

УДК: 531.38, 532.5, 551.510, 551.435.7, 551.510.522

ТРАНСФОРМАЦИЯ ЭОЛОВЫХ ФОРМ РЕЛЬЕФА ПРИ ВЕТРОВОМ ВОЗДЕЙСТВИИ

© 2019 г. Е.А. Малиновская

*Институт физики атмосферы имени А.М. Обухова РАН
Россия, 119017 Москва, Пыжевский пер., 3*

*Северо-Кавказский федеральный университет, Институт математики и естественных наук
Россия, 355009 Ставрополь, ул. Пушкина, 1
E-mail: elen_am@inbox.ru*

Поступила в редакцию 10.01.2018 г.
После доработки 28.08.2018 г.

Рассматривается взаимодействие воздушного потока с поверхностью, состоящей из песчаных несвязных частиц. Учет их подвижности на поверхности позволяет описать причины повышения устойчивости слоя частиц, граничащего с воздушной средой. Вследствие изменения разности давления над частицей и под ней относительно той же величины при неподвижном состоянии возрастает значение пороговой скорости ветра, необходимой для выноса частицы. Также возрастает число отрываемых частиц поверхности при достижении ветром пороговых величин. Это обстоятельство позволяет объяснить одну из возможных причин появления известного эффективного изменения силы тяжести, действующей на слой, при росте эоловых форм рельефа. Для наклонных поверхностей нарушается баланс для потоков падающих и отрываемых ветром частиц за счет различия условий устойчивости к воздействию воздушного потока. Разграничение эоловой формы рельефа на области с различными интенсивностями ветрового выноса дает возможность оценить относительный прирост масс, что определяет оптимальное для устойчивого роста расстояние между двумя структурами.

Ключевые слова: эоловые формы рельефа, сальтация, механизмы отрыва

DOI: <https://doi.org/10.31857/S0002-351553154-64>

ВВЕДЕНИЕ

Опустыненные территории являются источниками минерального аэрозоля, который генерируется на подстилающей поверхности под воздействием ветропесчаного потока. Однако механизм генерации аэрозоля на опустыненных территориях во в целом ряде аспектов представляет собой открытую проблему [1–7]. Одной из таких задач является процесс образования квазипериодических структур эолового рельефа разных масштабов [8–11].

Наиболее изученным является взаимодействие воздушного потока с песчаной поверхностью, сложенной закрепленными однородными частицами является хорошо изученным вопросом со времен экспериментов И.И. Никурадзе [12]. В то же время песчаные поверхности в естественных условиях существенно отличаются [6] от искусственной [12].

При исследованиях взаимодействия воздушной среды с песчаной поверхностью в классиче-

ском варианте решается задача исследования гетерогенной среды, для которой рассматриваются турбулентные и ламинарные потоки, а также отрыв частиц с их переносом в воздухе. Влияние частиц на воздушный поток рассмотрено, в частности в [13]. При проведении градиентных измерений во время песчаных бурь было отмечено, что параметр шероховатости z_0 меняется с ростом динамической скорости u_* в широком интервале значений от 10^{-4} до 1 см. По оценкам, приводимым в [4], существенный вклад в сопротивлении поверхности вносит форма элементов микрорельефа.

Одной из важных характеристик процесса ветрового выноса пылевых и песчаных частиц является критическая или пороговая скорость ветра – та скорость воздушного потока над подстилающей поверхностью, при которой возможен отрыв частицы от поверхности и начало лавинообразного процесса сальтации [1, 6, 14–17]. Частицы почвы (песка), отрывающиеся ветром, движутся над поверхностью, при падении, уда-

рившись о поверхность, могут отскочить вновь, перекатиться или выбить дополнительно более мелкие частицы.

При расчетах числа срывааемых частиц с поверхности и для оценки изменений эоловых форм рельефа применяют формулу для эффективного изменения силы тяжести [8, 9, 18, 19], определяемого отношением напряжения сдвига к силе тяжести. Разгон частицы из слоя происходит за счет сопротивления потоку [1, 14]. При равенстве разгоняющей силы сумме сил тяжести и сцепления можно опытным путем наблюдать вылет частицы. Из условия баланса этих сил может быть найдена критическая скорость ветра. Механизмы отрыва и разгона частицы остаются не вполне ясными, поскольку здесь могут быть задействованы дополнительные физические факторы и силы, в частности, влияние особенностей формы поверхности. При этом асимметрия эоловых форм рельефа в значительной степени обусловлена асимметрией напряжения сдвига и давления [10].

Настоящая статья устроена следующим образом:

В разделе 1 проведен обзор проблемы возникновения и роста эоловых форм рельефа. В разделе 2 предложена модель трансформации эоловой формы рельефа с учетом подвижности частиц. В разделе 3 сделаны оценки изменений условий ветрового выноса частиц при их подвижности. В 4 разделе рассмотрены эффекты учета фактора падающих сальтирующих частиц. В 5 разделе определена связь периодичности эоловых форм рельефа с локальным изменением разности давлений у поверхности. В заключении приведены результаты и оценки для процессов трансформации при обтекании воздушным потоком поверхности эоловой формы рельефа, содержащей подвижные частицы.

1. ОБ ОБТЕКАНИИ ЭОЛОВЫХ ФОРМ РЕЛЬЕФА

По Багнольду (R.A. Bagnold) [20] источником возникновения структур являются случайные неровности поверхности, зоны занижения с подветренной стороны приблизительного равной средней длине полета сальтирующей частицы. Рост эоловых форм рельефа типа ряби ограничен предельным значением, определяемым высотой подскоков частиц.

Для песчаной поверхности при изменении скорости ветра с высотой $u(z)$ над ламинарным подслоем можно описывать как [1]:

$$\frac{u(z)}{u_*} = \frac{1}{\chi} \ln\left(\frac{9u_*z}{\nu}\right), \quad (1)$$

где $\chi = 0.4$ – постоянная Кармана, u_* – динамическая скорость, ν – кинематическая вязкость.

В [1, 16] рассматривается изменения давления свойств ветра над поверхностью (направления и скорости) в разных частях дюны. Так, на гребне скорость достигает максимума, поэтому статическое давление постепенно уменьшается, образуя уменьшающийся градиент давления. Над подветренным склоном поток разделяется, одна его часть закручивается в обратную сторону к поверхности, образуя на своей стороне область, известную как след, в которой механическая энергия непрерывно диссипирует в турбулентные вихри.

