

УДК 551.551

## ВЕРТИКАЛЬНЫЕ ТУРБУЛЕНТНЫЕ ПОТОКИ ПЫЛЕВОГО АЭРОЗОЛЯ<sup>1</sup>

© 2021 г. А. В. Карпов<sup>a, \*</sup>, Г. И. Горчаков<sup>a, \*\*</sup>, Р. А. Гушин<sup>a, b, \*\*\*</sup>, О. И. Даценко<sup>a, b, \*\*\*\*</sup>

<sup>a</sup>Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, Пыжневский пер., 3, Москва, 119017 Россия

<sup>b</sup>МИРЭА – Российский технологический университет, просп. Вернадского, 78, Москва, 119454 Россия

\*e-mail: karpov@ifaran.ru

\*\*e-mail: gengor@ifaran.ru

\*\*\*e-mail: gushchin@ifaran.ru

\*\*\*\*e-mail: datsenko@ifaran.ru

Поступила в редакцию 19.04.2021 г.

После доработки 07.05.2021 г.

Принята к публикации 09.06.2021 г.

По данным измерений флуктуаций концентрации частиц и вертикальной компоненты скорости ветра с разрешением 1 с рассчитаны вертикальные турбулентные потоки пылевого аэрозоля на опустыненной территории в Астраханской обл. для условий квазинепрерывной сальтации. Показано, что временная изменчивость плотности вертикального турбулентного потока пылевого аэрозоля в диапазоне масштабов примерно от 30 с до 1 ч определяется конвективно обусловленными вариациями горизонтальной и вертикальной компонент скорости ветра в приземном слое атмосферы. Нормированный турбулентный поток или скорость выноса пылевого аэрозоля достигает 4–5 см/с. Дневной ход вертикального турбулентного потока аэрозоля согласуется с дневным ходом турбулентного потока тепла. Получены зависимости массового турбулентного потока пылевого аэрозоля от размера частиц. Предложена методика оценки низкочастотной изменчивости плотности турбулентного потока пылевого аэрозоля на опустыненной территории по данным измерений компонент скорости ветра и пороговой скорости сальтации.

**Ключевые слова:** опустынивание, ветропесчаный поток, эмиссия пылевого аэрозоля, турбулентный поток аэрозоля, конвекция, скорость выноса аэрозоля, турбулентный поток тепла, массовый поток аэрозоля

DOI: 10.31857/S0002351521050084

### 1. ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время много внимания уделяется исследованиям пылевого аэрозоля [1–3]. Минеральный пылевой аэрозоль прямо и косвенно влияет на радиационный режим атмосферы [4, 5], включая взаимодействие с жидкокапельными и кристаллическими облаками [6, 7], участвует в биогеохимических процессах на суше и в океане [8, 9], наносит ущерб здоровью человека [10, 11].

Основными источниками пылевого аэрозоля являются опустыненные и аридные территории [12–18]. При слабом ветре вынос пылевого аэрозоля [12, 18–20] определяется механизмом конвективно-турбулентной эмиссии пылевого аэрозоля (convective turbulent dust emission) [21], который в настоящее время подробно изучается [22–25].

На песчаных опустыненных территориях преобладает вклад в эмиссию пылевого аэрозоля, образующегося под воздействием ветропесчаного потока на подстилающую поверхность (процесс sandblasting) [26, 27]. В ветропесчаном потоке главным процессом является сальтация [28–34]. Разработаны модели для оценки обусловленных сальтацией вертикальных потоков пылевого аэрозоля с опустыненных территорий [35–37].

Полученные оценки потоков пылевого аэрозоля нуждаются в сравнении с данными эксперимента. Потоки пылевого аэрозоля с опустыненных территорий определяются турбулентной диффузией в приземном слое атмосферы. При определении вертикального турбулентного потока аэрозоля прямыми методами необходимо измерять флуктуации концентрации частиц аэрозоля и вертикальной компоненты скорости ветра.

Впервые прямые измерения вертикального турбулентного потока аэрозоля на опустыненной территории были выполнены в Приаралье [38].

<sup>1</sup> Статья подготовлена на основе устного доклада, представленного на Всероссийской конференции “Турбулентность, динамика атмосферы и климата”, посвященной памяти акад. А.М. Обухова (Москва, 10–12 ноября 2020 г.).

Целью настоящей работы является анализ результатов измерений флуктуаций концентрации частиц пылевого аэрозоля и компонент скорости ветра в приземном слое атмосферы и вариаций вертикальных турбулентных потоков пылевого аэрозоля по данным измерений на опустыненной территории в Астраханской обл., характеристика зависимости массового турбулентного потока пылевого аэрозоля от размера частиц, а также сопоставление дневного хода нормированного вертикального турбулентного потока пылевого аэрозоля с дневным ходом турбулентного потока тепла и количественная оценка низкочастотной изменчивости плотности вертикального турбулентного потока пылевого аэрозоля по данным измерений горизонтальной и вертикальной компонент скорости ветра и пороговой скорости сальтации.

При исследовании эмиссии пылевого аэрозоля на опустыненной территории вблизи р. Волги без крупных форм рельефа (барханы, дюны) и без растительности использованы результаты совместных измерений характеристик сальтации [34] и потоков пылевого аэрозоля [39, 40] в период с 16.08.2011 по 01.09.2011, что дало возможность учесть влияние вариаций пороговой скорости сальтации на процесс выноса пылевого аэрозоля с подстилающей поверхности. В работе представлены результаты измерений вертикальных турбулентных потоков пылевого аэрозоля в условиях квазипрерывной сальтации 23.08.2011 и 01.09.2011, что позволило исключить влияние эффектов перемежаемости сальтации на эмиссию пылевого аэрозоля.

## 2. ВАРИАЦИИ КОНЦЕНТРАЦИИ ЧАСТИЦ ПЫЛЕВОГО АЭРОЗОЛЯ И КОМПОНЕНТ СКОРОСТИ ВЕТРА В ПРИЗЕМНОМ СЛОЕ АТМОСФЕРЫ

Вертикальный турбулентный поток аэрозоля вычисляется по данным измерений флуктуации концентрации частиц  $N$  и вертикальной компоненты скорости ветра  $w$

$$F(t, \tau) = \tau^{-1} \int_0^{\tau} f(t) dt = \tau^{-1} \int_0^{\tau} N'(t) w'(t) dt, \quad (1)$$

где  $t$  – время,  $\tau$  – период осреднения,  $f$  – плотность турбулентного потока,  $N'(t) = N(t) - \bar{N}$  и  $w'(t) = w(t) - \bar{w}$  – флуктуации  $N$  и  $w$ ,  $\bar{N}$  и  $\bar{w}$  – средние значения  $N$  и  $w$  на интервале  $\tau$  [40].

