

УДК 551.4.042(571.5)

ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННАЯ ОРГАНИЗОВАННОСТЬ ЭОЛОВЫХ СИСТЕМ НА ЮГЕ СИБИРИ

© 2025 г. О. И. Баженова^{1,*}, Е. М. Тюменцева^{2,**}, А. А. Черкашина^{1,***},
В. А. Голубцов^{1,****}

¹Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, Иркутск, Россия

²Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия

*e-mail: bazhenova_o49@mail.ru

**e-mail: tumentzeva.liz@yandex.ru

***e-mail: anna_cher.87@mail.ru

****e-mail: tea_88@inbox.ru

Поступила в редакцию 30.06.2025 г.

После доработки 16.08.2025 г.

Принята к публикации 25.09.2025 г.

С системных позиций обобщен богатый фактический материал современных стационарных наблюдений за развитием эоловых процессов в островных степях Сибири. Показана пространственная упорядоченность эолового рельефообразования в форме крупной региональной системы эолового кругооборота вещества, которая была выделена в 1895 г. В.А. Обручевым и является северной ветвью глобальной эоловой системы Центральной Азии. Региональная система подразделяется на пять звеньев (подсистем), взаимосвязанных друг с другом: Енисейское, Приангарское, Байкальское, Селенгинское и Даурское. В пределах каждого звена наблюдается упорядоченная смена зон дефляции, транзита и эоловой аккумуляции. Выявлены циклические колебания современных эоловых процессов в рамках сезонных, 3–5-летних и 11-летних циклов, а также на фоне более продолжительных внутривековых климатических циклов. Модуль современной эоловой миграции вещества варьирует от 50 до 500 г/м² в год. Представлена временная организованность эоловых процессов по данным расшифровки литологических записей голоцена. Периодизация фаз активного эолового морфогенеза и стадий его стабилизации была проведена на основании статистической обработки массива собственных и опубликованных ранее радиоуглеродных дат. Примененный подход позволил выявить продолжительность фаз активного формирования эоловых форм рельефа, составляющую в среднем 380 лет. Продолжительность фаз стабилизации эоловых процессов и педогенеза несколько выше (490 лет). В раннем голоцене и первой половине среднего голоцена длительность циклов эолового рельефообразования достигает 1400–1500 лет. Во второй половине среднего и позднего голоцена изменчивость интенсивности эоловых процессов повышается, и циклы стабилизации-активизации эоловых процессов приобретают внутривековой ранг. Установленные закономерности функционирования эоловых систем являются основой для разработки противодефляционных мероприятий, обеспечивающих защиту почв от ветровой эрозии.

Ключевые слова: функционирование систем, эоловая миграция вещества, дефляция, эоловая аккумуляция, ветровая эрозия почв, экстремальные события, циклы, плотность вероятности распределения, голоцен

DOI: 10.7868/S2658697525060071

ВВЕДЕНИЕ

Семиаридные районы межгорных котловин и предгорных равнин юга Восточной Сибири расположены вдоль северо-восточной периферии обширной аридной области Центральной Азии

и составляют вместе с ней единую макрорегиональную эоловую систему (рис. 1), функционирование которой дает заметный вклад в эмиссию пыли в глобальную атмосферу (Goudie, 2013). Не случайно этот регион стал родиной эоловой