Так как над поверхностью эоловой формы рельефа меняется давление и профиль скорости ветра, рост, перемещение и возникновение эоловых форм рельефа определяется свойствами обтекания, которые зависят от характеристик сальтирующих частиц. Далее рассмотрим модель трансформации эоловых форм рельефа, учитывающую причины изменения свойств воздушного потока у поверхности.

2. МОДЕЛЬ ТРАНСФОРМАЦИИ ЭОЛОВЫЙ ФОРМЫ РЕЛЬЕФА

Рассмотрим воздушный слой, непосредственно прилегающий к поверхности эоловой структуры, который в результате реакции на внешние воздействие обеспечивает целостность структуры по принципу оболочки (рис. 1). По аналогии с понятием "кипящий слой", предлагаемом для описания адиабатической гетерогенной системы с потоком жидкости, протекающей через слой частиц из мелкозернистого материала [21], предполагаем, что частицы удерживаются внутри оболочки объемными силами вязкого трения, силами сцепления и силами тяготения. При этом они могут быть подвижны внутри оболочки, меняя за счет этого локальные динамические характеристики среды. Оболочка разделяет две среды: воздушную среду (среда В) и среду, содержащую неподвижные песчаные частицы (среда П).

Сила $F_i = \frac{\partial w_i}{\partial t}$ действующая на каждый i -ый элементарный объем оболочки (i -ый элемент), сообщает импульс w_i , который определяется

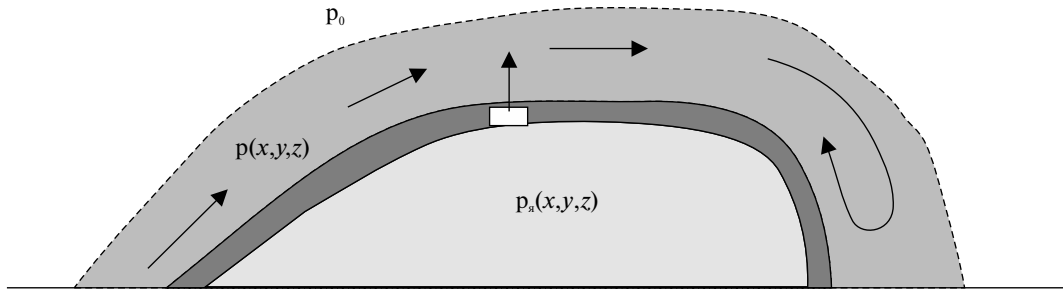


Рис. 1. "Оболочка" на границе двух сред.

изменением скорости движения объема и его массы: $\frac{\partial w_i}{\partial t} = m_i \frac{\partial v_i}{\partial t} + v_i \frac{\partial m_i}{\partial t}$ (v_i – скорость движения i -ого элемента). Эоловая форма рельефа в целом движется равномерно по направлению воздушного потока, поэтому в предположении отсутствия изменений динамики внутри оболочки действие сил на элементы оболочки в большей мере определяется изменением масс элементов, которое возможно за счет изменения объема V_i и плотности элемента оболочки ρ_i , поэтому: $\frac{\partial w_i}{\partial t} = v_i \rho_i \frac{\partial V_i}{\partial t} + v_i V_i \frac{\partial \rho_i}{\partial t}$. Считаем, что для элементов оболочки взяты элементарные площадки размером ∂S_V , то в отсутствии существенной деформации поверхности их размер не меняется. Осредненную плотность элемента оболочки определяем как $\rho_i = \rho + \frac{n_i V_p \rho_p}{V_i}$ (V_p и ρ_p – объем и плотность частицы). Тогда при выполнении условия несжимаемости получаем:

$$F_i = v_i \rho_i S_V \frac{\partial H_i}{\partial t} + v_i V_p \rho_p \frac{\partial n_i}{\partial t}. \quad (2)$$

Предположим, что имеются два связанных друг с другом элемента оболочки с индексами m и n . Так как при движении сохраняются характерные углы эоловой формы рельефа, силы, действующие на элементы m и n поверхности, равны: $F_m = F_n$, откуда

$$\rho_i S_V \left(v_m \frac{\partial H_m}{\partial t} - v_n \frac{\partial H_n}{\partial t} \right) = V_p \rho_p \left(v_n \frac{\partial n_n}{\partial t} - v_m \frac{\partial n_m}{\partial t} \right). \quad (3)$$

Считая плотности элементов и скорости движения в связанных точках близкими по значению, получаем, что относительное изменение толщины оболочки ΔH связано с относительным изменением числа частиц Δn в слое следующим образом:

$$\Delta H = - \frac{\rho_p V_p}{\rho_i S_V} \Delta n, \quad (4)$$

откуда с использованием выражения для ρ_i

$$\Delta H = - \frac{H}{\frac{\rho}{\rho_p} + 1} \frac{\Delta n}{n_i}. \quad (5)$$

С одной стороны относительное изменение числа частиц в слое может быть связано с процессами переноса и осаждения, с другой – особенностями геометрии поверхности. Для эоловой формы рельефа число частиц, располагающихся на границе, будет больше для углублений и вогнутых в среднем поверхностей, а толщина оболочки меньше. Для вершины, где поверхность в среднем выпуклая, их будет меньше, толщина оболочки на вершине эоловой структуры больше, чем для ровной поверхности и основания.

Локальные динамические характеристики среды элементов оболочки за счет подвижности песчаных частиц в граничном слое также меняют толщину оболочки. Далее будет описан механизм, который позволяет оценить устойчивость граничного слоя к воздействию сторонних сил с учетом подвижности частиц.

3. ИЗМЕНЕНИЕ УСЛОВИЙ ВЕТРОВОГО ВЫНОСА ЧАСТИЦ ПРИ ИХ ПОДВИЖНОСТИ

Пусть условие, определяющее устойчивое положение частиц в слое: $p_k = p_l$ (рис. 2). Частицы могут быть подвижны внутри слоя, при этом они не вылетают с поверхности. Можно говорить о первой критической скорости [22], при которой частица выходит из положения равновесия, но остается внутри слоя. Тогда пороговая скорость ветра, определенная во введении, является второй критической скоростью.