Эмиссия пылевого аэрозоля на опустыненных территориях определяется процессом сальтации. В [41] показано, что в нижнем слое сальтации концентрация сальтирующих частиц  $N$  линейно зависит от разности  $V - V_0$ , где  $V$  – горизонталь-

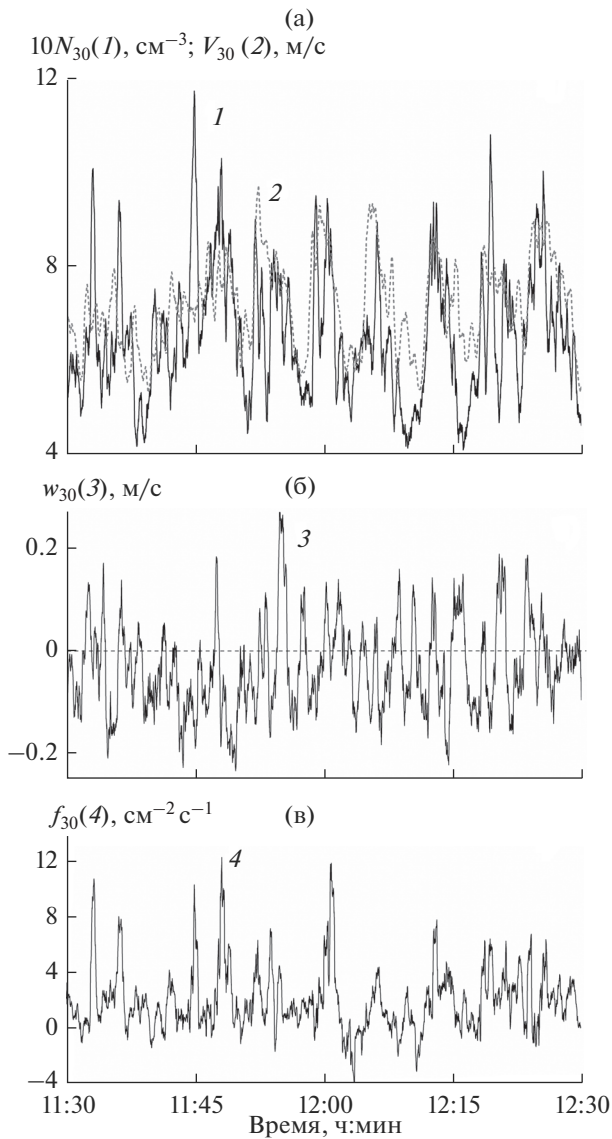
ная компонента скорости ветра в приземном слое атмосферы и  $V_0$  – пороговая скорость сальтации. Таким образом, разность  $V - V_0$  определяет интенсивность сальтации и, как следствие, интенсивность генерации пылевого (минерального) аэрозоля на подстилающей поверхности [39]. Анализ данных измерений показал, что конвективно обусловленные “низкочастотные” вариации горизонтальной компоненты скорости ветра  $V$  отчетливо выявляются на временной изменчивости как концентрации сальтирующих частиц  $N_s$  [42], так и концентрации частиц пылевого аэрозоля  $N$  [39].

Суммарная концентрация и дифференциальные счетные концентрации частиц пылевого аэрозоля измерялись на опустыненной территории в Астраханской обл. в приземном слое атмосферы на высоте 2 м с помощью фотоэлектрического счетчика ОАЭС-05 [17] с временным разрешением 1 с 23.08.2011 и 01.09.2011 в условиях квазипрерывной сальтации (almost non-intermittent). Распределение частиц по размерам измерялось в диапазоне от 0.5 до 5.0 мкм. Вблизи фотоэлектрического счетчика [43] на высоте 2 м находилась акустическая метеостанция Метео-2 (Институт оптики атмосферы СО РАН, г. Томск), с помощью которой измерялись турбулентные пульсации компонент скорости ветра и температуры воздуха с разрешением 0.1 с.

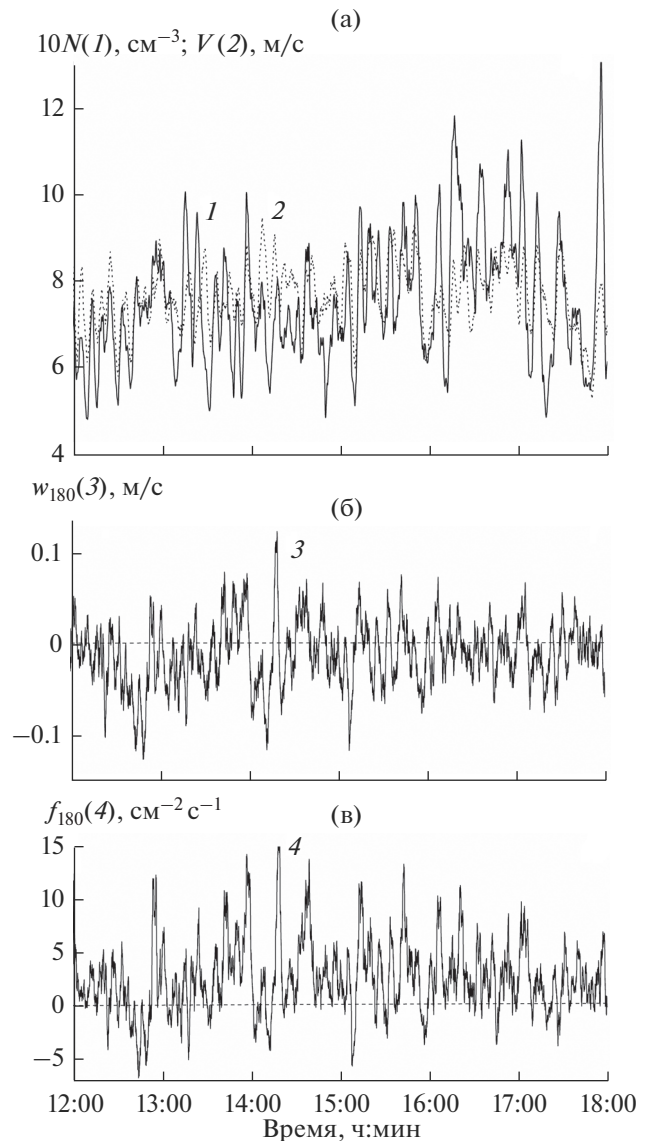
Отметим, что режим сальтации, которая определяла интенсивность эмиссии пылевого аэрозоля, контролировался с помощью фотоэлектрического счетчика [43], находящегося на удалении около 10 м от аппаратного комплекса для измерения турбулентных потоков аэрозоля.

