

11. Новиков В.Н., Федорова Е.В. Разрушение берегов в юго-восточной части Баренцева моря // Вестн. МГУ. Сер. 5. География. 1989. № 1. С. 64–68.
12. Каплин П.А., Леонтьев О.К., Лукьянова С.А., Никифоров Л.Г. Берега. М.: Мысль, 1991, 480 с.
13. Каплин П.А. Фиордовые побережья Советского Союза. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 187 с.
14. Великоцкий М.А. Особенности современной динамики берегов о. Колгуев // Динамика арктических побережий России. М.: Изд-во МГУ, 1998. С. 93–101.

Московский государственный университет  
Географический факультет

Поступила в редакцию  
18.03.2002

## MORPHODYNAMIC DIVISION OF THE PECHORA SEA COASTAL ZONE

S.A. OGORODOV

S u m m a r y

Analysis of geology and geomorphology together with calculations of wind and wave energy enabled to define types of the Pechora Sea coasts and to determine directions of sediment transport. 10 morphodynamic regions have been identified, based on dynamic characteristics and the coast morphology.

УДК 551.435.72(-924.86+-925.11)

© 2003 г. А.Н. САЖИН, Ю.И. ВАСИЛЬЕВ

## ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ СОВРЕМЕННОЙ ДЕФЛЯЦИИ В СТЕПЯХ ВОСТОЧНОЙ ЕВРОПЫ И ЗАПАДНОЙ СИБИРИ<sup>1</sup>

Современный рельеф степной зоны формируется, в том числе, под воздействием процесса дефляции (ветровой эрозии), ускоренное течение которой спровоцировано хозяйственной деятельностью человека.

Наиболее благоприятные условия для ветровой эрозии создаются на песчано-глинистых отложениях степной зоны Западно-Сибирской равнины. В европейском регионе России дефляционные процессы наиболее интенсивно проявляются на старопашотных землях Сальских степей и восточных склонов Ставропольской возвышенности, на западных склонах Ергеней и на равнинах Предкавказья. Общая площадь распространения эоловых процессов в том и другом районах составляет не менее 700–900 тыс. км<sup>2</sup>, а масса перемещенных на значительное расстояние продуктов разрушения подстилающей поверхности достигает многих миллионов тонн.

Региональные особенности современной дефляции заключаются в том, что в европейских степях разрушение и выдувание почвы с определенной периодичностью принимает катастрофический характер, тогда как в степях Сибири и Казахстана эти процессы менее интенсивны, но более устойчивы во времени, если не принимать во внимание резкое усиление дефляции в 60-е годы, связанное с распашкой значительных массивов целинных земель.

С позиций современного эолового морфогенеза и оценки общей геоэкологической ситуации проблемными представляются вопросы межгеосферного и пространственного перемещения вещества в пределах аридного и семиаридного поясов Евразии, выявления зон с преобладанием выдувания, транзитного переноса и аккумуляции эолового материала с учетом характерных размеров барических образований и их географического положения.

<sup>1</sup> Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 02-05-65370).

В пределах ареала распространения дефляции природные условия на Восточно-Европейской равнине изменяются в очень широком диапазоне: от умеренно-засушливых степных ландшафтов равнин Западного Предкавказья и Нижнего Дона (годовая сумма осадков 500–600 мм) с разнотравно-типчачково-ковыльными сообществами на мичелярно-карбонатных предкавказских и южных черноземах до песчаных массивов Ногайской степи в сухом Восточном Предкавказье и полупустынь Прикаспийской низменности (250–300 мм осадков в год) на светло-каштановых почвах в комплексе с солонцами.

Для европейских степей характерны разнообразные генетические типы рельефа, со значительной вертикальной и горизонтальной расчлененностью. Здесь выделяют моренные, морские, аллювиальные, пролювиальные равнины с четко выраженными процессами водной и ветровой эрозии или совместным проявлением тех и других (например, на Ставропольской возвышенности).

Структура степных ландшафтов Западно-Сибирской равнины довольно сложна и также значительно дифференцирована в пространстве, что проявляется в провинциальной неоднородности климата, в особенностях мезо- и микроклимата, в пестроте и интразональном развитии почвенного покрова. Другой характерной особенностью равнин Западной Сибири и Северного Казахстана является широкое распространение древних ложбин стока, которые в процессе своего развития привели к образованию эрозионно-аккумулятивных форм гривного и увалисто-ложбинного рельефа. До распашки земель степные ландшафты Южной Сибири были представлены разнотравно-ковыльными и типчачково-полынными формациями на черноземах обыкновенных, южных и каштановых почвах с широким участием солонцеватых почв и солонцов (годовые суммы осадков 250–400 мм). Эти почвы характеризовались достаточно высоким плодородием. Недочет местных климатических условий, монокультура яровой пшеницы, ежегодная отвальная вспашка, повсеместное распространение пропашной системы земледелия привели к широкому распространению эрозии и дефляции почв [1]. На южных черноземах легкосуглинистого и супесчаного гранулометрического состава равнин Прииртышья, черноземах и каштановых почвах Кулундинской равнины за последние 20–30 лет сформировался “эоловый почвенный комплекс”, представленный в различной степени дефлированными земельными массивами, формами эолового нанорельефа [2].

Ведущим фактором, определяющим интенсивность процессов развевания, а также особенности переноса и аккумуляции эолового материала, является климат. Для степей Восточной Европы и Западной Сибири можно выделить как общие, так и региональные климатические особенности, способствующие возникновению дефляции. К общим относятся высокие летние температуры и значительный дефицит влаги в вегетационный период, активный ветровой режим в течение всего года, частая повторяемость засух и суховеев. Региональные особенности заключаются в том, что в азиатских степях более значительна континентальность климата, сокращаются годовые суммы осадков, различны погодные условия зимы. Непостоянный снежный покров, частые оттепели и похолодания в степях Восточно-Европейской равнины создают условия для разрушения структурных агрегатов почвы и возникновения зимних “черных” бурь [3].

Одним из необходимых условий проявления дефляции является ветровой режим территории, определяемый направлением и скоростью ветра. Эти динамические показатели характеризуют общую вероятность возникновения пыльных бурь как метеорологического явления, а также распространение их в пространстве и времени.

