

УДК 551.551.8+551.515.3(252.83)

**МОДЕЛИРОВАНИЕ ПЕРЕНОСА ТЯЖЕЛОЙ БЫСТРО
ОСЕДАЮЩЕЙ ПРИМЕСИ ВОЗДУШНЫМ ПОТОКОМ ПРИ БУРЯХ**

Канд. физ.-мат. наук О.Е. Семенов

Создана простая полуэмпирическая модель выпадения массы тяжелой быстро оседающей примеси из ветропесчаных потоков бурь по мере удаления от источника. Выполнено моделирование выноса аэрозоля во время очень сильной песчано-солевой бури в Аральском регионе в июне 1984 г. В основу расчетных параметров модели были положены экспедиционные измерения, выполненные во время этой бури. Показано, что частицы из приземного слоя атмосферы не уносились дальше 30 км. Частицы, поднятые до высоты 1000 м, могли быть унесены на расстояния до 550 км.

Во время песчаной или пыльной бури при прохождении потока воздуха над источником частиц в планетарном пограничном слое атмосферы (ПСА) формируется несущий частицы твердой фазы поток. Сформировавшийся поток аэрозоля в ПСА крайне неоднороден. Наибольшая масса частиц содержится в нижних слоях приземного слоя атмосферы. С ростом высоты переноса концентрация частиц аэрозоля и их размер значительно уменьшается. После выхода такого двухфазного потока за пределы штормовой зоны и источника поступления в него тяжелых быстро оседающих аэрозолей, он начинает терять частицы, которые осаждаются на поверхность земли под действием силы тяжести.

Процесс седиментации частиц различного размера идет с разной скоростью. Более крупные частицы выпадают из потока первыми и близко от источника их выноса. Мелкие частицы улетают на значительные расстояния. Таким образом, формируется шлейф выноса частиц с постепенно уменьшающейся их концентрацией и спектром размеров по мере удаления от очага выветривания. Пылевые шлейфы бурь различного геометрического масштаба хорошо видны на космических снимках. Шлейфы в районе Аральского моря могут достигать в длину несколько сот километров. В других географических районах Земли, в условиях сильных ветров, шлейфы, состоящие из очень мелких частиц размером порядка одного и менее микрометра, имеют протяженность, достигающую тысячу и более кило-

метров. Шлейфы такого масштаба характерны для пыльных бурь лессового плато Китая и выносов аэрозоля из пустыни Сахары.

В центральной Азии одним из наиболее мощных источников поступления в атмосферу природных аэрозолей является высыхающее дно Арала. В 60-х...80-х годах прошлого века выдуванию подвергались части дна, сложенные песчаными и супесчаными грунтами. Песчано-солевые бури в эти годы интенсивно исследовались силами научных коллективов Госкомгидромета СССР, Союзной и Республиканских Академий наук, других Министерств и ведомств путем экспедиционных наземных работ и самолетного зондирования. Это позволило создать физически хорошо обоснованные модели песчано-солевых бурь и получить оценки выноса и выпадения песчано-солевого аэрозоля в регионе Арала. При дальнейшем снижении уровня воды в водоеме к осушенным песчаным и супесчаным грунтам присоединились поверхности, состоящие из алевритовых осадочных пород. Поведение такого мелкого аэрозоля в районе Арала совершенно не изучено. Неизвестен его элементный и ионный состав, содержание в атмосферных потоках, влияние на рассеяние и изменение спектрального состава солнечного излучения и радиационный баланс. Известно только, что алевриты состоят преимущественно из минеральных зерен (кварц полевой шпат, слюда и др.) размером 0,005...0,1 мм (5...100 мкм), но детальная информация о функции распределения их частиц по размерам отсутствует.

Алевритовые породы должны так же легко подвергаться выдуванию, как и песчаные, так как они содержат в своем составе те же наиболее легко перемещаемые ветром частицы размером 70...100 мкм. Наличие в них более мелких частиц размером 5...50 мкм приводит к формированию более длинных шлейфов выносов аэрозолей из-за большей продолжительности жизни этих частиц в атмосфере.

Анализ космических снимков 2002...2004 годов подтверждает увеличившуюся повторяемость шлейфов пылевых выносов из района Арала и большую оптическую плотность их изображения. Это свидетельствует либо о большем обогащении потоков аэрозоля более мелкими частицами, либо о возросшей переносимой массе твердой фазы вследствие увеличения скоростей ветра при бурях. Возможно, что наблюдаются оба этих фактора. На рис. 1 представлены два снимка пыльных бурь из космоса на осушенном дне Арала, полученные в различные исторические моменты его обмеления.

На левом снимке приведен шлейф песчано-солевой бури 10 сентября 1985 г., источником которой являлись песчаные осушенные поверх-

ности у восточного берега моря. На правом снимке со спутника NOAA – 16 показан вынос аэрозоля 15 апреля 2003 г. уже с осушенной части поверхности дна, сложенной алевритовыми донными отложениями. Хорошо видна увеличившаяся оптическая плотность шлейфа выноса этой бури по сравнению со снимком бури 1985 г.

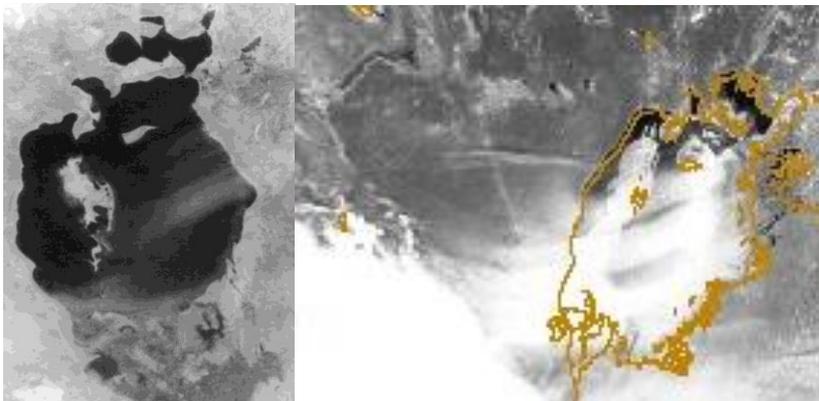


Рис. 1. Космические снимки шлейфов выноса аэрозоля в различные исторические моменты обмеления Аральского моря. Слева – 10.09.1985 г., справа – 15.04.2003 г.

Чтобы дать количественный прогноз выноса и выпадения Аральского аэрозоля на окружающую территорию по мере дальнейшего падения уровня воды в Большом море необходимо иметь следующую минимально необходимую прогностическую информацию.

- Метеорологическая часть параметров включает: число и продолжительность бурь, скорость и направление ветра во время бурь на прогнозируемый период.
- Гидрологический прогноз уровня воды в водоеме для определения морфометрических характеристик осушенной части дна моря.
- Прогноз дисперсного состава осушающихся грунтов дна;
- Прогноз содержания солей в составе грунтов и в потоке аэрозолей.

