

SOIL EROSION

The Mechanics of Soil Detachment by Raindrops and Runoff¹

M. A. Nearing

Agricultural Engineer, USDA Agricultural Research Service, National Soil Erosion Research Laboratory,
1196 SOIL, Purdue University, West Lafayette, IN, 47907-1196 USA

Received June 23, 1995

Abstract—Soil erosion encompasses detachment, transport, and deposition of soil particles by the erosive forces of raindrops and surface flow of water. Average shear stresses of flowing water are on the order of Pa. They are much less than the shear strength of soils, which even for the case of tensile failure are on the order of kPa. This discrepancy is explained in terms of the coherent structure of turbulent flow, whereby transient shear stresses on the bed are much greater than the average flow shear stresses. A microscale probabilistic model, $E = FPM$, is constructed, which describes the probability P that the instantaneous shear stresses of turbulent flow, which occur at a spatial and temporal frequency F exceed the local resistant strength of the soil particles and cause a mass M to be detached. Raindrops impart dynamic, transitory stresses to the soil that are on the order of hundreds of kPa. The pressures generated upon impact of a raindrop are dependent upon the velocity of the drop and the velocities of the compressional waves that move through the two-phase soil material. Uneven pressures under the drop impact cause a crater to be formed, and lateral jetting of water across the bulge of the crater causes the soil to be detached.

INTRODUCTION

The hydraulic stresses that cause soil erosion in upland areas are different from those that act to transport sediment in rivers and streams. Soil erosion stresses are of two general types, one being associated with raindrop impact and the other being the flow of runoff across the land surface. Raindrop impact stresses are great. Transient vertical impact pressures on soils are on the order of hundreds of kPa. These high vertical pressures are transformed into high-velocity lateral jets of water that eject soil particles into the air. The penetration of stresses into the soil under raindrops is very shallow; thus, raindrops are able to erode only a very thin layer of the soil surface.

Flow of water across the land surface also causes erosion. Forces required to transport sediment down a slope once the soil has been detached are much less than those required to remove an *in situ* particle from the soil mass. Thus, even thin sheets of surface runoff flow are capable of transporting sediment short distances down a slope. Flow depths on a slope are never uniform. Commonly, surface runoff flows will concentrate in small channels of greater-than-average flow depth at irregularly spaced intervals across the slope. These small channels are referred to as "rills." Rills act as the principal downslope transporting agent for sediment detached in upland areas. When the shear stresses of flow in rills become great enough to exceed the binding forces of the soil, detachment of soil by flow occurs. Rill erosion can cause incision of relatively well defined channels and significant erosion rates on hillslopes. Generally, when a storm causes very high ero-

sion rates on a hillslope, it is due to large amounts of rill erosion. Conversely, if rill erosion is controlled, erosion rates are generally not excessive. Because of the relatively great flow depth, raindrop impact is not considered to be a significant factor in rill erosion.

The areas between rills on the hillslope are termed interrill areas. Thus the erosion process is conceptualized as being of two general types: rill and interrill. Interrill erosion occurs on areas where flow depths are shallow. The principal detachment force on interrill areas is raindrop impact. The principal sediment transport mechanism on interrill areas is shallow flow, which is capable of carrying sediment relatively short distances to areas of greater flow depth. Thus, interrill areas act as sediment feeds for rills.

SOIL DETACHMENT BY FLOW

It has been recognized that the mechanics of detachment of particles by flow is not a simple function of averages of a flow parameter such as shear stress or streampower. Grass [7] showed that the initiation of movement of fine bed sand could be described as an overlap of two probability distributions, one that describes the distribution of instantaneous bed shear stresses and another that describes the resistance of the individual sand grains on the bed. Christensen [4] discussed the concept of critical shear stress in terms of probabilities for the case of cohesionless sand.

From basic considerations of the mechanics of soil detachment, Nearing [11] hypothesized a probabilistic model for soil detachment of the form

$$e = FPM, \quad (1)$$

¹ This article was submitted by the author in English.

where F ($s^{-1} m^{-2}$) is the temporal and spatial frequency of turbulent bursting "events," P is the probability that the shear stress of the burst event exceeds the local resistance to detachment and induces tensile failure, M (kg) is the average mass of soil detached per failure event, and e ($kg/(s m^2)$) is the detachment rate per unit area of soil surface.

Frequency of bursts F was calculated for uniform flow over a flat slope using published relationships. Spatial frequency estimates were taken from Raudkivi and Tan [14], and the temporal frequency f_t of bursting events was taken from Gordon [6] and others. Multiplying the spatial and temporal frequencies gives the functional form for F in (1):

$$F = 4 \times 10^8 Cg(hI)^{3/2}/\sigma, \quad (2)$$

where C is the Chezy roughness coefficient, I is the inclination of the slope, h is the thickness of the flow, and σ is the thickness of the turbulent boundary layer.

Equation (2) is presented to elucidate a fundamental difference between turbulence in shallow flows found on a hillslope and deeper flows as would be found in rivers and streams. For the shallow flows under consideration here, we make the assumption that the boundary layer thickness I can only be as thick as the depth of flow h ; therefore, the frequency of turbulent bursting events F can be approximated as

$$F = K_1 Ch^{1/2} I^{3/2}, \quad (3)$$

where K_1 is a linear coefficient between h and S , and h is substituted for σ .

