

УДК 551.515.3

Канд. физ.-мат. наук О.Е. Семенов *

ЭОЛОВЫЕ ФОРМЫ РЕЛЬЕФА И ИХ ПЕРЕМЕЩЕНИЕ ВЕТРОМ

ПЕСОК, ВЕТЕР, ПЕРЕНОС, ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ, ПОВЕРХНОСТЬ, БАРХАН, РЯБЬ, ДВИЖЕНИЕ, СКОРОСТЬ

По исследованиям автора и зарубежным работам дано современное представление о механизме перемещения песка ветром, геоморфологическое описание подвижных эоловых форм рельефа – ряби и барханов, приведены их масштабы. Между элементами форм барханов: длиной l , высотой H и расстоянием между рогами существуют линейные зависимости. Коэффициенты этих линейных уравнений в разных регионах мира неодинаковы, что говорит об отсутствии у них инвариантности. Типичные пропорции для больших барханов: 9 – для отношения ширины к высоте, 6 – для длины к высоте и 9 – для длины рогов к высоте. Получены зависимости скоростей передвижения ряби и барханов за короткие промежутки времени от динамической скорости и чисел Fr_ . Для ряби $u_p = 130(u_* - 0,07)^2$ и $u_p = 0,09(Fr_* - 22)$, для барханов $u_0 = 105 u_*^2$ и $u_0 = 1,05 \cdot Fr_* \cdot l / H$, (u_p измерено в мм/мин, u_0 – в см/час, а u_* – в м/с).*

Введение

Во время песчаных бурь и поземок идет постоянное взаимодействие переносимых ветром частиц с подстилающей поверхностью песка, на которой возникают волновые формы песчаного рельефа. Их разделяют на две группы по принципу различия геометрических размеров и масштабов динамических процессов при образовании этих периодических деформаций поверхности:

эоловые макроформы – дюны, барханы, барханные цепи и гряды; эоловые микроформы – ветровые рифели или эоловая рябь [12].

В результате взаимодействия волновых форм рельефа с ветропесчаным потоком эоловая рябь, барханы и гряды медленно перемещаются по поверхности. Тайна их образования и существования, несмотря на на-

* НИИ Экологии КазНУ им. аль-Фараби, г. Алматы

копленный материал визуальных наблюдений за ними и успехов математического моделирования в последние несколько десятков лет, все ещё полностью не раскрыта.

Все перечисленные подвижные формы песчаного рельефа объединяет удивительное геометрическое подобие. Они имеют очень близкие значения отношения высот h к параметру периодичности λ – расстоянию между двумя соседними гребнями. Так, у низких барханных цепей среднее отношение $h/\lambda = 0,05 \dots 0,06$, у эоловой ряби – $0,06 \dots 0,08$. С самых первых шагов исследования песчаных пустынь путешественников и ученых-географов поражала необычность форм песчаного рельефа и их периодичность, интересовала природа их образования (рис. 1). Очень образно описал эту гармонию подвижных песков Багнольд [15]. Приведем его описание в переводе Сенкевича: «В песчаной пустыне вместо хаоса и беспорядка наблюдатель не перестает изумляться простоте форм, точности повторений и геометрической правильности, неизвестной в природе, если не говорить о мире кристаллов» [11].



Рис. 1. Эоловые формы рельефа различного масштаба: эоловая рябь, низкие на переднем плане снимка и высокие гряды барханов – на заднем.

Чженг (Zheng) пишет: «Удивительно, как такие неустойчивые и аккуратные формы получаются из беспорядочного перемещения множества частиц песка, масштаб размеров которых – микрометр. Кроме того, есть много интересных явлений; например, восстановление ряби на приглаженной поверхности под действием ветра, и лавинообразное разрушение её во время больших расходов массы песка. Эоловая геоморфологическая система служит характерным примером и естественной лабораторией для нелинейной науки. Все больше ученых в математике, физике, механике и других областях науки уделяют внимания этому предмету» [28].

публикаций по исследованиям эоловых процессов в мире насчитывает уже тысячи единиц (см. сайт с библиографией эоловых процессов <http://www.lbk.ars.usda.gov/biblio/bar.htm>).

Как размер и форма эолового рельефа, так и скорость перемещения отдельных его элементов зависят от ветровых условий местности и размеров частиц песка. Естественные поверхности песчаных пустынь сложены из полидисперсных систем подвижных частиц песка, интервал размеров которых изменяется в основном от 40...50 до 300...500 мкм. Распределение частиц по размерам аппроксимируется логарифмически нормальной функцией и реже – нормальным распределением Гаусса [7].

Плотность вероятности логарифмически нормальной функции

$$f(x) = \frac{0,43429}{\sigma_{\lg x} x \sqrt{2\pi}} \exp \left[-\frac{(\lg x - \lg x_0)^2}{2\sigma_{\lg x}^2} \right], \quad (1)$$

где x – размер песчинок; x_0 – средний геометрический размер частиц; $\sigma_{\lg x}$ – среднее квадратичное отклонение $\lg x$ (стандартное геометрическое отклонение). Для описания этого распределения достаточно знать два параметра x_0 и $\sigma_{\lg x}$, которые легко установить при ситовом методе анализа размеров частиц песка [7].

Характерной особенностью подвижных песков является небольшая дисперсия функции распределения. Значение $\sigma_{\lg x}$ изменяется в интервале 0,08...0,15. Поэтому основным параметром полидисперсного песка, определяющим физические процессы его взаимодействия с воздушным потоком, является средний геометрический размер частиц x_0 . Наличие же дисперсии распределения приводит к тому, что процессы переноса приобретают стохастический характер. Это хорошо демонстрирует рис. 1, на котором видно различие в периодичности эоловой ряби на различных участках тела барханов, вызванное микроклиматическими особенностями его обтекания ветровым потоком и отличием распределений размеров частиц песка на различных частях этой формы рельефа.

Механизм перемещения песка ветром

Чтобы понять, как и почему формируются эти удивительные формы рельефа, необходимо знать механику перемещения частиц песка ветром. При достижении скоростью ветра некоторого критического значения, отдельные частицы песка выбрасываются в поток воздуха пульсациями градиента дав-

ления, образующегося между неподвижным газом в поровом пространстве поверхностного слоя частиц и движущимся турбулентным потоком воздуха в приповерхностном слое. Даже для сильных ветров крупные частицы песка слишком тяжелы, чтобы долго оставаться в потоке воздуха, и они возвращаются на землю. При их соударении с поверхностью, они передают импульс силы лежащим на поверхности частицам, выбивая в поток несколько других песчинок. Частицы двигаются своеобразными прыжками, часть из них вращается. Этот вид перемещения песчинок назван сальтацией (saltation) [15]. При достаточно больших скоростях ветра бомбардировка поверхности частицами песка, ускоренными ветром, приводит к лавинному нарастанию процесса переноса. Появляется поток сальтирующих над поверхностью частиц песка. Во время сильных ветров слой прыгающих частиц может достигнуть в высоту до 1 м и, возможно, несколько более.

Вследствие полидисперсности песка, частицы различного размера участвуют в ветровом перемещении в виде трех транспортных потоков.

В *первом*, частицы размером от 70 до 200...300 мкм перемещаются скачками или сальтацией. Это поток частиц высокой энергии. Песчинки в нем обладают наибольшей кинетической энергией, так как вылетевшие с поверхности в поток воздуха они, поднимаясь на высоту до нескольких см или десятков см, разгоняются потоком до скорости ветра.

Второй движущийся поток состоит из наиболее крупных или тяжелых частиц и образуется, в основном, за счет передачи им количества движения от сальтирующих частиц при их падении на поверхность. Пульсации давления играют вспомогательную роль, облегчая отрыв тяжелых частиц от поверхности. Они совершают очень короткие скачки, длина которых не превышает нескольких миллиметров, или перекатываются по поверхности. Багнольд очень образно назвал этот вид движения поверхностной ползучестью [15]. В зарубежной литературе его называют потоком частиц низкой энергии или reptating (reptation). В песках Ливии на долю перекатывающихся частиц приходится примерно от 7 до 25 % от всей переносимой массы песка. Масса этой доли движущихся частиц определяется, по мнению Багнольда, скоростью ветра и содержанием зерен песка с размером свыше 250 мкм для дюнного песка [15]. Именно поток этих частиц, по мнению большинства зарубежных исследователей, участвует в создании золотой ряби [13-15, 19, 26-28].

