

Г.М. Крученицкий¹, В.Н. Маричев²

О роли турбулентной диффузии в вертикальном распределении аэрозольных частиц

¹ГУ ЦАО Росгидромета, г. Долгопрудный Московской области
²Институт оптики атмосферы СО РАН, г. Томск

Поступила в редакцию 18.08.2006 г.

На основе расчета кинетической энергии аэрозольной частицы, обусловленной наличием турбулентной диффузии в атмосфере, качественно исследованы эффекты влияния этой диффузии на вертикальное распределение аэрозольных частиц. Методом Гиббса показано, что турбулентная диффузия, интенсивность которой убывает с высотой, создает условия для равновесного существования аэрозольных слоев, высота стабилизации которых зависит от размеров аэрозольных частиц и скорости убывания коэффициента диффузии. Установлено, что повышение интенсивности турбулентной диффузии приводит к расширению диапазона размеров частиц, которые могут находиться в равновесии на стратосферных высотах, что может служить одним из механизмов отрицательной обратной связи для стабилизации стратосферной температуры. Полученные выводы качественно подтверждены результатами лидарного зондирования стратосферного аэрозоля в Томске и Якутске.

Хорошо известно, что распределение Гиббса является мощным инструментом при исследовании высотных профилей параметров атмосферы, начиная от барометрической формулы, описывающей вертикальное распределение давления и плотности, и вплоть до построения вертикальных профилей распределения озона [1]. Применение распределения Гиббса для изучения вертикального распределения стратосферного аэрозоля требует знания гамильтониана аэрозольной частицы. Ясно, что учет в гамильтониане кинетической энергии поступательного движения аэрозольной частицы ни к чему не приведет, так как для того чтобы обладать кинетической энергией, сравнимой с потенциальной, частица на стратосферных высотах ($h \geq 10$ км) должна двигаться со скоростями $\sim \sqrt{2gh}$ (g — ускорение земного притяжения), т.е. сравнимыми со скоростью звука. В настоящей статье предпринята попытка оценить кинетическую энергию аэрозольной частицы, обусловленную наличием турбулентной диффузии в атмосфере, и качественно исследовать эффекты влияния этой диффузии на вертикальное распределение аэрозольных частиц.

Для расчета кинетической энергии аэрозольной частицы используем подход, изложенный в известном учебнике [2]. Частица (для дальнейших оценок будем полагать ее форму сферической с радиусом a), находящаяся под действием случайной силы \mathbf{F} и стоковской силы сопротивления $6\pi\eta a\mathbf{V}$ (\mathbf{V} — скорость частицы; η — молекулярная* вязкость воздуха) под-

* В уравнении движения аэрозольной частицы следует использовать именно молекулярную, а не турбулентную вязкость, так как размер частицы заведомо гораздо меньше внутреннего масштаба турбулентности, т.е., находясь внутри наименьшего из вихрей, частица с другими вихрями не взаимодействует.

чиняется уравнению движения, проекция которого на произвольно выбранную ось X имеет вид

$$m \frac{d^2x}{dt^2} = F_x - 6\pi\eta a \frac{dx}{dt}. \quad (1)$$

Умножая обе части уравнения (1) на x и усредняя по ансамблю частиц, получаем

$$\frac{m}{2} \frac{d^2}{dt^2} \langle x^2 \rangle - m \langle (dx/dt)^2 \rangle = -3\pi\eta a \frac{d}{dt} \langle x^2 \rangle, \quad (2)$$

где угловые скобки означают среднее значение по ансамблю. Поскольку известно, что $\langle x^2 \rangle = Dt$ и $\langle (dx/dt)^2 \rangle = V^2/3$, то из (2) следует выражение для кинетической энергии частицы:

$$W = (9/2)\pi\eta a D. \quad (3)$$

На рис. 1 приведены изоплеты высот выравнивания значений кинетической и потенциальной энергии субмикронных частиц в плоскости «радиус частицы — коэффициент турбулентной диффузии».

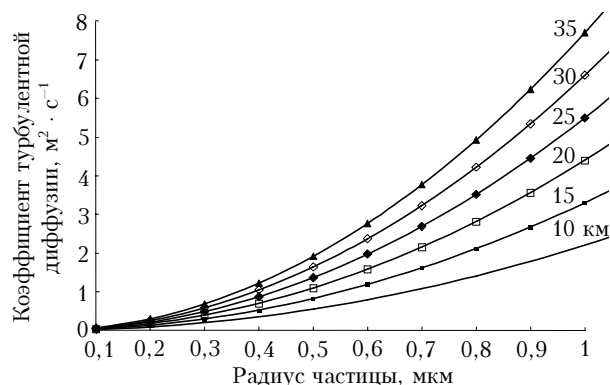


Рис. 1. Зависимость высоты выравнивания кинетической и потенциальной энергии аэрозольной частицы от ее размера и интенсивности турбулентной диффузии

Видно, что кинетическая энергия турбулентной диффузии частицы дает заметный вклад в ее гамильтониан. Динамический диапазон последнего параметра выбран в соответствии с данными [3], вязкость воздуха принята равной 132 мкпуаз, что соответствует зимней стратосфере, плотность частицы ρ равна $1 \text{ г} \cdot \text{см}^{-3}$.

