

КОНВЕКТИВНЫЙ ВЫНОС АЭРОЗОЛЯ В ПУСТЫННЫХ ЗОНАХ КАК ФАКТОР ПОВЫШЕНИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА

© 2022 г. Б.С. Тлеумуратова, Б.Ж. Нарымбетов

*Каракалпакский научно-исследовательский институт естественных наук
Каракалпакского отделения АН Республики Узбекистан
Россия, 230100, Узбекистан, Республика Каракалпакстан, г. Нукус, просп. Бердаха, д. 41
E-mail: tbibigul@mail.ru, bahanarym@yandex.ru*

Поступила в редакцию 10.09.2021. После доработки 14.10.2021. Принята к публикации 15.10.2021

В статье обсуждается аэрозольное загрязнение атмосферы в Южном Приаралье как фактор климатических изменений в регионе. Основными причинами загрязнения являются ветровой и конвективный выносы почвенных частиц с подстилающей поверхности. Показаны различия обоих типов эмиссии. Поскольку влияние ветрового выноса аэрозоля с осушенного дна Аральского на региональный климат изучено в выполненных ранее нами исследованиях, в данной работе впервые в качестве фактора увеличения летних температур воздуха в Южном Приаралье рассматривается лишь конвективный вынос почвенных микрочастиц с пустынных поверхностей. В работе приведены результаты расчетов массовой концентрации аэрозоля в приземном слое атмосферы, обусловленной конвективными потоками. Полученная методами математического моделирования количественная оценка показала существенность конвективного выноса аэрозоля в Южном Приаралье, увеличивающего концентрацию аэрозоля до 1.2 мг/м³. В результате численных экспериментов выявлена зависимость повышения температуры воздуха конвективным выносом почвенных частиц от дисперсности аэрозоля в диапазоне 0.3-5°C. Отсутствие в Южном Приаралье осадков в июле-августе, противодействующих конвективному выносу почвенного аэрозоля вымыванием аэрозоля из атмосферы и смачиванием подстилающей поверхности, обеспечивает непрерывное поступление аэрозольных частиц в атмосферу, что увеличивает климатообразующий эффект рассматриваемого процесса. В первом приближении оценено значение прогрессирующего опустынивания во многих регионах планеты для глобального потепления климата.

Ключевые слова: конвективный вынос, аэрозоль, приповерхностная температура воздуха, климатический форсинг, Южное Приаралье.

DOI: 10.24412/1993-3916-2022-1-11-19

Одной из актуальнейших проблем современности стало глобальное потепление климата, основным фактором которого считается увеличение концентрации парниковых газов CO₂ и метана. Существенно изменять региональные климатические характеристики может также, как известно, аэрозольное загрязнение атмосферы, влияющее на радиационный режим и процессы осадкообразования. Механизм и количественные оценки этого форсинга в зависимости от его состава и локализации детально рассмотрены, например, в работах К.Я. Кондратьева (1991, 1992). Сложность взаимодействий атмосферного аэрозоля и метеорологических процессов определяет недостаточную изученность некоторых аспектов воздействий на климатические характеристики. В частности, не до конца выявлена структура факторов изменения климата в Южном Приаралье. Основным фактором общепризнано усыхание Аральского моря. Но здесь требуется уточнение. Дело в том, что под влиянием Аральского моря обычно подразумевают воздействие его *акватории* на температуру и влажность воздуха. Между тем, исследованная нами (Тлеумуратова, 2018) многолетняя динамика воздействия усыхания Арала на почвенно-климатические условия Южного Приаралья указывает на то, что зона влияния акватории в настоящее время сократилась до 20 км. На данный момент фактор климатических изменений – усыхание моря – означает влияние *ландшафтных изменений* (образования огромной, сильно засоленной постаквальной суши) и *ветрового выноса солей*. Солевой покров (60-70% – сульфаты), мощность которого местами достигает 15 см, увеличивает альbedo

подстилающей поверхности, рассеивающий сульфатный аэрозоль уменьшает поток прямой радиации и способствует усилению процессов осадкообразования. Исследования воздействий сульфатного аэрозоля, вынесенного с осушенного дна Аральского моря (Тлеумуратова, 2018), показали, что в отдельных местах региона вследствие этого форсинга количество осадков увеличивается на 14 мм/год, летняя температура снижается на 3К. Этот вклад может быть определен лишь методами математического моделирования, поскольку не улавливается методами стандартных метеорологических измерений из-за компенсационных эффектов других факторов, одним из которых является опустынивание.

Отепляющий эффект опустынивания вследствие дефорестизации (преимущественно путем изменения углеродного круговорота) изучен во многих работах (Cox et al., 2008; Fairhead, Leach, 1998; Fearnside, Laurance, 2004; Geist, Lambin 2002). В данной статье рассматривается неисследованный ранее эффект опустынивания – повышение температуры воздуха конвективным выносом почвенных частиц с нагретой подстилающей поверхности.