Третий поток состоит из более мелких песчаных, алевритовых и глинистых частиц, которые выбиваются в поток сальтирующими частица-

ми и переносятся ветром во взвешенном состоянии в виде аэрозольной турбулентной суспензии, заполняющей весь приземный слой атмосферы. При больших скоростях ветра значительная часть песка размером до 100 и даже более мкм, также вовлекается в турбулентный поток и уносится на значительные расстояния от источника их выноса.

Наши экспериментальные исследования механики песчаных бурь, позволили изучить многие стороны этого явления природы. Метеорологическая часть программ наблюдений за бурями включала проведение градиентных измерений скоростей ветра на метеорологических мачтах на высотах от 0,25 до 16 м; температуры воздуха в слое 0,5...2 м; измерений твердого расхода песка на высотах от 0,12 до 16 м. Измерения проводились над песками различной крупности, в условиях сложного рельефа (с низкими барханами и барханными цепями высотой от 0,4 до 1 м). Дисперсный состав песков аппроксимировался логарифмически нормальным распределением частиц по размерам. Перечисленный комплекс измерений позволял получать основные кинематические и динамические параметры приземного слоя атмосферы во время бурь.



Рис. 2. Передвижная метеорологическая станция с метеорологическими мачтами для градиентных измерений на осушенном дне Арала.

Наиболее ценные результаты получены в Аральском регионе, где одиннадцатью экспедициями за семьдесят песчаных бурь измерено свыше 1000 профилей средней скорости потока и 140 профилей переносимой ветром массы песка. В двух экспедициях выполнены измерения скорости движения эоловой ряби на вершинных частях низких барханов, в пяти – скорости перемещения низких барханов [7].

По нашим измерениям в приземном слое атмосферы во время бурь над низкими барханными песками профили твердого расхода массы песка описываются степенной функцией

$$q(z) = q_1 \left(\frac{z}{z_1} \right)^{-0,57 \frac{w_g}{u_*}}. \quad (2)$$

В формуле (2) q_1 – твердый расход на высоте z_1 , кг/(м²·с); w_g – скорость свободного падения частиц среднего геометрического размера (гидродинамическая крупность частиц) на поверхности, м/с; u_* – динамическая скорость потока (скорость трения), м/с. Твердый расход q – это масса частиц песка, переносимая в единицу времени через единицу площади поперечного сечения потока, кг/(м²·с) [7, 26].

Для развитых пыльных бурь в условиях стационарного во времени и однородного в пространстве потока с мелкими взвешенными монодисперсными частицами пыли размером порядка микрометра, Баренблатт и Голицын [16] ранее теоретически получили следующее выражение для профиля объемной концентрации

$$s(z) = s_0 \left(\frac{z}{z_0} \right)^{-\frac{w_g}{\alpha_0 \cdot \kappa \cdot u_*}}, \quad (3)$$

здесь $\alpha_0 = k_m/k_\tau$ – отношение коэффициентов обмена массы и импульса, $\kappa = 0,4$ – постоянная Кармана.

Наши исследования ветропесчаного потока в аэродинамической трубе показали, что формула для профиля твердого расхода массы песка в приземном слое атмосферы (2) и массовой концентрации песка типа (3) справедливы на высотах выше 1...3 см. Ниже, в пограничном слое ветропесчаного потока, перенос массы песка имеет вид струи, приподнятой над дном потока [7-10]. На рис. 3 и 4 приведены примеры полученных нами профилей массовой концентрации песка в ветропесчаном потоке аэродинамической трубы.

Концентрация массы частиц в струе описывается функцией

$$C(z) = C_{\max} \cdot \left(\frac{z}{x_0} \right)^{0,045 \frac{w_g}{u_*}} \cdot \exp \left(-0,015 \frac{w_g}{u_*} \cdot \frac{z}{x_0} \right), \quad (4)$$

где C_{\max} – максимальная массовая концентрация частиц песка на оси струи. Она определяется значением динамического аналога числа Фруда $Fr_* = \frac{u_*^2}{g x_0}$, где g – ускорение свободного падения. Для значений $Fr_* \geq 25$

$$C_{\max} = 0,45 + 6,3 \cdot 10^{-4} Fr_*. \quad (5)$$

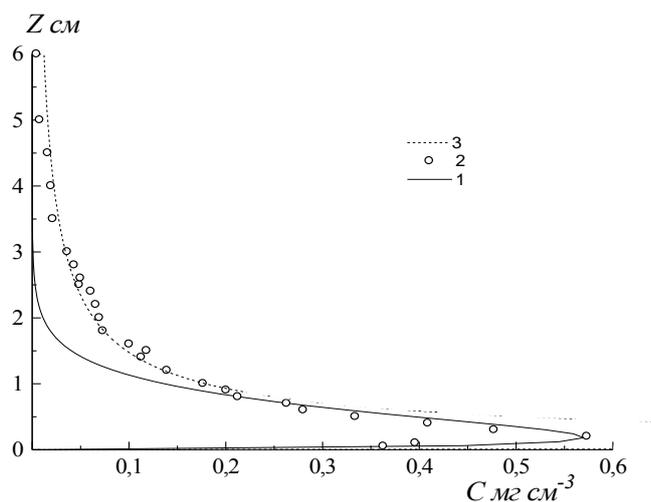


Рис. 3. Профиль массовой концентрации песка в пограничном слое ветропесчаного потока ($x_0 = 172$ мкм, $\sigma_{lgx} = 0,15$) при динамической скорости $u_* = 0,46$ м/с. 1 – функция (4), 2 – экспериментальные данные автора, 3 – функция, описывающая изменение концентрации песка выше 15 мм, аналогичная формулам (2) и (3).

Верхняя граница струи песка размывается турбулентными вихрями, и профиль концентрации над струей описывается выше уровня $z_1 =$

15...20 мм уже степенной функцией $C(z) = C_1 \left(\frac{z}{z_1} \right)^{-\beta}$, где C_1 – концен-

трация песка на высоте z_1 .

На рис. 4 видно, что обе функции склеиваются на высотах около 50 размеров частиц x_0 . Очевидно, что слой ползущих (reptation) частиц описывается нижней частью кривой уравнения (4), так как C_{max} располагается на высоте порядка 15...20 размеров частиц, т.е. на высоте верхней границы слоя ползущих частиц.

Баттерфайлд получил в аэродинамической трубе четыре профиля твердого расхода в пограничном слое ветропесчаного потока. Он выделил три слоя высотой 0...2; 2...19 и выше 19 мм, отличающиеся различным распределением потока массы песка с высотой переноса. Максимальная масса песка переносилась во время его экспериментов в слое ниже 2 мм. На приводимых им рисунках хорошо виден струйный характер переноса песка, но Баттерфайлд почему-то не обратил на это внимания [18].

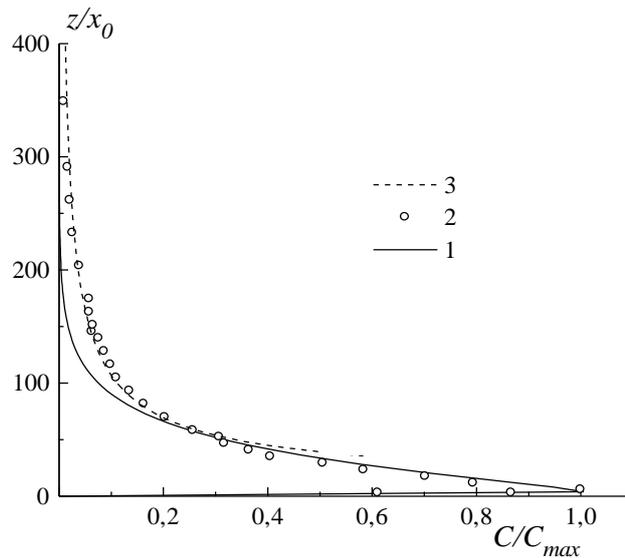


Рис. 4. Профиль массовой концентрации в безразмерной системе координат над поверхностью песка с $x_0 = 172$ мкм при $u_* = 0,66$ м/с.
Усл. обозн. см. рис. 3.