If the shear stresses of turbulent bursting events and the resistance force, or tensile strength, of the soil under the bursts are described using probability density functions, then the overlap of the two distributions is the probability of a bursting event causing detachment (Fig. 1). For cases of normal or lognormal distributions, the region of overlap, or probability of failure, can be easily calculated. For the case of normal distributions, the probability of failure P is

$$P = 1/2 - \varphi(T - \tau_b)/(s(T)^2 - s(\tau)^2), \quad (4)$$

where φ is the cumulative probability function of the standard normal variate; T is the mean value of the capacity term, which in our case is the soil resistance or tensile strength; τ_b is the mean value of the demand, which in our case is burst-event shear stress; $s(T)$ is the standard deviation of the capacity; and $s(\tau)$ is the standard deviation of the demand.

Equation (1) for detachment by shallow surface flow may be rewritten with substitutions as

$$e = KCP h^{1/2} I^{3/2}, \quad (5)$$

where the coefficient K incorporates the K_1 from (3) and M from (1), and P is a function of T , τ_b , $s(T)$ and $s(\tau)$ as represented for the normal distribution form in (4).

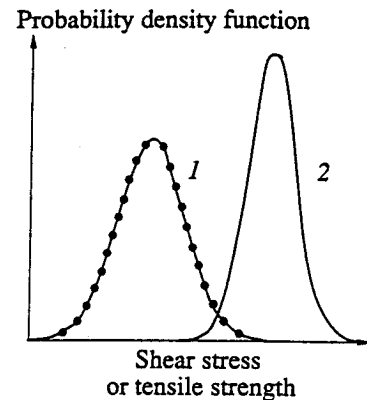


Fig. 1. The overlap of two probability density functions: one for instantaneous flow shear stresses and one for local resistance of the soil particles to detachment.

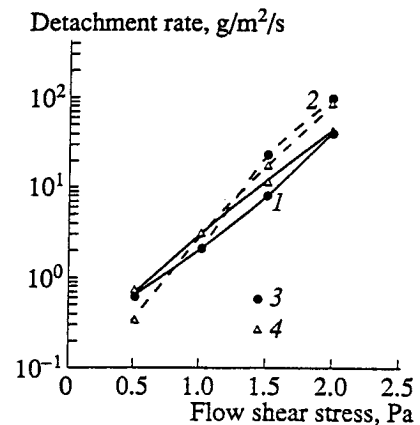


Fig. 2. Measured and calculated detachment rates for the Paulding (1- to 2-mm aggregates) soil as a function of average flow shear stress.

The probabilistic model discussed here was tested using a hydraulic flume [13]. Detachment rates were measured on small soil cores containing cohesive soil material. A series of tests were conducted over a range of flow depths and bed steepnesses. An example of the results is shown in Fig. 2. The model closely followed the experimental results in several ways. Calculations from the model indicate the following: (1) Detachment rate vs. average shear stress follows a quasi-exponential relationship. This is due largely to the cumulative probability function from (4). (2) Detachment rates are more sensitive to changes in slope than to changes in flow depth (see (5)). Currently used relationships for calculating detachment are usually given as functions of shear stress or stream power of flow. These results indicate that detachment is not a unique function of either variable, because shear stress is equally sensitive to depth and slope, as is streampower. Both of these conclusions are contrary to currently accepted knowledge.

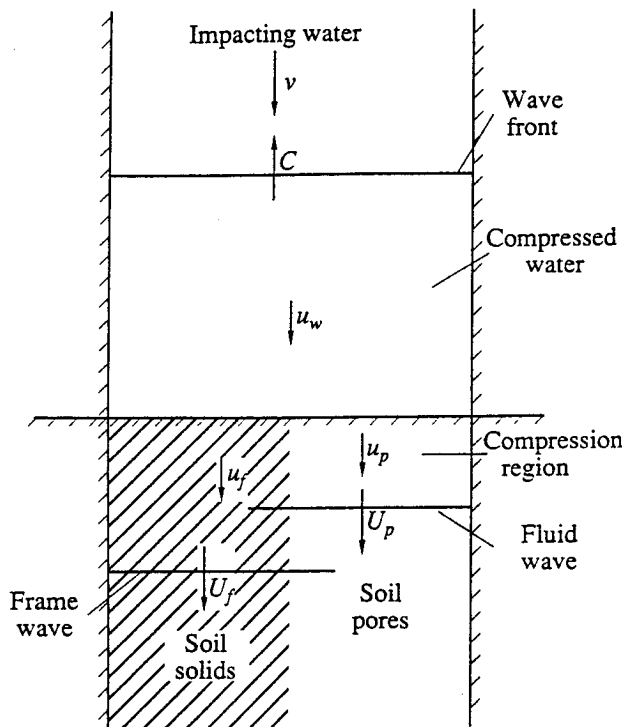


Fig. 3. Compressional waves generated in the soil and in the water under the vertical impact of water on a soil surface.

The probabilistic model addresses an apparent inconsistency in terms of the order of magnitude differences between soil strength and flow shear stresses. Soil strength is typically on the order of kPa, while flow shear stresses are typically on the order of Pa. In the study [13], flow shear stresses ranged from 0.5 to 2.0 Pa, while tensile strengths ranged from 1.0 to 2.0 kPa, a difference in magnitude of 1000. The proposed model helps to explain how erosion occurs with this major difference between soil strength and flow stresses. Part of the answer is that local shear stresses associated with turbulent burst events are much greater than the average flow shear stresses. The other part of the answer lies in the fact that it is not the average levels of shear and resistance that determine detachment rates, but rather it is the tails of the two distributions which dominate the process. Detachment does not occur for each turbulent burst event but only for those where stress exceeds strength, which may be only a small fraction (estimated by P) of the total number of burst events.