Анализ данных по среднегодовой скорости ветра (на Северном Кавказе и в Нижнем Поволжье – 4.2 м/с, в Западной Сибири и Северном Казахстане – 4.4 м/с), средней скорости в дефляционноопасный период (апрель-июнь – 4.3–4.6 м/с), числу дней с сильным ветром (в Европейском регионе 20–50 дней, в степях Сибири и Казахстана – 20–40) сви-

детельствует о том, что больших различий по этим показателям между районами современной дефляции не имеется. Однако весьма существенной климатической особенностью ареала распространения пыльных бурь в степях Восточно-Европейской равнины является периодически продолжительное усиление скорости ветра до штормовой и ураганной силы, когда разрушение почвенного покрова и повреждение сельскохозяйственных культур распространяется на площади в сотни тысяч гектаров. Например, во время мартовских пыльных бурь 1974 г. в степях Нижнего Дона в течение 18 дней подряд скорость ветра достигала 15–20 м/с и более. В подобные периоды усиления ветровой активности число дней с сильным ветром увеличивается в году до 70 и даже 100.

### Критическая скорость и эродируемость

Дефляционные процессы в степной зоне наиболее активно выражены в пределах распространения черноземов обыкновенных, предкавказских, южных и каштановых почв. Эти почвенные группы имеют существенные провинциальные отличия, обусловленные спецификой региональных природно-климатических условий, литологическим составом почвообразующих пород.

Податливость почвы к дефляции, потенциальные потери мелкозема при ветро-эрозионном процессе определяются обычно тремя-четырьмя структурно-динамическими показателями: эквивалентным диаметром почвенных отдельностей, содержанием агрегатов <1 мм, критической (пороговой) скоростью и эродируемостью. Эти показатели изменяются в очень широком интервале в зависимости от физико-химических свойств почвы, ее комковатости, что в значительной степени предопределяется общими природно-географическими условиями почвообразования.

Очень важным показателем устойчивости почв к динамическому воздействию потока является критическая (непередвигающая) скорость, которая может быть найдена по эмпирической зависимости:

$$\bar{U}_{z_{\text{м.кр.}}} = \frac{(3.2 + 0.025d_e) \ln \frac{z}{z_0}}{\ln \frac{10}{z_{\text{ом}}}}, \quad (1)$$

где  $d_e$  – эквивалентный диаметр всех частиц почвенного образца, мм;  $z_{\text{ом}}$  – параметр шероховатости подстилающей поверхности при продувке почвы в аэродинамической трубе, мм;  $z$  – уровень, для которого рассчитывается  $\bar{U}_{z_{\text{м.кр.}}}$ , см.

Различие скоростей в разных фазах движения частицы, не вполне корректное определение их экспериментальным путем в полевых условиях, недостаточная проработка отдельных параметров при теоретических построениях дают очень широкий спектр критической величины скорости: от 3–4 до 15–18 м/с на высоте флюгера 10 м.

Эродируемость, или дефлируемость, является важнейшей интегральной характеристикой, определяющей устойчивость почвы к разрушающему воздействию ветра или потенциальный вынос мелкозема в единицу времени при определенной его скорости. В ряде исследований рассматриваются функциональные связи этого показателя с некоторыми параметрами, определяющими свойства почвы [4–8]. В конечном итоге податливость почвы к дефляции определяется связностью почвенных комков, зависящей от содержания физической глины, гумуса, микроагрегатов, поглощенных ионов  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Mg}^{++}$ ,  $\text{Ca}^{++}$ , карбонатности.

Поэтому в зависимости от генетических особенностей и физико-химических свойств почв эродируемость по данным продувки почвенных монолитов в аэродинамической трубе при скорости от критической до 20–22 м/с изменяется в очень широком диапазоне: от 0.1–1.0 т до десятков и сотен тонн в час с гектара. Самой высокой

Структурно-динамические показатели почвенного покрова

Почва	Эквивалентный диаметр агрегатов, мм	Содержание агрегатов <1 мм, %	Критическая скорость, м/с	Эродированность почвы, т/га·ч
Северный Кавказ и Нижнее Поволжье				
Чернозем предкавказский				
слабокарбонатный тяжелосуглинистый,	8.9	37.0	8.8	0.3
среднекарбонатный тяжелосуглинистый	4.6	54.0	7.7	1.0
Чернозем южный				
глинистый и тяжелосуглинистый,	15.1	35.0	10.9	0.6
среднесуглинистый,	13.5	46.5	8.7	2.8
легкосуглинистый,	14.8	48.5	7.9	5.9
супесчаный	7.5	52.2	6.8	11.0
Каштановая				
тяжелосуглинистая,	16.7	33.0	11.1	0.1
легкосуглинистая,	11.4	47.3	8.0	1.3
супесчаная	9.9	60.1	7.3	5.1
Светло-каштановая				
солонцеватая тяжелосуглинистая,	17.6	30.0	16.9	0.2
тяжелосуглинистая	12.1	42.2	12.2	0.5
Солонцы столбчатые в комплексе с каштановыми почвами	39.4	3.3	14.4	0.3
Западная Сибирь и Северный Казахстан				
Чернозем выщелоченный среднесуглинистый	4.0	55.5	8.6	0.9
Чернозем обыкновенный				
тяжелосуглинистый,	5.0	39.4	8.9	2.0
легкосуглинистый	4.3	46.8	7.4	3.2
Чернозем южный				
тяжелосуглинистый,	5.8	48.3	7.7	2.0
среднесуглинистый,	4.0	54.5	7.6	3.0
легкосуглинистый,	3.8	56.6	7.4	5.7
супесчаный	2.0	75.6	5.9	12.7
Темно-каштановая				
среднесуглинистая,	5.9	47.2	8.1	4.6
легкосуглинистая	5.6	51.2	7.0	5.7
Каштановая супесчаная	2.1	75.4	6.7	18.3
Солонец столбчатый в комплексе с черноземами южными	9.9	20.4	12.4	0.4

эродированность характеризуются переветренные песчаные почвы и пески (каштановые среднедефлированные песчаные мелкозернистые – 80–100 т/га·ч, пески слабокарбонатные рыхлые мелкозернистые – 100–200 т/га·ч). Основные массивы распаханых, широко используемых в интенсивном сельскохозяйственном производстве черноземов и каштановых почв тяжело- и среднесуглинистого гранулометрического состава теряют при воздействии сильного ветра в течение одного часа от 0.1–0.3 до 2–3 т мелкозема с гектара (табл. 1).

Эродированность может быть рассчитана также по эмпирической зависимости на основе данных о структурном составе почвы:

$$E = 0.1(\bar{U}_z - \bar{U}_{z,кр.})^2 K_2 K_3, \quad (2)$$

где  $\bar{U}_z$  – скорость ветра на высоте  $z$ ;  $\bar{U}_{z,кр.}$  – критическая скорость на этой же высоте;  $K_2$  – коэффициент, зависящий от величины эквивалентного диаметра частиц размером <2 мм;  $K_3$  – коэффициент, зависящий от величины эквивалентного диаметра частиц, составляющих по объему 90% от полного объема образца.