В процессе переноса песка, при изменении скорости потока, соотношение между его сальтирующей и диффузионной массами постоянно изменяется. При возрастании доли сальтации увеличивается значение показателя степени профиля твердого расхода песка $\alpha = 0,57 \frac{w_g}{u_*}$ в уравнении

(2). Наоборот, при уменьшении α возрастает доля диффузии в потоке и падает роль сальтации. Эта динамичность оценена нами [7] путем сравнения расхода массы частиц, переносимых в приземном слое атмосферы выше одного метра (условимся называть его диффузионным расходом) с расходом песка в слое 0...1 м (условно слой сальтации).

Диффузионный общий расход массы можно определить, интегрируя профиль твердого расхода в слое от 1 м до верхней границы h приземного слоя атмосферы $Q_{zd} = \int_1^h q(z) dz$. Расход массы сальтирующих

частиц в слое 0...1 м равен разности между общим расходом песка в приземном слое атмосферы и диффузионным расходом

$$Q_z - Q_{zd} = \int_0^h q(z) dz - \int_1^h q(z) dz.$$

На рис. 5 показана полученная зависимость $Q_{zd}/(Q_z - Q_{zd})$ от показателя степени α профилей твердого расхода $q(z)$. На рисунке видна большая изменчивость в вертикальном перераспределении переносимой ветром массы песка во время бурь.

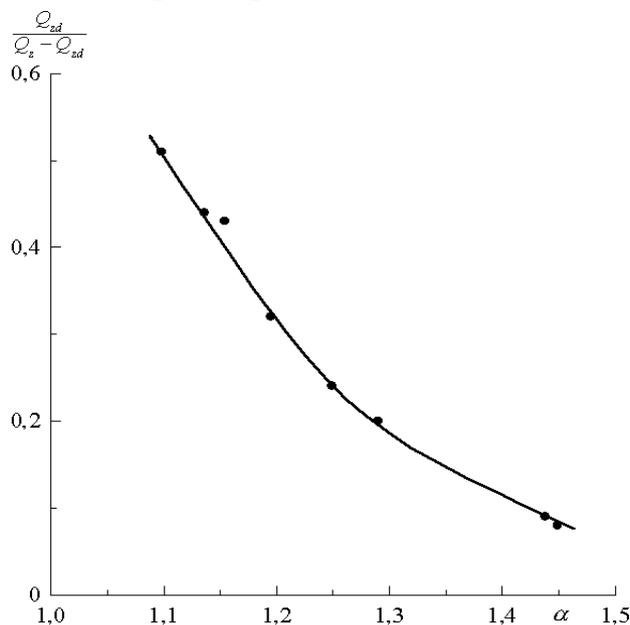


Рис. 5. Зависимость отношения диффузного потока массы песка к потоку сальтирующему от показателя степени α профиля твердого расхода песка, при $x_0 = 130$ мкм.

Масса диффузионных частиц над поверхностью мелкого песка ($x_0 = 130$ мкм и $\sigma_{lgx} = 0,12$) изменялась от 0,1 до 0,5 массы песка, переносимого в нижнем метровом слое ветропесчаного потока.

Эоловая рябь (рифели) и зависимость скорости их перемещения от скорости ветра

Поверхность барханов покрыта эоловой рябью. Геометрические масштабы рифелей изменяются в пределах: высота z порядка 1...3 см, параметр периодичности λ – от нескольких см до 30 см. По эоловой ряби есть немногочисленные публикации по ее периодичности и скорости перемещения в естественных условиях и в аэродинамических трубах (каналах) [4, 22]. Визуальные наблюдения и немногочисленные измерения показывают, что ветровая рябь на поверхности песка образуется и существует в ограниченном интервале скоростей потока [1, 3-6, 12, 13-15, 18, 19, 26-28].

Уолкер феноменологически определил область динамической скорости существования рифелей в зависимости от размеров частиц песка [26]. На рис. 6 она ограничена слева кривой их скорости свободного падения w_g , справа – кривой значений критической скорости начала переноса, и сверху – значением динамической скорости ($u_* \approx 62$ см/с), при которой рифели разрушаются ветропесчаным потоком. Из графика следует, что на частицах менее 50 мкм и свыше 2 мм эоловая рябь не образуется.

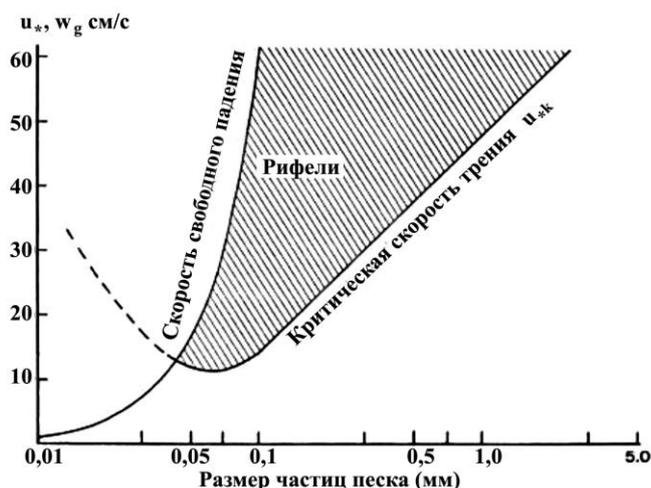


Рис. 6. Область динамических скоростей потока u_* существования ряби по Уолкеру (J.D.Walker) [26].

Основными характеристиками взаимодействия потока воздуха с движущейся поверхностью сыпучей среды является скорость воздушного потока и размер частиц. В настоящее время сложилась неопределенность в отношении скорости перемещения ряби под воздействием ветра u_p . Точного теоретического выражения для скорости движения песчаных волн нет. Исходя из предположения, что u_p определяется расходом песка Q , вернее его частью, которая участвует в упорядоченном обмене частицами между поверхностью и потоком, Шуляк нашел приближенные выражения для скорости перемещения макро и микроформ эолового рельефа при поступательном движении потока. Скорость перемещения рифелей у него оказалась пропорциональной кубу скорости ветра $u_p \sim u^3$ [12].

Ниже приведены немногочисленные полевые экспериментальные данные о скорости перемещения рифелей. Измерения параметров эоловой

ряби проведены в пустыне Каракум Знаменским [3] и Вейсовым [1]. К сожалению, у обоих авторов отсутствуют указания размеров частиц, продолжительности измерений и приводятся лишь приближенные значения параметров потоков воздуха и ряби на песчаной поверхности. Это пример исследований, когда полученные данные позволяют говорить лишь о порядке значений исследуемых величин.

Чженг приводит результаты своих с соавторами измерений в пустыне Бадан Джаран и в аэродинамической трубе университета г. Ланьчжоу [28] и данные Андреоти с соавторами [14], полученные на юго-западе Марокко в виде графических зависимостей. У этих авторов приводится динамическая скорость потока, определенная синхронно с измерением параметров эоловой ряби. Шуляк [12] в своей монографии приводит измерения Минкявичуса скорости ряби на подвижных дюнах Куршюнерия [4]. Измерения этих авторов [4, 14, 28] не позволяют корректно получить точного представления о размерах исследуемых ими песков.