Прекращение работ по научному мониторингу за падением уровня Арала и его последствиями в начале 90-х годов 20 века значительно снизило возможности прогноза развития процессов дефляции осушенной части дна моря в нынешние времена. Из этого перечня параметров даже для современной оценки процессов выветривания мы располагаем очень урезанной информацией. В Казахстане МС Уялы перенесена в глубь континента и не отражает реально протекающие метеорологические условия на осушенном дне, МС О. Лазарева и МС Барса-Кельмес закрыты и не могут

давать сведения о процессах пыльных бурь. Работающей метеостанцией в районе Аральской экологической катастрофы осталась только одна – Аральское Море. Поэтому приближенную картину масштабов выноса Аральского аэрозоля в настоящее время можно получить лишь путем моделирования процессов ветрового переноса тяжелых быстро оседающих частиц грунта осушенной части дна водоема и привлечения информации с искусственных спутников Земли.

Описание восьмислойной модели переноса массы грубодисперсного аэрозоля и алгоритм расчета по ней

Для стационарного монодисперсного двухмерного потока частиц в пограничном слое атмосферы уменьшение массы аэрозоля в нем вдоль координаты x прямо пропорционально массе частиц песка в ветропесчаном потоке M на границе источника, гидродинамической крупности частиц ω_g и обратно пропорционально высоте подъема H и динамической скорости потока u_*

$$\frac{dM}{dx} = -K \cdot \frac{\omega_g}{u_*} \cdot \frac{M}{H}, \quad (1)$$

где K – коэффициент пропорциональности.

Решение этого дифференциального уравнения показало, что изменение массы аэрозоля в потоке вдоль координаты x вследствие его гравитационного выпадения описывается следующей экспоненциальной зависимостью

$$M(x) = M_o \exp\left(-K \cdot \frac{\omega_g}{u_*} \cdot \frac{x}{H}\right). \quad (2)$$

Численное значение $K = 0,22$ было оценено по измерениям Разакова и Косназарова [9, 15], нашим экспедиционным исследованиям [13] и результатам авиационного зондирования аэрозольных потоков в районе Аральского моря. Зондирование атмосферы в районе Арала показало, что верхняя граница слоя переноса мелкодисперсного аэрозоля в шлейфах бурь находится на высоте 400...1000 м. Массовая концентрация частиц в этом слое во время бурь возрастает в 5...6 раз по сравнению с чистой атмосферой, наблюдается стабильное распределение аэрозоля по размерам.. Выше, на высотах 1200...2500 м, было отмечено падение концентрации аэрозолей на два порядка, частицы отличались нестабильной функцией распределения по размерам [3].

Зондирование над Каракумами во время пыльной бури показало, что перенос так же ограничивался высотой около 1000 м. В слое 150...1000 м концентрация аэрозолей в воздухе достигала 2250 мкг м⁻³, а на высотах

1000...3000 м она уменьшалась почти на порядок – $334 \text{ мкг}\cdot\text{м}^{-3}$. По визуальным оценкам наблюдателей, чистой атмосфере соответствовали концентрации аэрозолей $10...90 \text{ мкг}\cdot\text{м}^{-3}$, дымке – от 30 до $350 \text{ мкг}\cdot\text{м}^{-3}$ [5].

Проникновению аэрозоля в более высокие слои тропосферы мешает формирующийся слой температурной инверсии в верхней части двухфазного потока за счет радиационного нагрева частиц. Поэтому во время песчаных и пылевых бурь переносимые ветром частицы не выходят за пределы пограничного слоя атмосферы [11]. Таким образом, в районе Арала за верхнюю границу переноса аэрозоля, генерированного песчаными бурями, можно принять $H = 1000 \text{ м}$.

Для получения трансформации содержания массы твердой фазы вдоль траектории переноса необходимо усложнить схему вычислений с использованием решения (2). Чтобы приблизить результаты моделирования к реальным условиям переноса полидисперсного быстро оседающего аэрозоля можно предложить следующую методологию вычислений.

Как показали наши измерения переноса песка во время бурь на осушенном дне Арала, вертикальные профили твердого расхода песка в приземном слое атмосферы описываются степенной функцией

$$q(z) = q_1 \left(z/z_1 \right)^{-0,57(w_g/u_*)} \quad (3)$$

где $q(z)$ – твердый расход песка на высоте z , $\text{кг}/(\text{м}^2\cdot\text{с})$; q_1 – то же на высоте z_1 ; w_g – скорость свободного падения частиц песка среднего геометрического размера d_o на исследуемой поверхности (гидродинамическая крупность частиц); u_* – динамическая скорость [13].

Систематических экспериментальных исследований переноса массы полидисперсных аэрозолей в пограничном слое атмосферы (ПСА) во время песчаных бурь не проводилось. Из теоретических исследований можно отметить лишь две работы. Баренблатт и Голицын исследовали поведение тонкого монодисперсного аэрозоля, для которого отношение $w_g/u_* \ll 1$. Поэтому они не рассматривали изменения размеров частиц с высотой переноса [1, 14]. Каипов, при численном моделировании переноса частиц песка в ПСА, рассмотрел только два выделенных им размера частиц – 20 и 90 мкм [13].

Для описания вертикального строения ветропесчаного полидисперсного потока реального песка, нами были экстраполированы экспери-

ментальные зависимости изменения среднего геометрического размера частиц с высотой переноса и профилям твердого расхода на ПСА до высоты 1000 м. Такая экстраполяция профиля $q(z)$ при нейтральной стратификации атмосферы на весь ПСА не должна вызывать особых возражений, так как Баренблатт и Голицын получили для профиля концентрации аэрозоля в этих условиях тоже степенную зависимость, показатель степени которой также является функцией отношения w_z/u_* .

