

**В.А. Шлычков, В.М. Мальбахов**

## **Формирование приземного пыльного вихря при мезомасштабной тропосферной депрессии**

*Институт водных и экологических проблем СО РАН (Новосибирский филиал),  
ИВМиМГ СО РАН, г. Новосибирск*

Поступила в редакцию 31.01.2001 г.

Предложена пространственная мезомасштабная модель пыльного вихря с вертикальной осью вращения. Проведена оценка массы твердых частиц, вовлеченных в вихрь с лишенной растительности подстилающей поверхности.

### **Введение**

Данные наблюдений показывают, что в летнее время над засушливыми районами часто возникают пыльные вихри, ось вращения которых близка к вертикальной. Горизонтальные размеры этих вихрей редко превышают 100 м, а вертикальные в несколько раз больше. Скорости вихрей, судя по размерам и концентрации содержащихся в них частиц пыли, могут составлять 10 – 30 м/с. При этом значительные скорости развиваются вблизи подстилающей поверхности, благодаря чему происходит отрыв частиц аэрозоля. Распространение аэрозоля вверх происходит под влиянием восходящей струи со скоростями не менее нескольких метров в секунду.

Из-за высокой концентрации аэрозоля и значительных высот, достигающих нескольких сотен метров, крупные пыльные вихри хорошо видны даже из космоса. Они во многом близки к смерчам и торнадо, возникающим при прохождении фронтов. Однако пыльные вихри чаще возникают в засушливых районах, и их основным энергетическим источником являются процессы разрежения сухой, а не влажной неустойчивости атмосферы, как у смерчей и торнадо [1, 2]. Поэтому пыльные вихри наблюдаются чаще смерчей и торнадо. Тем не менее крупные пыльные вихри – явление уникальное. Они обеспечивают быструю доставку аэрозольных частиц от поверхности земли на большие высоты, откуда могут переноситься на значительные расстояния, долгое время участвуя в процессах облако- и осадкообразования. До настоящего времени неясна причина, по которой невращающиеся конвективные ячейки (термики и конвективные струи) трансформируются в мезомасштабные приземные вихри.

Так, согласно [2] для возникновения приземного вихря необходимо наличие горизонтального вращения в нижней части тропосферы. Некоторые исследователи, однако, полагают, что конвективные вихри могут возникать и под влиянием сдвига и вращения плоскопараллельного потока [3–5]. Имеется большое коли-

чество теоретических исследований, которые в той или иной степени подтверждают или опровергают вышеприведенные соображения относительно механизмов возникновения мезомасштабных вихрей. Большой частью это упрощенные, чаще всего осесимметрические модели [2, 6]. Такие модели не способны учесть весь комплекс условий, приводящий к возникновению вихрей. Кроме того, модельные осесимметричные вихри могут оказаться гидродинамически неустойчивыми при решении задачи в пространственной, а не в двумерной постановке.

Цель настоящей статьи – исследовать один из возможных механизмов возникновения мезомасштабных пыльных вихрей и с помощью пространственной модели вихря оценить количество поднятого в атмосферу аэрозоля. Будем считать, что причиной возникновения мезомасштабного вихря у земли является наличие над неустойчивым слоем бездивергентного вихревого поля, вызванного мезомасштабной тропосферной депрессией. Причины возникновения таких вихрей в верхней части конвективного слоя исследовались в [3–5], и мы на них останавливаться не будем.

В данной работе будет показано, что наличие вихря на верхней границе конвективного слоя может привести к его концентрации в относительно узкой области в нижнем приземном слое, что сопровождается возникновением вблизи подстилающей поверхности значительных величин вращательного, радиального и вертикального компонентов скорости ветра. Именно такая картина движений воздуха типична для пыльных вихрей. Для описания динамики конвективного пограничного слоя используем вихреразрешающую модель, в которой процессы проникающей конвекции описываются с помощью так называемого LES (Large Eddy Simulation) метода. При этом вихри с масштабом более 50 м воспроизводятся на основе негидростатических уравнений термогидродинамики, а меньшие параметризуются. Источником поступления примеси в атмосферу являются процессы диффузии и сальтации (ветрового отрыва частиц аэрозоля от подстилающей поверхности).