Программа наших полевых исследований песчаных бурь включала и изучение перемещения эоловых форм рельефа. В полевых условиях двумя экспедициями были выполнены измерения скорости перемещения эоловой ряби на песчаных поверхностях с параметрами распределений частиц по размерам: $x_0 = 98$ мкм, $\sigma_{\lg x} = 0,12$. Методика измерений была предельно простой. На вершинной части поверхности низких барханных цепей выбирался участок с хорошо сформированной геометрически правильной рябью. В гребень избранной на этом участке ряби вставлялся тонкий стальной стержень. По истечению 10 минут определялось пройденное гребнем ряби расстояние. Параллельно шло измерение профилей скорости ветра на мачтах.

На рис. 7 показана полученная зависимость скорости передвижения гребня эоловой ряби u_p от средней за десять минут скорости ветра на уровне одного метра u_1 , которая аппроксимируется следующей функцией

$$u_p = 0,54(u_1 - 3,5)^2, \quad (6)$$

где u_p измерено в мм/мин, а u_1 – в м/с. Критическое значение динамической скорости, при достижении которого начинается перенос песка этого размера, равно 0,16 м/с. Оно определено в аэродинамической трубе [7].

Критическое значение скорости ветра на уровне одного метра можно получить по логарифмическому профилю скорости ветра в приземном слое атмосферы

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

Для значений $z = 100$ см, $z_0 = 10^{-3}$ см, $u_* = 0,16$ м/с и $\kappa = 0,4$ получаем значение $u_{1k} = 4,6$ м/с.

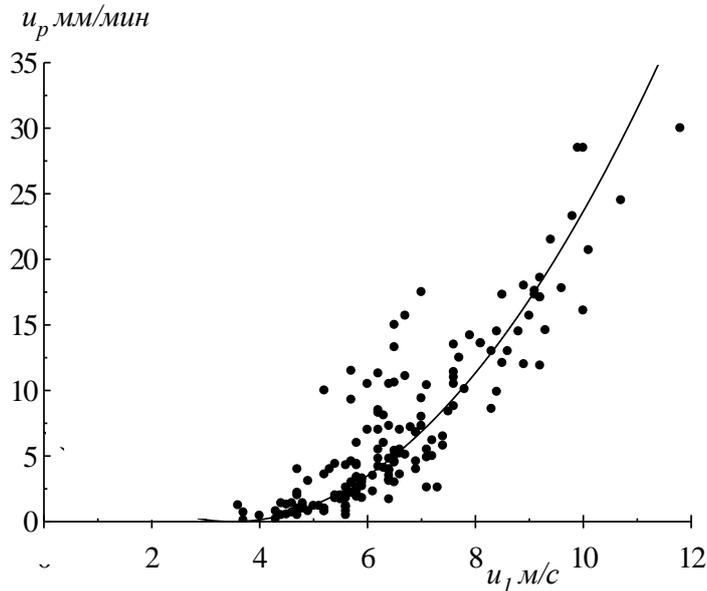


Рис. 7. Зависимость скорости перемещения гребней эоловой ряби (рифелей) от скорости ветра на высоте одного метра.

Это значение не совпадает с полученным в формуле (6) значением вычитаемого, которое имеет размерность скорости LT^{-1} и равно 3,5. Это следствие порывистой структуры скорости ветра, которая вызывает прерывистый перенос песка при меньшей за время измерения движения ряби средней скорости ветра, чем $u_{1k} = 4,6$ м/с.

Так как скорость ветра изменяется с высотой, то напрашивается создание нескольких таких формул для различных высот измерения скорости ветра. Очевидно, что это нецелесообразно. Проще найти функцию изменения скорости передвижения ряби от динамической скорости (скорости трения) u_* , которая не зависит от высоты. Дальнейший анализ полученных результатов измерений выполнен с использованием этой характеристики скорости потока.

На рис. 8 показано изменение скорости движения ряби от значения динамической скорости потока. Аналитически она описана функцией

$$u_p = 130(u_* - 0,07)^2, \quad (7a)$$

в которой u_p измерено в мм/мин, а u_* – в м/с. Формула справедлива для u_* в интервале от 0,16 до 0,60 м/с. Следует иметь в виду, что полученная в формуле при 10-ти минутном осреднении разность $(u_* - 0,07)$ не соответствует разности динамических скоростей $(u_* - u_{*k})$, так как $u_{*k} = 0,16$ м/с

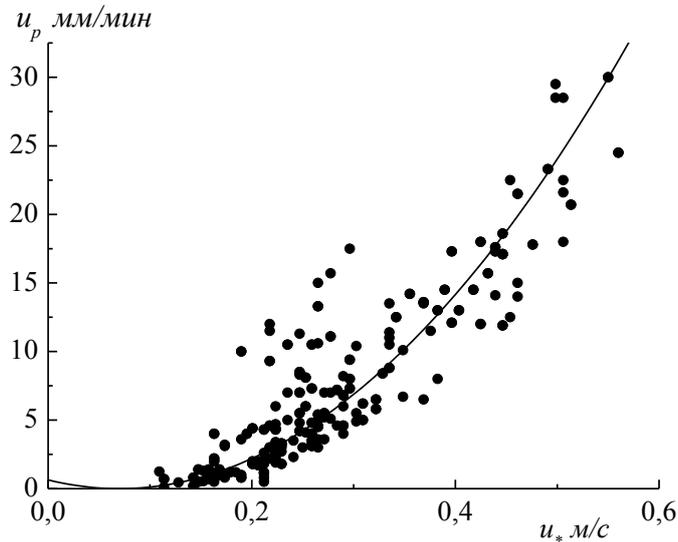


Рис. 8. Зависимость скорости перемещения гребней золотой рыбки от динамической скорости (скорости трения) u_* .

Сопоставим полученную нами статистическую зависимость (7a) с имеющимися измерениями других исследователей: Чженга [28], Андреоти [14] и Минкявичуса [4]. Совместный график данных всех авторов представлен на рис. 9. Результаты измерений Минкявичуса расположились на поле точек наших данных, Чженга и Андреоти – заметно правее. Совпадение наших измерений с результатами Минкявичуса позволяет предположить, что размеры частиц песка в обоих случаях были достаточно близкими. Линия зависимости Чженга и Андреоти на рис. 9 аппроксимируется функцией F_2

$$u_p = 140(u_* - 0,15)^2, \quad (7b)$$

которая отличается от (7a) значением числовых членов формулы. Это расхождение вызвано, очевидно, различием в размерах исследуемых частиц песков. Андреоти [14] в своей статье приводит приближенные значения размера частиц песка 180 ± 45 мкм.

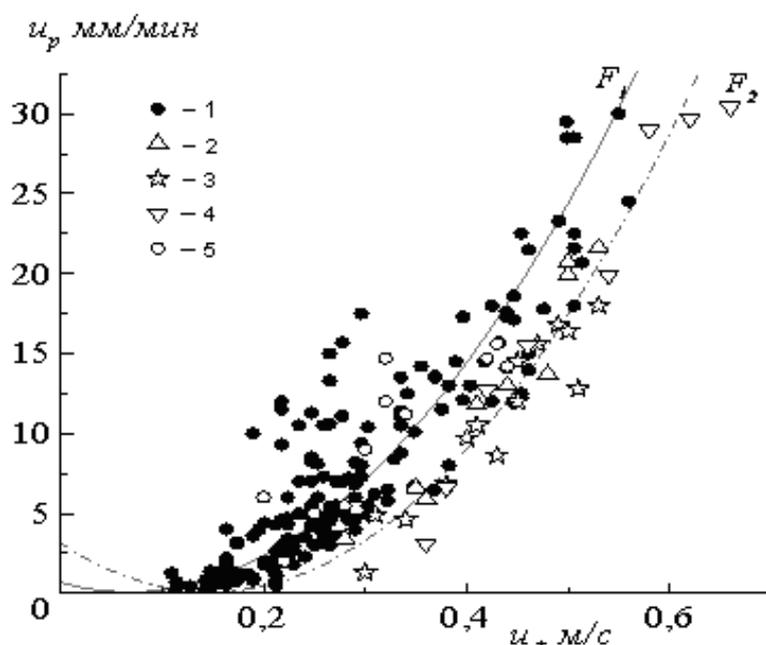


Рис. 9. Зависимость скорости перемещения гребней эоловой ряби (рифелей) от динамической скорости u_* . Результаты наблюдений: 1 – автора; 2 – результаты измерений Чженга и др. [28]; 3 – Андреотти и др. [14]; 4 – измерения в аэродинамической трубе Чженга и др. [28]; 5 – измерения Минкявичуса [4].

