

УДК 531.38;532.5;551.510;551.435.7;551.510.522

## УСТОЙЧИВОСТЬ ВЕРТИКАЛЬНОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ПЫЛЕВОГО АЭРОЗОЛЯ ПРИ СЛАБЫХ И УМЕРЕННЫХ ВЕТРАХ

© 2023 г. Е. А. Малиновская<sup>а</sup>, \*, О. Г. Чхетиани<sup>а</sup>, Г. С. Голицын<sup>а</sup>, В. А. Лебедев<sup>а</sup>

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

\*e-mail: elen\_am@inbox.ru

Поступила в редакцию 17.06.2023 г.

После доработки 26.06.2023 г.

Принята к публикации 06.08.2023 г.

Профили массовой концентрации пылевого аэрозоля, полученные при многоуровневых (0.2, 0.4, 0.8, 1.6 и 3.2 м) дневных измерениях в аридных условиях в 2020–2022 г., демонстрируют степенную зависимость от высоты  $z^{-\alpha}$ . Выделяются три основных типа изменений концентрации с высотой: а) при слабом ветре – степени близки к  $-0.5$ ; б) всплесковое изменение концентрации при усилении ветра – степени достигают  $-1$  и могут принимать более низкие значения; в) инверсии – рост концентрации с высотой на двух-трех нижних уровнях измерений: слабые – около  $-20$  мкг/м<sup>3</sup>, значительные – больше  $50$  мкг/м<sup>3</sup>. Степенная зависимость  $-0.5$  объясняется коллективным эффектом подъема ансамбля близко расположенных пузырьков прогретого вокруг пылинок воздуха. При слабых и умеренных ветрах этот режим наблюдается чаще. Всплесковые изменения концентрации обусловлены возникновением турбулентных структур.

**Ключевые слова:** пылевой аэрозоль, ветровой и конвективный вынос

**DOI:** 10.31857/S0002351523050085, **EDN:** HBBAFE

### ВВЕДЕНИЕ

Основным источником пылевого аэрозоля [Shao, 2008], участвующего в процессах конденсации влаги и облакообразования, массопереноса веществ твердой и жидкой фазы, изменения радиационного баланса Земли являются аридные и субаридные территории [Maher et al., 2010]. При скоростях ветра, превышающих критические значения около  $3.5$ – $5$  м/с на высоте  $2$  м [Бютнер, 1978] в результате откалывания (фрагментации) в момент падения на поверхность сольтирующих частиц порядка  $80$ – $150$  мкм [Shao, 2008] генерируется пылевой аэрозоль [Alfaro et al., 1997]. Распределение поднятых над слоем сольтации частиц может рассматриваться, как равновесное, обеспечиваемое балансом между турбулентной диффузией и осаждением.

Соответственно, профиль концентрации в этом случае имеет степенной характер  $\sim z^{-w/\kappa u_*}$  [Fernandes R. et al., 2019; Gillette et al., 1997]. Здесь  $u_*$  – динамическая скорость ветра,  $w$  – скорость осаждения пылевых частиц,  $\kappa = 0.4$  – постоян-

ная. Показатель степени зависит от распределения частиц по размерам и принимает значения  $-0.7$ ... $-1.1$  [Gillette et al., 2004; Семенов, 2020; Баренблатт и Голицын, 1973]. При анализе экспериментальных данных в [Gillies and Berkofsky, 2004] сделан вывод о лучшем их соответствии со степенью наклона профиля  $-1$ . Такое положение фактически соответствует условию постоянства потока пылеподобной примеси в приземном слое. В работе [Khalfallah et al., 2020] помимо устойчивых степенных профилей со степенью  $-0.93$ , приводились и термически неустойчивые (градиент температуры  $< -0.2$  К м<sup>-1</sup>) с повышенным выбросом пыли и изменениями в профиле скорости ветра [Lanigan et al., 2016]. При устойчивой стратификации в [Gillies and Berkofsky, 2004] изменение концентрации с высотой аппроксимируют логарифмическим профилем.

Степенные зависимости концентрации пыли от динамической скорости ветра с показателями степени от  $-2$  до  $-6$  отмечается [Ishizuka et al., 2014; Houser and Nickling, 2001]. Возникающие в приповерхностном слое при усилении ветра когерентные турбулентные вихри являются важным источником пылевого аэрозоля [Klose and Shao, 2013]. Наблюдаемые всплески концентрации пылевого аэрозоля обуславливаются увеличением потока сольтации частиц вследствие усиления

Статья подготовлена на основе устного доклада, представленного на IV Всероссийской конференции с международным участием “Турбулентность, динамика атмосферы и климата”, посвященной памяти академика А.М. Обухова (Москва, 22–24 ноября 2022 г.).

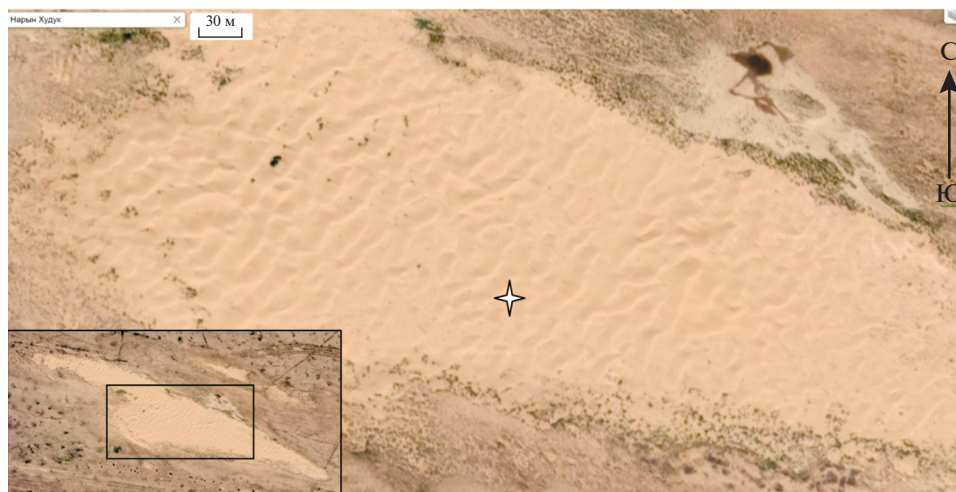


Рис. 1. Спутниковый снимок участка проведения измерений (звездочкой отмечено место проведения измерений).

ветра [Ishizuka et al., 2008; Macpherson et al., 2008]. Их амплитуда ограничивается числом подвижных сальтирующих частиц [Macpherson et al., 2008; Neuman et al., 2009].

Помимо ветрового выноса значительный вклад (до 20–40%) вносят конвективные движения [Ju et al., 2018]. Здесь можно выделить 1) вынос, связанный со спонтанным формированием термиков и, соответственно, областей с превышением пороговых скоростей подъема пыли [Ju et al., 2018]; 2) термоконвективный вынос, обусловленный сильным прогревом поверхности и созданием условий для выноса микрочастиц пыли из верхнего пористого слоя [Li et al., 2014; Chkhetiani et al., 2012]. Вблизи разогретой в летнее время поверхности пустынных территорий возникает суперрадиабатический градиент температуры, который приводит к развитию термальных потоков [Klose and Shao, 2012] и порождает значительные флуктуации вертикальной компоненты скорости ветра. 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  $\approx 0.2$ – $0.6$  при слабых ветрах и  $-0.3 \dots -0.5$  при высоких скоростях ветра [Li et al., 2014].

На интенсивность выноса влияет также направление ветра по отношению к линии дюнных гряд: касательное (вдоль линии гряд) и лобовое [Малиновская и др., 2023]. При касательном направлении ветра увеличивается доля мелкой фракции пыли в сравнении с лобовым направлением [Малиновская и др., 2023], что, вероятно, может указывать на связь высоты теплового слоя с относительным усилением ветра при уменьшении сопротивления воздушному потоку при “скольжении” вдоль дюнных гряд.