Полный расход массы переносимого ветром песка в слое 0...1000м получен нами интегрированием $q(z)$ от 0 до 1000 м

$$Q_{z=1000} = \int_0^{1000} q(z) dz .$$

Далее в приземном и пограничном слоях атмосферы выделяются 8 слоев: 0...10; 10...50; 50...100; 100...200; 200...400; 400...600; 600...800 и 800...1000 м. Полный расход песка представляется в виде суммы общих расходов песка в выделенных слоях его переноса

$$Q_{z=1000} = \int_0^{10} q(z) \cdot dz + \int_{10}^{50} q(z) \cdot dz + \int_{50}^{100} q(z) dz + \int_{100}^{200} q(z) dz + \int_{200}^{400} q(z) dz + \int_{400}^{600} q(z) dz + \int_{600}^{800} q(z) dz + \int_{800}^{1000} q(z) dz \cdot$$

Для упрощения в дальнейшем процедуры вычислений по модели определяются отношения общих расходов песка в этих слоях к полному расходу в слое 0...1000 м

$$k_1 = \frac{Q_{0..10}}{Q_{z=1000}}, k_2 = \frac{Q_{10..50}}{Q_{z=1000}}, k_3 = \frac{Q_{50..100}}{Q_{z=1000}}, \dots, k_8 = \frac{Q_{800..1000}}{Q_{z=1000}} .$$

В уравнениях (1) и (2) рассматривается изменение перенесенной ветром массы песка M за промежутки времени τ , в течение которого наблюдалась буря. Так как Q_z является переносимой ветром массой песка в единицу времени через фронт переноса в один метр в слое высотой z метров, то общая масса песка, вынесенная из плоскостного источника частиц через этот фронт переноса, должна определяться интегралом

$$M = \int_0^{\tau} Q_z(t) dt .$$

На практике мы имеем не непрерывную функцию $Q_z(t)$, а определенные за достаточно продолжительные интервалы времени средние величины. Поэтому M определяется либо суммированием произведений $Q_{zi} \cdot \Delta t_i$,

$$M = \sum_{i=1}^n Q_{zi} \cdot \Delta t_i,$$

где Q_{zi} – расход песка в интервале времени Δt_i , либо умножением осредненного расхода песка за бурю на её продолжительность $\overline{Q_z} \cdot \tau$

$$M = \overline{Q_z} \cdot \tau.$$

Первый вариант предпочтителен в нестационарных условиях переноса, когда Q_{zi} меняется в больших пределах. Второй удобен при стационарных процессах переноса.

Следующий, входящий в расчетную формулу (2), параметр – динамическая скорость u_* . Динамическая скорость потока u_* является одной из наиболее важной характеристикой приземного и пограничного слоев атмосферы. Она является мерой интенсивности турбулентного пульсационного движения и мерой переноса импульса пульсациями потока. Как известно, при безразличной температурной стратификации приземного слоя атмосферы динамическая скорость определяет локальное значение коэффициента турбулентности на любом из его уровней: $k_{zi} = \kappa \cdot u_* \cdot z_i$, где $\kappa = 0,4$ – постоянная Кармана, z_i – высота над поверхностью. Кроме того, динамическая скорость необходима для прогнозов локальных и крупномасштабных атмосферных процессов, так как ее горизонтальные градиенты определяют величины вертикальных движений воздуха вследствие его трения о поверхность Земли при перемещении [1, 2, 4, 6, 7, 8, 14].

Зная динамическую скорость легко определить и касательное напряжение в воздушном потоке, так как динамическая скорость u_* и касательное напряжение τ связаны между собой равенством $\tau = \rho \cdot u_*^2$, где ρ – плотность воздуха..

Значение динамической скорости в формуле логарифмического профиля ветра определяет масштаб скорости ветра и может рассматриваться как показатель тормозящего влияния подстилающей поверхности на скорость потока в ПСА

$$u(z) = \frac{u_*}{\kappa} \ln \frac{z}{z_0}. \quad (4)$$

По-видимому, именно поэтому в западной научной литературе u_* называют скоростью трения. Всё это показывает, как важно и необходимо использовать u_* при исследованиях песчаных бурь.

Поскольку динамическая скорость u_* непосредственно не измеряется, а определяется по измерениям профиля ветра, что довольно трудоемко и не всегда возможно, на практике целесообразно выражать ее через скорость ветра на каком-нибудь уровне приземного слоя атмосферы, удобном для измерений. Часто такие измерения ведутся на высотах 0,5 и 2 м (градиентные и теплобалансовые наблюдения) или 8...12 м (срочные измерения ветра на метеостанциях).

В чистых воздушных однофазных потоках скорость ветра и динамическая скорость связаны линейно, как это видно из уравнения (4)

$$u_* = c \cdot u_z,$$

где $c = \frac{1}{\kappa} \frac{\ln \frac{z}{z_0}}{\ln \frac{z}{z_0}}$ является постоянной величиной, так как параметр

шероховатости z_0 имеет постоянное значение, характерное для каждой поверхности [4, 7, 8].

В двухфазном ветропесчаном потоке параметр шероховатости z_0 не является постоянной величиной и растет по мере увеличения u_* по зависимости

$$z_0 = \frac{1}{30} x_0 \left(\frac{(u_*^2 - u_{*k}^2)}{g x_0} \right)^2,$$

где g – ускорение свободного падения, x_0 – средний геометрический размер частиц песка [13]. Это приводит к нелинейной зависимости между скоростью ветра u на фиксированной высоте z и динамической скоростью потока. Впервые на это было указано еще в 70-х годах при исследовании песчаных бурь в Прибалхашье [12]. Несколько позже теоретически была подтверждена нелинейность этой зависимости Э.К. Бютнер [2].

На рис. 2 приведена эмпирическая зависимости $u_* = f(u_z)$ для уровня измерения 9 метров. Зависимость получена по результатам наших градиентных измерений профилей скоростей ветра $u(z)$ на 16-ти метровых мачтах во время песчаных бурь на осушенной части Арала в 13 экспедициях за 1980...1998 годы.

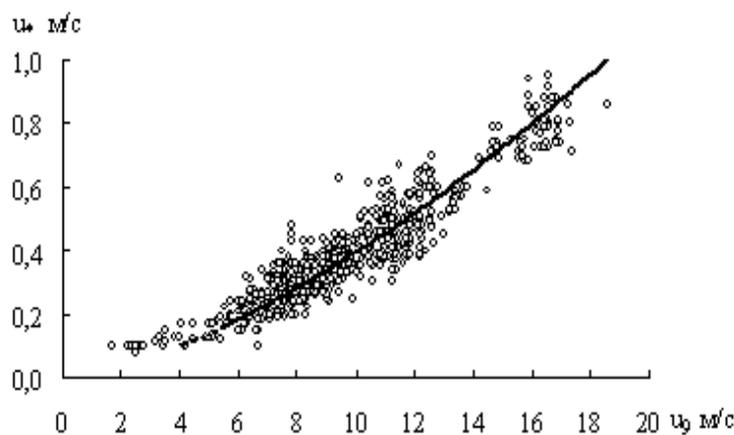


Рис. 2. Зависимость динамической скорости потока u_* от скорости ветра на высоте 9 м во время песчаных бурь и поземков.