На рис. 1 представлены с осреднением 30 с результаты измерений суммарной концентрации частиц пылевого аэрозоля  $N(t)$ , горизонтальной компоненты скорости ветра  $V(t)$  и вертикальной компоненты  $w(t)$  23.08.2011 в период с 11:30 до 12:30 на опустыненной территории в Астраханской обл.

В рассматриваемый период времени отчетливо выражены “низкочастотные” конвективно обусловленные вариации компоненты скорости ветра  $V$ , в том числе квазипериодические (“когерентные”) вариации с периодом примерно 6.3 мин. Низкочастотные вариации концентрации частиц аэрозоля  $N$  сравнительно тесно коррелируют с вариациями  $V$  (рис. 1). Коэффициент корреляции между  $N$  и  $V$  равен 0.48 (погрешность его определения  $\pm 0.13$  с доверительной вероятностью 95%). Спектр вариаций вертикальной компоненты скорости ветра  $w$  сдвинут в область более высоких частот по сравнению с спектром  $V$ .



**Рис. 1.** Зависимость от времени (интервал осреднения 30 с) концентрации частиц пылевого аэрозоля (1), горизонтальной (2) и вертикальной (3) компонент скорости ветра и плотности вертикального турбулентного потока пылевого аэрозоля (4) по данным измерений на опустыненной территории 23.08.2011 в период с 11:30 до 12:30.

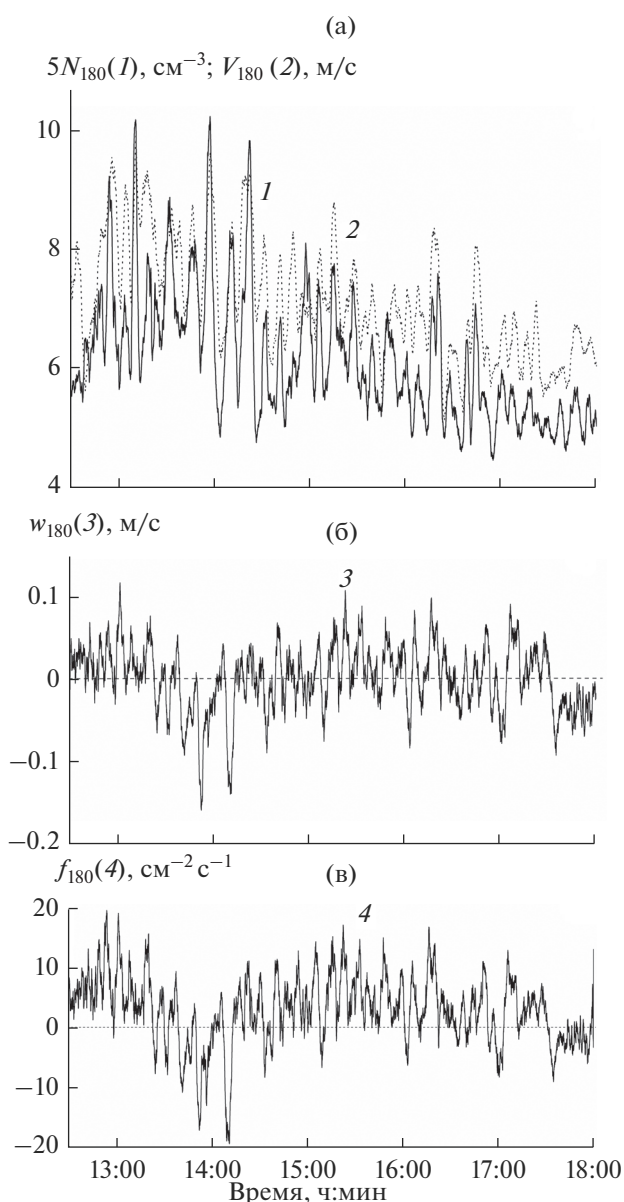


**Рис. 2.** Зависимость от времени (интервал осреднения 180 с) концентрации частиц пылевого аэрозоля (1), горизонтальной (2) и вертикальной (3) компонент скорости ветра и плотности вертикального турбулентного потока пылевого аэрозоля (4) по данным измерений на опустыненной территории 23.08.2011 в период с 12:00 до 18:00.

Более полное представление о временной изменчивости  $N$ ,  $V$  и  $w$  можно получить по данным измерений 23.08.2011 в период с 12:00 до 18:00 (рис. 2) и 01.09.2011 в период с 12:30 до 18:00 (рис. 3). В некоторые периоды времени (например, 23.08.2011 в период примерно с 15:00 до 16:00) наблюдаются сравнительно длительные квазипериодические вариации  $N$  и  $V$ . Отметим, что длительность некоторых значительных отклонений от соответствующих средних значений  $w$  достигает примерно 30 мин и даже 1 ч. В частности, 23.08.2011 в период времени примерно с 12:40 до 13:40 на-

блюдалась длительная отрицательная аномалия вертикальной компоненты скорости ветра  $w$ , которая иногда прерывалась короткими (1–5 мин) всплесками восходящих движений. Длительные отрицательные аномалии  $w$  могут быть обусловлены валиковой конвекцией, а всплески восходящих движений суперпозицией конвективных движений (структур) разных масштабов.

Выполнен статистический анализ вариаций  $N$ ,  $V$  и  $w$ . По данным измерений 23.08.2011 и 01.09.2011 в период с 12:30 до 18:00 рассчитаны статистиче-



**Рис. 3.** Зависимость от времени (интервал осреднения 180 с) концентрации частиц пылевого аэрозоля (1), горизонтальной (2) и вертикальной (3) компонент скорости ветра и плотности вертикального турбулентного потока пылевого аэрозоля (4) по данным измерений на опустыненной территории 01.09.2011 в период с 12:30 до 18:00.

ские характеристики вариаций указанных выше величин.

Наименьшие значения коэффициента вариаций, параметра асимметрии и эксцесса характерны для вариаций горизонтальной компоненты скорости ветра. Коэффициент вариаций  $N$  примерно в 2 раза больше коэффициента вариации  $V$ . Эксцесс для вариаций  $N$  23.08.2011 достигает 3.1, тогда как значение эксцесса для  $V$  близко к нулю.

