

УДК 551.510.411; 551.513.22; 551.556.4

О ВЕРТИКАЛЬНОМ РАСПРЕДЕЛЕНИИ ПЫЛЕВОГО АЭРОЗОЛЯ В УСЛОВИЯХ СЛАБЫХ И УМЕРЕННЫХ ВЕТРОВ

© 2023 г. Е. А. Малиновская^{1,*}, О. Г. Чхетиани¹, академик РАН Г. С. Голицын¹, В. А. Лебедев¹

Поступило 26.12.2022 г.

После доработки 27.12.2022 г.

Принято к публикации 28.12.2022 г.

Рассмотрено распределение пылевого аэрозоля по высоте в приземном слое на основе данных измерений, выполненных в летнее время в 2020–2021 гг. в аридных условиях на территории республики Калмыкия. Для профилей концентрации аэрозоля при условиях слабых ветров наблюдается характерный степенной наклон с показателем, близким к значению -0.5 . При усилении ветра наклон профиля принимает значения, ближе к известным для условий сальтации степеням $-0.7...-1.0$ (и круче). Наблюдаемые закономерности могут объясняться характером движения поднимающейся с горячей поверхности частицы пыли вместе с окружающим ее прогретым объемом воздуха, отличающимся для мелкой (<1 мкм) и крупной (>1 мкм) фракций частиц.

Ключевые слова: пылевой аэрозоль, ветровой и конвективный вынос

DOI: 10.31857/S2686739722602927, **EDN:** NZRMNJ

Аридные и субаридные территории являются основным источником пылевого аэрозоля [1], участвующего в процессах конденсации влаги и облакообразования, массопереноса веществ твердой и жидкой фазы, изменения радиационного баланса Земли [2]. Доминирующим процессом генерации при скоростях ветра, превышающих критические значения [3] (около $3.5-5$ м/с на высоте 2 м), является откалывание (фрагментация) в момент падения на поверхность частиц пыли размерами порядка $80-150$ мкм [1], участвующих в сальтациях. Распределение поднятых над слоем сальтации частиц может рассматриваться как равновесное, обеспечиваемое балансом между турбулентной диффузией и осадением. Соответственно, профиль концентрации в этом случае имеет степенной характер $\sim z^{-w/\kappa u_*}$ [4, 5]. Здесь u_* – динамическая скорость ветра, w – скорость осадения пылевых частиц, $\kappa = 0.4$ – постоянная Кармана. Показатель степени зависит от распределения частиц по размерам и принимает значения $-0.7...-1.1$ [5–7]. В [5], анализируя экспериментальные данные, приходят к выводу о большей значимости степени наклона профиля -1 , что фактически соответствует условию постоянства потока пылеподобной примеси в приземном слое, имевшем место в данном случае.

Помимо ветрового выноса значительный вклад (до $20-40\%$) вносят конвективные движения [8]. Здесь можно выделить 1) вынос, связанный со спонтанным формированием термиком и, соответственно, областей с превышением пороговых скоростей подъема пыли [8]; 2) термоконвективный вынос, обусловленный сильным прогревом поверхности и созданием условий для выноса микрочастиц пыли из верхнего пористого слоя [9, 10]. Ветер влияет на изменение высоты теплового слоя у нагретой поверхности, что определяет наличие степенной зависимости для отклонений концентрации аэрозоля от фоновых значений $\delta N \sim (\delta T)^m$. Здесь m принимает значения (примерно) $0.2-0.6$ при слабых ветрах и $-0.3...-0.5$ при высоких скоростях ветра [9].

На интенсивность выноса влияет также направление ветра по отношению к линии дюнных гряд: касательное (вдоль линии гряд) и лобовое [11]. При касательном направлении ветра увеличивается доля мелкой фракции пыли в сравнении с лобовым направлением [11], что, вероятно, может указывать на связь высоты теплового слоя с относительным усилением ветра при уменьшении сопротивления воздушному потоку при “скольжении” вдоль дюнных гряд.

Данные по выносу минеральных аэрозолей в аридных и полуаридных условиях получены в комплексных экспедиционных исследованиях ИФА им. А.М. Обухова РАН, проводимых на территории Черноземельского района республики Калмыкия в 2020–2021 гг. Для этого региона

¹ Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова
Российской академии наук, Москва, Россия

*E-mail: elen_am@inbox.ru



Рис. 1. Спутниковый снимок участка проведения измерений в 5 км к западу от пос. Нарын-Худук (Республика Калмыкия). 4-конечной звездой отмечено место расположения комплекса измерительной аппаратуры.

(Прикаспийская низменность) характерны полупустынные ландшафты с обширными участками песков со сформированным устойчивым дюнным рельефом. Выбранный для измерений дюнный участок, расположенный в 5 км к западу от пос. Нарын Худук (45.42184° с.ш., 46.47078° в.д.), имеет примерно широтную протяженность около 1.5 км и ширину 200–300 м (рис. 1).

Концентрация аэрозольных частиц измерялась круглосуточно с частотой 1 мин на уровнях 0.2, 0.4, 0.8, 1.6, 3.2 м фотометрами “Феникс–М”. При разработке фотометра была использована оптическая часть от нефелометра “Sinclair–Phoenix JM–2000”, позволяющего производить измерения аэрозоля размером 0.05–40 мкм до массовых концентраций в диапазоне $1–10^5$ мкг/м³. Используется красный светодиод с длиной волны 630 нм и мощностью 1 Вт. Расход воздуха 20 л/мин. Концентрация аэрозольных частиц измеряется при рассеянии падающего на них под углом 25° излучения. Приемный узел имеет логарифмическую проходную характеристику, позволяющую регистрировать значения концентраций аэрозоля, меняющиеся на пять порядков. Для определения массовой концентрации используется ее среднее значение, получаемое из массы осаждемого на фильтре аэрозоля, прошедшего через счетный объем оптической системы за период измерений, и общего, прокачанного за это время, объема воздуха. Параллельно выполнялись измерения обширного комплекса метеоданных и счетной концентрации аэрозоля в диапазоне размеров 0.1–5 мкм на высотах 0.5, 2.0 м. Более детальное описание измерений приведено в [9, 11].

