

Об учете усредненной вертикальной компоненты ветра в задачах переноса стратосферного аэрозоля

В.И. Грязин, С.А. Береснев*

Уральский государственный университет им. А.М. Горького
620083, г. Екатеринбург, пр. Ленина, 51

Поступила в редакцию 10.04.2009 г.

Проведен анализ влияния усредненной вертикальной компоненты ветра на перенос стратосферного аэрозоля при использовании базы данных ассимиляционной модели ОЦА УКМО за 1993–2006 гг. На примере задачи о действии постоянного источника частиц вблизи стратопauses показано, что учет действия усредненной вертикальной компоненты ветра наряду с учетом гравитационной седиментации и турбулентной диффузии кардинальным образом изменяет стандартные высотные профили относительной концентрации частиц. Представлены результаты для высот левитации в стратосфере частиц различной плотности и размеров при действии на них силы тяжести и силы ветрового давления.

Ключевые слова: стратосфера, аэрозоль, вертикальная компонента ветра, транспортные аэрозольные модели; stratosphere, aerosol, vertical component of wind, aerosol transport models.

Введение

Стратосфера как термически и механически устойчивый атмосферный слой допускает возможность относительно длительного существования в ней достаточно устойчивых стратифицированных аэрозольных облаков и слоев различной природы [1]. В последнее время привлекают внимание не только общеизвестные аэрозольные образования такого рода (сульфатный слой Юнге, полярные стратосферные облака, вулканические облака), но и стратосферные облака от лесных пожаров [2, 3], перистые облака вблизи тропопаузы как в экваториальных, так и в умеренных широтах [4, 5] и др.

Разнообразие свойств стратифицированных слоев твердых аэрозолей в стратосфере (в противоположность каплям слоя Юнге) проанализировано в недавней работе [6]. Пристальное внимание уделяется присутствию в стратосфере биогенного аэрозоля, в том числе жизнеспособных микроорганизмов [7]; выясняются возможные причины повышенного загрязнения сажевыми частицами арктической стратосферы [8].

Известно, что стратосферные аэрозольные облака имеют различные причины и механизмы образования и могут включать в себя как субмикронные, так и неожиданно крупные и массивные частицы — вплоть до десятков микрометров в полярных стратосферных облаках [9]. В связи с этим закономерно возникают вопросы о механизмах проникновения аэрозольных частиц из тропосферы в стратосферу через

барьер тропопаузы, а также о механизмах стабилизации и вертикальной устойчивости стратосферных облаков различной природы.

В предыдущих статьях авторов [10, 11] были впервые проанализированы характерные высотные и климатологические особенности поля усредненной вертикальной компоненты стратосферного ветра на основе использования многолетних данных ассимиляционной метеорологической модели УКМО. Сенсором для получения исходной информации являлся доплеровский интерферометр высокого разрешения HRDI на метеоспутнике NASA UARS, который функционировал в период 1993–2006 гг. Анализ большого массива данных привел к достаточно неожиданным результатам. Во-первых, оказалось, что высотные профили вертикальной компоненты ветра демонстрируют характерные и устойчивые закономерности не только при годовом, но и при 13-летнем усреднении, причем эти закономерности специфичны для географических районов. Во-вторых, скорости усредненной вертикальной компоненты ветра оказались вполне достаточными, чтобы эффективно контролировать вертикальное перемещение достаточно крупных и массивных аэрозольных частиц (размерами до 3–5 мкм и плотностью 1,0–1,5 г/см³) на всей протяженности стратосферы. При этом ветровой перенос стратосферного аэрозоля сводится не только к ослаблению или усилению процесса осаждения частиц в зависимости от знака вертикальной компоненты ветра, но и к возможности образования достаточно широких аэрозольных слоев на различных высотах [10].

Данные выводы побудили авторов обратиться к классическим (например, [12, 13]) и современным

* Виктор Иванович Грязин (blind_faith@mail.ru); Сергей Анатольевич Береснев (Sergey.Beresnev@usu.ru).

[14–16] транспортным аэрозольным моделям для описания слоя Юнге с целью оценки учета в них влияния вертикальной составляющей ветра. Также были проанализированы и некоторые современные модели для описания динамических характеристик полярных стратосферных облаков [17, 18] и высотных перистых облаков [19–21]. Оказалось, что в классических одномерных моделях для слоя Юнге [12, 13] вертикальная компонента ветра не учитывается вообще (и даже не упоминается), что можно объяснить только отсутствием информации о ее характеристиках на момент разработки моделей.

В современных моделях слоя Юнге делаются попытки учета вертикальной компоненты ветра, но при этом ее скорость упрощенно полагается либо постоянной по всей высоте [15], либо аппроксимируется не достаточно понятными и обоснованными модельными представлениями [14, 16]. Вряд ли оправданна и точка зрения авторов относительно работы [17]: «Ввиду отсутствия экспериментальных данных мы полагаем, что фоновая вертикальная составляющая ветра тождественно равна нулю».