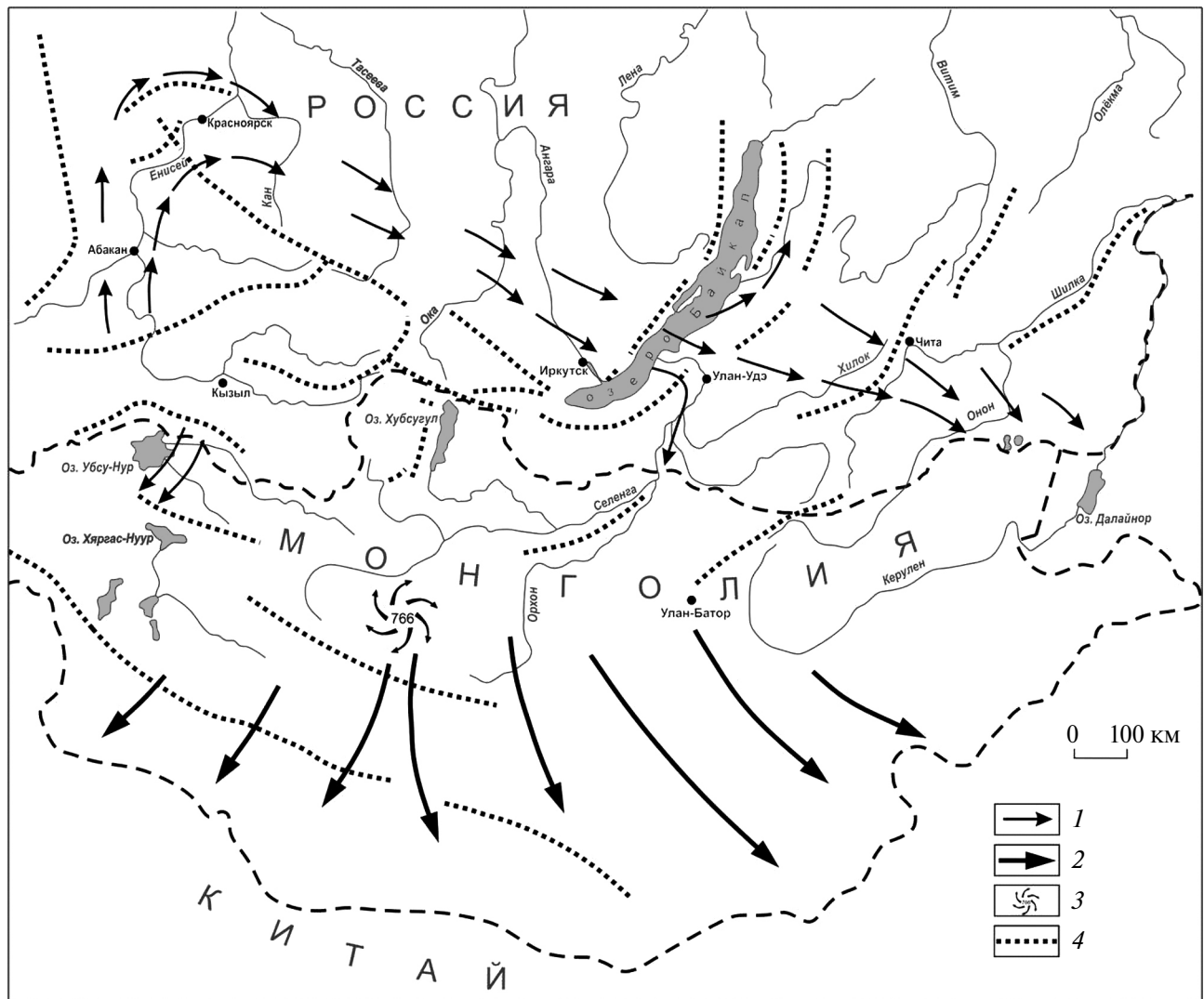


Рис. 1. Положение периферийной ветви эоловой системы юга Сибири на схеме глобальной аридной области Центральной Азии, выделенной В.А. Обручевым в 1895 г.: 1 — перемещение эолового вещества на юге Сибири; 2 — основное направление эоловой миграции вещества по В.А. Обручеву (1951б); 3 — область высокого давления Центральной Азии; 4 — горные хребты.

гипотезы происхождения лесса (Обручев, 1951а). В результате длительных детальных полевых исследований в Центральной Азии академиком В.А. Обручевым установлено закономерное расположение областей развевания и отложения продуктов выветривания горных пород. Область развевания занимает центральную часть страны, она представляет собой каменистую пустыню, так как практически лишена рыхлых подвижных отложений благодаря постоянному их выносу на окраины и за пределы ветрами, дующими центробежно (Обручев, 1951б). При этом установлена концентрическая зональность эоловых процессов в регионе, выражающаяся в специфическом растекании эоловых литодинамических потоков из области высокого атмосферного давления Высокой Азии и Северной Монголии, в основном, в восточном, юго-восточном и юго-западном направлениях (см. рис. 1). Идеи В.А. Обручева

в дальнейшем были развиты В.М. Синицыным (1959), отметившим, что такую исключительную роль в ветровом режиме Центральной Азии Монголо-Сибирский антициклон играл на протяжении значительного времени, о чем можно судить по хорошо выраженной зональности эоловых отложений. В.П. Чичагов (1999), детально изучавший геоморфологическую работу ветра в Восточной Монголии, установил, что эоловые потоки объединяются в эоловые морфодинамические системы различных порядков, иерархически соподчиненные друг с другом и естественным образом увязывающие между собой фазы эолового рельефообразования и зоны выдувания (дефляции), транзита и эоловой аккумуляции вещества.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Исследование основывается на результатах многолетних экспериментальных наблюдений

за эоловой миграцией вещества на стационарах Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН (Баженова и др., 1997). Наиболее детально наблюдения проводились на 4 ключевых участках

(полигонах), положение которых показано на рис. 2. Они охватывают все разнообразие климатических условий функционирования эоловых систем на юге Восточной Сибири.