Для анализа использовались дневные данные, полученные в период с 8:00 до 20:00. В дневное время при температуре воздуха выше 25°C и относительной влажности воздуха меньше 40%, температуре поверхности $30–60^\circ\text{C}$, возникают почти идеальные условия для развития конвективных

восходящих движений без возникновения зон циркуляции воздуха на высотах до 10 м. Отметим, что нередко наблюдаются инверсионные слои с локальным увеличением концентрации аэрозоля и температуры, связанные с возникновением зон циркуляции на небольшой высоте над поверхностью.

На рис. 2 приведены мгновенные профили массовой концентрации аэрозоля для моментов времени 12:00, 15:00 и 18:00 в разные дни наблюдений. Рис. 2 а, б соответствует условиям с допороговыми значениями скорости ветра (на высоте 2 м) до 2–5 м/с ($u_* < 0.33$ м/с). На рис. 2 в, г представлены профили, характерные для сильного ветра со скоростями выше 5.5 м/с ($u_* > 0.33$ м/с). При значительном прогреве поверхности, повышенной влажности отмечаются также случаи со значительными инверсиями профиля концентрации.

Для сухого воздуха при относительной влажности $W < 35\%$ или при температуре воздуха меньше 35°C и при отсутствии инверсий профиля можно аппроксимировать степенной функцией $z^{-\alpha}$. При обработке результатов дневных измерений (8:00–20:00) за 2020 (4765 профилей) и 2021 (3601 профилей) годы проводилась фильтрация (“выбраковка”) инверсионных профилей.

Средние (10 мин) профили концентрации за 2020 г. приведены на рис. 3 а, за 2021 г. – на рис. 3 б. Эмпирические профили сравниваются со степенной зависимостью $N(z) = A_0 z^{-\alpha}$. Здесь для штриховой линии $\alpha = -0.5$, для пунктирной $\alpha = -1.0$. Для данных 2020 г. $A_{1/2} = 50$, $A_1 = 100$. Для данных 2021 г. $A_{1/2} = 30$, $A_1 = 90$.

Распределения показателей степени для профиля средней (10 мин) концентрации при скоростях ветра ниже и выше пороговых значений динамической скорости 0.33 м/с, представлены на

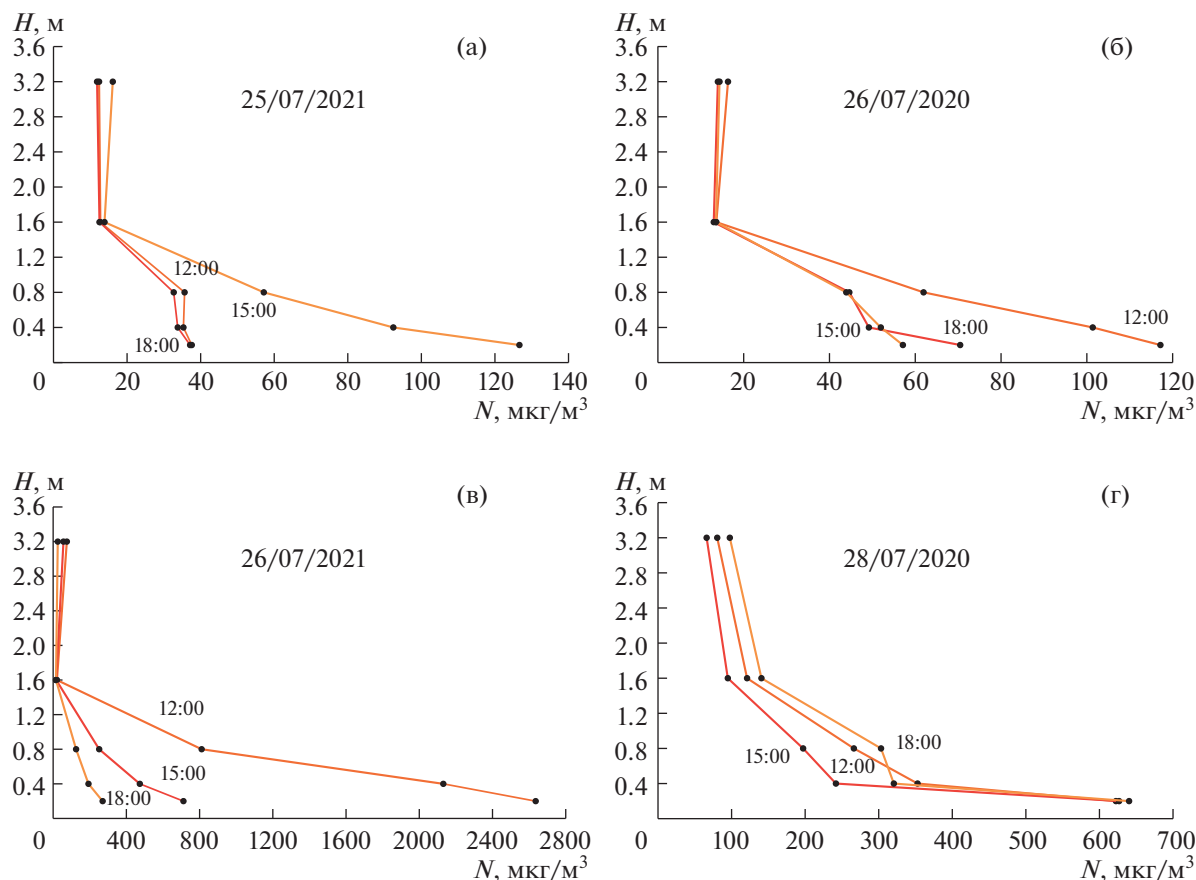


Рис. 2. Профили массовой концентрации аэрозоля в различные дни для случаев слабого ветра, $U|_{2m} < 5.5$ м/с (а: 12:00 – 3.0 м/с, 15:00 – 2.5 м/с, 18:00 – 6.0 м/с, б: 12:00 – 2.5 м/с, 15:00 – 2.9 м/с, 18:00 – 6.1 м/с) и больших скоростей ветра, $U|_{2m} > 5.5$ м/с (в: 12:00 – 7.4 м/с, 15:00 – 6.5 м/с, 18:00 – 6.6 м/с, г: 12:00 – 6.7 м/с, 15:00 – 6.5 м/с, 18:00 – 5.9 м/с).