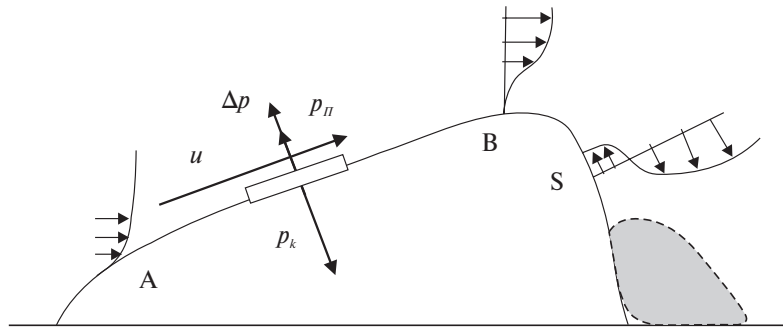


Рис. 2. Изменение профиля скорости у поверхности эоловой формы рельефа, разность давлений на границе, формирующее "оболочку".

В соответствии с формулой Бернулли воздушный поток у поверхности создает воздействие на частицы за счет разности давлений Δp над частицей и под ней. Оценка Δp может проведена как: $\Delta p = \frac{\rho u_*^2}{2}$. Тогда внешнее воздействие приведет к изменению свойств оболочки, за счет изменения состояния отдельных частиц, а величина p_k увеличится на величину p' .

Скорость потока вылетающих с поверхности частиц определяем в зависимости от разности давлений. При некоторой критической скорости воздушного потока происходит вылет частиц с поверхности $p_k - p_n = \frac{\rho_n v^2}{2}$, где v – скорость потока вылетающих с поверхности частиц, ρ_n – плотность среды П в потоке на границе. Появляется поток частиц, высвобождаемых оболочкой среды. Тогда для скоростей этих двух сред можно записать соотношение: $\frac{\rho u_*^2}{2} - p' = \frac{\rho_n v^2}{2}$.

При постоянном ветровом воздействии без изменения свойств оболочки мы бы наблюдали мгновенный ветровой вынос сразу нескольких частиц. Этот процесс был бы относительно непрерывным, что следовало бы из выражения типа: $\frac{\rho u_*^2}{2} = \frac{\rho_n v^2}{2}$.

Из экспериментов известно о наличии хаотического и слабого периодического характера выноса песчаных частиц с поверхности при постоянном воздействии на систему [23], что может быть обусловлено состояниями отдельных частиц. Определим механизмы, которые меняют свойства оболочки и определяют вероятностную составляющую величины ветропесчаного потока.

Возьмем за основу результаты [24]. Можно выделить три механизма ветрового выноса частицы [24]:

- 1) механизм вертикального выноса неподвижной частицы поверхности под влиянием ветра;
- 2) механизм перекатывания частицы граничного слоя (выход частицы из положения равновесия);
- 3) механизм выноса подвижной частицы граничного слоя под действием ветра.

О механизмах ветрового выноса частицы после поворота, а также о возможности начального поворота относительно точки сцепления упоминается в [2, 11] и [15]. В соответствии с моделью транспортировки пыльных частиц ветром, указанной в [15], имеем, что частицы размерами крупнее 500 мкм только перекатываются, на масштабах 70–500 мкм наблюдаем сальтацию, причем при 70–100 мкм – видоизмененную сальтацию. Для частиц размерами около 500 мкм также возможен смешанный сценарий ветрового выноса: поворот и затем подъем [15]. Для частиц больше или равных 100 мкм более вероятен первоначальный поворот, нежели непосредственный отрыв без поворота [16].

Таким образом, при превышении первой критической скорости частицы могут колебаться около положения равновесия. В целом, мы имеем дело не с неподвижными частицами.

Определим разность давления для случая подвижной частицы. Скорость воздушного потока относительно подвижной частицы оценим как $u_* - \frac{v_k}{2}$, где v_k – скорость поворота верхнего края частицы. Отсюда получаем:

$$\Delta p' = \frac{\rho \left(u_* - \frac{v_k}{2} \right)^2}{2}, \tag{6}$$

откуда

$$\Delta p' = \Delta p + p'. \tag{7}$$

Можно обозначить $p' = \frac{\rho u_* v_k}{2} - \frac{\rho v_k^2}{8}$, так как v_k для различных частиц поверхности фактически является случайной величиной.

При $\frac{v_k}{4} - u_* > 0$ p' повышает устойчивость оболочки к внешнему воздействию, а при $\frac{v_k}{4} - u_* < 0$ – снижает. Из (6) следует, что относительное уменьшение давления $\frac{p'}{\Delta p}$ почти линейно (с угловым коэффициентом, равным -0.88) зависит от относительного изменения $\frac{v_k}{2u_*}$. Таким образом, первоначальный поворот препятствует ее отрыву от поверхности. В связи с этим естественным образом появляется некая стохастичность за счет влияния состояний частиц поверхности на устойчивость оболочки к воздействию ветра.

4. ИЗМЕНЕНИЕ РАЗНОСТИ ДАВЛЕНИЙ ПРИ НАЛИЧИИ УГЛА НАКЛОНА

Учтем фактор взаимодействия поверхности с падающими сальтирующими частицами. Поворот частицы в слое около положения равновесия уменьшает относительную скорость движения воздушного потока около частицы, что сдерживает процесс ветрового выноса частицы. На этот процесс влияют падающие сальтирующие частицы.

Составляющую p' можно разложить на два слагаемых

$$p' = p'_{v_k} + p'_p, \tag{8}$$

где p'_{v_k} – вклад в разность давлений, учитывающий вращение частицы, p'_p – вклад, учитывающий импульсы подающих частиц.

Учтем импульсы, передаваемые падающими частицами на поверхность. Они сообщают импульс, направленный вниз под углом к горизонтальной плоскости. Поэтому сила импульсного воздействия будет влиять на поворот частицы.