RAINDROP IMPACT

For a homogeneous solid, the pressures generated by an impacting fluid P_w are a function of the densities and compressional wave velocities of the two materials [1, 17]:

$$P_w = \rho_w C_w v / (1 + \rho_w C_w / \rho_s U_i), \quad (6)$$

where C_w is the velocity of a compressional wave in water, v is the relative velocity of the two materials at the time of impact, ρ_w is the density of the water, ρ_s is

the density of the solid target, and U_i is the velocity of a compressional wave in the solid. Equation (6) was derived in detail by Springer [17]. For low impact velocities, such as those associated with natural rainfall on a stationary target, the velocity C_w of the induced compressional wave in the water is equal to the velocity of sound in water. In the case of a rigid solid, $\rho_s U_i \gg \rho_w C_w$ and P_w reduces to the classical "water hammer" pressure, P_h : [1]

$$P_h = \rho_w C_w v. \quad (7)$$

Numerical computations and laboratory experiments of waterdrops or jets on essentially rigid surfaces (i.e., where $\rho_s U_i \gg \rho_w C_w$) have shown that the impact pressures were of the same order of magnitude as that computed from (7) [9, 10, 15, 16].

Soils are not homogeneous, and with impact of a liquid onto a soil two compressional waves are generated, a frame wave and a fluid wave [3]. The frame wave is associated primarily with the soil skeleton, and the fluid wave is associated primarily with the pore fluid, although coupled motion of the two phases may exist for both waves. Both the frame and fluid waves must be considered for a complete description of the one-dimensional water-to-soil impact problem.

The derivation of the equations for the one-dimensional impact pressure of water onto a soil surface can be made by considering the stress differences across the compressional waves that propagate into the water and soil. Upon impact, three compressional waves are generated: one in the impacting water, the frame wave in the soil skeleton, and the fluid wave in the soil pores in the soil. The equations for the pressure differences across the compressional waves may be derived from jump conditions of continuum mechanics [5]:

$$P_w = \rho_w C_w (v - u_w), \quad (8)$$

$$P_p = \rho_p U_p u_p, \quad (9)$$

$$P_f = \rho_f U_f u_f, \quad (10)$$

where P_w is the pressure difference across the compressional wave in the impacting water, P_p is the pressure difference across the fluid wave, P_f is the pressure difference across the frame wave, ρ_p is the density of the material displaced by the fluid wave, ρ_f is the density of the material displaced by the frame wave, U_p is the velocity of the fluid wave, U_f is the velocity of the frame wave, u_w is the material velocity of the water, u_p is the material velocity of the pore fluid, u_f is the material velocity of the soil skeleton, and v is the velocity of the impacting water immediately before impact (Fig. 3).

The material displacement across the interface between soil and water must be continuous; hence,

$$u_w = u_p = u_f = u, \quad (11)$$

where u is equal to the velocity of the interface. Furthermore, the forces across the interface must be the

same. Thus, if β_f is the fraction of the soil in which the frame wave is propagated and β_p is the fraction of the soil in which the fluid wave is propagated, then

$$P_w = \beta_f P_f + \beta_p P_p. \quad (12)$$

After eliminating u_w , u_p , u_f , P_p , and P_w and solving for P_f , the resultant equation is

$$P_f = \rho_w C_w / [\beta_f + \beta_p (\rho_p U_p / \rho_f U_f) + (\rho_w C_w / \rho_f U_f)]. \quad (13)$$

Equation (13) is analogous to (6), wherein the non-homogeneity of the soil and the subsequent development of multiple compressional waves are considered.

P_f is the pressure of impact generated at the soil surface primarily on the soil frame or skeleton. An analogous equation may be similarly derived for the pressures which are generated primarily in the soil pores and are associated with the fluid wave:

$$P_p = \rho_w C_w / [\beta_p + \beta_f (\rho_f U_f / \rho_p U_p) + (\rho_w C_w / \rho_p U_p)]. \quad (14)$$

The deformation of strength of a soil mass may be analyzed either as a function of the total stress on the soil skeleton or as a function of the effective stress, which is the total stress on the soil skeleton minus the pore water pressure. In the case of water-to-soil impact, P_f is the total stress on the soil skeleton, and P_p is the pore water pressure. Thus, for soil mechanical analyses, it is useful to define the vertical effective stress for the case of water-to-soil impact P_e as

$$P_e = P_f - P_p. \quad (15)$$

Application of (13)–(15) to soils indicates several relationships between soil characteristics and impact forces. Pore water pressure is much greater under raindrop impact for high saturation levels, and calculations indicate that negative effective stresses (liquefaction conditions) are likely for nearly saturated soil conditions. This would indicate a very unstable surface condition and high susceptibility to tensile failure from the lateral jetting that takes place during splash. The calculations also indicate that higher soil density and higher soil matric suction effect higher total stress under impact at the soil surface.