**Формирование приземного пыльного вихря при мезомасштабной тропосферной депрессии**

601

## Пространственная модель конвективного вихря

В качестве основных уравнений для описания процессов в конвективном пограничном слое примем уравнения гидротермодинамики, используемые в [7] для моделирования ансамбля проникающей конвекции. Обозначим символами  $u$ ,  $v$ ,  $w$  искомые составляющие скоростей в декартовой системе координат  $x$ ,  $y$ ,  $z$  и запишем

$$\begin{aligned} \frac{du}{dt} &= -\frac{\partial \pi}{\partial x} + lv + D_{xy} u + \frac{\partial}{\partial z} K \frac{\partial u}{\partial z}, \\ \frac{dv}{dt} &= -\frac{\partial \pi}{\partial y} - lu + D_{xy} v + \frac{\partial}{\partial z} K \frac{\partial v}{\partial z}, \\ \frac{dw}{dt} &= -\frac{\partial \pi}{\partial z} + \lambda \theta + D_{xy} w + \frac{\partial}{\partial z} K \frac{\partial w}{\partial z}, \\ \frac{d\theta}{dt} + w \frac{\partial \theta}{\partial z} &= D_{xy} \theta + \frac{\partial}{\partial z} K_T \frac{\partial \theta}{\partial z}, \\ \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} &= 0, \end{aligned} \quad (1)$$

где  $\theta$  – конвективное отклонение потенциальной температуры от его фонового значения  $\Theta(z)$ ;  $K$  – коэффициент вертикального турбулентного обмена подсеточного масштаба;  $\frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + u \frac{\partial}{\partial x} + v \frac{\partial}{\partial y} + w \frac{\partial}{\partial z}$ ;  $D_{xy} = \frac{\partial}{\partial x} K_x \frac{\partial}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y} K_y \frac{\partial}{\partial y}$  – оператор горизонтального турбулентного обмена;  $\lambda$  – параметр плавучести;  $\pi$  – аналог давления;  $l$  – параметр Кориолиса [2].

В качестве условий по горизонтали примем предположение периодичности. Для системы уравнений (1) зададим следующие краевые условия по вертикали:

$$\begin{aligned} u = v = w = 0, \quad \theta = 0 \quad \text{при} \quad z = 0, \\ u = u_H, \quad v = v_H, \quad \frac{\partial w}{\partial z} = 0, \quad \frac{\partial \theta}{\partial z} = 0 \quad \text{при} \quad z = H, \end{aligned} \quad (2)$$

где  $u_H(x, y)$ ,  $v_H(x, y)$  определяются из уравнений  $\frac{\partial u_H}{\partial x} + \frac{\partial v_H}{\partial y} = 0$ ,  $\frac{\partial v_H}{\partial x} - \frac{\partial u_H}{\partial y} = \omega_H$ ,  $\omega_H$  – заданная функция, характеризующая структуру тропосферного вихря. Условие  $\partial w / \partial z = 0$  при  $z = H$  в данной постановке имеет смысл сопряжения приземного вихря с заданным тропосферным вращением. Это условие взято из [3], где изучалась передача тропосферного вращения облачным системам.

В качестве начальных условий примем отсутствие движений и отклонений температуры при  $t = 0$ . Распределение фоновой температуры зададим в виде составной функции с выделением в нижней части слоя неустойчивости мощностью 300 м и безразличной стратификацией выше этого уровня. Задача решалась в кубе  $1 \times 1 \times 1$  км на сетке, содержащей  $64 \times 64 \times 200$  узлов в направлениях  $x$ ,  $y$ ,  $z$  соответственно. Шаг по времени равнялся 1 с.