Использовать такие приближенные данные в дальнейшем нашем исследовании влияния размеров частиц на скорость движения представляет определенные трудности. Известно, что параметры функции распределения частиц по размерам довольно значительно изменяются в пространстве. Ниже показана изменчивость x_0 , σ_{lgx} на низких молодых барханных цепях, сложенных мелким песком, на различных участках формы рельефа.

Наибольшее значение параметров логарифмически нормального распределения бывает на вершине барханов. Поэтому при изучении нами размеров частиц песчаных пустынь Казахстана пробы всегда отбирались на вершинах гряд и барханов, что обеспечивало сравнимость результатов [7].

Параметр	Место отбора проб				
	начало склона	середина склона	вершина бархана	гребень бархана	склон осыпания
x_0 , мкм	85	87	98	95	73
σ_{lgx}	0,07	0,07	0,14	0,14	0,09

Учесть влияние размеров частиц песка на скорость передвижения ряби можно путем построения её зависимости от динамического аналога числа Фруда $Fr_* = u_*^2 / g x_0$. Приближенные данные о размерах частиц у Андреоти и Чженга заставили нас искать размер их частиц путем подбора и согласования с наилучшим попаданием данных этих авторов на поле зависимости $u_p = f(Fr_*)$. Согласование данных было получено при значении $x_0 = 150$ мкм для песков Андреоти и Чженга. На рис. 10 приведен полученный объединенный график зависимости $u_p = f(Fr_*)$. Аппроксимация измеренных данных сделана линейной зависимостью

$$u_p = 0,09 (Fr_* - 22). \quad (8)$$

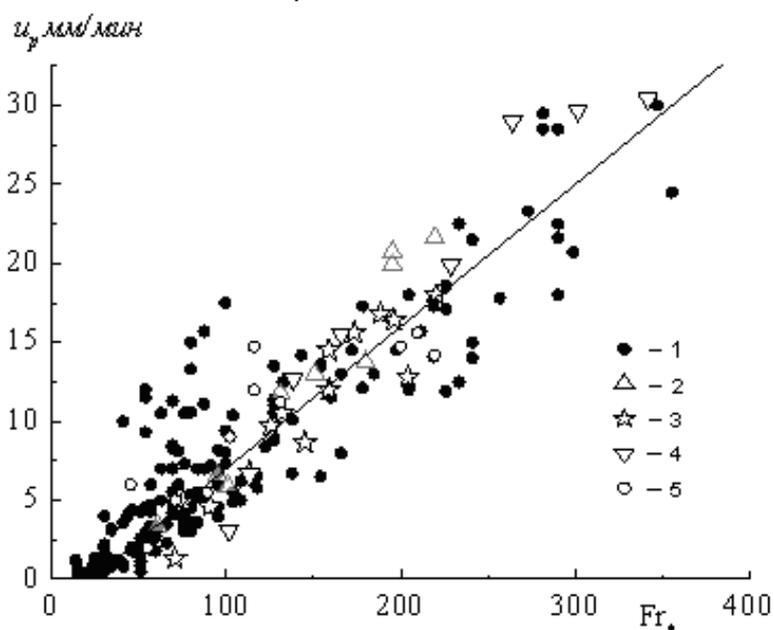


Рис. 10. Зависимость скорости перемещения гребней ряби от динамического аналога числа Фруда $Fr_* = u_*^2 / g x_0$. Усл. обозн. см. рис. 9.

Формула справедлива для Fr_* в интервале от 25 до 350. Линейная зависимость скорости движения эоловой ряби от динамического аналога числа Фруда позволяет считать основной причиной перемещения «ползущих» частиц касательное напряжение $\tau = \rho_g u_*^2$. Препятствующей их движению является сила тяжести, которая определяется размером частиц x_0 , их плотностью ρ_q и значением ускорения силы тяжести g . Для учета

изменений плотностей воздуха и частиц песка формулу (8) можно записать в следующем виде

$$u_p = 214 \frac{\rho_6}{\rho_4} (Fr_* - 22) \quad (9)$$

При перемещении «ползущих» частиц по склону бархана появляется дополнительная скатывающая сила, препятствующая их движению вверх по наклонной плоскости. Чем круче склон, тем медленнее движется рябь. Значительная дисперсия полученных зависимостей свидетельствует о влиянии микроклиматических особенностей рельефа, направления ветра, длины склона бархана и угла его наклона, влажности поверхностного слоя песка. Это различие в строении ряби на различных участках поверхности барханов хорошо видно на рис. 1.

Барханы

Морфология. Эоловые подвижные формы рельефа песчаных пустынь серповидной формы названы барханами и барханными цепями (рис. 11). В зарубежной литературе все крупные положительные формы песчаного эолового рельефа, в том числе и пустынные, раньше было принято называть дюнами. Но сейчас термин бархан стал принятым для классических серповидных форм песчаного рельефа и на западе, где их называют барханами, или барханными дюнами. В русскоязычной литературе дюнами называли только песчаные формы рельефа, образующиеся во внепустынных областях на берегах морей, в районах широкого распространения ледниковых, озерных и речных песков.



Рис. 11. Низкие барханные цепи высотой 0,4...0,8 м, поверхности которых образованы эоловой рябью. Осушенное дно Арала.

Но теперь для очень крупных образований песчаного рельефа в пустынях, отличающихся от формы бархана, нередко стали использовать и

термин «дюна». Наблюдается эволюция и взаимное уточнение терминологии. Широко известные в Казахстане поющие пески, расположенные в коридоре между хребтами Большого и Малого Калканов, точнее называть не «Поющий бархан», а «Поющая дюна», так как этот холм песка длиной до 3 км и высотой около 150 м не имеет классической формы бархана.

Бархан является самой простой и наиболее изученной формой рельефа (рис. 11). Обращенный в сторону, откуда дуют преобладающие ветры, наветренный склон барханов пологий ($12\dots 15^\circ$). Противоположный, подветренный, склон круто обрывается после острого гребня. Крутизна этого склона немного превышает угол естественного осыпания сухого песка ($28\dots 33^\circ$) [18, 20, 21, 22, 24].

У одиночного бархана основание, склон осыпания и гребень имеют дугообразную в виде полумесяца форму. И.Г. Гуршев показал, что она соответствует уравнению эллипса и является следствием минимизации времени движения частиц по траектории, т.е. поток стремится к минимальной потере кинетической энергии на транспорт частиц песка [2]. Выдающиеся вперед по направлению движения края бархана называются рогами. На песчаной поверхности барханы, как правило, соединяются своими рогами и образуют барханные цепи.

Барханные цепи и гряды могут быть с различными по масштабу параметрами периодичности λ от 10 или нескольких десятков метров до 100 м и высотой z от нескольких десятков сантиметров до 10 м и более. Одиночные барханы могут достигать высоты более 10...15 м. Высота низких барханных цепей h бывает от нескольких десятков сантиметров до метра и более, расстояние между гребнями λ – от одного до двух десятков метров.

Получены линейные зависимости между элементами формы бархана: длиной, высотой, расстоянием между рогами. Высота бархана H , длина L , ширина W и длина его рогов L_{horns} , связаны статистическими линейными зависимостями. Типичные пропорции для больших барханов: 9 – для отношения ширины к высоте, 6 – для отношения длины к высоте и 9 – для отношения длины рогов к высоте. Значения коэффициентов этих линейных уравнений в разных регионах мира неодинаковы. Дисперсия отношений параметров барханов, измеренных в различных регионах планеты, достаточно большая, что говорит об отсутствии у них инвариантности [21, 22, 24]. Наиболее реальной причиной этого, на мой взгляд, является различие распределений частиц песка по размерам.