Стандартное отклонение  $w$  в 5 раз меньше стандартного отклонения  $V$ , а параметр асимметрии меньше примерно в 4 раза. Что касается эксцесса для вариаций  $w$ , то он достигает примерно 0.9.

### 3. ВРЕМЕННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ПЛОТНОСТИ ТУРБУЛЕНТНОГО ПОТОКА ПЫЛЕВОГО АЭРОЗОЛЯ

Вариации плотности турбулентного потока аэрозоля  $f$  определяются суперпозицией вариаций концентрации частиц аэрозоля и вертикальной компоненты скорости ветра, спектры которых заметно различаются.

Пример временной изменчивости  $f(t)$  (при осреднении 30 с) показан на рис. 1в. Важной особенностью  $f(t)$  является наличие как положительных, так и отрицательных коротких выбросов с большой амплитудой. В рассматриваемом случае среднее значение  $f$  равно  $1.9 \text{ см}^{-2} \text{ с}^{-1}$ .

На рис. 2в показана плотность турбулентного потока аэрозоля, рассчитанная по данным измерений 23.08.2011 в период с 12:00 до 18:00 (осреднение 180с). Отчетливо видны периоды положительных и отрицательных значений  $f$ , в том числе низкий средний уровень  $f$  примерно после 17 ч. Среднее значение  $f$  в рассматриваемый период времени 23.08.2011 равно  $2.67 \text{ см}^{-2} \text{ с}^{-1}$ , а максимальное значение составило  $15 \text{ см}^{-2} \text{ с}^{-1}$ .

Согласно данным измерений  $f(t)$  01.09.2011 с 12:30 до 18:00 (время осреднения 180 с), в период примерно с 13:40 до 14:15 и в период с 17:30 до 18:00 преобладали отрицательные турбулентные потоки аэрозоля, что в ряде случаев характерно для валиковой конвекции. 01.09.2011 (рис. 3) наблюдались квазипериодические вариации  $f$  (например, с 13:15 до 13:50 с средним периодом около 9 мин). Среднее значение  $f(t)$  в период с 12:30 до 18:00 оказалось равным  $3.18 \text{ см}^{-2} \text{ с}^{-1}$ . Максимальные и минимальные значения достигали 20 и  $-20 \text{ см}^{-2} \text{ с}^{-1}$  соответственно. Были рассчитаны по данным измерений 01.09.2011 статистические характеристики вариаций  $f(t)$ . При сравнительно небольшой асимметрии (1.19) и сравнительно большом эксцессе (6.24) очень большим оказался коэффициент вариаций (11.4). Наблюдаемые в 2011 г. особенности статистической изменчивости плотности турбулентного потока аэрозоля аналогичны обнаруженным ранее [38] особенностям изменчивости турбулентного потока пылевого аэрозоля в 1998 г. на опустыненной территории в Приаралье.

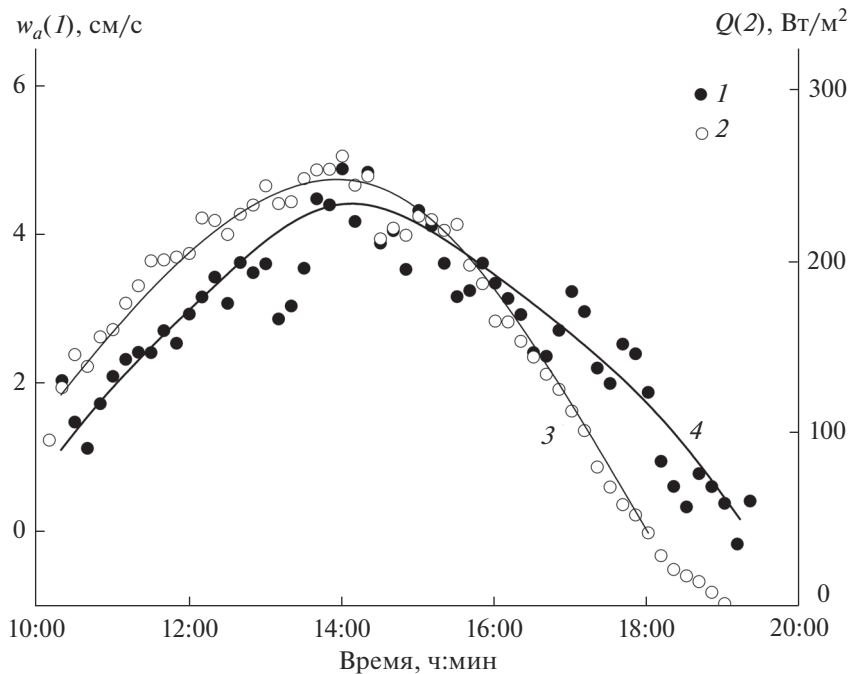


Рис. 4. Дневной ход скорости выноса пылевого аэрозоля (1) и турбулентного потока тепла (2) по данным измерений на пустынной территории 23.08.2011 (3 и 4 – сглаженные зависимости).

4. СКОРОСТЬ ВЫНОСА АЭРОЗОЛЯ И ТУРБУЛЕНТНЫЙ ПОТОК ТЕПЛА В КОНВЕКТИВНЫХ УСЛОВИЯХ

Большой интерес представляет нормированный вертикальный турбулентный поток пылевого аэрозоля

$$w_a = \frac{F}{N}, \tag{2}$$

где  $\bar{N}$  – среднее значение концентрации частиц аэрозоля за период осреднения  $\tau$ . Нормированный турбулентный поток имеет размерность скорости. Поэтому  $w_a$  следует рассматривать как оценку скорости выноса или вертикального переноса аэрозоля в приземном слое атмосферы.

На рис. 4 показаны результаты расчетов скорости выноса пылевого аэрозоля за 10-минутные интервалы по данным измерений 23.08.2011 в период с 10:15 до 19:30. Для сравнения на рис. 4 показаны соответствующие значения турбулентного потока тепла  $Q = \rho c_p q$ , где  $\rho$  – плотность атмосферного воздуха и  $c_p$  – теплоемкость воздуха при постоянном давлении. Поток температуры

$$q(t, \tau) = \tau^{-1} \int T'(t)w'(t)dt, \tag{3}$$

где  $T$  – температура воздуха. Показан также сглаженный дневной ход  $w_a$  и  $Q$  (3 и 4). Видно, что флуктуации нормированного турбулентного потока аэрозоля существенно больше флуктуаций

турбулентного потока тепла. В целом дневной ход  $w_a$  согласуется с дневным ходом турбулентного потока тепла. В послеполуденное время  $Q$  быстрее стремится к нулю по сравнению с  $w_a$ . В вечернее время скорость выноса падает до нуля и затем принимает отрицательные значения порядка  $-1$  см/с, что обусловлено, во-первых, прекращением генерации пылевого аэрозоля на подстилающей поверхности и, во-вторых, процессом сухого осаждения пылевого аэрозоля. Этот эффект ранее наблюдался в Приаралье.