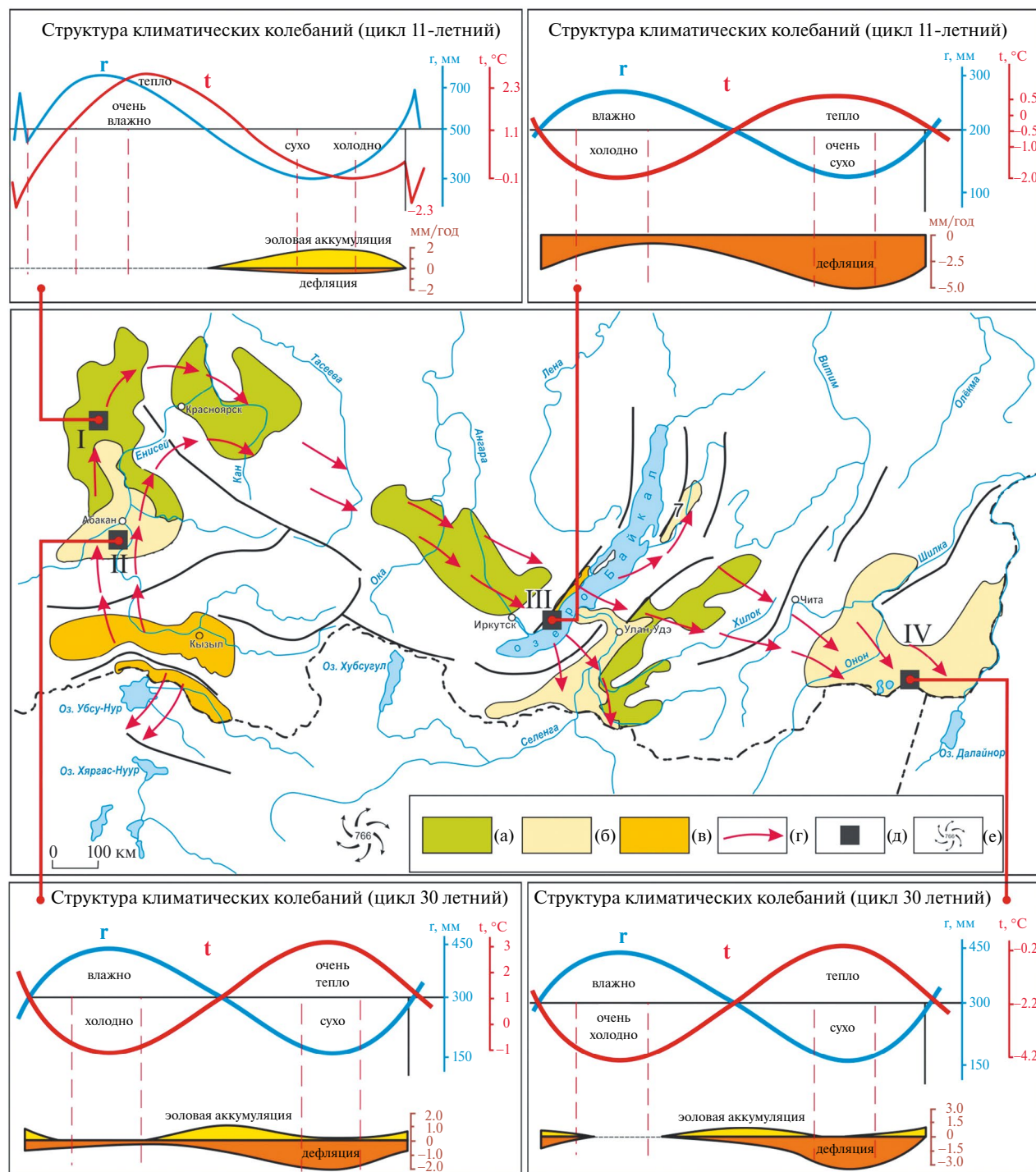


Рис. 2. Пространственная организованность эоловых систем на юге Восточной Сибири по данным экспериментальных наблюдений. Морфоклиматические районы: а – лесостепь, б – степь, в – опустыненная степь, г – основное направление эоловой миграции вещества, д – положение полигонов детальных исследований эоловых процессов, для которых приведены схемы внутривековой динамики интенсивности дефляции и эоловой аккумуляции вещества на фоне многолетних колебаний среднегодовой температуры воздуха (t) и годовых сумм атмосферных осадков (r); е – центр Азиатского антициклона. Экспериментальные полигоны: I – Ашпанский (Назаровская котловина); II – Красноозерский (Южно-Минусинская котловина); III – Голоустенский (котловина оз. Байкал); IV – Харанорский (отроги Нерчинского хребта).