Специфика аэрозольного форсинга климатических изменений в Южном Приаралье, окруженном с трех сторон расширяющимися пустынями Каракум, Кызылкум и Аралкум, заключается прежде всего в его генезисе – опустынивании.

Для Южного Приаралья характерно опустынивание вследствие усыхания Аральского моря, деградации растительного покрова из-за изменения гидрорежима реки Амударьи, растущей засоленности почв и миграции песков. Особенностью аэрозольно-климатического форсинга в Южном Приаралье является также динамичность, обусловленная высокой скоростью происходящих здесь экологических трансформаций. Климатические изменения в Южном Приаралье наиболее ярко проявляются в повышении среднегодовой температуры воздуха, негативные последствия и риски которого общеизвестны. Так, участвовавшие волны тепла с экстремальными значениями (выше 39К) увеличивают заболеваемость и, в частности, смертность населения Южного Приаралья от цереброваскулярных болезней на 17% (Спекторман, Петрова, 2007).

Аэрозольное загрязнение атмосферы в Южном Приаралье происходит благодаря ветровому и конвективному выносу почвенных частиц с подстилающей поверхности, имеющими место лишь в теплое время года. Механизм ветрового выноса аэрозолей (при скорости ветра больше 5 м/с) связан с наличием отрывных течений в пограничном слое, обусловленных значительной турбулентностью атмосферы (Shao et al., 1993; Тлеумуратова, 2018; Alfaro, Gomes, 2001).

Конвективный вынос аэрозоля, происходящий в условиях, близких к штилевым, обусловлен сильным градиентом температуры в вязком подслое, создающим условия для конвективного подъема частиц тонкодисперсного аэрозоля (Гранберг, 2009; Шукуров, 2003; Гледзер и др., 2009). При слабом ветре и жаркой погоде (температура поверхности – 50-80 градусов, относительная влажность – 20-30%, ветер – 2-3 м/с) механизм перемешивания воздуха в приповерхностном слое практически не отличается от механизма свободной конвекции тонкодисперсного пустынного аэрозоля (Гледзер и др., 2009).

Эти два типа аэрозольного загрязнения атмосферы различаются также по механизму влияния на локальный климат, по составу и источникам.

Значимый для климатических изменений ветровой вынос солей (преимущественно сульфатов) происходит с осушенного дна Аральского моря. Охлаждающий эффект сульфатного аэрозоля общеизвестен и для условий Южного Приаралья количественно оценен в работе Б.С. Тлеумуратовой (2018). Особую роль играет субмикронная фракция аэрозоля, поскольку она имеет большое время жизни в тропосфере и переносится на большие расстояния (рис. 1).

Конвекция также является важным фактором тепло- и массопереноса в атмосфере и способна поднять с пустынных участков поверхности большое количество песка и пыли в верхние слои атмосферы. Конвективный вынос аэрозоля (преимущественно почвенного) в летнем сезоне происходит, в отличие от ветрового выноса, практически ежедневно (Семенов и др., 2006; Гранберг, 2009; Шукуров, 2003), поскольку в это время преобладает безветренная и засушливая погода. Отметим, что в имеющихся немногочисленных работах по конвективному выносу не рассматривается его влияние на климатические характеристики, поэтому можно утверждать, что климатический эффект конвективного выноса аэрозоля не изучен. В то же время ввиду значительности концентрации эмитируемых частиц (Семенов и др., 2006; Гранберг, 2009;

Шукуров, 2003) закономерно предположение о вкладе конвективного выноса в повышение летних температур в нижней тропосфере. Подтверждению этой гипотезы и посвящена данная статья.