рис. 4. При $u_* < 0.33$ м/с распределение несимметрично (слева минимальное значение показателей близко к 0.3, справа – “хвост”, значения в котором достигают 1.3 для 2020 г. и 1.6 для 2021 г.) и наиболее близко по типу к распределению Рэлея (отмечено на рис. 6 а):

$$\varpi(\alpha) = \frac{\beta_0}{\beta} (\alpha - \alpha_0) e^{-(\alpha - \alpha_0)^2 / \beta}.$$

Характеристики распределения: $\beta_0 \approx 0.1$, $\beta \approx 0.012$ и 0.017 , $\alpha \approx 0.29$ и 0.38 для 2020 и 2021 г. соответственно. Откуда получаем средние значения и дисперсию при слабых ветрах $u_* < 0.33$ м/с: а) 2020 г. 0.39 и 0.05 ($\alpha = 0.55 \pm 0.16$); б) 2021 г. 0.50 и 0.06 ($\alpha = 0.51 \pm 0.12$). Для сильных ветров с $u_* > 0.33$ м/с: а) 2020 г. $\alpha = 0.62 \pm 0.21$; б) 2021 г. $\alpha = 0.61 \pm 0.16$. В 2021 г. отмечалось больше событий с $u_* > 0.5$ м/с, поэтому шире диапазон степеней $\alpha > 1$, что может быть связано с преобладанием сальтационной генерации аэрозоля. Для значений в диапазоне $-0.5 \dots -1$ также имеется

связь с усилением ветра. Это определяется увеличением глубины слоя задействованных в процессе переноса сальтирующих крупных частиц h_s .

Известна связь величины потока сальтирующих частиц с динамической скоростью $F \sim u_*^3$ [1, 3, 7, 12], откуда $h_s \sim u_*^3$. Чем больше скорость ветра, тем больше задействуются приповерхностных слоев песчаных частиц, тем больше высвобождается пылевого аэрозоля. Концентрация пылевого аэрозоля связана с интенсивностью потока сальтирующих частиц [13]. Значения для динамической скорости ветра в 2020 и 2021 г. (рис. 5 а, б) относительно часто соответствовали условиям вблизи и ниже порога сальтации [11] ($u_* > 0.33$ и $u_* < 0.33$ м/с). Выбранные с этими критериями временные развертки дневных профилей концентрации от 21.07.2021 представлены на рис. 6. В этот и другие дни измерения вне зависимости от ветрового режима наблюдаются “всплесковые” изменения концентраций пылевого аэрозоля на малой высоте до 1.5 м, которые коррелиру-

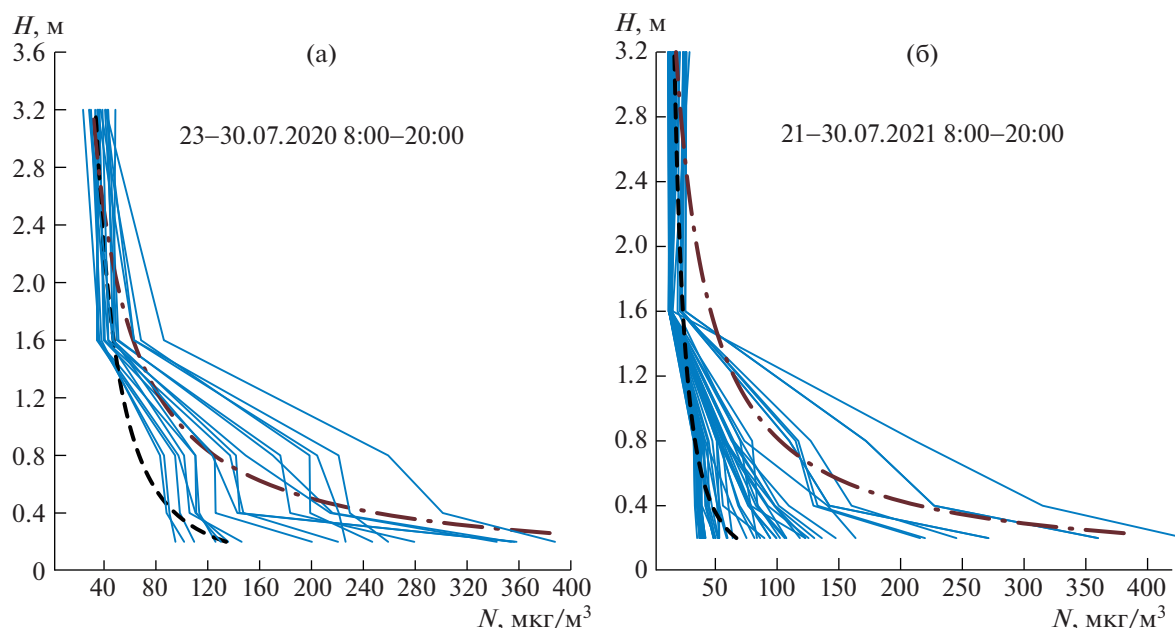


Рис. 3. Профили концентрации аэрозоля за 2020 (а) и 2021 г. (б) в сравнении со степенной функцией $N(z) = A_{\alpha}z^{-\alpha}$. с показателями $-1/2$ (штриховая линия) и -1 (штрихпунктирная линия). 2020 г. – $A_{1/2} = 50$, $A_1 = 100$. 2021 г. – $A_{1/2} = 30$, $A_1 = 90$.