Полученная зависимость на рисунке для высоты измерений 9 метров аппроксимируется следующей формулой

$$u_* = 1,25 \cdot 10^{-2} \cdot u_9^{1,5}. \quad (5)$$

Для уровня 2 метра она имеет вид

$$u_* = 1,7 \cdot 10^{-2} \cdot u_2^{1,5}. \quad (6)$$

В формулах (5) и (6) u_* и u_z измеряются в м/с. Для целей метеорологического прогноза пыльных бурь и интенсивности переноса частиц твердой фазы ветром наибольший интерес представляет уравнение (5). Оно позволяет получить u_* по скорости ветра, измеренной на станциях. Распределение частиц по размерам у подвижных и полужакрепленных песков аппроксимируется логарифмически нормальным распределением. Это распределение полностью описывается двумя параметрами – d_0 и $\sigma_{\lg d}$, где d_0 – их средний геометрический размер; $\sigma_{\lg d}$ – среднее квадратическое отклонение логарифмов размеров частиц. [11]. Для определения размеров частиц на верхней границе каждого слоя были привлечены измерения дисперсного состава песчаного аэрозоля с логарифмически нормальной массовой функцией распределения по размерам на различных высотах приземного слоя атмосферы, выполненные экспедициями Казахского научно-исследовательского гидрометеорологического института (КазНИГМИ) во время бурь на Арале.

На рис. 3 приведены результаты этих исследований над песчаной поверхностью со средним геометрическим размером частиц в поверхностном слое $d_0(0) = 120$ мкм во время очень сильной бури. Точками на рисунке обозначены экспериментальные определения отношения $d_0(z)/d_0(0)$ в 16-ти метровом приземном слое атмосферы, где $d_0(z)$ – средний геометрический размер частиц песка на высоте переноса z .

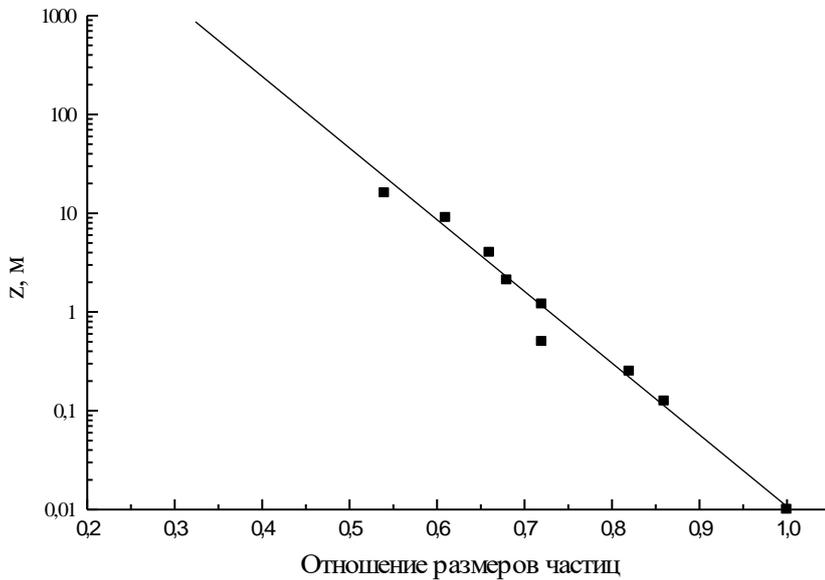


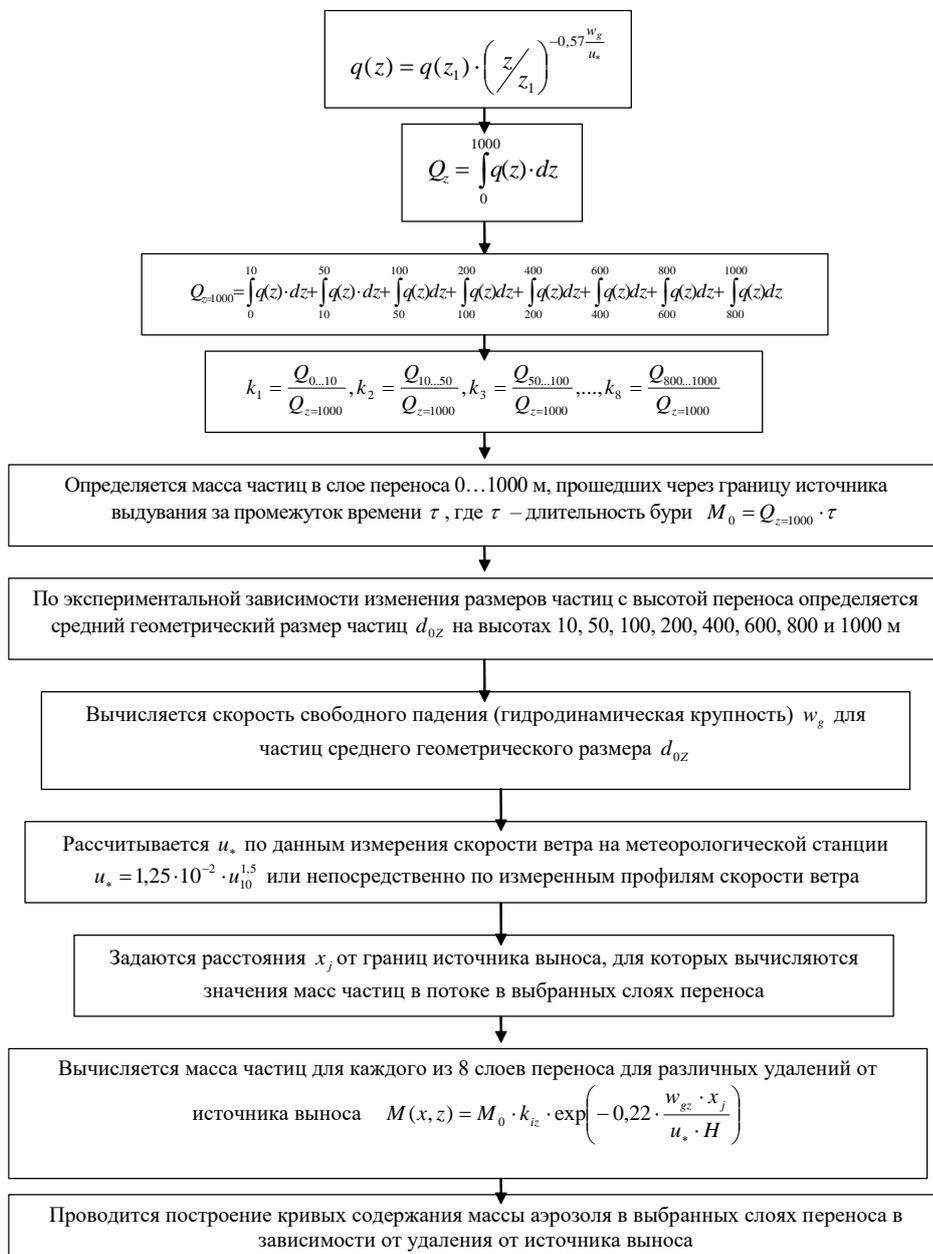
Рис. 3. Изменение с высотой переноса отношения размеров частиц $d_0(z)/d_0(0)$.

