

УДК 551.515.3:551.55:551.510522

**ОБ ОСОБЕННОСТЯХ ВЕТРОВОГО ПЕРЕНОСА ПЕСКА ПРИ  
БУРЯХ**

Канд. физ.-мат. наук О.Е. Семенов

*Описаны три механизма перемещения частиц песка ветром: сальтации, перекачивания и турбулентной диффузии. Приведены критерии переноса частиц сальтацией и  $u/w_g \leq 1$  и диффузией и  $u/w_g > 1$ . По результатам измерений переноса песка во время бурь на 16-ти метровых мачтах даны интегральные распределения и дифференциальные кривые спектров размеров частиц на различных высотах. Определены границы размеров частиц, участвующих в процессе диффузии и сальтации. Частицы песка размером до 140 мкм обнаружены во всем слое переноса до высоты 16-ти метров.*

Во время песчаных бурь и поземков основная масса эолового материала переносится в приповерхностном слое потока вблизи деятельной поверхности. Высота переноса песчаных частиц не превышает одного метра. К такому выводу пришел еще в конце 30-х годов известный английский исследователь песчаных бурь в Ливийских пустынях Р. Багнольд [14]. Проводя измерения переносимой ветром массы песка в метровом слое над поверхностью подвижного песка он обнаружил быстрое ее убывание с высотой. Измерения в аэродинамической трубе американского почвоведом В. Чепила [16] переноса песчаных и почвенных частиц подтвердили вывод Р. Багнольда. Свыше 90 % массы частиц перемещалось потоком на высотах ниже 12 дюймов (< 30 см). Авторитет этих двух наиболее известных исследователей эоловых процессов был настолько велик, что длительное время все последующие измерения ветрового переноса массы песка проводились в слоях высотой менее метра.

Не менее категоричен в своих выводах Д.В. Наливкин в своей великолепной обобщающей монографии «Ураганы, бури и смерчи» [7]. Он пишет, что «нередко считают, что песок поднимается высоко в облако и им переносится. Это совершенно неверно . . . Перенос песка

идет только на высотах не более 2-3 метров и имеет ограниченное распространение. Частицы песка размером более 80 мкм не поднимаются даже сильными бурями выше 1-2 метров». Однако здесь же (с.130) Д.В. Наливкин приводит данные В. Шемпфа о составе отложений на высоте 15 метров во время бури «Хабуб» в Африке. Они состояли из частиц кварца, глинистых частиц и органических веществ, имели размер частиц в интервале от 10 до 70 мкм и по мнению В. Шемпфа - это обычные размеры зерен для этой бури. Но полученные В. Шемпфом результаты опровергают высказанный выше авторитетными учеными вывод, что песок переносится только непосредственно у поверхности. Ведь частицы размером 50-70 мкм относятся по современным классификациям к песчаным. Очевидно, что здесь мы встретились с ошибочным заключением, полученном на крайне ограниченном эмпирическом материале и визуальных впечатлениях.

Быстрое убывание с высотой массы переносимого эолового материала объясняется особенностями перемещения ветром частиц различного размера и их содержанием в верхнем слое деятельной поверхности, т.е. определяется функцией распределения частиц по размерам и их взаимодействием с потоком воздуха. Вследствие полидисперсности песка частицы различного размера участвуют в ветровом перемещении различными способами. Частицы размером от 70 до 200-300 мкм перемещаются главным образом, скачками (сальтацией). Более мелкие алевритовые и глинистые частицы переносятся ветром во взвешенном состоянии в виде аэрозольной суспензии. Частицы крупнее 300мкм перекатываются по поверхности или совершают очень короткие скачки, длина которых не превышает нескольких миллиметров. Р.Багнольд очень образно назвал этот вид движения «поверхностной ползучестью».

На долю перекатывающихся частиц приходится примерно от 7 до 25% от всей переносимой массы песка. Масса этой доли движущихся частиц определяется содержанием зерен песка с размером свыше 250 мкм для дюнного песка [16]. Часть частиц, перекатывающихся по поверхности на самом деле также совершает очень короткие прыжки, измеряемые миллиметрами. Большая часть песка размером преимущественно от 100 до 500 мкм перемещается путем скачков частиц. На их долю приходится от 55% до 72%. Е. Фри ввел для этого своеобразного типа перемещения термин «сальтация»,

который является сейчас общепринятым как в зарубежной, так и в отечественной литературе по двухфазным потокам.