### РАЙОН ПРОВЕДЕНИЯ ПОЛЕВЫХ ИЗМЕРЕНИЙ И ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНАЯ УСТАНОВКА

Данные по выносу минеральных аэрозолей в аридных и полупустынных условиях были получены во время комплексных экспедиционных исследований, проводившихся ИФА им. А.М. Обухова РАН на территории Черноземельского района республики Калмыкия в 2020–2021 гг. Для этого региона (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 ( $45.42184^\circ$  с.ш.,  $46.47078^\circ$  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” (рис. 2). При разработке фотометра была использована оптическая часть от нефелометра “Sinclair–Phoenix Model JM–2000”, позволяющего производить измерения массовых концентраций аэрозоля размером 0.05–40 мкм в диапазоне  $1$ – $10^5$  мкг/м<sup>3</sup>. В качестве источника излучения используется красный светодиод с длиной волны 630 нм и мощностью 1 Вт. Расход воздуха 20 л/мин. Концентрация аэрозольных частиц измеряется при рассеянии ими излучения под углом  $25^\circ$  относительно направления падающего на них пучка света. Чем выше концентрация частиц, тем больше величина рассеянного излучения. Приемный узел имеет логарифмическую проходную характеристику, позволяющую регистрировать концентрации аэрозоля с вариацией значений до пяти порядков. Для определения массовой концентрации используется ее среднее значение, получаемое из значения массы осажденного на фильтре

аэрозоля, прошедшего через счетный объем оптической системы за период измерений, и общего объема воздуха, прокачанного за это время. Параллельно выполнялись измерения обширного набора метеорологических параметров и счетной концентрации аэрозоля в диапазоне размеров 0.15–5 мкм на высотах 0.5, 2.0 м. Использовались счетчики ЛАС-П и ОЭАС-05, изготовленные в НИФХИ им. Л.Я.Карпова. Более детальное описание измерений приведено в [Chkhetiani et al., 2012, Малиновская, Чхетиани, Максименков, 2021].

### ТИПЫ ПРОФИЛЕЙ МАССОВОЙ КОНЦЕНТРАЦИИ

Для анализа использовались данные полевых измерений за 2020–2022 г., полученные в дневное время с 8:00 до 20:00, так как при температуре воздуха выше 25°C и температуре поверхности 30–60°C возникают благоприятные условия для развития конвективных восходящих движений на высотах до 10 м.

Из общей динамики изменения разности массовых концентраций на высотах 20–40 см и 40–80 см соответственно,  $n_0(t) - n_1(t)$  и  $n_1(t) - n_2(t)$  (рис. 3) видно, что более 50% профилей не имеют инверсий (локального увеличения концентрации пылевого аэрозоля в пределах одного или двух слоев воздуха над поверхностью). В целом характерны условия, при которых максимальные концентрации пылевого аэрозоля наблюдаются у поверхности, с высотой их значения падают. Возможно резкое (всплесковое) увеличение массовой концентрации (значительное увеличение на всех высотах в течение часа), что, вероятно, связано с изменением скорости ветра, так как прослеживаются корреляции с величиной динамической скорости  $u_*$ .

При обработке результатов дневных измерений (8:00–20:00) за 2020 (4765 профилей), 2021 (3601 профиль) в [Малиновская и др., 2023] и 2022 (2651 профиль) годы после фильтрации инверсионных случаев профили аппроксимировались степенной функцией  $z^{-\alpha}$ . Соответствующая временная динамика показателя степени приведена на рис. 3.

Можно отметить следующие характерные наблюдаемые профили:

- всплесковое изменение концентрации (показатель степени круче –1);
- характерное изменение концентрации с высотой (степени близки к –0.5);
- слабые инверсии – разности  $n_0(t) - n_1(t)$  или  $n_1(t) - n_2(t)$  около  $-20 \text{ мкг/м}^3$  и значительные – разности до  $-50 \text{ мкг/м}^3$  и ниже.

На рис. 4 приведены мгновенные профили массовой концентрации аэрозоля в разные дни

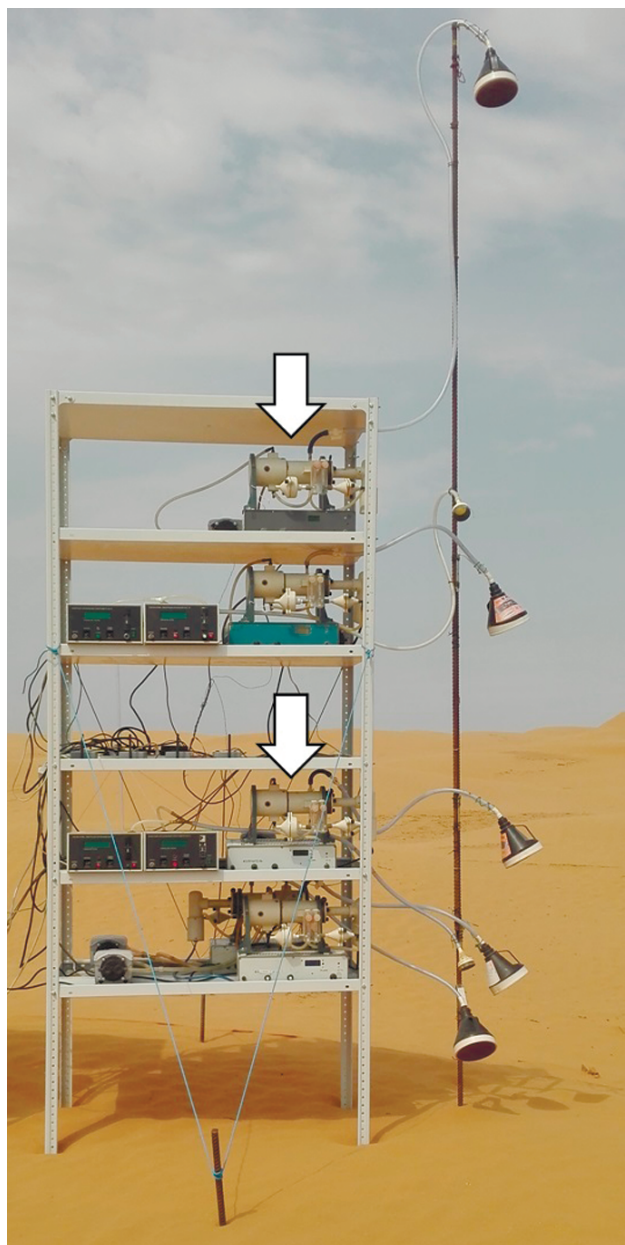
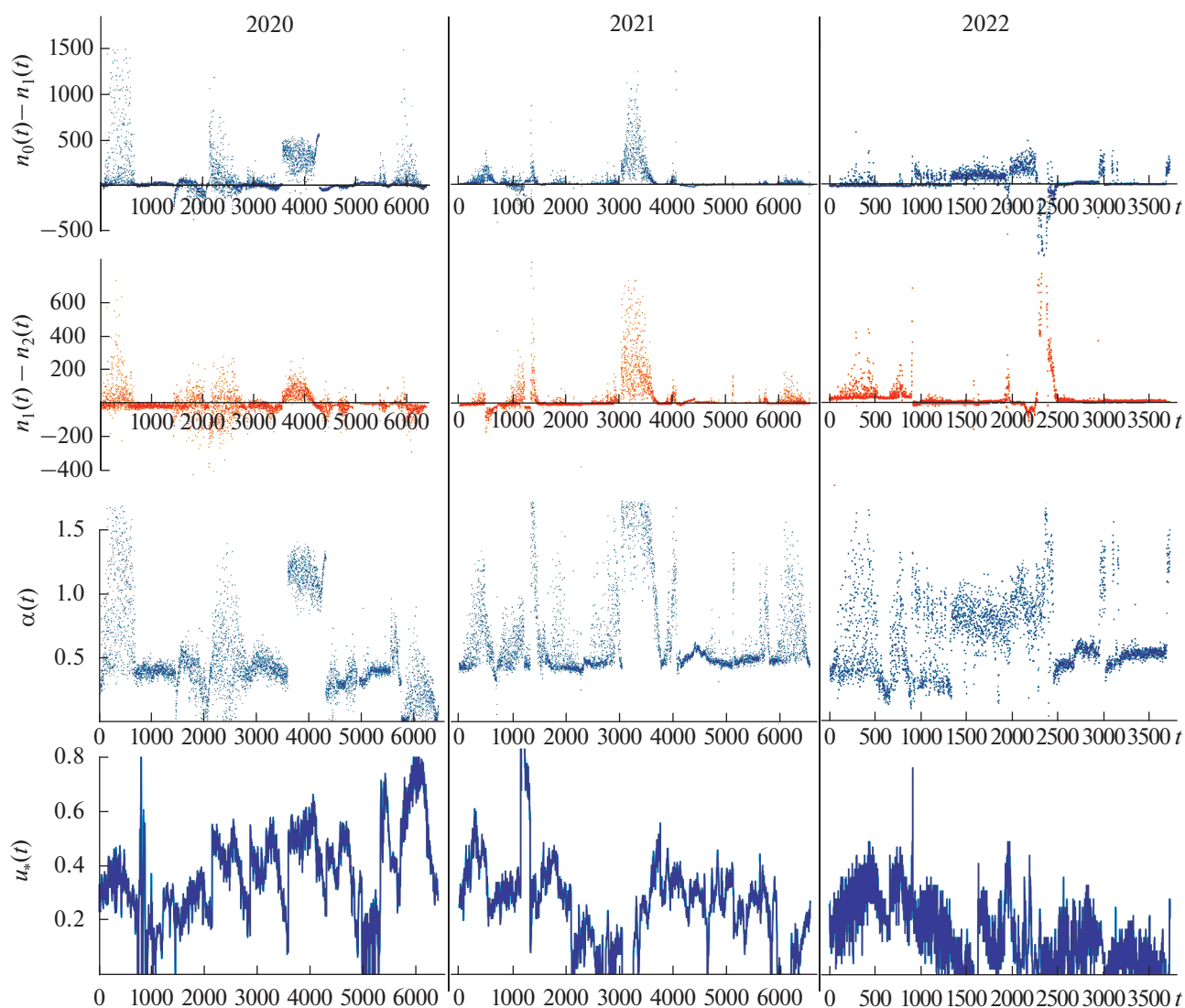