Полученная зависимость была экстраполирована до высоты 1000 м. С кривой были сняты значения $d_0(z)/d_0(0)$ для верхних границ каждого из восьми принятых для расчетов слоев переноса, получены средние геометрические размеры частиц на этих уровнях и рассчитаны скорости их свободного падения (гидродинамическая крупность частиц) w_g по формуле Стокса. Ниже приводятся результаты этих вычислений.

z , м	0	10	50	100	200	400	600	800	1000
d_0 , мкм	120	70	60	54	49	44	41	40	38
w_g , см/с	80	39	28,6	23,2	19,2	15,4	13,2	12,7	11,5

Таким образом, получают значения M_0 , u_* и $w_g(z)$, необходимые для вычислений по формуле (2)

Алгоритм расчета массы частиц аэрозоля в пограничном слое атмосферы на различном удалении от источника выноса при песчаных бурях



Моделирование переноса грубодисперсного аэрозоля с осушенной части дна Арала на примере очень сильной песчаной бури

Описание песчаной бури 15...16 июня 1984 года. Очень сильная и продолжительная песчаная буря 15...16 июня 1984 года проходила над осушенной частью дна Аральского моря. В это время здесь проводила комплексные градиентные измерения на 16-ти метровых метеорологических мачтах экспедиция КазНИГМИ. Эта песчаная буря подробно рассмотрена и описана в работе [11]. Дисперсный состав песков описывался логарифмически нормальным распределением со средним геометрическим размером частиц $d_0 = 120$ мкм и средним квадратическим отклонением логарифмов размеров $\sigma_{\lg d} = 0,11$ [11].

Рельеф на месте проведения исследований представлял плоскую равнину, покрытую подвижными барханными цепями со средней высотой от 0,6 до 0,8 метра. Межбарханные понижения, сложенные песчаными грунтами, были покрыты тонкой солевой коркой, влажной в ночные и ранние утренние часы. Растительность отсутствовала. Метеорологическая мачта была установлена в межбарханном понижении на расстоянии около километра от края массива. Воздушный поток при СЗ и З направлениях ветра проходил над массивом подвижных песков больше 10 км, что позволяло ему достигать достаточно большого насыщения аэрозолями, участвующими в процессе диффузии. Измерения КазНИГМИ позволили хорошо изучить это стихийное явление погоды.

Буря началась 15 июня в 17 часов местного времени и окончилась 16 июня в 19 часов. Она возникла при прохождении холодного фронта, связанного с выходом южного циклона. Циклон образовался над экваторией Каспийского моря 14 июня и начал быстро смещаться в ССЗ направлении, 15...16 июня его центр уже находился в районе Актюбинска. Давление в центре циклона достигало 1000 гПа. В его тыловой части наблюдалась адвекция холода, с которой было связано формирование вторичных холодных фронтов. Отмечалось быстрое падение давления перед фронтальным разделом, достигавшее 3...4 гПа за 12 часов. За фронтальным разделом располагалась зона высокоградиентного поля. Средняя скорость ветра во время бури достигала 16...21 м/с с порывами до 25 м/с, дальность видимости уменьшалась до 50 м и менее. Такая низкая видимость сохранялась до конца дня 15 июня. Днем 16 июня в течение почти 17 часов видимость оставалась такой же плохой, лишь изредка увеличиваясь на несколько минут до 100...150 м. Только после 16 часов началось ее посте-

пенное улучшение и к 17 часам она возросла до 200...300 м. В 19 часов буря перешла в интенсивный песчаный поземок. Средняя скорость ветра в этот момент упала до 10 м/с, видимость увеличилась до 1000 м.

15 июня во время начала бури облачность составляла 10 баллов. Нижняя граница ее была на значительной высоте, и, по-видимому, это явилось причиной отсутствия осадков при прохождении фронтального раздела. В утренние часы 16 июня облачность еще сохранялась, но к полудню ее уже не стало. Тем не менее, в продолжение всей бури небо было серым, лишь небольшая область в зените во второй половине дня выглядела серо-голубой. После появления солнца из-за облаков оно едва угадывалось на небосводе не оставляя на поверхности теней от предметов.

Температура во время бури в послеполуденные часы достигала 24 °C и упала на 4,5 °C по сравнению с предшествующими сутками. Существенным оказалось влияние взвешенного в воздухе аэрозоля и на суточную амплитуду температуры, которая сократилась до 7 °C, тогда как в предшествующие ясные сутки она достигала 13...15 °C.

Большие изменения во время бури произошли в строении поверхности и особенно эоловых форм рельефа всех масштабов. Эоловая рябь утром 16 июня приобрела вначале нечеткие размытые формы, а затем и вовсе исчезла. С барханов был снесен слой песка мощностью до 25...35 см. К концу бури полностью обнажились их влажные внутренние горизонты и из привычной серповидной формы барханы перешли в овальную, сглаженную, похожую на плосковыпуклые линзы. За пределами массива подвижных песков на закрепленном растительностью осушенном дне моря на расстоянии нескольких сот метров поверхность оказалась покрыта слоем песка мощностью несколько сантиметров, за кустами растений сформировались косы навевания.

Открытие влажных горизонтов барханов при их передвижении ветром повлияло на расход твердой фазы потока и эффект ускорения. К восьми часам утра 16 июня примерно 30 % площади барханов оказалось занятой влажным песком, обнажившимся после перемещения барханов по направлению ветра. К 15 часам площади влажного песка значительно возросли, и это сказалось на режиме бури, он стал нестационарным. Поверхностный слой влажного песка быстро подсыхал до влажности ниже критической и вновь вовлекался в ветровой перенос, но это приводило к уменьшению интенсивности переноса массы твердой фазы потока, улучшению видимости и перемежающемуся режиму процесса ускорения. Ускоренные профили скорости ветра чередовались с логарифмическими в моменты снижения расхо-

да песка. К 17 часам большая часть поверхности оказалась сложенной влажным песком, что привело к уменьшению диффузионного потока частиц, улучшению дальности видимости и окончанию эффекта ускорения потока. Профили ветра стали логарифмическими, несмотря на сохранившиеся еще большими средние скорости потока до 17 м/с и сальтационную составляющую потока массы песка.

Окончание бури было таким же внезапным, как и ее возникновение. В конце бури в 19 час 20 мин средняя скорость ветра быстро снизилась с 17,6 до 11,3 м/с на высоте 16 м, что привело к окончанию переноса песка. Температура воздуха упала в эти последние минуты на 1,4 °С, локальное число Ричардсона Ri_1 возросло вдвое с $-0,005$ до $-0,01$, масштаб Мони-на-Обухова L_0 уменьшился с -255 до -60 м. Перенос песка перешел в прерывистый поземок, а затем и вовсе прекратился. Приведенное описание бури и её физические параметры позволяют отнести её к стихийному метеорологическому явлению погоды.

