

УДК 551.553.8 + 631.43

**О ВЛИЯНИИ УВЛАЖНЕНИЯ ПЕСКА НА ЕГО  
ВЕТРОВОЙ ПЕРЕНОС**

Канд. физ.– мат. наук О.Е. Семенов

*Рассмотрено влияние влаги на процесс ветрового переноса песка. Получены временные масштабы высыхания поверхностного слоя увлажненного песка толщиной 0,27 и 0,45 мм при умеренных и сильных ветрах до максимальной гигроскопической влажности. Для оптимальных условий испарения влаги при умеренных скоростях ветра для высыхания поверхностного слоя песка требуется от 10 до 30 мин, при сильных ветрах – от 2...3 до 6...8 мин в зависимости от их скорости. Общий расход песка над такой подсыхающей поверхностью во время песчаных бурь снижается в 10...12 раз по сравнению с сухим песком, критическое значение динамической скорости потока  $u_{*k}$ , при котором начинается ветровой перенос частиц, возрастает в 1,7...2 раза.*

Во время пыльной бури для вылета свободно лежащей на поверхности сухой частицы размером 100 мкм достаточно воздействия на неё направленной вверх силы давления  $P \approx 2$  Па (или  $2 \text{ Н/м}^2$ ). Величина этой силы, действующей со стороны ветра на поверхностные частицы при больших скоростях потока, достигает, по измерениям А.К. Дюнина с сотрудниками, порядка  $10 \text{ Н/м}^2$  (перепад нормального давления в пограничном слое аэродинамической трубы был у них около 1 мм водного столба) [3].

Мокрая поверхность почв, как известно, не подвергается выдуванию даже сильными ветрами. Когда все поры почвы заполнены водой, отрыв частицы ветром невозможен, так как подъемная сила, действующая со стороны ветра, по величине значительно меньше молекулярных сил взаимодействия молекул воды друг с другом и со смачиваемыми почвенными частицами. Так, приближенный расчет сил молекулярного взаимодействия воды и частиц грунта, приведенный в монографии С.В. Нерпина и А.Ф. Чудновского, дает порядок величины удельного молекулярного притяжения  $q_m$  для сферических частиц диаметром 1 и 500 мкм, соответственно,  $3 \cdot 10^5 \text{ Н/м}^2$  и  $6 \cdot 10^2 \text{ Н/м}^2$  [7]. Для наиболее опасных в отношении дефля-

ции частиц размером 100 и 200 мкм  $q_m \approx 3 \cdot 10^3 \text{ Н/м}^2$  и  $q_m \approx 1,5 \cdot 10^3 \text{ Н/м}^2$ , т.е. примерный порядок величины  $q_m \geq 10^3 \text{ Н/м}^2$ . Таким образом, силы взаимодействия воды с частицами грунта превосходят воздействие ветра на них в 100 и более раз. Сила сцепления молекул воды друг с другом значительно больше и достигает  $3 \cdot 10^7 \text{ Н/м}^2$  [2]. Поэтому мокрая поверхность почв и грунтов не поддается выветриванию.

При уменьшении содержания влаги в почве в результате её испарения происходит разрыв водных капилляров пор. Вода распределяется дискретными кольцами (стыковыми манжетами), каждое из которых окружает точку соприкосновения двух частиц, и в виде тонкой пленки, толщиной в несколько молекул воды, покрывающей остальную поверхность частиц. Очевидно, что и в этом случае вероятность отрыва и переноса частиц ветром близка к нулю из-за действия тех же молекулярных сил. При дальнейшем уменьшении влажности почвы будет происходить уменьшении размеров стыковых манжет и, наконец, они полностью исчезнут. Влажность почвы в момент исчезновения стыковых манжет, когда на частицах остается лишь тонкий слой пленочной влаги, соответствует величине критической влажности, так как только при этих условиях существует реальная вероятность отрыва частиц ветром [11].

Влажность, обусловленная тонкими молекулярными слоями воды на частицах почвы, в условиях полного насыщения воздуха парами испаряющейся воды, соответствует максимальной гигроскопической. Таким образом, у почв с одноступенчатой структурой (песков) критическая влажность  $W_k$  равна максимальной гигроскопической  $W_k = W_{м.г.}$ . К такому выводу пришел Б.П. Орлов при изучении ветрового переноса песка в пустынях Средней Азии [8]. Позже этот вывод Орлова был подтвержден и автором этой статьи [11]. Величина  $W_{м.г.}$  определяется удельной поверхностью частиц, т.е. их размером. Поэтому численное значение  $W_k$  для реальных почв и грунтов с различным размером слагающих их частиц будет неодинаковым и является функцией параметров распределений частиц по размерам. Для песков Казахстана  $W_{м.г.}$  изменяется в интервале от 0,37 до 1,45 % [6].

Пока влажность поверхностного слоя частиц больше  $W_k$ , они не могут переноситься ветром. Поэтому возникает вопрос о том, как долго могут сохраняться защитные свойства влаги, т.е. сколько времени необходимо на снижение влажности тонкого поверхностного слоя почвы до зна-

чения  $W_k$ . До настоящего времени исчерпывающего количественного ответа на него не дано, так как нет данных по систематическому, последовательному во времени, измерению влажности указанного слоя почвы.

### ***Процессы инфильтрации и высыхания поверхности песков***

После весеннего снеготаяния в песчаной пустыне влага опускается в глубинные слои, а верхний слой песка быстро просыхает. Поверхностный слой песка в пустынях большую часть теплого периода года является сухим, имеющим влажность, равную гигроскопической  $W_g$ . В условиях северных пустынь Казахстана мощность такого поверхностного слоя достигает 2...4 десятка сантиметров. Выпадающие на поверхность песка осадки, вследствие их инфильтрации, приводят к намоканию верхнего просохшего слоя, или его части, влагой. Глубина промачивания песка зависит от количества и интенсивности выпавших осадков, предшествующего увлажнения его верхнего слоя.

Исследования влияния количества выпавших осадков на величину промоченного слоя песка в естественных условиях мне не известны. Лишь М.П. Петров заметил, что выпадение одного миллиметра осадков приводит к промачиванию слоя песка толщиной в 1...1,5 см [9]. О зависимости глубины проникновения влаги в песчаные грунты  $h_x$  от количества осадков  $x$  можно получить представления по данным лабораторных опытов И.С.Васильева, описанным в монографии А.А. Роде [10]. Водоудерживающая способность среднезернистого песка изучалась Васильевым на частицах трех фракций следующих размеров: 0,1...0,25; 0,25...0,5 и 0,5...1 мм. Сухие колонны частиц песка в стеклянных трубах увлажнялись сверху различным количеством воды. После увлажнения велись наблюдения за скоростью перемещения границы слоя подвешенной капиллярной влаги в течение трех суток, и определялась влажность промоченного слоя.