Рис. 2. Размещение приборов “Феникс-М” (указано стрелками) в ходе натуральных наблюдений в Калмыкии в июле 2022 г.

наблюдений в моменты устойчивого распределения (рис. 4а) и для всплесков (рис. 4б). Эмпирические профили сравниваются со степенной зависимостью  $n(z) = A_\alpha z^{-\alpha}$ . Здесь линии с точками ограничивают область кривыми с  $\alpha = -0.5$ ,  $A_{1/2} = 15$  и 50 и с  $\alpha = -1.0$ ,  $A_1 = 100$  и 400.

Для выбранных профилей были рассчитаны средние температуры воздуха и скорости ветра. Можно отметить, что инверсии возникают, в частности, при резких изменениях температуры





**Рис. 3.** Временная развертка всех данных:  $n_0(t) - n_1(t)$ ,  $n_1(t) - n_2(t)$  – разности массовых концентраций,  $\text{мкг}/\text{м}^3$ , полученных в ходе дневных измерений за 2020–2022 г. на уровнях 0.2–0.4 и 0.4–0.8 м,  $\alpha(t)$  – показатель степени,  $t$  – время в мин,  $u_*$  – динамическая скорость.

воздуха (рис. 4г). Степенные профили без инверсий возникают в теплое время днем при мало меняющейся температуре воздуха, при слабом ветре (характерное изменение концентрации) и для скоростей ветра, превышающих критические значения, при которых начинается сальтационный вынос (моменты всплесков).

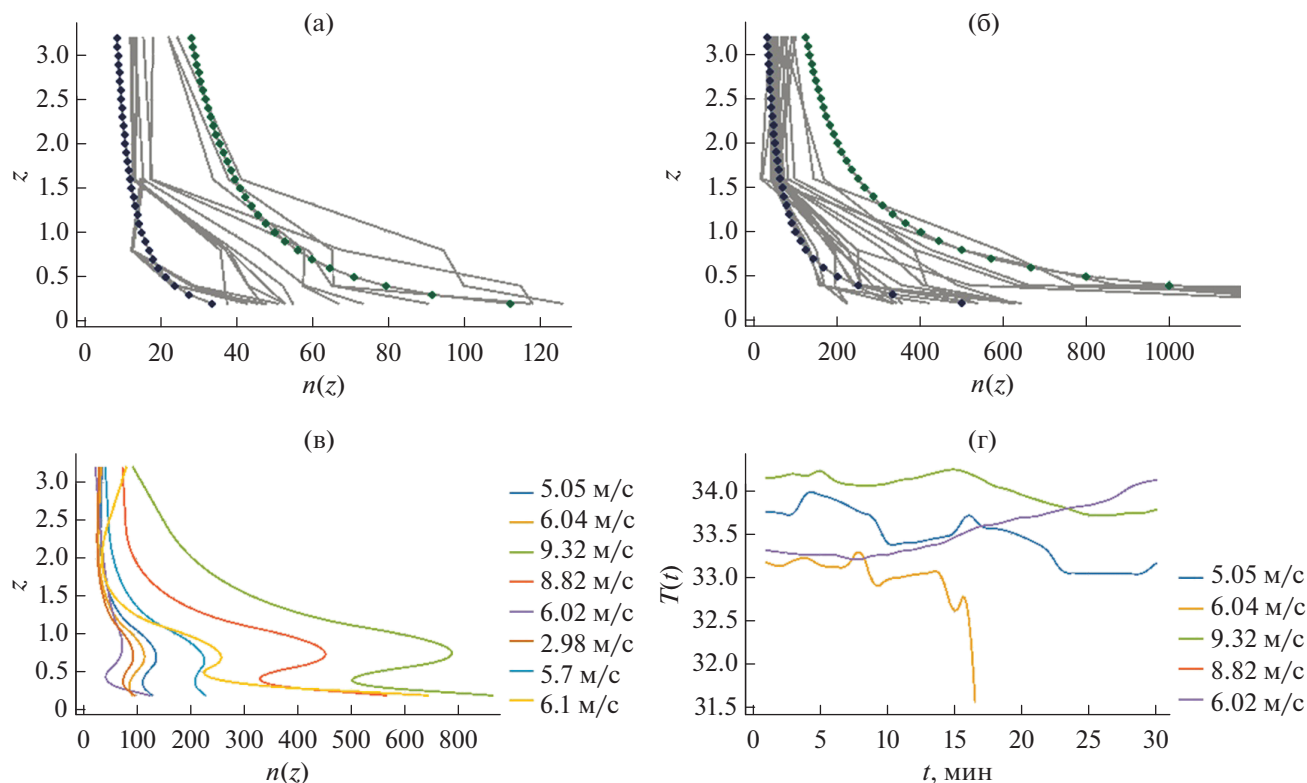
При инверсиях разности массовой концентрации  $n_0(t) - n_1(t)$  или  $n_1(t) - n_2(t)$  могут достигать  $200 \text{ мкг}/\text{м}^3$ , которые увеличиваются с усилением скорости ветра (до 8–9 м/с) (рис. 4б). Инверсионные случаи связаны зачастую с ростом и падением температуры воздуха (рис. 4в).