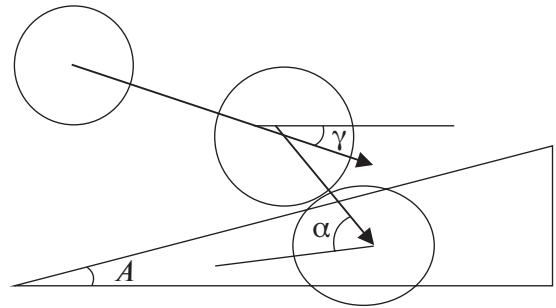


Рис. 3. Влияние на момент вращения импульсного воздействия падающей частицы.

Представим этот процесс на схеме (рис. 3). Угол A – угол наклона поверхности эоловой структуры к горизонту, α – это угол, определяемый взаимным расположением частиц, взаимодействующих между частицами, взаимодействующими в граничном слое, γ – угол к горизонту, под которым расположена траектория падающей частицы. Если предполагать, что частица лежит на двух частицах одинакового размера, то угол между вектором момента сил и радиус-вектором плеча момента силы определяем, как $\alpha - A$. При $\alpha - A - \gamma > 0$ момент силы импульсного воздействия падающей частицы будет давать положительный вклад в процесс вращения. При $\alpha - A - \gamma < 0$ – дает отрицательный вклад момент вращения.

Вклад падающих сальтирующих частиц с учетом начального поворота частицы из (8) примет вид:

$$\frac{\rho \left(u_* - \frac{v_k}{2} \right)^2}{2} - \rho_D h_D \frac{dv_D}{dt} \sin(\gamma - A) = \frac{\rho_{II} v^2}{2}. \tag{9}$$

Так как сальтирующие частицы падают под углом (рис. 4), то они:

- 1) сообщают импульс частице на поверхности $m_D v_D \sin(\gamma - A)$, дополнительно прижимающий их к поверхности;
- 2) сообщает момент импульса частице, способствующий ее вращению.

Оценим изменение момента импульса, чтобы показать его вклад в изменение скорости

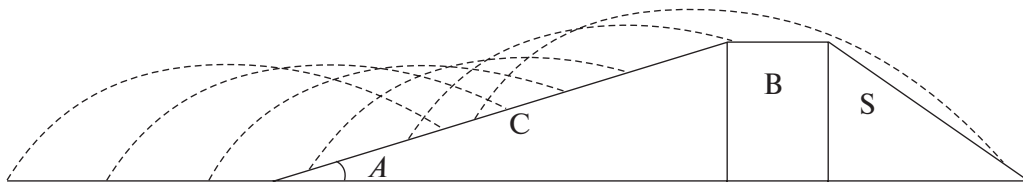


Рис. 4. Сальтирующие частицы вблизи эоловой формы рельефа.

начального поворота. Изменение момента импульса можно описать как

$$\Delta P_{vk} \cdot r = v_k Mr + v'_D Mr \sin(\alpha - A - \gamma), \quad (10)$$

где M – момент инерции частицы, откуда

$$\Delta P_{vk} \cdot r = v_k Mr \left(1 + \frac{v'_D}{v_k} \sin(\alpha - A - \gamma) \right). \quad (11)$$

Тогда относительную величину изменения скорости вращения за счет импульса падающей частицы определим следующим образом

$\eta_D = \frac{v'_D}{v_k} \sin(\alpha - A - \gamma)$. Отсюда (9) примет вид:

$$\frac{\rho u_*^2}{2} + p'' = \frac{\rho_{II} v^2}{2}, \quad (12)$$

где

$$p'' = -\frac{\rho}{2} u_* v_k (1 + \eta_D) + \frac{\rho}{8} v_k^2 (1 + \eta_D)^2 - p'_D \sin(\gamma - A).$$

В соответствии с (12) проводим расчет скорости потока выносимых с поверхности частиц и изменений давления с учетом и без учета случайной составляющей (рис. 5). Для расчетов используем следующие значения величин из [1, 9]:

1) изменение концентрации пыли с высотой [9]; при концентрации у поверхности 2.37 кг/м^3 , на площадке $1 \text{ см} \times 1 \text{ см}$ в верхнем слое, открытом воздействию воздушного потока, располагаются около 2.5×10^3 частиц, а масса частицы m_D около $4 \cdot 10^{-8} \text{ кг}$, число, то на 60 частиц в слое придется 1 падающая;

2) для учета угла и скорости падения сальтирующей частицы взята траектория частицы; в зависимости от высоты угол меняется от 0° до 13.9° , скорость от 1 м/с до 1.61 м/с ;

3) значение динамической скорости u_* ([1], таблица 2, [25]) взято равным $0.25\text{--}0.3 \text{ м/с}$; взаимосвязь u_* и v_k принята условно ($v_k = 0.4 u_*$), т. к. этот вопрос нуждается в более детальном рассмотрении;

4) характерные геометрические характеристики ряби: угол наклона наветренного склона составляет $8\text{--}10^\circ$, для подветренного – $20\text{--}30^\circ$; длина волны ряби от 0.5 см до 25 м , типичная высота $0.5\text{--}1 \text{ см}$, и длина волны – $7\text{--}14 \text{ см}$. [16].

Из (12) получаем, что начальная скорость ветропесчаного потока $v = \sqrt{\frac{2\Delta p'}{\rho_{II}}}$ имеет значения $0.12\text{--}0.19 \text{ м/с}$ (максимальные значения с учетом