Круглогодичные экспериментальные наблюдения за динамикой эоловых процессов были организованы вначале на Харанорском стационаре в Онон-Аргунской степи (отроги Нерчинского хребта). Позднее такие работы стали проводиться в Койбальской степи (Южно-Минусинская котловина) и Назаровской лесостепи (Назаровская котловина), а в котловине оз. Байкал (долина р. Голоустной) наблюдения продолжают и в настоящее время.

Использовался комплекс методов, принятых российской школой геоморфологов. На опорных профилях, типичных (репрезентативных) для семиаридных районов юга Сибири, эоловый материал собирали в пылеуловители, которые устанавливали на разном удалении от основных очагов дефляции с учетом розы ветров, характера растительности, литологии, рельефа, особенностей техногенного воздействия. Наблюдения за эоловыми процессами велись круглогодично, принесенный ветром мелкозем из ящиков извлекался ежемесячно. При этом он взвешивался и анализировался. Наличие эолового материала позволило нам, в качестве одного из основных показателей интенсивности эоловых процессов, предложить модуль эоловой миграции вещества (А), измеряемый количеством перемещаемого ветром материала с единицы площади (г/м^2 , кг/га , т/км^2) в год. Использование показателя позволяет оценивать потери почв от дефляции.

Во время экспериментов определялся также слой (мощность) эоловой аккумуляции или дефляции. Этот показатель широко используется в аридной геоморфологии (Goudie, 2013). Для этого были использованы металлические реперы — шпильки. Если пылеуловители позволяют собирать переносимый ветром материал, оценивать его характер (гранулометрический состав, содержание органики и загрязняющие вещества), то с помощью шпилек можно определять направленность процессов. Если между сроками наблюдений фиксируется уменьшение высоты реперов (шпилек), то, следовательно, преобладают процессы эоловой аккумуляции, а в случае увеличения высоты репера превалируют процессы дефляции.

Площадные исследования динамики эоловых процессов выполняются с помощью отбора проб эолового материала из снега и травянистой растительности. Снего- и фитосъемки позволили значительно расширить районы исследования (Баженова и др., 1997).

За показатель интенсивности развития эоловых процессов принимается также повторяемость пыльных бурь. Выполнен анализ режима пыльных бурь за период 25–30 лет по данным 62 метеостанций, расположенных в степных

и лесостепных районах Красноярского края, Хакасии, Тывы, Бурятии, Читинской и Иркутской областей. Получены статистические показатели многолетних рядов, определены тренды.

Количество пыльных бурь хорошо коррелирует с климатическим фактором дефляции (С) — наиболее важным показателем для определения потенциальной опасности развития эоловых процессов, предложенным для климатических условий североамериканских степей (Cheril et al., 1963). При его расчетах учитывались среднегодовая скорость ветра V , годовое количество осадков H , среднегодовая температура T , связанные следующей зависимостью: $C = 10^2 V^3 / (H/T + 10)^2$. Проверка этого показателя подтвердила возможность его использования для семиаридных районов России (Баженова и др., 1997; Ларионов, 1993).

Статистический анализ временных рядов пыльных бурь и климатического показателя дефляции позволил выявить цикличность и определить тенденции развития эоловых процессов. Оценка ритмики эоловых процессов в голоцене проводилась на основании синтеза собственных и опубликованных в литературе радиоуглеродных дат, полученных для эоловых форм рельефа. В тексте приводятся калиброванные даты, калибровка которых выполнена с использованием шкалы IntCal20 (Reimer et al., 2020) в интервале $\pm 2\sigma$. Преимущественным материалом для датирования послужил углерод гуминовых кислот, полученных из органического вещества гумусовых и подгумусовых горизонтов интисных разновозрастных почв, маркирующих завершение этапов активного накопления эоловых отложений. Принято, что анализируемый массив геохронологических данных — случайная выборка всей совокупности событий активизации эоловых процессов, а также их затухания, сопровождавшегося педогенезом.