Измерения во время этой бури проводились только 16 июня. Поэтому и моделирование выполнено только для этой даты. Полученные вертикальные профили твердого расхода песка, значения их параметров, общий расход в приземном слое атмосферы, высота которого во время бури достигала 140...170 м, и динамическая скорость представлены в таблице 1 [11]. Анализ данных таблицы позволяет принять условия переноса достаточно стационарными, и моделировать ветровой перенос массы за пределами источника выноса по средним значениям общего расхода $\overline{Q_z}$ и динамической скорости u_* . Продолжительность переноса при моделировании была принята равной $\tau = 8,8$ часа или 31680 с, средний расход песка в 1000-и метровом слое взят равным $\overline{Q_z} = 4,1 \cdot 10^{-2}$ кг/(м с). Непосредственно измеренные профили скорости ветра и твердого расхода песка во время бури позволили использовать при моделировании более точные данные о $\overline{Q_z}$ и u_* (Табл. 1). При их отсутствии необходимо применять рассчитанные данные, как это указано в алгоритме расчета.

Интерес представляет не только конечный результат моделирования переноса аэрозоля, но и некоторые промежуточные его этапы. Наибольший научный и практический интерес представляет оценка масс частиц, переносимых в различных слоях приземного и пограничного слоев атмосферы на выходе ветропесчаного потока из источника выноса. Ниже

приводятся их нормированные величины на значения полного расхода в 1000-и метровом слое переноса.

$z_1 - z_2, \text{ м}$	0...10	10...50	50...100	100...200	200...400	400...600	600...800	800...1000
$\frac{Q_{z1} - Q_{z2}}{Q_{z=1000}}$	0,808	0,082	0,0298	0,027	0,0246	0,0133	0,009	0,007

Хорошо видно, что наибольшая масса песка переносится в нижней части приземного слоя атмосферы – до 81 % её содержится в слое 0...10 м. Во всей толще приземного слоя, мощность которого достигала во время бури около 150 м, перемещается до 94 % массы песка. На долю пограничного слоя атмосферы приходится 6% массы песка. Эти числа опровергают сложившееся среди большинства географов–пустыноведов мнение, что достаточно исследовать при ветровом переносе песка только нижний метровый слой ветропесчаного потока. Такие измерения позволяют делать только над крупным песком со средним геометрическим размером свыше 170...180 мкм. Ясно так же, что в дальнем переносе участвует не более 5...6 % от всей перемещаемой ветром массы песка. При более слабых бурях, по сравнению с рассматриваемой, доля частиц, участвующих в дальнем переносе, будет ещё меньше.

Результаты моделирования дальности переноса массы частиц в различных выбранных нами слоях атмосферы при стихийной песчаной буре представлены на рисунках 4 – 6. При моделировании окончание расчетов было задано уменьшением массы частиц, переносимой через фронт переноса в один метр, до значения 10 мкг. Это граничное условие следует в дальнейшем уточнить, так как в этом вопросе существует некоторая неопределенность. Вероятнее всего это граничное условие должно быть большим.

Определить его можно было бы, используя визуальную оценку чистоты воздуха и измерения концентрации аэрозоля в нем, приведенные выше – 10...90 мкг·м⁻³. Для этого нужно знать скорость ветра на высотах в месте окончания шлейфа выноса частиц, чтобы перейти к величине твердого расхода частиц. Но она нам неизвестна.

На рис. 4 видно, что частицы из самого нижнего слоя 0...10 м выпадают из потока на расстоянии около 2 км. В полосе шириной в один метр на этом расстоянии на поверхность выпало 2000 кг песка.

Таблица 1

Вертикальные профили твердого расхода песка во время песчано-солевой бури

Время измерения		q_z (кг/м ² ·с ⁻¹) на высоте над поверхностью песка, м								Параметры профилей		u_* , м/с	Q_z , кг/м ⁻¹ ·с ⁻¹
начало	конец	0,125	0,25	0,5	1	2	4	9	16	q_1	α		
7:35	8:55	$1,1 \cdot 10^{-2}$	$7,3 \cdot 10^{-3}$	$4,3 \cdot 10^{-3}$	$3,5 \cdot 10^{-3}$	$2,8 \cdot 10^{-3}$	$3,5 \cdot 10^{-4}$	$1,0 \cdot 10^{-4}$	$7,2 \cdot 10^{-5}$	$1,9 \cdot 10^{-3}$	1,14	0,70	$1,9 \cdot 10^{-2}$
9:09	10:11	$1,4 \cdot 10^{-2}$	$8,1 \cdot 10^{-3}$	$5,3 \cdot 10^{-3}$	$4,1 \cdot 10^{-3}$	$2,4 \cdot 10^{-3}$	$4,1 \cdot 10^{-4}$	$1,2 \cdot 10^{-4}$	$6,7 \cdot 10^{-5}$	$3,0 \cdot 10^{-3}$	1,15	0,69	$2,5 \cdot 10^{-2}$
10:25	11:03	$3,0 \cdot 10^{-2}$	$1,2 \cdot 10^{-2}$	$8,8 \cdot 10^{-3}$	$6,0 \cdot 10^{-3}$	$3,1 \cdot 10^{-3}$	$6,8 \cdot 10^{-4}$	$1,9 \cdot 10^{-4}$	$1,2 \cdot 10^{-4}$	$3,0 \cdot 10^{-3}$	1,25	0,74	$4,4 \cdot 10^{-2}$
11:20	12:00	$3,5 \cdot 10^{-2}$	$1,5 \cdot 10^{-2}$	$9,5 \cdot 10^{-3}$	$5,5 \cdot 10^{-3}$	$3,0 \cdot 10^{-3}$	$5,2 \cdot 10^{-4}$	$1,7 \cdot 10^{-4}$	$9,1 \cdot 10^{-5}$	$2,6 \cdot 10^{-3}$	1,20	0,68	$5,2 \cdot 10^{-2}$
12:10	12:55	$2,2 \cdot 10^{-2}$	$1,2 \cdot 10^{-2}$	$7,7 \cdot 10^{-3}$	$5,0 \cdot 10^{-3}$	$2,8 \cdot 10^{-3}$	$5,4 \cdot 10^{-4}$	$1,4 \cdot 10^{-4}$	$8,0 \cdot 10^{-5}$	3,0	1,15	0,71	$3,8 \cdot 10^{-2}$
13:15	14:05	$3,0 \cdot 10^{-2}$	$1,2 \cdot 10^{-2}$	$1,1 \cdot 10^{-2}$	$5,2 \cdot 10^{-3}$	$2,6 \cdot 10^{-3}$	$4,8 \cdot 10^{-4}$	$1,3 \cdot 10^{-4}$	$6,4 \cdot 10^{-5}$	2,5	1,26	0,72	$5,0 \cdot 10^{-2}$
14:27	15:20		$1,0 \cdot 10^{-2}$	$1,0 \cdot 10^{-2}$	$4,2 \cdot 10^{-3}$	$2,1 \cdot 10^{-3}$	$3,8 \cdot 10^{-4}$	$7,5 \cdot 10^{-5}$	$4,5 \cdot 10^{-5}$	2,1	1,36	0,70	$7,2 \cdot 10^{-2}$
15:30	16:23		$8,5 \cdot 10^{-3}$	$1,0 \cdot 10^{-3}$	$2,9 \cdot 10^{-3}$	$1,3 \cdot 10^{-3}$	$3,0 \cdot 10^{-4}$	$6,8 \cdot 10^{-5}$	$4,2 \cdot 10^{-5}$	4,2	1,79	0,69	$5,6 \cdot 10^{-2}$