Коэффициенты  $K_2$  и  $K_3$  зависят от структуры верхнего слоя почвы, шероховатости агрофона и находятся из соотношения:

$$K_2 = \frac{0.22}{d_{e_1}^{3.06}}, \quad (3)$$

$$K_3 = \frac{\left(\ln \frac{10}{z_0}\right)^2}{d_{e_2}^{0.61} \left(\ln \frac{z}{z_0}\right)^2}, \quad (4)$$

где  $d_{e_1}$  – эквивалентный диаметр почвенных агрегатов  $< 2$  мм;  $d_{e_2}$  – эквивалентный диаметр почвенных агрегатов, составляющих по объему 90%;  $z_0$  – параметр шероховатости поверхности почвы, который может быть определен из соотношения:

$$z_0 = 0.03 d_{e_s}^{1.4}. \quad (5)$$

Сравнение дефляционного потенциала двух регионов показывает, что структурно-динамические характеристики предрасположенности почв к выдуванию в степях Западно-Сибирской равнины заметно выше по сравнению с европейским регионом, что связано с условиями почвообразования. Почвы Западной Сибири сформировались преимущественно на малосвязных озерно-аллювиальных и аллювиальных отложениях, в том числе и древних ложбин стока, тогда как почвообразование в степях Восточно-Европейской равнины происходило на покровных лёссовидных суглинках и лёссах тяжелого гранулометрического состава. Содержание агрегатов дефляционноопасной фракции ( $< 1$  мм) в почвах Нижнего Поволжья и Северного Кавказа изменяется от 10.3 до 67.5%; в почвах Западной Сибири и Северного Казахстана – от 20.4 до 87.7%; критическая скорость – соответственно от 6.9 до 14.4 м/с и от 5.9 до 12.4 м/с; эродируемость – от 0.06 до 12.0 т/га и от 2.0 до 16.8 т/га в час и более (данные по некоторым почвенным разновидностям приведены в табл. 1).

### Пыльные бури и энергия воздушного потока

Современная ветровая эрозия на сельскохозяйственных землях проявляется в различной форме: в виде пыльных бурь, поземок, пылевых шквалов, переноса почвы вместе со снегом в зимнее время. Пыльные бури являются наиболее активным фактором современного экзоморфогенеза в степной зоне, поэтому по их географическому распространению и повторяемости можно судить об интенсивности этого процесса.

Вероятность возникновения пыльных бурь в степных районах Северного Кавказа и Нижнего Поволжья, Западной Сибири и Северного Казахстана примерно одинакова. По многолетним данным в степях Восточно-Европейской равнины ежегодно отмечается от 2 до 26 дней с пыльной бурей. Чаще всего пыльные бури бывают в Сальских степях, на Черных землях Калмыкии, в Заволжье, на равнинах низовий Дона, на восточных склонах Ставропольской возвышенности (10–15 дней).

В Западной Сибири и Северном Казахстане ежегодная повторяемость пыльных бурь примерно такая же, как и в европейских степях (1–34 дня). Возникновение пыльных бурь наиболее вероятно на легких по гранулометрическому составу каштановых почвах Кулундинской степи, на южных карбонатных черноземах равнин Прииртышья и Кокчетавской возвышенности, на обыкновенных черноземах Алейской степи. Здесь ежегодно отмечается 15–20 дней с пыльной бурей.

Вместе с тем в режиме проявления пыльных бурь в том и другом районах выявляются существенные региональные особенности, обусловленные природно-климатическими различиями и антропогенной составляющей этого процесса. Скорость ветра и

продолжительность его воздействия на подстилающую поверхность является определяющим климатическим условием интенсивности протекания дефляции.

Образование сильных бурь со значительным территориальным распространением на уровне зонального процесса в степях Восточной Европы связано с устойчивыми процессами блокирования: над Средним Поволжьем, югом Урала и Западным Казахстаном устанавливается мощный антициклон, нарушающий западный перенос воздушных масс и сохраняющий свое положение в течение нескольких синоптических периодов, в иные годы до 1–1.5 месяцев. При таких процессах скорость восточного ветра достигает штормовой и ураганной силы: 18–23, 29–34 м/с и более (рис. 1).

Усиление ветра и возникновение сильных пыльных бурь в степях Сибири и Казахстана обусловлено фронтальными процессами в системе смещающихся сюда циклонов (рис. 1). Эти процессы более динамичны в пространстве и времени, поэтому усиление ветра при них бывает кратковременным, а развевание почвы – не столь значительным как на Северном Кавказе.

Синоптические процессы с противоположным знаком обуславливают не только разное направление ветра при пыльных бурях (в степях Нижнего Поволжья и Северного Кавказа – восточное и юго-восточное, в степях Западной Сибири и Северного Казахстана – западное и юго-западное), но и существенно различный скоростной режим ветра при этом явлении. В европейских степях скорость ветра во время пыльных бурь в целом выше, чем в степях Сибири и Казахстана, а сами пыльные бури как метеорологическое явление более продолжительные.

Если в европейском регионе при этом наиболее вероятная скорость составляет 14–16 м/с, то в степях Сибири и Казахстана пыльные бури чаще всего бывают при скорости 7–12 м/с, а при пыльных бурях 20% обеспеченности (один раз в пять лет) скорость ветра равна соответственно 13–32 и 12–22 м/с.

Эти данные показывают, что основным отличием климатической обусловленности ветровой эрозии в разных регионах является неодинаковая вероятность возникновения длительных периодов с сильным ветром и значительной динамической нагрузкой на подстилающую поверхность. Это подтверждается и при расчете энергии воздушного потока, воздействующего на поверхность почвы в дефляционноопасный период (апрель, май, июнь) – мы принимаем эту величину за климатическую норму, но не сбрасываем со счетов и экстремальные проявления процесса: например, при сильных зимних пыльных бурях в феврале 1969 г. в степях Северного Кавказа и весенних пыльных бурях в мае 1974 г. в Западной Сибири. Энергию воздушного потока можно рассчитать по известному выражению кинетической энергии движущегося тела. При этом необходимо учитывать два условия: 1) скорость ветра по грациям от критической для зональной почвы до максимально возможной; 2) продолжительность ветра в каждой градации скорости.