Измеренная нами скорость выноса пылевого аэрозоля  $w_a$  достигает 4–5 см/с. Следует иметь в виду, что это оценка снизу, так как плотность турбулентного потока аэрозоля определяется по данным измерений флуктуаций концентрации аэрозоля, генерируемого на подстилающей поверхности, а в среднее значение концентрации пылевого аэрозоля заметный вклад вносит фоновый аэрозоль.

Поэтому в [38] была предложена альтернативная оценка скорости выноса пылевого аэрозоля

$$w_a^* = \frac{F}{\sigma_N}, \tag{4}$$

где  $\sigma_N$  – стандартное отклонение для флуктуаций суммарной концентрации пылевого аэрозоля.

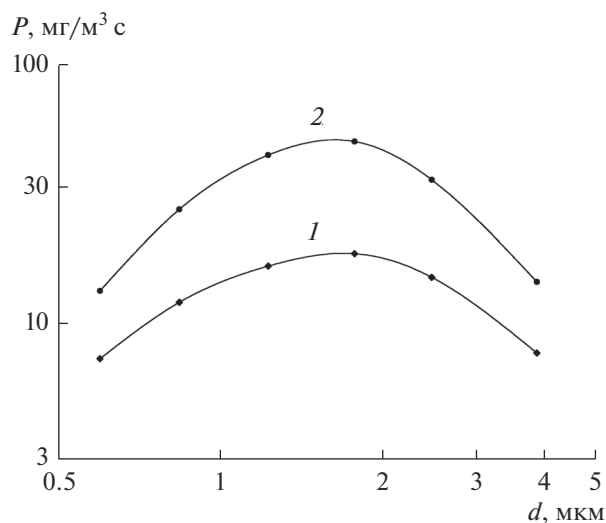


Рис. 5. Зависимость массового потока пылевого аэрозоля от размера частиц по данным измерений 23.08.2011 в 11:30 (1) и 15:10 (2) на опустыненной территории в Астраханской обл.

В частности, 01.09.2011  $\bar{N} = 1.24 \text{ см}^{-3}$  и  $\sigma_N = 0.48 \text{ см}^{-3}$ . Отсюда следует, что в среднем в этот день  $w_a^*$  в 2.5 раза больше  $w_a$ .

### 5. ЗАВИСИМОСТЬ ВЕРТИКАЛЬНОГО ТУРБУЛЕНТНОГО ПОТОКА ПЫЛЕВОГО АЭРОЗОЛЯ ОТ РАЗМЕРА ЧАСТИЦ

На опустыненной территории в Астраханской обл. были выполнены измерения счетных концентраций частиц аэрозоля для интервалов размеров 0.5–0.7, 0.7–1.0, 1.0–1.5, 1.5–2.0, 2.0–3.0 и 3.0–5.0 мкм, что позволило рассчитать дифференциальные массовые концентрации частиц  $m_i$  ( $i = 1, 2, \dots, 6$ ) при условии  $\rho_a = 2 \text{ г/см}^{-3}$ , где  $\rho_a$  – плотность вещества частиц аэрозоля, и соответствующие вертикальные массовые потоки аэрозоля  $P$  ( $\text{мг/м}^3 \text{ с}$ ). Максимальные значения  $P$  наблюдались при  $d = 1.5\text{--}2.0$  мкм. На рис. 5 показаны результаты расчета  $P(d)$  23.08.2011 в 11:30 (1) и 15:10 (2). Полученные зависимости с удовлетворительной точностью аппроксимируются лог-нормальными распределениями

$$P(d) = A \exp\left\{-\ln^2(d/d_0)/2v^2\right\}, \quad (5)$$

где  $A = 18.5$  (1) и  $50 \text{ мг/м}^3 \text{ с}$  (2),  $v = 0.94$  (1) и  $0.90$  (2) и  $d_0 = 1.5$  мкм в обоих случаях.

### 6. ПРОГНОЗ НИЗКОЧАСТОТНОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ ВЕРТИКАЛЬНОГО ТУРБУЛЕНТНОГО ПОТОКА ПЫЛЕВОГО АЭРОЗОЛЯ ПО ДАННЫМ ИЗМЕРЕНИЙ КОМПОНЕНТ СКОРОСТИ ВЕТРА

В [34, 41] получены соотношения линейной регрессии между концентрацией частиц в нижнем слое сальтации  $N_s$  и скоростью ветра  $V$

$$N_s = K_s(V - V_0), \quad (6)$$

где  $V_0$  – пороговая скорость сальтации и  $K_s$  – коэффициент.

Если предположить, что наблюдаемая концентрация  $N$  частиц пылевого аэрозоля, генерируемого на подстилающей поверхности под воздействием ветропесчанного потока, пропорциональна концентрации сальтирующих частиц  $N_s$ , то изменчивость  $N$  можно оценить по формуле

$$N(t) = K_a[V(t) - V_0], \quad (7)$$

где  $K_a$  – неизвестный коэффициент.

Данная гипотеза позволяет оценить вариации турбулентного потока аэрозоля  $f(t)$  с использованием функции