Первые серьезные количественные исследования траекторий сальтирующих частиц выполнены Р. Багнольдом. Он установил, что с поверхности песка частица вылетает в поток почти вертикально - угол взлета изменяется чаще всего в пределах от  $75^\circ$  до  $90^\circ$ . Затем, увлекаемая потоком воздуха в горизонтальное движение, частица достигает за счет начального импульса силы своей максимальной высоты подъема и начинает снижаться под действием силы тяжести по пологой траектории. Соударение с поверхностью частицы происходит под очень острым углом в  $6-12^\circ$ . Скорость приземления частиц больше критической скорости выветривания, так как падающая частица переходит из слоев с большими скоростями в слои с меньшими скоростями. Удар частицы о поверхность сопровождается передачей лежащим частицам количества движения, которое затрачивается на деформацию поверхности и выбиванию из нее новых частиц. Ударившееся частица может также продолжать скачкообразное перемещения. Примерно половина сальтирующих частиц имеет значительные угловые скорости вращения до 200-1000 оборотов в секунду [16]. Причиной вращения частиц может служить соударение с частицами на поверхности, если в момент удара центр тяжести падающих частиц оказывается выше точки соприкосновения их с лежащими частицами. Движение частиц перекачиванием происходит главным образом за счет передачи им количества движения сальтирующих частиц. Отношение высоты подъема частицы  $h$  к длине полета изменяется по данным В. Чепила от  $1/7$  (при  $h=5$  см) до  $1/10$  (при  $h>15$  см).

Достаточно мелкие и легкие частицы переносятся главным образом в виде суспензии, т. е., взлетев с поверхности, они попадают под воздействие турбулентных флуктуаций воздушного потока, и их распространение в приземном слое атмосферы описывается уравнением диффузии частиц тяжелой примеси. Во взвешенном состоянии в виде воздушной суспензии перемещаются в основном частицы менее 100 мкм. Доля суспензии равна, приблизительно, процентной доли частиц диаметром менее 100 мкм, содержащихся в верхнем слое почв. Масса взвешенных аэрозолей достигает от 3 до 38 % [16]. Частицы размером менее 100 мкм устойчивы к воздействию ветра и решающую

роль при их подъеме с поверхности также играют скачущие частицы. Для поддержания же поднятий в воздух пыли достаточно бывает даже незначительных скоростей ветра. Поэтому взвешенные частицы в виде облаков могут подниматься на значительные высоты и переноситься на большие расстояния.

Приведенные эмпирические оценки доли частиц, участвующих в различных видах перемещения воздушным потоком конечно же не являются строго установленными. Они должны зависеть от критериев, в которые входят не только размеры и плотность частиц, но и динамические параметры потока газа. Поэтому при изменениях скоростей ветра соотношения сальтирующих, перекатываемых и суспензированных частиц будет также меняться. Бесспорно только, что сальтация является доминирующим видом движения твердой фазы при песчаных бурях и поземках.

Р. Баренблатт и Г.С. Голицын показали, что критерием для участия частиц в процессе турбулентной диффузии или сальтации является отношение динамической скорости потока  $u$  к скорости гравитационного падения частицы (гидродинамической крупности)  $w_g$ . Анализ решений уравнения диффузии частиц тяжелой примеси в качестве условия возможности взвешивания частиц дал неравенство  $\chi u / w_g > 1$  [2,15].

Сальтация возможна в том случае, когда  $w_g$  превышает среднюю квадратичную вертикальную скорость флуктуации турбулентного потока  $\sqrt{w^2}$  а так как  $\sqrt{w^2} \approx u$ , то условием сальтации можно считать  $u / w_g < 1$  [2,3,15].

Для сравнительно крупных частиц  $w_g \approx \sqrt{\sigma g d}$  ( $\sigma = \rho_p / \rho$  есть отношение плотностей частиц и воздуха) критерием разделения процессов сальтации и диффузии служит параметр  $u / \sigma g d$  типа числа Фруда. Из этого условия  $u / \sigma g d < 1$  следует, что при очень больших скоростях ветра над пустынями, когда  $u$  превысит 2 м/с, сальтация должна уступить место диффузии: даже крупные частицы будут переноситься во взвешенном состоянии и высоко подниматься. Такие значения  $u$  над пустыней возможны лишь при ураганных ветрах ( $u > 25$  м/с) [3].