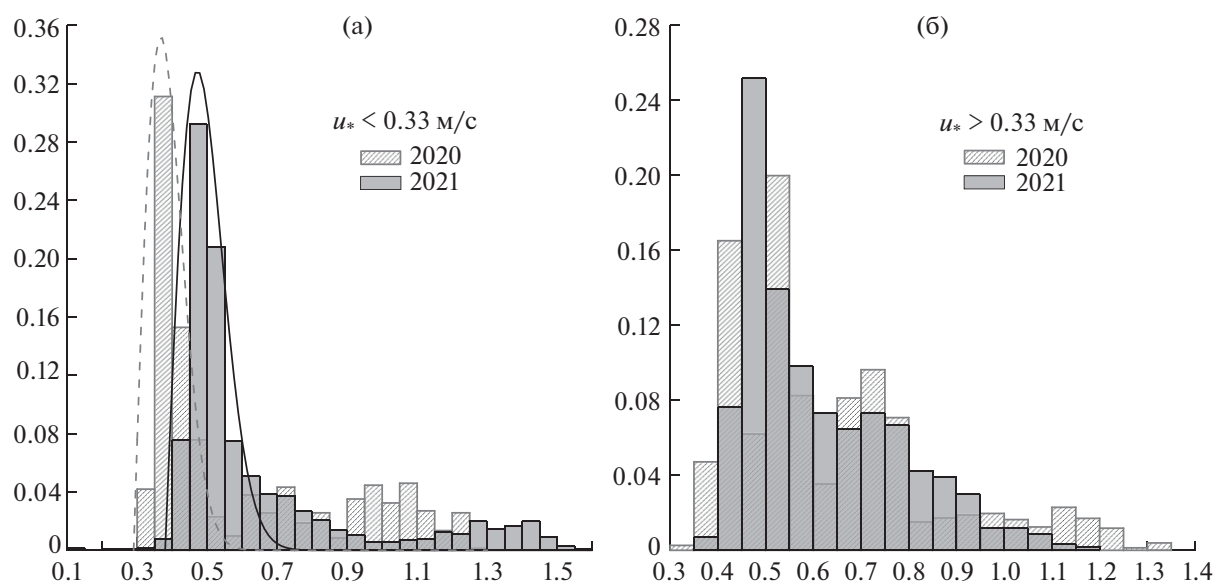


Рис. 4. Плотность вероятности для показателей степени (время осреднения – 10 мин) (а) – при $u_* < 0.33$ м/с 2020 и 2021 г., (б) – при $u_* > 0.33$ м/с 2020 и 2021 г. На а) проведена аппроксимирующая функция распределения Рэля (2020 г. – пунктир, 2021 г. – сплошная линия).

ют с усилениями ветра. Изменения, происходящие в течение 5–15 мин, указывают на возможные колебания массовых концентраций аэрозоля в пределах от 20 до 100 мкг/м^3 в дневное жаркое время при небольших динамических скоростях. С усилением ветра в течение получаса концентрация на 20–40 см возрастает на 200–500 мкг/м^3 .

Рассматривая пылевой аэрозоль, как пассивную примесь, следует ожидать, что его распределение по высоте будет определяться из условия сохранения вертикального потока микрочастиц. Это условие примерно выполняется при слабых ветрах. В таком случае вертикальный профиль концентрации был бы тождественен соответствующему

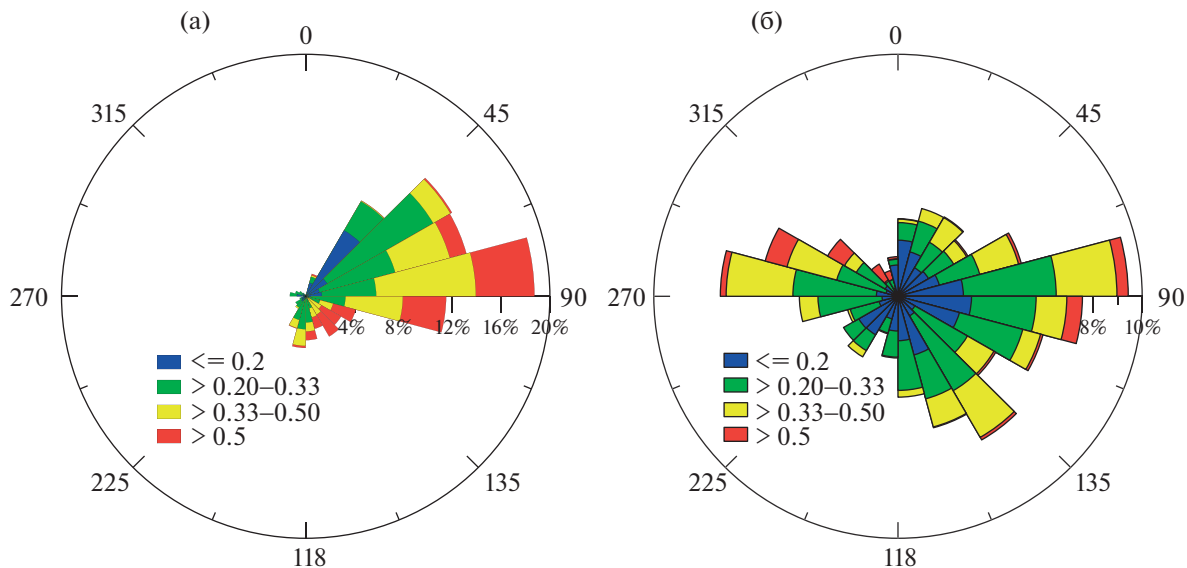


Рис. 5. Роза ветров для значений динамической скорости ветра с выделением доли по значениям в диапазонах $u_* < 0.2$ м/с, $0.2 < u_* < 0.33$ м/с, $0.33 < u_* < 0.5$ м/с, $u_* > 0.5$ м/с: (а) 2020 г.; (б) 2021 г.

