстановления $R(H)$, связанной с учетом пропускания атмосферы в уравнении лазерного зондирования $(\delta R/R)_T^2$, оценка которой представлена выше, рассмотрим вклады других известных составляющих [Russell et al., 1979; Ельников и др., 1988] в суммарную погрешность измерений:

$$\left(\frac{\delta R}{R}\right)^2 = \left(\frac{\delta R}{R}\right)_T^2 + \left(\frac{\delta \beta_{\pi m}(H)}{\beta_{\pi m}(H)}\right)^2 + \left(\frac{\delta R}{R}\right)_k^2 + \left(\frac{\delta N_c(H)}{N_c(H)}\right)^2,$$

где $\delta \beta_{\pi m}(H) / \beta_{\pi m}(H)$ – погрешность оценки молекулярного рассеяния, $(\delta R/R)_k$ – погрешность калибровки, $\delta N_c(H) / N_c(H)$ – погрешность определения эхосигнала.

Коэффициент молекулярного рассеяния, пропорциональный числу молекул в единице объема, вычислялся с использованием данных спутника Aura о температуре T и давлении p [Dobber et al., 2006]. Данные спутника Aura о погрешности измерения температуры δT и геопотенциальной высоты δh для фиксированных уровней давления, позволяют рассчитать соответствующий вклад в погрешность $\delta \beta_{\pi m}(H) / \beta_{\pi m}(H) = \sqrt{(\delta p/p)^2 + (\delta T/T)^2}$, где $\delta p/p = \delta h/h_0$, $h_0 = mg/(kT)$ – высота однородной атмосферы для высоты h , m – средняя масса молекулы воздуха, g – ускорение свободного падения,

k – постоянная Больцмана. Величина этой относительной погрешности меняется от 0.006 до 0.016 в диапазоне высот от 30 до 80 км.

В соответствии с уравнениями (1) и (2) вклады в погрешность, связанные с калибровкой лидарных сигналов на высоте H_0 ,

$$(\delta R/R)_k = \sqrt{(\delta N(H_0)/N(H_0))^2 + (\delta\beta_{\pi m}(H_0)/\beta_{\pi m}(H_0))^2 + (R(H_0) - 1)^2},$$

где $N(H_0)$ – полный сигнал, регистрируемый ФЭУ при $H = H_0$, $\delta N(H_0) = \sqrt{N(H_0)}$ – погрешность счета квантов ФЭУ, которая оценивается исходя из пуассоновской статистики счета квантов. В основном калибровка проводилась на высотах в окрестности 30 км, при этом погрешность $\delta N(H_0)/N(H_0)$ составляла величину порядка 0.005, а $\delta\beta_{\pi m}(H_0)/\beta_{\pi m}(H_0) = 0.006$. Основной вклад в погрешность калибровки вносит предположение об отсутствии аэрозоля на высоте калибровки H_0 . Если реальная величина отношения рассеяния равна $R(H_0)$, тогда возникает вклад в относительную погрешность, равный $(R(H_0) - 1)$. Погрешность калибровки приводит к занижению аэрозольного рассеяния во всем диапазоне высот – сдвигу кривой $R(H)$ относительно истинной на величину $R(H)(\delta R)_k$.

При увеличении высоты эхосигнал ослабевает, и для области высот верхней стратосферы и особенно мезосферы, следует учитывать, что полный сигнал $N(H)$, регистрируемый ФЭУ, содержит несколько составляющих: $N(H) = N_c(H) + N_n(H) + N_{фт}$, где $N_c(H)$ – интересующий нас эхосигнал, связанный с рассеянием лазерного излучения в атмосфере, $N_n(H)$ – количество импульсов последствия ФЭУ [Ветохин и др., 1986], а $N_{фт}$ – сумма сигнала от фоновой засветки неба (луна, звезды и др. источники) и внутреннего темного шума ФЭУ. Погрешность определения эхосигнала $\delta N_c(H) = \sqrt{N(H) + \sigma_{\text{анп}}^2}$ включает погрешность счета квантов ФЭУ $\sqrt{N(H)}$, которая оценивается исходя из пуассоновской статистики счета квантов, и погрешность аппроксимации $\sigma_{\text{анп}}$ средних значений $N_n(H) + N_{фт}$.

Оценка двух последних величин осуществлялась следующим образом. В нашем случае на высотах 100–150 км эхосигнал $N_c(H)$ оказался пренебрежимо малым по сравнению с полным сигналом $N(H)$. На этих высотах мы аппроксимировали $N_n(H) + N_{фт}$ зависимостью $f(H) = a \exp(-bH) + d$, где a , b и d – постоянные [Бычков и др., 2011]. Эта зависимость строилась методом наименьших квадратов (МНК) путем минимизации квадратичного функционала отклонений экспериментальных точек от аппроксимирующей кривой по этим трем параметрам для указанного интервала

высот и затем экстраполировалась на область меньших высот. Величина d , полученная в результате аппроксимации, как правило, практически совпадала со средним значением фонового сигнала $N_{фт}$, по данным измерений в промежутке между 20 и 24 мс после посылки каждого светового импульса лазера, т.е. на временах зондирования, соответствующих высотам порядка 6000 км.