Создание конструкции пескоуловителя, который можно было использовать для определения переноса массы твердой фазы не только в

приповерхностном слое ветропесчаного потока, но и на высоких метеорологических мачтах позволило провести детальные градиентные исследования в приземном слое атмосферы до высоты 16 м [9-11]. Первые же измерения расхода песка при бурях на мачтах высотой 10 м, начатые в КазНИГМИ в начале 70-х годов, подтвердили информацию В. Шемпфа о наличии фракции песка во всем этом слое переноса. Полевые работы выполнялись над поверхностями, сложенными мелкозернистыми песками с логарифмически нормальной функцией распределения частиц по размерам. Средний геометрический размер песчинок был равен  $x_0 = 90$  мкм, среднее квадратическое отклонение  $\sigma_{lgx} \in [0,11; 0,15]$  (Табл.1).

Таблица 1  
Изменение с высотой параметров логарифмически нормального распределения частиц песка по размерам в приземном слое при пыльных бурях

Высота переноса песка, м	9. 06. 1970		17. 06. 1970		23. 06. 1970	
	$x_0$ , мкм	$\sigma_{lgx}$	$x_0$ , мкм	$\sigma_{lgx}$	$x_0$ , мкм	$\sigma_{lgx}$
Поверхность	90	0,11+0,15	90	0,11+0,15	90	0,11+0,15
0,05	68	0,13	80	0,09	71	0,09
0,25	65	0,06	65	0,08	62	0,06
0,5	59	0,06	68	0,09	60	0,05
1	60	0,05	65	0,08	60	0,05
2	60	0,05	60	0,09	60	0,05
4	60	0,05	65	0,08	60	0,05
8	60	0,05	65	0,08	61	0,05

Вертикальные профили расхода песка в приземном слое аппроксимировались степенной функцией

$$q(z) = q_1 \left( \frac{z}{z_1} \right)^{-\alpha}, \quad (1)$$

где  $q(z)$  - твердый расход на высоте  $z$ ,  $q_1$  - на высоте  $z_1$  и  $\alpha$  - показатель профиля. Общий расход в слое переноса может быть получен интегрированием (1) по высоте

$$Q(z) = \int_0^z q(z) dz. \quad (2)$$

Определение общего расхода песка при бурях в слое 0-10 м также показало на ошибочность мнения о том, что при пыльных бурях достаточно проводить измерения общего расхода песка только в приповерхностных слоях высотой до 0,5 - 1 м. Оказалось, что только при поземках и слабых бурях над мелким песком общий расход в слое до 10 м сравнительно незначительно превышает его значения в слое 0 - 1 м. Различие в расходах не превышает при этих явлениях 3 - 5%. Но при пыльных бурях средней и большой интенсивности, когда показатель степени профилей твердого расхода  $\alpha < 1,5$ , систематическая погрешность определения общего расхода достигает 10 - 30 %, если ограничиваться измерениями только в слое 0 - 1 м. Более того, интегрирование  $q_z$  даже до 10 м при сильных бурях недостаточно. При определении общего расхода интегрирование необходимо выполнять до верхней границы приземного слоя атмосферы. При изучении же вопросов сверхдальнего выноса аэрозолей надо продолжить интегрирование до верхней границы переноса, т.е. выполнять интегрирование и в пограничном слое атмосферы до высоты в несколько сот метров, определяя полный расход твердой фазы потока.

Долгому существованию мнения о ветровом переносе песка только в тонком приповерхностном слое воздуха способствует недооценка роли высоты переноса в определении массы перемещаемого ветром песка. Зная о быстром ее убывании с высотой в первом от поверхности метровом слое, где она уменьшается примерно на два порядка, исследователи не задумывались о том, что высота интегрирования также возрастает на порядки. А это делает переносимую ветром массу песка в приземном слое атмосферы выше 1 м сопоставимой с массой, несущейся в первом метровом слое.

В 80-е и 90-е годы полевые градиентные исследования при песчаных бурях были продолжены на осушенном дне Аральского моря. Измерения проводились уже на 16-и метровых мачтах над песчаными поверхностями с сильно различающимися размерами частиц. Это позволило изучить влияние размеров частиц песка на их перенос ветром в приземном слое атмосферы [4].

Прежде чем перейти к анализу полученных результатов отметим, что определения мелкий, средний и крупный песок, которые далее будут использованы в статье, не соответствуют принятым в

ГОСТе 25100-82 и в классификациях размеров этих частиц в других странах [5,6,8].