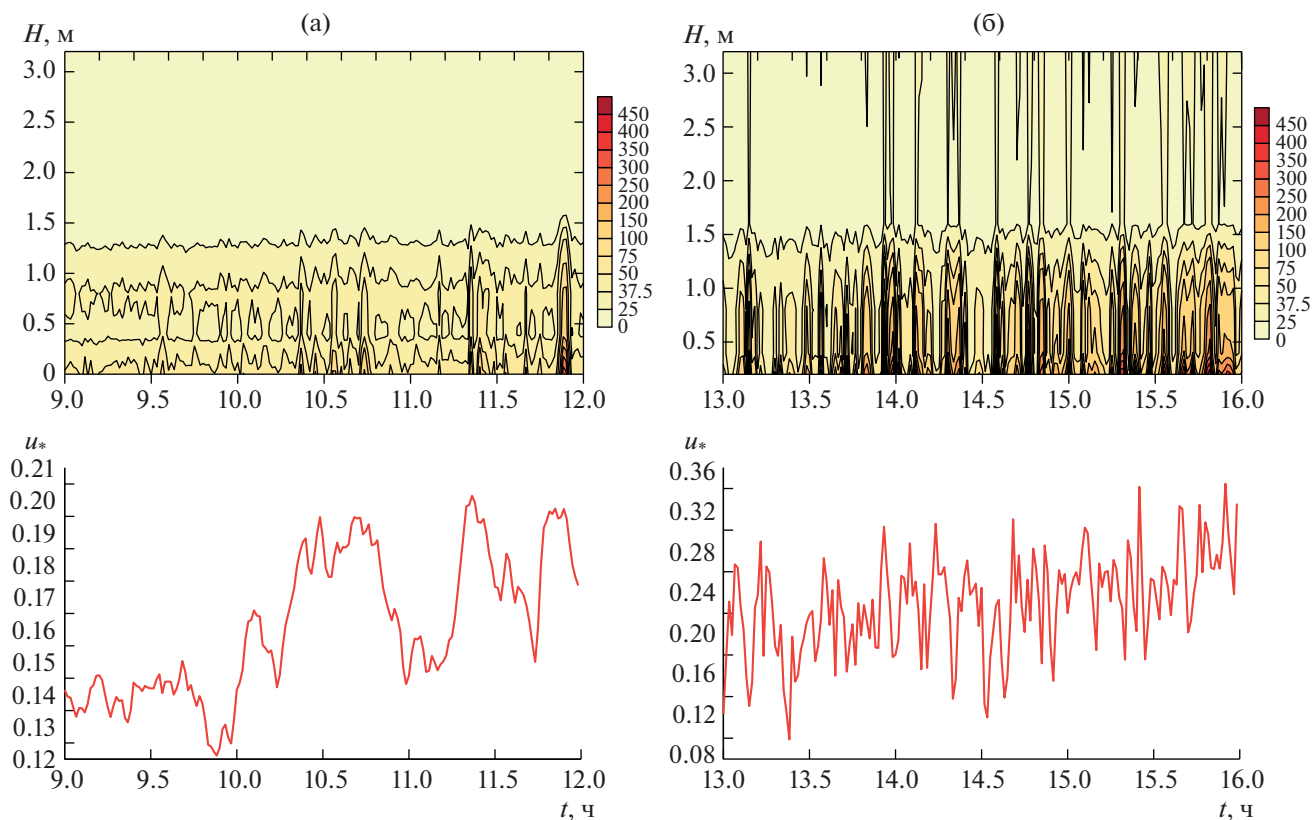


Рис. 6. Связь изменений массовой концентрации аэрозоля в приземном слое на уровнях 0,2, 0,4, 0,8, 1,6 и 3,2 м с динамической скоростью ветра 21.07.21: (а) при слабом ветре; (б) при превышении пороговой скорости.

ощему температурному профилю. Так, для вертикального профиля примеси, поднимающейся с турбулентной плавучей струей, должен бы наблюдаться показатель степени наклона $N(z) \sim z^{-5/3}$ при зависимости вертикальной скорости от высоты как $w(z) \sim z^{-1/3}$ [14]. Однако в условиях сильного прогрева подъем выносимых с поверхности микрочастиц может иметь более “активный” характер, среда оказывается более прогретой и степень наклона профиля будет меньше.

Обобщение [14] для активной примеси было получено в [15] с применением как группового подхода, так и простых размерностных оценок теории подобия. Так, для источника тепла при линейной его зависимости от концентрации примеси и постоянной турбулентной диффузии имеем зависимость от высоты в виде z^{-1} . Рассматривая также решения уравнения диффузии для произвольной степенной зависимости вида $D \sim z^m$ [16], имеем для профиля концентрации активной примеси $N(z) \sim z^{\frac{m-3}{3-2m}}$. Соответственно, для постоянного коэффициента диффузии ($m = 0$) мы получим наклон -1 [15]. При его линейном росте с высотой, обычной для условий нейтрально стратифицированного приземного слоя ($m = 1$) — наклон -2 . При конвективных условиях для коэффициента диффузии будет $D \sim z^{2/3}$ и, соответственно, степенной наклон профиля концентрации будет $-7/5$. В [17] рассматривались восходящие конвективные потоки при наличии неустойчивой стратификации. При степенной форме градиента температуры среды $\frac{g}{T_0} \frac{dT}{dz} \sim -z^p$ для профиля температуры от точечного источника получается зависимость $\theta(z) \sim z^{p+1}$. Для конвективно-неустойчивого пограничного слоя [18] $p = -4/3$ и для наклона температуры и пассивной примеси в струе будет вести себя как $z^{-1/3}$. Как видим, в целом, все полученные в вышеприведенных оценках степени заметно отличаются от средненаблюдаемых.