К этой массе прибавляется ещё около 200 кг мелкого песка из следующего слоя 10...50 м.

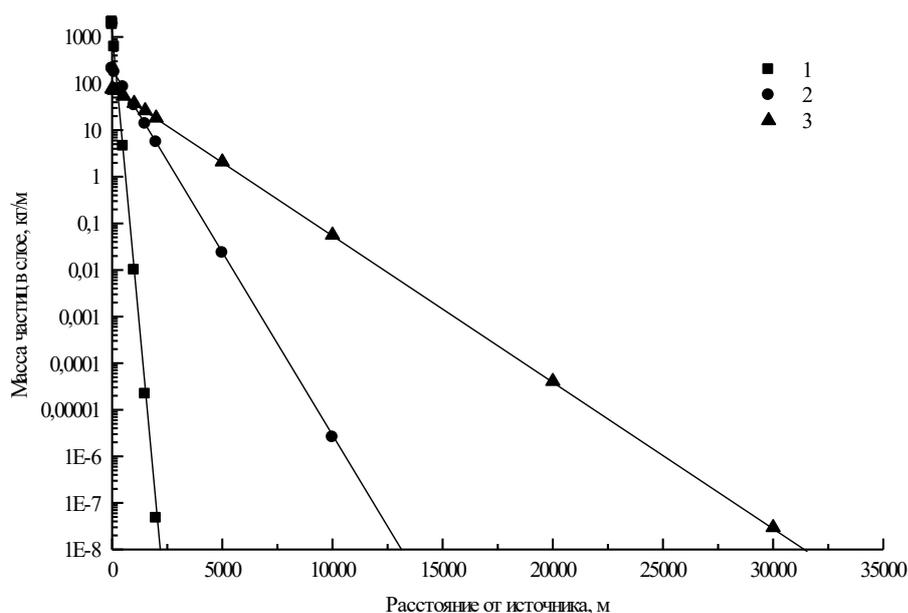


Рис. 4. Выпадение частиц песка, переносимых ветром в пределах приземного слоя атмосферы во время сильной песчаной бури, по мере удаления от источника выноса. 1 – в слое 0...10 м, 2 – в слое 10...50 м, 3 – в слое 50...100 м.

Так, значительно агрессивнее, чем медленное движение барханов, происходит интенсивное наступление песков на окружающие их плодородные земли. Дальность переноса частиц аэрозоля из этого второго слоя возросла до 12 км, но большая часть массы выпала также вблизи от источника выноса.

Частицы, поднятые ветром на высоту 50...100 м, улетают ещё дальше – до 30 км. Перенесенная ветром за бурю масса частиц через фронт в один метр составляет около 100 кг. Более чем в два раза дальше улетают гигантские аэрозоли с высоты 100...200 м – до 75 км от границ источника выноса. Перенесенная масса частиц в этом слое за бурю оказалась также около 60 кг, хотя мощность слоя по сравнению с предыдущим возросла вдвое. Наиболее далеко были унесены аэрозольные частицы, поднятые ветром выше приземного слоя атмосферы (рис. 5). С высоты 200...400 м они улетают на расстояния порядка 180 км, из слоя 400...600 м – до 300 км, с высоты 600...800 м ещё дальше – на расстояние 420 км. На максимальное расстояние были унесены частицы размером менее 40 мкм с высоты

800...1000 м – до 550 км. Масса частиц в слое 200...400 м достигала 50 кг, 400...600 м – 40 кг и в двух последних по высоте переноса была около 20 кг.

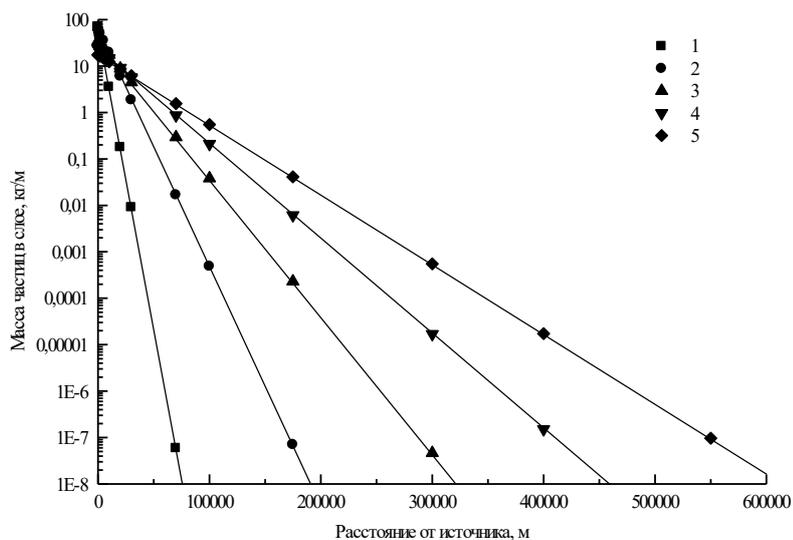


Рис. 5. Выпадение частиц грубодисперсного аэрозоля из пограничного слоя атмосферы при сильной песчаной буре по мере удаления от источника выноса. 1 – в слое 100...200 м, 2 – в слое 200...400 м, 3 – в слое 400...600 м, 4 – в слое 600...800 м, 5 – в слое 800...1000 м.