Таблица 2  
Различные типы шкал размерностей рыхлообломочных материалов по  
Ф. Дж. Петтиджону [8]

	Готкинс, 1899	Аттерберг, 1903	Аdden, 1914	Уэнтворт, 1922	Кайе, 1929	Почвенное бюро США	
1000				Валуны	Блохи		2048
		Блохи					1024
		200	512 О.к.	256			512
100		Крупная галька	К. М. О.м.	Крупная галька	Крупная галька		256
		20	32 О.к.	64	50		128
10		Галька	К. М. О.м.	Галька	Галька		64
			2	4	5		32
	Гравий		О.к.	Гранулы			16
1,0		2	2	2		Гравий	8
		Песок	К. М. О.м.	К. С. М. О.м.	Песок		4
	Песок	0,7	0,7	0,7			2
		0,2	0,2	0,2			1
0,1		0,07	0,07	0,07			1/2
	Алеврит	0,02	0,02	0,02			1/4
		0,007	0,007	0,007			1/8
		0,002	0,002	0,002			1/16
0,01		0,00032	0,00032	0,00032			1/32
	Алеврит	0,01	0,01	0,01			1/64
		0,00032	0,00032	0,00032			1/128
		0,001	0,001	0,001			1/256
0,001		Глина	Глина	Глина			1/512
							1/1024
0,0001							1/2048

Примечание. Схема иллюстрирует различные значения гранулометрических терминов и подчеркивает необходимость их стандартизации. Обратите внимание на колебание размерности песчаной фракции (участки схем, отмеченные точками).

О.к. - очень крупный, К - крупный, С - средний, М - мелкий, О.м. - очень мелкий.

Следует отметить условность принятых классификациями размеров рыхлообломочных отложений, что наглядно видно в заимствованной из работы Ф. Петтиджона [8] таблице 2. Для песчаных пустынь Казахстана, функции распределения частиц которых по размерам хорошо аппроксимируются логарифмически нормальным и реже нормальным (Гаусовым) распределениями, изменение среднего геометрического размера зерен песка  $x_0$  укладывается в интервале от 90 до 320 мкм [1,4,12,13]. Наибольшее распространение имеют пески с  $x_0$  равным 110 - 130; 150 - 180 и 200 - 220 мкм. Соответственно пески первой градации будут далее называться мелкими, второй - средними и третьей - крупными, пески с  $x_0$  менее 110 мкм - очень мелкими, а с  $x_0 > 220$  мкм - очень крупными.

В таблице 3 приведены полученные результаты дисперсного анализа состава частиц, уловленных на различных высотах приземного слоя атмосферы во время бурь и исходные распределения частиц по размерам в поверхностном слое песка. Измерения выполнены на осушенном дне Аральского моря. В 1980 г. полевые исследования проведены над крупным песком с логарифмически нормальной функцией распределения частиц по размерам со средним геометрическим размером  $x_0 = 210$  мкм и средним квадратическим отклонением логарифмов размеров  $\sigma_{lgx} = 0,14$ . Динамическая скорость потока  $u$  изменялась в интервале 0,4 - 0,5 м/с, что соответствует умеренным средним скоростям ветра на высоте 16 м (11 - 12 м/с).

В 1981 г. песок был очень крупным  $x_0 = 270$  мкм и  $\sigma_{lgx} = 0,17$ ;  $u$  изменялась при бурях от 0,4 до 0,6 м/с, т.е. скорости были несколько большими - до 14,5 м/с. Этот песок ближе к Ливийским пескам, исследованным Р. Багнольдом, модальный размер которых по его данным равен 250 мкм. Естественно, что и результаты полученные нами оказались близкими к выводу Р. Багнольда. Очень крупный песок переносился преимущественно в поверхностном слое мощностью менее одного метра,  $x_0$  уменьшилось на высоте 0,5 м до 170 мкм.

Данные изменения с высотой переноса дисперсного состава крупного песка ( $x_0 = 210$  мкм) оказались несколько необычными. На высоте даже 2 м были обнаружены частицы размером 200-250 мкм. Кроме того, поток твердой фазы на высотах свыше 0,5 м оказался сильно обогащенным частицами менее 73 мкм, которые практически отсутствовали в поверхностном деятельном слое. Объяснение этого



эффекта оказалось достаточно простым. Эти частицы наиболее мелкого песка приносились ветром с ближайшего массива мелкозернистого песка с  $x_0 \approx 90$  мкм, расположенного на небольшом расстоянии к западу от нашего места исследования.

Наиболее интересными оказались исследования 1984 г. Они проводились на массиве мелкого песка со средним геометрическим размером  $x_0 = 120$  мкм  $\sigma_{\text{гс}} = 0,11$ . Динамическая скорость потока во время наиболее сильной бури достигала 0,75 - 0,95 м/с, средние скорости ветра на высоте 16 м - 19 - 21 м/с, отдельные усиления ветра превышали 25 м/с. Каковы же основные особенности переноса мелкого песка при сильных бурях?