Зададим распределение завихренности на верхней границе в виде изолированного возмущения с экстремумом в центре области ( $x_0 = y_0 = 500$  м) согласно формуле

$$\omega_H = 0,5 \exp(-\delta r^2),$$

где  $r = \sqrt{(x - x_0)^2 + (y - y_0)^2}$  – расстояние от оси вихря;  $\delta$  – определяет скорость затухания амплитуды вихря по мере удаления от его центра (в расчетах  $\delta = 10^{-4} \text{ м}^{-2}$ ). Распределение скоростей показано в виде векторного поля на рис. 1, а.

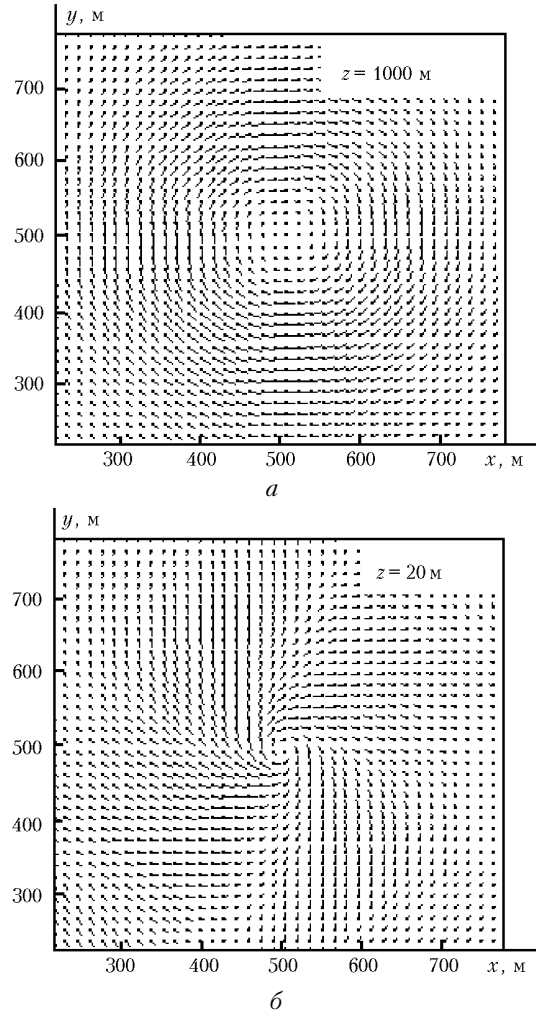


Рис. 1. Фрагменты векторных полей скорости на уровнях  $z = H = 1000$  м (а) и  $z = 20$  м (б)

Максимум тангенциальной скорости  $v_n$ , составляющий 22 м/с, находится на расстоянии около 160 м от центра (распределение  $v_n$  по радиусу можно видеть на рис. 2, а, кривая 10).

Перенос завихренности в нижние слои происходит довольно быстро и имеет немонотонный характер. Примерно через 4 мин модельного времени за счет наведенных нисходящих движений вихревое возмущение проникает до высот 200 – 300 м. Неустойчивая стратификация нижнего слоя обуславливает формирование здесь мощного термика с положительными

отклонениями температуры и развитым полем восходящих токов.

Перемещаясь вниз, угловой момент передается «незакрученному» движению, связанному с чисто конвергентным подтеканием воздуха к центру вблизи подстилающей поверхности. Это порождает перестройку радиального потока и появление тангенциальной составляющей скорости.

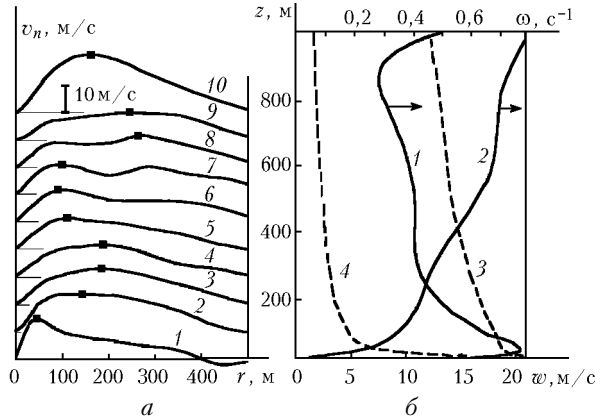


Рис. 2. Радиальное распределение тангенциальной скорости  $v_n$  на уровнях  $z = 10, 100, 200, \dots, 1000$  м (кривые 1, 2, 3, ..., 10) (а); вертикальные профили  $\omega, w, s$  (кривые 1, 2, 3) на оси вихря; кривая 4 – суммарные по горизонтали значения  $s$  (б)