На рисунке 1а жирной линией показан сигнал ФЭУ $N(H)$, аппроксимация $f(H)$ и коридор погрешности аппроксимации $\pm\sigma_{\text{анп}}$ для лидарных измерений, проведенных на Камчатке 28 октября 2007 г. с длительностью накопления сигнала 1 ч 45 мин. Погрешность аппроксимации получена, как и сама аппроксимация $f(H)$, в рамках метода наименьших квадратов по известным формулам статистического оценивания для линейного МНК [Сквайрс, 1971]. При этом предполагалось, что распределение $N(H)$ для каждой высоты имеет гауссовский характер (типично $N(H) > 100$, рис. 1а), корреляция сигналов для разных высот отсутствует, а кривизной аппроксимирующей линии можно пренебречь.

Отношение $(N_n + N_{фт})/N_c$ паразитных засветок к величине эхосигнала становится меньше 0.01 для высот менее ~50 км. Таким образом, их оценка существенна только для мезосферных высот.

Подводя итог, можно сказать, что полная погрешность $\delta R/R$ без учета погрешности калибровки, которая занижает величину R , при типичных временах накопления сигнала 1.5–2 ч составляет ~2% на высоте 30–60 км, поднимается до 5% к 70 км, возрастает до 10% к 75 км, и далее к 80 км достигает величины ~20%.

На рисунке 1б показаны сглаженный гауссовским фильтром высотный профиль отношения рассеяния и коридор суммарной погрешности $\pm\delta R$. Выбор ширины коридора в одно среднеквадратичное отклонение $\pm\delta R$ является типичным для представления лидарных данных [Russell et al., 1979, Самохвалов и др., 1987, Ельников и др., 1988]. Это связано с тем, что идентификация аэрозольных слоев осуществляется не по одной точке профиля, а по ряду последовательно зарегистрированных точек. При нормальном распределении, вероятность для одной точки выйти, например, за верхнюю границу коридора ошибок $\pm\delta R$ равна ~0.16, а для трех соседних точек – уже ~0.004. В нашем случае δR является среднеквадра-

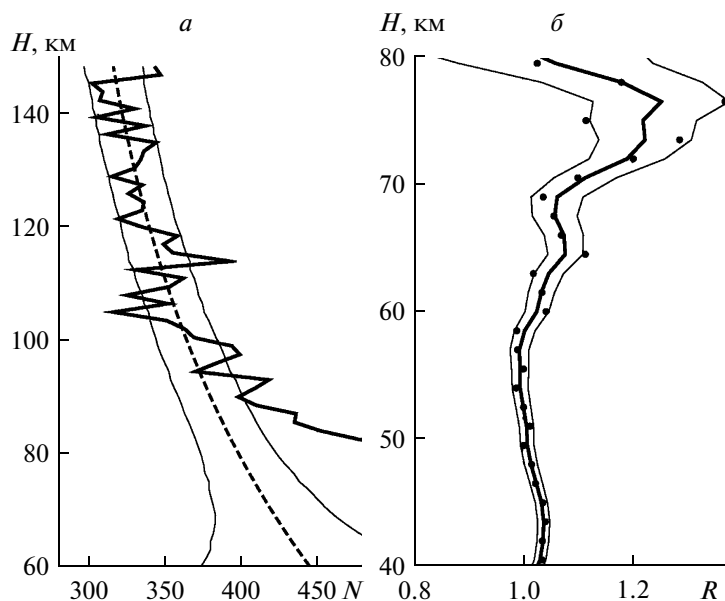


Рис. 1. Результаты лидарных наблюдений аэрозольного рассеяния в атмосфере над Камчаткой 28 октября 2007 г.: *a* – коррекция сигнала на импульсы последствия ФЭУ и влияние фоновой засветки: ломаная линия – исходный сигнал с ФЭУ, штриховая – аппроксимация сигнала выше 100 км, тонкие линии – коридор погрешности аппроксимации; *б* – отношение обратного рассеяния после вычитания последствия (точки) и последующего сглаживания гауссовским фильтром (толстая линия), коридор погрешностей указан тонкими линиями.

точной погрешностью для одной независимой точки измерений. Использование сглаживания является приближенной оценкой линии регрессии для статистических данных, которыми являются результаты лидарного зондирования. А среднеквадратичная ошибка положения линии регрессии, проведенной по нескольким точкам, по нашим оценкам будет в 2–3 раза меньше, чем δR .

Как видно (рис. 1б), 28 октября 2007 г. в мезосферной области на высотах 60–80 км наблюдались аэрозольные слои с максимумами отношения рассеяния $R \approx 1.25$ в окрестности 75 км и $R \approx 1.1$ в окрестности 65 км. В области верхней стратосферы наблюдалось слабо выраженное аэрозольное рассеяние $R \approx 1.05$. Выше 80 км наблюдается резкий рост погрешности измерения R , что ограничивает высоту зондирования.

4. ФОТОФОРЕТИЧЕСКИЙ МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ АЭРОЗОЛЬНЫХ СЛОЕВ В СТРАТОСФЕРЕ И МЕЗОСФЕРЕ

Как говорилось во Введении, явление фотофореза для аэрозольных частиц, является фактом, хорошо подтвержденным как экспериментально, так и теоретически. Фотофорез возникает, когда аэрозольные частицы, находящиеся в разреженной газовой среде, поглощают излучение видимого и ИК-диапазонов, и их температура отличается от температуры окружающей газовой среды. Рассмотрим аэрозольную частицу выпуклой формы. Сила, действующая на единицу поверхности в

точке поверхности s , будет приближенно равна $p + p\alpha_s \Delta T_s / (4T)$, где p и T – давление и температура газовой среды, $\Delta T_s = (T_s - T)$ – разность температур между температурой газа и температурой поверхности T_s , α_s – коэффициент аккомодации газовых молекул, трактуемый в рамках модели, предложенной еще Максвеллом, как вероятность для молекулы диффузно отразиться от поверхности с температурой T_s , а с вероятностью $(1 - \alpha_s)$ – отразиться зеркально. Сила, действующая на частицу со стороны газа,

$$F_{ph} = \frac{p}{4T} \int_S \alpha_s \Delta T_s dS \quad (3)$$

называется фотофоретической. Здесь интегрирование ведется по всей поверхности частицы, а вектор элементарной площадки dS направлен по внутренней нормали к поверхности.