Следует отметить, в первую очередь, что во всей 16-ти метровой толще потока переносятся достаточно большие частицы. Максимальный размер песчинок, участвующих в диффузионном-движении, достигает 140 мкм. На уровень 4-х метров поднимаются частицы до 200 мкм. На высоте 1 м в потоке присутствуют и более крупные частицы до 250-315 мкм, по-видимому, высота слоя сальтации при сильных бурях может достигать этого уровня а, возможно, и несколько более метра. В дисперсном составе твердой фазы наблюдается закономерное уменьшение среднего геометрического размера частиц песка с высотой переноса, которое можно аппроксимировать следующей зависимостью

$$x_d(z) = x_0(0) \left( \frac{z}{z_1} \right)^{-\gamma}, \quad (3)$$

где  $x_d(z)$  - средний геометрический размер частиц на уровне  $z$ ,  $x_d(0)$  - на подстилающей поверхности,  $z_1 = 0,01$  м - высота золовой ряби на поверхности. (Рис.1). Аналогично уменьшается с высотой и модальный размер частиц. Показатель степени  $\gamma$  в (3) должен быть функцией  $w_x$  и  $u$ .

Наиболее наглядно проследить за изменением дисперсности песка с высотой переноса можно на дифференциальных кривых функций распределения частиц по размерам, представленных на рисунках 2 - 5. Дифференциальные кривые получены из интегральных эмпирических функций распределений табл.3. На кривых 2 и 5 рис.2 хорошо видно наличие в потоке мелких частиц ( $< 50$  мкм), источником которых не может быть песок подстилающей поверхности (кривая 1),

Интегральная функция распределения частиц песка по размерам, уловленных на различных высотах во время бурь  
и параметры аппроксимирующей функции

Высота, м	Доля частиц в %, размером меньше $x$ (мкм)								Параметры логарифмически нормального распределения		
	50	73	100	140	200	250	315	500	$x_0$ , мкм	$\sigma_{lgx}$	$x_m$ , мкм
	1981										
0	0,2	1,1	5,5	20,7	40,5	65,7	93,9	270	0,17	230	
0,125	0,3	2,1	13,3	50,9	79,9	92,3	99,9	195	0,14	176	
0,25	1,1	6,2	20,4	55,4	78,4	92,4	99,9	185	0,15	164	
0,5	3,4	17,1	34,0	61,3	78,3	90,4	99,9	170	0,18	143	
	1984										
0	0,3	2,4	22,0	76,1	98,4	99,1	99,9	120	0,11	110	
0,125	0,2	18,1	69,8	95,4	98,7	99,3	99,9	90	0,11	84	
0,25	0,3	20,1	73,1	98,9	99,7	99,8	99,9	88	0,09	84	
0,5	0,7	32,7	81,7	99,3	99,9	99,9	99,9	83	0,10	79	
1,0	0,4	32,2	84,9	99,2	99,7	99,8	99,9	82	0,09	78	
2,0	1,2	43,5	91,2	99,6	99,9			75	0,09	72	
4,0	1,7	51,2	88,8	99,6	99,9			73	0,09	70	
9,0	5,6	69,8	95,8	99,9				68	0,09	65	
16,0	9,5	95,0	99,9	99,9				60	0,06	59	

Примечание:  $x_m$  - модальный размер частиц.  $x_m = x_0 \exp(-5,3\sigma_{lgx}^2)$

где они отсутствуют. Как уже говорилось выше, эти частицы были принесены ветром с соседнего массива мелкозернистого песка.

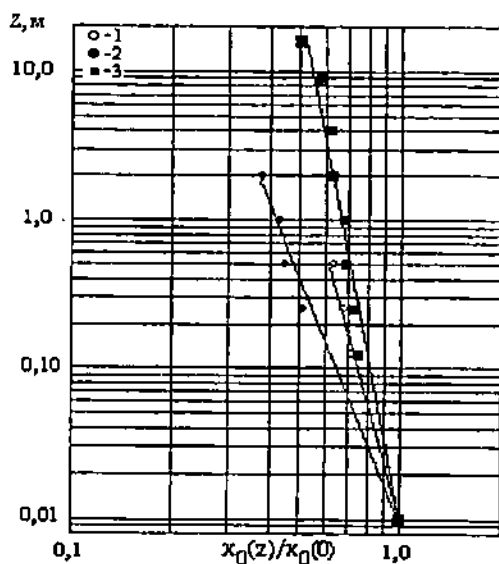


Рис. 1. Изменение с высотой переноса соотношения среднего геометрического размера частиц песка на высотах и на деятельной поверхности.