Механизм нелинейной адвекции и, возможно, влияние сильного вертикального сдвига ветра у земли при скоростях 12–15 м/с обуславливают концентрацию завихренности в центре до значения  $0,78 \text{ с}^{-1}$ , что превышает максимальную величину заданного поля завихренности  $\omega_H$  ( $0,5 \text{ с}^{-1}$ ) (см. кривую 1 на рис. 2,б, построенную при  $t = 12$  мин). К этому времени сформировалась относительно устойчивая картина вихревого течения, характерной особенностью которой является выраженная локализация завихренности в центре области с экстремумом вблизи подстилающей поверхности. Величина экстремума увеличивается со временем.

Согласно теореме Гельмгольца напряженность вихревой трубки и, значит, ее радиус связаны обратной зависимостью с величиной завихренности. Из рис. 2,б видно, что от уровня  $z = 0$  до высот 800–900 м завихренность монотонно убывает. Размеры вихревых трубок, следовательно, будут возрастать с высотой, геометрически напоминая форму воронки. По мере нарастания центростремительного движения в нижней части области происходит увеличение амплитуды орбитальной скорости. Максимальное значение  $v_n$  составляет 15 м/с и достигается на уровнях  $z = 20 \div 30$  м вблизи вертикальной оси вихря. Это показывает рис. 2,а, на котором представлено горизонтальное распределение тангенциальной скорости на разных уровнях (маркеры на кривых указывают положение максимума). Максимум кривой 1, соответствующей уровню  $z = 10$  м, расположен на расстоянии 40 м от центра, т.е. приземный масштаб вихря составляет 80 м. Рис. 1,б иллюстрирует горизонтальную структуру вихря вблизи подстилающей поверх-

ности. Качественно представленная картина сохраняется в течение нескольких минут. На 15-й минуте после начала интегрирования происходит коллапс вихря как результат градиентной катастрофы. Осевое вращение разрушается с образованием серии возмущений с нечеткой геометрией, которые можно интерпретировать как турбулентный след изолированного вихря.

Для описания распространения примеси используем уравнение

$$\frac{\partial s}{\partial t} + u \frac{\partial s}{\partial x} + v \frac{\partial s}{\partial y} + (w - \omega_0) \frac{\partial s}{\partial z} = D_{xy} s + \frac{\partial}{\partial z} K_s \frac{\partial s}{\partial z}, \quad (3)$$

где  $s$  – концентрация примеси;  $\omega_0(d)$  – собственная скорость гравитационного оседания частиц размером  $d$ .

Краевые условия сформулируем в виде

$$K_s \frac{\partial s}{\partial z} = -\Gamma \text{ при } z = 0; \quad \frac{\partial s}{\partial z} = 0 \text{ при } z = H,$$

где  $\Gamma$  – мощность приземного источника аэрозоля. Расчет  $\Gamma$  проводился по методике [8], пример аппроксимации алгоритма дан в [6].

Как и в [7], зададим  $d = 125$  мкм и проинтегрируем уравнение (3), используя полученные поля скоростей и турбулентности в рамках модели (1), (2). Расчеты показывают, что необходимая для отрыва частиц приземная скорость ветра развивается через 7–8 мин. Вертикальный профиль концентрации вдоль оси вихря показан на рис. 2,б, кривая 3. Кривая нормирована максимальным значением, величина которого составляет  $8,8 \text{ г/м}^3$ . Такая концентрация мелкого аэрозоля в объеме  $\approx 10^6 - 10^7 \text{ м}^3$  должна уменьшить интенсивность проходящей солнечной радиации в несколько раз, делая пыльный вихрь хорошо видимым.