Авторы [18–20], напротив, полагают восходящую вертикальную компоненту ветра основным стабилизирующим фактором устойчивости полярных стратосферных и высотных перистых облаков. Текущая информация о величинах скорости вертикальной компоненты ветра либо извлекается из синоптических данных ECMWF [18, 19], либо определяется по данным модели ОЦА ЕСНАМ [20]. В том и другом случае влияние вертикальной компоненты ветра на перенос частиц непосредственно не прослеживается и не может быть критически проанализировано. Возможно, что именно по этой причине в недавней работе по моделированию высотных перистых облаков [21] скорость вертикальной компоненты ветра вновь полагается задаваемой постоянной величиной.

В настоящей статье, которая является непосредственным продолжением анализа, начатого в [10, 11], продемонстрированы в явном виде в терминах транспортных аэрозольных моделей неожиданные возможности усредненной вертикальной компоненты ветра при переносе стратосферного аэрозоля в сравнении с другими известными механизмами — гравитационной седиментацией и диффузией частиц.

Постановка задачи

Начиная с работы [12], математический формализм проблемы основывался на феноменологическом использовании уравнения баланса потоков частиц на различных высотах («уравнение неразрывности» для потоков частиц [13]). Такой подход позволяет единообразно рассмотреть и учесть как детерминированные, так и диффузионные механизмы переноса частиц, и используется по настоящее время. В современной терминологии данный метод сводится к решению краевой задачи для так называемого обобщенного уравнения динамики аэрозолей (General Dynamics Equation, GDE) [22]. В одномерном случае (все изменения происходят только по высоте z) для монодисперсного аэрозоля оно имеет вид:

$$\frac{\partial n}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial z} \left[\left(U_{mg} + U_w + \sum_i U_{ph}^i \right) n \right] - \frac{\partial}{\partial z} \left[(D_B + D_{turb}) \frac{\partial n}{\partial z} \right] = \left(\frac{\partial n}{\partial t} \right)_{nucl} + \left(\frac{\partial n}{\partial t} \right)_{coag} - \left(\frac{\partial n}{\partial t} \right)_{cond} - \left(\frac{\partial n}{\partial t} \right)_{rem}. \quad (1)$$

Здесь $n \equiv n(R_p, t, z)$ — числовая концентрация частиц радиусом R_p на высоте z в момент времени t ; U_{mg} , U_w , U_{ph}^i — скорости гравитационного оседания частицы, вертикальной составляющей ветра, форетических (например, термо-, диффузион- и фотофоретического) движений частицы; D_B и D_{turb} — коэффициенты броуновской и турбулентной диффузии частиц. В правой части уравнения схематично учтены процессы нуклеации, коагуляции, конденсационного роста и влажного вымывания частиц; знаки у слагаемых записаны в общепринятом виде [22].

Уравнение (1) описывает широкий спектр одно временно протекающих явлений, характеризующихся различными пространственно-временными масштабами. Очевидно, что для разработки математических моделей на его основе необходимо провести пространственно-временное осреднение полного уравнения для соответствующего масштаба атмосферных движений. При таком подходе будут отфильтрованы те физические процессы, масштаб которых меньше пространственного и временного интервалов осреднения [23], а сама математическая модель может значительно упроститься. К сожалению, данный подход ввиду его принципиальной сложности пока не нашел широкого применения. Гораздо чаще используется метод, основанный на анализе отдельных элементарных задач, учитывающих действие какого-либо определяющего физического эффекта. Он, в частности, достаточно полно представлен в работах [12, 13], но при этом обычно остается открытым принципиальный вопрос: для какого временного и пространственного масштаба справедливы полученные результаты?

В настоящей статье анализируется действие вертикальной компоненты ветра, усредненной за месяц, год и несколько лет [10, 11]. С точки зрения классификации масштабов атмосферных движений — это синоптический и глобальный масштабы, характеризующиеся временными интервалами от недель до нескольких лет, а пространственные масштабы могут охватывать всю протяженность стратосферы. Известно, что атмосферный аэрозоль с течением времени может достигать установившегося распределения частиц по размерам, которое практически не зависит от начальных условий. Такое самосохраняющееся распределение достигается, когда нуклеационный и конденсационный приросты частиц данного размера уравновешиваются их потерями в результате коагуляции или осаждения. Образующийся квазистационарный спектр (так называемый спектр Фридлендера) формируется достаточно медленно и характерен для ряда типов атмосферного аэрозоля именно на больших временных масштабах [24].