При постоянном по поверхности частицы коэффициенте аккомодации возникает сила, называемая фотофоретической силой ΔT -типа. Целый ряд теоретических работ, начиная с работы [Hidy and Brock, 1967], посвящен расчету этой фотофоретической силы для случая идеально однородной сферической частицы. Направление возникающей силы совпадает с направлением падающего излучения, а в некоторых случаях – противоположно ему. Это связано с симметричным распределением светового поля внутри частицы относительно направления излучения и, как следствие, симметричного распределения как

тепловыделения внутри частицы, так и температуры поверхности. Для верхней стратосферы и мезосферы эти силы слабы по сравнению с силой тяжести для того, чтобы обеспечить подъем частиц [Береснев и др., 2003].

Если коэффициент аккомодации неодинаков по поверхности частицы, то возникают так называемые фотофоретические силы $\Delta\alpha$ -типа. В этом случае неравномерностью распределения температуры по поверхности частицы можно пренебречь.

В данной работе расчеты фотофоретических сил проведены для модельной квазисферической частицы. Эта частица имеет сферическую поверхность, у которой одна полусфера имеет коэффициент аккомодации α_1 , а другая α_2 . Интегрируя ((3)), получим выражение для вычисления силы

$$F_{ph} = \Delta\alpha \Delta T_s S p / (4T), \quad (4)$$

где S – площадь частицы, $\Delta\alpha = (\alpha_1 - \alpha_2)/4$ – параметр, характеризующий эффективный разброс коэффициента аккомодации по поверхности частицы. Фотофоретическая сила будет направлена по оси симметрии частицы, в направлении от полусферы с большим значением α к полусфере с меньшим значением α .

В общем случае для частицы произвольной формы и внутреннего строения, фотофоретическая сила $\Delta\alpha$ -типа остается постоянной по величине и направлению в системе координат, жестко связанной с телом частицы, а в системе координат, неподвижной относительно поверхности Земли, направление силы будет изменяться вместе с ориентацией частицы в пространстве. Если изменения ориентации частицы достаточно хаотичны, то средние проекции этой фотофоретической силы на оси системы координат, неподвижной относительно поверхности Земли, будут близки к нулю. При этом фотофоретическая сила не будет влиять на среднюю скорость перемещение частицы в вертикальном направлении, при осреднении на временных масштабах, превышающих характерные времена хаотического изменения направления фотофоретической силы (0.1 с и менее). Но в атмосфере находят частицы [Pueshel et al., 2000] при движении которых в поле силы тяжести возможно возникновение момента сил, стабилизирующего ориентацию частиц, а, следовательно, и направление фотофоретической силы относительно вертикальной оси. Среднюю проекцию фотофоретической силы на вертикальную ось в этом случае называют гравитофотофоретической силой. Для частиц, у которых эта сила направлена вниз, ускоряется их седиментация. При противоположном направлении силы седиментация замедляется, и даже возможно возникновение левитации частиц. Этот эффект связывают с неоднородностью частиц, приводящей к

смещению центров приложения силы вязкого трения и фотофоретической силы относительно центра тяжести.

В случае использованной нами квазисферической модели аэрозольных частиц, полагается, что центр тяжести смещен от центра сферической поверхности за счет неоднородной плотности частицы в сторону полусферы, поверхность которой имеет большее значение коэффициента аккомодации. Как показывает анализ движения этой частицы в поле тяжести [Rohatschek, 1996], возникает устойчивая ориентация частицы и гравитофотофоретическая сила, противодействующая силе тяжести, если температура частицы превышает температуру окружающего газа. Случайные молекулярные возмущения ориентации частицы уменьшают величину среднего значения проекции фотофоретической силы на вертикальную ось, т.е. гравитофотофоретическую силу: $F_{g\alpha} = F_{ph} L(x)$, где F_{ph} – величина фотофоретической силы (4), $L(x) = \coth(x) - 1/x$ есть функция Ланжевена с аргументом $x = qG/(kT)$, где G – вес частицы, k – постоянная Больцмана, где q – смещение центра тяжести от центра сферы. Молекулярные возмущения ориентации приводят к тому, что частицы с диаметром D меньше некоторого критического D_L [Cheremisin et al., 2005], по порядку величины равного 1 мкм, не могут двигаться против силы тяжести. Для частиц, имеющих размер примерно равный критическому, средняя проекция фотофоретической силы на вертикальную ось $F_{g\alpha} \approx 0.7 F_{ph}$, а при увеличении размера частиц ланжевенский фактор стремится к единице обратно пропорционально четвертой степени диаметра частицы: $L(x) \approx 1 - (D_L/D)^4$. Критический диаметр D_L обратно пропорционален $q^{1/4}$, поэтому изменение величины смещения q в десять раз приводит к изменению D_L всего лишь в два раза. В связи с этим, для частиц способных левитировать выбор конкретной величины q малосущественен. В данной работе $q = 0.2D$.