В результате экспериментов было установлено, что в поверхностных слоях песка создается сплошной слой капиллярно подвешенной воды с влажностью грунта, равной наименьшей влагоемкости  $W_{нв}$ . Обязательным условием создания такого слоя является существование песка перед его увлажнением в сухом состоянии. Если грунт имеет даже небольшую влажность порядка 2...3%, то поступающая на поверхность вода немедленно просачивается вниз, оставляя в верхних слоях небольшое количество стыковой влаги [10]. Существует предельная масса воды, удерживаемая капиллярными силами. Этой массе соответствует и предельная глуби-

на промачивания  $h_x$ . При ее достижении большая часть воды, находящейся в промоченном слое, быстро стекает вниз. В верхних слоях песка остается всего 0,1...0,2 от первоначально задержанной в них массы влаги. Предельная глубина промачивания больше у мелкого песка. В опытах Васильева на частицах размером 0,1...0,25 мм критическая глубина промачивания достигала 17,7..19,8 см с наименьшей влагоемкостью песка  $W_{не} = 21...24\%$  (от объема) при поливе слоем воды 70 мм.

Для определения мощности промоченного слоя  $h_x$  от количества подаваемой воды  $x$  (в мм слоя), на рис. 1 по результатам измерений Васильева нами построена зависимость  $h_x = f(x)$ , которая позволяет оценивать  $h_x$  по количеству выпавших атмосферных осадков.

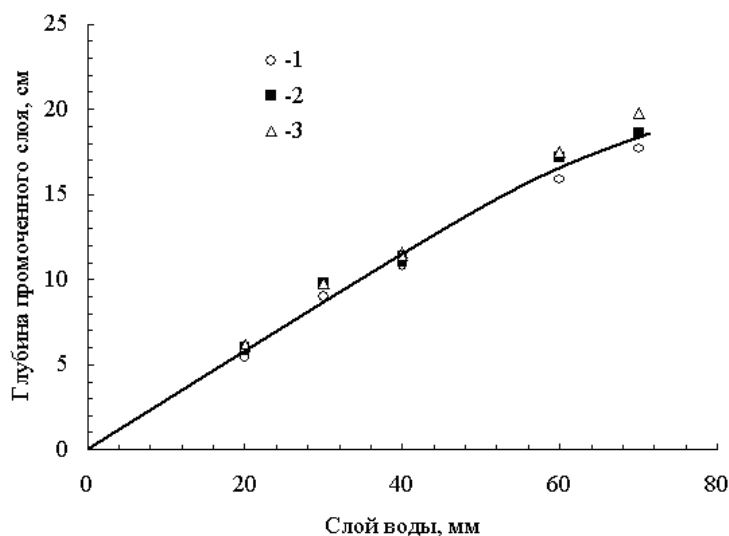


Рис. 1. Зависимость глубины промоченного слоя песка от количества воды, поступившей на поверхность сухого песка различного размера: 1 – 0,5...1 мм, 2 – 0,25...0,5мм, 3 – 0,1...0,25 мм по результатам экспериментов И.С. Васильева (Роде [10]).

После выпадения осадков и быстрого опускания влаги вниз под действием силы тяжести и капиллярных сил начинается её передвижение к поверхности песка вследствие испарения. При испарении вертикальный поток влаги внутри почвы  $E_w$  передвигается в жидкой фазе к испаряющей поверхности в пределах всего промоченного слоя. Скорость её передвижения не может быть больше испаряемости  $E_0$ . Ещё в начале 20-го века Коссович [1, 10] описал процесс испарения воды почвогрунтами. Оказалось, что его можно разделить на три различных стадии. Так как нас инте-

ресует оголенная поверхность, то остановимся на описании этого процесса только для неё. Первая стадия испарения наблюдается после выпадения осадков и продолжается непродолжительное время до тех пор, пока поверхность почвы (песка) остается влажной. В этот период испарение с оголенной поверхности равно испаряемости  $E_0$  и полностью определяется метеорологическими параметрами приземного слоя атмосферы.

Образование высушенного поверхностного слоя начинается в момент времени  $t_0$ , когда испаряемость превысит вертикальный поток влаги в почве, т.е. при выполнении условия  $E_0 > E_w$  или  $(E_0 - E_w) > 0$ . На второй стадии, когда уже образовался высушенный поверхностный слой, испарение определяется скоростью притока воды за счет капиллярных сил к испаряющей влажной поверхности внутри грунта и движения влаги в виде пара в высушенном верхнем слое. Влияние уменьшения влагосодержания в верхних подсыхающих слоях грунта или почвы на испарение менее значительно, чем потока воды из более глубоких слоев.

Последняя, третья, стадия наступает при прекращении вертикального потока жидкости из нижних слоев к дневной поверхности, и испарение определяется только потоком водяного пара. Для нас важно рассмотреть первую фазу процесса и оценить количественно время её существования на подвижном песке.

Во время первой стадии процесса испарения следует выделить два временных интервала. Первый ( $t_1$ ) – когда скорость вертикального потока влаги в песке  $E_w$  равна или больше значения испаряемости  $E_0$ . В этот период времени поверхность песка остается влажной, так как вода успевает поступать к поверхности из глубинных слоев. Во второй интервал ( $t_2$ ), когда испаряемость становится больше притока влаги из глубинных слоев к поверхности, идет, собственно, сам процесс высушивания поверхностного слоя песка до значения максимальной гигроскопической влажности  $W_{me}$ , а затем – до гигроскопической  $W_c$ .

Время защищенности песка от выдувания после момента, когда испаряемость превысит скорость притока влаги к поверхности, казалось бы, легко определить из отношения запаса подвижной влаги в слое толщиной в несколько диаметров частиц  $(V - V_{me})$  к разности потоков влаги  $(E_0 - E_w)$ , т.е.

$$t_2 = \frac{(V - V_{me})}{E_0 - E_w}, \quad (1)$$

где  $V_{мг}$  – связанная максимальная гигроскопическая влага,  $(V - V_{мг})$  измеряется в мм, а  $(E_0 - E_w)$  – мм/час. К сожалению, воспользоваться этой формулой для точного определения  $t_2$  невозможно из-за трудностей определения входящих в неё параметров. Но её анализ позволяет лучше понять физику процесса и получить оценку его временного масштаба ( $t_2$ ).

Измерить минимальную толщину высыхающего слоя и его влагозапасы, при достижении которых в момент сушки возможен отрыв частиц ветром, пока никому не удалось и, по-видимому, не будет она измерена и в будущем. Оценить масштабы этого слоя и его влагосодержания можно на модели идеальной почвы. При гексагональной упаковке сферических частиц диаметром 100 мкм поверхностный слой, состоящий из трех слоев частиц, имеет толщину 275 мкм, из пяти слоев частиц – 450 мкм. Объем пор составляет 0,37 от всего объема почвы. Поэтому запас влаги в трех – пятислойной толще поверхностного слоя при полном заполнении пор водой достигает, примерно, 0,1...0,15 мм.