Полученные даты скомбинированы в единый массив с использованием программы CALIB 8.2 (Stuiver et al., 2021): индивидуальные плотности вероятности распределения (ПВР) суммированы, и полученная суммарная ПВР нормирована для приведения максимального значения к единице. Распределение ^{14}C -дат по временной шкале отражает периоды стабильных (учащение дат) и активных (разрежение дат) фаз развития эоловых форм рельефа (рис. 3). Таким образом, кривая суммарной вероятности демонстрирует ритмику развития эолового рельефа исследуемой территории в финале позднеледниковья и в голоцене. Для коррекции полученной на суммарной ПВР ритмики на форму калибровочной кривой была построена дополнительная суммарная ПВР по специально сгенерированной рав-

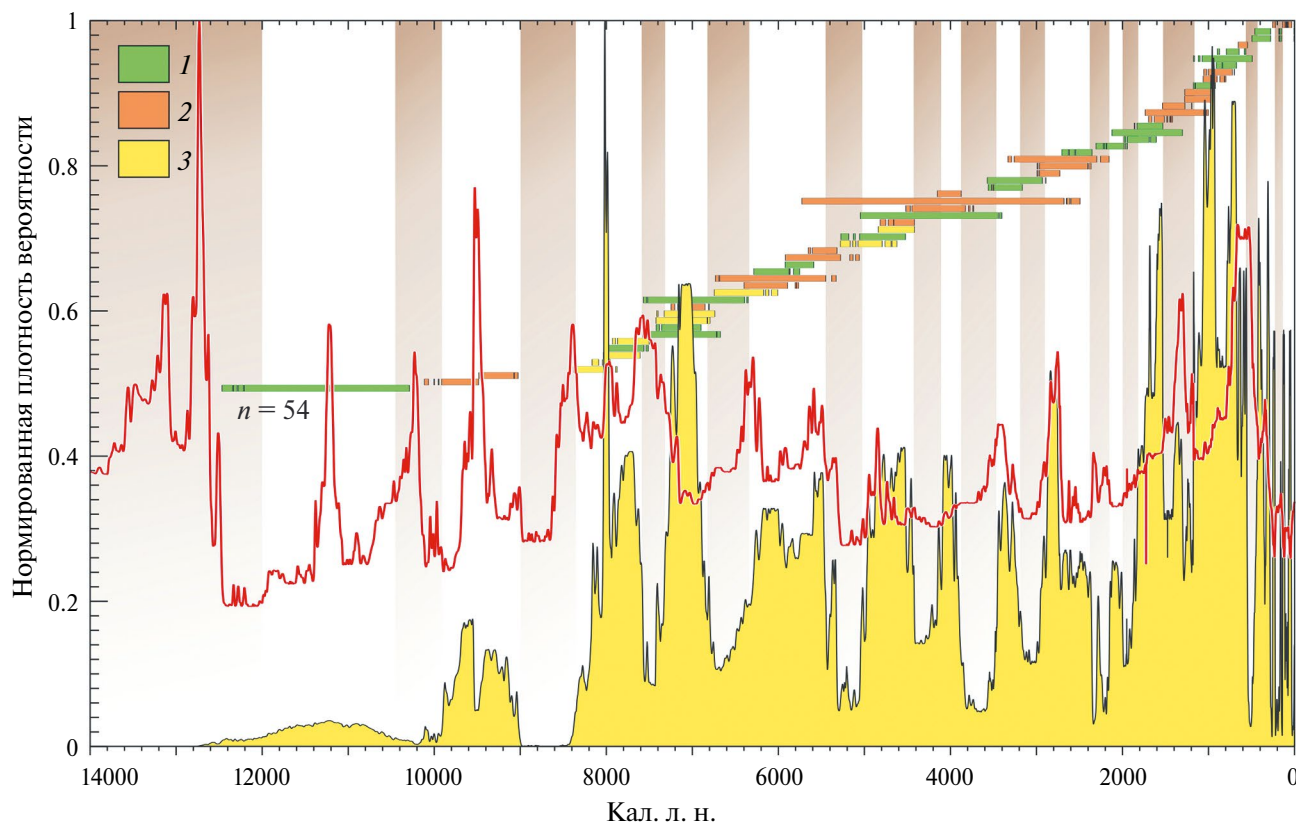


Рис. 3. Динамика смен фаз эолового рельефообразования (вертикальные коричневые прямоугольники) этапами стабилизации эоловых форм рельефа и педогенеза (белые прямоугольники) в Забайкалье и Монголии в финале позднеледниковья и голоцене. Горизонтальные прямоугольники над кривой суммарной плотности вероятности распределения указывают на 95.4% диапазоны вероятности индивидуальных дат: 1 — Селенгинское среднегорье; 2 — Монголия; 3 — Даурия. Красной кривой показана суммарная плотности вероятности распределения равномерного ряда дат.