Таким образом, мы можем проанализировать осредненное уравнение (1) с нулевой правой частью

(осредненные источники и стоки монодисперсных частиц размером R_p взаимно компенсируют друг друга). В стационарном случае рассматриваемая физическая модель сведется к анализу высотных изменений постоянного по величине потока частиц с учетом действия как детерминированных сил (силы тяжести и силы сопротивления со стороны газовой среды), так и диффузионных процессов. Без учета форетических явлений стационарное осредненное уравнение (1) может быть записано в виде

$$\frac{\partial}{\partial z}[(U_{mg} + U_w)n] - \frac{\partial}{\partial z}[(D_B + D_{turb})\frac{\partial n}{\partial z}] = 0,$$

а его интегрирование дает

$$(U_{mg} + U_w)n - (D_B + D_{turb})\frac{\partial n}{\partial z} = c, \quad (2)$$

где c — константа интегрирования, определяемая при конкретизации задачи. Отметим, что в уравнении (2) все входящие в него величины полагаются усредненными за необходимый временной интервал. Очевидно, что постановка граничных задач на основе уравнения (2) требует конкретизации рассматриваемой физической модели. В частности, в [12, 13] была сформулирована задача о действии постоянного источника монодисперсных частиц на некоторой высоте z_0 в стратосфере, при этом полный поток частиц полагается постоянным на любой высоте z (отсутствуют источники и стоки частиц). Действие силы тяжести и турбулентной диффузии по-разному изменяет высотный профиль концентрации частиц, причем его отыскание — основная цель решения задачи. В настоящей статье эта модельная задача также принята за основу анализа, но при этом учитывается действие нового фактора — вертикальной компоненты ветра. Ниже представлен анализ данной проблемы при последовательном включении в рассмотрение процессов гравитационной седиментации, диффузии частиц и действия усредненной вертикальной компоненты ветра.

Гравитационная седиментация частиц

На рис. 1 представлены результаты анализа сформулированной выше задачи при действии на частицы только силы тяжести (известная модель стационарной «спокойной» атмосферы [25]).

Для расчетов использовались данные стандартной атмосферы США [26], скорость гравитационной седиментации сферических частиц $U_{mg}(z)$ вычислялась по методике, подробно описанной в [10]. Каждая кривая для относительной концентрации частиц $n(z)/n(z_0)$ отвечает условию постоянства полного потока частиц, выпущенных в стратосфере на высоте $z_0 = 50$ км. Видно, что данная характеристика не зависит от плотности частиц, сильно изменяется с высотой для субмикронных частиц (так как скорость гравитационного оседания уменьшается с уменьшением высоты), а для крупных частиц микронных размеров практически не зависит от высоты в нижней стратосфере. Полученные результаты хорошо согласуются с данными, представленными в [12, 13].

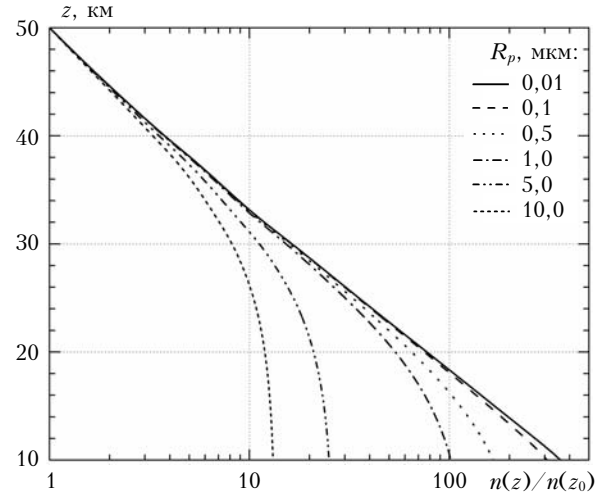


Рис. 1. Изменение относительной концентрации частиц различных размеров с высотой в стационарной стратосфере в процессе гравитационной седиментации (постоянный источник на высоте $z_0 = 50$ км)

Совместное действие гравитационной седиментации и диффузии частиц

Как известно, диффузия аэрозольных частиц является важным фактором изменения их концентрации, конкурирующим с механизмом гравитационной седиментации [24]. В диффузионных процессах с аэрозолями выделяют механизмы броуновской и турбулентной диффузии, полагая для каждого из них справедливость закона Фика [27]. Процессы броуновской диффузии частиц хорошо исследованы математически, для них существуют надежные методики расчета коэффициента броуновской диффузии D_B для различных газокинетических режимов (за исключением, быть может, случая наночастиц).

Обычно для атмосферных аэрозолей $D_B \ll D_{turb}$ и определяющую роль в процессе играет только турбулентная диффузия. При этом универсального математически простого и общепринятого подхода к описанию характеристик движения частиц в турбулентных потоках на сегодняшний день, по-видимому, не существует (см., например, [27, 28]). По этой причине ниже мы попытаемся представить лишь максимальную оценку эффектов турбулентной диффузии частиц в стратосфере, не претендуя на какой-либо детальный анализ. Для этого примем два упрощающих предположения. Во-первых, аэрозольные частицы рассматриваются как пассивная примесь, движущаяся со скоростью окружающей среды (т.е. турбулентного вихря). Во-вторых, для оценки высотной зависимости $D_{turb}(z)$ воспользуемся аппроксимацией из работы [29], которая удачно обобщает ряд известных из литературы модельных представлений

$$D_{turb}(z) = D_0 \exp(kz), \quad (3)$$

где $D_0 = 0,0711 \text{ м}^2/\text{с}$; $k = 0,103 \text{ км}^{-1}$. По мнению автора [29], уравнение (3) работоспособно на всей

протяженности стратосферы (от тропо- до страто- паузы). Что касается климатологической изменчивости величины D_{turb} , то данные, полученные с помощью МСТ-радаров, по-видимому, свидетельствуют о ее проявлении в нижней и средней стратосфере, но не очень существенном [30, 31].