1 -  $x_d(0) = 270$  мкм; 2 -  $x_d(0) = 210$  мкм; 3 -  $x_d(0) = 120$  мкм

На всех рисунках видно, что дифференциальные кривые с высотой переноса смещаются влево от исходного распределения на поверхности. Их сравнение показывает, что наиболее крупные частицы переносятся либо в самом нижнем слое ( $< 12,5$  см), либо перекатываются по поверхности. Существенно также уменьшение дисперсии  $D = \sigma_{\text{вск}}^2$  переносимого ветром песка по сравнению с исходным распределением на поверхности.

За особенностью переноса частиц различного размера можно также проследить исследуя изменение с высотой коэффициента обогащения  $K_{об}$ , равного

$$K_{об} = \frac{\text{Доля частиц } i\text{-го размера на высоте переноса}}{\text{Доля частиц этого же размера в деятельном слое песка}}$$

В табл. 4 представлены значения  $K_{об}$  для сильной бури над мелким песком 1984 г.

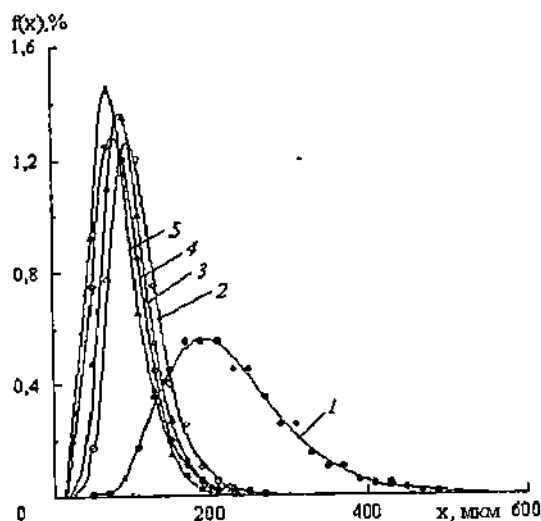


Рис. 2. Изменение дифференциальной кривой функции распределения частиц песка по размерам  $f(x)$  с высотой переноса  $z$  в слое сальтации на крупном песке.

1 - на деятельной поверхности; 2 -  $z = 0,25$  м; 3 -  $z = 0,5$  м; 4 -  $z = 1$  м; 5 -  $z = 2$  м

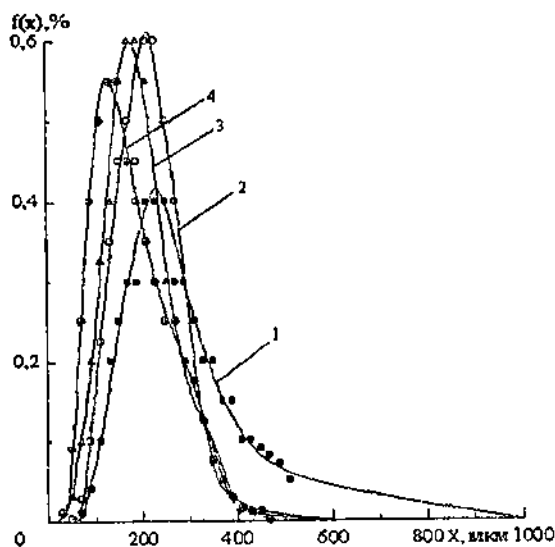


Рис. 3. Изменение дифференциальной кривой функции распределения частиц песка по размерам  $f(x)$  с высотой переноса  $z$  в слое сальтации на очень крупном песке.

1 - на деятельной поверхности; 2 -  $z = 0,125$  м; 3 -  $z = 0,25$  м; 4 -  $z = 0,5$  м

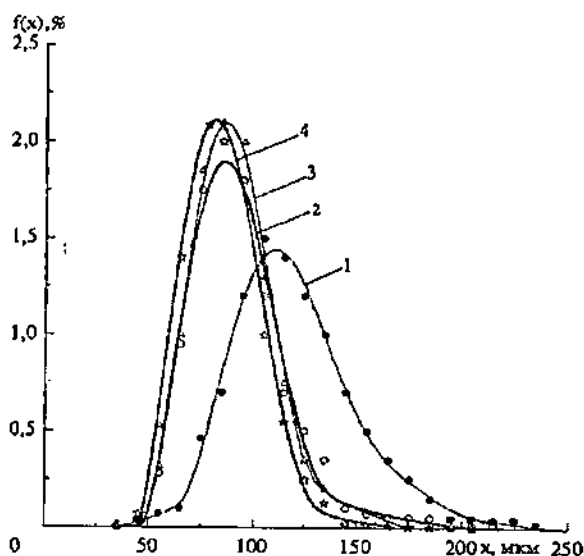


Рис. 4. Изменение дифференциальной кривой функции распределения частиц песка по размерам  $f(x)$  с высотой переноса  $z$  в слое сальтации. 1- на деятельной поверхности; 2-  $z = 0,125$  м; 3-  $z = 0,25$  м; 4-  $z = 0,5$  м

