

УДК 551.515: 532.5.18

Канд. техн. наук И.Г. Гуршев *

МЕХАНИЗМ НАКОПЛЕНИЯ ПЕСЧАНЫХ ЧАСТИЦ С МАЛОЙ СКОРОСТЬЮ СВОБОДНОГО ПАДЕНИЯ В ШЛЕЙФЕ БУРЬ В ПОГРАНИЧНОМ СЛОЕ АТМОСФЕРЫ

УРАВНЕНИЯ, КОНЦЕНТРАЦИЯ, ЧАСТИЦА, ПЕСОК, СЛОЙ, ПОГРАНИЧНЫЙ, ПРИЗЕМНЫЙ, БУРЯ

Теоретически показана возможность изменения концентрации мелкого песка выше приземного слоя атмосферы во время песчаных бурь при их не выпадении вследствие превышения вертикальной составляющей скорости потока над скоростью гравитационного падения. Это приводит к их накоплению в пограничном слое атмосферы и образованию шлейфов выноса как мелкого, так и гигантского аэрозоля.

На снимках из космоса районы развития песчаных и пыльных бурь легко определяются по шлейфам выноса частиц из источника разрушаемой ветром поверхности Земли. Шлейфы на высотах от 500 до 1500 м состоят из частиц в интервале размера от 1 до 30...40 мкм [3]. Попытаемся получить объяснение механизму подъема частиц на эти высоты, где они могут находиться от нескольких часов до нескольких суток.

Решение поставленной задачи будем проводить для стационарного плоского потока в двумерной системе координат, в которой ось *OX* имеет положительное направление вдоль вектора скорости ветра и проходит по песчаной поверхности. Вертикальная ось *OZ* направлена вверх от поверхности песка. Начало системы координат находится на поверхности верхнего слоя частиц.

Система уравнений для описания течения ветропесчаного потока в плоскости *XOZ* имеет следующий вид [2, 4]:

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0, \tag{1a}$$

$$u \frac{\partial c}{\partial x} + (w - w_g) \frac{\partial c}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} k_c \frac{\partial c}{\partial z}, \tag{16}$$

* г. Санкт-Петербург

где u, w – компоненты скорости потока вдоль координатных осей OX, OZ , x, z – координаты, c – массовая концентрация песка, кг/м^3 , w_g – скорость гравитационного падения частиц песка, м/с , k_c – коэффициент турбулентности для тяжелой примеси, $\text{м}^2/\text{с}$.

Известно, что во время песчаных бурь, при нейтральной стратификации атмосферы, отсутствуют вертикальные потоки воздуха. Результаты отбора проб воздуха во время песчаных бурь самолетом-лабораторией на высоте 1500 м над осушившимся дном Аральского моря показывают, что размеры частиц песка не превышают 40...50 мкм [4]. Данные частицы имеют скорости падения $w_g \sim 0,1$ м/с [6]. С другой стороны, если мелкие частицы песка находятся на более значительных высотах, чем приземный слой атмосферы, следовательно, существует возможность турбулентного переноса мелких частиц. Таким образом, если турбулентностью ветропесчаного потока могут быть генерированы вертикальные течения, то такие потоки могут не только переносить твердый аэрозоль в вышележащие слои атмосферы, но также препятствовать выпадению частиц песка на поверхность. В простейшем случае можно принять, что такие течения имеют постоянную направленную вверх вертикальную скорость $w_0 \neq 0$. В приземном слое атмосферы на высоте 16 м, также преобладают частицы песка с размерами порядка нескольких десятков микрометров [6].

Использование условия $w_0 = w_g$, означающее постоянное присутствие частиц песка в воздушном потоке, позволяет упростить уравнение (1а), так как получаем соотношения $\frac{\partial w_0}{\partial z} = 0, \frac{\partial u}{\partial x} = 0$.