Определить испарение экспериментальными методами в песчаной пустыне можно двумя методами: путем организации градиентных измерений температуры и влажности воздуха в приповерхностном слое или проведения наблюдений за тепловым и радиационным балансом поверхности. Проведение экспериментальных исследований испаряемости и испарения в песчаных пустынях крайне сложно, поэтому, видимо, эмпирические данные по ним если и есть, то крайне ограничены и трудно доступны. Выполненные нами градиентные измерения во время высыхания песчаной поверхности не позволили получить значений испарения вследствие формирования температурных инверсий испарения и очень малых градиентов скорости ветра. Результаты этих измерений приведены далее в табл. 2. Исследования теплового баланса в песчаных пустынях Средней Азии проводились Б.А. Айзенштатом и К.В. Кувшиновой. Но они, к сожалению, не годятся для решения нашей задачи. Айзенштат принимал песок сухим и исключил из уравнения теплового баланса потери тепла на испарение. Кувшинова по своим наблюдениям рассчитывала месячные значения испарения [5]. Поэтому для оценки суточного хода испаряемости пришлось привлечь результаты теплосбалансовых исследований А.И. Будаговского по определению испаряемости и испарения на орошаемых землях в Ферганской долине, приняв их в качестве приближенных, при оценке масштаба времени высушивания поверхностного слоя песка в пустынях (рис. 2) [1].

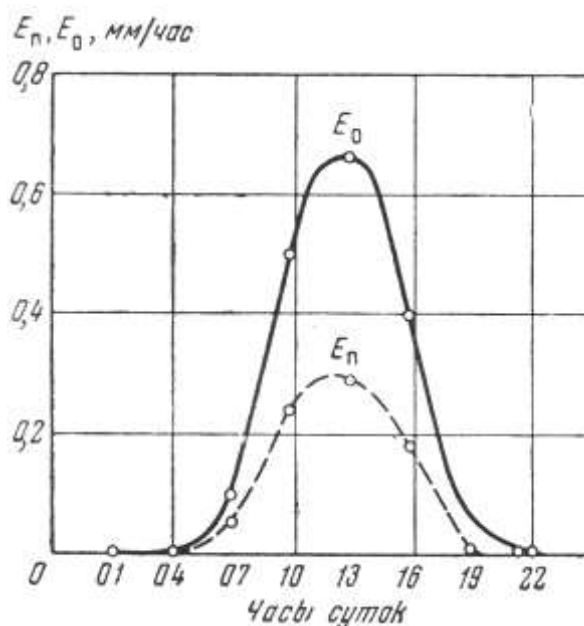


Рис. 2. Суточный ход испаряемости  $E_0$  и испарения воды почвой  $E_n$  в мае – июне месяцах в Ферганской долине по А.И. Будаговскому [1].

Как хорошо видно на рисунке,  $E_0$  в ясную солнечную погоду изменяется в течение суток от сотых долей миллиметра в час в ранние утренние часы, до своего максимума 0,65 мм/час в полдень и плавно снижается до нуля к 22 часам. Процесс испарения с поверхности почвы заканчивается значительно раньше, к 19 часам, по-видимому, из-за быстрого радиационного выхолаживания поверхности вследствие длинноволнового излучения. Поэтому длительность высыхания песчаной поверхности зависит и от момента начала процесса испарения влаги с неё. Ведь намокание почвенного покрова теоретически возможно в любое время суток.

Следующий параметр, входящий в знаменатель формулы (1), это вертикальный поток влаги в почве к испаряющей поверхности  $E_w$ . Будаговский предлагает рассчитывать его по формуле

$$E_w = \gamma(W_n - W_{\text{врк}}), \quad (2)$$

где  $W_n$  – влажность почвы,  $W_{\text{врк}}$  – влажность разрыва капилляров. Если  $E_w$  выражать в мм/сут, а  $W_n$  и  $W_{\text{врк}}$  – в % к объему почвы, то коэффициент  $\gamma$  для различных почв имеет значения от 0,7 до 1,5 мм/сут. К сожалению, Будаговский не конкретизирует значения  $\gamma$  по типам почв, и можно лишь предполагать, что у песков он ближе к его максимальному значе-

нию. Пока нет простых методов определения влажности разрыва капилляров  $W_{врк}$  в реальных почвах. Поэтому нет и надежных данных её значений. По мнению Роде, влажность разрыва капилляров может составлять у различных почв от 57 % до 89 % от наименьшей влагоемкости  $W_{нв}$  [10]. По сообщению С.А. Вериги и Л.А. Разумовой, агрометеорологи гидрометеорологической службы в своей практической работе используют значение влажности разрыва капилляров  $W_{врк}$ , равное  $0,55W_{нв}$  [2]. Примем это значение и определим максимально возможную скорость притока влаги к испаряющей поверхности песка  $E_w$  при влажности  $W_n = W_{нв}$ , так как при  $W_n < W_{нв}$  поток влаги будет всегда меньше. Тогда (2) можно записать для наших вычислений в виде

$$E_w = 0,45 \cdot \gamma \cdot W_{нв} .$$

В справочнике по водно-физическим параметрам почв пустынной зоны Казахстана для связных и рыхлых песков приведены значения  $W_{нв}$ , которые изменяются в пределах 5...11,2 % от массы или 8,3...16,2 % – от объема [6]. Таким образом, имеем для различных типов песков значения коэффициента  $\gamma$  около 1,5 мм/сут и наименьшую влагоемкость  $W_{нв}$  – от 8,3 до 16,2 %. Для этих, принятых нами значениях  $\gamma$  и  $W_{нв}$ , получаем изменяющийся для различных типов песков и размеров их частиц вертикальный поток влаги  $E_w$  в интервале 0,22...0,45 мм/час.

Рассмотрим возможные метеорологические сценарии процесса высушивания тонкого поверхностного слоя песка для этих крайних значений  $E_w$ . Летом осадки в пустыне бывают обычно в виде ливней при прохождении холодных фронтов либо при развитии внутримассовой кучево-дождевой облачности. При прохождении холодных фронтов второго рода за линией фронта быстро наступает прояснение и тотчас же начинается испарение выпавших осадков. Так же быстро начинается процесс испарения и после ливневых осадков из внутримассовых кучево-дождевых облаков. Однако последние обычно бывают в конце второй половины дня, когда испаряемость уже меньше вертикального потока влаги в грунте. Поэтому высыхание поверхности, как правило, затягивается до следующего дня. При прохождении холодных фронтов осадки могут быть в любое время суток. Если они выпадают после полудня или ночью, испаряемость в это время уже меньше влажности разрыва капилляров и поверхность также остается влаж-



ной до утра следующих суток. Другим источником слабого увлажнения поверхности песка в пустынях являются ночные росы, содержание воды в которых не превышает 0,1...0,5 мм. Процесс высушивания поверхностного слоя песка во всех этих случаях начинается в утренние часы.