номерной последовательности дат, отстоящих одна от другой на равные промежутки времени (100 лет, стандартное отклонение для каждой даты 70 лет).

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Многолетние стационарные исследования на юге Восточной Сибири показали, что здесь эоловая миграция вещества активна в пределах пояса островных степей Восточной Сибири, вытянутого с запада на восток почти на 2 тыс. км (Баженова и др., 1997; Bazhenova, Tyumentseva, 2015). На опорных профилях получен ряд наблюдений, отражающих региональные особенности процессов, изменение их интенсивности по сезонам и годам, а также в зависимости от количества пыльных бурь и климатического индекса дефляции (табл. 1).

Пространственная структура эоловых систем. Обобщение фактического материала, полученного в ходе стационарных и маршрутных исследований на этой обширной территории, позволяет утверждать, что здесь эоловые литодинамические потоки вовлечены в единый

круговорот вещества, закрученный по часовой стрелке и перемещающий эоловый мелкозем с юго-запада на северо-восток, далее на восток и юго-восток вдоль северных субаридных предгорий горного пояса Южной Сибири (см. рис. 2). В этой крупной региональной эоловой системе, в свою очередь, можно выделить пять звеньев (подсистем), взаимосвязанных друг с другом: Енисейское, Приангарское, Байкальское, Селенгинское и Даурское. В пределах каждого звена также наблюдается упорядоченная смена зон дефляции, транзита и эоловой аккумуляции.

Енисейское звено объединяет эоловые литопотоки зон дефляции (Кызылская опустыненная степь Тувинской котловины), дефляции и транзита (степи левобережья Южно-Минусинской котловины), транзита и эоловой аккумуляции (правобережье Южно-Минусинской котловины, Назаровская и Канская котловины). Большая часть эолового материала уносится за пределы левобережья Енисея и откладывается на водоразделах и пологих склонах юго-западного макросклона Восточного Саяна. Эоловый материал на склонах Восточного Саяна улавливается лесом в интервале высот 400–700 м, где

Таблица 1. Изменение модуля эоловой миграции вещества (А) на экспериментальных полигонах

Номер полигона (период наблюдений)	Количество пыльных бурь (N)		Климатический индекс (С)		Модуль эоловой миграции вещества, г/м ² (А)	
	Среднее	Max	Min	Max	Среднее	Max
I (1988–1993)	2	7	0.7	2.8	43	85
II (1981–1991)	4.6	17	0.2	5.8	96	510
III (2006–2024)	2	4	7.0	14	289	562
IV (1972–1980)	6.6	15	0.8	2.8	130	305

Примечание: полигоны: I — Ашпанский (Назаровская коловина); II — Красноозерский (Южно-Минусинская котловина); III — Голоустенский (котловина оз. Байкал); IV — Харанорский (отроги Нерчинского хребта).

он залегает в виде покровных глин, которые отличаются однородностью. Значительная часть эолового материала переносится еще дальше — в полосу северных предгорий Восточного Саяна (600–700 м), где эоловые отложения накапливаются в приразломной зоне в узких депрессиях рельефа. В лесостепных районах Назаровской и Северо-Минусинской котловин они подвергаются смыву и размыву.

Второе, *Приангарское звено*, вытянуто с северо-запада на юго-восток, осью этого эолового коридора являются долина р. Ангары и юг Иркутско-Черемховской равнины с высокой плотностью нарушенных ландшафтов. По количеству пыльных бурь, их интенсивности и продолжительности на этой территории выделяются районы со слабым, умеренным и сильным проявлением дефляции, транзита и аккумуляции эолового материала, которые вытянуты полосой вдоль юго-западной окраины Иркутского амфитеатра по границе с Восточным Саяном.

Третье, *Байкальское звено* среди других эоловых систем Южной Сибири характеризуется максимальной интенсивностью процессов, обусловленной, прежде всего, чрезвычайно высоким дефляционным потенциалом ветра. На западном побережье Байкала при выходе из гор в устьевых частях долин ветры достигают колоссальной силы. Особенно это характерно для долин рр. Сарма, Анга, Бугульдейка, Голоустная и др., прорезающих Приморский хребет. Их устьевые участки представляют собой природные “аэродинамические трубы”, в которых скорость ветра значительно усиливается, нередко имеет ураганную силу 30–50 м/с (“байкальская бора”).