Из последнего равенства следует $u = u_0 = \text{const}$. Уравнение (1б) при условии $w_0 = w_g$ переходит в следующее равенство

$$\frac{\partial u_0 c}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial z} k_c \frac{\partial c}{\partial z}. \quad (2)$$

Спроектируем уравнение (2) на ось OZ . В этом случае $x = 0$. Тогда произведение $u_0 \cdot c(x, z)$ является функцией переменной z . В этом случае

$$\frac{\partial u_0 c}{\partial x} = 0 \text{ в силу независимости координат } x \text{ и } z.$$

Окончательно получаем такое уравнение

$$\frac{d}{dz} k_c \frac{dc}{dz} = 0. \quad (3)$$

Интегрируя уравнение (3), находим равенство

$$k_c \frac{dc}{dz} = a, \quad (4)$$

где a – постоянная интегрирования. Из равенства (4) можно установить размерность постоянной a , т.е. имеем:

$$M^2 \cdot C^{-1} \cdot \kappa z \cdot M^{-3} \cdot M^{-1} = \kappa z \cdot M^{-2} \cdot C^{-1}.$$

Таким образом, размерность величины a равна $[a] = \kappa z \cdot M^{-2} \cdot C^{-1}$. Квадратные скобки обозначают размерность постоянной a .

В отношении коэффициента турбулентности k_c для тяжелой примеси предполагаем, что эта величина пропорциональна коэффициенту турбулентности k воздушного потока, то есть $k_c = \alpha_c k$, (α_c – безразмерная постоянная). В работе Каипова [5] приводится её значение $\alpha_c = 0,76$.

Известно, что в приземном слое атмосферы значения k являются линейной функцией координаты z , т.е.

$$k = \kappa u_* z \quad (a), \quad k_c = \alpha_c \kappa u_* z \quad (b), \quad (5)$$

где κ – постоянная Кармана, u_* – динамическая скорость, м/с.

Используя предположение (5б), получаем следующее уравнение

$$\frac{dc}{dz} = \frac{\alpha}{\alpha_c \kappa u_* z}. \quad (6)$$

При интегрировании уравнения (6) используем то обстоятельство, что динамическая скорость u_* не изменяется с высотой z в пределах приземного слоя [1, 2, 5, 6]. Решение уравнения (6) для стационарного потока ($u_* = const$) при использовании граничных условий $z = z_0$, $c = c_0$ имеет такой вид

$$c - c_0 = \frac{\alpha}{\alpha_c \kappa u_*} \ln \frac{z}{z_0}, \quad (7)$$

где z_0 – параметр шероховатости поверхности, c_0 – массовая концентрация песка на уровне $z = z_0$.

Определяем размерность дроби в правой части равенства (7): $\kappa \mathcal{L} \cdot \mathcal{M}^{-2} \cdot \mathcal{C}^{-1} \cdot \mathcal{M}^{-1} \cdot \mathcal{C} = \kappa \mathcal{L} \cdot \mathcal{M}^{-3}$, т.е. размерность дроби равна размерности массовой концентрации песка. Таким образом, в правой и левой частях равенства (7) находятся величины с одинаковой размерностью. В итоге имеем логарифмическое распределение концентрации песка по вертикали в приземном слое атмосферы

$$c - c_0 = b \ln \frac{z}{z_0}, \quad b = \frac{\alpha}{\alpha_c \kappa u_*} = const. \quad (8)$$

Полагая $z = z_1 = 1$ м в формуле (8) получим зависимость

$$c_1 - c_0 = b \ln \frac{z_1}{z_0}, \quad (9)$$

где c_1 – концентрация песка на высоте z_1 . Вычитая равенство (9) из равенства (8), находим следующее уравнение

$$c - c_1 = b \left(\ln \frac{z}{z_0} - \ln \frac{z_1}{z_0} \right) = b \ln \frac{z}{z_1}, \quad (10a),$$

$$\frac{c}{c_1} = 1 + \frac{b}{c_1} \ln \frac{z}{z_1}. \quad (10б)$$

Дробь $\frac{b}{c_1}$ является безразмерной величиной. Из соотношения (10б) сле-

дует, что $c > c_1$ при любом значении $\frac{z}{z_1}$ и $\frac{b}{c_1}$. Таким образом из ра-

венства (10б) видно, что с увеличением $\frac{z}{z_1}$ логарифмическая функция

возрастает, что означает увеличение концентрации песка по высоте.