Температура поверхности частицы рассчитывалась исходя из условия теплового баланса, в предположении, что частица достигла стационарного теплового режима:

$$H + \Phi_{abs}^V + \Phi_{abs}^{IR} - \Phi_{emi}^{IR} = 0,$$

где H – поступающий на поверхность частицы поток энергии, переносимый молекулами газа, Φ_{abs}^{IR} и Φ_{abs}^V – поглощаемые частицей потоки ИК-излучения Земли и солнечного излучения видимого диапазона, соответственно, Φ_{emi}^{IR} – поток излучаемой частицей ИК энергии. В приближении свободномолекулярного режима $H = -\bar{\alpha} c_{ef} v_T (p/4kT) S \Delta T$ [Cheremisin et al., 2005], где $\bar{\alpha} = (\alpha_1 + \alpha_2)/2$ – сред-

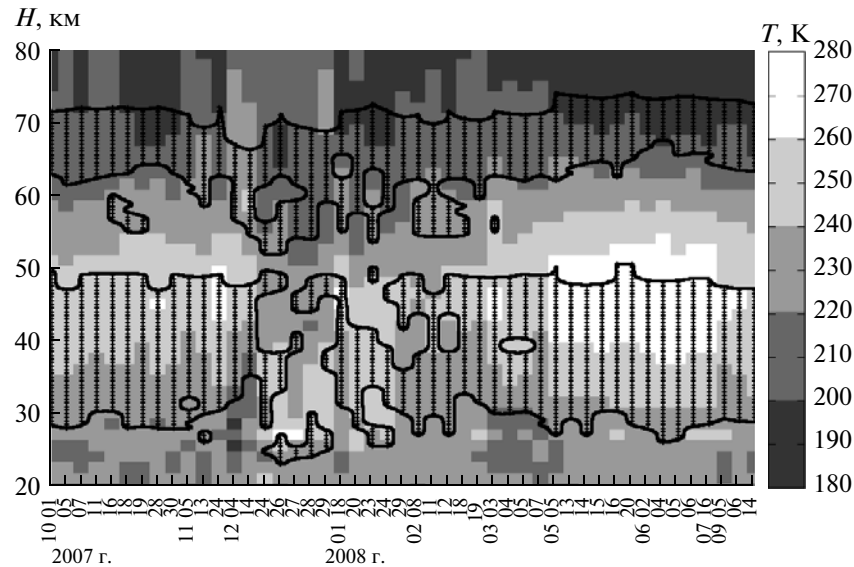


Рис. 2. Сезонно-высотное распределение температуры атмосферы по данным спутника Aura (градации серого) для Камчатки, с. Паратунка, в сопоставлении с результатами расчетов областей высот, где возможна левитация аэрозольных частиц (области ограничены черным контуром и заштрихованы).

нее значение аккомодационного коэффициента, $v_T = \sqrt{8kT/\pi m}$ – тепловая скорость молекул, m – средняя масса молекул газа, $c_{ef} = c_V + k/2$ – эффективная теплоемкость газа в расчете на одну молекулу, c_V – теплоемкость газа при постоянном объеме, для двухатомных молекул основных атмосферных газов $c_{ef} \approx 3k$. Потоки излучения рассчитывались согласно выражениям: $\Phi_{abs}^V = (\pi D^2/4) I_V \varepsilon(T_{Sun})$; $\Phi_{abs}^{IR} = (\pi D^2/2) \sigma T_B^4 \varepsilon(T_B)$; $\Phi_{emi}^{IR} = \pi D^2 \sigma T_s^4 \varepsilon(T_s)$. Здесь $I_V = 1.368$ кВт/м² – солнечная постоянная, $T_{Sun} = 6000$ К – эффективная температура Солнца, σ – постоянная Стефана-Больцмана. ИК-излучение Земли представлено излучением поверхности с эффективной температурой T_B . Температура T_B определялась на основе соотношения $\sigma T_B^4 = E_\sigma^{IR}$, где E_σ^{IR} – плотность потока ИК-излучения Земли, которая определялась на основе спутниковых данных проекта ERBE [Barkstrom and Smith, 1986]. Данные об уходящем тепловом излучении были усреднены помесечно для заданных значений широты и долготы. Для расчета радиационных коэффициентов $\varepsilon(T_{Sun})$, $\varepsilon(T_B)$ и $\varepsilon(T_s)$ использовалось выражение $\varepsilon(T) = \int J(\lambda) u_\lambda(T) d\lambda / \int u_\lambda(T) d\lambda$, где $u_\lambda(T)$ – планковское спектральное распределение при соответствующей температуре, λ – длина волны, $J(\lambda) = 4A(\lambda)/\pi D^2$ – фактор эффективности поглощения, $A(\lambda)$ – сечение поглощения для частиц. Эти коэффициенты по своему смыслу являются средними или эффективными относительными се-

чениями поглощения. Сечения поглощения для частиц рассчитывались по теории Ми [Борен и Хафмен, 1986]. В данной работе рассмотрен класс частиц, которые хорошо поглощают как солнечное, так и ИК-излучение Земли. Оптические свойства частиц задавались комплексным показателем преломления, величина которого не зависит от длины волны и равна $(1.95 - 0.66i)$, что соответствует оптическим параметрам сажи [Rohatschek, 1996].