Распределение Гиббса по высоте для частиц радиуса a может быть записано в виде

$$f_a(h) = \frac{1}{Z} \exp \left[-\frac{mgh + (9/2)\pi\eta a D(h)}{kT} \right], \quad (4)$$

где $Z = \int_0^{\infty} dh \exp \left[-\frac{mgh + (9/2)\pi\eta a D(h)}{kT} \right]$ – статистическая сумма.

Высоты экстремумов концентрации монодисперсного аэрозоля радиусом a представляют собой корни уравнения

$$\frac{d}{dh} D(h) = -\frac{8a^2 \rho g}{27\eta}. \quad (5)^*$$

При выводе уравнения (5) мы пренебрегли высотной зависимостью параметров T и η на фоне гораздо более резкой высотной зависимости потенциальной энергии и коэффициента турбулентной диффузии. Из уравнения (5) следует, что экстремумы концентрации аэрозоля должны располагаться в областях убывания с высотой коэффициента турбулентной диффузии. Так как в соответствии с существующими представлениями интенсивность турбулентности уменьшается с высотой, функция $f_a(h)$ должна иметь максимум. Оценим положение максимума концентрации монодисперсного аэрозоля, используя для этого распространенную модель, предполагающую экспоненциальный характер убывания интенсивности турбулентных эффектов с высотой [4]. Полагая

$$D(h) = D(h_0) \exp[-(h - h_0)/H], \quad \text{где } H = 10 \text{ км},$$

для $h > h_0 \approx 10 \text{ км}$, приходим к положению максимума

$$h_m = H \ln \frac{27D_1\eta}{8a\rho gH} \quad (6a)$$

и условию его существования в области $h > h_0$ (стратосфере):

$$\frac{D(h_0)}{a^2} > \frac{8\rho gH}{27\eta}, \quad (66)^{**}$$

где $D_1 = D(h_0) \exp(h_0/H)$.

Из рис. 2 видно, что увеличение коэффициента турбулентной диффузии приводит к расширению динамического диапазона размеров аэрозоля, имеющего максимум концентрации в стратосфере (в сторону

крупных частиц), и уменьшению крутизны зависимости высоты максимума от размера частиц.

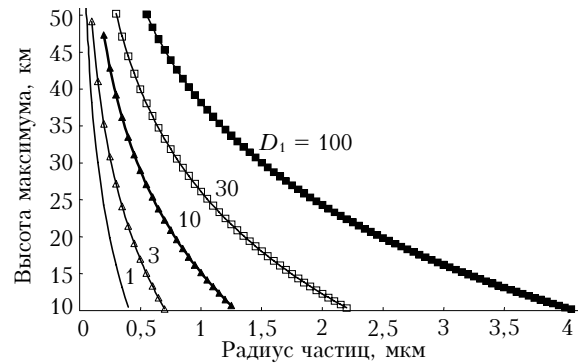


Рис. 2. Зависимость высоты максимума от размера частиц при различных значениях коэффициента турбулентной диффузии, $\text{м}^2/\text{с}$

Отметим, что максимум распределения монодисперсного аэрозоля по высоте является чрезвычайно острым (рис. 3).

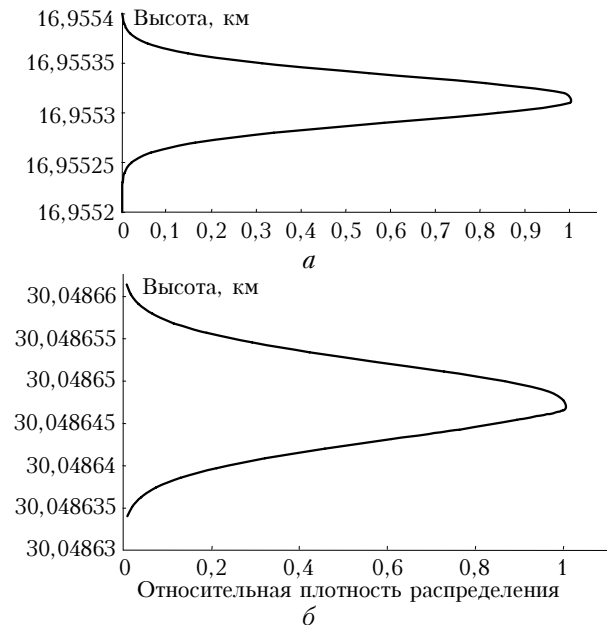


Рис. 3. Распределение монодисперсного аэрозоля по высоте: a – коэффициент диффузии $3 \text{ м}^2/\text{с}$, радиус – $0,5 \text{ мкм}$; b – коэффициент диффузии $100 \text{ м}^2/\text{с}$, радиус – $1,5 \text{ мкм}$