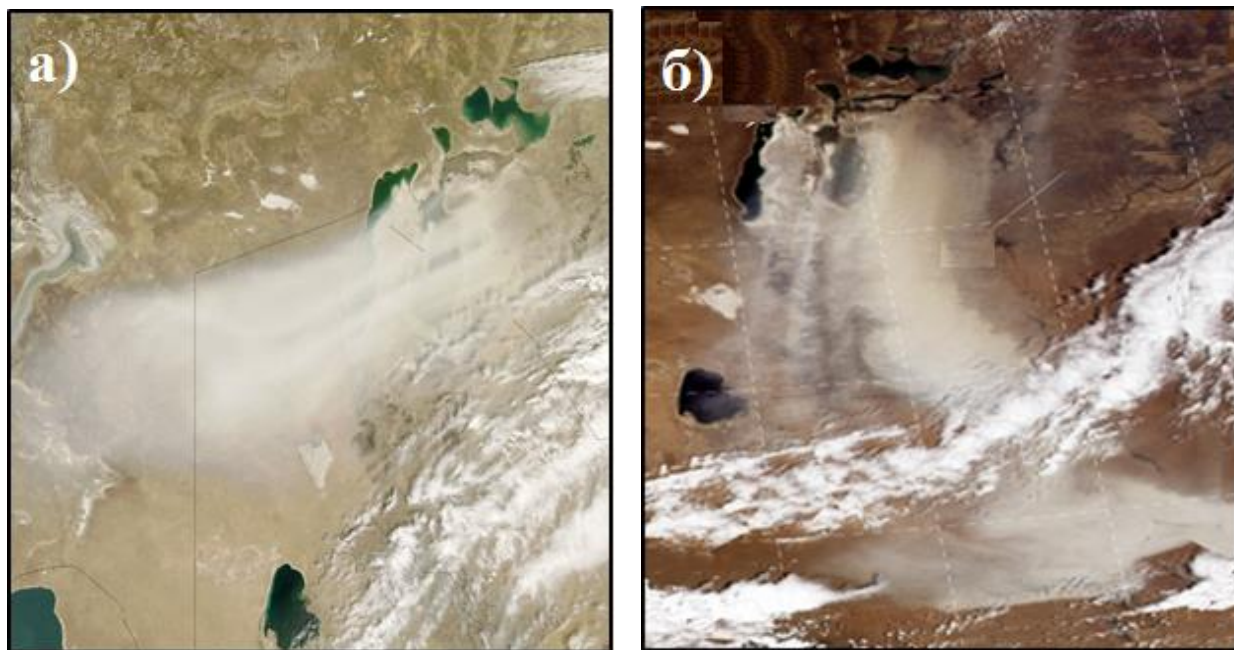


Рис. 1. Солепылевые бури с выносом солей в юго-западном (а) и южном (б) направлениях (спутниковый снимок ИСЗ NOAA).

Поскольку ветровой вынос аэрозоля происходит в основном в апреле-мае, а конвективный вынос возможен лишь в летние месяцы, такая разнесенность во времени исключает необходимость учета компенсационных эффектов при исследовании влияния на основную климатическую характеристику – температуру воздуха – естественных пустынных поверхностей региона и антропогенной постаквальной суши Аральского моря (Аралкума).

Отметим, что полученные в данной работе результаты не имеют видимых ограничений для приложения к другим пустынным регионам Земли с аналогичным ветровым и температурным режимом. При интегральном подходе полученные результаты могут также уточнить структуру факторов глобального потепления.

Методы исследования

Исследование проводилось методами математического моделирования для условий Южного Приаралья, окружённого пустынями Кара-Кум, Кызылкум и образовавшейся пустыней Аралкум. Оценивается вклад конвективного выноса в повышение температуры воздуха в нижнем 3-метровом слое – уровне жизнедеятельности человека. Подстилающая поверхность представляет собой песчаный грунт с близким к нулю общим проективным покрытием растений. Состав грунта в порядке убывания: кварц, карбонаты, слюда, соли, окись железа и др.

Поскольку почвенный аэрозоль является преимущественно поглощающим, то рассеяние радиации в заднюю полусферу игнорируется.

Моделирование выполнялось для полуденных часов летнего сезона и его средних метеорологических величин (Субботина, Чанышева, 2006; табл. 1).

Разработанная математическая модель оценки вклада конвективной эмиссии аэрозоля в повышение приповерхностной температуры воздуха состоит из двух блоков. В первом блоке вычисляется массовая концентрация аэрозоля, генерируемая конвективными токами. Для этого используются эмпирическое соотношение, теоретическое обоснование которого дано в работе Е.Б. Гледзера с соавторами (2009):

$$\Delta p = 0.12 \delta T^{0.58} \quad (1),$$

где Δp – отклонение массовой концентрации аэрозольных частиц от фоновой концентрации ($\text{мг}/\text{м}^3$),

δT – скачок (падение) температуры в термическом пограничном слое, толщина которого варьирует от 10 до 30 см.

Таблица 1. Среднемесячные метеорологические характеристики летнего сезона в Южном Приаралье.