Nearing *et al.* [12] made measurements of the vertical pressures of impact of a waterdrop on a soil surface. They designed a 1-mm-diameter piezoelectric crystal with a frequency of 10 Mhz and dynamically calibrated it. This sand-sized transducer was placed on soil surfaces and impacted by 5.6-mm-diameter drops falling from a height of 14 m. Measurements were made of the impact pressures as a function of radial distance from the center of the drop (Fig. 4). Peak pressures were found in a concentric ring around the impact center. This result is similar to those from impact measurements on rigid surfaces [1]. Peak pressures were much less than those calculated from impact on rigid

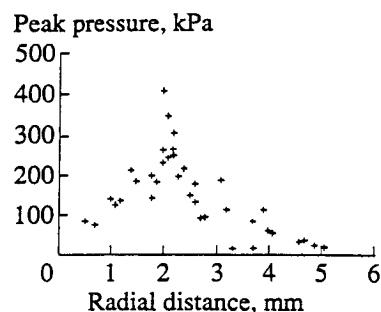


Fig. 4. Peak pressures of impact of a waterdrop on a soil surface as a function of radial distance from the drop center. The soil is an Ida silt loam with a bulk density of 1200 kg/m³ and a soil water matrix potential of -2.5 kPa.

surfaces, as is predicted from the theory discussed above. Also consistent with the theory is that higher total stresses were measured for higher soil bulk densities and greater levels of soil matric suction. Maximum vertical total stresses measured with this technique were on the order of 400 kPa. Water hammer pressure would be 14,000 kPa for the waterdrops used in the experimental study.

After impact, a bulge forms around the impact area [2, 8], and lateral jetting of water occurs. The lower the strength of the soil, the greater the bulge that develops and the higher the angle of splash. It is a combination of the high pore water pressures, the formation of the bulge, and the high velocity of lateral jetting that detaches soil particles under splash. Once detached, the soil particles may move a meter or more in all directions around the impact point.

REFERENCES

1. Adler, W.F., *The Mechanics of Liquid Impact, Treatise on Material Science and Technology*, Preece, C.M., Ed., New York: Academic, 1979, vol. 16, pp. 127–183.
2. Al-Durrah, M.M. and Bradford, J.M., *The Mechanism of Raindrop Splash on Soil Surfaces, Soil Sci. Soc. Am. J.*, 1982, vol. 46, pp. 1086–1090.
3. Biot, M.A., *Theory of Propagation of Elastic Waves in a Fluid-Saturated Porous Solid: I. Low frequency range, J. Acoust. Soc. Am.*, 1956, vol. 28, pp. 168–178.
4. Christensen, B.A., *On the Stochastic Nature of Scour Initiation, in Proc. 16th Congress of the International Association for Hydraulic Research, Sao Paulo, Brazil, 1975*, pp. 65–72.
5. Eringen, A.C., *Mechanics of Continua*, New York: Wiley, 1967.
6. Gordon, C.M., *Period between Bursts at High Reynold's Number, The Physics of Fluids*, 1975, vol. 18, pp. 141–143.
7. Grass, A.J., *Initial Instability of Fine Bed Sand, J. Hydraulics Div., Am. Soc. Civil Eng.*, 1970, vol. 96, pp. 619–632.
8. Huang, C., Bradford, J.M., and Cushman, J.H., *A Numerical Study of Raindrop Impact Phenomena: The Elastic*

- Deformation Case, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 1983, vol. 47, pp. 855-861.
9. Hwang, J.B.G. and Hammitt, F.G., High-Speed Impact between Curved Liquid Surface and Ridged Flat Surface, *J. Fluids Eng.*, 1977, vol. 99, pp. 396-404.
 10. Johnson, W. and Vickers, G.W., Transient Stress Distribution Caused by Water Jet Impact, *J. Mech. Eng. Sci.*, 1973, vol. 15, pp. 302-310.
 11. Nearing, M.A., A Probabilistic Model of Soil Detachment by Shallow Turbulent Flow, *Trans. Am. Soc. Agric. Eng.*, 1991, vol. 34, pp. 81-85.
 12. Nearing, M.A., Bradford, J.M., and Holtz, R.D., Measurement of Waterdrop Impact Pressures on Soil Surfaces, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 1987, vol. 51, pp. 1302-1306.
 13. Nearing, M.A., Bradford, J.M., and Parker, S.C., Soil Detachment by Shallow Flow at Low Slopes, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 1991, vol. 55, pp. 339-344.
 14. Raudkivi, A.J. and Tan, S.K., Erosion of Cohesive Soils, *J. Hydraulic Res.*, 1984, vol. 22, pp. 217-233.
 15. Rochester, M.C. and Brunton, J.H., Surface Pressure Distribution during Drop Impingement, in *Proc. 4th Meersburg Conf. on Rain Erosion and Related Phenomena*, Fyall, A.A. and King, R.B., Eds., vol. 1. Neues Schloss, Meersburg, 1974.
 16. Rosenblatt, M., Ito, Y.M., Perry, F.W., and Eggum, G.E., Analysis of Water Drop Erosion Mechanisms in Infrared Transparent Materials Using Microphysical Fracture Models, *Air Force Mat. Lab. AFML-TR-77-219*. US Govt. Printing Off. Wash., D.C., 1977.
 17. Springer, G.S., *Erosion by Liquid Impact*, Washington, D.C.: Scripta, 1976.

УДК 631.4:631.61.2

МЕХАНИКА ОТРЫВА ЧАСТИЦ ПОЧВЫ КАПЛЯМИ ДОЖДЯ
И СКЛОНОВЫМИ ПОТОКАМИ

© 1997 г. М. А. Неринг

*Министерство сельского хозяйства США.**Национальная научно-исследовательская лаборатория эрозии почв, Индиана*

Поступила в редакцию 23.06.95 г.

Процесс отрыва почвенных частиц склоновыми потоками рассматривается как следствие сочетания пульсационного характера касательных напряжений, оказываемых на дно турбулентными потоками, и нормального распределения сил сцепления между частицами почвы. Из этого следует нелинейность и неоднозначность связей между скоростью отрыва частиц и такими параметрами, как уклон поверхности и глубина потока. Отрыв частиц почвы при падении дождевых капель рассматривается как следствие ударных волн, возникающих в скелете почвы и воде порового пространства. Ударные волны образуют кратер в почве, а затем, вследствие уменьшения давления от центра к периферии кратера, происходит боковой выброс воды и частиц почвы.