Ранее было показано [Cheremisin et al., 2005], что величина относительной гравитофотофоретической силы F_{ga}/G с хорошей точностью пропорциональна силовому параметру β , позволяющему учесть как плотность, так и аккомодационные характеристики частиц,

$$\beta = 2 \frac{\rho_0 \Delta \alpha}{\rho \bar{\alpha}}, \quad (5)$$

где ρ – плотность частицы; ρ_0 – некая характерная плотность, значение которой выбрано равным плотности воды 1000 кг/м³. При $\rho = \rho_0$ силовой параметр $0 \leq \beta \leq 1$. Выполнение условия $F_{ga}/G \geq 1$ приводит к левитации частицы, т.е. ее движению вверх по вертикали против силы тяжести.

На рисунке 2 приведены результаты расчетов высот, на которых возможна левитация аэрозольных частиц, для дней и условий лидарных наблюдений на Камчатке в сопоставлении с температурой атмосферы по данным спутника Aura. По оси абсцисс отложены подряд даты наблюдений. Данные со спутника Aura брались в ближайшей точке траектории спутника от места наблюдения

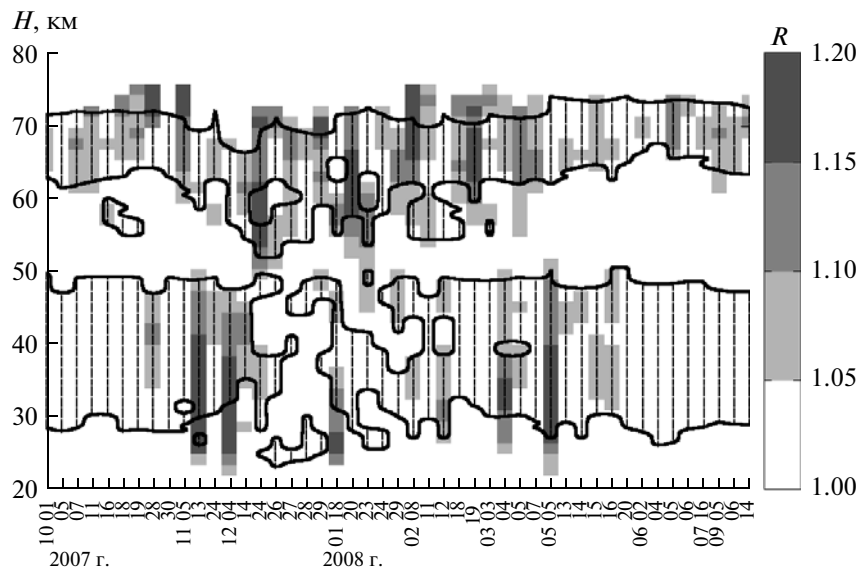


Рис. 3. Сезонно-высотное распределение отношения обратного рассеяния R (градации серого) по данным лидарных наблюдений на Камчатке (с. Паратунка) в сопоставлении с результатами расчетов областей высот, где возможна левитация аэрозольных частиц (области ограничены черным контуром и заштрихованы). В расчетах использованы данные о плотности и давлении со спутника Aura.

на Камчатке в соответствующий день наблюдений. Значение силового параметра β (5) выбрано равным 0.035. Для квазисферической модели аэрозольной частицы при плотности частицы $\rho = \rho_0$ такому значению β соответствует небольшой разброс коэффициента аккомодации для полусфер: $\alpha_1 = 0.76$ и $\alpha_2 = 0.84$. Для более рыхлых, менее плотных частиц требуется меньшая величина разброса аккомодационных характеристик. Характерный диаметр левитирующих частиц равен 1–2 мкм.

Как видно из рис. 2, характерной особенностью частиц, подобно частицам сажи хорошо поглощающих излучение видимого и ИК диапазонов длин волн, является существование двух областей высот в верхней стратосфере и мезосфере, в которых возможна левитация под действием гравитофотофоретической силы. Первая область расположена ниже стратосферы на высотах 30–50 км. Вторая — на 60–75 км между температурным максимумом и минимумом в мезосфере. Усложнение картины областей левитации в декабре и январе произошло из-за влияния стратосферных потеплений. В это время температурный максимум опускался до 40 км и, кроме того, в атмосфере наблюдалось еще 2–3 локальных максимума температуры.

При увеличении значений силового параметра β , по сравнению с $\beta = 0.035$, в целом сохраняется двухслойная картина областей левитации. Изменяются некоторые детали, в частности, у мезосферного слоя происходит выравнивание верхней границы, которая подтягивается до высот 73–

75 км. При уменьшении β оба слоя сужаются, вплоть до исчезновения при некотором минимальном критическом значении этого параметра.

5. СОПОСТАВЛЕНИЕ ДАННЫХ ЛИДАРНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ И ОБЛАСТЕЙ ВЫСОТ ГРАВИТОФОТОФОРЕТИЧЕСКОЙ ЛЕВИТАЦИИ

Всего за период октября 2007 г. по сентябрь 2008 г. по погодным условиям было проведено 47 ночей наблюдений. На рисунке 3 с помощью градаций цвета от белого до темно-серого представлены полученные высотные профили отношения рассеяния в зависимости от даты наблюдения. При расчете отношения рассеяния использовались данные спутника Aura о температуре и давлении атмосферы в дни наблюдений. Для того чтобы можно было уверенно говорить о наличии аэрозольного рассеяния, а не о погрешности измерений, считалось что при отношении рассеяния ниже порогового $R_n = 1.05$ аэрозоль отсутствует. Эта область изображена белым цветом. Кроме того, каждый профиль отношения рассеяния ограничивался по высоте из соображений достоверности оценки аэрозольного рассеяния. Область выше этой границы (выше 70–75 км) также изображена белым цветом, как и область, где отсутствует аэрозольное рассеяние.