Полуширина распределения составляет дециметры или даже сантиметры, что дает основание аппроксимировать высотное распределение монодисперсной фракции δ -функцией Дирака с носителем, сосредоточенным на высоте максимума. Важно, что острота максимума связана отнюдь не с сильной пространственной изменчивостью поля коэффициента турбулентной диффузии по вертикали (его характерный масштаб на 4–5 порядков превосходит полуширину максимума плотности распределения), а с тем, что изменения как потенциальной, так и кинетической энергии аэрозольной частицы при малых вариациях высоты очень велики по сравнению с величиной kT . В самом деле, обозначив показатель экспоненты в (4)

* Для частиц радиусом 1 мкм и плотности $\sim 1 \text{ г} \cdot \text{см}^{-3}$ значение правой части уравнения (5) составляет $\sim 20 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$.

** Для масштаба вертикальной изменчивости коэффициента турбулентной диффузии $\sim 10 \text{ км}$ и плотности $\sim 1 \text{ г} \cdot \text{см}^{-3}$ значение правой части неравенства (66) составляет $\sim 3 \text{ ТГц}$.

через $-\varphi(h)$ и разлагая его в ряд Маклорена в окрестности корня уравнения (5) h_0 , приходим, с учетом очевидного соотношения $\varphi(h_0) = 0$, к следующему выражению для распределения $f_a(h)$:

$$f_a(h) = \sqrt{\frac{\lambda}{\pi}} \frac{1}{l_0} \exp\left[-\lambda \frac{(h - h_0)^2}{l_0^2}\right], \quad (7)$$

где $l_0 = \sqrt{D(h_0)/\ddot{D}(h_0)}$ – пространственный масштаб изменчивости коэффициента турбулентной диффузии; $\lambda = 3D(h_0)/(8uH) \gg 1$ – безразмерный параметр задачи, большие значения которого обеспечивают переход гауссоиды (7) в δ -функцию Дирака. Возможно, именно с этим и связана наблюдаемая выраженность высотной локализации слоя Юнге.

Возникает вопрос, насколько изложенные соображения согласуются с результатами лидарного зондирования стратосферного аэрозоля – практически единственного источника данных о вертикальном распределении аэрозольной компоненты в стратосфере. К сожалению, подавляющее большинство этих данных представляет собой результаты одночастотного зондирования без поляризационной селекции в приемном канале. Поэтому эти данные невозможно ис-

пользовать для восстановления параметров микроструктуры стратосферного аэрозоля, без знания которых исключена количественная проверка приведенных выше соображений. (Попутно отметим, что восстановление вертикального распределения хотя бы счетной концентрации и среднего квадрата радиуса частиц позволило бы оценить вертикальные профили коэффициента турбулентной диффузии в стратосфере, информация о которых практически отсутствует в настоящее время.) Вместе с тем слоистая структура профилей оптической активности стратосферного аэрозоля, явно просматривающаяся на рис. 4, хорошо согласуется с выводом о жесткой связи высоты расположения аэрозольного слоя, размера его частиц и скорости убывания с высотой коэффициента турбулентной диффузии.

Еще более наглядно о том, что турбулентная диффузия является своеобразным селектором различных фракций аэрозольного компонента стратосферы по высоте, свидетельствуют результаты лидарного зондирования в Якутске – регионе, известном наличием зон аномально низкой турбулентности в зимний период.

Два профиля, приведенные на рис. 5, являются характерными представителями такого класса