На рис. 2 представлены результаты расчетов изменения $n(z)/n(z_0)$ с высотой. Левая часть рис. 2 (от 0,01 до 1 по оси абсцисс) соответствует задаче о постоянном источнике частиц в тропопаузе в предположении диффузионно-седиментационного равновесия при нулевом полном потоке частиц (см. формулировку данной задачи в [12, 13]).

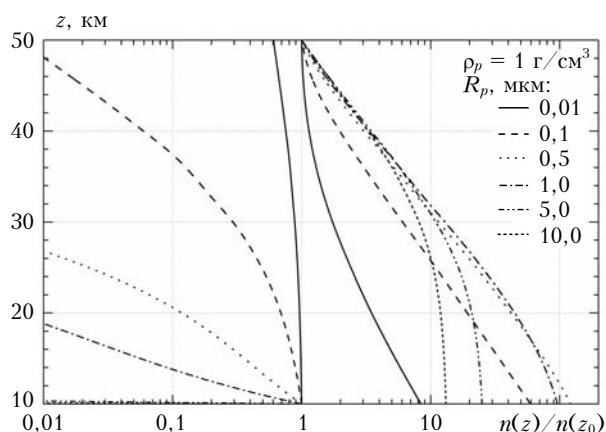


Рис. 2. Изменение относительной концентрации частиц единичной плотности различных размеров с высотой в стратосфере при учете гравитационной седиментации и диффузии частиц. Слева – задача о постоянном источнике в тропопаузе на высоте $z_0 = 10$ км в предположении диффузионно-седиментационного равновесия, справа – задача о постоянном источнике вблизи стратопаузы на высоте $z_0 = 50$ км

Для оценки диффузионного потока частиц было использовано уравнение (3). Очевидно, что данная задача может быть сформулирована только при учете процесса диффузии частиц вверх против силы тяжести. Правая часть рис. 2 (от 1 до 200 по оси абсцисс) вновь соответствует задаче о постоянном источнике частиц вблизи стратопаузы (она уже обсуждалась выше). Сравнение этих результатов с данными на рис. 1 показывает, что турбулентная диффузия может кардинально изменять $n(z)/n(z_0)$ на фиксированных высотах для субмикронных частиц, однако для крупных частиц микронных размеров действие силы тяжести преобладает. Данные выводы в целом были сформулированы и обсуждались ранее [12, 13], однако учет действия вертикальной компоненты ветра, как это будет показано ниже, может радикально изменить их.

Совместное действие гравитационной седиментации и вертикальной компоненты ветра

На рис. 3 представлены результаты, демонстрирующие совместное действие силы тяжести и вертикальной компоненты ветра на частицы единичной плотности с $R_p = 1$ мкм.