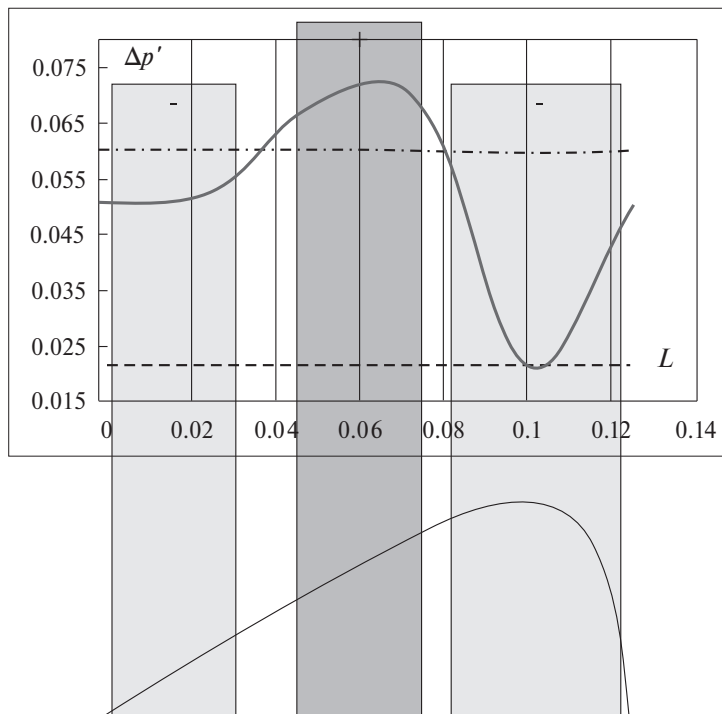


Рис. 5. Результаты расчетов по (12): отмечены значения регулярной составляющей разности давления Δp для случая неподвижных частиц; пунктиром отмечены значения $\Delta p' = \Delta p + p'$, учитывающие поворот частиц при ветровом воздействии; сплошной линией – $p' = p'_{vk} + p'_p$, значения, учитывающие вращения частиц и возможные передаваемые импульсы от падающих сальтирующих частиц. График сопоставлен с эоловой формой рельефа по зонам. L указано в метрах.

импульса падающей частицы), что оказывается существенно меньше начальной скорости из [1] (таблица 3.3), которая соответствует значению 0.69 м/с. Такое расхождение связано с различием в высоте нахождения частицы относительно поверхности. Начальная скорость вылета частицы с поверхности [1] определяется на высоте нескольких сантиметров. Начальная скорость v определяется из (12) на высоте u_* , равной нескольким миллиметрам [7]. За счет вертикальных составляющих скорости воздушного потока возможен дальнейший разгон с вылетом частиц до высоты, характерной для сальтирующих частиц. При этом некоторая доля частиц остается в слое миллиметровой толщины.

Расчеты по (12) приводятся на рис. 6 в сопоставлении с эоловой формой рельефа типа рябь длиной 0.125 м. Получены три варианта разности давлений: для неподвижных частиц слоя, для подвижных частиц без учета и с учетом передаваемого импульса от сальтирующей частицы. Здесь учтено воздействие частиц, падающих из сантиметрового слоя, так как их влияние на треть увеличивает скорость начального поворота частицы. Так как скорость частиц миллиметрового слоя на порядок меньше, то их воздействие можно считать несущественным. Скорость поворота частицы выбрана условно, связана со скоростью воздушного потока, поэтому разности давлений для неподвижных и для подвижных частиц соответствуют прямым. В действительности скорость поворота, вероятно, зависит от различных факторов, в частности, от неоднородности поверхности. При

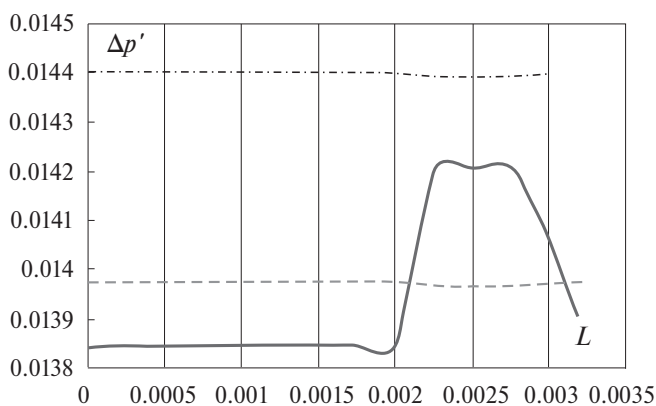


Рис. 6. Результаты расчетов по формуле (17) для условий Марса: штрихпунктиром отмечены значения регулярной составляющей разности давления Δp для случая неподвижных частиц; пунктиром отмечены значения $\Delta p' = \Delta p + p'$; учитывающие поворот частиц при ветровом воздействии, сплошной линией — $p' = p'_k + p'_p$; значения, учитывающие вращения частиц и возможные передаваемые импульсы от падающих сальтирующих частиц. L указано в метрах.

оценках импульсного воздействия падающих сальтирующих частиц взяты данные для быстрых частиц, движущихся на относительно небольшой высоте [26]. Данная оценка выполнена в обобщенном виде для того, чтобы показать влияние подвижных частиц на устойчивость частиц в слое и толщину оболочки в соответствии с соображениями раздела 2.

Скорость потока v и плотность потока ρ_{fl} можно ассоциировать со скоростью движения элемента оболочки v_i и плотностью элемента оболочки ρ_i соответственно. Тогда, исходя из (6) и выводов раздела 2,

$$\frac{\partial v_i}{\partial t} = \frac{v_i^2}{2h_i} = \frac{\Delta p + p'}{\rho_i h_i},$$

откуда

$$F_i = S_v (\Delta p + p') + v_i \rho_i S_v \frac{\partial H_i}{\partial t} + v_i V_p \rho_p \frac{\partial n_i}{\partial t}.$$

Чем больше относительное уменьшение разности давления за счет подвижности частиц, тем больше относительное увеличение толщины оболочки, тем больше устойчивость частиц в слое.

Изменение p' относительно состояния неподвижности частиц (рис. 6) минимально на наветренном и подветренном (ближе к основанию) склонах эоловой структуры и максимально на вершине. Наиболее устойчивы к ветровому воздействию будут частицы на вершине.

Подобный расчет с использованием данных из [1, 27, 28] можно провести для условий Марса (рис. 6). Размеры частиц здесь в 2–3 раза больше, чем для земных пустынь и соответствуют размерам 200–300 мкм, 400–600 мкм для разных территорий. Пробы, взятые на Марсе в 2012 г., показали базальтовую природу песка [28], плотность которого немного выше плотности кварца. Если принять $u_* = 1.5$ м/с, длину сальтации частицы 0.28 см, а высоту 0.022 см, скорость падающей сальтирующей частицы задаем, меняя относительно значения для земных частиц пропорционально масштабам движения частицы, как $v_d = 0.024$ м/с. Характерные размеры для ряби можно оценить по данным фото из [1], рис. 5, 6.

Падающие сальтирующие частицы усиливают устойчивость наветренного склона к внешнему воздействию в существенно большей степени, чем в условиях Земли. Вероятно, это приведет к большим углам наклона поверхности структур по отношению к земным условиям.