На подъем пылевого аэрозоля субмикронных и микронных размеров существенным образом влияет значительный разогрев поверхности в течение дня до температур $50-70^\circ\text{C}$. Пылинки в силу их размера, поднимаясь за счет струй теплового воздуха из пор на небольшую высоту порядка нескольких сантиметров, охлаждаются за доли секунды. Каждая пылинка массой $m = \frac{4}{3}\pi r^3 \rho$ радиусом r и плотностью материала $\rho = 2600 \text{ кг/м}^3$ имеет первоначально температуру T_s , которая соответствует температуре поверхности. Разность температур δT с температурой воздуха T_v в резуль-

тате относительно быстрого охлаждения частицы формирует вокруг пузырек, средняя температура которого T_p меняется за счет молекулярного перемешивания от первоначального значения T_{p0} до T_p . При этом одновременно с изменением температуры пузырька меняется его радиус от R_{p0} до R_p . Количество теплоты, которое отдает песчинка воздуху при остывании,

$$Q = cm\delta T, \quad (1)$$

где $c = 0.835 \text{ кДж/(м К)}$ удельная теплоемкость песка. Q при разности температур около $10-30^\circ\text{C}$ имеет порядок 10^{-11} Дж . Охлаждение происходит при возникновении теплового потока, обусловленного теплопроводностью

$$q = -\lambda \nabla T, \quad (2)$$

где $\lambda = 0.026 \text{ Вт/(м К)}$ коэффициент теплопроводности, ∇T — градиент температуры.

С другой стороны,

$$Q = qSt, \quad (3)$$

где S — поверхность площади теплообмена, t — текущее время. Если $Q \approx 2.6 \times 10^{-12} \text{ Дж}$ при разности температур с воздухом 10°C , то время охлаждения составляет $10^{-3}-10^{-2} \text{ с}$.

Полагая для сферической однородно нагретой частицы $\nabla T \approx -\frac{\delta T}{R_{p0}}$, получаем:

$$cm\delta T = St\lambda\delta T/R_{p0}. \quad (4)$$

Откуда, в предположении малости размера частицы в сравнении с расстоянием считая, что площадь поверхности, через которую проходит тепловой поток, соответствует радиусу сферической микрочастицы r , получим

$$R_{p0} = \frac{St\lambda}{cm} = \frac{3t\lambda}{c\rho r}. \quad (5)$$

Радиус пузырька прогретого воздуха для частицы микронного размера $R_{p0} \approx 0.036t$ будет близок к $10-100 \text{ мкм}$.

Частица охлаждается, вокруг появляется пузырек теплового воздуха, изменение радиуса которого δR_p с охлаждением на δT_p за время δt оцениваем исходя из соотношения:

$$\frac{\delta T_p}{\delta t} \approx \lambda^2 \frac{\delta T_p}{\delta R_p^2}, \quad (6)$$

откуда

$$\delta R_p \approx \lambda \delta t^{1/2}. \quad (7)$$

Полагая сохранение количества тепла (1) при первоначальном расширении нагретой области пузырька, записываем

$$Q = \frac{4}{3} \pi c_a \rho \delta R_{p0}^3 (T_{p0} - T_v) = \frac{4}{3} \pi c_a \rho R_p^3 (T_p - T_v), \quad (8)$$

где c_a — удельная теплоемкость воздуха, откуда

$$R_p^3 = \frac{T_{p0} - T_v}{T_p - T_v} R_{p0}^3. \quad (9)$$

Раскроем в (7) δR_p . Полагаем, что радиус пузырька меняется от 0 в начальный момент времени до R_p , и подставляя в (8)

$$\lambda^3 t^{3/2} = \frac{T_{p0} - T_v}{T_p - T_v} R_{p0}^3, \quad (10)$$

получим

$$T_p - T_v = \frac{T_{p0} - T_v}{\lambda^3 t^{3/2}} R_{p0}^3. \quad (11)$$

При $T_p > T_v$ возникает сила плавучести, определяющая начальную стадию подъема пузырька. Поскольку поднимается не одна микрочастица, а группа, то необходимо учитывать их суммарное влияние на формирование локализованного теплового объема — теплового кластера. При одновременной генерации нескольких микрочастиц процессами на поверхности связанные с ними пузырьки воздуха могут заполнять все пространство и с взаимным перекрытием. Соответственно, возникают теплые кластеры, содержащие агломерацию из множества микрочастиц. Время жизни такого скопления будет больше.

Тепловой вынос микрочастиц, который происходит из пор почвы (микроканалов) [9]. При размерах частиц поверхности в 100–200 мкм поры будут примерно 20–30 мкм в диаметре [19]. Согласно данным полевых измерений средняя концентрация микрочастиц на высоте 0.5 м в дневное время и в умеренных ветровых условиях в среднем достигает значений 500–1000 частиц/см³ [11]. Тогда в окрестности вытянутой вверх от поры области с высотой 1 см над площадкой 20 × 20 мкм с учетом всех характерных размеров будет содержаться 20–40 частиц. Исходя из этого, оцениваем, что при $R_p \sim 100$ мкм возможны взаимное перекрытие пузырьков нагретого воздуха вокруг микрочастиц и возникновение укрупненных областей локального повышения температуры.

Поднимающиеся частицы охлаждаются с выделением теплоты $Q = \lambda \frac{\Delta T St}{R_p}$. Окружающий частицу пузырек прогретого воздуха постепенно замедляется. Из-за возникающей разности давлений $\Delta p = \rho_a R \Delta T$ ($R = 8.31$ Дж/(моль К)) частица с

пузырьком выталкивается вверх. Условие равновесия на высоте h будет иметь вид:

$$\pi R_p^2 \rho_a \Delta T h - \lambda \frac{\Delta T St}{R_p} = 0, \quad (12)$$

откуда

$$h = \frac{4 \lambda t}{R_p \rho_a R_p}. \quad (13)$$

Исходя из числа частиц, генерируемых разогретой поверхностью, и оценок времени их охлаждения, получаем, что пузырьки нагретого воздуха могут быть подняты на высоту порядка 1–1.5 м над поверхностью.