Месяцы	Температура воздуха, °С	Температура почвы, °С	Относительная влажность, %
Июнь	32	58	25
Июль	40	61	19
Август	36	59	21

Соотношение (1) выполняется для частиц размером 0.15-5 мкм и динамической скорости $u < 20$ см/с (корреляция $r=0.47$). Скорость u вычисляется на основе измерения средней горизонтальной скорости на высоте $z=3$ м по формуле (Гледзер и др., 2009):

$$u = \frac{\chi \cdot u(z)}{\frac{\ln z}{z_0}} \quad (2),$$

где u – динамическая скорость (скорость трения), $u(z)$ – скорость ветра, z – высота (координата по вертикали), $z_0=10^{-4}$ м – высота шероховатости подстилающей поверхности, $\chi=0.4$ – постоянная Кармана,

Разность температур δT на поверхности почвы и на высоте 0.2 м зависит от u , и при $u < 20$ см/с диапазон её изменения составляет 10-30К (Гледзер и др., 2009). Так как данная статья носит прикладной характер, то сложные выкладки для вычисления δT заменены вариантными расчётами для значений 10, 20, 30 и 40 К.

Во втором блоке методом частиц *particle-in-cell* (Харлоу, 1967) вычисляется повышение температуры окружающего воздуха (в слое 0-3 м) нагретыми взвешенными почвенными частицами. Алгоритм расчетов следующий.

На первом шаге при условии однородности аэрозоля и равномерного распределения в единице объёма вычисляется нагрев элементарного объёма воздуха, приходящегося на одну частицу. Изотропный поток тепла от нагретой, взвешенной в воздухе сферической частицы равен (Щукин и др., 2012):

$$Q = 4\pi R \cdot k_B \cdot T_B \cdot f \quad (3),$$

где T_B – температура воздуха, R – радиус аэрозольной частицы, k_B – коэффициент теплопроводности воздуха при данной температуре. Коэффициент f определяется по формуле (Щукин и др., 2012):

$$f = \frac{t^{1+\omega} - 1}{1 + \omega} \quad (4),$$

где $t = t_p - \Delta t$, $t_p = T_p / T_B$ – безразмерная температура поверхности частицы, T_p – температура поверхности частицы, равная с точностью до 1.5% температуре поверхности почвы. Значение ω для воздуха равно 0.85 (Варгафтик, 1972). Изменение температуры Δt определяется выражением (Щукин и др., 2012):

$$\Delta t = \frac{A_1 - \sqrt{A_1^2 - 4A_0A_2}}{2A_2} \quad (5),$$

$$\text{где } A_0 = \varepsilon(t_p^2 - t_p^{1-\omega}), \quad A_1 = (1 + \varepsilon(2t_p - (1-\omega)t_p^{-\omega})),$$

$$A_2 = \varepsilon \left(1 + \frac{\omega(1-\omega)}{2} \cdot t_p^{-(1+\omega)} \right) \quad (6),$$

$$\varepsilon = \frac{C_T}{1 + \omega} \left(\frac{\lambda}{R} \right),$$

где C_T – коэффициент скачка температуры ≈ 2.2 (Яламов и др., 1980; Латышев, Юшканов, 1992), λ – длина свободного пробега молекулы воздуха

$$\lambda = \frac{kT_B}{\sqrt{2}\pi d^2 p} \quad (7),$$

В соотношении (7) $d=3.6 \cdot 10^{-10}$ м – диаметр молекулы воздуха, p – атмосферное давление, $k=1.38 \cdot 10^{-23}$ Дж/К – постоянная Больцмана.

По отклонению массовой концентрации аэрозоля, вычисленной в первом блоке модели, определяется счётная концентрация N и объем воздуха dV , занимаемый одной частицей. При этом предполагается, что стенки dV непроницаемы, а объём dV инвариантен относительно размера и химического состава частицы.

По формуле $\rho_B = \frac{p \cdot \mu}{R_T \cdot T_B}$ определяется плотность воздуха при данной температуре и масса

воздуха, приходящаяся на одну частицу $m_B = \rho_B \cdot dV$. Здесь $\mu=0.029$ кг/моль – молярная масса воздуха, $R_T=8.31$ Дж/моль·К – универсальная газовая постоянная.

Далее вычисляется изменение температуры ΔT_i элементарного объема dV , вызванное теплоотдачей одной частицей, по формуле:

$$\Delta T = \frac{Q}{c \cdot m_B} \quad (8),$$

где $c=1005$ Дж/кг·К – удельная теплоёмкость воздуха.

При предположении о химической однородности и монодисперсности аэрозоля тепловой эффект от ансамбля частиц при непроницаемости стенок равен ΔT .

На втором шаге алгоритма расчетов модель реализуется для каждого вида частиц песчаного грунта с вариациями размеров – 0.2, 0.5, 1.1, 3 и 5 мкм.

Третий шаг алгоритма второго блока состоит в определении теплового эффекта реального полидисперсного неоднородного аэрозоля. Расчеты проведены для нескольких вариантов функций распределения веществ и размеров аэрозоля. При этом по-прежнему предполагается, что элементарный объем нагреваемого воздуха инвариантен относительно вида и размера частиц.