Известно, что во время песчаных бурь, при нейтральной стратификации атмосферы, вертикальное распределение концентрации песка аппроксимируется убывающей по высоте степенной функцией [1, 2]. Однако появление постоянно действующего фактора, препятствующего выпадению мелких частиц песка из потока во время песчаных бурь на поверхность, может приводить к возникновению возрастающей по высоте концентрации мелких частиц и тем самым способствовать загрязнению ими воздуха в пограничном слое атмосферы. Этот механизм накопления мел-

ких (алевроитовых) частиц в пограничном слое атмосферы формирует образование пылевых шлейфов песчаных и пыльных бурь. Время существования этих шлейфов определяется разностью скорости свободного падения частиц и вертикальной составляющей скорости потока воздуха $w_g - w_0$.

Рассмотрим вопрос о размерах частиц, которые могут, за счёт турбулентного переноса, распространяться выше приземного слоя. Анализ отобранных проб воздуха на высоте 1500 м над осушившимся дном Аральского моря во время песчаных бурь показывает, что счётная функция распределения частиц по размерам имеет сложный вид с максимумами вблизи 3,5 мкм, 8,4 мкм, 40,0 мкм [4]. Обнаруженные в пробах воздуха частицы песка с размерами менее 10 мкм имеют весьма малые скорости падения w_g . Возможность такого предположения подтверждается достаточно большим временем нахождения мелких частиц песка в атмосфере (3...30 час) [4]. Таким образом, мелкие частицы песка могут не только практически постоянно находиться в воздушном потоке, но и значительно увеличивать концентрацию твёрдого аэрозоля в пограничном слое атмосферы.

В заключение автор выражает глубокую благодарность О.Е. Семенову за обсуждение рукописи статьи при подготовке к изданию и внесенные изменения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баренблатт Г.И. О движении взвешенных частиц в турбулентном потоке // Прикладная математика и механика. – 1953. – Т.17, Вып. 3. – С. 261-274.
2. Баренблатт Г.И., Голицын Г.С. Локальная структура развитых пыльных бурь. – М.: Изд-во МГУ, 1973. – 44 с.
3. Вагер Б.Г., Надёжина Е.Д. Пограничный слой атмосферы в условиях горизонтальной неоднородности. – Л.: Гидрометеиздат, 1979. – 136 с.
4. Жвалев В.Ф., Дьяченко Л.Н., Романова Т.С. Изменение прозрачности атмосферы и аэрозольных характеристик в регионе Аральского моря // Мониторинг природной среды в бассейне Аральского моря / Под ред. Ю.А. Израэля и Ю.А. Анохина. – СПб.: Гидрометеиздат, 1991. – С. 132-143.
5. Каипов И.В. Моделирование трансформации ветро-песчаного потока при изменении характеристик подстилающей поверхности // Актуаль-

ные проблемы гидрометеорологии озера Балхаш и Прибалхашья. – СПб: Гидрометеоиздат, 1995. – С. 148-160.

6. Семёнов О.Е. Введение в экспериментальную метеорологию и климатологию песчаных бурь. – Алматы: ИП Волкова Н.А., 2011. – 580 с.

Поступила 20.08.2014

Техн. ғылымд. канд. И.Г. Гуршев

**АТМОСФЕРАНЫҢ ШЕКАРАЛЫҚ ҚАБАТЫНДАҒЫ ДАУЫЛ
ЕТЕГІНЕ ҚҰМДЫ БӨЛШЕКТЕРДІҢ АЗ ЖЫЛДАМДЫҚПЕН
ЕРКІН ҚҰЛАП ЖИНАҚТАЛУ МЕХАНИЗМІ**

Ұсақ құм концентрацияларының құмды дауыл кезінде жер бетінің жоғарғы қабатында гравитациялық құлау жылдамдығынан ағынның тік құралу жылдамдығының асу себебінен құламауына байланысты өзгеру мүмкіншілігі теориялық түрде көрсетілген. Бұл жағдай олардың атмосфераның шекаралық қабатында жиналуына және ұсақ және алып аэрозольдардың шығарылу етегінің пайда болуына алып келеді.