Разрушающая энергия воздушного потока  $E_p$ , активно воздействующая на подстилающую поверхность, будет соответствовать разности энергии  $E_i$  при заданной скорости в определенном диапазоне и  $E_{кр}$  при критической скорости. Математическая зависимость для расчета энергии ветра, вызывающего развитие дефляции, после соответствующего преобразования примет вид:

$$E_p = \frac{\rho s t}{2} (V_i^3 - V_{кр}^3) = 0.625 (V_i^3 - V_{кр}^3) t, \quad (6)$$

где  $\rho$  – плотность воздуха ( $1.25 \text{ кг/м}^3$ );  $s$  – поперечное сечение ( $\text{м}^2$ ), через которое переносится воздух за время  $t$  (с).

При определении разрушающей энергии очень важная роль отводится величине  $t$  – времени воздействия ветра разной скорости или различных градаций на подстилающую поверхность. При 8-срочных суточных наблюдениях на метеостанциях эту величину можно определить как произведение  $t = 3ч \cdot n$ , где  $3ч$  – время между сроками наблюдений,  $n$  – число случаев ветра данной градации. Величина  $t$  показывает общую

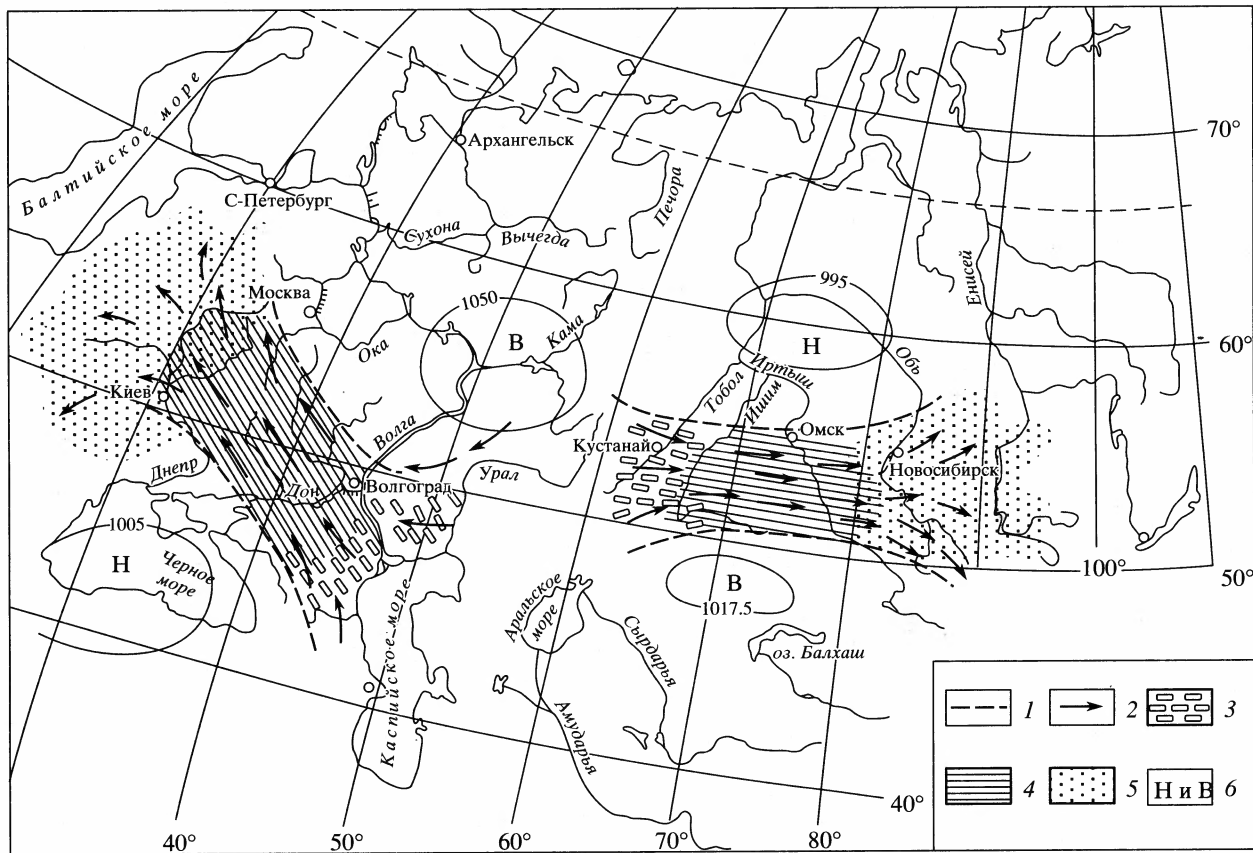


Рис. 1. Экзодинамические зоны современной дефляции и потоки эоловой миграции вещества на равнинах умеренного пояса Евразии  
 1 – границы областей активной дефляции; 2 – направление воздушного потока при сильных пыльных бурях; 3 – преобладающего выдувания, 4 – переноса, локального выдувания и аккумуляции, 5 – накопления эолового материала; 6 – области низкого и высокого атмосферного давления

продолжительность ветра разных скоростей за определенный период времени, например, за месяц.

По такой методике была определена разрушающая энергия для различных районов ветровой эрозии за 20-летний период однородных наблюдений – с 1966 по 1985 гг. Выборка числа случаев ветра по градациям скоростей была произведена из Метеорологических ежемесячников по следующим градациям:

$$E_p = E_{8,5} + E_{10,5} \dots + E_{37,5}, \quad (7)$$

где 8,5; 10,5...37,5 – средняя скорость ветра в каждой градации. Скорость ветра ниже 8–9 м/с не учитывалась, так как критическая скорость для большинства зональных почв рассматриваемых регионов лежит выше этой величины и составляет 8,5–10,5 м/с.

Временной и пространственный анализ структуры воздушного потока в диапазоне от критической до максимально возможной скорости ветра показывает, что повторяемость и продолжительность воздействия ветра с различной скоростью изменяется в широких пределах. В период наиболее активного возникновения пыльных бурь (с апреля по июнь) суммарное число случаев ветра изменяется от 31,3–33,7 на восточных склонах Ставропольской возвышенности до 107,0–202,1 в Заволжье и на Ергенинской возвышенности. При трехчасовом интервале наблюдений этим данным соответствует продолжительность воздействия ветра от 94 до 606 ч. Наиболее высокая повторяемость характерна для скоростей, лежащих в области критической величины или немного превосходящей ее (8–9 и 10–11 м/с). С увеличением скорости ветра вероятность проявления и продолжительность воздействия его на подстилающую поверхность резко уменьшаются. Предельно высокие скорости (21–24 м/с) повторяются редко (0,1–0,6 случая), но они несут огромный заряд энергии.

В Западной Сибири и Северном Казахстане наиболее значительное число случаев ветра со скоростью выше критической характерно для безлесных районов Кулундинской равнины и равнин Прииртышья (103,3–145,6 случаев). В пределах мелкосопочника и речных долин с пересеченным рельефом и повышенной макрошероховатостью этот показатель снижается до 70,0–99,5. В Алейской степи с увалистым рельефом, широкой сетью полезащитных лесных полос, отдельными лесными колками число случаев не превышает 40–50.