Так как происходит генерация новых теплых микрочастиц, что эффективно замедляет процессы остывания, то в первом приближении можно полагать примерное сохранение температуры в области пузырька. Тогда вертикальная скорость пузырька в приземном прогревом слое воздуха оценивается из уравнений движения как

$$\frac{w_p^2}{z} \approx -g \frac{T_v - T_p}{T_p}. \quad (14)$$

В предположении однородности плотность потока частиц записывается как $F = N w_p$, где N — концентрация частиц на данной высоте. Отсюда:

$$\left(\frac{F}{N}\right)^2 = -z g \frac{T_v - T_p}{T_p}. \quad (15)$$

Концентрация будет соответственно

$$N = F \left(z g \left(1 - \frac{T_v}{T_p} \right) \right)^{-1/2}. \quad (16)$$

При условии $T_v \ll T_p$ имеем $N \sim z^{-1/2}$, $N = F \left(g (z - \zeta z^n) \right)^{-1/2}$. Здесь учтено степенное распределение для профиля температуры в приповерхностном слое. Принимая $T_v \sim z^{-1/3}$ как для неустойчивого пограничного слоя [20], имеем $\zeta = \frac{C}{T_p} \left(\frac{Q}{c \rho_0} \right)^{2/3} \left(\frac{g}{T_{v0}} \right)^{-1/3}$. Здесь $C = 0.95 \frac{\text{М}^{5/3}}{\text{кг}^{2/3}}$, ρ_0 — плотность воздуха, T_{v0} — температура у поверхности. Оценка при $T_{v0} = 303^\circ\text{К}$, $T_p = 304^\circ\text{К}$, $Q = 500$ Дж дает величину $\zeta \approx 0.005 \frac{\text{М}^{5/3}}{\text{кг}^{2/3}}$. При таком значении ζ влияние на профиль происходит лишь в приповерхностном слое 1–2 см, и им можно пренебречь в дальнейшем.

Рассмотрим различные режимы подъема микрочастиц с пузырьками: равномерно (с постоянной скоростью) и равнопеременно.

Из (11) и (16), получаем

$$\left(\frac{N}{F}\right)^2 = z^{-1}g^{-1} \frac{T_p}{T_p - T_v} = z^{-1}g^{-1} \left(1 + \frac{T_v}{\frac{T_{p0} - T_v}{\lambda^3 t^{3/2}} R_{p0}^3}\right). \quad (17)$$

Полагая для $t = z\vartheta_1$, где ϑ_1 — коэффициент пропорциональности, определяющий равномерное движение поднимающихся частиц, получим

$$N = Fg^{-1/2} \left(z^{-1} + \Omega_1 z^{1/2}\right)^{1/2}. \quad (18)$$

Здесь $\Omega_1 = \frac{T_v}{T_{p0} - T_v} \frac{\lambda^3 \vartheta_1^{3/2}}{R_{p0}^3}$. Его значение влияет

на итоговую степень профиля концентрации. Если $\Omega_1 < 0.4$, получаем степень наклона профиля, близкую к $-1/2$. Для значений $\Omega_1 \sim 0.5-0.7$ степень наклона профиля близка к $-0.4...-0.3$. Значения $\Omega_1 > 1.5$ относятся уже к инверсионным профилям.

При равнопеременном движении частиц, полагая для $t^2 = z\vartheta_2$, получим

$$N = Fg^{-1/2} \left(z^{-1} + \Omega_2 z^{-1/4}\right)^{1/2}. \quad (19)$$

Здесь $\Omega_2 = \frac{T_v}{T_{p0} - T_v} \frac{\lambda^3 \vartheta_2^{3/4}}{R_{p0}^3}$. Если $\Omega_2 < 0.8$, наклон будет близок к -0.4 . Положительное значение

коэффициента Ω_2 говорит об ускорении частиц, в случае естественного здесь замедления при $\Omega_2 < 0$, получаем зависимость, близкую к $-1/2$, для $\Omega_2 \sim -0.5...-0.7$ наклон профиля близок к $-0.6...-0.7$.

Равномерное движение вероятнее всего для мелкой фракции. В то время как замедление, вызванное большим количеством потока тепла и длительностью прогрева пузырька, для крупной фракции микроаэрозоля определяет условия формирования профилей со степенью -1 .

Общая массовая концентрация поднимающегося потока пылевого аэрозоля будет складываться из условно выделенных мелкой и крупной фракций с частицами соответствующих масс $m_{\mu s}$ и $m_{\mu l}$, имеющих разные распределения с долями присутствия в общем составе σ_s и σ_l : $C \sim \sigma_s m_{\mu s} z^{-n_s} + \sigma_l m_{\mu l} z^{-n_l}$, где $n_s \sim 0.4-0.5$, $n_l \sim 0.5-1.0$. При различных условиях число микроаэрозолей мелкой и крупной фракций могут различаться как в 10, так и в 1000 раз, что приведет к преобладанию того или иного степенного закона распределения. В частности, при лобовом направлении ветра [11] мы получим степень, близкую к -0.5 , а при касательном направлении ветра ближе к -1 .

С учетом размеров микроаэрозолей подобный процесс может повлиять на распределение частиц по высоте за счет коллективного эффекта, когда достаточна доля микроаэрозолей в объеме воздуха. В отсутствие ветра такой механизм подъема обеспечивает наличие частиц пыли на небольшой высоте. Отметим, что микроаэрозоли крупной фракции при реализации такого типа подъема будут оказываться на высотах порядка метра. Поэтому на нижних уровнях измерений (0.2 и 0.4 м) будут преобладать частицы мелкой фракции, соответственно обеспечивающие степень $-1/2$.

Данные многоуровневых измерений вертикальных профилей концентрации пылевого аэрозоля в аридных условиях демонстрируют степенные зависимости, с показателем степени, изменяющимся в зависимости от ветрового режима. При сильном ветре достигает -1 , а при слабом ветре степень близка к -0.5 , что связано с развитием микроконвекции в результате охлаждения частиц пыли, поднятых с поверхности. Вокруг пылинок возникают теплые пузырьки воздуха, которые поднимаются вместе с пылинками под влиянием силы плавучести. Для совокупности микроаэрозолей формируются теплые кластеры. Исходя из этого, полученный теоретически для профиля концентрации, показатель степени наклона соответствует $-1/2$. Поскольку количество тепла, передаваемое в пространство от микроаэрозоли, зависит от ее массы, то на высоту первоначального подъема пузырьков нагретого воздуха существенным образом влияет характер распределения частиц по размерам. При условии, что преобладают доли мелкой фракции микроаэрозолей размерами менее 1 мкм, закон распределения окажется близок к $-1/2$. Для крупной фракции, доля которой возрастает с усилением ветра, степень близка к -1 .