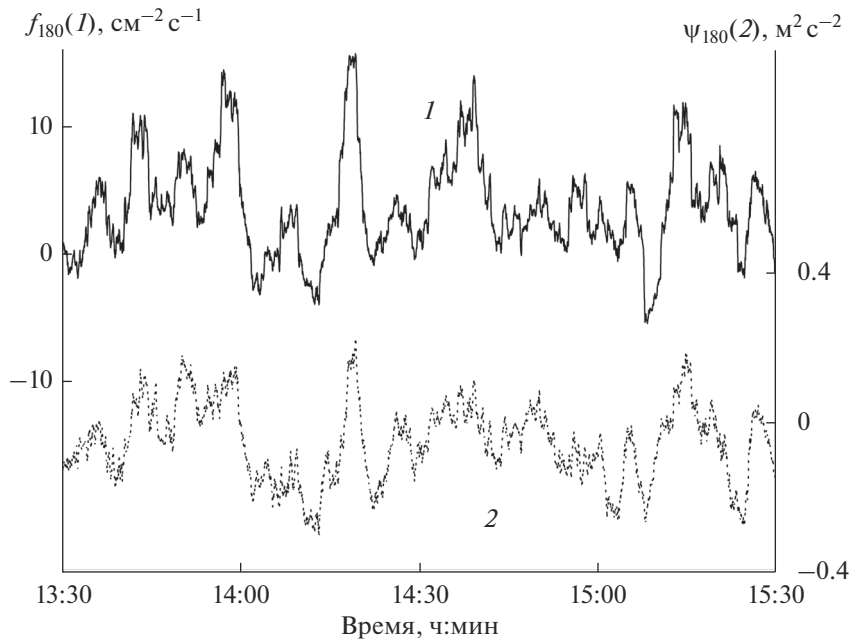
$$\psi(t) = [V(t) - V_0]w(t). \quad (8)$$

Была проанализирована возможность прогноза (оценки) низкочастотной изменчивости (с точностью до неизвестного коэффициента) плотности турбулентного потока  $f(t)$ .

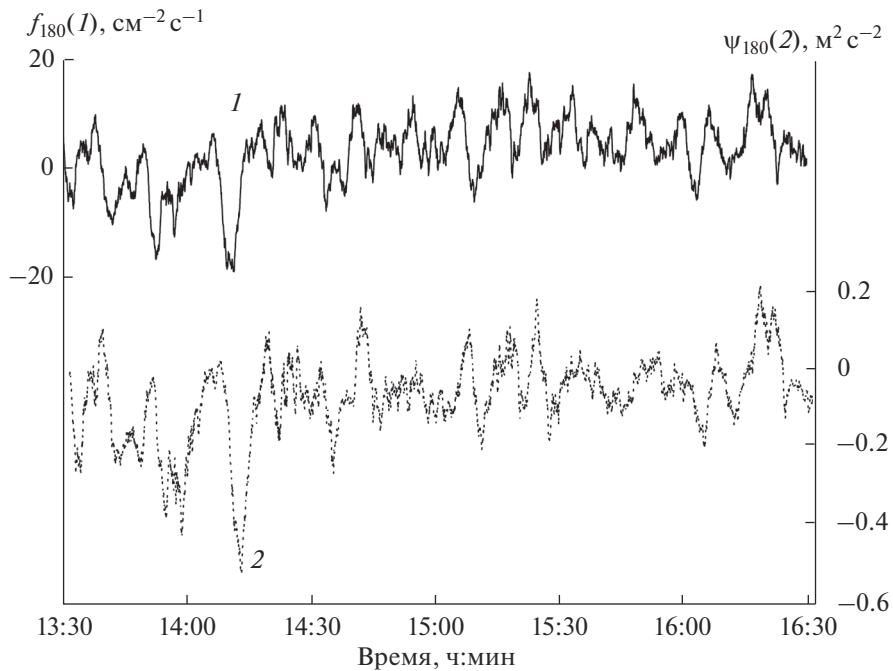
По данным измерений горизонтальной и вертикальной компонент скорости ветра в приземном слое атмосферы на высоте 2 м, а также пороговой скорости сальтации ( $V_0 = 5.0 \text{ м/с}$ ) были получены зависимости  $\psi(t)$  (время осреднения 180 с), которые сопоставлены с соответствующими зависимостями  $f(t)$  для периода времени с 13:30 до 15:30 23.08.2011 (рис. 6) и для периода с 13:30 до 16:30 01.08.2011 (рис 7). На рис. 6 и 7 видно, что низкочастотная изменчивость  $\psi(t)$  с удовлетворительной точностью воспроизводит низкочастотную временную изменчивость вертикального турбулентного потока пылевого аэрозоля. Коэффициент корреляции между  $f$  и  $\psi = 0.83$  (23.08.2011) и  $0.91$  (01.09.2011). Таким образом, предложен эффективный метод восстановления низкочастотных вариаций плотности вертикального турбулентного потока пылевого аэрозоля на опустыненной территории.

### 7. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На опустыненной территории в условиях квазинепрерывной сальтации определены вертикальные турбулентные потоки пылевого аэрозоля по данным измерений с временным разрешением



**Рис. 6.** Временная изменчивость плотности вертикального турбулентного потока пылевого аэрозоля  $f(I)$  и произведения  $\psi(2)$  вертикальной компоненты скорости ветра  $w$  и разности между горизонтальной компонентой скорости ветра  $V$  и пороговой скоростью сальтации  $V_0$  по данным измерений на опустыненной территории в Астраханской области 23.08.2011 (время осреднения 180 с).



**Рис. 7.** Временная изменчивость плотности вертикального турбулентного потока пылевого аэрозоля  $f(I)$  и произведения  $\psi(2)$  вертикальной компоненты скорости ветра  $w$  и разности между горизонтальной компонентой скорости ветра  $V$  и пороговой скоростью сальтации  $V_0$  по данным измерений на опустыненной территории в Астраханской области 01.09.2011 (время осреднения 180 с).

1 с флуктуаций концентрации частиц аэрозоля и компонент скорости ветра.

Показано, что вынос пылевого аэрозоля с подстилающей поверхности обусловлен процессом сальтации, интенсивность которой зависит от скорости ветра в приземном слое атмосферы. Низкочастотные вариации концентрации пылевого аэрозоля с периодами примерно от 30 с до 1 ч, в том числе квазипериодические, воспроизводят конвективные вариации горизонтальной компоненты скорости ветра. Обнаружены длительные периоды, до 30–60 мин нисходящих движений, прерываемых иногда всплесками восходящих движений с длительностью примерно от 1 до 5 мин, что можно объяснить суперпозицией валиковой конвекции с типичными конвективными структурами (термиками) вертикальной компоненты скорости ветра.

Проанализированы вариации плотности вертикального турбулентного потока пылевого аэрозоля. Показано, что большое значение коэффициента вариаций турбулентного потока аэрозоля объясняется наличием коротких всплесков большой амплитуды. В дневном ходе турбулентного потока обнаружены длительные периоды (порядка 1 ч) с малыми и отрицательными значениями плотности потока.

Показано, что дневной ход нормированного вертикального турбулентного потока или скорости выноса пылевого аэрозоля согласуется с дневным ходом турбулентного потока тепла. В вечернее время скорость выноса пылевого аэрозоля падает до нуля и затем принимает отрицательные значения, что обусловлено прекращением сальтации и процессом сухого осаждения аэрозоля.