Результаты и обсуждение

Численные эксперименты с вышеизложенной моделью с различными вариантами функций распределения размеров частиц и веществ, а также толщины термического пограничного слоя выявили, что искомое изменение температуры ΔT наиболее чувствительно к вариациям дисперсности. На рисунке 2, отображающем результаты расчетов для монодисперсного аэрозоля, видно, что максимальные значения ΔT соответствуют субмикронным размерам частиц.

Надо отметить существенную нелинейность указанной зависимости: ΔT резко возрастает для частиц, радиус которых меньше 0.5 мкм. В этом же диапазоне проявляется значимость толщины термического пограничного слоя δT : значения ΔT падают от 10К до 0.8К. Различия, обусловленные δT , нивелируются для частиц, радиус которых больше 1 мкм (табл. 2).

Однако результаты численных экспериментов с монодисперсным аэрозолем имеют чисто теоретическое значение. Понятно, что в реальности генерируемый конвективными потоками аэрозоль с пустынной поверхности является полидисперсным. Модельные расчеты с полидисперсным аэрозолем показали следующее.

Изменения температуры ΔT слоя воздуха, прилегающего к подстилающей поверхности, как следует из приведенных результатов, существенно зависит от функции распределения размеров частиц. Наиболее характерная для рассматриваемого процесса функция распределения представляется выражением (Шукуров, 2003):

$$f(R)=0.0386R^{-1.678} \quad (9).$$

Расчёты, выполненные согласно (9), показали, что ΔT прямо пропорционально массовой концентрации (рис. 3). Однако ввиду отличия дисперсного и вещественного состава песка пустынь Калмыкии и Центральной Азии в дальнейших расчетах мы использовали следующую функцию распределения для размера частиц в диапазоне 0.2-3 мкм:

$$f(R)=0.0386R^{-1.465} \quad (9a).$$

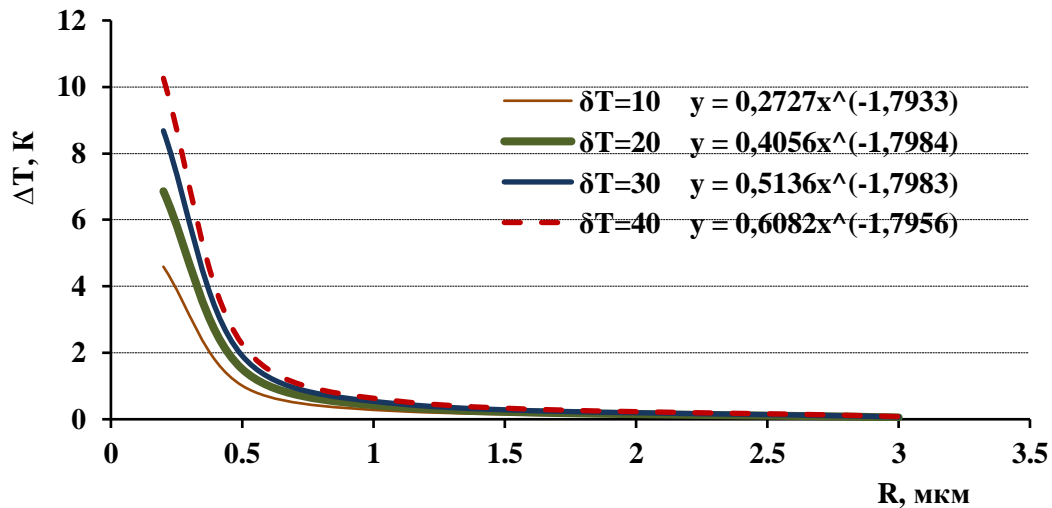


Рис. 2. Зависимость изменения ΔT от радиуса частиц монодисперсного аэрозоля и толщины термического пограничного слоя (июнь).

Таблица 2. Зависимость изменения ΔT от радиуса частиц монодисперсного аэрозоля и толщины термического пограничного слоя (июнь).

$\delta T, K$	$R, \text{мкм}$	$\Delta T, K$	$\delta T, K$	$R, \text{мкм}$	$\Delta T, K$
10	0.2	4.59	30	0.2	8.68
	0.5	1.01		0.5	1.91
	1.1	0.242		1.1	0.46
	3	0.036		3	0.067
20	0.2	6.86	40	0.2	10.26
	0.5	1.51		0.5	2.26
	1.1	0.362		1.1	0.54
	3	0.053		3	0.08

Численные эксперименты с вариацией вещественных компонентов эмитирующего песка выявили незначительную чувствительность (до 10%) к химическому составу частиц. Это можно объяснить тем, что теплоемкость составляющих песчаного грунта приблизительно одного порядка.