При усилении ветра эоловая рябь на поверхности барханов приходит в движение. Достигнув гребня бархана, песок, слагающий рябь, осыпается в форме микролавины по его подветренному крутому склону. Чередование процессов накопления массы песка у гребня и осыпание его по откосу приводит к увеличению высоты и перемещению барханов в направлении ветра. Другая причина заключается в выдувании частиц песка с поверхности наветренного склона, перемещении их сальтацией по телу бархана и отложении части потока этих частиц в ветровой тени бархана на подветренном склоне. Этот же поток сальтирующих частиц приводит к образованию рогов бархана при его обтекании ветропесчаным потоком.

По визуальным наблюдениям за формированием и передвижением барханов выявлены интересные особенности их существования. Было замечено, что рост в высоту барханов идет при умеренных скоростях ветра. Во время же интенсивных песчаных бурь с увеличением скорости ветра растет доля массы песка, выносимого в виде суспензии (диффузионная масса потока песка) турбулентными вихрями из приповерхностного слоя ветропесчаного потока в приземный слой атмосферы. И когда содержание его массы в потоке начинает превышать массу сальтирующих частиц, происходит значительное сокращение потока ползущих частиц и раздувание эоловых микроформ рельефа вследствие выноса частиц из поверхностного слоя песка и уносу их на значительные расстояния. Исчезновение рифелей сокращает поступление песка к вершинам барханов, что приводит барханы к частичному разрушению. Ветер раздувает вершины, они становятся ниже, а низкие небольшие барханы теряют иногда даже свою серповидную форму [7]. Затем при умеренных песчаных бурях идет восстановление формы и высоты барханов. Теоретические модели не объясняют этот процесс разрушения, так как не учитывают существование третьего вида перемещения частиц песка в виде суспензии и динамичное изменение соотношений во времени масс частиц, перемещающихся в виде трех различных потоков.

Скорость перемещения барханов

В литературе имеются достаточно много количественных сведений о передвижении барханов за продолжительные интервалы времени – за сезон, год или несколько лет. По наблюдениям Петрова в Кызылкумах передвижение барханных цепей происходит на расстояние в 12...15 м в год; на юго-западе Туркмении более сильные ветры перемещают барханы высотой 4...4,5 м на 40 м за год [5]. Имеются длительные наблюдения за пе-

ремещением невысоких барханов (дюн) в пустыне на плато Пампа де Ла Хойя в Перу. Здесь, на площади свыше 50 км², перемещаются ветром около 1000 одиночных барханов. Периодические наблюдения за движением этих барханов начаты ещё в конце 19 века. Обзорная информация о них приведена в работах [21, 22]. В последние годы начались измерения перемещения барханов на полях этих одиночных форм рельефа и в Сахаре (Марокко) и других районах пустынь мира.

Установлено, что скорость перемещения барханов зависит не только от скорости ветра, но и от высоты барханов. Низкие барханы движутся быстрее высоких при одинаковых скоростях ветра, наибольшая скорость у низких барханов, перемещающихся по твердой поверхности такыров и солончаков [3, 5, 11, 15].

Р. Багнольд предложил для определения годовой скорости перемещения дюн (барханов) следующую формулу

$$u_d = \frac{Q}{\rho_s H},$$

где u_d – скорость перемещения дюны, м/год; ρ_s – объемная плотность песка, кг/м³; H – высота дюны, м; Q – линейный расход массы движущегося песка (сообщества ползучего и сальтирующего) за год через метр ширины потока в кг/(м год) [15]. Затем формула была несколько видоизменена путем введения в неё минимальной встречающейся в природных условиях высоты барханов h_{\min} [14].

$$u_d = \frac{Q}{\rho_s (H + h_{\min})}.$$

В этих формулах привлекает простота, но их применение невозможно из-за отсутствия информации о значении годового расхода Q и неопределенности значения h_{\min} в качестве некоторой постоянной величины. Эти величины не измеряются, что существенно усложняет получение годовой скорости движения барханов (дюн) u_d . Мне неизвестны случаи применения этих формул на практике.

Учитывая большую динамичность процессов дефляции песков во времени, мы провели измерения скорости движения низких барханов высотой 0,4...0,8 м за часовые интервалы времени. Для измерения пройденного барханом за час расстояния была применена наиболее простая методика. В начальный момент измерения на линию гребня бархана осторожно устанавливалась тонкая стальная вешка диаметром 2 мм. Через час рулет-

кой измерялся пройденный гребнем путь. Сложность заключалась в очень осторожном процессе измерения, так как подветренный склон бархана имеет наклон несколько больший, чем естественный угол осыпания песка. При неосторожном подходе к месту измерения возможно осыпание склона и потеря из-за этого информации.

Результаты измерений представлены на рис. 12.

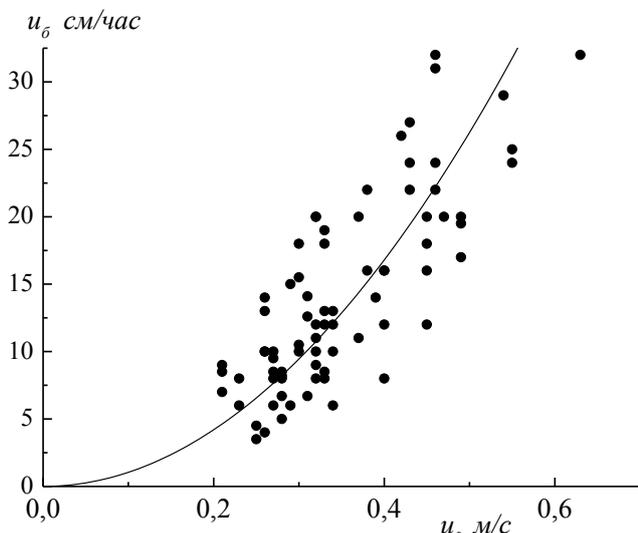


Рис. 12. Зависимость скорости движения гребня бархана от динамической скорости ветропесчаного потока.

Полученная нелинейная зависимость скорости движения гребня бархана от динамической скорости ветропесчаного потока на этом рисунке имеет вид

$$u_{\text{б}} = 105 u_*^2. \quad (10)$$

В этой формуле $u_{\text{б}}$ измерена в *см/час*, а u_* – в *м/с*. Скорость передвижения низких барханов, также как и скорость эоловой ряби, аппроксимируется квадратичной функцией динамической скорости. Это подтверждает ведущую (определяющую) роль эоловой ряби в движении барханов.

Для учета влияния размеров частиц песка на скорость движения барханов была получена её зависимость от динамического аналога числа Фруда $Fr_* = u_*^2 / g x_0$, представленная на рис. 13.

Аналитически она имеет линейный вид

$$u_{\text{б}} = 0,105 Fr_*. \quad (11)$$

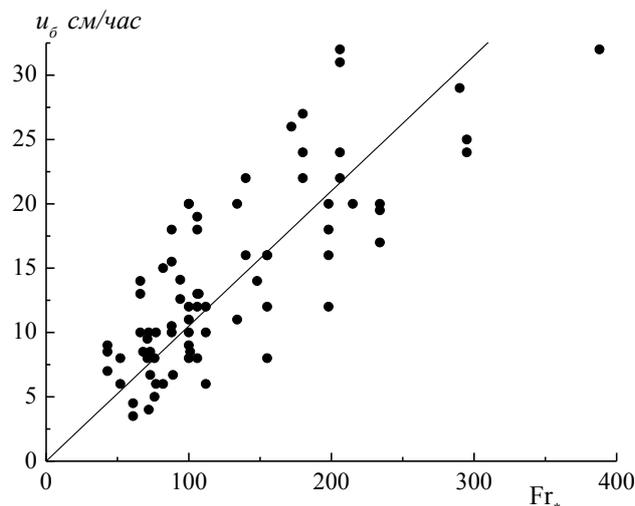


Рис. 13. Зависимость скорости движения гребня бархана от динамического аналога числа Фруда.