Расчеты показали, что скорость выноса пылевого аэрозоля достигает 4–5 см/с. Отмечено, что на точность определения скорости выноса влияет наличие в приземном слое атмосферы фонового аэрозоля. Представлен альтернативный подход к оценке скорости выноса пылевого аэрозоля на опустыненных территориях.

С использованием данных измерений флуктуаций дифференциальных счетных концентраций аэрозоля в диапазоне размеров от 0.5 до 5.0 мкм восстановлены дифференциальные массовые потоки аэрозоля. Показано, что на опустыненной территории в Астраханской обл. максимальное значение массового потока аэрозоля достигается примерно для размера частиц 1.5 мкм. Получена аппроксимация зависимости массового потока от размера частиц аэрозоля.

Предложена методика оценки низкочастотной изменчивости вертикального турбулентного потока пылевого аэрозоля на опустыненной терри-

тории по данным измерений горизонтальной и вертикальной компонент скорости ветра и пороговой скорости сальтации.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант №20-17-00214).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Mahowald N., Albani S., Kok J.F., Engelstaedter S., Scanza R., Ward D.S., Flanner M.G. The size distribution of desert dust aerosols and its impact on the Earth system // *Aeolian Research*. 2014. V 15. P. 53–71.
2. Kok J.F., Parteli E.J., Michaels T.I., Bou Karam D. The physics of wind-blown sand and dust // *Rep. Prog. Phys.* 2012. V. 75. P. 1–119.
3. Mather B.A., Prospero J.M., Mackie D., Gaiero D., Hesse P.P., Balkanski Y. Global connections between aeolian dust, climate and ocean biogeochemistry at the present day and at the last glacial maximum // *Earth Sci. Rev.* 2010. V 99. P. 61–97.
4. Miller R., Tegen I., Perlwitz J. Surface radiative forcing by soil dust aerosols and the hydrologic cycle // *J. Geophys. Res.* 2004. V. 109. D04203.
5. Balkanski Y., Schulz M., Claquin T., Guibert S. Re-evaluation of mineral aerosol radiative forcings suggest a better agreement with satellite and AERONET data // *Atmos. Chem. Phys.* 2007. V. 7. P. 81–95.
6. DeMott P., Sassen K., Poellot M., Baumgardner D., Rogers D., Brooks S., Prenni A., Kreidenweis S. African dust aerosols as atmospheric ice nuclei // *Geophys. Res. Lett.* 2003. V. 30. № 14. P. 1732.
7. Mahowald N., Kiehl J. Mineral aerosol and cloud interactions // *Geophys. Res. Lett.* 2003. V. 30. P. 10109.
8. Hand J., Mahowald N., Chen Y., Siefert R., Luo C., Subramaniam A., Fung I. Estimates of atmospheric-processed soluble iron from observations and a global mineral aerosol model: Biogeochemical implications // *J. Geophys. Res.* 2004. V. 109. D17205.
9. Krishnamurthy A., Moore J.K., Mahowald N., Luo C., Zender C. S. Impacts of atmospheric nutrient inputs on marine biogeochemistry // *J. Geophys. Res.* 2010. V. 115. G01006.
10. Brunekreef B., Holgate S.T. Air Pollution and Health // *Lancet*. 2002. V. 360. P. 1233–1242.
11. Morman S.A., Plumlee G.S. The role of airborne mineral dusts in human disease // *Aeolian Research*. 2013. V. 9. P. 203–212.
12. Голицын Г.С., Гранберг И.Г., Алоян А.Е., Андропова А.В., Арутюнян В.О., Виноградов Б.В., Габунцина Э.Б., Горчаков Г.И., Добрышман Е.М., Пономарев В.М. Исследование термоконвективных выносов аридного аэрозоля в черных землях Калмыкии // *Естественные и антропогенные аэрозоли*. Санкт-Петербург: НИИ Химии СПбГУ, 1998. С. 342–348.
13. Gillette D.A., Blifford D.A., Fryrear D.W. The influence of wind velocity on the size distributions of aerosols generated by the wind erosion of soils // *J. Geophys. Res.* 1974. V. 79. P. 4068–4075.
14. Белан Б.Д., Кабанов Д.М., Панченко М.В. Самолетное зондирование параметров атмосферы в пыле-