В осенние месяцы, когда радиационный баланс  $R$  значительно уменьшается, увеличивается и время высушивания поверхности. При небольших значениях  $R$  испаряемость становится очень малой и при  $E_0 < E_w$  поверхность остается влажной длительное время. Наконец, когда  $R$  становится отрицательной величиной, почвенная влага перестает перемещаться к дневной поверхности и замерзает.

Весной, после схода снежного покрова, когда радиационный баланс днем становится положительным, высушивание поверхности начинается сразу после восхода солнца. Но скорость процесса будет конечно медленнее, чем в летние месяцы вследствие меньших значений параметров, входящих в знаменатель формулы (1). Высушивание поверхности песка в этот период года может растянуться на несколько суток, если не будет сильных ветров, которые значительно её ускоряют.

#### ***Влияние скорости ветра на процесс испарения почвенной влаги***

О влиянии скорости ветра на испарение существуют различные мнения. Многие авторы, основываясь на своих личных впечатлениях, считают, что сильный ветер приводит к быстрому иссушению почв, особенно в период суховея. Другие считают роль ветра в высушивании почвы преувеличенной. Однако моделей для количественных оценок испарения влаги при сильных ветрах нет.

А.Р. Константинов [4] предложил модель расчета испарения по данным градиентных метеорологических измерений

$$E = 0,30 \cdot \gamma \cdot \alpha_e \cdot \frac{u_1}{\ln \frac{100}{z_0}} \cdot (e_{0,5} - e_{2,0}), \quad (3)$$

где  $E$  – испарение, мм/час,  $\gamma$  – коэффициент для учета влияния температурной стратификации,  $\alpha_e = \frac{k_e}{k}$  – отношение коэффициентов турбулентного обмена для влаги к коэффициенту турбулентного обмена  $k$ , получаемого по методу теплового баланса,  $u_1$  – скорость ветра на высоте одного метра,  $z_0$  – параметр шероховатости поверхности,  $e_{0,5}$  и  $e_{2,0}$  – абсолютная влажность

воздуха на высотах 0,5 и 2,0 м. В своей монографии Константинов не приводит никаких ограничений по скорости ветра для использования расчетной формулы. По его модели испарение линейно растет с увеличением скорости ветра. Для условий, близких к безразличной стратификации, которые характерны для сильных ветров, произведение  $\gamma \cdot \alpha_e \rightarrow 1$  и формула (3) для песчаной поверхности с  $z_0 = 0,01$  см принимает вид:

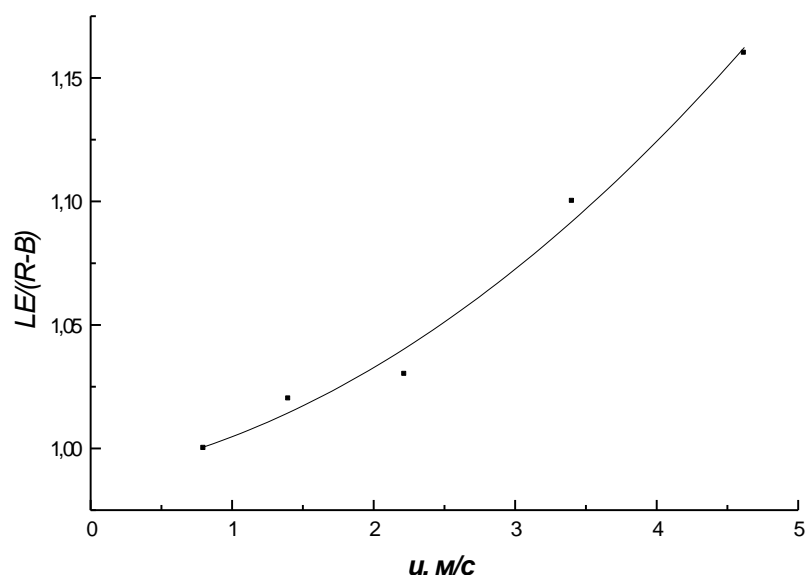
$$E = 0,033 \cdot u_1 (e_{0,5} - e_{2,0}).$$

Формально, при увеличении скорости ветра от 1 до 10 м/с, следует ожидать, что испарение возрастет в 10 раз. На самом деле испарение увеличится менее значительно, так как с ростом скорости ветра произойдет уменьшение разности  $(e_{0,5} - e_{2,0})$ . Поэтому формула (3) не позволяет корректно определить увеличение испарения почвенной влаги с ростом скорости ветра. Для этого необходимо знать градиент влажности в момент измерения данной скорости ветра.

Иной подход к определению влияния ветра и недостатка насыщения воздуха влагой на структуру теплового баланса, а тем самым и на испарение, сделан Будаговским. Он считал, что прямолинейный подход в вопросах оценки влияния отдельных элементов погоды на испарение не совсем корректен, так как все метеорологические параметры атмосферы находятся в сложной корреляционной зависимости между собой, а испарение влаги определяется в основном затратами на него тепла. По его мнению, влиянию скорости ветра и гигрометрических параметров воздуха на испарение почвенной влаги отводится неправомерно большая роль. Он получил эмпирическую зависимость отношения затрат тепла на испарение  $LE$  к разности между радиационным балансом и потоком тепла в почву  $R - B$  от скорости ветра  $u$  на большом объеме теплобалансовых измерений. Зависимость получена Будаговским для условий достаточного увлажнения почвы. Эта эмпирическая зависимость представлена им в виде линейной функции. Более точная аппроксимация эмпирических точек Будаговского получается следующей параболической зависимостью

$$\frac{LE}{R - B} = 0,899 + 0,01 \cdot u + 0,006 \cdot u^2, \quad (4)$$

которая приведена на рис. 3.



*Рис. 3 Влияние скорости ветра на отношение затраты тепла на испарение  $LE$  к разности радиационного баланса  $R$  и потока тепла в почву  $B$  по данным Будаговского [1].*

На рисунке видно, что затраты тепла на испарение при росте скорости ветра от 1 до 5 м/с увеличиваются лишь на 18 %. Это подтверждает правоту Будаговского – в исследованном им интервале слабых скоростей ветра влияние ветра на испарение не столь значительно. Поскольку оценок влияния больших скоростей ветра на испарение в литературе отсутствуют, придется воспользоваться экстраполяцией формулы (4) в область сильных и штормовых ветров. Расчеты показывают, что при скорости ветра 10 м/с отношение затрат тепла на испарение  $LE$  к разности  $R - B$  возрастает в 1,7 раза, при 15 м/с – в 2,5 раза и при 20 м/с – в 3,6 раза. Таким образом, при больших скоростях ветра следует ожидать увеличения испарения почвенной влаги в 2...4 раза.