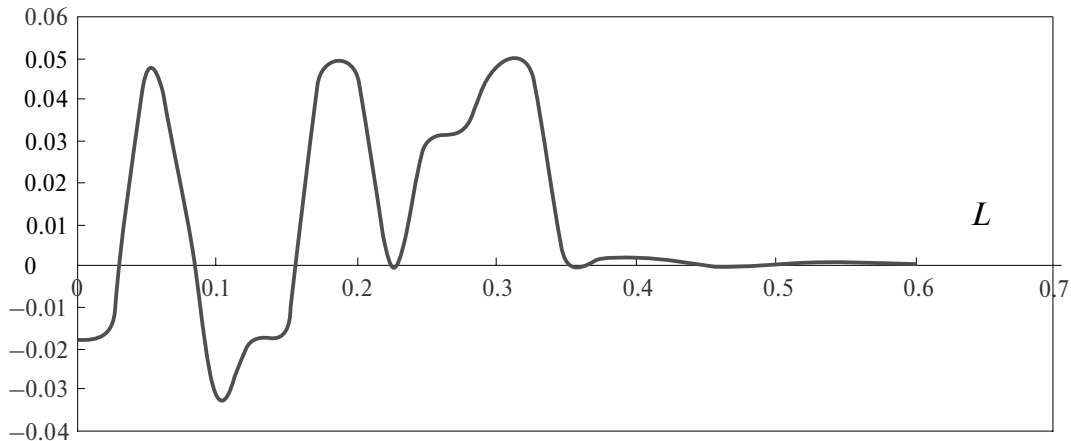


Рис. 7. Значение $\Delta p'_A - \Delta p'_B$ для двух точек А и В на профиле эоловой формы рельефа размером 0.125 м при длине сальтации частицы 0.2 м.

Таким образом, учет подвижности частиц в слое и влияние падающих на поверхность сальтирующих частиц способствует длительности сохранения структуры эоловых форм рельефа.

5. ТРАНСФОРМАЦИЯ ЭОЛОВЫХ ФОРМ РЕЛЬЕФА

Плотность потока частиц в единичном объеме (раздел 2): $\rho_i = \rho + \frac{n_i V_p \rho_p}{V_i}$, где n – число срывааемых частиц в единицу времени. Тогда $\Delta p' = \rho \frac{v^2}{2} + \frac{n_i V_p \rho_p v^2}{V_i}$. Так как поток частиц $\Phi_i = \frac{dn_i}{dS_i}$, $\Delta p' = \rho \frac{v^2}{2} + \Phi_i m_p \frac{w_i}{2}$, где w_i – ускорение частицы. Поэтому $\Delta p'$ в (6) определяет массоперенос частиц, как разность взлетающих и падающих частиц:

$$\Delta p'(L) - \Delta p'(L + L_s) = m_p \frac{w_i}{2} (\Phi_i(L) - \Phi_i(L + L_s)). \quad (13)$$

Разность $\Delta p'$ связана с числом выносимых с поверхности частиц для двух точек эоловой структуры, находящихся на расстоянии L_s вдоль горизонтальной линии профиля эоловой структуры L :

$$\Delta \Phi = 2 \frac{p''(L) - p''(L + L_s)}{m_p w_i}. \quad (14)$$

Поток частиц в таком представлении определяется взаимным расположением структур, а также углом наклона поверхности. Поэтому на вершине и у основания с наветренного склона

(рис. 7) число срывааемых ветром частиц меньше, чем на наветренном склоне.

Оценка величины $\Delta p'_A - \Delta p'_B$, для которой расстояние между двумя точками А и В соответствует характерной длине сальтации частицы, позволит оценить относительный прирост масс для эоловой формы рельефа. На рис. 7 приведены результаты расчетов для эоловой структуры размером 0.125 м. Отрицательные значения $\Delta p'_A - \Delta p'_B$, то есть случай, когда больше частиц отрывается, чем падает на поверхность, что снижает уровень поверхности эоловой формы рельефа, а положительные значения – увеличивают. На наветренном склоне до уровня 1/4 ее уровня частицы наносятся (прирост массы), далее до вершины наблюдаем равновесие, на подветренном склоне вынос. При условии, что рассматривается несколько эоловых структур одного размера, расположенных на одном расстоянии, то, начиная с третьей, будет наблюдаться равновесие потоков.

Рассмотрим случай ветрового выноса с учетом вклада падающих сальтирующих частиц только для массопереноса без импульсного воздействия для протяженного рельефа с периодической структурой, состоящей из однотипных эоловых структур в соответствии с описанной моделью (рис. 8). Пусть L_s – средняя длина сальтации частиц, Δx – расстояние между эоловыми формами рельефа, x_s – длина эоловой структуры. Тогда возможны следующие сценарии формирования эоловой формы рельефа для периодической схемы.

При $L_s = x_s$ наблюдаем равновесие потоков падающих и взлетающих частиц, которое нарушается при некотором размере эоловой формы рельефа, что связано с особенностями траекто-