В отличие от случая развитых пыльных бурь [4, 7], где поднимающаяся пыль влияет на формирование ветрового профиля в приземном слое, при слабых и умеренных ветрах, можно говорить о “самовоздействии” субмикронных частиц на динамику своего подъема на начальной стадии и формировании устойчиво наблюдаемых вертикальных профилей. Отметим, что коллективный климатообразующий эффект нагрева воздуха при конвективном выносе аэрозоля на примере зоны прогрессирующего опустынивания (Южное Приаралье) был показан недавно в [20].

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены при поддержке Российского научного фонда (проект 20-17-00214).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Shao Y.* Physics and Modeling of Wind Erosion. Springer, 2008. 452 p.
2. *Maher B.A., et al.* Global Connections between Aeolian Dust, Climate and Ocean Biogeochemistry at the Present Day and at the Last Glacial Maximum // *Earth–Science Reviews*. 2010. V. 99. № 1–2. P. 61–97.
3. *Бютнер Э.К.* Динамика приповерхностного слоя воздуха. Л.: Гидрометиздат, 1978. С. 156.
4. *Баренблатт Г.И., Голицын Г.С.* Локальная структура развитых пыльных бурь. М.: МГУ, 1973. 44 с.
5. *Gillies J.A., Berkofsky L.* Eolian Suspension above the Saltation Layer, The Concentration Profile // *Journal of sedimentary research*. 2004. V. 74. № 2. P. 176–183.
6. *Shao Y.* A Model for Mineral Dust Emission // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. 2001. V. 106. № D17. P. 20239–20254.
7. *Семенов О.Е.* Введение в экспериментальную метеорологию и климатологию песчаных бурь. Москва : Физматкнига, 2020. С. 448.
8. *Klose M., Shao Y.* Stochastic Parameterization of Dust Emission and Application to Convective Atmospheric Conditions // *Atmospheric Chemistry and Physics*. 2012. V. 12. № 16. P. 7309–7320.
9. *Chkhetiani O.G., et al.* Dust Resuspension under Weak Wind Conditions: Direct Observations and Model // *Atmospheric Chemistry and Physics*. 2012. V. 12. № 11. P. 5147–5162.
10. *Горчаков Г.И., Шукуров К.А.* Флуктуации концентрации субмикронного аэрозоля в конвективных условиях // *Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана*. 2003. Т. 39. № 1. С. 85–97.
11. *Малиновская Е.А., Чхетиани О.Г., Максименков Л.О.* Влияние направления ветра на распределение эоловых микрочастиц по размерам // *Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана*. 2021. Т. 57. № 5. С. 539–554.
12. *Bagnold R.A.* The Physics of Blown Sand and Desert Dunes. London: Methuen, 1941. 265 p.
13. *Alfaro S.C., et al.* Modeling the Size Distribution of a Soil Aerosol produced by Sandblasting. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. 1997. V. 102. № D10. P. 11239–11249.
14. *Зельдович Я.Б.* Предельные законы свободновосходящих конвективных потоков // *ЖЭТФ*. 1937. Т. 7. В. 12. С. 1463–1465.
15. *Ингель Л.Х.* О предельных законах свободновосходящих конвективных струй и термиков от локальных источников тепловыделяющей примеси // *Инженерно-физический журнал*. 2019. Т. 92. № 6. С. 2526–2534.
16. *Чхетиани О.Г., Голицын Г.С.* Обнаружение и распространение диффузионных пятен примеси и время их жизни // *ДАН*. 2014. Т. 455. № 5. С. 550–553.
17. *Batchelor G.K.* Heat Convection and Buoyancy Effects in Fluids / *Quart. J. R. Met. Soc.* 1954. V. 80. Iss. 345. P. 339–358.
18. *Монин А.С., Яглом А.М.* Статистическая гидромеханика, Теория турбулентности, Часть I. Санкт-Петербург : Гидрометеиздат, 1992. 694 с.
19. *Малиновская Е.А., Чхетиани О.Г.* Об условиях ветрового выноса частиц почвы // *Вычислительная механика сплошных сред*. 2020. Т. 13. № 2. С. 175–188.
20. *Тлеумуратова Б.С., Нарымбетов Б.Ж.* Конвективный вынос аэрозоля в пустынных зонах как фактор повышения температуры воздуха // *Аридные экосистемы*. 2022. Т. 28. № 1 (90). С. 11–19.

ON THE VERTICAL DISTRIBUTION OF DUST AEROSOL IN WEAK AND MODERATE WINDS

E. A. Malinovskaya^{a,*}, O. G. Chhetiani^a, Academician of the RAS G. S. Golitsyn^a, and V. A. Lebedev^a

^a *A.M. Obukhov Institute of Atmospheric Physics, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

^{*} *E-mail: elen_am@inbox.ru*

The height distribution of dust aerosol in the surface layer based on measurements made in the summer of 2020–2021 in arid conditions on the territory of the Republic of Kalmykia is considered. For profiles of aerosol concentration under conditions of weak winds, a characteristic gradual slope with an index close to the value of -0.5 . When the wind strengthens, the profile slope takes values closer to the degrees known for the conditions of saltation. $-0.7 \dots -1.0$ (and steeper). The observed regularities can be explained by the character of motion of dust particles rising from the hot surface together with the surrounding warmed air volume, which is different for fine ($<1 \mu\text{m}$) and coarse ($>1 \mu\text{m}$) particle fractions.

Keywords: dust aerosol, wind and convective removal