Анализ результатов лидарных наблюдений позволяет выделить два периода, отличающиеся особенностями появления аэрозольных слоев в верхней стратосфере и мезосфере. Первый, “теп-

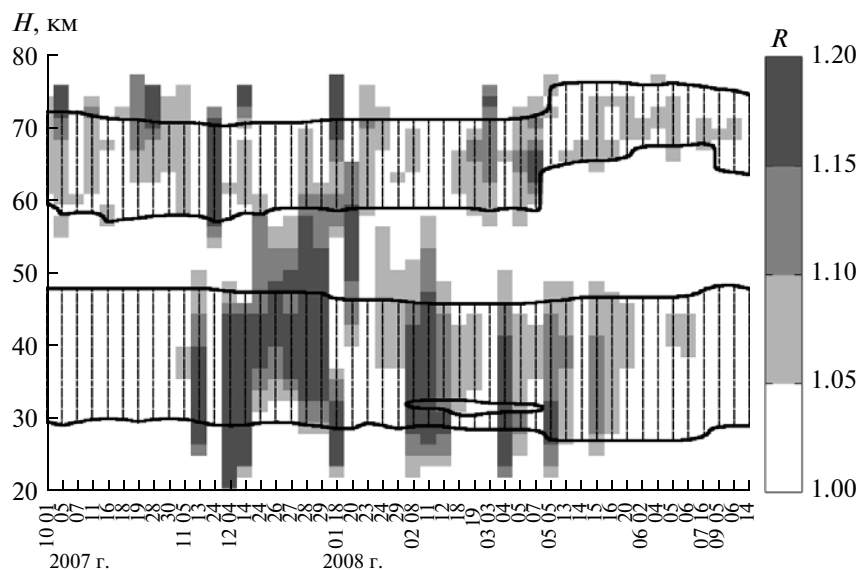


Рис. 4. То же, что на рис. 3, но в расчетах использованы данные о плотности и давлении модели NRLMSISE-2000.

лый” сезон, длится с мая по октябрь, остальное время года — это “холодный” сезон. В “холодный” сезон в интервалах высот 30–50 и 60–75 км присутствуют выраженные стратосферный и мезосферный слои аэрозольного светорассеяния. В “теплый” сезон стратосферный слой практически исчезает, отношение рассеяния в целом близко к единице и лидарные сигналы в этот сезон хорошо соответствуют релейскому молекулярному рассеянию. В области же мезосферного слоя наблюдается небольшое аэрозольное рассеяние.

На том же рис. 3 приведены расчетные области высот, где возможна левитация аэрозольных частиц под действием гравитофотолетических сил (эти же области представлены на рис. 2). При расчетах использовались те же данные со спутника Aura о давлении и температуре, что и для восстановления профилей отношения рассеяния по результатам лидарных измерений.

Сопоставление расчетных областей левитации аэрозольных частиц с сезонно-высотной картиной аэрозольного рассеяния (рис. 3) позволяет выявить следующие общие особенности. Прежде всего — это характерная двухслойная картина аэрозольного рассеяния и областей левитации в целом. Причем, в целом, в течение всего годового периода наблюдений наблюдается достаточно удовлетворительное наложение слоев аэрозольного рассеяния на области высот, где возможна левитация. Согласно лидарным данным, в “теплый” сезон нижняя граница мезосферного слоя аэрозольного рассеяния расположена выше, чем в “холодный”. Та же закономерность наблюдается и для мезосферной области левитации. В декабре и январе, во время стратосферных потеплений, наблюдается заметное сближение страто-

сферных и мезосферных аэрозольных слоев, а также усложнение их структуры. Это же мы видим и для областей левитации.

Таким образом, можно говорить о соответствии структуры и сезонных изменений наблюдавшихся слоев аэрозольного рассеяния и расчетных областей левитации.

При восстановлении отношения обратного рассеяния по лидарным эхосигналам зачастую используют данные моделей атмосферы для расчета молекулярного рассеяния. Эти модели содержат усредненные характеристики атмосферы, которые могут заметно отличаться от текущих реальных характеристик, которые получают с помощью шар-зондовых или спутниковых измерений. На рисунке 4 приведены результаты расчета областей левитации и восстановления аэрозольного рассеяния по данным лидарных измерений, с использованием модели атмосферы NRLMSISE-2000 [Picone et al., 2002] вместо спутниковых данных о температуре и давлении атмосферы на различных высотах.

Как видно из рис. 4, использование модельных данных NRLMSISE-2000 для расчета гравитофотолетической силы, также дает двухслойную картину высотных областей, где возможна левитация аэрозольных частиц. При восстановлении отношения рассеяния по лидарным данным также прослеживается наличие двух слоев повышенного аэрозольного рассеяния: мезосферного и стратосферного. Наибольшее отличие от предыдущего рис. 3 наблюдается в “холодный” период в декабре–январе во время стратосферных потеплений: стратосферная и мезосферная области левитации не сближаются, и имеют сравнительно простую структуру, в то время как слои аэрозоль-

ного рассеяния сливаются в один широкий слой на высотах 30–65 км. Таким образом, во время сильных возмущений атмосферы, происходящих при стратосферных потеплениях, использование усредненных модельных характеристик атмосферы вместо спутниковых оценок текущих значений этих характеристик приводит к заметным погрешностям как при восстановлении отношения обратного рассеяния, так и при определении областей левитации.