Приведем результаты натуральных наблюдений, проведенных нами в июне-августе в пустыне с целью экспериментального подтверждения полученных моделированием результатов. На пустынных участках без растительного покрова повышение температуры воздуха конвективным выносом составляло в среднем 0,9К. Замеры, проведенные при прочих равных условиях (дата, время) на соседних участках с зарослями джугуна *Callygonum* sp. с проективным покрытием 30%, показали, что $\Delta T=0,5$ К. Нелинейность зависимости ΔT от проективного покрытия можно объяснить транспирацией растений, увеличивающей влажность воздуха на 5%, что ослабляет конвективный вынос мелкодисперсных частиц с подстилающей поверхности.

В целом проведенное исследование показало значимость конвективного выноса аэрозоля с пустынных поверхностей как форсинга приповерхностной температуры воздуха в летние месяцы. Достаточно отметить, что вклад в произошедшее за последние 2 десятилетия в Южном Приаралье потепление летнего сезона на 2К оценивается как 10-30%. Обратная положительная связь, существующая между потеплением и рассматриваемым форсингом, лишь усиливает его. Необходимо отметить, что повышенная при дневной эмиссии концентрация аэрозоля сдерживает из-за поглощающих свойств почвенного аэрозоля ночное излучение, что усиливает отепляющий эффект.

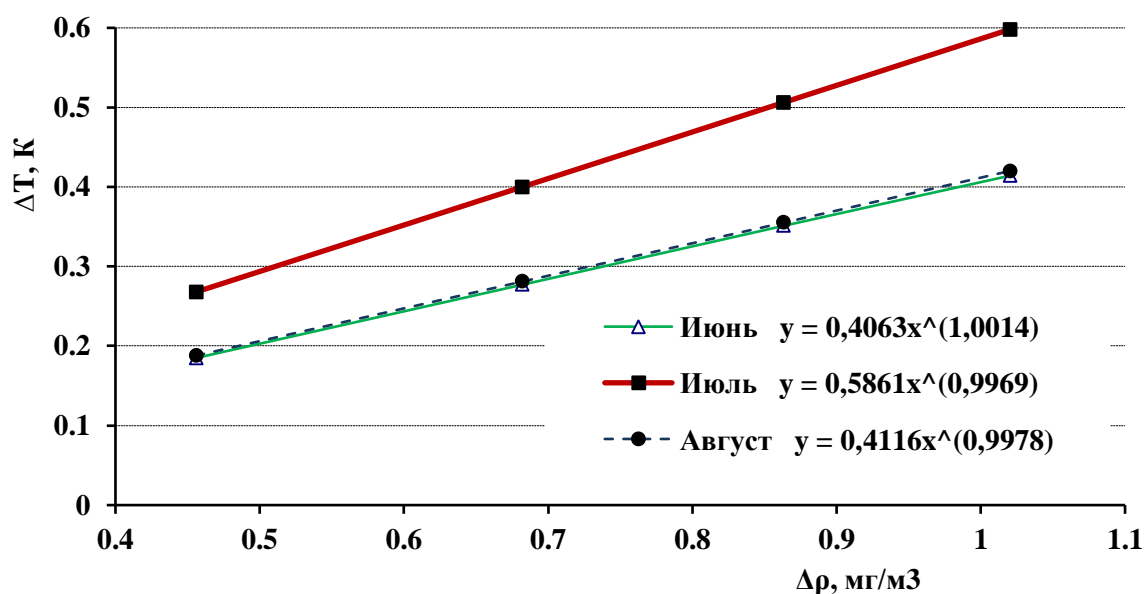


Рис. 3. Зависимость изменения ΔT от массовой концентрации полидисперсного аэрозоля и месяца летнего сезона года.

Значение форсинга летних температур воздуха при конвективном выносе аэрозоля возрастает ввиду прогрессирующего опустынивания во многих регионах земного шара (рис. 4).

На рисунке 4 цифры указывают мировые температурные аномалии в аридных зонах в привязке к базовым климатическим условиям 1979-2000 годов. Исходные данные получены из версии 5 реанализа Европейского центра (ERA 5; Метеофорум ..., 2020).

Простые расчеты в соответствии с разработанной моделью показывают, что увеличение пустынных площадей на 6500 тыс. км² (красный цвет на рисунке 4) приведёт к повышению средней глобальной температуры на 14%.