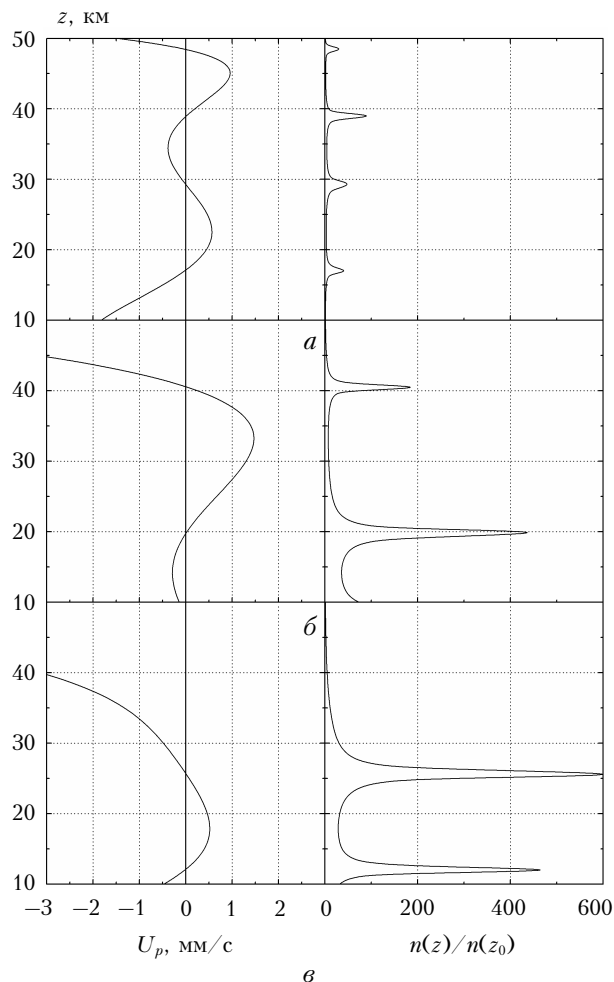


Рис. 3. Характеристики действия усредненной за период 1993–2005 гг. вертикальной компоненты ветра на частицы единичной плотности и $R_p = 1$ мкм: слева – полные скорости движения частиц; справа – изменение относительной концентрации частиц с высотой (действие вертикальной компоненты ветра и гравитации) в областях вблизи экватора (а), Северного (б) и Южного (в) полюсов

Левые части рис. 3 показывают высотные профили полной скорости движения частиц в стратосфере (учтено действие силы тяжести и силы со стороны ветра) для трех характерных географических районов. Методика расчетов подробно описана в [10]. В расчетах были использованы данные для усредненной за период 1993–2005 гг. вертикальной компоненты ветра, сохраняющие ее характерные особенности для различных географических районов. Положительные значения скорости движения частиц соответствуют их подъему против силы тяжести. Видно, что на определенных высотах происходит изменение знака скорости движения частиц с переходом через нуль, что имеет важное значение для дальнейшего анализа. Отметим, что качественный характер зависимостей высотных профилей полной скорости движения частиц хорошо воспроизводится как при зональном усреднении за определенный год, так и при временном усреднении за весь период наблюдений.

Правые части рисунка вновь соответствуют рассмотренной выше задаче о постоянном источнике частиц вблизи стратопазузы на высоте 50 км, но уже с учетом действия вертикальной компоненты ветра. Видно, что вместо характерных для рис. 1 монотонных зависимостей отчетливо выражены пики (точнее — это точки разрыва) на высотах, соответствующих смене знака полной скорости движения частиц. Острота пиков [а значит, и значение $n(z)/n(z_0)$] сильно зависит от принятого в расчетах шага по сетке высот, поэтому к абсолютным значениям данной величины в области пиков нужно относиться с определенной осторожностью. Заметим также, что указанные пики не всегда характеризуют образование реальных достаточно узких аэрозольных слоев.

Таким образом, учет усредненного вертикального ветра совместно с действием силы тяжести приводит к радикальным изменениям в высотных зависимостях для относительной концентрации частиц в задаче о постоянном источнике частиц вблизи стратопазузы, причем главное в этих изменениях — отсутствие прежней упорядоченности и монотонности изменения относительной концентрации $n(z)/n(z_0)$.

Совместное действие гравитационной седиментации, диффузии и вертикальной компоненты ветра

Ниже приведен анализ суммарного действия всех рассмотренных выше механизмов на примере задачи о постоянном источнике частиц вблизи стратопазузы. На рис. 4 представлены высотные зависимости величины относительной концентрации частиц единичной плотности и различных размеров. Используются данные для зонально-усредненной вертикальной компоненты ветра для 60° с.ш. за 2005 г.

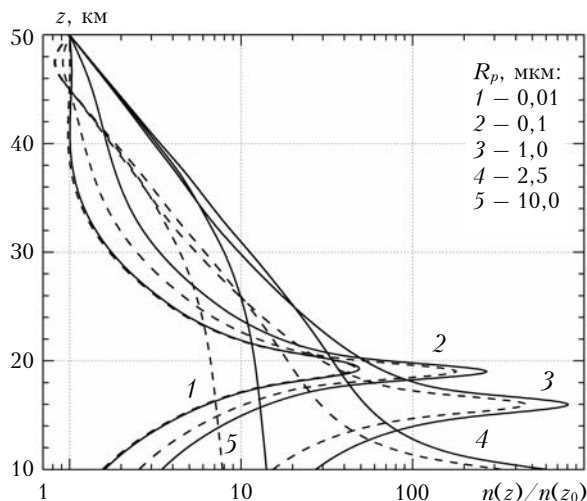


Рис. 4. Изменение относительной концентрации частиц единичной плотности различных размеров с высотой в стратосфере при учете гравитации, диффузии частиц и действия вертикальной компоненты ветра (сплошные линии); то же, но без учета диффузии (пунктир). Данные для ветра — зональное усреднение для 60° с.ш., 2005 г.

Видно, что достаточно крупные частицы (начиная с $R_p = 2,5$ мкм) слабо подвержены действию вертикальной составляющей ветра, для них основными механизмами изменения относительной концентрации являются сила тяжести и турбулентная диффузия.