ВВЕДЕНИЕ

Эрозия почвы вызывается силами различного происхождения: одна из них связана с ударами дождевых капель, другая – с движением склоновых потоков. Ударное воздействие капель велико. Мгновенное ударное давление на почву капель дождя достигает порядка сотен килопаскалей. Это высокое давление в процессе взаимодействия капли с поверхностью почвы трансформируется в высокоскоростные латеральные струи воды, которые выбрасывают почвенные частицы в воздух. Ударные напряжения от капель проникают на незначительную глубину, поэтому дождевые капли способны вызывать эрозию лишь очень тонкого поверхностного слоя почвы.

Стеkanie воды по склону также может вызвать эрозию. Силы, необходимые для транспорта частиц почв вниз по склону, значительно меньше тех, которые необходимы для их отрыва от почвенной массы. Поэтому даже тонкая пелена воды склонового стока способна транспортировать наносы на короткие расстояния вниз по склону. Однако глубина потоков воды на склонах никогда не бывает равномерной. Обычно поверхностный сток концентрируется в мелких руслах, где глубина потоков больше, чем в целом на склоне.

Эти мелкие русла обозначаются термином "ручей". Ручьи выступают в качестве основного агента, осуществляющего транспорт частиц, сорванных в межручейковом пространстве. Когда касательные напряжения на дне ручья становятся достаточно большими и начинают превышать силы сцепления в почве, происходит отрыв частиц почвы потоком. Ручейковая эрозия может вызывать врезание русел наиболее развитых ручейков и соответственно значительную склоновую эро-

зию. Когда ливень вызывает сильную эрозию на склоне, ее основная часть обычно приходится на ручейковый смыв. И напротив, если ручейковая эрозия не развивается, смыв обычно не бывает большим. В связи со сравнительно большой глубиной потоков в ручейках удары дождевых капель не рассматриваются как существенный фактор ручейковой эрозии. Поверхность склона между ручейками называется межручейковым пространством.

Таким образом, эрозия в концептуальном отношении делится на два типа – ручейковую и межручейковую. Межручейковая эрозия развивается на части склона, занятой мелководными пластовыми потоками. Удары дождевых капель – основная причина отрыва почвенных частиц в межручейковом пространстве. Транспорт частиц в межручейковом пространстве осуществляется мелководными потоками, способными переносить наносы на сравнительно короткие расстояния в ручейки с более глубокими потоками. Таким образом межручейковые пространства питают ручейки наносами.

ОТРЫВ ЧАСТИЦ ПОЧВЫ

Признано, что процесс отрыва частиц потоком не является простой функцией касательного напряжения или мощности потока. Grass (Грасс) [7] показал, что закономерности начала движения мелкого песка в потоке могут быть объяснены частичным перекрытием плотности распределения мгновенных донных касательных напряжений и сопротивления отдельных песчинок срыву со дна потока, который имеет вероятностный характер [4].



Рис. 1. Перекрывание двух функций вероятностной плотности: 1 – мгновенных касательных напряжений на дне потока; 2 – локального сопротивления почвенных частиц отрыву.



Рис. 2. Измеренная и расчетная скорости отрыва частиц почвы Полдинг (агрегаты размером 1–2 мм) как функция средней величины касательного напряжения на дне потока. 1 – уклон дна 1%; 2 – глубина потока 1 см; 3 – измеренное; 4 – расчетное.

Исходя из концептуальных положений механики отрыва частиц, Nearing (Неринг) [11] предложил вероятностную модель отрыва почвенных частиц в виде

$$e = FPM, \quad (1)$$

где F – частота турбулентных пульсаций во времени и пространстве, $1/c \text{ м}^2$; P – вероятность пульсаций касательного напряжения, превышающих местное сопротивление отрыва частицы и вызывающих разрыв связей, $кг/см^2$; M – средняя масса почвы, приходящейся на единичное событие отрыва частицы, $кг$; e – удельная (на единицу поверхности почвы) интенсивность отрыва частиц, $кг/м^2/с$. Частота пульсаций (F) рассчитывается для однородного потока на ровном склоне с использованием опубликованных зависимостей. Расчеты пространственных частот пульсаций взяты из работы

Raudkivi, Tan [12], а временная частота (f) отрывов взята по Gordon [6]. Перемножение пространственной и временной частот дает функциональную зависимость для F в формуле (1) в виде

$$F = 4 \times 10^8 Cg(hI)^{3/2}/\sigma, \quad (2)$$

где C – коэффициент Шези; σ – толщина пограничного турбулентного слоя; I – уклон; h – глубина склонового потока.

Уравнение (2) показывает фундаментальные различия между турбулентностью в мелких склоновых и более глубоководных речных потоках. Исходя из вышеизложенного, для мелководных потоков мы приняли допущение, что толщина пограничного слоя (σ) равна глубине склонового потока (h) и, следовательно, частота турбулентных пульсаций (F) может быть аппроксимирована как

$$F = K_1 Ch^{1/2} I^{3/2}, \quad (3)$$

где K_1 – линейный коэффициент в зависимости между h и I , а σ заменена на h .