Вертикальная скорость в центре вихря (кривая 2 на рис. 2,б) на порядок превышает величину  $\omega_0$ , поэтому выношенная в турбулентный поток взвесь быстро выносится в верхние слои, где значения  $s$  ненамного меньше приземных (кривая 3, рис. 2,б). На периферии вихря интенсивность вертикальных токов ослабевает и значительная часть аэрозоля седиментирует под действием собственного веса. Профиль концентрации изменяет свою конфигурацию, приобретая характерную «придонную» структуру; суммарное по  $x, y$  распределение  $s$  показано на рис. 2,б кривой 4 (максимум кривой соответствует значению  $110 \text{ т/м}$ ). Интеграл от этой кривой дает полную массу примеси, удерживаемую вихрем. Эта величина по нашим расчетам составила 1350 т.

Таким образом, изложенные результаты дают основания говорить о реалистичности предложенной модели пыльного вихря.

Результаты работы могут быть использованы для оценки вклада пыльных вихрей в поставку ядер конденсации и коагуляции в облачный слой. Как известно, пыльные вихри могут играть негативную роль в жизнедеятельности человека, когда проходят над подстилающей поверхностью, являющейся источником токсичных аэрозолей. В настоящее время особую

опасность представляет высыхающее Аральское море. Именно в этом районе часты пыльные вихри, и поднимаемый ветром солевой аэрозоль переносится в соседние районы, ухудшая там плодородность почв. Предлагаемая модель в совокупности с соответствующей климатической и синоптической информацией поможет ответить на вопрос о вкладе пыльных вихрей в процесс переноса соляных частиц из Аральского региона.

Работа поддержана РФФИ, гранты № 99-05-64735, 99-05-64678.

1. *Интенсивные* атмосферные вихри / Под ред. Л. Бенсона и Дж. Лайтхила. М.: Мир, 1985. 368 с.
2. *Гутман Л.Н.* Введение в нелинейную теорию мезометеорологических процессов. Л.: Гидрометеониздат, 1969. 293 с.
3. *Вельтищев Н.Ф., Заринов Р.Б.* Воздействие крупномасштабного потока на глубокую конвекцию в атмосфере // Изв. РАН. Физ. атмосфер. и океана. 2000. Т. 36. № 2. С. 211–221.

ре // Изв. РАН. Физ. атмосфер. и океана. 2000. Т. 36. № 2. С. 211–221.

4. *Lilli D.K.* The structure, energetics and propagation of rotating convective storm. Pt 1. Energy exchange with the mean flow // J. Atmos. Sci. 1986. V. 43. № 2. P. 113–126.
5. *Lilli D.K.* The structure, energetics and propagation of rotating convective storm. Pt 2. Helicity and storm stabilisation // J. Atmos. Sci. 1986. V. 43. № 2. P. 127–140.
6. *Мальбахов В.М., Шлычков В.А.* О влиянии мезомасштабных вихрей на вертикальный перенос примесей в атмосфере // Оптика атмосфер. и океана. 2000. 13. № 9. С. 879–881.
7. *Shlychkov V.A., Pushistov P.Yu.* Turbulent Convection in the Atmosphere and Deep Lakes // Bull. of the Novosibirsk Computing Center, Series «Numerical Modeling in Atmosphere, Ocean and Environment Studies». NCC Publisher, Novosibirsk, 2000. Application Issue 5. P. 39–45.
8. *Бютнер Э.К.* Динамика приповерхностного слоя воздуха. Л.: Гидрометеониздат, 1978. 157 с.

*V.A. Shlychkov, V.M. Malbakhov.* **Formation of near-surface dust vortices in the conditions of mesoscale tropospheric depression.**

A 3-D model of mesoscale atmospheric dust vortices with a vertical axis of rotation is proposed. Estimates of the masses of solid particles involved into the vortex from a sand-covered land surface are given.