6. ВЫВОДЫ

В результате совершенствования методики и техники лидарных наблюдений получены данные об аэрозольном рассеянии в верхней стратосфере и мезосфере над Камчаткой (с. Паратунка) на высотах 30–80 км. Данные наблюдений за годичный период с октября 2007 г. по сентябрь 2008 года свидетельствуют о появлении аэрозольных слоев в верхней стратосфере на высотах 30–50 км и в мезосфере на высотах 60–75 км.

Были рассчитаны области высот, где возможна левитация аэрозольных частиц под действием гравитофотопоретических сил, для условий лидарных наблюдений над Камчаткой. Были использованы данные со спутника *Aura* о температуре и давлении, а также спутниковые данные проекта *ERBE* об инфракрасном излучении Земли.

Сопоставление результатов экспериментальных наблюдений и теоретических расчетов показало соответствие структуры и сезонных изменений наблюдавшихся слоев аэрозольного рассеяния и расчетных областей левитации. Поскольку гравитофотопоретические силы могут поддерживать частицы на определенных высотах, то на этих высотах возможно накопление частиц и формирование аэрозольных слоев. Поэтому можно сделать вывод о том, что обнаруженное присутствие стратосферных и мезосферных аэрозольных слоев на высотах 30–50 и 60–75 км, соответственно, может быть объяснено возникновением гравитофотопоретической силы, приводящей к левитации аэрозольных частиц на этих высотах.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 10-05-00907-а), Министерства науки и образования РФ (проект № 2.1.1/6996), программы Президиума РАН № 16, программы ДВО РАН № 9-II-CO-07-001.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- *Атмосфера*. Справочник. Ред. Седунов Ю.С. Л.: Гидрометеиздат, 510 с. 1991.
- *Береснев С.А., Ковалев Ф.Д., Кочнева Л.Б., Рунков В.А., Суетин П.Е., Черемисин А.А.* О возможности фотофоретической левитации частиц в стратосфере // *Оптика атмосферы и океана*. Т. 16. № 1. С. 52–57. 2003.
- *Борен К., Хафмен Д.* Поглощение и рассеяние света малыми частицами. М.: Мир. 664 с. 1986.
- *Бронштэн В.А.* Серебристые облака и их наблюдение. М.: Наука, 128 с. 1984.
- *Бутов В.В., Логинов С.В.* Результаты восстановления распределений озона и некоторых характеристик аэрозоля в стратосфере методом зондирования сумеречного ореола Земли из космоса // *Оптика атмосферы и океана*. Т. 14. № 8. С. 697–703. 2001.
- *Бычков В.В., Маричев В.Н.* Образование водных аэрозолей в верхней стратосфере в периоды зимнего аномального поглощения радиоволн в ионосфере // *Оптика атмосферы и океана*. Т. 21. № 3. С. 248–255. 2008.
- *Бычков В.В., Маричев В.Н., Пережогин А.С., Шевцов Б.М., Шумейко А.В.* Динамика лидарных отражений в мезосфере Камчатки в период зимнего аномального поглощения радиоволн в ионосфере // *Оптика атмосферы и океана*. Т. 21. № 12. С. 1083–1087. 2008.
- *Бычков В.В., Пережогин А.С., Шевцов Б.М., Маричев В.Н., Новиков П.В., Черемисин А.А.* Учет импульсов последствия ФЭУ в лидарных сигналах средней атмосферы Камчатки // *Оптика атмосферы и океана*. Т. 24. № 2. С. 107–113. 2011.
- *Ветохин С.С., Гулаков И.Р., Перцев А.И.* Одноэлектронные фотоприемники. М.: Энергоатомиздат, 160 с. 1986.
- *Ельников А.В., Креков Г.М., Маричев В.Н.* Лидарные наблюдения стратосферного слоя аэрозоля над Западной Сибирью // *Физика атмосферы и океана*. Т. 24. № 8. С. 818–823. 1988.
- *Кондратьев К.Я., Бузников А.А., Покровский О.М.* Определение вертикальных профилей аэрозоля в атмосфере по результатам спектрофотометрирования сумеречного горизонта Земли с космического корабля “Союз-13” // *ДАН СССР*. Т. 235. № 1. С. 53–56. 1977.
- *Креков Г.М., Звенигородский С.Г.* Оптическая модель средней атмосферы. Новосибирск: Наука, 276 с. 1990.
- *Кузнецов Г.И., Ситник Г.Ф., Чижов А.Ф., Штырков О.В.* Некоторые оптические характеристики атмосферы, полученные с помощью метеорокетов МР-12 и МР-100 // *Метеорол. исслед.* № 23. С. 21–29. 1977.
- *Межерис Р.* Лазерное дистанционное зондирование. М.: Мир, 550 с. 1987.
- *Микиров А.Е., Смеркалов В.А.* Исследование рассеянного излучения верхней атмосферы Земли. Л.: Гидрометеиздат, 208 с. 1981.
- *Розенберг Г.В., Горчаков Г.И., Георгиевский Ю.С., Любовцева Ю.С.* Оптические параметры атмосферного аэрозоля / *Физика атмосферы и проблемы климата*. Ред. Голицын Г.С. С. 216–256. М.: Наука, 1980.
- *Розенберг Г.В., Сандомирский А.Б.* Оптическая стратификация атмосферного аэрозоля // *Изв. АН СССР. ФАО*. Т. 7. № 7. С. 737–749. 1971.
- *Самохвалов И.В., Копытин Ю.Д., Ипполитов И.И. и др.* Лазерное зондирование тропосферы и подстилающей поверхности. Ред. Зуев В.Е. Новосибирск: Наука, 264 с. 1987.