Авторы допускают, что влияние последнего фактора для таких крупных частиц на рис. 4 несколько преувеличено, так как в расчетах частицы единообразно трактовались как пассивная примесь. Для частиц размером менее 2,5 мкм (на рис. 4 это частицы с $R_p = 0,01 \div 1,0$ мкм) относительная концентрация преимущественно контролируется действием вертикальной компоненты ветра, хотя учет турбулентной диффузии существенно (в разы) изменяет $n(z)/n(z_0)$. Для таких частиц вновь характерны острые пики (точки разрыва на определенных высотах). Анализ высот смены знака полной скорости движения частиц для данного профиля ветра позволяет утверждать, что положение пиков на данном рисунке может характеризовать возможность образования реальных аэрозольных слоев на высотах 15–20 км.

Возможные высоты левитации частиц под действием вертикальной компоненты ветра

Вновь вернемся к задаче о совместном действии на частицы силы тяжести и силы со стороны ветра. Очевидно, что при наличии в усредненных высотных профилях областей восходящего ветра (см. рис. 3 слева) возможно уравнивание указанных сил, что означает левитацию частиц определенных размеров и плотности на характерных высотах. Подобный подход (идея механического равновесия частиц под действием определяющих сил без учета диффузионных процессов) использовался ранее при анализе фотофоретического движения частиц в атмосфере [32, 33]. На рис. 5 представлены высоты левитации частиц различной плотности и размеров для двух широт Северного полушария.

Использовались данные для зонально-усредненной вертикальной компоненты ветра за 2005 г., точность определения высот левитации оценивается в ± 100 м. Обрыв линии означает отсутствие равенства сил и невозможность левитации. Видно, что для приполярных широт (75° с.ш.) возможные высоты левитации покрывают практически всю среднюю и верхнюю стратосферу, что обусловлено характером высотного профиля вертикальной составляющей ветра. Чем меньше плотность частиц при их фиксированных размерах, тем выше высоты равновесия. Но даже для частиц плотностью 2 г/см^3 возможна их левитация в стратосфере при условии, что $R_p \leq 1,5$ мкм. Несомненно, что для субмикронных частиц дополнительную роль в левитации будет играть и турбулентная диффузия. Для условий 60° с.ш. видно другое семейство кривых, расположенных гораздо ниже. Характерно, что для частиц с $R_p = 0,1 \div 0,2$ мкм наблюдается плато вблизи высот около 20 км. Хотя

данная методика и не позволяет полностью охарактеризовать свойства стратифицированных слоев частиц в стратосфере и оценить их толщины, но несомненно коррелиция с месторасположением слоя Юнге и полярных стратосферных облаков на характерных высотах.

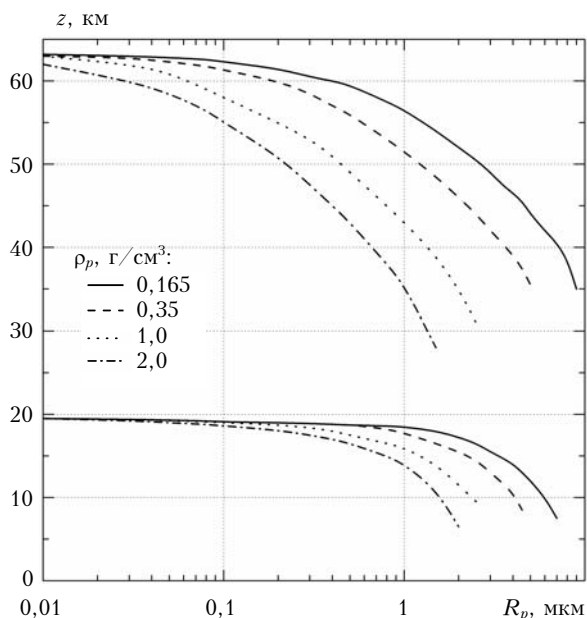


Рис. 5. Высоты левитации частиц различной плотности и размеров под действием силы тяжести и зонально-усредненного вертикального ветра для 2005 г.: вверху — 75° с.ш., внизу — 60° с.ш.

Заклучение

На примере задачи о действии постоянного источника частиц на некоторой высоте вблизи стратопauses показано, что учет в модели действия усредненной вертикальной компоненты ветра кардинальным образом изменяет стандартные высотные профили относительной концентрации частиц. Данный вывод свидетельствует об обязательности включения в транспортные аэрозольные модели «ветрового» фактора, если мы хотим корректно проанализировать эволюцию поствулканического или даже фонового стратосферного аэрозоля на достаточно больших временных масштабах.

Созданная база данных для высотных профилей усредненной вертикальной компоненты ветра [10, 11] содержит обширную информацию о его широтной и сезонной изменчивости за период 1993–2006 гг. (фактически полный солнечный цикл) и допускает не только удобную математическую аппроксимацию, но и достаточно простую параметризацию профилей вертикальной компоненты ветра для дальнейшего анализа. С другой стороны, остается открытым вопрос об универсальности и репрезентативности подобной параметризации ввиду высокой изменчивости циркуляционных процессов в стратосфере, включая данные и для скоростей вертикальной компоненты ветра. Авторы полагают, что частично данную проблему возможно разрешить путем сопоставления ре-

зультатов для двух баз данных — по модели UKMO, использованных в настоящей статье, и данных реанализа NCEP/NCAR [34]. К сожалению, на сегодняшний день сопоставления такого рода нам не известны.