Селенгинское звено занимает юго-западное Забайкалье (бассейны р. Селенги и Баргузина). При выходе из Байкальской котловины ветровые потоки “растекаются” на отдельные струи в соответствии с особенностями рельефа. Своеобразие территории было подчеркнуто В.А. Об-

ручевым (1914), показавшим, что области развевания и эоловой аккумуляции расположены здесь попеременно, часто сменяют друг друга. Район отличается широким распространением мощных толщ песчаных отложений и прогрессирующим развитием процессов дефляции, вызывающих формирование очагов подвижных песков, площадь которых в XIX–XX вв. варьировала от 1 тыс. га в 1895 г., до 17 тыс. — 1934 г., и, наконец, до 100 тыс. га в 1964 г. (Иванов, 1966).

Даурское звено замыкает Восточно-Сибирскую систему эолового круговорота вещества Центральной Азии (см. рис. 2). Даурская степь выступает ареной интенсивной дефляции и представляет собой коридор, через который происходит эоловая миграция вещества с северо-запада на юго-восток — из Забайкалья в соседние районы Монголии и Китая. В геоморфологическом отношении территория представлена Приононской и Онон-Торейской равнинами. Вдоль оси эолового коридора с северо-запада на юго-восток, в соответствии с господствующим направлением ветровых потоков, происходит закономерная смена морфологических комплексов рельефа с различным характером эоловой деятельности, то есть отмечается его своеобразная зональность (Баженова и др., 2023).

Временная организованность эоловых систем. Материалы длительных экспериментальных наблюдений показали ритмичный ход эоловых процессов в рамках сезонных, 3–5-летних, 11-летних циклов, а также на фоне более продолжительных внутривековых циклов колебания климатических параметров. Временная организованность эоловых систем хорошо проявляется также при расшифровке литологических записей голоцена в разрезах, заложенных в зоне эоловой миграции вещества. Такое исследование было выполнено в 2013–2015 гг. в степях Даурии с детальным изучением эоловых осадков (Баженова и др., 2023) (рис. 4). Оно показало,