Если касательное напряжение в момент турбулентного импульса и сила сопротивления отрыву частицы почвы в точке турбулентного импульса описываются вероятностными функциями, то их наложение даст вероятность события отрыва частицы почвы (рис. 1). Для случаев нормального или логнормального распределения область перекрытия, или вероятность отрыва, может быть легко вычислена. Для случая нормального распределения вероятность отрыва (P) равна

$$P = 1/2 - \varphi(T - \tau_b)/(s(T)^2 - s(\tau)^2), \quad (4)$$

где φ – интегральная функция вероятности варианты нормального распределения; T – среднее значение варианты, которая в нашем случае – сопротивление отрыву частиц; τ_b – величина касательного напряжения, вызывающего срыв частицы; $s(T)$, $s(\tau)$ – стандартные отклонения сопротивления отрыву частиц почвы и касательного напряжения.

Уравнение (1) для отрыва частиц мелководным склоновым потоком с учетом изложенного выше может быть переписано в виде

$$e = KCP h^{1/2} I^{3/2}, \quad (5)$$

где K – коэффициент, включающий K_1 из уравнения (3); M – из уравнения (1); P – функция T , τ_b , $s(T)$ и $s(\tau)$, представленная зависимостью (4).

Вероятностная модель, рассматриваемая в настоящей статье, была испытана на гидравлическом лотке [11]. Скорость отрыва измерялась на небольшом образце связной почвы. Серия опытов охватывала значительный интервал глубин потока и уклонов. В качестве примера приведены результаты на рис. 2. Модель достаточно точно

соответствует экспериментальным результатам по нескольким направлениям. Расчеты по модели показывают, что, во-первых, зависимость между интенсивностью отрыва частиц и касательным напряжением квазиэкспоненциальная. Это обусловлено в основном интегральной вероятностной функцией, описываемой зависимостью (4). Во-вторых, скорость отрыва более чувствительна к изменению уклона, чем глубины (уравнение (5)). Используемые в настоящее время зависимости для расчета отрыва обычно представляют собой функцию касательного напряжения или мощности потока. Эти результаты показывают, что отрыв частиц не описывается функцией какой-либо одной переменной, так как и касательное напряжение, и мощность потока одинаково чувствительны к глубине и уклону.

Вероятностная модель объясняет также очевидное несоответствие в различиях между порядком величин сил сцепления почвенных частиц и касательных напряжений на дне потока. Силы сцепления обычно измеряются в килопаскалях, а касательные напряжения – в паскалях. Согласно исследованиям [11], касательные напряжения на дне потока изменяются от 0.5 до 2.0 Па, в то время как напряжение отрыва колеблется от 1.0 до 2.0 кПа, т.е. различие достигает порядка 1000 раз. Предложенная модель помогает понять, каким образом проявляется эрозия при столь большом различии между силами сцепления и касательными напряжениями на ложе потока. Часть ответа заключается в том, что локальные касательные напряжения, связанные с турбулентными пульсациями, значительно выше, чем средние касательные напряжения. Другая часть ответа состоит в том, что скорость отрыва частиц почвы определяют не средние значения касательных напряжений и сцепления почвы, а соответственно конечные и начальные области кривых распределения. Отрыв частицы происходит не при любой турбулентной пульсации, а лишь в тех случаях, когда касательные напряжения превосходят силы сцепления, которые составляют малую часть (P) общего числа турбулентных пульсаций, с которыми связана пульсация касательных напряжений.

УДАРЫ ДОЖДЕВОЙ КАПЛИ

Для гомогенного твердого тела давление, оказываемое ударом жидкости (P_w), есть функция плотности и скорости ударной волны в двух средах [1, 15]

$$P_w = \rho_w C_w v / (1 + \rho_w C_w / \rho_t U_t), \quad (6)$$

где C_w – скорость ударной волны в воде; v – относительная скорость двух соударяющихся сред в момент контакта; ρ_w – плотность воды; ρ_t – плот-

ность твердого тела; U_t – скорость ударной волны в твердом теле.

Уравнение (6) детально разработано Шпрингером (Springer) [15]. Для низкоскоростных соударений, к числу которых относится столкновение капли дождя с неподвижной мишенью, скорость ударной волны в воде равна скорости звука в воде. В случае твердой сплошной среды $\rho_t U_t \gg \rho_w C_w$ давление (P_w) принимает значения, равные давлению гидравлического удара (P_h) [1]

$$P_h = \rho_w C_w v. \quad (7)$$

Численное моделирование и лабораторные эксперименты с каплями и струями, падающими на существенно твердую поверхность (т.е. выполнялось условие $\rho_t U_t \gg \rho_w C_w$), показали, что давление ударных волн было близко к значениям, вычисленным по зависимости (7) [9, 10, 15, 16].

Почва – среда негомогенная, поэтому при ударе жидкости о почву возникают две ударные волны – волна в скелетной части почвы и в ее жидкой фазе (3). Волна в твердой фазе связана преимущественно со скелетом почвы, а волна в жидкой фазе – с влагой в порах почвы, но вместе с тем имеет место движение твердой и жидкой фаз, вызванное обеими волнами. Поэтому при изучении проблемы вклада дождевых капель в эрозию надо учитывать ударные волны в скелете почвы и в ее жидкой фазе, когда она покрыта пеленой воды.