Сравнение временного хода изменения солнечной радиации, полученной по данным ме-

теостанции Davis Vantage Pro2, и разности концентраций на двух уровнях 0.2 и 0.4 м или 0.4 и 0.8 м, не выявило систематических корреляций. Величина коэффициента корреляции варьирует от 0.45 до 0.7 в случае скоростей ветра от 2.5 до 3.5 м/с и при температуре воздуха около  $30^\circ\text{C}$ . Прослеживается связь возникновения инверсий с интервалами длительного уменьшения притока солнечной радиации.

Распределения показателей степени для профиля средней за 10 мин. концентрации при скоростях ветра ниже и выше пороговых значений динамической скорости  $0.33 \text{ м}/\text{с}$ , представлены на рис. 5. При  $u_* < 0.33 \text{ м}/\text{с}$  распределение несимметрично (слева минимальное значение показателя





**Рис. 4.** Характерные профили по данным 2020–2022 г. со степенью, соответствующей а) близкие к степенной функции вида:  $n(z) = A_\alpha z^{-\alpha}$ ,  $\alpha = -0.5$  ( $T_{sr} = 32^\circ\text{C}$ ,  $u_{sr} = 3.4$  м/с),  $A_{1/2} = 15$  и  $50$  обозначают линии с точками черного и зеленого цвета; б) близкие к степенной функции вида:  $n(z) = A_\alpha z^{-\alpha}$ ,  $\alpha = -1.0$  ( $T_{sr} = 33.2^\circ\text{C}$ ,  $u_{sr} = 5.4$  м/с),  $A_1 = 100$  и  $400$  обозначают линии с точками черного и зеленого цвета; в) примеры профилей с инверсией (в легенде указаны скорости ветра в этот момент времени); г) уменьшение или рост температуры в моменты инверсий.

телей близко к 0.3, справа – “хвост”, значения в котором достигают 1.3 для 2020 г., 1.6 для 2021 г. и 1.3 для 2022 г.) и наиболее близко по типу к распределению Рэлея (отмечено на рис. 6а):

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

Характеристики распределения:  $\beta_0/\beta \approx 0.07/0.01$ ,  $0.1/0.017$  и  $0.06/0.01$ ,  $\alpha_0 \approx 0.33$ ,  $0.38$  и  $0.36$  для 2020, 2021 и 2022 годов 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.  $\alpha = 0.61 \pm 0.16$ ; б) 2022 г.  $\alpha = 0.62 \pm 0.18$ . 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.

Так как наиболее часто наблюдаемый (характерный) профиль соответствует степенному закону с показателем  $-0.5$ , степени, отличающиеся от этого состояния, могут рассматриваться как усло-

вия возмущения относительно устойчивого состояния.

### СТЕПЕННЫЕ ПРОФИЛИ ПРИМЕСИ В СВОБОДНО-ВОСХОДЯЩИХ СТРУЯХ

Вертикальное распределение пылевого аэрозоля по высоте, при представлении его пассивной примесью с источником у поверхности и в пренебрежении адвекции будет определяться из условия сохранения вертикального потока микрочастиц. Это условие примерно выполняется при слабых ветрах. В таком случае вертикальный профиль концентрации тождественен соответствующему температурному профилю. Соответственно, для вертикального профиля примеси, поднимавшейся с турбулентной плавучей струей, должен бы наблюдаться показатель степени наклона  $n(z) \sim z^{-5/3}$  с зависимостью вертикальной скорости от высоты как  $w(z) \sim z^{-1/3}$  [Зельдович, 1937]. Однако, в условиях сильного нагрева поверхности, подъем выносимых микрочастиц может носить “активный” характер, появляется фактор

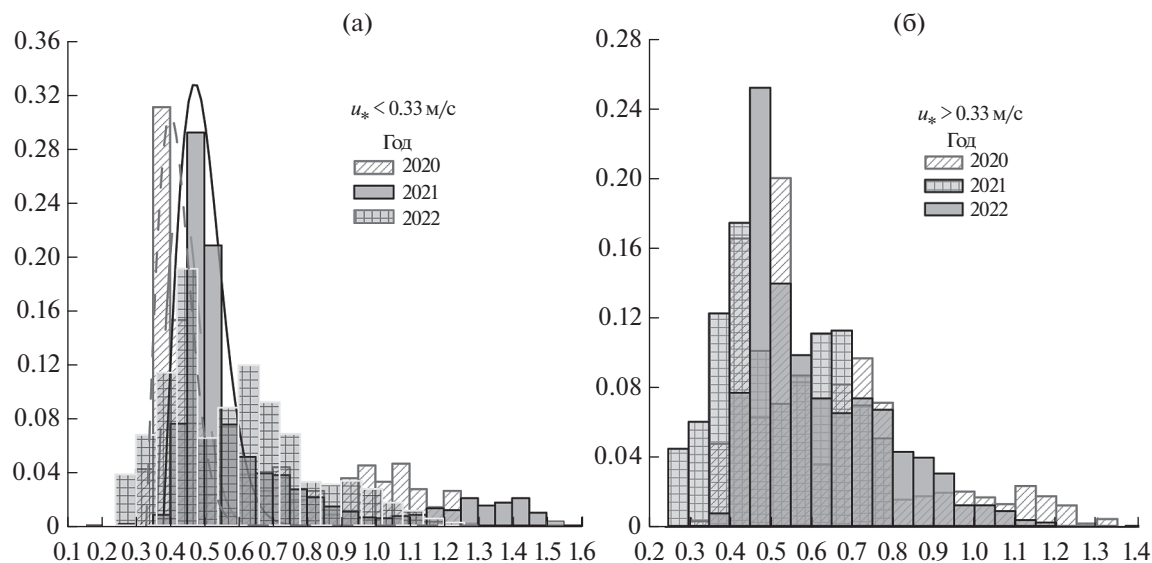


Рис. 5. Распределение числа случаев с показателями степени: а) при допороговых скоростях ветра, б) для запороговых скоростей ветра.