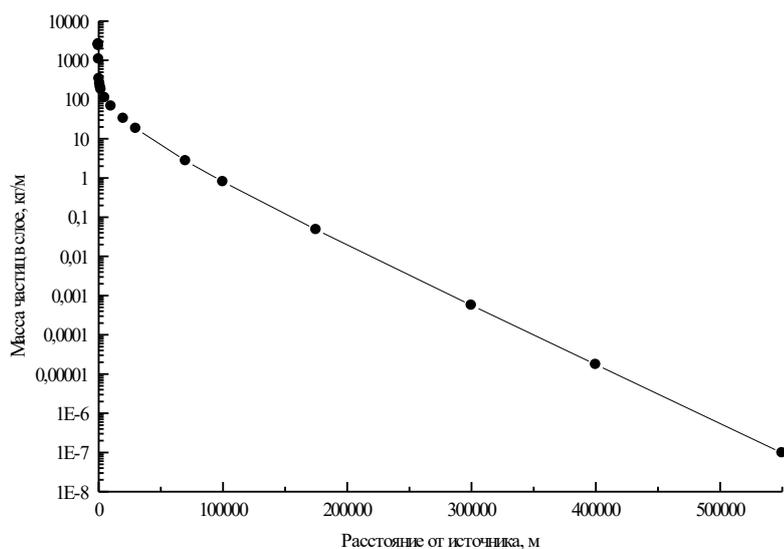


Рис. 6. Суммарная кривая выпадения массы песка из потока по мере удаления от источника выноса.

На последнем рисунке приведена интегральная кривая выпадения массы частиц песчано-солевого аэрозоля из всего слоя переноса, полученная путем суммирования всех восьми экспоненциальных кривых приземного и пограничного слоя атмосферы, представленных на рис.4 и 5.

Таким образом, моделирование трансформации ветропесчаного потока вдоль его движения над не эродирующей поверхностью после выхода за пределы источника выветривания позволило получить его характеристики как по длине траектории, так и по высоте переноса: размеры частиц и переносимую массу на различных высотах пограничного слоя атмосферы, убывание массы частиц в потоке по мере удаления от источника выноса.

Принятая модель не учитывает продолжения поступления мелкодисперсного аэрозоля из нижних слоев пограничного слоя атмосферы в верхние и после выхода потока за пределы источника выноса. Поэтому следует ожидать некоторого незначительного увеличения массы частиц в самых верхних слоях потока на уровнях 600...1000 м. Учитывая, однако, достаточно малое их содержание в потоке выше приземного слоя атмосферы, учет этого эффекта не должен значительно изменить полученные результаты по дальности переноса частиц данного песка с параметрами $d_0 = 120 \text{ мкм}$ и $\sigma_{igd} = 0,11$.

В будущем, если станет известен дисперсный состав донных отложений алевритового состава, следует выполнить моделирование сильных бурь с этих новых осушенных территорий и сравнить полученный результат с космическими снимками. Это позволит более корректно оценить параметры модели. Модель может быть использована для исследования трансграничного выноса аэрозоля из района Аральского моря на территорию соседних государств.

В заключение автор считает своим приятным долгом выразить благодарность своим коллегам по совместной работе А. П. Шапову и О.С. Галаевой за помощь и ценные советы при подготовке статьи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баренблатт Г.И., Голицын Г.С. Локальная структура развитых пыльных бурь. – М.: Изд-во МГУ, 1973. – 44 с.
2. Бютнер Э.К. Динамика приповерхностного слоя воздуха. – Л. Гидрометеиздат, 1978. – 157 с.

3. Жвалев В.Ф., Дьяченко Л.Н., Романова Т.С. Измерение прозрачности атмосферы и аэрозольных характеристик в регионе Аральского моря // Мониторинг природной среды в бассейне Аральского моря. – СПб.: Гидрометеоздат, 1991. – С. 132 – 143.
4. Зилитинкевич С.С. Динамика пограничного слоя атмосферы. – Л.: Гидрометеоздат, 1970. – 291 с.
5. Кириченко Л.В., Щигорева Н.И. Минеральная пыль и ее химический состав над некоторыми районами Средней Азии // Тр.ИПП. – 1976. – Вып. 21. – С. 133 – 148.
6. Китайгородский С.А. Физика взаимодействия атмосферы и океана. – Л.: Гидрометеоздат, 1970. – 284 с.
7. Лайхтман Д.Л. Физика пограничного слоя атмосферы. – Л.: Гидрометеоздат, 1970. – 341 с.
8. Монин А.С., Яглом А.М. Статистическая гидромеханика. Механика турбулентности. Часть I. – М.: Наука, 1963. – 639 с.
9. Разаков Р.М., Косназаров К.А. Эоловый вынос и выпадение солепылевых частиц в Приаралье / Проблемы Аральского моря и природоохранные мероприятия. – Ташкент, 1987. – С. 24 – 32.
10. Семенов О.Е. О распределении почвенных частиц по размерам на юге Казахстана вследствие эоловых процессов // Тр. КазНИГМИ.- 1970.- Вып.36.- С. 153-165.
11. Семенов О.Е. Об ускорении потока во время сильных песчаных и пылевых бурь // Гидрометеорология и экология. - 2000. - №3 - 4. – С. 23 - 48.
12. Семенов О.Е. Экспериментальные исследования кинематики и динамики пыльных бурь и поземков // Тр. КазНИГМИ. - 1972. - Вып.49.-С. 3 - 31.
13. Семенов О.Е., Шапов А.П., Каипов И.В. Песчано-солевые бури в Приаралье// Гидрометеорологические проблемы Приаралья. – Л.: Гидрометеоздат, 1990. – с. 132 – 233.
14. Barenblatt G.I., Golitsyn G.S. Local structure of Matyre Dust Storms // J. Atmos Sci.- 1974 - Vol. 31, No 7. - P. 1917 – 1933.
15. Razakov B.M., Kosnazarov K.A. Dust and salt transfer from the exposed bed of the Aral Sea and measures to decrease its environmental impact // The Aral Sea Basin / Ed. by Ph.P.Micklin, W.D.Williams: Series 2. Environment, Vol. 12. – Berlin: NATO ASI, 1996. – P.95–102.

Казахский научно-исследовательский институт экологии и климата

АУА АҒЫНЫНДАҒЫ АУЫР, ЖЫЛДАМ ШӨГЕТІН ҚОСПАЛАРДЫҢ ДАУЫЛ КЕЗІНДЕ ТАСЫМАЛДАНУЫН МОДЕЛЬДЕУ

Физ.-мат. ғылым. канд.

О.Е. Семенов

Дауылдың желді құмды ағынынан ауыр, жылдам шөгетін қоспалар массасының түсуінің қарапайым жартылай эмпирикалық моделін құру. 1984 жылдың маусымында Арал аймағында болған күшті құмды-тұзды дауыл кезіндегі аэрозольдердің шығуын модельдеу орындалды. Модельдік есептеу параметрлерінің негізіне осы дауыл кезінде орындалған экспедициялық өлшемдер енгізілді. Атмосфераның жерге жақын қабатындағы қоспа бөлшектер 30 шақырымнан алыс ұзамағандығы көрсетілген. Ал 1000 метр биіктікке көтерілген бөлшектер 500 шақырымға дейін тасымалдануы мүмкін.