Уравнения для одномерной ударной волны, вызванной падением капли на поверхность почвы, могут быть получены путем учета разности давлений вдоль ударной волны, которая проходит через поровую, твердую и жидкую фазы почвы. От удара возникают три ударных волны: одна в воде, покрывающей поверхность почвы, другая – в скелете почвы и третья – в воде порового пространства. Уравнение разности давлений в ударной волне может быть получено из состояния прыжка, описанного в механике сплошных сред [5]

$$P_w = \rho_w C_w (v - u_w), \quad (8)$$

$$P_p = \rho_p U_p u_p, \quad (9)$$

$$P_f = \rho_f U_f u_f, \quad (10)$$

где P_w – разность давлений в ударной волне, возникающей в воде под влиянием удара капли; P_p – разность давлений в волне в поровой жидкости; P_f – разность давлений в волне в скелетной части почвы; ρ_p – плотность материала, перемещаемого волной в поровой жидкости; ρ_f – плотность материала, перемещаемого волной в скелетной части почвы; U_p – скорость волны в жидкости; U_f – скорость волны в скелете почвы; u_w – скорость перемещения вещества под воздействием ударной волны в воде на поверхности почвы; u_p и u_f – скорость перемещения вещества соответственно в

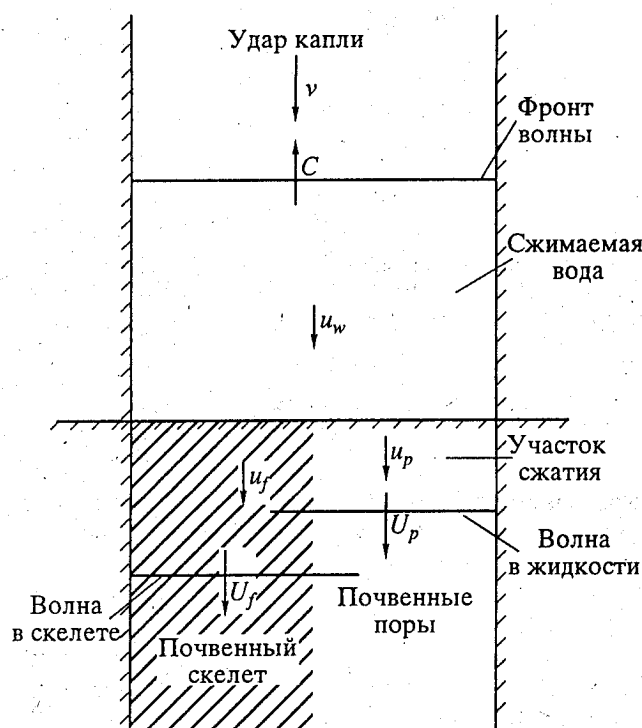


Рис. 3. Ударные волны, образующиеся в почве и в воде в результате вертикального удара воды по поверхности почвы.

поровой влаге и скелете почвы; v – скорость движения капли или струи непосредственно перед столкновением с мишенью (рис. 3).

В соответствии с законом неразрывности количество материала, пронесимого через поверхность раздела вода–почва, может быть записано как

$$u_w = u_p = u_f = u, \quad (11)$$

где u – скорость на границе поверхности раздела сред. Кроме того, силы на поверхности раздела должны быть одинаковыми. Так, если β_f – часть почвы, в которую проникает волна по твердой фазе почвы, и β_p – часть почвы, в которую проникает волна по поровой жидкости, то

$$P_w = \beta_f P_f + \beta_p P_p. \quad (12)$$

После замены u_w , u_p , u_f , P_p и P_w соответствующими выражениями (формулы (8)–(10)) и решая уравнение (12) относительно P_f , получаем

$$P_f = \rho_w C_w / [\beta_f + \beta_p (\rho_p U_p / \rho_f U_f) + (\rho_w C_w / \rho_f U_f)]. \quad (13)$$

P_f – обусловленное ударом давление преимущественно на скелетной поверхности почвы.

Уравнение (13) аналогично уравнению (6), но в отличие от последнего учитывает неоднородность среды и соответствующее разнообразие ударных волн.

Таким же образом аналогичное уравнение может быть выведено для давления, возникающего на поверхности почвенных пор и связанного с ударной волной в жидкости. Оно имеет вид

$$P_p = \rho_w C_w / [\beta_f + \beta_p (\rho_f U_f / \rho_p U_p) + (\rho_w C_w / \rho_p U_p)]. \quad (14)$$

Сила деформации почвенной массы может быть оценена как функция полного давления на почвенный скелет или как функция эффективного давления, равного разности между полным давлением и давлением поровой влаги. В случае соударения воды с почвой P_f – полное давление на почвенный скелет и P_p – давление в поровой влаге. Таким образом, для механики процесса полезно определить вертикальное эффективное давление (P_e) для случая соударения воды с почвой. Оно выразится как

$$P_e = P_f - P_p. \quad (15)$$

Приложение уравнений (13)–(15) к почвам обнаруживает несколько зависимостей между почвенными характеристиками и силой удара. Давление поровой влаги, обусловленное ударами дождевых капель, значительно выше при высокой насыщенности почвы водой. Расчеты показывают, что отрицательное эффективное давление, являющееся условием разжижения почвы, вероятно, лежит в области влажности почвы, близкой к насыщению. Это может служить объяснением очень неустойчивого состояния поверхности и высокой податливости к отрыву частиц почвы водой, выбрасываемой в стороны от места падения капли, что имеет место при разбрызгивании воды с поверхности почвы. Расчеты также показывают, что чем выше плотность почвы и выше сорбционно-капиллярное давление, тем выше полное давление, возникающее при ударе жидкости по поверхности почвы.