Определим время, необходимое для высушивания тонкого поверхностного слоя песка в мае – июле месяцах по формуле (1) при различных скоростях ветра, так как приближенная оценка значений входящих в неё параметров  $E_0$ ,  $E_w$  и  $(V - V_{me})$  нам известна. В табл. 1 представлены полученные оценки времени высушивания поверхностных слоев песка толщиной в 3 и 5 диаметров частиц, содержащих в начальный момент процесса 0,1 и 0,15 мм влаги, соответственно. Результаты расчетов показали, что в различные дневные часы суток время высыхания тонкого поверхностного

слоя песка ( $t_2$ ) занимает при слабом ветре 10...20 мин, уменьшаясь до 3...8 минут – при больших скоростях ветра.

Таблица 1

Время высыхания поверхностного слоя песка при различной скорости ветра и испаряемости

Скорость ветра, м/с	Время высыхания поверхностного слоя песка в минутах при испаряемости $E_0$ , мм/час			
	0,3	0,4	0,5	0,65
Слой толщиной в 3 диаметра частиц с запасом влаги 0,1 мм при слабом ветре				
ветре	20	15	12	9
10	12	9	7	5
15	8	6	5	4
20	6	4	3	<3
Слой толщиной в 5 диаметров частиц с запасом влаги 0,15 мм при слабом ветре				
ветре	30	22	18	14
10	18	13	11	8
15	12	9	7	6
20	8	6	5	4

**Экспериментальные исследования высыхания поверхностного слоя песков и супесчаных сероземов**

Высыхание поверхностного слоя почвы экспериментально исследовалось нами ранее на светлых супесчаных сероземах Алматинской области [11]. Измерения проводились на участке сильно дефлированных супесчаных почв в системе полосного земледелия. На поверхности почвы был слой ветрового наноса мелкого песка мощностью 5...7 см с хорошо развитой эоловой рябью. Распределение частиц песка по размерам в этом слое хорошо аппроксимировалось логарифмически нормальной функцией с плотностью

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

где  $x$  – размер песчинок, мкм;  $x_0$  – средний геометрический размер песчинок, мкм;  $\sigma_{\lg x}$  – среднее квадратическое отклонение логарифмов размеров частиц. Параметры функции имели следующие значения:  $x_0 = 88$  мкм и  $\sigma_{\lg x} = 0,12$ . Аналогичные измерения влажности поверхностного слоя были

выполнены затем в песках Абдулқум ( $x_0 = 90$  мкм,  $\sigma_{lg,x} = 0,12$ ) и на песчаных барханах осушенного дна Аральского моря ( $x_0 = 115$  мкм,  $\sigma_{lg,x} = 0,14$ ).

Наблюдения за влажностью грунтов велись в дни с увлажненной осадками или обильной росой поверхностью. Основное внимание было уделено тонкому слою толщиной в 2...3 мм, пробы которого брались через интервалы времени в 30 минут до тех пор, пока вся деятельная поверхность не подсыхала по визуальной оценке до воздушно-сухого состояния. К сожалению, изучать влажность в более тонком слое песка на практике оказалось невозможно. Поэтому полученные нами экспериментальные значения масштабов времени высыхания поверхности из-за большой толщины исследуемого слоя, конечно же, имеют завышенные оценки. Но эти работы, проведенные в условиях слабых ветров, в основном, подтвердили результаты вычисления  $t_2$  для тонкого слоя мощностью 0,275...0,45 мм.

Взятие образцов на глубинах 0,5...1; 1...2; 5...7; 10 и 20 см проводилось через 2 часа, так как изменения влажности почвы на этих глубинах происходит медленно. Результаты измерений показали, что при высыхании поверхности почвы влажность более глубоких слоев остается большой. При обильном увлажнении изменение влажности почвы с глубиной в слое 0...10 см часто хорошо следует экспоненциальной зависимости

На рис. 4 приведен такой пример, когда в 12 часов дня после выпадения обильных осадков в слое 0...10 см установилось распределение влажности почвы по глубине, близкое к этой функции, что позволило путем экстраполяции измерений проанализировать влажность верхнего слоя песка и показать насколько быстро она возрастает с глубиной. Тонкий поверхностный слой песка толщиной около 1,5 мм уже просох и имел гигроскопическую влажность в 0,6 %. На глубине 3...5 мм влажность уже равнялась 3...4 %. На глубине 10 мм она достигала 6 %, что составляет около 50 % от наименьшей полевой влагоемкости  $W_{не}$  исследуемого песка. Приведенный пример наглядно показывает, что быстрому иссушению подвергается тонкий поверхностный слой песка, толщина которого соизмерима с размером нескольких частиц.

Во всех случаях наблюдений можно отметить некоторые уже известные общие закономерности, присущие процессу высушивания сильно увлажненной поверхности. В первые часы после восхода Солнца, почва подсыхала очень быстро, но не равномерно. За 1,5...2 часа влажность ориентированных на солнце микросклонов эоловой ряби уменьшалась с

10...12 % до 1...2 %, в то время как участки, находящиеся в тени, продолжительное время оставались более влажными (рис. 5). В это время пятнистость процесса высыхания может приводить к значительному разбросу экспериментальных данных. В дальнейшем, когда уже образовался высушенный поверхностный слой, скорость уменьшения влажности песка до величины гигроскопической  $W_g$  замедляется. Интересно отметить, что в течение всего времени измерений влажность почвы на глубинах свыше 10 см изменялась незначительно.

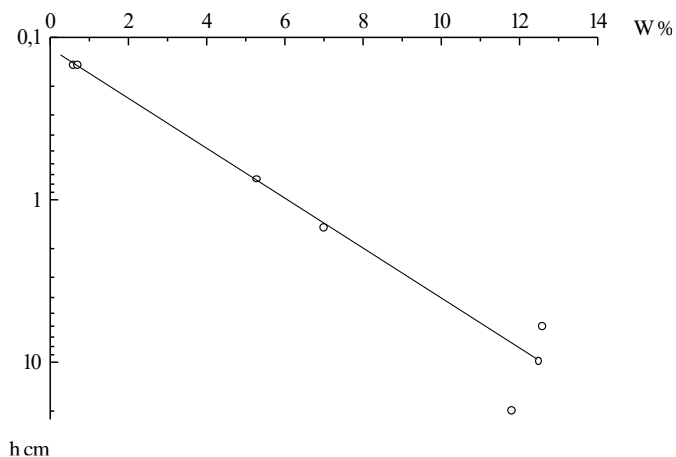


Рис. 4. Изменение влажности песчаной почвы в слое глубиной 20 см.



Рис. 5. Взятие проб песка на влажность из поверхностного слоя. Хорошо виден пятнистый характер высыхания поверхности.

В часы ускоренного высыхания поверхности из-за больших затрат тепла на испарение в приземном слое наблюдалась или инверсия температуры, или состояние, близкое к безразличной стратификации. В дни с сухой поверхностью почвы ночные инверсии температуры воздуха, как правило, в ясную погоду разрушались уже к 7...8 часам утра.

Результаты измерений влажности поверхностного слоя песка толщиной 2...3 мм и градиентных метеорологических измерений на осушенном дне Арала приведены в табл. 2.

