

A. I. BARANOVA

Summary

The paper describes the mechanism and the age of landslides formation at the right slope of the Volga valley. Steps on the slope considered to be mainly result of landslides. Erosional processes following the sliding cause levelling, planation of the steps. Interchange of sliding and erosion is correlated with climatic changes. The prove of landslides being the cause of the slope steps is of great importance for prognosis of storage lake slopes development.

УДК 551.311.3

М. Е. БЕЛЬГИБАЕВ

**ЭОЛОВЫЙ АККУМУЛЯТИВНЫЙ МИКРОРЕЛЬЕФ
ДЕФЛИРОВАННЫХ ПОЧВ**

Эоловые формы микрорельефа изучались нами в 1965—1970 гг. при почвенно-дефляционном обследовании степных областей Северного Казахстана, где они имеют локальное распространение и встречаются в основном в подзонах южных черноземов и темно-каштановых почв. Они подразделены нами на следующие группы: ¹ ветровая рябь; косы навевания; овальные бугорки неправильной формы; бугорки-останцы; щитовидные барханы; барханы.

Наиболее распространенными из них являются ветровая рябь и косы навевания, формирующиеся как на легких песчаных и супесчаных, так и на тяжелых карбонатных почвах. Остальные формы микрорельефа характерны в основном для легких сильноразвееваемых почв (Павлодарская, Кустанайская области).

При дефляции легких почв эоловые формы микрорельефа образуются в основном из фракций мелкого и среднего песка, что подтверждается данными сухого рассева ветрового наноса на ситах (рис. 1). Ветровой нанос карбонатных почв состоит из агрегатов размером 0,1—0,25 и 0,25—0,5 мм.

Эоловые формы микрорельефа на легких и тяжелых почвах отличаются не только по своему составу. Содержание гумуса и питательных веществ в последних находится примерно на одинаковом уровне с аналогичной недефлированной почвой, в то время как ветровой нанос легких почв (например, темно-каштановых супесчаных) содержит в 3—4 раза меньше гумуса и некоторых питательных веществ по сравнению с недефлированной разновидностью.

Приведем краткую морфогенетическую характеристику групп микрорельефа.

Ветровая рябь формируется на открытой поверхности среднеразвееваемых почв с очень редкой растительностью или лишенной ее. Длина и высота волны ряби зависят от скорости ветра и механического состава развееваемого субстрата. По нашим наблюдениям, длина волны ряби колеблется в широких пределах от 4 до 120 см, высота — от 0,4 до 5,5 см. Индекс ряби, по И. Белостоцкому (1940), — отношение длины волны к высоте — в среднем равен 10—22.

¹ Эоловые отложения в лесополосах не рассматриваются.

На территории совхоза им. Белинского Кустанайской области нам удалось наблюдать весь цикл зарождения и формирования ветровой ряби на темно-каштановых супесчаных почвах. 12 мая 1963 г. были проведены отвальная вспашка и посев пшеницы рядовой сеялкой СУ-24. Осадки за весенний период были незначительны, в результате в верхнем слое почвы (0—10 см) содержание влаги составляло 4—6%, а в горизонте 0—2 см — 0,5%.

После прохода рядовой сеялки на поверхности почвы создается определенный нанорельеф, состоящий из гребней и бороздок. При продольном направлении ветра относительно борозд процесс разрушения и сгла-

Рис. 1. Структурный состав ветрового наноса темно-каштановых почв

а — легких; б — карбонатных

Рис. 2. Превращение пахотных гребней и борозд в ветровую рябь

1 — профиль пахотного нанорельефа; 2 — частично сглаженный пахотный нанорельеф с крупным песком и гравием на ветроударных склонах гребней (крупные точки); 3 — сглаженная среднеразвешенная поверхность пашни с песком и гравием на поверхности (крупные точки); 4 — ветровая рябь

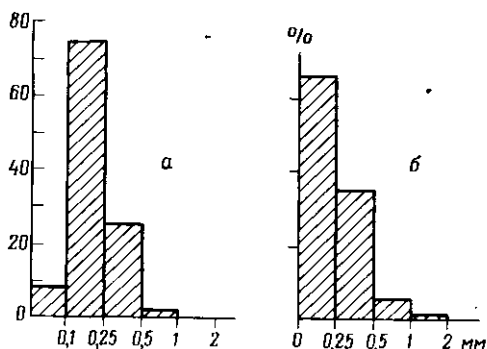


Рис. 1

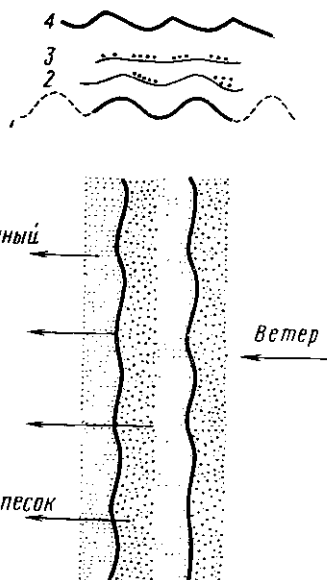


Рис. 2

живания нанорельефа происходит довольно быстро. В том случае, когда направление ветра перпендикулярное к гребням, разрушение и изменение их идет медленнее.