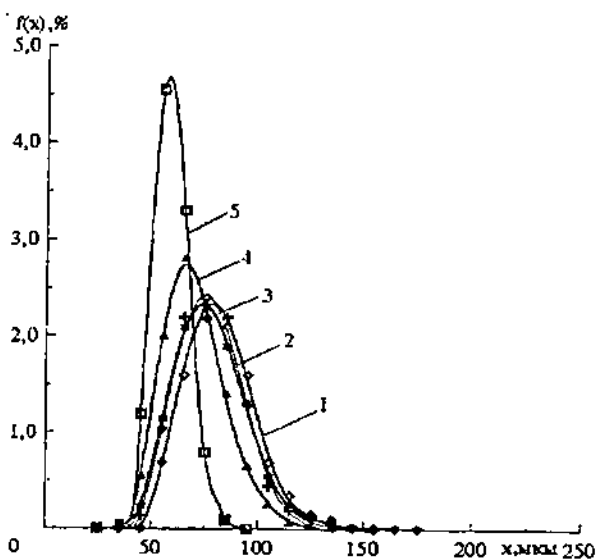


Рис. 5. Изменение дифференциальной кривой функции распределения частиц песка по размерам  $f(x)$  с высотой переноса  $z$  выше слоя сальтации. 1-  $z = 1$  м; 2-  $z = 2$  м; 3-  $z = 4$  м; 4-  $z = 9$  м; 5-  $z = 16$  м

Изменение с высотой переноса коэффициента обогащения частиц различного размера в потоке во время сильной песчаной бури над поверхностью мелкого песка ( $x_0 = 120$  мкм)

Высота, м	Размер частиц, мкм					
	< 50	50-73	74-100	101-140	141-200	201-250
0,125	0,7	8,5	2,6	0,5	0,15	0,86
0,25	1	9,4	2,7	0,5	0,04	0,14
0,5	2,3	15,2	2,5	0,3	0,03	0,14
1,0	1,3	15,1	2,7	0,3	0,02	0,14
2,0	4	20	2,5	0,2	0,01	
4,0	5,7	23,6	1,9	0,2	0,01	
9,0	19	30	1,3	0,08		
16,0	32	40	0,25	0,002		

Частиц размером менее 50 мкм в деятельном слое источника формирования ветропесчаного потока очень мало, но время их жизни в атмосфере наибольшее, т.к.  $w_g$  у них равно 0,1 - 0,2 м/с. Поэтому обогащение ими приземного слоя определяется длиной пути потока над песчаной поверхностью. Из-за этого в нижнем метровом слое  $K_{об}$  имеет порядок единицы, подтверждая малость вертикальной диффузии потока массы частиц пыли от подстилающей песчаной поверхности. В более высоких слоях наблюдается быстрое обогащение ими,  $K_{об}$  на уровне 16 м достигает уже 32. Песчаные частицы в интервале размеров [50, 73] мкм имеются в поверхностном слое в достаточно большом количестве и у них еще небольшие скорости гравитационного падения  $w_g \in [0,2; 0,4]$  м/с. Поэтому обогащение потока ими наибольшее и обнаруживается с самых нижних уровней, изменяясь от 8,5 на  $z = 0,125$  м до 40 на верхней границе измерений. Эти частицы составляют подавляющую массу как горизонтального так и вертикального потока твердой фазы на уровне 16 м в источнике формирования ветропесчаного потока. Следующий интервал размеров частиц 74 - 100 мкм ( $w_g \in [0,2; 0,4]$  м/с). Обогащение ими потока наблюдается лишь до уровня 11 - 12 м. На больших высотах они присутствуют еще в достаточно большом количестве, но быстро теряют свое значение в переносе твердой фазы. Так на уровень 16 м поднимаются каждые пять из ста находящихся в поверхностном слое песка частиц этого размера. По массе они так же составляют здесь около 5 %, тогда как на 9-ти метрах их масса достигает примерно 25 % от всех переносимых на этом уровне песчинок, на 4-х метрах - около 40 %.