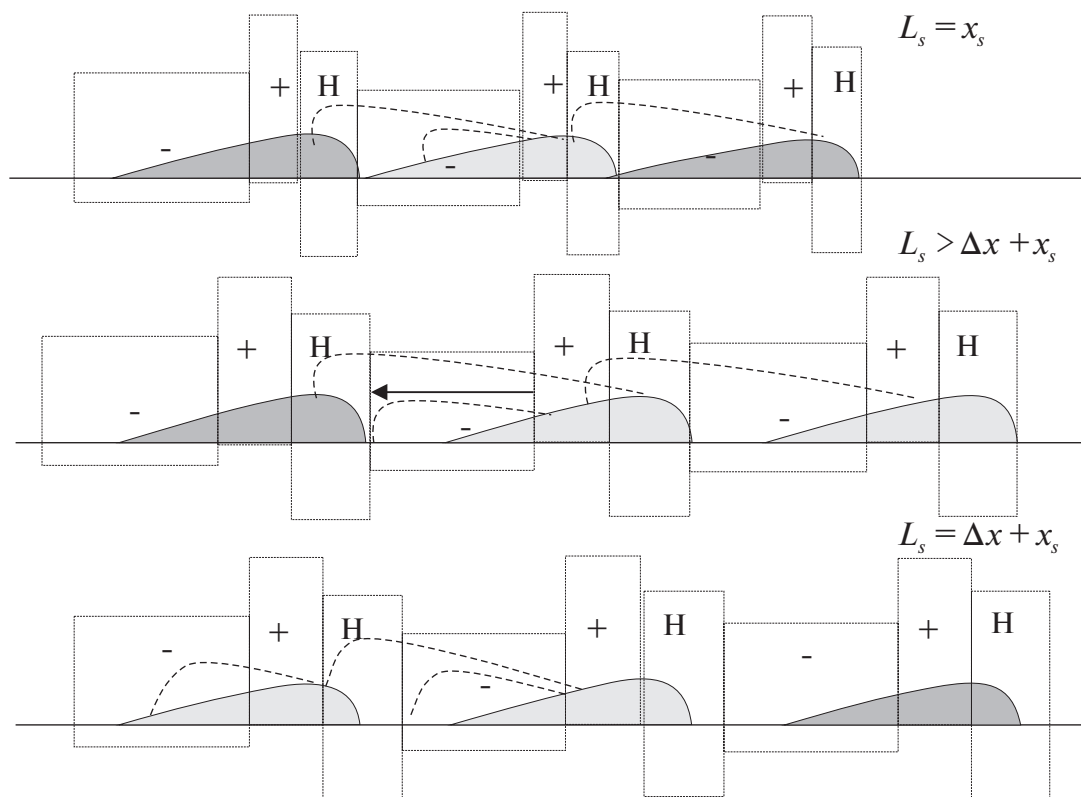


Рис. 8. Равновесные состояния потоков для случая нескольких эоловых форм рельефа ("+" – частицы отрываются, "-" – не отрываются, "H" – отрываются, но их число относительно мало).

рий сальтирующих частиц. При этом появляется область тени с подветренной стороны. Это способствует уменьшению структуры и изменению условия равновесия для последующей эоловой структуры, что приведет к ее росту.

При $L_s > \Delta x + x_s$ и $L_s < \Delta x + x_s + x_2$ потоки падающих сальтирующих частиц и выносимых с поверхности частиц оказываются различными для подветренного склона, что связано с появлением горизонтального участка длиной Δx между структурами. Это приводит к смещению границы между областями "+" и "-", и уменьшению второй структуры и увеличению третьей.

Для случая малых структур, когда L_s соизмерима или больше x_s , при случайном формировании структур микрорельефа поверхности, происходит уменьшение одних и рост других. Расстояние между гребнями образовавшейся ряби превышает примерно вдвое длину сальтации частиц.

При $L_s = x_s + \Delta x$ наблюдаем устойчивый рост структур. Для конкретного сценария можно оценить расстояние между гребнями ряби. Для оптимальной сценария устойчивого роста эоло-

вых форм рельефа необходимо, чтобы длина сальтации была равна отрезку от границы "+" и "-" до границы "+" и "-", что возможно при $\Delta x = 0.05$ м, откуда расстояние между гребнями для структуры размером 0.125 м равно 0.175 м.

Для определения расстояния между гребнями эоловых структур при оптимальных условиях устойчивости к воздействию ветра необходимо найти точку К на наветренном склоне эоловой структуры, где равны значения $\Delta p'_k$ (предельная разность давлений для ветрового выноса) и $\Delta p'$. Расстояние между гребнями эоловой структуры определяем как $x_k + L_s$. Учитывая периодичность структур, определенность параметра длины сальтации ассоциируется с идеями из [18] о необходимости совпадения фазы двух волновых процессов на поверхности и в воздушной среде.

Следует отметить, что модель трансформации эоловых форм рельефа представлена, в частности, в работе [14]. Параметром, определяющим изменение формы рельефа, является сопротивление воздушному потоку.

Таким образом, учет баланса потоков частиц позволяет оценить оптимальное расстояние меж-

ду эоловыми формами рельефа, при котором они остаются неизменными при воздействии ветрового потока.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Подвижность частиц в слое, непосредственно прилегающем к обдуваемой поверхности, влияет на величину пороговой разности давления над частицей и под ней, необходимой для ее ветрового выноса, что приводит к изменению интенсивности ветрового выноса. Слой подвижных частиц за счет уменьшения относительной скорости воздушного потока повышает устойчивость ветровому воздействию. Его толщина зависит от числа частиц на границе, а, следовательно, от особенностей геометрии. Учет подвижности частиц за счет воздействия воздушного потока и импульсов падающих сальтирующих частиц из сантиметрового слоя с характерными углами локально меняет разности давлений над слоем частиц. На наветренном склоне за счет подвижности частиц на поверхности происходит увеличение разности давлений, а далее к ее вершине – уменьшение. Наибольшая устойчивость к воздействию воздушного потока на вершине ближе к наветренному склону. Относительное уменьшение давления $\frac{p'}{\Delta p}$ почти линейно зависит, от относительного изменения $\frac{v_k}{2u_*}$. Поэтому здесь важны оценки влияния воздушного потока на изменение скорости движения частицы в слое.

При постоянном ветровом воздействии наблюдается неоднородный динамически сложный ветропесчаный поток за счет влияния поведения отдельных песчаных частиц на характеристики роста эоловых форм рельефа. Начальная скорость ветропесчаного потока соответствует 0.12–0.19 м/с.

Это меняет баланс падающих и срываемых ветром частиц и приводит к трансформации эоловых форм рельефа. Расчет для нескольких последовательных эоловых структур с учетом предложенной схемы описания ветрового выноса дает оптимальное расстояние между гребнями ряби, при котором они остаются неизменными при воздействии ветрового потока. Расстояние между гребнями для структуры размером 0.125 м равно 0.175 м при $u_* = 0.3$ м/с.

Источник финансирования. Работа выполнена при поддержке Программы фундаментальных исследований Президиума РАН № 28 "Космос:

исследования фундаментальных процессов и их взаимосвязей", направление "Солнечная и другие планетные системы".