В начальной стадии разрушения (23 мая) восточные склоны гребней были светлее западных от наличия сгуженного ветром песка (среднего и крупного). На западных склонах гребней в «ветровой тени» происходило отложение ветрового наноса². Вершины гребней становились при этом извилистыми и приближались к форме ряби. Извилистая линия гребня постепенно передвигается по направлению ветра и теряет свои первоначальные очертания. Бороздки постепенно засыпаются песчинками, движущимися путем перекачивания и скачков (рис. 2).

В начальной стадии изменения поверхности пашни крупный песок и гравий, возникающие в результате плоскостной дефляции, остаются на ветроударной части гребня и на ее вершине, так как для преодоления гребня этим частицам необходима дополнительная скорость ветра. Подобное явление отмечено Багнольдом (Bagnold, 1941) для ряби на песчаных массивах. Им установлено, что в некоторых гетерогенных песках грубые зерна под влиянием ветра стремятся сконцентрироваться на гребнях, где подвергаются ударам скачущих зерен и постепенно оттесняются к подветренному склону.

² В мае здесь господствовали ветры восточного направления.

На отдельных участках происходило смыкание двух подвижных валов песка и засыпание бороздок мелкоземом. Таким образом шел процесс сглаживания нанорельефа. Развеянная сглаженная поверхность пашни выглядит более светлой от преобладания оставшегося кварцевого песка. Процесс выдувания почв на этом не прекращается. В дальнейшем на таких участках формируется ветровая рябь, которая также не является стабильной формой эолового микрорельефа, а находится в постоянном движении и изменении.

Как уже отмечалось выше, длина волны ряби (как и ее высота) зависит от скорости ветра и крупности почвенных частиц (зерен и агрегатов). Более крупные волны ряби формируются, как правило, — из более крупных частиц и при больших скоростях ветра. Естественно, существует определенный максимальный порог скорости ветра, выше которого сформированная рябь разрушается (Бельгибаев, Семенов, 1972).

Иногда на общем фоне крупной (первичной) ряби формируется вторичная ветровая рябь с меньшими значениями параметров. Ее ориентировка может быть несколько иной, чем у первичной ряби. Вторичная ветровая рябь формируется, очевидно, под влиянием более слабых ветров, обтекающих уже выработанные формы нанорельефа. Ее формированию могут способствовать также местные завихрения ветра в приземном слое.

Ветровая рябь, образованная на тяжелых почвах, по морфологическим признакам ничем не отличается от ряби на легких почвах. Ветровая рябь характерна для среднеразвешенных почв, когда гребни и бороздки, образованные сельскохозяйственными орудиями, уже разрушены и на выровненной поверхности формируется эоловый нанорельеф (Бельгибаев, 1972). Скорость перемещения гребней ряби зависит от силы ветра и величины частиц. Чем выше скорость ветра и мельче частицы, тем быстрее перемещаются в направлении ветра гребни ряби. Скорость движения ряби в среднем равна 30—40 см/час при скорости ветра 6—8 м/сек на высоте флюгера.

Косы навевания (холмики-косы) формируются при отложении ветрового напоя в ветровой тени отдельных растений и их остатков на средне- и сильноразвешенной почве в виде вытянутого треугольника, сужающегося по направлению ветра. Крутой наветренный склон, расположенный сразу же за кустом или в его кроне, имеет угол естественного откоса примерно 33—35°. Гребень (хребет), протягивающийся вдоль всей косички, делит ее на две равные половины и имеет форму равнобедренного треугольника (рис. 3).

Длина и высота косичек зависят от высоты проникаемого препятствия (куста). Многочисленные измерения, проведенные на территории Кустанайской области, показали, что длина кос навевания варьирует от 10 до 232 см, высота их в наивысшей точке в пределах куста колеблется от 2 до 29 см. Косы навевания небольших размеров могут образовываться и за мелкими глыбами почвы.

И. М. Островский (1966) в Туркмении определил отношение высоты холмиков-кос к их длине, равное 1 : 4, 1 : 5. Описанные им холмики-косы имеют, однако, несколько большие размеры по длине и высоте, чем косы навевания, формирующиеся на развеянных почвах Северного Казахстана.