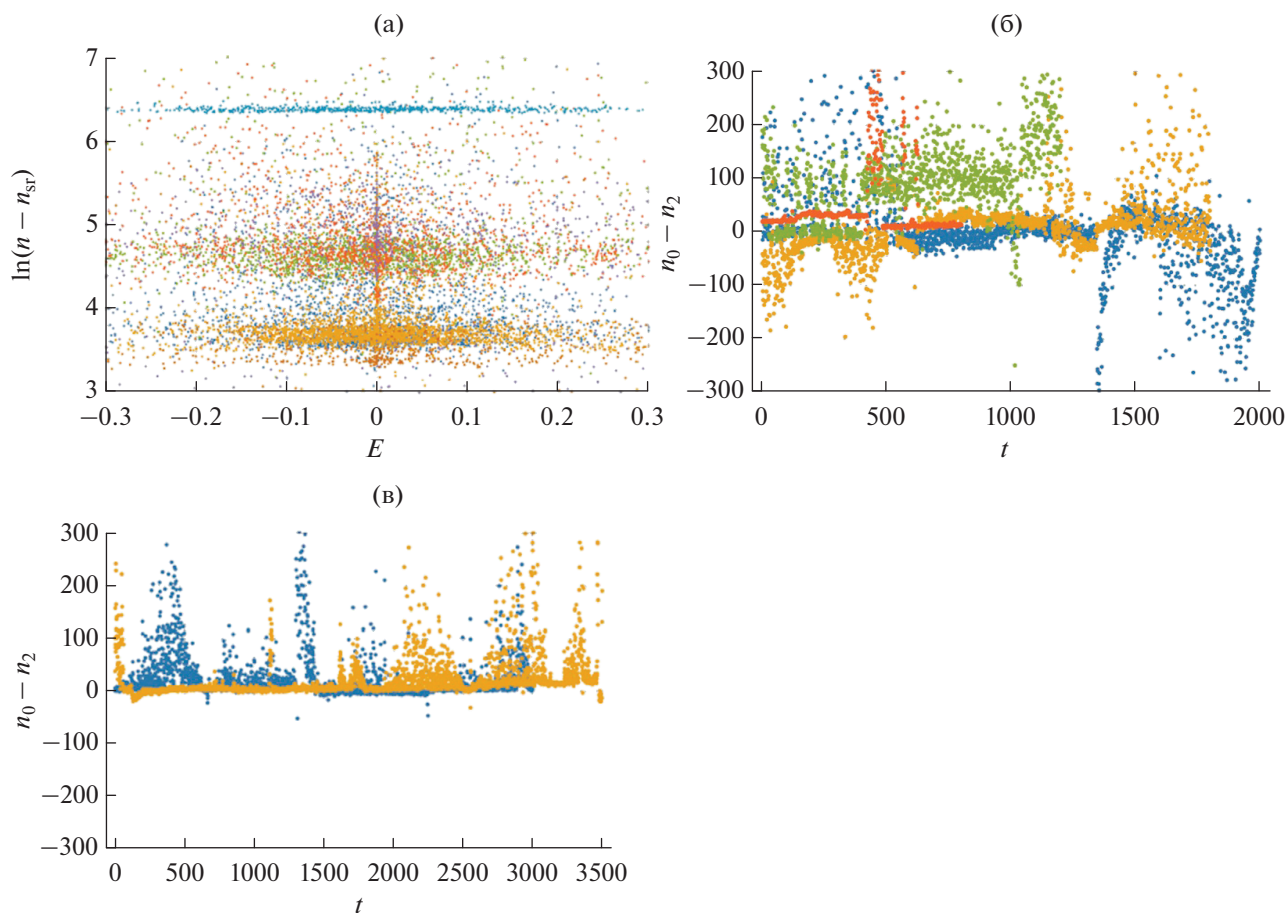


Рис. 6. Три уровня всплесков концентрации пылевого аэрозоля при наличии турбулентного потока: 3 (верхний) — уровень особые условия (27–29.07.2020 г.), 2 уровень (средний) — всплески с инверсиями (23–25.07.2020 г., 29–31.07.2020 г., 23–24.07.2022 г., 24–26.07.2022 г.), 1 уровень (нижний) — всплески без инверсий (21–25.07.2021 г., 27–29.07.2021).

дополнительного прогрева приповерхностного слоя и степень наклона профиля будет меньше.

Подъем активной примеси в свободно-восходящей струе был рассмотрен в [Ингель, 2019] с применением как группового подхода, так и простых размерностных оценок теории подобия. Принимая для источника тепла линейную зависимость от концентрации примеси и при постоянстве с высотой турбулентной диффузии, получаем зависимость от высоты в виде  $z^{-1}$ .

Используя решения уравнения диффузии для произвольной степенной зависимости вида  $D \sim z^m$  [Чхетиани и Голицын, 2014], получим общее решение для профиля концентрации активной примеси —  $n(z) \sim z^{\frac{m-3}{3-2m}}$ . Соответственно, для постоянного коэффициента диффузии ( $m = 0$ ) мы получим наклон  $-1$  [Ингель, 2019]. При его линейном росте с высотой, обычной для условий нейтрально стратифицированного приземного слоя ( $m = 1$ ) — наклон будет  $-2$ . При конвективных условиях коэффициент диффузии растет с высотой как  $D \sim z^{2/3}$  и, соответственно, степенной наклон профиля концентрации будет  $-7/5$ .

В [Batchelor, 1954; Васильченко, 1957] рассматривались восходящие конвективные потоки при наличии неустойчивой стратификации. При степенной форме градиента температуры среды  $\frac{g}{T_0} \frac{dT}{dz} \sim -z^p$  профиль температуры от точечного источника будет иметь зависимость  $\theta(z) \sim z^{p+1}$ . Для конвективно-неустойчивого пограничного слоя  $p = -4/3$  [Монин и Яглом, 1992; Вульфсон, 1961]. В этом случае температура и пассивная примесь в восходящей струе будут убывать с высотой как  $z^{-1/3}$ . В целом, профили в вышеприведенных оценках заметно отличаются от средне наблюдаемых в рассматриваемых нами измерениях.

### УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ УСТОЙЧИВЫХ ПРОФИЛЕЙ С МАЛЫМИ КОНЦЕНТРАЦИЯМИ У ПОВЕРХНОСТИ

Устойчивость профилей концентрации пылевого аэрозоля до высоты 3 м при значительном разогреве поверхности в течение дня до температур  $50-70^\circ\text{C}$  в условиях изменения скорости ветра и температуры воздуха обеспечивается тепловым выносом микрочастиц, собранных в кластеры [Малиновская и др., 2023]. Постоянство определяется глубиной слоя подвижных частиц, участвующих в пылении, обновлении состава пылевых микрочастиц в результате:

– микроконвекции [Малиновская и др., 2023] (подъем микрочастиц за счет струй теплового воздуха из пор на небольшую высоту порядка нескольких сантиметров);

– разбрызгивания [Малиновская и др., 2021] (генерация микрочастиц в результате откалывания в момент падения сальтирующих частиц на поверхность),

– стряхивания под влиянием электростатических сил разбрызгивания [Малиновская, Чхетиани и Максименков, 2021].

Агломерация из нескольких частиц, имеющих более высокую температуру, чем воздух у поверхности, с разностью  $\Delta T$ , охлаждается за время  $t$  с выделением теплоты поверхностью площадью  $S$ :  $Q = \lambda \frac{\Delta T S t}{R_p}$  [Малиновская и др., 2023], где  $\lambda = 0.026$  Вт/(м К) коэффициент теплопроводности,  $R_p$  — радиус пузырька прогретого воздуха вокруг частицы.

При одновременной генерации нескольких микрочастиц пузырьки воздуха могут заполнять все пространство и с взаимным перекрытием, создавая таким образом тепловой кластер. Количество теплоты  $Q = c_a \rho_a \Delta T L_c^3$ , выделенное в кластер  $n$  частицами, заполняет объем теплового кластера размером  $L_c$ . Возникает сила плавучести, и как следствие, разность давлений  $\Delta p = \rho_a \frac{R}{M} \Delta T$  ( $\rho_a$  — плотность воздуха) теплый кластер выталкивается вверх. Условие равновесия на высоте  $z$  будет иметь вид:

$$L_c^2 \frac{R}{M} \rho_a \Delta T z - n \lambda \Delta T_s S t / R_p = 0. \quad (1)$$

Здесь  $R = 8.31$  Дж/(моль К),  $M = 0.02898$  кг/моль — молярная масса воздуха,  $\Delta T_s$  — разность температур поверхности частицы и воздуха, откуда

$$z = \frac{\lambda M}{\rho_a R} \frac{4\pi R_p t \Delta T_s}{L_c^2 \Delta T} n. \quad (2)$$