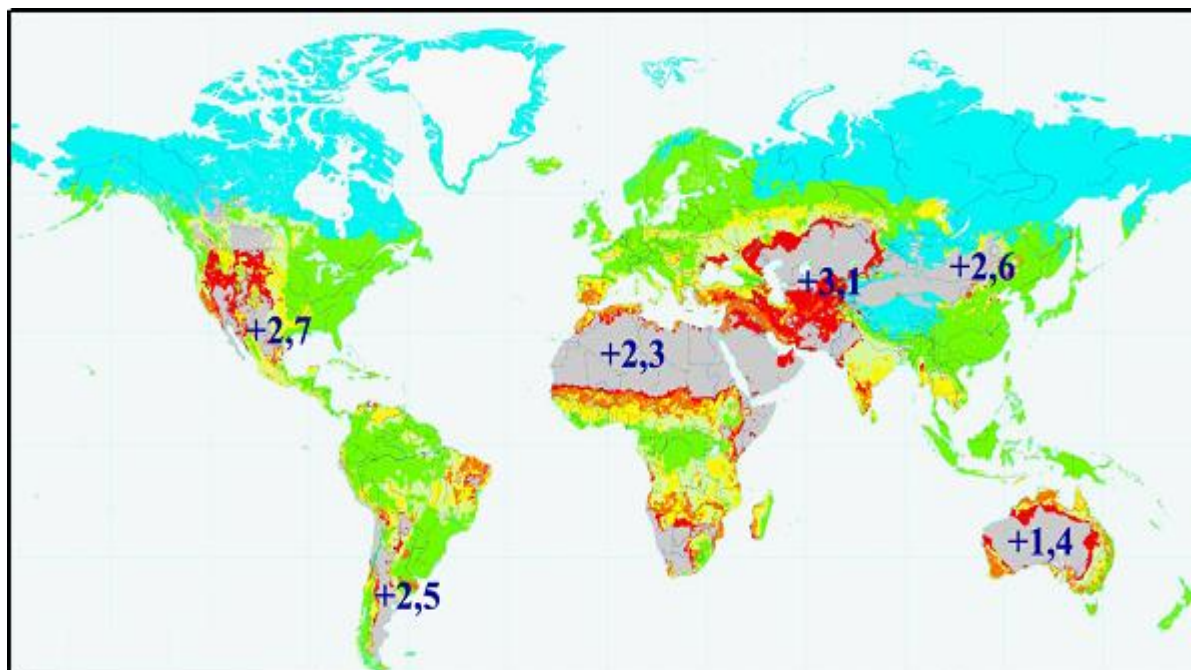


Рис. 4. Карта опустынивания Земли. Условные обозначения: светло-жёлтый цвет – низкая угроза опустынивания, жёлтый – умеренная угроза, красный – очень высокая угроза (Desertification, 2021).

Заключение

Существенность конвективного выноса субмикронного аэрозоля с пустынных поверхностей, установленная натурными наблюдениями в различных регионах (Калмыкия, Таджикистан, Казахстан), обуславливает его значимость как климатического фактора. Количественная оценка воздействия этого процесса на летнюю температуру воздуха в Южном Приаралье, полученная в данной работе, позволила выявить следующие его свойства.

1. Климатически значимый конвективный вынос аэрозоля с пустынных поверхностей происходит в летние месяцы в условиях, близких к штилевым, при температуре воздуха больше 37К и относительной влажности менее 30%.

2. Отопляющий эффект конвективного выноса аэрозоля линейно зависит от массовой концентрации и нелинейно – от размеров эмитирующих частиц. Для частиц радиусом более 1 мкм тепловой эффект не превышает 0.5К. При уменьшении радиуса частиц до 0.5 мкм ΔT возрастает до 2К, при дальнейшем уменьшении радиуса до 0.2 мкм тепловой эффект возрастает до 8К.

3. Растительный покров значительно снижает отопляющий эффект конвективного выноса аэрозоля в нелинейной зависимости от проективного покрытия и коэффициента транспирации.

Поскольку в модельной постановке задачи отсутствуют локальные физико-географические особенности Южного Приаралья, результаты исследования приложимы к другим пустынным регионам при наличии периодов с указанными выше метеорологическими ситуациями.

Ввиду актуальности синергетически связанных процессов опустынивания и потепления климата необходимы дальнейшие исследования отопляющего эффекта конвективного выноса аэрозоля с пустынных поверхностей с учетом скорости конвекции, турбулентной диффузии, нелинейных эффектов, вертикальных градиентов и теплообмена пустынных участков с соседними качественно отличающимися ландшафтами и особенно с учетом влияния растительного покрова. Исследование влияния растений на метеорологические характеристики окружающей среды, как мы думаем, обязательны при разработке мер по ослаблению последствий климатических изменений, наблюдаемых в настоящее время повсеместно на нашей планете.

Благодарности. Авторы выражают благодарность д.ф.-м.н. Б.Ф. Абдурахимову, профессору кафедры прикладной математики и компьютерного анализа Национального университета Узбекистана за гипотезу, высказанную в частной беседе о возможности климатического форсинга температуры воздуха конвективной эмиссией частиц нагретой подстилающей поверхности.