В зависимости от направления ветра косы навевания сравнительно быстро перестраиваются и всегда подобно флюгеру обращены острым концом в направлении движения воздушного (или точнее ветропесчаного) потока. Косы навевания так же, как и ветровая рябь, формируются не только на пашне. Нам приходилось наблюдать образование их на выгонах и залежи в Павлодарском и Лебяжинском районах Павлодарской области, в Бескарагайском районе Семипалатинской области, где они встречаются чаще всего в ветровой тени полей австрийской (*Artemisia austriaca*). Среднее соотношение высоты и длины косичек — 1 : 5 (15 см :

: 75 см). Косы навевания возникают также и за кустами чия (*Lasiagrostis splendens* Trin.). Общее направление кос навевания в этих районах ЗЮЗ — ВСВ, т. е. преобладают ветры западных румбов.

Овальные бугорки образуются также в ветровой тени растений (кустов) при частой смене направления рельефообразующих ветров. При этом растения задерживают и частично закрепляют перемещающийся эоловый материал. В плане овальные аккумулятивные бугорки имеют форму неправильного круга, часто вытянутого в направлении господствующего или последнего ветра. Длина их в поперечнике колеблется от 20 до 280 см, высота — от 9 до 48 см и в среднем составляет 25—30 см. Впервые овальные бугорки были описаны Е. А. Чакветадзе и Т. Ф. Якубовым (1962).



Рис. 3. Холмик-косичка за кустиком полыни на развеянных темно-каштановых почвах Кустанайской области

Фото М. Е. Бельгибаева

Крупный массив среднеразветренных почв с наличием овальных бугорков отмечен нами в 1967 г. на правобережье Иртыша в Павлодарской области (территории совхозов «Заря», «Ямышевский», «23 совхоз», «Казынский» и др.). Овальные бугорки приурочены здесь к кустам колосняка гигантского (*Elymus giganteus* Vahl.), чия (*Lasiagrostis splendens* Trin.) и различных видов полыни, но наиболее часто они встречаются у колосняка гигантского. Высота бугорков в среднем равна 20—30, реже до 50 см, иногда встречаются бугорки сравнительно небольших размеров — 2—5 см. В год наших наблюдений интенсивного развеивания не наблюдалось, эоловый микрорельеф был законсервирован растениями колосняка гигантского и чия. Колосняк гигантский как псаммофит поселяется в основном на самых высоких точках микрорельефа и мезорельефа, являясь своего рода пескоукрепителем в данной зоне.

Бугорки-останцы распространены в основном на легких средне- и сильноразветренных почвах на выгонах и пастбищах. Часто они встречаются вдоль грунтовых дорог на супесях и песках, слабо закрепленных псаммофитами. На пашне эоловые бугорки-останцы, как правило, не встречаются. Сильно развеянный массив темно-каштановых супесчаных и песчаных почв с наличием бугорков-останцев отмечен южнее Аманкарагайского борového массива, имеются бугорки-останцы в некоторых понижениях озер Карасор, Саз и др. Кустанайской области. В плане они имеют овальную, округлую или продолговатую форму. Их размеры варьируют в больших пределах: длина колеблется от 0,4 — до 5—6 м, высота — 0,3—1,5 м.

Формирование бугорков-останцев происходит в несколько этапов; определяющую роль при этом играют растения, первоначально произраставшие на недефлированной поверхности почвы. Кусты или группа травянистых растений, имеющих более густую крону и мощную корневую систему, на отдельных участках предохраняют почву от интенсивного выдувания. Происходит обособление отдельных островков в процессе выдувания окружающего пространства с более редким растительным покровом. Эоловые бугорки-останцы корродируются («обтачиваются») по бокам ветропесчаным потоком. Наряду с этим в верхней части бугорков задерживается ветровой нанос мелкозема, отлагающийся в ветровой тени прибугорковых растений.



Рис. 4. Щитовидные барханы на сильноразвеенном поле совхоза им. Калинина Тарановского района Кустанайской области, 1958 г.

Фото А. Г. Гаеля

Под влиянием дефляции почв и общей денудации эоловые бугорки-останцы постепенно изменяют свои очертания и размеры вплоть до полного исчезновения. Важная роль при этом принадлежит закрепляющим бугорки растениям. Выпадение растений в результате пастбы или скотобоя приводит к сравнительно быстрому развеванию и срезанию бугорков-останцев, выделяющихся на общем равнинном фоне степи и служащих первоочередной мишенью на пути ветропесчаного потока.

Щитовидные барханы образуются на средне- и сильноразвеенных легких почвах, когда дефлируемый контур имеет достаточно обширную площадь (более 0,25 га). Они формируются обычно на развеваемом рыхлом субстрате с наличием на поверхности ветровой ряби. Располагаются щитовидные барханы поперек направления формирующего их ветра и часто имеют яйцевидную выпуклую форму (рис. 4). Размер длинной оси бархана колеблется от 5 до 16 м, высота бархана — от 0,15 до 0,7 м. Поверхность щитовидного бархана часто бывает волнистой от наличия ветровой ряби (Гаель, Смирнова, 1963).