В общем виде полученные экспериментальные данные по изменению влажности поверхности во времени можно аппроксимировать экспоненциальным выражением

$$(W - W_2) = (W_0 - W_2) \cdot e^{-\alpha(t-t_0)}, \quad (5)$$

где  $W$  – влажность поверхностного слоя,  $W_2$  – гигроскопическая влажность,  $W_0$  – начальная влажность поверхностного слоя,  $t_0$  – время начала процесса высыхания,  $\alpha$  – параметр, определяющий скорость высыхания поверхностного слоя, численное значение которого зависит от погодных условий.

В полученной формуле (5) изменяющимся параметром является также гигроскопическая влажность  $W_2$ , значение которой определяется температурой, влажностью, давлением воздуха и размером частиц. Между  $\alpha$  и  $W_2$  существует тесная корреляционная зависимость с коэффициентом корреляции  $r = 0,96$

$$\alpha = 0,87 + W_2.$$

Таблица 2

Изменение влажности песчаной поверхности и метеорологические параметры приземного слоя атмосферы на осушенной части дна Аральского моря

Время наблюдения		Влажность поверхностного слоя, %	Параметры приземного слоя на высоте							
			упругость водяного пара (гПа)		дефицит упругости (гПа)		скорость ветра (м/с)		температура воздуха (°C)	
час	мин		0,5 м	2,0 м	0,5 м	2,0 м	0,5 м	2 м	0,5 м	2,0 м
17 июня										
7	00	1,80	13,8	14,8	7,2	6,1	3,1	3,4	18,2	18,3
8	00	1,35	18,3	18,9	10,1	8,8	3,1	3,6	22,8	23,2
9	00	0,34	16,1	16,9	16,9	15,1	4,0	4,9	25,2	25,7

Время наблюдения		Влажность поверхностного слоя, %	Параметры приземного слоя на высоте							
			упругость водяного пара (гПа)		дефицит упругости (гПа)		скорость ветра (м/с)		температура воздуха (°C)	
час	мин		0,5 м	2,0 м	0,5 м	2,0 м	0,5 м	2 м	0,5 м	2,0 м
18 июня										
7	10	3,19	8,4	8,8	12,6	11,8	2,6	3,8	18,0	18,3
8	00	1,65	7,4	7,9	16,3	15,2	3,8	4,8	19,8	20,2
9	00	0,50	6,2	6,8	20,1	18,4	4,5	5,7	21,2	21,9
10	00	0,63	перенос песка							
11	00	0,25	перенос песка							
22 июня										
7	24	2,74	15,0	15,9	4,5	3,3	1,4	1,8	16,9	17,1
8	00	2,62	18,1	18,8	7,4	6,5	1,8	1,9	21,3	21,4
9	00	1,70	15,8	16,1	15,9	14,8	2,2	2,4	24,6	25,0
10	00	0,90	10,9	11,6	27,3	26,4	1,6	1,8	28,2	28,0
11	00	0,60	9,4	8,2	33,0	31,9	2,5	2,9	30,0	29,0
23 июня (после осадков, облачность низкая, 10 баллов)										
9	15	12,9								
10	15	5,32	12,3	12,2	21,7	22,0	0,8	1,0	26,2	26,3
11	00	3,32	12,7	13,6	23,6	22,5	3,1	3,3	27,3	27,2
12	00	1,70	9,4	9,2	34,3	31,6	1,2	1,3	30,5	29,3
13	00	0,7								

Численные значения  $\alpha$  и  $W_2$  для дней с выполненными измерениями оказались следующими:

$W_2, \%$	0,6	0,4	0,4	0,3	0,8	0,6	1,2	0,8	0,5
$\alpha$	1,6	1,25	1,25	1,102	1,7	1,6	2,0	1,7	1,3

На рис. 6 представлены результаты измерений влажности поверхностного слоя почвы во времени и проведены построенные по формуле (5) кривые  $W = f(t - t_0)$ , где видна их неплохая согласованность. За начало координат оси времени принят момент, когда началось воздействие иссушающих факторов (солнечной радиации, температуры, ветра).

На левом графике рис. 6 проведена средняя кривая изменения влажности поверхности  $W = f(t - t_0)$  для трех случаев её высыхания после обильных осадков, когда влажность во всем 20-ти сантиметровом слое песка достигала наименьшей влагоемкости  $W_{нс} \approx 12\%$ . Процесс для этих трех случаев шел практически одинаково. Критическая влажность поверхностно-



го слоя песка мощностью 2...3 мм была достигнута меньше чем за 2 часа. Такой же длительности оказался интервал времени и при исходной влажности поверхностного слоя песка  $W_0 = 7,1\%$ , так как в более глубоких слоях его влажность превышала влажность разрыва капилляров ( $W_{ерк} \approx 0,55$ ,  $W_{не} = 6,6 \%$ ) и приток влаги к поверхности осуществлялся в виде жидкой фазы. Этот случай показан на правом графике рис. 6 (кривая 1).

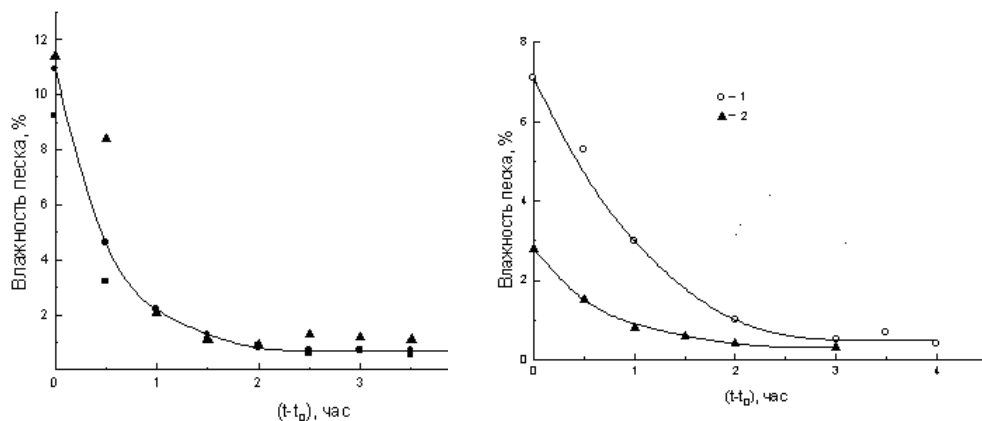


Рис. 6. Изменение влажности поверхностного слоя песка во времени. На левом графике – при обильном увлажнении песка осадками; на правом: 1 – при слабых осадках, 2 – увлажнение обильной ночной росой.

Если увлажнение песка меньше  $W_{ерк}$ , то капиллярного движения жидкости к высыхающему слою нет, есть только поток паров воды. В этом случае процесс высыхания поверхности идет быстрее. На рисунке это хорошо видно на правом графике по нижней кривой 2, где  $W_k$  была достигнута в течение часа.