В целом по региону по осредненным данным повторяемость эрозионно активных ветров в Западной Сибири и Северном Казахстане больше по сравнению с Северным Кавказом и Нижним Поволжьем на 28,7 случаев или на 20–30%. Однако анализ структуры воздушного потока показывает, что эта особенность проявляется только в градациях 8–9 и 10–11 м/с, т.е. в области, незначительно превосходящей критическую величину. В более высоких градациях, начиная с 12–14 м/с и выше, число случаев ветра практически одинаково в том и другом районах.

Режиму скоростей ветра соответствует пространственное и временное распределение энергии воздушного потока. Наибольшей величины она достигает на равнинных открытых пространствах Прикаспийской низменности и Ергенинской возвышенности, в зоне конвергенции воздушных потоков. В самый активный ветроэрозионный период она равна 179–640 млн. Дж/м<sup>2</sup> в месяц (табл. 2).

Эти районы испытывают наиболее сильное динамическое воздействие воздушного потока, являются очагами возникновения пыльных бурь и характеризуются самой высокой их повторяемостью в течение года. На Ставропольской возвышенности и равнинах Западного Предкавказья, где возрастает общая расчлененность местности и, следовательно, увеличивается шероховатость подстилающей поверхности, энергия воздушного потока уменьшается до 42–122 млн. Дж/м<sup>2</sup>. В мае и июне по сравнению с апрелем энергия воздушного потока также ослабевает, так как с наступлением лета контрасты температуры уменьшаются, барическое поле размывается, скорости ветра становятся меньше.

В азиатском регионе пыльных бурь энергия воздушного потока, как природно-климатическое условие возникновения дефляции, имеет примерно тот же уровень, что и в

Энергия воздушного потока (млн. Дж/м<sup>2</sup>·мес) в период возникновения пыльных бурь (при скорости ветра, превышающей или равной критической)

Метеостанция	Среднегодовые данные			При сильных пыльных бурях
	апрель	май	июнь	
Западная Сибирь и Северный Казахстан				Май 1974
Эльтон	179	169	99	596
Котельниково	76	57	16	360
Заветное	338	304	112	1933
Гигант	122	58	11	1379
Утта	230	231	89	623
Элиста	640	515	259	1406
Тихорецк	109	68	19	2957
Армавир	98	35	22	3293
Арзгир	93	108	10	1436
Александровское	57	34	24	119
Среднее по региону	180	149	62	1348
Западная Сибирь и Северный Казахстан				Май 1974
Черлак	51	49	39	39
Купино	217	240	91	669
Алейская	154	103	51	179
Кулунда	293	265	150	166
Петропавловск	213	207	104	151
Кустанай	138	90	72	237
Кзылту	464	355	250	314
Есиль	211	150	183	146
Целиноград	78	81	46	50
Павлодар	154	157	58	753
Среднее по региону	199	173	105	270

европейском регионе. В соответствии с более высокой повторяемостью скорости ветра в градациях выше критической величины наибольшая энергия воздушного потока (150–464 млн. Дж/м<sup>2</sup>) характерна для равнин, лежащих на контакте с Кокчетавской возвышенностью и северо-восточными районами Казахского мелкосопочника (степные районы равнин Прииртышья и Барабинской низменности, центральные районы Кулундинской равнины). В пределах мелкосопочника, в современных речных долинах и древних ложбинах стока с характерными формами мезорельефа энергия воздушного потока снижается в два-три раза.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что климатический показатель энергии ветра, как необходимое условие возникновения дефляции, практически одинаков в том и другом районах. Основное различие заключается в том, что при процессах блокирования в европейских степях резко возрастает (на один-два порядка) динамическая нагрузка на подстилающую поверхность (до 1500–3000 млн. Дж/м<sup>2</sup>·мес при климатической норме в десятки и первые сотни Дж/м<sup>2</sup>·мес), как, например, во время очень сильных пыльных бурь на Северном Кавказе в феврале 1969 г. (табл. 2). При таком воздействии на подстилающую поверхность разрушение почвы принимает характер катастрофы.

В азиатском регионе близкие по энергетическому потенциалу погодные условия сохраняются не более нескольких суток, так как обуславливающие их барические образования быстро смещаются в пространстве, энергия воздушного потока рассеивается и превышает климатический показатель всего в 2–3 раза (табл. 2), но этого недостаточно, чтобы вызвать сильное разрушение почвенного покрова на значительной площади.

При рассмотрении современных эоловых процессов в степной зоне актуальным является вопрос о пространственной межгеосферной миграции вещества, направлении перемещения минеральной взвеси при сильных пыльных бурях, выпадении ее из двухфазного потока и аккумуляции на подстилающей поверхности. Ответить на эти вопросы можно на основе анализа характерных размеров барических образований, смещения их в пространстве и стационарирования при типичной для формирования сильных пыльных бурь синоптической ситуации.

Поэтому в соответствии с пространственным расположением барических образований, определяющих условия возникновения сильных и устойчивых ветров, можно установить экзогенно-динамические зоны современного эолового морфогенеза в пределах семиаридного пояса Евразии и связанных с ним динамикой атмосферы сопряженных районов: 1) зону преобладания выдувания (зону дефляции), 2) зону транзитного переноса эолового материала, 3) зону аккумуляции взвеси при ослаблении несущей силы воздушного потока (эоловые морфодинамические системы по В.П. Чичагову, [9]).

Выдувание и подъем тонкого материала происходит в зоне сходимости воздушных потоков с резким увеличением скорости и турбулентности. На юге Восточно-Европейской равнины эта зона приходится на Западный Прикаспий, Нижнее Поволжье, равнины Восточного Предкавказья (рис. 1). Транзитный перенос твердой взвеси вместе с подъемом ее с подстилающей поверхности и частичной аккумуляцией наиболее крупной фракции у различных преград происходит в пределах штормовой зоны шириной 500–700 км, протянувшейся на 1.5–2 тыс. км от Прикаспия через равнины Центрального и Западного Предкавказья, Сальские степи, равнины Нижнего Дона и Восточной Украины примерно до меридиана 30° в.д. Снижение скорости ветра, уменьшение несущей силы воздушного потока и выпадение на подстилающую поверхность тонкодисперсных частиц приходится на зону расходимости, где преобладают процессы аккумуляции эолового материала. В пространстве эта зона соответствует южным и западным районам Украины, Закарпатья, Прибалтике, северо-западным районам Европы. Например, во время зимних пыльных бурь 1969 г. отложение пыли наблюдалось на юге Украины, в Молдавии, Белоруссии, Швеции и других странах Центральной и Северо-Западной Европы.