Процесс зарождения и формирования этих микроформ наиболее детально изучен С. Вейсовым (1968), проводившим наблюдения на Репетекской песчано-пустынной станции в юго-восточных Каракумах.

Щитовидные барханы в Северном Казахстане имеют локальное распространение и развиты на легких почвах в Семиозерном и Тарановском районах Кустанайской области.

Барханы отмечены в Семиозерном и Тарановском районах Кустанайской области (вблизи с. Евгеньевка и в южной и юго-восточной окраинах Аманкарагайского борového массива). Они располагаются поперек господствующего направления дефляционно-опасного ветра. Размер

длинной оси закрепленных барханов вблизи с. Евгеньевка варьирует от 8 до 14 м, высота — 1 м и более. Эти барханы не имели серповидных рогов, вытянутых параллельно движению ветра. Это объясняется тем обстоятельством, что на их формирование оказывают влияние ветры различных иногда противоположных направлений. Частая смена направления ветров способствует изменению первоначальной нормальной формы барханов и превращению их в песчаные бугры округло-овальной формы.

Состоят барханы, как и щитовидные скопления (щитовидные барханы), в основном из мелко- и среднезернистого песка ветрового наноса. Генезис барханов можно представить по схеме С. Вейсова (1968), наблюдавшего развитие и эволюцию эолового рельефа на спланированной песчаной поверхности (от ветровой ряби до одиночных барханов и барханых цепей).

В практическом отношении важно учитывать возможности почв с эоловым комплексом и правильно их использовать. Так, в совхозе им. Белинского Кустанайской области на темно-каштановых супесчаных средне- и сильноразвееваемых почвах с эоловым комплексом (ветровая рябь, косы навевания и отдельные овальные бугорки) после задержания житняком дефляция почв полностью прекратилась и продуктивность земель значительно повысилась (Бельгибаев, 1969; Полозов, 1970). На залуженных массивах урожайность житняка (сухого сена) составила 7—8 ц/га, что способствовало укреплению кормовой базы животноводства.

ЛИТЕРАТУРА

- Белостоцкий И. Наблюдения над знаками ряби. «Изв. Всес. геогр. о-ва». т. 72, вып. 2, 1940.
- Бельгибаев М. Е. Дефляция почв Северо-Тургайской равнины и меры борьбы с ней. В сб. «Вопросы почвоведения в Казахстане». Алма-Ата, 1969.
- Бельгибаев М. Е. О классификации, диагностике и картографировании эродированных легких почв Северного Казахстана. «Почвоведение», № 3, 1972.
- Бельгибаев М. Е., Семенов О. Е. Некоторые данные по изучению ветровой ряби в аэродинамических трубах. «Геоморфология», № 3, 1972.
- Вейсов С. Методика изучения первичных стадий эолового рельефа подвижных песков. «Изв. АН СССР. Сер. геогр.», № 3, 1968.
- Гаель А. Г., Смирнова Л. Ф. О ветровой эрозии легких почв в Северном Казахстане. В сб. «Пыльные бури и их предотвращение». М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Островский И. М. Параллельные ветру эоловые формы рельефа. В сб. «Структурная и климатическая геоморфология» (к шестидесятилетию акад. И. П. Герасимова). М., «Наука», 1966.
- Полозов Г. Т. Значение многолетних трав в закреплении почв, подверженных ветровой эрозии. «Тр. Ин-та почвовед. АН КазССР», том 19. Алма-Ата, «Наука», 1970.
- Чакветадзе Е. А., Якубов Т. Ф. Эоловый почвенный комплекс на эродированных ветром темно-каштановых супесях. «Почвоведение», № 2, 1962.
- Bagnold R. A. The physics of blown sand and desert dunes, London. Methuen, 1941.

Целиноградское отделение Института
почвоведения Академии наук Казахской ССР

Поступила в редакцию
5.VII.1972

EOLIAN MICRORELIEF ON DEFLATION SOILS

M. E. BELGIBAYEV

Summary

The genesis and some morphogenetic indications are described for eolian microforms (wind ripples, sand tongues, oval sand hummocks, shield-like cumuloose sands and barchans) which are locally formed by eolian deflation and accumulation at subzones of south chernozem and dark-chestnut soils in North Kazakhstan. The most widespread forms both at light and heavy soils are wind ripples and sand tongues. The rest of eolian microforms develop mostly at light soils. There has been shown wind ripples formation at a dark-chestnut sandy loam out of ridges and furrows made by a seeding machine. Shield-like cumuloose sands and barchans are seldom; they are formed due to a very intensive deflation for a number of years at dark chestnut sands and sandy loam soils.