- *Сквайрс Дж.* Практическая физика. М.: Мир, 248 с. 1971.
- *Barkstrom B.R., Smith G.L.* The Earth Radiation Budget Experiment: science and implementation // *Rev. Geophys.* V. 24. № 2. P. 379–390. (<http://asd-www.larc.nasa.gov/erbe/ASDerbe.html>). 1986.
- *Cheremisin A., Granitskii L., Myasnikov V., Vetchinkin N.* Improved aerosol scattering in the upper atmosphere according to data of ultraviolet observations from space, with instrumental smoothing taken into account // *Proc. SPIE.* V. 4341. P. 383–389. 2000.
- *Cheremisin A.A., Vassilyev Yu.V., Kushnarenko A.V.* Photophoretic forces for bispherical aerosol particles // *Proc. SPIE.* V. 5027. P. 21–32. 2002.
- *Cheremisin A.A., Vassilyev Yu.V., Horvath H.* Gravito-photophoresis and aerosol stratification in the atmosphere // *J. Aerosol Sci.* V. 36. № 11. P. 1277–1299. 2005.
- *Cheremisin A.A., Vassilyev Y.V.* Numerical calculation gravito-photophoretic movement for aerosol aggregates // *A. Deepak Publishing.* V. 148. P. 131–135. 2006.
- *Cheremisin A.A.* Transfer matrices and solution of the heat-mass transfer problem for aerosol clusters in a rarefied gas medium by the Monte Carlo method // *Rus. J. Numer. Anal. Math. Modelling (RJNAMM).* V. 25. № 3. P. 209–233. 2010.
- *Dobber M.R., Dirksen R.J., Levelt P.F. et al.* Ozone Monitoring Instrument calibration // *IEEE Trans. Geosc. Rem. Sens.* V. 44. № 5. P. 1209–1238. (<http://avdc.gsfc.nasa.gov/index.php?site=2045907950>). 2006.
- *Fiedler J., Baumgarten G., Lübken F.-J.* NLC observations during one solar cycle above ALOMAR // *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* V. 71. P. 424–433. 2009.
- *Friedrich M., Rapp M.* News from the lower ionosphere: A Review of recent developments // *Surv. Geophys.* V. 30. P. 525–559. 2009a.
- *Friedrich M., Torkar K.M., Singer W., Strelnikova I., Rapp M., Robertson S.* Signatures of mesospheric particles in ionospheric data // *Ann. Geophys.* V. 27. P. 823–829. 2009b.
- *Giovane F., Schnerman D.W., Greenberg J.M.* The solar occultations technique for remote sensing of particulates in the Earth's atmosphere. 2: Skylab results of 48 km aerosol layers // *J. Geophys. Res.* V. 81. № 30. P. 5383–5388. 1976.
- *Hervig M.E., Gordley L.L., Stevens M.H., Russell III J.M., Bailey S.M., Baumgarten G.* Interpretation of SOFIE PMC measurements: Cloud identification and derivation of mass density, particle shape, and particle size // *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* V. 71. P. 316–330. 2009.
- *Hidy G.M., Brock J.R.* Photophoresis and descent of particles in the lower atmosphere // *J. Geophys. Res.* V. 72. P. 455–460. 1967.
- *Kent G.S., Wright R.W.H.* A review of laser radar measurements of atmospheric properties // *J. Atmos. Terr. Phys.* V. 32. № 5. P. 917–943. 1970.
- *Picone J.M., Hedin A.E., Drob D.P., Aikin A.C.* NRL-MSISE-00 Empirical Model of the Atmosphere: Statistical Comparisons and Scientific Issues // *J. Geophys. Res.* 107. P. 1468–1483. (<http://www.nrl.navy.mil/content.php?P=03REVIEW105>). 2002.
- *Poultney S.K.* Laser radar studies of upper atmosphere dust layers and the relation of temporary increases in the dust to cometary micrometeoroid streams // *Space Res.* V. 12. P. 403–421. 1972.
- *Pueshel R.F., Verma S., Rohatschek H., Ferry G.V., Boiadjjeva N., Howard S.D., Strawa A.W.* Vertical transport of anthropogenic soot aerosol into the middle atmosphere // *J. Geophys. Res.* V. 105. № D3. P. 3727–3736. 2000.
- *Rapp M., Lübken F.-J.* Polar mesosphere summer echoes (PMSE): review of observations and current understanding // *Atmos. Chem. Phys.* V. 4. P. 2601–2633. 2004.
- *Rohatschek H.* Levitation of mesospheric and stratospheric aerosols by gravito-photophoresis // *J. Aerosol Sci.* V. 27. № 3. P. 467–475. 1996.
- *Rössler F.* Aerosol layers in the atmosphere // *Space Res.* V. 12. P. 423–431. 1972.
- *Russell P.B., Swisler T.J., Patrick McCormick M.* Methodology for error analysis simulation of lidar aerosol measurements // *Appl. Optics.* V. 18. № 22. P. 3783–3797. 1979.
- *Zeller O., Zecha M., Bremer J., Latteck R., Singer W.* Mean characteristics of mesosphere winter echoes at mid- and high-latitudes // *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* V. 68. P. 1087–1104. 2006.