Финансирование. Исследование выполнено в рамках темы госзадания «Исследование методами математического моделирования динамики экологических и климатологических процессов в Южном Приаралье».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Alfaro S.C., Gomes L.* 2001. Modeling mineral aerosol production by wind erosion: emission intensities and aerosol size distributions in source areas // Journal of Geophysical Research. Vol. 106. No. 16. P. 18075-18089.
- Cox P.M., Harris P.P., Huntingford C., Betts R.A., Collins M., Jones C.D., Jupp T.E., Marengo J.A., Nobre C.A.* 2008. Increasing risk of Amazonian drought due to decreasing aerosol pollution // Nature. No. 453. P. 212-215.
- Fairhead J., Leach M.* 1998. Reconsidering the extent of deforestation in twentieth century West Africa. // Unasylva. Vol. 49. No. 192. P. 38-46.
- Fearnside P.M., Laurance W.F.* 2004. Tropical deforestation and greenhouse-gas emissions // Ecological Applications. Vol. 14. No. 4. P. 982-986.
- Geist H.J., Lambin E.F.* 2002. Proximate causes and underlying driving forces of tropical deforestation // BioScience. Vol. 52. No. 2. P. 143-150.
- Loyalka S.K., Sielvert C.E., Thomas I.R.* 1978. Temperature – jump problem with arbitrary accommodation // Physical Fluids. P. 854-855.
- Shao Y., Raupach M.R., Findlater P.A.* 1993. The effect of saltation and bombardment on the entrainment of dust by wind // Journal of Geophysical Research. Vol. 98. P. 12719-12726.
- Варгафтик Н.Б.* 1972. Справочник по теплофизическим свойствам газов и жидкостей. М.: Наука. 720 с.
- Гледзер Е.Б., Гранберг И.Г., Чхетиани О.Г.* 2009. Конвективные потоки аэрозоля вблизи поверхности почвы // Доклады РАН. Т. 426. № 3. С. 380-385.
- Гранберг И.Г.* 2009. Физические механизмы и экологические проблемы загрязнения атмосферного

- пограничного слоя над неоднородными поверхностями. Автореф. док. физ.-мат. наук. М. 54 с.
- Кондратьев К.Я.* 1991. Аэрозоль и климат. Ленинград: Гидрометеоиздат. 545 с.
- Кондратьев К.Я.* 1992. Глобальный климат. СПб.: Наука. 356 с.
- Латышев А.В., Юшканов А.А.* 1992. Аналитическое решение модельного БГК-уравнения Больцмана в задаче о температурном скачке с учетом аккомодации энергии // Математическое моделирование. С. 61-66.
- Семенов О.Е., Шапов А.П., Галаева О.С., Идрисова В.П.* 2006. Ветровой вынос и песчано-солевые выпадения с осушенной части дна Аральского моря // Аридные экосистемы. Т. 12. № 29. С. 47-57.
- Спекторман Т.Ю., Петрова Е.В.* 2007. Использование климатических индексов для оценки воздействий изменения климата на здоровье населения в Узбекистане // Последствия изменения климата в Узбекистане, вопросы адаптации, бюллетень. № 7. С. 37-46.
- Субботина О.И., Чанышева С.Г.* 2006. Климат Приаралья. Ташкент. 171 с.
- Тлеумуратова Б.С.* 2018. Математическое моделирование влияния трансформаций экосистемы Южного Приаралья на почвенно-климатические условия. Дисс. ... док. физ.-мат. наук. Ташкент. 224 с.
- Харлоу Ф.Х.* 1967. Численный метод частиц в ячейках для задач гидродинамики // Вычислительные методы в гидродинамике. М.: Мир. С. 460.
- Шукуров К.А.* 2003. Флуктуации концентрации и потоки аэрозоля в конвективных условиях. Автореф. ... канд. физ.-мат. наук. М. 19 с.
- Щукин Е.Р., Малай Н.В., Шулиманова З.Л.* 2012. Молекулярный теплообмен с газообразной средой сильно нагретой неподвижной твердой умеренно крупной сферической частицы // Научные ведомости БелГУ. Т. 23 (142). Вып. 29. С. 86-92.
- Яламов Ю.И., Поддоскин А.Б., Юшканов А.А.* 1980. О граничных условиях при обтекании неоднородно нагретым газом сферической поверхности малой кривизны // ДАН СССР. № 254. С. 343-346.
- Метеофорум: форум о погоде и климате. 2020 [Электронный ресурс <http://www.pogodaiklimat.ru/mf/index.php?topic=1163.220> (дата обращения 07.07.2021)].
- Desertification. 2021 [Электронный ресурс https://everipedia.org/wiki/lang_en/Desertification (дата обращения 07.07.2021)].