Зависимость скорости движения барханов от их высоты H можно учесть, введя в формулу (11) отношение длины наветренного склона l к высоте H

$$u_0 = 1,05 \cdot Fr_* \cdot \frac{l}{H}. \quad (12)$$

Два этих параметра легко определяются для конкретных барханов, а их отношение является синусом угла наклона наветренного склона. Приближенное значение $\frac{l}{H} = 0,1$ было получено по результатам измерений параметров низких барханов, приведенных в работе [6]. Выше уже указывалось на отсутствие инвариантности форм барханов, поэтому значение $\frac{l}{H} = 0,1$ следует считать приближенным и уточнять для конкретных условий при применении формулы (12).

Заключение

История исследований эоловых форм рельефа песчаных пустынь, и различных гипотез их формирования насчитывает уже около двух веков и изложена на русском языке в монографии Сенкевича [12]. Обзор зарубежных работ по эоловым формам песчаного рельефа дан в недавно вышедшей монографии Чженга (Zheng) [23].

До работ Багнольда [15] в 30...40-ых годах прошлого века, исследованием морфологии дюн (барханов) и их динамики занимались, в ос-

новном, геологи и географы. Внимание зарубежных исследователей привлекли поля невысоких дюн (барханов) в пустынях Перу на плато Пампа де Ла Хойя, наблюдения за годовыми перемещениями которых, начаты ещё в 19 веке. Проведены наблюдения условий формирования различных видов песчаного рельефа, измерены скорости их перемещения за год или несколько лет [2, 5], описаны их формы [1, 3, 11], изучен гранулометрический состав частиц песка. Получены линейные зависимости между размерами элементов формы бархана: длиной, высотой, расстоянием между рогами [18, 21, 22, 24].

И только после 70-ых годов 20 века дюны и эоловая рябь привлекли внимание физиков и математиков неизвестностью механики их формирования и динамики их движения, необходимостью борьбы против опустынивания, эоловыми процессами на Марсе [12, 23]. Произошло резкое повышение числа научных публикаций в Европейских изданиях, в США, Китае и Австралии. Число публикаций по проблеме в последние годы превысило несколько сот.

Здесь будет уместно процитировать высказывание Шуляка, опубликованное ещё в 1971 г. «Ко всему этому следует ещё отметить весьма низкий уровень большинства работ. Автору известно буквально считанное число, выполненных на высоком уровне. Поэтому обилие литературного материала в данном случае следует считать скорее отрицательным фактом, ни в коей мере не способствующем прояснению изучаемого явления»[12]. Прошло 40 лет, но ситуация с экспериментальными работами по физике эоловых форм рельефа почти не изменилась. В эти годы в основном развивалось математическое моделирование ряби. Отсутствие экспериментальных данных не позволяет создавать физическую теорию возникновения, существования и разрушения эоловых форм рельефа, которая на первом этапе своего развития всегда является эмпирической или полумэмпирической.

Количественная информация высокого качества по натурным измерениям процесса формирования эоловых форм рельефа и их перемещения ветром крайне скудная, что показано выше. Особенно это касается крупных песчаных форм – барханов, барханных цепей и гряд. Объясняется это сложными условиями, большой длительностью процесса их формирования, небольшими скоростями перемещения под воздействием ветра, и отсутствием измерений, минимально необходимых для описания процесса движения параметров: размеров частиц, синхронными измерениями ско-

рости эолового рельефа, скорости ветра и его направлений относительно форм рельефа с указанием высот и условий измерений.

Создание моделей динамики ряби началось с работы Багнольда [15]. Его идея была основана на гипотезе существования «периодического заграждения частиц», которые прыгают с одного гребня ряби на другой. Но баллистическая гипотеза была отвергнута им самим, так как наблюдения показали, что частицы прыгают на расстояния, которые намного больше, чем длина волны ряби.

Большим успехом в последние десятилетия явилось объяснение взаимодействия потоков сальтирующих частиц и слоя частиц с низкой энергией,двигающихся близко к поверхности песка. Выявлена роль ползущих частиц в формировании динамически неустойчивого поверхностного слоя и участвующих в формировании эоловой ряби. Это позволило Андерсону первому получить уравнение волновой песчаной поверхности. Его двухмерная модель дает удовлетворительное описание инициирования неустойчивости ряби, но она не позволяет предсказать последующую нелинейную динамику изменения профиля поверхности песка [13]. Совершенствование его модели в нелинейную трехмерную выполнено Ицхаком (Yizhaq) с соавторами [27].

Результаты решения имеют много общих черт с наблюдаемой рябью, но есть количественные и качественные разногласия между предсказаниями моделей и наблюдениями. Если количественное разногласие можно обойти подбором параметров моделей, то качественное расхождение объясняется несовершенством современных моделей. [24].

Наиболее существенные из них следующие. В моделях поток массы сальтирующих частиц принят однородным. Известно, что рябь исчезает при сильных ветрах. Модели не описывают разрушение ряби при больших скоростях ветра и не могут получать большую амплитуду поверхностных форм рельефа. Самым главным недостатком современных моделей формирования эоловых волн на поверхности песка – это игнорирование турбулентной структуры потока воздуха в приповерхностном слое и возрастающей роли потока диффузионных частиц в переносе песка с увеличением скорости ветра, которое приводит к разрушению эоловых форм рельефа различного масштаба: и ряби, и барханов.

Существуют версии волновых гипотез формирования ряби. Гипотеза Кука с соавторами предполагала, что рябь формируется регулярной мелкомасштабной вихревой структурой около поверхности песка, произведенной потоком воздуха в атмосферном пограничном слое [18]. Кеннеди

считал волны Гельмгольца главной причиной формирования эоловой песчаной ряби [23]. Волна Гельмгольца появляется в интерфейсе между двумя различными плотностями потоков. Они не получили распространения и развития из-за отсутствия эмпирических доказательств для их поддержки.

Но новые результаты, полученные в аэродинамических каналах, указывают на правомерность их существования. Выполнены измерения в тонком приповерхностном (пограничном) слое ветропесчаного потока вертикальных профилей массовой концентрации и твердого расхода частиц [7-10, 17]. Получены математические аппроксимации этих профилей функциями, включающими размер частиц песка и динамическую скорость. На рис. 3 и 4 хорошо видно наличие больших градиентов массовой концентрации песка в прилегающем к поверхности слое потока. В слое толщиной в 10...15 размеров частиц (ползущая часть потока) плотность двухфазного потока возрастает в 10 раз. На уровне высотой около 100 размеров частиц концентрация быстро уменьшается на порядок величины. Такой разрыв плотности потока и наличие касательного напряжения должен приводить на границе разделов плотности потока к формированию волн Гельмгольца. Очевидно, что приведенные выше экспериментальные данные подтверждают обоснованность существования волновых гипотез Кеннеди [23] и Кука [18] о причинах возникновения эоловой ряби.

В результате движения поверхностного неустойчивого слоя песка и взаимодействия его с волнами воздушного потока, образованными при его движении над поверхностью раздела, возможно образование волновых форм микрорельефа. Песчаная поверхность должна изменять свою геометрию в соответствии с масштабом упорядоченных турбулентных возмущений потока воздуха в этом слое.

Пространственный и временный масштаб формирования и развития барханов и дюн намного больше, чем песчаной ряби. Поэтому и полевые измерения, физическое и математическое моделирование дюн и барханов значительно труднее, чем исследования эоловой ряби. При математическом моделировании формирования и развития поля дюн чрезвычайно сложно решить проблему трансформации масштаба, т.е. перейти от мелкомасштабных физических процессов транспорта частиц песка к крупномасштабным физическим процессам формирования и развития барханов и их полей.

Чженг [28] отметил, что физический механизм и особенности формирования и развития дюн и барханов отличаются от механизма движения частиц песка и эоловой ряби. Однако динамическое поведение

крупномасштабных форм рельефа все-таки определяется ветровым перемещением частиц песка. Поэтому и игнорирование или полная параметризация движения песка вызвало бы неправильное отражение реального процесса формирования и развития барханов.