Авторы выражают благодарность British Atmospheric Data Centre за предоставление доступа к базе данных UKMO.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 09-01-00649) и Минобрнауки России (программа «Развитие научного потенциала высшей школы (2009–2010 годы)», рег. № 2.1.1/6019).

1. Brasseur G.P., Solomon S. *Aeronomy of the middle atmosphere*. 3rd ed. Dordrecht: Springer, 2005. 644 p.
2. Gerding M., Baumgarten G., Blum U., Thayer J.P., Fricke K.-H., Neuber R., Fiedler J. Observation of an unusual mid-stratospheric aerosol layer in the Arctic: possible sources and implications for polar vortex dynamics // *Annal. Geophys.* 2003. V. 21. N 4. P. 1057–1069.
3. Jost H.-J., Drdla K., Stohl A., Pfister L., Loewenstein M., Lopez J.P., Hudson P.K., Murphy D.M., Cziczo D.J., Fromm M., Bui T.P., Dean-Day J., Gerbig C., Mahoney M.J., Richard E.C., Spichtinger N., Pittman J.V., Weinstock E.M., Wilson J.C., Xueref I. In-situ observations of mid-latitude forest fire plumes deep in the stratosphere // *Geophys. Res. Lett.* 2004. V. 31. L11101. doi:10.1029/2003GL019253.
4. Kärcher B. Properties of subvisible cirrus clouds formed by homogeneous freezing // *Atmos. Chem. Phys.* 2002. V. 2. N 2. P. 160–170.
5. Luo B.P., Peter Th., Wernli H., Fueglistaler S., Wirth M., Kiemle C., Flentje H., Yushkov V.A., Khattatov V., Rudakov V., Thomas A., Borrmann S., Toci G., Mazzinghi P., Beuermann J., Schiller C., Cairo F., Di Don-Francesco G., Adriani A., Volk C.M., Strom J., Noone K., Mitev V., MacKenzie R.A., Carslaw K.S., Trautmann T., Santacesaria V., Stefanutti L. Ultra-thin Tropical Tropopause Clouds (UTTCs): II. Stabilization mechanisms // *Atmos. Chem. Phys.* 2003. V. 3. N 4. P. 1093–1100.
6. Renard J.-B., Brogniez C., Berthet G., Bourgeois Q., Gaubicher B., Chartier M., Balois J.-Y., Verwaerde C., Auriol F., Francois P., Daugeron D., Engrand C. Vertical distribution of the different types of aerosols in the stratosphere: Detection of solid particles and analysis of their spatial variability // *J. Geophys. Res.* 2008. V. 113. D21303. doi:10.1029/2008JD010150.
7. Wainwright M., Alharbi S., Wickramasinghe N.C. How do microorganisms reach the stratosphere? // *Int. J. Astrobiol.* 2006. V. 5. N 1. P. 13–15.
8. Koch D., Hansen J. Distant origins of Arctic black carbon: A Goddard Institute for Space Studies ModelE experiment // *J. Geophys. Res.* 2005. V. 110. D04204. doi:10.1029/2004JD005296.
9. Fahey D.W., Gao R.S., Carslaw K.S., Kettleborough J., Popp P.J., Northway M.J., Holecek J.C., Ciciora S.C., McLaughlin R.J., Thompson T.L., Winkler R.H., Baumgardner D.G., Gandrud B., Wennberg P.O., Dhaniyala S., McKinney K., Peter Th., Salawitch R.J., Bui T.P., Elkins J.W., Webster C.R., Atlas E.L., Jost H., Wilson J.C., Herman R.L., Kleinbohl A., Von Kohnig M. The detection of large HNO₃-containing particles in the winter arctic stratosphere // *Science*. 2001. V. 291. N 5506. P. 1026–1031.
10. Береснев С.А., Грязин В.И. Вертикальный ветровой перенос аэрозолей в стратосфере // *Оптика атмосф. и океана*. 2007. Т. 20. № 6. С. 537–543.