Nearing et al. [11] измеряли вертикальное давление удара капли о поверхность почвы при помощи специально разработанного и откалиброванного пьезоэлектрического датчика диаметром 1 мм и частотой 10 МГц. Этот датчик, размером с песчинку, был помещен на поверхность почвы и подвергался ударам дождевых капель диаметром 5.6 мм, падавших с высоты 14 м. Измерения производили таким образом, чтобы получить зависимость между ударным давлением и расстоянием от центра падения капли (рис. 4). Пик давления был зафиксирован в кольце с центром в точке падения капли. Этот результат подобен распределению давления при соударении жидкости и твердого тела [1]. Максимальные значения были существенно ниже рассчитанных по формуле для твердого тела, как это вытекает из изложенной выше теории. Также в соответствии с теорией более высокое давление было получено для почв с высокой

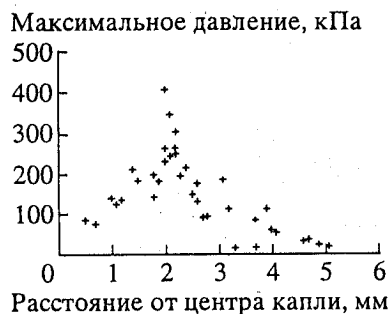


Рис. 4. Максимальные давления удара капель воды по поверхности почвы как функция расстояния от центра падения капли. Почва — пылеватый суглинок Ида плотностью 1200 кг/м^3 и капиллярносорбционным потенциалом 2.5 кПа .

плотностью и высоким сорбционно-капиллярным давлением. Максимальные значения вертикального давления, измеренные этим методом, достигали величины порядка 400 кПа . Давление гидравлического удара должно было составлять 14000 кПа для капель, использованных в эксперименте.

После удара дождевой капли вокруг центра падения образуется выпуклость [2, 8], а затем происходит латеральный выброс воды. Чем нежнее сцепление почвы, тем больше выпуклость и больше угол выброса капель. Отрыв почвенных частиц при падении капель есть результат совокупного влияния высокого давления воды в почвенных порах, образования выпуклости и высокой скорости латерального выброса воды.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Adler W.F. The mechanics of liquid impact // Treatise on material science and technology. 1979. V. 16. P. 127–183.
2. Al-Durrah M.M., Bradford J.M. The mechanism of rain-drop splash on soil surfaces // Soil Sci. Soc. Amer. J. 1982. V. 46. P. 1086–1090.
3. Biot M.A. Theory of propagation of elastic waves in a fluid saturated porous solid. I. Low frequency range // J. Acoustical Soc. Amer. 1956. V. 28. P. 168–178.
4. Christensen B.A. On the stochastic nature of scour initiation // Proc. 16th Congr. of the Intern. Association for Hydraulic Research. S. Paulo, Brasil, 1975. P. 65–72.
5. Eringen A.C. Mechanics of Continua. N.Y.: John Wiley Publ., 1967.
6. Gordon C.M. Period between bursts at high Reynold's number // The Physics of Fluids. 1975. V. 18. P. 141–143.
7. Grass A.J. Initial instability of fine bed sand // Hydraulics Div. Amer. Soc. Civil Eng. 1970. V. 96. P. 619–632.
8. Huang C., Bradford J.M., Cushman J.H. A numerical study of raindrop impact phenomena: the elastic deformation case // Soil Sci. Soc. Amer. J. 1983. V. 47. P. 855–861.
9. Hwang J.B.G., Hammitt F.G. High-speed impact between curved liquid surface and rigid flat surface // J. Fluids Engineering. 1977. V. 99. P. 346–404.
10. Johnson W., Vickers G.W. Transient stress distribution caused by water jet impact // J. Mechanical Engineering. Sci. 1973. V. 15. P. 302–310.
11. Nearing M.A., Bradford J.M., Parker S.C. Soil detachment by shallow flow at low slopes // Soil Sci. Soc. Amer. J. 1991. V. 55. P. 339–344.
12. Raudkivi A.J., Tan S.K. 1984. Erosion of cohesive soils // J. Hydraulic Res. 1984. V. 22. P. 217–233.
13. Rochester M.C., Brunton J.H. Surface pressure distribution during drop impingement // Proc. of the fourth Meersburg conf. on rain erosion and related phenomena. Neues Schloss, Meersburg, Germany, 1974. Bd. 1.
14. Rosenblatt M., Ito Y.M., Perry F., Eggum G.E. Analysis of Water drop erosion mechanisms in infrared transparent materials using microphysical fracture models // Air Force Mat. Lab. AFML-TR-77-219. US Govt. Printing Of. Washington, 1977.
15. Springer G.S. Erosion by liquid impact. Washington: Scripta Publ., 1976.

The Mechanics of Soil Detachment by Raindrops and Runoff

M. A. Nearing

Soil erosion encompasses detachment, transport, and deposition of soil particles by the erosive forces of raindrops and surface flow of water. Average shear stresses of flowing water are on the order of Pa. They are much less than the shear strength of soils, which even for the case of tensile failure are on the order of kPa. This discrepancy is explained in terms of the coherent structure of turbulent flow, whereby transient shear stresses on the bed are much greater than the average flow shear stresses. A microscale probabilistic model, $E = FPM$, is constructed, which describes the probability P that the instantaneous shear stresses of turbulent flow, which occur at a spatial and temporal frequency, F , exceed the local resistant strength of the soil particles and cause a mass M to be detached. Raindrops impart dynamic, transitory stresses to the soil that are on the order of hundreds of kPa. The pressures generated upon impact of a raindrop are dependent upon the velocity of the drop and the velocities of the compressional waves that move through the two-phase soil material. Uneven pressures under the drop impact cause a crater to be formed, and lateral jetting of water across the bulge of the crater causes the soil to be detached.