На высоту подъема будет влиять число микрочастиц оказавшихся поблизости, что обеспечивается тепловым выносом микрочастиц из пор почвы (микроканалов) [Chkhetiani et al., 2012]. При размерах частиц, находящихся на поверхности, в  $100-200$  микрометров поры будут примерно  $20-30$  мкм в диаметре. Согласно данным полевых измерений средняя счетная концентрация микрочастиц на высоте  $0.5$  м в дневное время при умеренных ветровых условиях в среднем достигает значений  $500-1000$  мкг/м<sup>3</sup> [Малиновская и др., 2023]. Тогда в окрестности вытянутой вверх от поры области с высотой  $1$  см над площадкой  $20 \times 20$  мкм с учетом всех характерных размеров будет содержаться  $20-40$  частиц. Исходя из числа частиц, ге-



нерируемых разогретой поверхностью, и оценок времени их охлаждения, получаем, что теплые кластеры могут быть подняты на высоту порядка 30–70 см 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 кластера. Тогда его вертикальная скорость в приземном прогревом слое воздуха оценивается из уравнений движения как

$$\frac{w_p^2}{z} \approx -g \frac{T_v - T_p}{T_p}. \quad (3)$$

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

$$\left(\frac{F}{n}\right)^2 = -zg \frac{T_v - T_p}{T_p}. \quad (4)$$

Концентрация будет соответственно

$$n = F \left( zg \left( 1 - \frac{T_v}{T_p} \right) \right)^{-1/2}. \quad (5)$$

В [Малиновская и др., 2023] получено, что степень немного меняется в зависимости от режима подъема тепло кластера: для случая постоянной скорости степень достигает  $-0.4 \dots -0.3$  (возникают инверсионные случаи) и равномерно  $-0.4 \dots -0.7$ .

Равномерное движение вероятнее всего для мелкой фракции размерами до 1 мкм. В то время как, замедление, вызванное большим количеством потока тепла и длительностью прогрета пузырька, для фракции крупных микрочастиц размерами более 1 мкм определяет условия формирования профилей со степенью  $-1$ .

Помимо устойчивого профиля со степенью, близкой к  $-1/2$ , возникают всплесковые изменения концентрации пыли. Учитывая небольшую длительность реализации всплеска концентрации (5–20 мин), предполагаем, что причиной этому является перенос пылевого аэрозоля при отрыве движущихся у поверхности турбулентных структур.

#### АНАЛИЗ УСЛОВИЙ ВОЗНИКНОВЕНИЯ ВСПЛЕСКОВ КОНЦЕНТРАЦИИ ПЫЛЕВОГО АЭРОЗОЛЯ

Всплески концентрации регистрируются при изменениях продольного градиента давления в результате возникновения пульсационных составляющих скорости ветра. Так как в естественных условиях над поверхностью движется воздух, в переносе пылевого аэрозоля будут участвовать

вихревые структуры такие, например, как горизонтальные нити (ручейки). Внутри таких структур накапливаются частицы пыли. В момент отрыва и подъема такой структуры, частицы поднимаются вверх.

Изменение плотности потока турбулентной энергии  $E$  в условиях свободной конвекции в форме [Монин и Яглом, 1992]:

$$E = \frac{\partial b}{\partial t} = -\overline{u'w'} \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} (1 - Rf) - \bar{\epsilon}_t,$$

где  $u'$  и  $w'$  – пульсационные составляющие скорости ветра,  $b$  – плотность турбулентной энергии и

ее диссипация  $\bar{\epsilon}_t$ ,  $Rf = \frac{g}{T} \frac{\overline{T'w'}}{\overline{u'w'} \frac{\partial \bar{u}}{\partial z}}$  – динамическое

число Ричардсона.

Исходя из данных наблюдений, пульсационные составляющие скорости ветра и температуры взяты в качестве отклонений значений скорости от среднего за 7 мин. Напряжение  $\frac{\partial \bar{u}}{\partial z}$  учитывалось с использованием расчетных значений для динамической скорости  $u_*$ . При наличии потока турбулентной энергии всплески значений концентрации относительно осредненных значений за 7 мин имеют три наиболее вероятные значения (уровни) (рис. 6):  $\ln(n - n_{sr}) \approx 3.6, 4.6, 6.4$ . Если изменение концентрации связывать с наличием турбулентных структур, то величина изменения концентрации может говорить об их размере. Чем больше приток частиц, тем больше размер. Верхний уровень для потока турбулентной энергии соответствует дням 27–29.07.2020, когда на грядках визуально были видны восходящие песчаные струи. Второму уровню соответствует условие с возникновением инверсий (рис. 6б). Для нижнего уровня почти полностью отсутствуют инверсии (рис. 6в). Инверсии можно связать с наличием на тех высотах турбулентных структур.

Наблюдаемые “всплесковые” изменения концентраций пылевого аэрозоля на малой высоте до 1.5 м, как правило, коррелируют с усилениями ветра. На рисунках 7–8 приведено несколько примеров временных разверток различных состояний 2020–2022 г. в дневное время с сопоставлением с величиной  $U - \bar{U}$  (отклонение значений скорости ветра от 7-минутного скользящего среднего):

– при скорости ветра, превышающей пороговое значение, с сальтационным переносом у поверхности ( $>5$  м/с);

– при малой скорости ветра ( $<5$  м/с).

Изменения, происходящие в течение 5–15 мин, указывают на возможные колебания массовых концентраций аэрозоля в пределах от 20 до 100 мкг/м<sup>3</sup> в дневное время при высоких темпе-