На основании полученных результатов можно считать, что защитные свойства от дефляции увлажненной поверхности песка и почв с одноступенчатой структурой (супесчаных и песчаных) сохраняются летом в дневные часы непродолжительное время – не более 1...2 часов после начала воздействия иссушающих факторов. Даже при самых неблагоприятных для испарения погодных условиях (весь день облачность нижнего яруса 10 баллов, ветер слабый 2...3 м/с, температура воздуха на уровне 2 метров 16...17 °С), через четыре часа после прекращения выпадения осадков влажность поверхностного 2...3 мм слоя достигла  $W_k$ . Для высы-

хания более тонкого слоя поверхности песка (0,275...0,45 мм) требуется ещё меньше времени – от 10 до 30 мин при слабом ветре и от 2...3 до 6...8 мин при сильных ветрах.

Во время измерений влажности поверхностного слоя при умеренных скоростях ветра были отмечены слабые поземки песка, что позволило определить её значение для мелкого песка в момент его переноса. Влажность песка оказалась равной 1...1,2 %, что хорошо согласуется с полученным значением  $W_k$  на модели «идеальной почвы» и наблюдением Орлова, так как для мелкозернистого песка  $W_{м.з.} \approx 1,3...1,4$  %.

### ***Влияние увлажнения на интенсивность процесса дефляции песков***

Во время ветров, превышающих критическую скорость выветривания песка, перенос частиц над влажной поверхностью будет всегда менее интенсивным, чем над сухим песком. Поток воздуха, подсушив верхний слой песка и снеся его, затрачивает несколько минут на высушивание следующего тонкого слоя. Перенос частиц песка становится прерывистым, что приводит к уменьшению переносимой ветром массы песка.

При высыхании почвогрунтов и песков, если отсутствует ветер, в первые сутки образуется более плотная поверхность поверхностного слоя, чем у хорошо просохшего слоя в течение нескольких дней. Причиной этого является процесс исчезновения стыковых манжет. Так как давление внутри них меньше на величину

$$P = \sigma \left( \frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right),$$

где  $\sigma$  – поверхностное натяжение воды, а  $r_1$  и  $r_2$  – радиусы двух взаимно перпендикулярных нормальных сечений, то происходит уплотнение частиц по их контактными микроплощадкам. Поскольку  $P = f\left(\frac{1}{r}\right)$ , то сцепление ча-

стиц меньшего размера оказывается больше, чем крупных. Поэтому поверхностная корка на легких почвогрунтах менее прочна, чем на тяжелых по механическому составу почвах. Кроме того, у последних значительно больше органических соединений, которые действуют в качестве цементирующего вещества, что так же делает корку на тяжелых почвах более прочной.

На легких по механическому составу почвогрунтах (супесях и песках) эта корка разрушается в течение двух – трех суток из-за больших суточных колебаний температуры поверхности. Однако уплотнение по мик-

роконттактным площадкам в процессе высыхания и во время существования корки приводит к повышению значения критической скорости потока газа, при которой начинается выветривание частиц, к уменьшению расхода твердой фазы потока на начальном этапе переноса, пока корка не будет разрушена сальтирующими частицами.

В монографии Н.А. Фукса «Механика аэрозолей» [12] приводятся данные Генделя об увеличении в 1,6 раза критической скорости ветра у подсыхающего песка с 2 % влажностью по сравнению с сухим. Следует отметить почти полное отсутствие количественных публикаций по этому важному вопросу. Укажем еще на одну работу, в которой предпринималась попытка определить влияние влажности поверхностного слоя песка на значение критической динамической скорости ветра. Д. Свасек и Д. Тервиндт [13] выполняли свои измерения на песчаном морском пляже в Нидерландах. Влажность песка определялась ими в верхнем сантиметровом слое и, по мнению самих авторов, лишь приблизительно характеризует содержание влаги в самом верхнем «зернистом» слое песка. Поэтому авторы статьи пишут, что их результаты не вполне достоверны.

На рис. 7 приведена полученная ими зависимость критического значения динамической скорости  $u_{*k}$  для начала переноса песка от влажности его верхнего сантиметрового слоя. На этом же рисунке они приводят измерения Белли (Belly) в аэродинамической трубе. Свасек и Тервиндт проводили свои наблюдения над крупным песком, средний геометрический размер которого был  $x_{50} = 250$  мкм, критическое значение  $u_{*k} = 0,17$  м/с для сухих частиц. У Белли песок был ещё больше  $x_{50} = 400$  мкм,  $u_{*k} = 0,35$  м/с. Полученные ими кривые разделяют поле рисунка на две части – выше кривых песок не переносился, ниже – частицы двигались. Оба эти эксперимента подтверждают существенное влияние влажности песка на процесс выветривания.

Увлажнение поверхностного слоя песка, как уже говорилось выше, сильно влияет и на интенсивность его ветрового переноса. Свасек и Тервиндт отмечали, что их данные измерений отличались значительным статистическим разбросом данных от известной зависимости общего расхода песка от динамической скорости потока Р. Багнольда. Наши измерения горизонтального потока массы песка при бурях в 10–ти метровом приземном слое в песках Абдулкум показали, что расход над увлажненной поверхностью (нижняя кривая) меньше расхода над сухим песком (верхняя

кривая) в 10...12 раз (рис. 8). Критическая динамическая скорость у нас над влажным песком возросла до 0,26...0,3 м/с от  $u_{*k} = 0,15$  м/с для сухой поверхности, т.е. увеличилась в 1,7...2 раза. Таким образом, силы молекулярного взаимодействия воды с частицами почвогрунтов весьма значительно влияют на процесс воздействия потока воздуха на деформируемую поверхность и подтверждаются измерениями и других авторов.

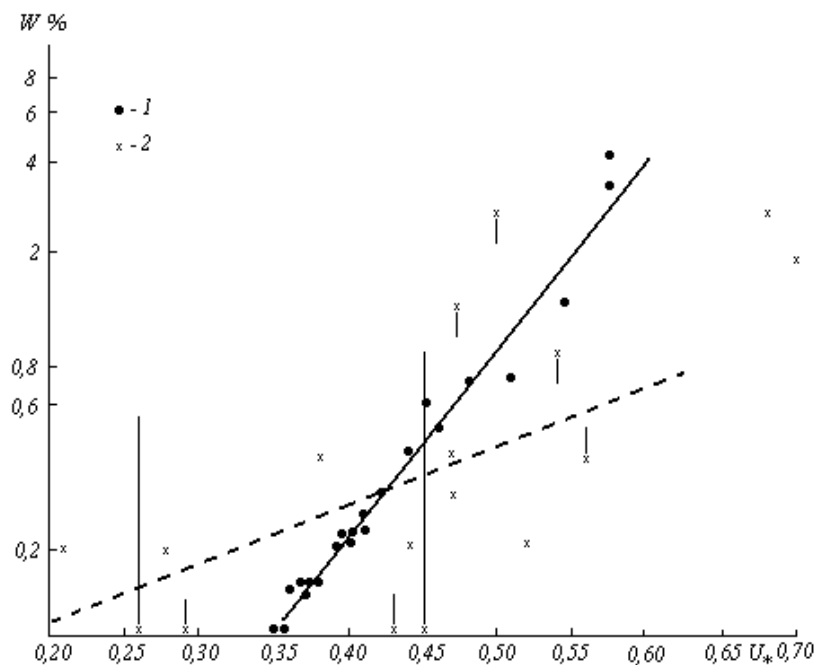


Рис. 7. Зависимость критической скорости трения ветра от содержания влаги в поверхностном слое песка на пляже. 1 – данные Bally (1963 г.), полученные в аэродинамической трубе ( $d = 400$  мкм); 2 – данные измерений Свасека и Тервиндта на естественном морском пляже ( $d = 250$  мкм).