Если обратиться к палеогеографическим условиям образования лёссовых отложений на юге Русской равнины (согласно эоловой гипотезе) в эпоху плейстоценовых оледенений, то можно считать, что в настоящее время происходит обратный процесс эоловой миграции вещества – из зоны формирования отложений лёсса (семиаридный пояс) в область зандровых равнин и центров оледенения (гумидный пояс).

Известно, что для тропосферы умеренного пояса характерен западный перенос воздушных масс. С этим процессом связан и транзитный перенос вредных примесей из Западной Европы на территорию России. Однако при процессах блокирования, типичных для юго-востока Европы в позднезимний и ранневесенний период, наблюдается противоположная ситуация. В частности, во время аварии на Чернобыльской атомной станции (север Украины) в конце апреля 1986 г. в нижней и средней тропосфере также был нарушен западный перенос, поэтому радиоактивные выбросы перемещались восточными и юго-восточными потоками на соседнюю территорию Белоруссии, центральной и северо-западной Европы.

Географическая уникальность юго-востока Европы заключается и в том, что при определенных синоптических условиях сюда может поступать минеральное вещество из аридного пояса Средней и Центральной Азии. 8 и 9 апреля 2001 г. в Нижнем Поволжье, на территории Западного Казахстана и Калмыкии при слабом восточном ветре наблюдалась мгла, отмеченная целым рядом метеостанций: Эльтон, Волгоград СХИ, Харабали, Элиста и др. (кольцевая карта погоды Северо-Кавказского УГМС, 8 апреля 2001 г., 22 часа московского времени). Горизонтальная видимость составляла 1–1.5 тыс. м и менее. Сильное замутнение атмосферы было связано с выпадением минерального

вещества, вынесенного в этот регион после прошедших сильных пыльных бурь на территории Монголии и Китая.

Очень редкое природное явление, повторяемость которого составляет не более 2–3%, было обусловлено необычной синоптической ситуацией: блокирующим антициклоном и активной циклонической деятельностью на его периферии. Центральная часть высокого и обширнейшего антициклона с давлением выше 1045 гПа располагалась над географическим центром огромной территории Азии – в районе Алтае-Саянской горной системы с координатами около 50° с.ш. и 90° в.д. На юго-восточной, южной и юго-западной периферии этого мощнейшего барического образования, простирающегося от среднего течения Оби и Енисея на севере до южной половины Тибетского нагорья на юге и от меридиана Санкт-Петербурга и Киева на западе до Забайкалья и среднего течения Хуанхэ на востоке, на отдельных ветвях Полярного фронта был выражен активный процесс генерации циклонических образований. В зоне сходимости воздушных потоков, как обычно, происходило резкое усиление скорости ветра, что привело к выдуванию мелкозема и пыли с поверхности центрально-азиатских песчаных пустынь, распространению взвеси в результате сильного турбулентного перемешивания на фронтальном разделе на всю толщу нижней и средней тропосферы и перемещению ее по южной периферии антициклона через территорию Западного Китая, Средней Азии и Казахстана на огромное расстояние – несколько тысяч километров, включая юго-восток Европейской территории России. Очевидно, золотая взвесь поступала в Нижнее Поволжье и Западный Прикаспий из района среднеазиатских пустынь и даже пустыни Такла-Макан.

В азиатском регионе проявления золотого морфогенеза активная зона выдувания более динамична и более растянута в пространстве, так как возникновение этого явления связано с фронтальными процессами. Выдувание и транзит пыли происходит преимущественно с подстилающей поверхности засушливых и сухих степей ишим-иртышского и объ-иртышского междуречий, а выпадение пыли приходится на лесные районы юго-восточной и центральной части Западной Сибири.

Располагая данными по эродированности почв и климатическим показателям ветро-эрозионного процесса, можно определить годовые потери почвы от выдувания или скорость современной золотой планации в условиях плоских водораздельных пространств степной зоны.

Годовые потери почвы от выдувания можно определить разными методами: 1) на основе непосредственной продувки почвенных монолитов в аэродинамической трубе по следующему соотношению:

$$Q = \sum_1^m q \bar{U}_i t_{n_i} \text{ (т/га·год)}, \quad (8)$$

где  $q \bar{U}_i$  – потери почвы при скорости ветра  $\bar{U}_i$ ;  $t_{n_i}$  – продолжительность воздействия воздушного потока на почву со скоростью  $\bar{U}_i$  (во всем диапазоне, от критической до максимальной с обеспеченностью 20%);  $m$  – число ступеней скорости ветра; 2) по данным о структурном составе почвенного образца по уравнению:

$$Q = 0.1 (\bar{U}_z - \bar{U}_{z,кр})^2 K_2 K_3 t_n, \quad (9)$$

где  $t_n$  – годовая продолжительность пыльных бурь при скорости от критической до максимально возможной. Остальные индексы как в формуле (2). Неодинаковые скорости ветра и продолжительность его воздействия на подстилающую поверхность, различная податливость почв к разрушающему воздействию воздушного потока определяют разную скорость изъятия золотого материала из области активного разрушения почвенного покрова. Из степных провинций Нижнего Поволжья ежегодно выносятся от 2–3 до 20–22 т мелкозема с каждого гектара, почвы Северного Кавказа еже-

Годовые потери почвы от выдувания при максимальной скорости ветра 20% обеспеченности