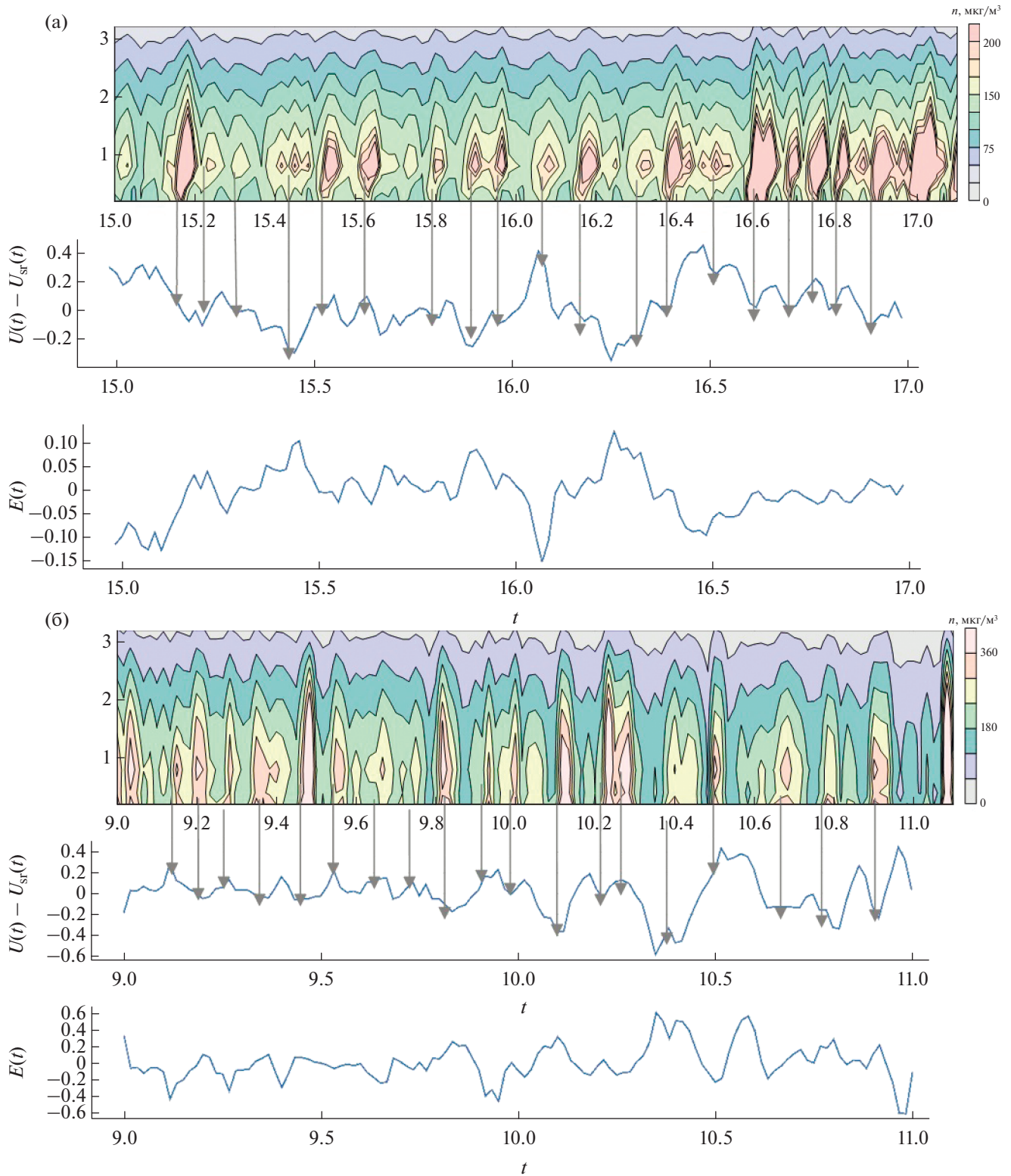
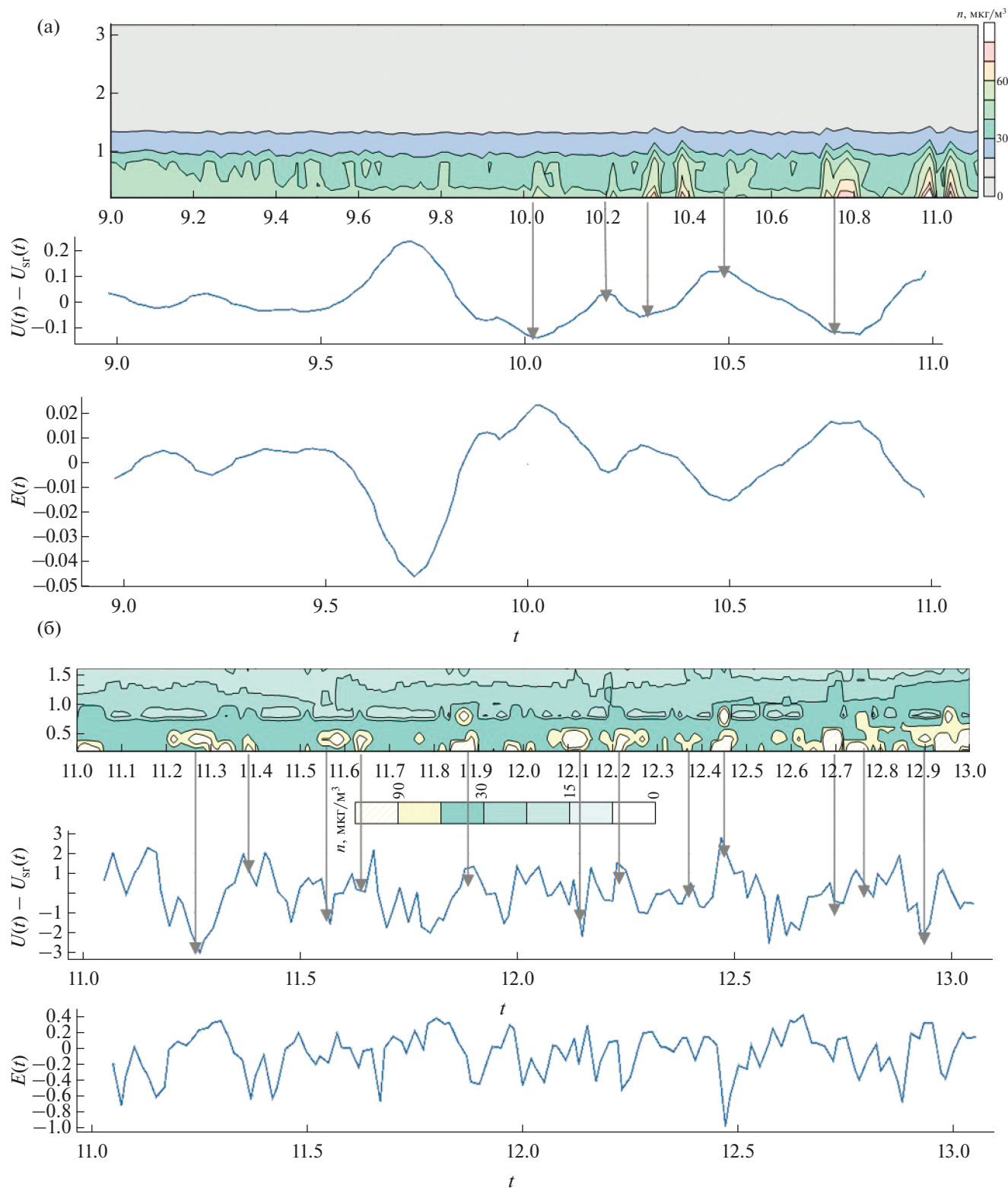


Рис. 7. Примеры временных разверток изменения массовой концентрации с высотой: (а) 29.07.2020 – с инверсиями и средней скоростью ветра 5.8 м/с; (б) 25.07.2021 – степенные профили для  $-0.5$  без инверсий и средней скоростью ветра 2.9 м/с.



**Рис. 8.** Примеры временных разверток изменения массовой концентрации с высотой: (а) 27.07.2020 – степенные профили для  $-1$  с эпизодически возникающими инверсиями и средней скоростью ветра  $7.0$  м/с; (б) 22.07.2022 – степенные профили для  $-0.5$ , средняя скорость ветра  $5.4$  м/с.



ратурах и небольших динамических скоростях. С усилением ветра в течение получаса концентрация на уровне 20–40 см возрастает до величины 200–500 мкг/м<sup>3</sup>.

Всплески массовой концентрации хорошо коррелируют с отклонением скорости воздушного потока от 7-минутного скользящего среднего (рис. 7–8). При допороговых скоростях ветра относительно более редкие и слабые всплески могут быть связаны с тепловой циркуляцией.

Отметим также связь экстремумов потока турбулентной энергии с моментом возникновения всплесков. Минимумы и падение потока чаще связаны с инверсиями, когда турбулентные структуры более крупные, а максимумы со всплесками без инверсий.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты анализа 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 значений, близких к  $-1$ . При слабом ветре зависимость от высоты оказывается близкой к наклону с показателем  $-1/2$ , что можно объяснить развитием микроконвекции в результате охлаждения частиц пыли, поднятых с поверхности. Вокруг пылинок возникают теплые пузырьки воздуха, формируя теплые кластеры. За счет генерации новых пылевых микрочастиц в результате сальтаций крупных частиц у поверхности и других процессов происходит обновление теплых кластеров. Подъем их от поверхности до небольшой высоты обеспечивает устойчивый профиль пылевого поля. Исходя из этого, полученный теоретически для профиля концентрации показатель степени наклона соответствует наиболее устойчивым наблюдаемым значениям  $-1/2$ .

Из общей картины временного хода концентрации выделяются события с ее всплесковыми изменениями. Это связано с тем, что у поверхности имеются турбулентные структуры различного масштаба. Их движение вдоль поверхности сопровождается отрывом и выносом пылевого аэрозоля, находящегося внутри них, вертикально вверх. Это создает всплеск изменений концентрации на разных высотах. Сопоставление временных разверток пульсационных составляющих скорости ветра и потока турбулентной энергии показывает наличие связей времени возникновения всплеска и возникновения экстремумов этих величин.

### ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены при поддержке Российского научного фонда – проект № 23-27-00480 “Ис-

следование генерации и выноса пылевого аэрозоля над аридными территориями в условиях неоднородностей рельефа и температуры”.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Баренблатт Г.И., Голицын Г.С.* Локальная структура развитых пыльных бурь. М.: МГУ. 1973. 44 с.
- Бютнер Э.К.* Динамика приповерхностного слоя воздуха. Л.: Гидрометиздат, 1978. 156 с.
- Васильченко И.В.* Приближенный термодинамический анализ локальных восходящих токов в атмосфере // Тр. ГГО. Вып. 72. 1957. С. 3–18.
- Вульфсон Н.И.* Исследование конвективных движений в свободной атмосфере. М.: Акад. наук СССР, 1961. 522 с.
- Зельдович Я.Б.* Предельные законы свободно-восходящих конвективных потоков // ЖЭТФ. 1937. Т. 7. В. 12. С. 1463–1465.
- Ингель Л.Х.* О предельных законах свободновосходящих конвективных струй и термиков от локальных источников тепловыделяющей примеси // Инженерно-физический журн. 2019. Т. 92. № 6. С. 2526–2534.
- Малиновская Е.А., Чхетиани О.Г., Максименков Л.О.* Влияние направления ветра на распределение зольных микрочастиц по размерам // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2021. Т. 57(5). С. 539–554.
- Малиновская Е.А., Чхетиани О.Г., Голицын Г.С., Лебедев В.А.* О вертикальном распределении пылевого аэрозоля в условиях слабых и умеренных ветров // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2023. Т. 509(2). С. 109–117.
- Монин А.С., Яглом А.М.* Статистическая гидромеханика. Теория турбулентности. Часть 1. СПб.: Гидрометеоиздат, 1992. 694 с.
- Семенов О.Е.* Введение в экспериментальную метеорологию и климатологию песчаных бурь. М.: Физматкнига, 2020. 448 с.
- Чхетиани О.Г., Голицын Г.С.* Обнаружение и распространение диффузионных пятен примеси и время их жизни // ДАН. 2014. Т. 455. № 5. С. 550–553.
- Alfaro S.C., Gaudichet A., Gomes L., Maillé M.* Modeling the size distribution of a soil aerosol produced by sand-blasting // J. Geophysical Research: Atmospheres. 1997. V. 102, D10. P. 11239–11249.
- Batchelor G.K.* Heat convection and buoyancy effects in fluids // Quart. J. R. Met. Soc. 1954. V. 80. Iss. 345. P. 339–358.
- Chkhetiani O.G., Gledzer E.B., Artamonova M.S., Iordanskii M.A.* Dust resuspension under weak wind conditions: direct observations and model // Atmospheric Chemistry and Physics. 2012. V. 12(11). P. 5147–5162.
- Fernandes R., Dupont S., Lamaud E.* Investigating the role of deposition on the size distribution of near-surface dust flux during erosion events // Aeolian Research. 2019. V. 37. P. 32–43.
- Gillette D.A., Fryrear D.W., Gill T.E., Ley T., Cahill T.A., Gearhart E.A.* Relation of vertical flux of particles smaller than 10  $\mu\text{m}$  to total aeolian horizontal mass flux

- at Owens Lake // *J. Geophysical Research: Atmospheres*. 1997. V. 102, D22. P. 26009–26015.
- Gillies J.A., Berkofsky L. Eolian suspension above the saltation layer, The Concentration Profile // *J. Sedimentary Research*. 2004. V. 74. № 2. P. 176–183.
- Houser C.A., Nickling W.G. The emission and vertical flux of particulate matter <10  $\mu\text{m}$  from a disturbed clay-crust surface // *Sedimentology*. 2001. V. 48. № 2. P. 255–267.
- Ishizuka M., Mikami M., Leys J., Yamada Y., Heidenreich S., Shao Y., McTainsh G.H. Effects of soil moisture and dried raindrop crust on saltation and dust emission // *J. Geophysical Research: Atmospheres*. 2008. V. 113. P. D24.
- Ishizuka M., Mikami M., Leys J.F., Shao Y., Yamada Y., Heidenreich S. Power law relation between size-resolved vertical dust flux and friction velocity measured in a fallow wheat field // *Aeolian Research*. 2014. V. 12. P. 87–99.
- Ju T., Li X., Zhang H., Cai X., Song Y. Parameterization of dust flux emitted by convective turbulent dust emission (CTDE) over the Horqin Sandy Land area // *Atmospheric Environment*. 2018. V. 187. P. 62–69.
- Khalfallah B., Bouet C., Labiadh M.T., Alfaro S.C., Bergametti G., Marticorena B., Rajot J.L. Influence of atmospheric stability on the size distribution of the vertical dust flux measured in eroding conditions over a flat bare sandy field // *J. Geophysical Research: Atmospheres*. 2020. V. 125. № 4. P. e2019JD031185.
- 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.
- Klose M., Shao Y. Large-eddy simulation of turbulent dust emission // *Aeolian Research*. 2013. V. 8. P. 49–58.
- Lanigan D., Stout J., Anderson W. Atmospheric stability and diurnal patterns of aeolian saltation on the Llano Estacado // *Aeolian Research*. 2016. V. 21. P. 131–137.
- Li X.L., Klose M., Shao Y., Zhang H.S. Convective turbulent dust emission (CTDE) observed over Horqin Sandy Land area and validation of a CTDE scheme // *J. Geophysical Research: Atmospheres*. 2014. V. 119. № 16. P. 9980–9992.
- Macpherson T., Nickling W.G., Gillies J.A., Etyemezian V. Dust emissions from undisturbed and disturbed supply-limited desert surfaces // *J. Geophysical Research: Earth Surface*. 2008. 113, F2.
- Maher 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–Science Reviews*. 2010. V. 99. № 1–2. P. 61–97.
- Neuman C.M.K., Boulton J.W., Sanderson S. Wind tunnel simulation of environmental controls on fugitive dust emissions from mine tailings // *Atmospheric Environment*. 2009. V. 43. № 3. P. 520–529.
- Shao Y. A model for mineral dust emission // *J. Geophysical Research: Atmospheres*. 2001. V. 106. D17. P. 20239–20254.
- Shao Y. *Physics and Modeling of Wind Erosion*. Springer, 2008. 452 с.

## Stability of the Vertical Distribution of Dust Aerosol in Light and Moderate Winds

E. A. Malinovskaya<sup>1</sup>\*, O. G. Chkhetiani<sup>1</sup>, G. S. Golitsyn<sup>1</sup>, and V. A. Lebedev<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Obukhov Institute of Atmospheric Physics, Russian Academy of Sciences, Pyzhevsky lane, 3, Moscow, 119017 Russia  
\*e-mail: elen\_am@inbox.ru

The profiles of dust aerosol mass concentration obtained with multilevel (0.2, 0.4, 0.8, 1.6, and 3.2 m) daytime measurements in arid conditions in 2020–2022 show a power dependence on height. We distinguish three main types of changes in concentration with height: a) in low wind (degrees are close to  $-0.5$ ); b) spike changes in concentration when wind increases (degrees reach and exceed  $-1$ ); c) inversions (concentration increases with height at two or three lower levels of measurements): weak – about  $-20 \text{ mkg/cm}^3$ , significant – more than  $50 \text{ mkg/cm}^3$ . The power dependence of  $-0.5$  is explained by the collective effect of the rise of the ensemble of closely located bubbles of air warmed around the dust particles. In weak and moderate winds, this mode is more common. Burst changes in concentration are associated with the emergence of turbulent structures.

**Keywords:** dust aerosol, wind and convective transport