Морфология барханов и их скорость движения, очевидно, зависят от локальных параметров, которые не определены до сих пор. Нет систематических исследований по оценке влияния изменений скорости ветра, флуктуаций ее направления, свойств подстилающих поверхностей, функций распределения частиц песка по размерам, расходу масс песка при ветровом переносе над барханами, влияния соседних форм рельефа, и т.д.

Поэтому для прогресса наших знаний в борьбе с наступлением пустынь, необходимы дальнейшие полевые измерения во время песчаных бурь по широкой комплексной программе, включающей вопросы метеорологии и микроклиматологии, геоморфологии, гидродинамики ветропесчаного потока.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Акиянова Ф.Ж., Семенов О.Е., Халыков Е.Е. Подвижные пески полуострова Бузачи (Бозашы) // Гидрометеорология и экология. – 2012. – №1. – С. 58-73
2. Вейсов С. Динамика рельефа барханных песков.– Ашхабад: Изд-во «Ылым», 1976. – 195 с.
3. Гуршев И.Г. Возможное объяснение механизма образования контура бархана // Тр. КазНИГМИ. – 1990. – Вып. 105. – С. 14-17.
4. Знаменский А.И. Экспериментальные исследования процессов ветровой эрозии песков и вопросы защиты от песчаных заносов // Материалы исследований в помощь проектированию и строительству Каракумского канала. – Ашхабад: Изд-во АН Туркм. ССР, – Вып. 3. – 1958. – 132 с.
5. Минкявичус В. Эоловая песчаная рябь, её структура и движение на подвижных дюнах Куршюнерия // Ежегодник Географ. Общества Литовской ССР. – № 6-7. – 1963-1964.
6. Петров М.П. Подвижные пески пустынь СССР и борьба с ними. – М.: Географгиз, 1950. – 350 с.
7. Семенов О.Е. Волновые формы рельефа на сыпучей поверхности и их свойства // Труды КазНИГМИ. – 1972. – Вып. 49. – С. 42-54.
8. Семенов О.Е. Введение в экспериментальную метеорологию и климатологию песчаных бурь. – Алматы: «ИП Волкова Н.А.», 2011. – 580 с.
9. Семенов О.Е. О массовой концентрации частиц в пограничном слое ветропесчаного потока // Гидрометеорология и экология. – 2009. – №2. – С. 7-27.

10. Семенов О.Е. О физическом содержании параметров профилей массовой концентрации частиц в пограничном слое ветропесчаного потока // Гидрометеорология и экология. – 2010. – №1. – С. 11-21.
11. Сенкевич Б.Н. О генезисе основных форм эолового рельефа песчаных пустынь. – Ашхабад: Изд-во «Ылым», 1976. – 183 с.
12. Шуляк Б.А. Физика волн на поверхности сыпучей среды и жидкости. – М.: Наука, 1971. – 400 с.
13. Anderson R., A theoretical model for aeolian impact ripples // *Sedimentology*. – 1987. – 34(5). – P. 943-956.
14. Andreotti, B., Claudin, P. and Pouliquen, O. Aeolian sand ripples: Experimental study of fully developed states // *Physical Review Letters* 96, 028001, 10.1103 – 2006.
15. Bagnold R.A. *The Physics of Blown Sand and Desert Dunes*. – London: Methuen, 1941. – 265 p.
16. Barenblatt G.J., Golitsyn G.S. Local structure of mature dust storms // *J. Atmospheric Sci.* – 1974. – Vol. 31. – №7. – P. 1917-1933.
17. Butterfield G.R. Near-bed mass flux profiles in aeolian sand transport: High-resolution measurements in wind tunnel // *Earth Surface Processes and Landforms*. – V. 24. – 1999. – P. 393-412.
18. Cooke, R.U., Warren, A. and Goudie, A. 1993. *Desert geomorphology*. London: UCL Press, 534 pp.
19. Csahrok Z., Misbah C., Rioual F., and Valance A. Dynamics of Aeolian sand ripples. // *Eur. Phys. J., E* – 2000. – No 3. – P. 71–86.
20. Exploring the world's driest climate. IES Report 101. Ed. by H. Lettau and K. Lettau. Center for Climatic Research Institute for Environmental Studies. University of Wisconsin – Madison – 1978 – 264 p.
21. Hastenrath St. Mapping and surveying – dune shape and multiannual displacement / Exploring the world's driest climate. IES Report 101. Edd. by H. Lettau and K. Lettau. Center for Climatic Research Institute for Environmental Studies. University of Wisconsin – Madison – 1978 – P. 74-103.
22. Hersen P. Morphogenèse et Dynamique des Barchanes // Pour obtenir le titre de Docteur de l'Université Paris VII. Lasoutenance se déroulera le 22 Juin. – 2004. – 245 p.
23. Kennedy, J.F. 1964. The formation of sediment ripples in closed rectangular conduits and in the desert. *Journal of Geophysical Research* 69(8): 1517-1524.
24. Mousavi S.H., Dorgouie M., Vali A.A., Pourkhosravani M., Ameri A.R. A. Statistical Modeling of Morphological Parameters of Barchan Dunes (Case

- Study: Chah Jam Erg in South of Haj Ali GHoli Playa, in Central Part of Semnan Province, IRAN) // Journal of Geography and Geology. – Vol. 2. – No. 1. – 2010. – P. 98-113.
25. Semenov O.E. 1998. Experimental investigation of the wind profiles and sand discharge during sand storms. In: 1st LAS/WMO (League of Arab States/World Meteorological Organization) International Symposium on Sand and Dust Storms, WMO Program on Weather Prediction Research Report Series Project No. 10, WMO Technical Document No. 864, PP. 139-150.
26. Walker J.D. An experimental study of wind ripples.//Paper forget the Degree of master of science in Geology. Massach. Tecnology Inst. 1981. 145 p.
27. Yizhaq H., Balmforth N. J., Provenzale A. Blown by wind: nonlinear dynamics of aeolian sand ripples. – 2004. Published by Elsevier B.V. Physica D 195 – P. 207-228.
28. Zheng X. Mechanics of Wind-blown Sand Movements, Environmental Science and Engineering. – DOI 10.1007/978-3-540-88254-1_6. –Berlin – Heidelberg. Springer – Verlag – 2009. – 217 p.

Поступила 9.07.2014

Физ.-мат. ғылымд. канд. О.Е. Семенов

БЕДЕРДІҢ ЭОЛ ПІШІНДЕРІ ЖӘНЕ ОЛАРДЫҢ ЖЕЛІМЕН АУЫСУЫ

Автордың зерттеулері және шет ел жұмыстары бойынша құмның желмен ауысу механизмі туралы қазіргі заманғы түсінігі, бедердің – шымырлар және шағылдардың қозғалмалы эол пішіндерінің геоморфологиялық сипаттамасы берілген, олардың шамалары келтірілген. Шағыл пішіндерінің элементтері: l ұзындығы, H биіктігі және мүйізшелері арасында сызықтық тәуелділік бар. Осы сызықтық теңсіздіктердің коэффициенттері әлемнің әртүрлі аймақтарында әр түрлі, бұл олардың инварианттылығының жоқтығын айтады. Үлкен шағылдар үшін типті пропорциялар: енінің биіктігіне қатынасы – 9, ұзындықтың биіктікке – 6 және мүйізшелер ұзындығының биіктікке – 9. Шымырлар және шағылдардың ауысу жылдамдықтарының қысқа уақыт аралығындағы динамикалық жылдамдыққа және сандарға қатынасы табылған Fr_ . Шымырлар үшін $u_p = 130(u_* - 0,07)^2$ и $u_p = 0,09 (Fr_* - 22)$, шағылдар үшін $u_6 = 105 u_*^2$ и $u_6 = 1,05 \cdot Fr_* \cdot l / H$, (u_p – мм/мин өлшенген, u_6 – в см/сағ, а u_* – в м/с).*