Влияние влаги в грунте на интенсивность ветрового переноса песка сказывается до тех пор, пока не будет полностью снесен его увлажненный слой, толщина которого может быть определена по рис. 1. При этом сам перенос с единичной площади имеет прерывистый характер. Но так как вся поверхность высыхает неравномерно (одни участки ещё влажные, другие уже сухие), то, как по измерениям, так и по визуальным впечатлениям, перенос может восприниматься как непрерывный процесс с меньшей интенсивностью бури.

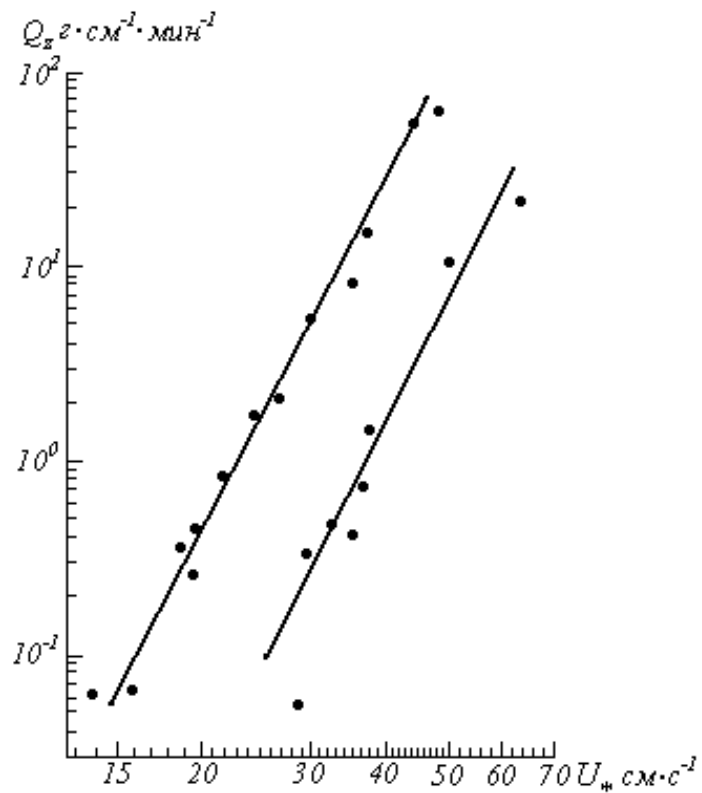


Рис. 8. Зависимость общего расхода песка в слое высотой 10 м от динамической скорости потока.

Поэтому расход песка при бурях в северных пустынях при одном и том же значении скорости ветра может отличаться в пределах одного порядка величины в зависимости от распределения влаги в поверхностном слое грунта и значения испаряемости в это время. При близком залегании грунтовых вод, когда их кайма может достигать дневной поверхности, расход песка при бурях будет всегда минимальным.

Работа выполнена при поддержке Комиссии Европейского Союза, контракт №516721 (INCO) – CALTER.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Будаговский А.И. Испарение почвенной влаги. – М.: Наука, 1964. – 244 с.
2. Вериго С.А., Разумова Л.А. Почвенная влага. – Гидрометеоздат, Л., 1973. – 328 с..
3. Дюнин А.К. Механика метелей. – Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1963. – 378 с.

4. Константинов А.Р. Испарение в природе. – 2-ое изд. – Л.: Гидрометеоздат. – 1968. – 532 с.
5. Кувшинова К.В. Определение испарения методом теплового баланса.// В кн. Линзы пресных вод пустыни. – М.: Изд-во АН СССР, 1963. – С. 246–259.
6. Левицкая З.П. Справочник. Вводно-физические свойства и запасы продуктивной влаги почв пустынно-пастбищной зоны Казахстана. – Алма-Ата: Издание УГМС КазССР, 1973. –312 с.
7. Нерпин С.В., Чудновский А.Ф. Физика почвы. – М.: Изд-во «Наука». – 1967.
8. Орлов Б.П. Механизм передвижения отдельных песчинок и песчаных образований // Земледелие. Сборник Московского общества испытателей природы, новая серия, том V (XLY). – М.: Изд. МГУ. – 1960. – С. 21–32.
9. Петров М.П. Подвижные пески пустынь СССР и борьба с ними. – М.: Географгиз. – 1950.
10. Роде А.А. Основы учения о почвенной влаге. Т.1. – Л.: Гидрометеоздат. – 1965. – 663 с.
11. Семенов О.Е. О критической величине влажности подвергающихся дефляции почв. // Тр. КазНИГМИ. – 1970. – Вып.36. – С.52 – 59.
12. Фукс Н.А. Механика аэрозолей. – М.: Изд-во АН СССР. – 1965. – 351 с.
13. Svasek J.N., Terwindt J.H.J. Measurements of sand transport by wind on a natural beach // Sedimentology. – 1974. – V. 21, №2. – p. 311-321.

Казахский научно-исследовательский институт экологии и климата

### **ҚҰМНЫҢ ЫЛҒАЛДАНУЫНЫҢ ОНЫҢ ЖЕЛМЕН ТАСЫМАЛДАНУЫНА ӘСЕРІ**

Физ.-мат. ғылымд. канд. О.Е. Семенов

*Құмның желмен тасымалдану үрдісіне ылғалдың әсері қарастырылады. Орташа және күшті жылдамдықтағы желдер кезінде қалыңдығы 0,27 және 0,45 мм ылғалды құмның беткі қабатының максималды гигроскопиялық ылғалдылыққа дейін құрғауының уақыттық масштабы алынды. Ылғалдың булануына қолайлы жағдай үшін желдің орташа жылдамдығы кезінде құмның беткі қабатының кебуіне 10-нан 30 минутқа дейін, қатты желдер кезінде жылдамдығына қарай 2...3 минуттан 6...8 минутқа дейін уақыт қажет. Құмды дауылдар кезінде мұндай кеуіп бара жатқан беткі қабаттағы құмдардың жалпы шығыны құрғақ құмдарға қарағанда 10...12 есеге төмендейді, бөлшектердің желмен тасымалдануы басталатын ағынның динамикалық жылдамдығының критикалық мәні  $u_* \approx 1,7...2$  есеге жоғарылайды.*