Почва	Максимальная скорость ветра, м/с	Продолжительность ветровой эрозии, час	Эродируемость почвы, т/га·час	Выдувание почвы	
				т/га	толщина слоя, мм
Северный Кавказ					
Чернозем предкавказский					
слабовыщелоченный глинистый,	32.8	23.1	0.8	19.6	1.5
карбонатный тяжелосуглинистый,	21.9	46.0	0.6	28.0	2.2
глинистый,	25.8	35.6	0.7	26.4	2.0
карбонатный слабодэфлированный	25.1	57.4	0.7	38.1	2.9
тяжелосуглинистый					
Чернозем южный тяжелосуглинистый	18.0	34.6	0.7	23.8	1.8
Темно-каштановая слабосолонцеватая	15.2	29.5	0.2	5.4	0.4
слабокарбонатная, тяжелосуглинистая					
и среднесуглинистая					
Каштановая карбонатная среднесуглинистая	19.7	30.4	0.4	11.0	0.8
Светло-каштановая слабосолонцеватая	21.4	124.2	0.2	24.1	1.9
тяжелосуглинистая					
Нижнее Поволжье					
Чернозем обыкновенный малогумусный	14.5	24.5	0.7	17.2	1.3
тяжелосуглинистый					
Чернозем южный					
маломощный слабосмытый	21.2	8.8	1.5	13.6	1.0
тяжелосуглинистый,					
слабосмытый легкосуглинистый	21.2	8.8	2.5	22.4	1.7
Каштановая					
тяжелосуглинистая,	17.8	53.4	0.1	4.8	0.4
среднесуглинистая	17.8	53.4	0.4	18.7	1.4
Западная Сибирь					
Чернозем					
выщелоченный суглинистый,	17.2	12.0	0.9	10.8	0.8
обыкновенный суглинистый	19.3	35.0	1.1	38.6	3.0
Чернозем южный					
тяжелосуглинистый,	15.4	36.8	0.7	25.0	1.9
легкосуглинистый	19.4	23.0	3.2	73.6	5.7
Темно-каштановая					
суглинистая,	17.5	23.1	2.6	60.0	4.6
легкосуглинистая	17.1	51.2	4.0	204.0	15.7
Каштановая					
легкосуглинистая,	18.1	40.1	4.7	188.0	14.5
сильнодефлированная супесчаная	18.1	40.1	11.9	476.0	36.4

годно теряют от 3–5 до 25–38 т, а почвы Западной Сибири от 7–10 до 40–60 т и более (табл. 3 и рис. 2). Эти данные свидетельствуют о том, что современные экзодинамические процессы на распаханых степных почвах протекают очень активно, снижают естественное плодородие и вызывают общую деградацию природно-антропогенных ландшафтов степных экосистем. Продукты разрушения подстиляющей поверхности степей включаются в глобальный процесс обмена вещества. Таким образом, современные распаханые степи наряду с аридными ландшафтами умеренного и тропического пояса являются активной ареной развевания [9–12].

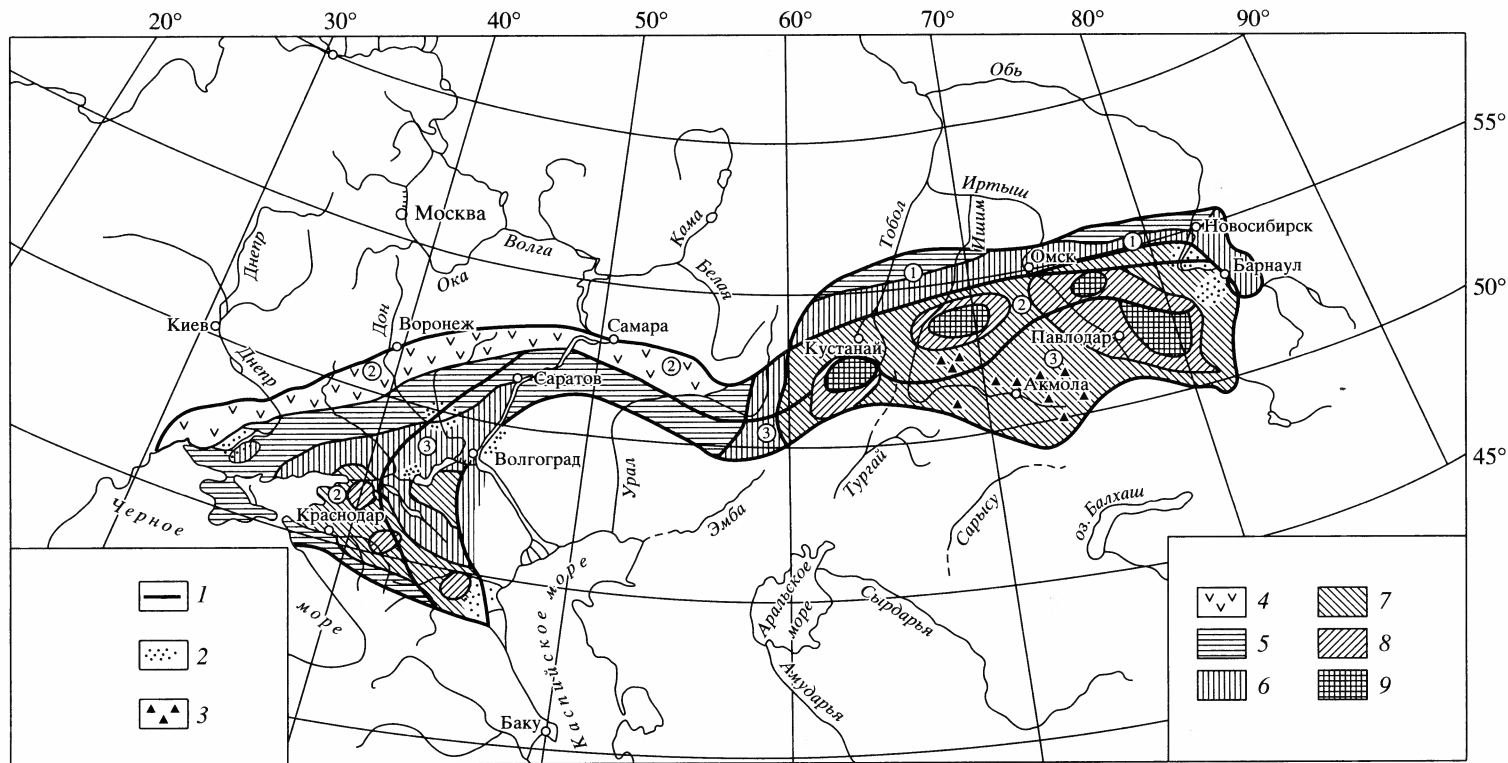


Рис. 2. Распространение дефляции и потенциальные потери почвы от выдувания, т/га год

1 – границы почвенных зон; 2 – развеваемые песчаные почвы и массивы; 3 – щебенчатые и каменные почвы с очаговым выдуванием; *потери почвы, т/га*: 4 – <3; 5 – 3.1–10; 6 – 10.1–20; 7 – 20.1–30; 8 – 30.1–50; 9 – >50.

Цифры в кружках: 1 – черноземы оподзоленные и выщелоченные, 2 – черноземы обыкновенные и южные, 3 – темно-каштановые и каштановые почвы

## Выводы

1. Современный рельеф степной зоны подвержен воздействию наложенного процесса природно-антропогенной дефляции. Наиболее благоприятные условия для ветровой эрозии создаются на аккумулятивных слабонаклонных, гривистых и слабоволнистых равнинах степной зоны Западной Сибири и Северного Казахстана, на аллювиальных и эрозионных равнинах со старопашотными землями Предкавказья, низовий Дона и Нижнего Поволжья.