11. Береснев С.А., Грязин В.И., Грибанов К.Г. Климатология вертикального ветра в средней атмосфере // Оптика атмосфер. и океана. 2008. Т. 21. № 6. С. 516–522.
12. Junge C.E., Chagnon C.W., Manson J.E. Stratospheric aerosols // J. Meteorol. 1961. V. 18. N 1. P. 81–108.
13. Whitten R.C., Toon O.B., Turco R.P. The stratospheric sulfate aerosol layer: process, models, observations, and simulations // Pure Appl. Geophys. 1980. V. 118. N 1. P. 86–127.
14. Koziol A.S., Pudykiewicz J. High-resolution modeling of size-resolved stratospheric aerosol // J. Atmos. Sci. 1998. V. 55. N 20. P. 3127–3147.
15. Li C., Boer G.J. The continuity equation for the stratospheric aerosol and its characteristic curves // J. Atmos. Sci. 2000. V. 57. N 3. P. 442–451.
16. Fussen D., Vanhellemont P., Bingen C. Evolution of stratospheric aerosols in the post-Pinatubo period measured by solar occultation // Atmos. Environ. 2001. V. 35. N 30. P. 5067–5078.
17. Panegrossi G., Fua D., Fiocco G. A 1-D model of the formation and evolution of polar stratospheric clouds // J. Atmos. Chem. 1996. V. 23. N 1. P. 5–35.
18. Flentje H., Dörnbrack A., Fix F., Meister F., Schmid H., Füglistaler S., Luo B., Peter Th. Denitrification inside the stratospheric vortex in the winter of 1999–2000 by sedimentation of large nitric acid trihydrate particles // J. Geophys. Res. 2002. V. 107. N D16. 4314. doi: 10.1029/2001JD001015.
19. Kärcher B., Ström J. The roles of dynamical variability and aerosols in cirrus cloud formation // Atmos. Chem. Phys. 2003. V. 3. N 3. P. 823–838.
20. Lohmann U., Kärcher B. First interactive simulations of cirrus clouds formed by homogeneous freezing in the ECHAM general circulation model // J. Geophys. Res. 2002. V. 107. N D10. doi: 10.1029/2001JD000767.
21. Spichtinger P., Gierens K.M. Modelling of cirrus clouds – Part 1b: Structuring cirrus clouds by dynamics // Atmos. Chem. Phys. 2009. V. 9. N 2. P. 707–719.
22. Williams M.M.R., Loyalka S.K. Aerosol science; theory and practice: with special applications to the nuclear industry. Oxford: Pergamon Press, 1991. 446 p.
23. Алоян А.Е. Моделирование динамики и кинетики газовых примесей и аэрозолей в атмосфере. М.: Наука, 2008. 415 с.
24. Раїсн П. Аэрозоли. Введение в теорию. М.: Мир, 1987. 280 с.
25. Kasten F. Falling speed of aerosol particles // J. Appl. Meteorol. 1968. V. 7. N 10. P. 944–947.
26. Anderson G.P., Clough S.A., Kneizys F.X., Chetwynd J.H., Shettle E.P. AFGL atmospheric constituent profiles (0–120 km). Air Force Geophysics Laboratory (USA): AFGL-TR-86-0110, Environment research paper N 954. 1986. 43 p.
27. Guha A. Transport and deposition of particles in turbulent and laminar flow // Annu. Rev. Fluid Mech. 2008. V. 40. P. 311–341.
28. Волков К.Н., Емельянов В.Н. Течения газа с частицами. М.: Физматлит, 2008. 600 с.
29. Liley J.B. Analytic solution of a one-dimensional equation for aerosol and gas dispersion in the stratosphere // J. Atmos. Sci. 1995. V. 52. N 18. P. 3283–3288.
30. Rao D.N., Ratnam M.V., Rao T.N., Rao S.V.B. Seasonal variation of vertical eddy diffusivity in the troposphere, lower stratosphere and mesosphere over a tropical station // Annal. Geophys. 2001. V. 19. N 8. P. 975–984.
31. Wilson R. Turbulent diffusivity in the free atmosphere inferred from MST radar measurements: a review // Annal. Geophys. 2004. V. 22. N 11. P. 3869–3887.
32. 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 атмосфер. и океана. 2003. Т. 16. № 1. С. 52–57.
33. Береснев С.А., Кочнева Л.Б., Суетин П.Е., Захаров В.И., Грибанов К.Г. Фотофорез атмосферных аэрозолей в поле теплового излучения Земли // Оптика атмосфер. и океана. 2003. Т. 16. № 5–6. С. 470–477.
34. Kalnay E., Kanamitsu M., Kistler R., Collins W., Deaven D., Gandin L., Iredell M., Saha S., White G., Woollen J., Zhu Y., Leetmaa A., Reynolds R., Chelliah M., Ebisuzaki W., Higgins W., Janowiak J., Mo K.C., Ropelewski C., Wang J., Jenne R., Joseph D. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project // Bull. Amer. Meteorol. Soc. 1996. V. 77. N 3. P. 437–471.

V.I. Gryazin, S.A. Beresnev. About the account of averaged vertical component of wind in problems of stratospheric aerosol transport.

The analysis of influence of averaged vertical component of wind on stratospheric aerosol transport at the use of assimilation GCM UKMO database for 1993–2006 is carried out. By the example of a problem about action of constant particles source near stratopause it is shown, that account of action of the averaged vertical wind alongside with the account gravitational sedimentation and turbulent diffusion changes drastically the standard high-altitude profiles of relative particle concentration. Results for levitation altitudes in stratosphere for particles of various density and sizes at action gravity and force of wind pressure are presented.