- вом эксперименте // Советско-американский эксперимент по изучению аридного аэрозоля. Ред. Голицын Г.С. Санкт-Петербург: Гидрометеоздат, 1992. С. 26–28.
15. Семенов О.Е. Введение в экспериментальную метеорологию и климатологию песчаных бурь. Алматы: КазНИИЭЖ, 2011. 580 с.
  16. Горчаков Г.И., Копров Б.М., Шукуров К.А. Влияние ветра на вынос аэрозоля с подстилающей поверхности // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2004. Т. 40. № 6. С. 759–775.
  17. Карпов А.В. Флуктуации микроструктуры грубодисперсного и субмикронного аэрозоля на опустыненной территории // Оптика атмосферы и океана. 2008. Т. 21. № 10. С. 844–849.
  18. Chkhetiani O.G., Gledzer E.B., Artamonova M.S. Iordanskii M.A. Dust resuspension under weak wind conditions: direct observations and model // Atmos. Chem. Phys. 2012. V. 12. P. 5147–5162.
  19. Loosmore G.A., Hunt J.R. Below-threshold, non-abraded dust resuspension // J. Geophys. Res. 2000. V. 105. P. 20.663–20.671.
  20. Klose M., Shao Y. Stochastic parameterization of dust emission and application to convective atmospheric conditions // Atmos. Chem. Phys. 2012. V. 12. P. 7309–7320.
  21. Ju T., Li X., Zhang H., Cai X., Song Y. Comparison of two different dust emission mechanisms over the Horqin Sandy Land area: Aerosols contribution and size distributions // Atmos. Environment. 2018. V. 176. P. 82–90.
  22. Liu X.L., Zhang H.S. Size distribution of dust aerosols observed over the Horqin Sandy Land in inner Mongolia, China // Aeolian Research. 2015. V. 17. P. 231–239.
  23. Li X.Y., Klose M., Shao Y., Zhang H.S. Convective turbulent dust emission (CTDE) observed over Horqin Sandy Land area and validation of CTDE scheme // J. Geophys. Res. Atm. 2014. V. 119. P. 9980–9992.
  24. Вазаева Н.В., Чхетиани О.Г., Максименков Л.О. Организованная валиковая циркуляция и перенос минеральных аэрозолей в атмосферном пограничном слое // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2019. Т. 55. № 2. С. 17–31.
  25. Малиновская Е.А., Чхетиани О.Г. Об условиях ветрового выноса частиц почвы // Вычислительная механика сплошных сред. 2020. Т. 13. № 2. С. 175–188.
  26. Alfaro S.C., Gaudichet A., Gomes L., Maille M. Modeling the size distribution of a soil aerosol produced by sandblasting // J. Geophys. Res. 1997. V. 102. P. 11239–11249.
  27. Shao Y., Raupach M.R., Findlater P.A. The effect of saltation bombardment on the entrainment of dust by wind // J. Geophys. Res. 1993. V. 98. P. 12719–12726.
  28. Bagnold R.A. The Physics of Blown Sand and Desert Dunes. London: Methuen, 1941. 265 p.
  29. Zheng X. Mechanics of Wind Blown Sand Movements. Berlin: Springer-Verlag, 2009. 290 p.
  30. Creyssels M., Dupont P., El Moutar A., Valance A., Cantat I., Jenkins J.T., Pasini J.M., Rasmussen K.R. Saltating particles in a turbulent boundary layer: experiment and theory // J. Fluid Mech. 2009. V. 625. P. 47–74.
  31. Namikas S.L. Field measurement and numerical modelling of aeolian mass flux distributions on a sandy beach // Sedimentology. 2003. V. 50. P. 303–326.
  32. Горчаков Г.И., Карпов А.В., Копейкин В.М., Злобин И.А., Бунтов Д.В., Соколов А.В. Исследование динамики сальтирующих песчинок на опустыненных территориях // Докл. АН. 2013. Т. 452. № 6. С. 669–676.
  33. Горчаков Г.И., Карпов А.В., Копейкин В.М., Соколов А.В., Бунтов Д.В. Влияние силы Сэфмана, подъемной силы и электрической силы на перенос частиц в ветропесчаном потоке // Докл. АН. 2016. Т. 467. № 3. С. 336–341.
  34. Горчаков Г.И., Карпов А.В., Гуцин Р.А., Даценко О.И., Бунтов Д.В. Вертикальные профили концентраций сальтирующих частиц на опустыненной территории // Докл. РАН. Науки о Земле. 2021. Т. 496. № 2. С. 211–214.
  35. Marticorena B., Bergametti G. Modeling the atmospheric dust cycle. Part I: Design of a soil-derived dust emission scheme // J. Geophys. Res. 1995. V. 100. P. 16415–16430.
  36. Lu H., Shao Y. A new model for dust emission by saltation bombardment // J. Geophys. Res. Atmos. V. 104. № D14. P. 16827–16842.
  37. Sow M., Alfaro S.C., Rajot J.Z. Comparison of the size-resolved dust emission fluxes measured over a Sahelian source with the Dust Production Model (DPM) predictions // Atmos. Chem. Phys. Discuss. 2011. V. 11. P. 11077–11107.
  38. Gorchakov G.I., Koprov B.M., Shukurov K.A. Vertical turbulent aerosol fluxes over desertized areas // Izv., Atmos. Ocean. Phys. 2002. V. 38. Suppl. 1. P. S138–S147.
  39. Gorchakov G.I., Karpov A.V., Kopeikin V.M., Buntov D.V., Gushchin R.A., Datsenko O.I. Dust aerosol emission on the desertified area // Proc. SPIE 11560, 26th International Symposium on Atmospheric and Ocean Optics, Atmospheric Physics. 2020. 1156076.
  40. Горчаков Г.И., Карпов А.В., Гуцин Р.А. Турбулентные потоки пылевого аэрозоля на опустыненной территории // Докл. РАН. Науки о Земле. 2020. Т. 494. № 2. С. 53–57.
  41. Горчаков Г.И., Бунтов Д.В., Карпов А.В., Копейкин В.М., Мирсаитов С.Ф., Гуцин Р.А., Даценко О.И. Влияние ветра на распределение сальтирующих частиц по размерам // Оптика атмосферы и океана. 2019. Т. 32. № 10. С. 848–855.
  42. Gorchakov G.I. Buntov D.V., Karpov A.V., Kopeikin V.M., Mirsaitov S.F., Gushchin R.A., Datsenko O.I. Vertical profile of saltating particle concentration over semidesert area // IOP Conference Series: EES 606, EESE6061, EESE6061015.
  43. Бунтов Д.В., Гуцин Р.А., Даценко О.И. Четырехканальный фотоэлектрический счетчик сальтирующих песчинок // Оптика атмосферы и океана. 2018. Т. 31. № 6. С. 485–488.

## Vertical Turbulent Fluxes of Dust Aerosol

A. V. Karpov<sup>1,\*</sup>, G. I. Gorchakov<sup>1,\*\*</sup>, R. A. Gushchin<sup>1,2,\*\*\*</sup>, and O. I. Datsenko<sup>1,2,\*\*\*\*</sup>

<sup>1</sup>*Obukhov Institute of Atmospheric Physics RAS, Pyzhevsky per., 3, Moscow, 119017 Russia*

<sup>2</sup>*MIREA – Russian Technological University, Vernadsky ave., 78, Moscow, 119454 Russia*

*\*e-mail: karpov@ifaran.ru*

*\*\*e-mail: gengor@ifaran.ru*

*\*\*\*e-mail: gushchin@ifaran.ru*

*\*\*\*\*e-mail: datsenko@ifaran.ru*

Concentration of particles and the vertical component of the wind velocity fluctuation measurements with a resolution of 1 s were used to calculate the vertical turbulent fluxes of the dust aerosol on the desertified area in the Astrakhan region for conditions of the almost non-intermittent saltation. It is shown that the dust aerosol flux density variability in the range of scales from about 30 s to 1 hour is determined by convectively caused variations in the horizontal and vertical components of the wind velocity in the surface layer of the atmosphere. The normalized turbulent flux or the dust aerosol uplift velocity reaches 4–5 cm/s. The daily variation of the vertical turbulent aerosol flux is consistent with the daily variation of the turbulent heat flux. The dependences of the mass turbulent flux of dust aerosol on the particle size are obtained. A method is proposed for assessing the low-frequency variability of the turbulent aerosol flux density in a desertified area based on the measurements of the wind velocity components and the threshold velocity of the saltation.

**Keywords:** desertification, wind-sand flux, dust aerosol emission, turbulent aerosol flux, convection, aerosol uplift velocity, turbulent heat flux, mass aerosol flux