2. Черноземы и каштановые почвы степной зоны характеризуются неодинаковой потенциальной предрасположенностью к выдуванию. Почвы европейского ареала проявления дефляции сформировались преимущественно на тяжелых по гранулометрическому составу покровных лёссовидных суглинках и лёссах, элювии коренных пород; почвы азиатского ареала – на озерно-аллювиальных и аллювиальных отложениях облегченного мехосостава, поэтому они имеют малопрочные агрегаты и менее устойчивы к динамическому воздействию ветра.

3. Вместе с тем, опыт многолетнего изучения дефляции свидетельствует о том, что примерно при одинаковом фоне активности этого процесса (по числу дней с пыльной бурей) выдувание и разрушение почвенного покрова в европейских степях происходит значительно более интенсивно, периодически принимает характер катастрофы (1960, 1969, 1972, 1984 гг.). Это связано с особенностями циркуляции атмосферы, предопределяющими возникновение сильных и устойчивых ветров. При процессах блокирования на юго-востоке Русской равнины разрушающая энергия воздушного потока превышает климатическую норму для дефляционноопасного периода на один-два порядка, тогда как при подвижных фронтальных процессах на юге Западно-Сибирской равнины энергия воздушного потока при сильных пыльных бурях увеличивается всего в 2–4 раза.

4. Проявление современной дефляции на распаханых землях степной зоны тесно коррелирует с динамикой атмосферных процессов, характерными размерами барических образований, перемещением и стационарированием их в пространстве в дефляционноопасный период. Увеличение скорости ветра до штормовой и ураганной силы приводит к возникновению катастрофических пыльных бурь, значительному пространственному перемещению вещества на уровне межзонального процесса, захватывающего общую площадь в миллионы квадратных километров.

5. Современную степную зону континентального сектора Евразии, наряду с аридным поясом тропических и субтропических широт, можно считать активной ареной развевания подстилающей поверхности, продукты разрушения которой вовлекаются в глобальный процесс миграции вещества.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Каштанов А.Н.* Защита почв от ветровой и водной эрозии. М.: Россельхозиздат, 1974. 207 с.
2. *Бельгибаев М.Е., Зонов Г.В., Паракишина Э.И.* Эколого-географические условия дефляции почв Северного и Центрального Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1982. 223 с.
3. *Васильев Г.И., Трегубов П.С. и др.* Изменение сезонной ветроустойчивости предкавказских черноземов под влиянием климатических факторов и агротехнических приемов обработки почвы // Ветровая эрозия почвы и меры борьбы с ней на Северном Кавказе. М.: Наука, 1978. С. 21–25.
4. *Chepil W.S.* Factors that influence clod structure and erodibility // Soil sci. V. 80. 1955. P. 155–162, 412–421.
5. *Шиятый Е.И.* Эродруемость южных карбонатных черноземов в зависимости от шероховатости поверхности почвы // Вестн. с.-х. науки. 1965. № 12. С. 92–100.
6. *Долгилевич М.И.* Пыльные бури и агролесомелиоративные мероприятия. М.: Колос, 1978. 159 с.
7. *Васильев Ю.И.* Теоретические основы и практическая реализация оптимизации параметров систем полезатичных лесных полос в районах активного проявления ветровой эрозии почв: Автореф. дис. ... докт. с.-х. наук. Волгоград: 1990. 49 с.
8. *Ларионов Г.А.* Эрозия и дефляция почв: основные закономерности и количественные оценки. М.: Изд-во МГУ, 1993. 200 с.

9. Чичагов В.П. Деструкция в эволюции равнинного рельефа Центральной и Восточной Азии: Автореф. дис. ... докт. геогр. наук М.: ИГРАН, 1996. 40 с.
10. Аристархова Л.Б. Процессы аридного рельефообразования. М.: Изд-во МГУ, 1971. 175 с.
11. Глазовский Н.Ф. Антропогенное геохимическое воздействие на биосферу // Новое мышление в географии. М.: Наука, 1991. С. 33–44.
12. Лисицын А.П. Осадкообразование в океанах. М.: Наука, 1974. 432 с.

Волгоградский госпедуниверситет,  
ВНИИАгролесомелиорации

Поступила в редакцию  
13.08.2002

## GEOGRAPHIC REGULARITIES OF MODERN DEFLATION IN STEPPES OF EASTERN EUROPE AND WEST SIBERIA

A.N. SAZHIN, Yu.I. VASILYEV

### S u m m a r y

Modern relief of the steppe zone is subject to imposed process of natural and man-induced wind erosion. Chernozems and chestnut soils of the steppes are potentially prone to destruction by wind to a different degree which may be attributed to their genesis.

While dust storms occur at about the same frequency, soils of European steppes are much more actively eroded, which may be explained by specific features of atmospheric circulation. Modern semiarid belt of the continental sector in Eurasia may be considered as an area of active wind erosion of the surface, with products of erosion being involved in global migration of matter.

УДК 551.435.21(–924.76)

© 2003 г. Г.А. ХАЛИЛОВ

## КОНЦЕПЦИЯ ПЛАНАЦИИ РЕЛЬЕФА И ПРОБЛЕМА ПОВЕРХНОСТЕЙ ВЫРАВНИВАНИЯ АЛЬПИЙСКИХ ГОРНЫХ СООРУЖЕНИЙ (НА ПРИМЕРЕ МАЛОГО КАВКАЗА)

**Общие вопросы.** Поверхности выравнивания как морфологическое выражение и хронологическая летопись процессов планации содержат ценную информацию о геодинамических условиях развития литосферы и о палеогеоморфологической обстановке эволюции ее рельефа. Они, приобретая значение надежных реперов – фиксаторов темпа и амплитуды тектонических движений, отражают характер их проявления и дифференциации во времени и в пространстве. Между тем, образование ряда экзогенных месторождений полезных ископаемых (россыпных, гипергенных) тесно связано с процессами планации и сопутствующим им корообразованием. Видимо, этим неполным перечнем научного и практического значения поверхностей выравнивания и обуславливается тот огромный интерес к их изучению, который уже давно отмечается в геолого-геоморфологических исследованиях. Тем не менее, вопросы генезиса, возраста, количества поверхностей выравнивания, а также содержания самого понятия остаются еще окончательно не решенными. В то же время, в процессе проведения исследований и анализа литературных источников у нас сложилось определенное представление относительно поверхностей выравнивания альпийских горных сооружений, основные положения которого и излагаются в настоящей работе.

Сознавая чрезвычайную сложность проблемы и учитывая значительное морфогенетическое разнообразие развитых на Земле "ровных поверхностей", здесь мы рас-