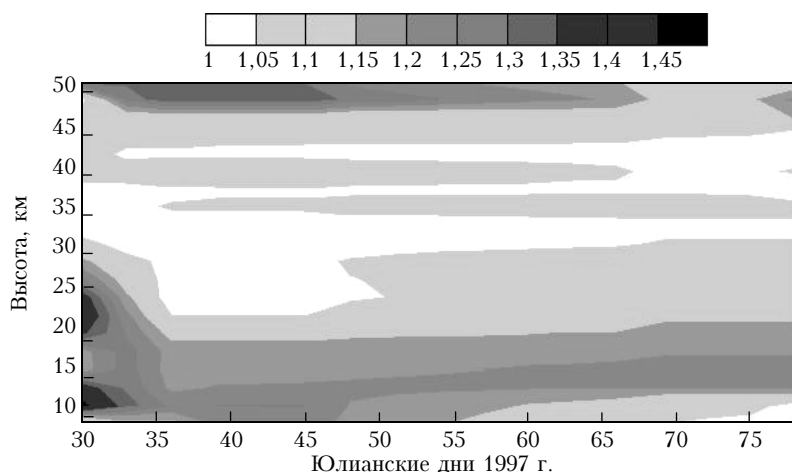


Рис. 4. Высотно-временной разрез отношения полного рассеяния назад к молекулярному по данным лидарного зондирования в Томске

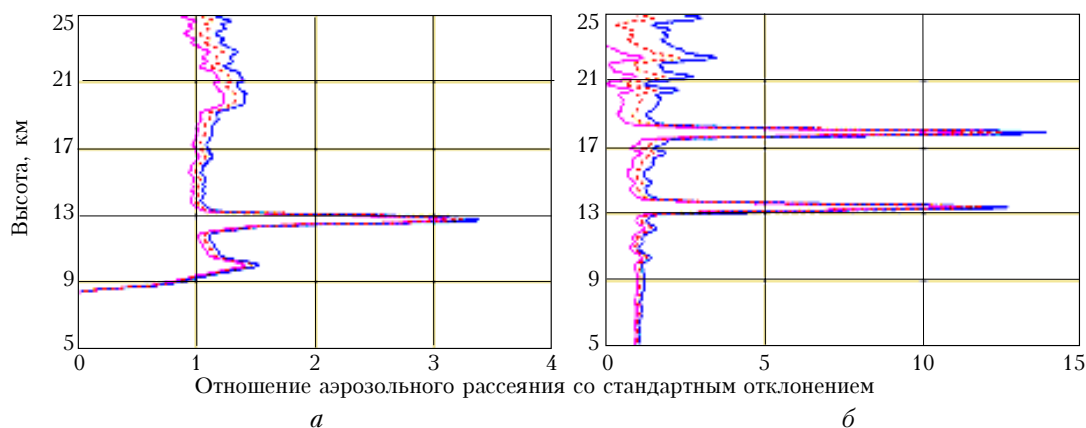


Рис. 5. Результаты лидарного зондирования в Якутске: *a* – 16 февраля 2006 г., *б* – 5 октября 2005 г.

профилей, регулярно наблюдаемых в этом регионе в период с октября по апрель.

Разумеется, приведенные результаты не могут рассматриваться как прямое экспериментальное подтверждение изложенных выше расчетов и оценок. Такое подтверждение требует специально поставленного комплексного эксперимента и, как отмечено выше, открывает широкие перспективы для получения систематических данных о турбулентной диффузии в стратосфере. Однако качественное согласие наблюдаемых лидарных профилей с описанным выше механизмом влияния турбулентной диффузии на вертикальное распределение аэрозоля представляется вполне разумным.

Авторы благодарят Семена Викторовича Николашкина за предоставленные результаты лидарных измерений в г. Якутске

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке гранта РФФИ № 04-05-64390.

1. *Захаров В.М., Крученицкий Г.М.* Термодинамическая модель вертикального распределения озона // Журнал ВХО им. Д.И. Менделеева. 1990. С. 473–482.
2. *Кикоин А.К., Кикоин И.К.* Молекулярная физика. М.: Наука, 1976. С. 43–47.
3. *Пинус Н.З., Шметер С.М.* Аэрология. Ч. II. Л.: Гидрометеониздат, 1965. 186 с.
4. *Зуев В.Е., Банух В.А., Покасов В.В.* Оптика турбулентной атмосферы. Л.: Гидрометеониздат, 1988. 270 с.

G.M. Kruchenitsky, V.N. Marichev. **On the role of turbulent diffusion in vertical distribution of aerosol particles.**

Based on the calculations of kinetic energy of an aerosol particle conditioned by turbulent diffusion in the atmosphere, the effects of this diffusion onto the vertical distribution of aerosol particles are thoroughly investigated. It is proved by the Gibbs method that turbulent diffusion, whose intensity fades with the altitude, favors equilibrium existence of aerosol layers. The altitude, where these layers get located and stabilized depends on the particle sizes and the decrease rate of the diffusion coefficient. It is established that the increase in the turbulent diffusion intensity expands the range of particle sizes, which can be balanced at stratospheric heights, which can be one of the mechanisms of negative feedback in order to stabilize stratospheric temperature. The conclusions obtained are qualitatively proved by the results of lidar sensing of stratospheric aerosol in Tomsk and Yakutsk.