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Greeley R., Iversen D.J.* Wind as geological process of Earth, Mars and Titan. New York: Cambridge University press, 1985. 333 p.
2. *Ivanov V.K., Matveev A.Ya., Tsymbal V.N., Yatsевич S.Ye.* Radar investigations of the aeolian sand and dust transporting manifestations in desert areas // *Telecommun. Radio Eng.* 2015. V. 74. № 14. P. 1269–1283.
3. Почвозащитное земледелие. Под общ. ред. А.И. Бараева. М.: "Колос", 1975. 304 с.
4. *Семенов О.Е.* Соппротивление подвижной песчаной поверхности при бурях // *Гидрометеорология и экология.* 2002. № 1. С. 14–27.
5. *Горчаков Г.И., Карнов А.В., Копейкин В.М., Злобин И.А., Бунтов Д.В., Соколов А.В.* Экспериментальное и теоретическое исследование траекторий сальтирующих песчинок на пустынных территориях // *Оптика атмосферы и океана.* 2012. Т. 25. № 6. С. 501–506.
6. *Гендугов В.М., Глазунов Г.П.* Ветровая эрозия почвы и запыление воздуха. М.: Физматлит, 2007. 238 с.
7. *Семенов О.Е.* Экспериментальные исследования кинематики и динамики пыльных бурь и поземков // *Труды КазНИГМИ.* 1972. № 49. С. 2–31.
8. *Zgheib N., Fedele J.J., Hoyal D.C. J.D., Perillo M.M., Balachandar S.* Direct numerical simulation of transverse ripples: 1. Pattern initiation and bedform interactions. // *J. Geophys. Res.: Earth Surface.* 2018. V. 123. № 3. P. 448–477.
9. *Finn J.R., Li M., Apte S.V.* Particle based modelling and simulation of natural sand dynamics in the wave bottom boundary layer // *J. Fluid Mech.* 2016. V. 796. P. 340–385.
10. *Restrepo J.M., Moulton D.* Precessive sand ripples in intense steady shear flows // *Phys. Rev. E.* 2011. V. 83. № 3. P. 031305.
11. *Michael R. Raupach, Hua Lu.* Representation of land-surface processes in aeolian transport models // *Environmental Modelling & Software.* 2004. V. 19. № 2. P. 93–112.
12. *Nikuradse J.* Laws of flow in rough pipes // *National advisory committee for aeronautics.* Washington, 1950. 42 p.
13. *Baas J.H., Best J.L., Peakall J.* Depositional processes, bedform development and hybrid bed formation in rapidly decelerated cohesive (mud–sand) sediment flows. *Sedimentology.* 2011. V. 58, Iss. 7. P. 1953–1987.
14. *Shao Y.* Physics and modeling of wind erosion. Springer Science & Business Media. 2008. 452 p.

15. *Hua Lu*. An integrated wind erosion modeling system with emphasis on dust emission and transport // A thesis submitted in fulfillment of the requirements for the degree of Doctor of Philosophy, School of Mathematics The University of New South Wales Sydney, Australia, Mathematical Science. 1999. 185 p.
16. *Kenneth Pye, Haim Tsoar*. Aeolian Sand and Sand Dunes. Berlin. Heidelberg: Springer, 2009. 458 p.
17. *Бютнер Э. К.* Динамика приповерхностного слоя воздуха Л.: Гидрометеиздат, 1978. 158 с.
18. *Chou Yi Ju, Fringer Oliver B.* A model for the simulation of coupled flow bed form evolution in turbulent flows // *J. Geophys. Res.* 2010. V. 115. № C10.
19. *Charru F.* Instabilités hydrodynamiques. Savoirs actuels: EDP Sciences/CNRS edition, 2007. 386 p.
20. *Bagnold R. A.* The physics of blown sand and desert dunes. New York, 1973. 263 p.
21. *Гольдштик М. А.* Процессы переноса в зернистом слое. Новосибирск, 1984. 164 с.
22. *Кутателадзе С. С.* Основы теории теплообмена. Изд. 5-е перераб. и доп. М.: Атомиздат, 1979. 416 с.
23. *Горчаков Г. И., Карнов А. В., Конейкин В. М., Злобин И. А., Бунтов Д. В., Соколов А. В.* Исследование динамики сальтирующих песчинок на пустынных территориях // *ДАН.* 2013. Т. 452. № 6. С. 669–676
24. *Малиновская Е. А.* Модель отрыва песчаной частицы ветром // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана.* 2017. Т. 53. № 5. С. 588–596.
25. *Семенов О. Е.* Введение в экспериментальную метеорологию и климатологию песчаных бурь. Алматы, 2011. 580 с.
26. *Martin R. L., Kok J. F.* Wind-invariant saltation heights imply linear scaling of aeolian saltation flux with shear stress // *Science advances.* 2017. V. 3. № 6. e1602569.
27. *Yang Y. Y. et al.* Aerodynamic grain-size distribution of blown sand // *Icarus.* 2018. <https://doi.org/10.1111/sed.12497>.
28. *Day M., Kocurek G.* Observations of an aeolian landscape: From surface to orbit in Gale Crater // *Icarus.* 2016. V. 280. P. 37–71.
29. *Lorenz R. D., Zimbelman J. R.* Dune Worlds: How Windblown Sand Shapes Planetary Landscapes. Springer, 2014. 308p.

Transformation of aeolian relief forms under wind influence

Е.А. Malinovskaya

*North-Caucasian Federal University, Institute of Mathematics and Natural Sciences
Department of socio-economic geography, geoinformatics and tourism
Pushkina ul., 1, Stavropol, 1355009, Russia
E-mail: elen_am@inbox.ru*

Received: 10.01.2018

Revised version received: 28.08.2018

The interaction of the air flow with the surface consisting of sandy disjoint particles is considered. Taking into account their mobility on the surface in the calculations allows us to describe the reasons for increasing the stability of the layer of particles bordering the air environment. The value of the threshold wind speed required for the removal of the particle increases due to the change in the pressure difference above and below the particle relative to the same value at a stationary state. The number of surface particles to be torn off when the wind reaches the threshold values increases. This circumstance allows to explain one of the possible reasons for the appearance of the known effective change of gravity acting on the layer, with the growth of eolian forms of relief. For inclined surfaces, the balance for the flows of falling and torn off by the wind particles is disturbed due to the difference in resistance to the effects of air flow. The differentiation of the eolian form of relief on the area with different intensities of wind removal makes it possible to estimate the relative increase in mass, which determines the optimal distance between the two structures for sustainable growth.

Keywords: eolian relief forms, salting, particle separation by wind, separation mechanisms, particle rolling