В массовой концентрации частиц крупнее 100 мкм на всех высотах измерений наблюдается обеднение. Хотя частицы 101 - 140 мкм и встречаются еще во всем исследованном слое переноса, но лишь одна из 1000 лежащих на поверхности частиц песка поднимается на высоту 16 м. Наиболее крупные из них были плоскими частицами легких минералов. Очевидно, что граница между частицами, участвующими в процессе турбулентной диффузии и сальтирующими находится вблизи 110 - 120 мкм.

Оценка отношения  $u_* / w_g$  показала, что для частиц  $< 100$  мкм оно больше 1, а для песчинок  $> 110$  мкм  $u_* / w_g \leq 1$ . Таким образом для сальтирующих частиц подтверждается справедливость этого критерия для их типа движения в ветропесчаном потоке. В то же время критерий для диффузии  $\chi u_* / w_g > 1$  оказывается выполнен лишь для частиц размером  $\leq 60$  мкм, тогда как в этом процессе участвуют и более крупные частицы. Возможно, что это слишком жесткий критерий и достаточно использовать величину  $u_* / w_g > 1$  для определения границ размеров диффундирующих частиц.

В результате анализа выполненных исследований можно сделать следующие выводы:

1. Подтверждено, что в процессе турбулентной диффузии во время песчаных бурь участвуют преимущественно частицы размером менее 100 мкм. При больших скоростях ветра граница размеров диффузионных частиц песка может смещаться до 120 - 140 мкм в реальных условиях климата Казахстана, когда скорость потока достигает 25 м/с и более.

2. Нельзя ограничиваться при бурях измерениями расхода твердой фазы потока только в первом метровом слое ветропесчаного потока над поверхностями, сложенными мелким и средним песком. Это допустимо только при исследовании переноса крупного и очень крупного песка.

3. Назрела необходимость классификации отложений подвижных песков по статистическим параметрам функций распределения частиц по размерам, что позволит существенно развить научные представления о распространении, происхождении и эволюции эоловых песков. Ведь определения мелкий, средний и крупный песок невозможно использовать при математическом описании закономерностей их движения и отложения.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Актуальные проблемы гидрометеорологии озера Балхаш и Прибалхашья / Под ред. И.И. Скоцеляса. - СПб.: Гидрометеоиздат, 1995. - 269 с.
2. Баренблатт Г.И., Голицын Г.С. Локальная структура развития пыльных бурь. - М.: Изд-во МГУ, 1973. - 44 с.
3. Бютнер Э.К. Динамика приповерхностного слоя воздуха. - Л.: Гидрометеоиздат, 1978. - 158 с.
4. Гидрометеорологические проблемы Приаралья/ Под ред. Г.Н. Чичасова. - Л. Гидрометеоиздат, 1990. - 277 с.
5. Грунтоведение/ Под ред. Е.М. Сергеева. - М.: Изд-во МГУ, 1983. - 389 с.  
Лидер М.Р. Седиментология. - М.: Изд-во "Мир", 1986. - 439 с.
6. Наливкин Д.В. Ураганы, бури и смерчи. - Л.: Изд-во "Наука", 1969. - 487 с.
7. Петтиджон Ф.Дж. Осадочные породы. - М.: Изд-во "Недра", 1981. - 751 с.
8. Семенов О.Е. О возможности применения емкостного датчика для дистанционного измерения расхода песка при пыльных бурях // Тр.КазНИГМИ. - 1972.-Вып.49.- С.37-41.
9. Семенов О.Е. О точности измерения расхода песка во время бурь // Гидрометеорология и экология. - 1995. - №3. - С.113-125.
10. Семенов О.Е. Закономерности в вертикальной изменчивости переноса мелкого песка при пыльных бурях // Тр.КазНИГМИ.-1977.-Вып.63. - С.3-17.
11. Семенов О.Е. О распределении почвенных частиц по размерам на юге Казахстана вследствие эоловых процессов // Тр.КазНИГМИ - 1970.- Вып.36.-С.153-165.
12. Семенов О.Е., Шапов А.П. Геоморфологические условия развития дефляционных процессов и дисперсный состав песков восточного Приаралья // Гидрометеорология и экология. - 1995. - №4. - С.76-98.
13. Bagnold R/A/ The physics of blown sand and desert dunes. - London: Methuen. 1954. - 265 p.
14. Barenblatt G.J., Golitsyn G.S. Local structure of mature dust storms // J. Atmospheric Sci. -1974. - v.31, №7. - P. 1917 - 1933.
15. Chepil W.S. Dynamics of wind erosion: I. Nature of movement of soil by wind // J. Soil Sci. - 1945. - v.60, №4. - P.305-320

Казахский научно исследовательский институт  
мониторинга окружающей среды и климата