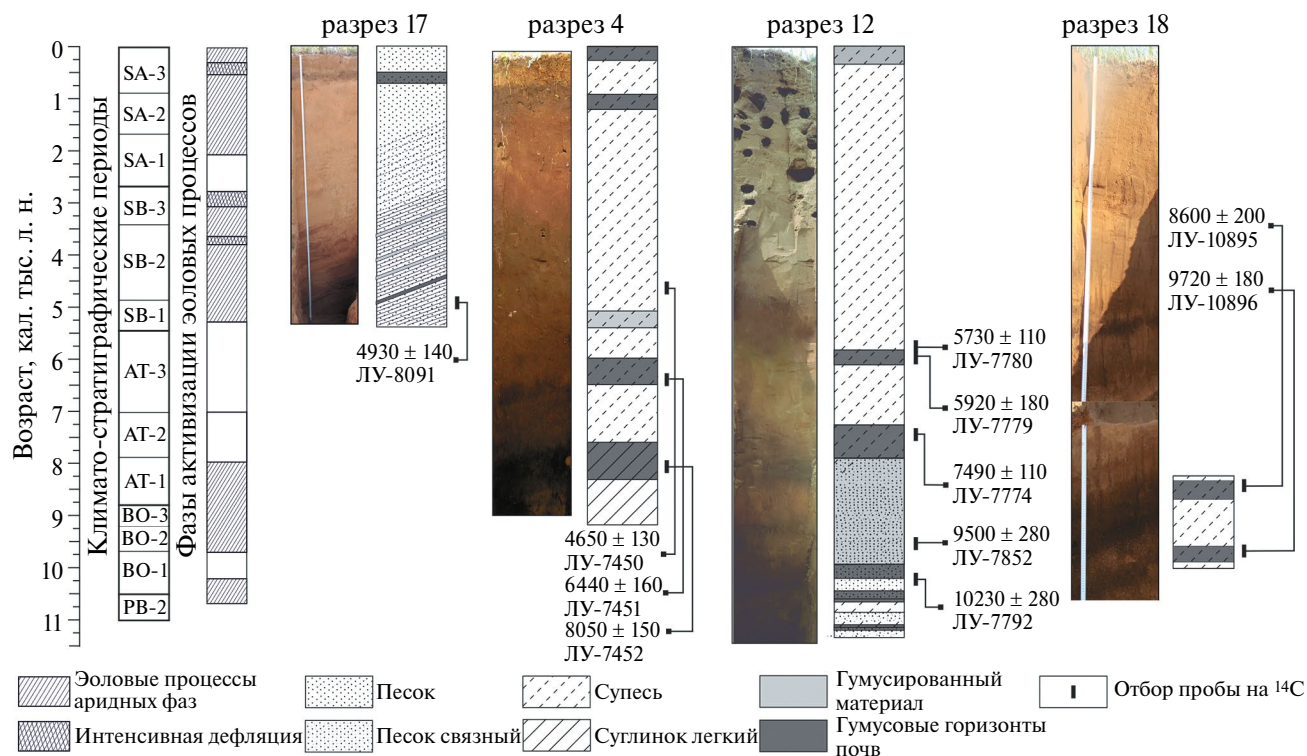


Рис. 4. Строение отложений аридных фаз рельефообразования голоцена в зоне эоловой миграции вещества на Онон-Торейской равнине (Даурская степь). Положение разрезов: 4 — правый борт пади Крементуй; 12 — днище средней части пади Нарин-Кундуй; 17 — дюна в северо-западной части равнины; 18 — правый борт оврага в котловине оз. Ару-Торум.

что развитие эоловых процессов в голоцене было также неравномерным и подчинялось режиму изменения увлажненности территории. Периоды повышенной интенсивности процессов сменялись периодами затухания дефляции и снижения ее воздействия на окружающую среду. В первом приближении усиление эоловых процессов происходит в противофазе к флювиальной активности (Баженова и др., 2023). По данным В.В. Карасева (2002) для активизации эоловых процессов в Восточном Забайкалье особенно благоприятно было время не только иссушения, но и похолоданий климата: 12.2–12.0 тыс. л. н. (похолодание между коревским и таймырским потеплением), 10.8–10.3 тыс. лет (норильская стадия сартанского оледенения) и 9.2–8.0 тыс. л. н. (вторая половина бореального периода голоцена).

В Даурии дефляция достигала максимума в бореальный и суббореальный периоды голоцена (см. рис. 4), как и в соседних районах Восточной Монголии (Чичагов, 1999), в Агинской степи (Базарова и др., 2014). Наиболее полный разрез 12 (см. рис. 4), охватывающий весь голоцен, заложен в средней части пади Нарин-Кундуй. Падь ориентирована с юго-востока на северо-запад, ее устье открывается навстречу господствующим ветрам, поэтому движение эолового материала наблюдается снизу вверх

от устья по пологому продольному профилю сухой долины. Периодически, во влажные периоды, отмечается кратковременное обратное перемещение материала вниз по пади водными потоками, о чем свидетельствуют плавные изгибы тальвега пади и строение отложений. Однако преобладающим является медленное поступательное движение своеобразных долинных эоловых потоков вдоль направления господствующих ветров. По данным радиоуглеродного анализа, закономерная смена периодов активного развития эоловых процессов и этапов их стабилизации, когда происходило почвообразование, началось около 10 230 кал. л. н., а закончилось 5 730 кал. л. н. Почвы хорошо диагностируются в разрезе. Возраст двух верхних почв совпадает с возрастом почв, исследованных в эоловых отложениях разреза 4 в пади Крементуй (см. рис. 4). Выше по разрезу залегает почти двухметровая толща преимущественно эоловых желтовато-серых супесей.

В целом разрезы демонстрируют усиление эоловых процессов во второй половине голоцена. Особенно хорошо это видно в разрезе 17, расположенном в северо-западной части Онон-Торейской равнины на участке с аккумулятивным рельефом дюн (см. рис. 4), отложения которого представлены слоистым песком конвергентной структуры, являющейся надежным призна-

ком их эолового генезиса (Поздняков и др., 2020). При этом благодаря углистым прослоям в нижней половине разреза ярко выражена ритмичность осадконакопления. Здесь снизу вверх до глубины 109 см четко выделяется 11 циклов рельефообразования с продолжительностью каждого около 260 лет. Таким образом, можно говорить о хорошей временной организованности эоловых систем. Это подтверждается не только представленными выше разрезами эоловых отложений в Даурии, но и статистическим анализом хронологии образования эоловых форм рельефа в Селенгинском среднегорье и смежных районах Монголии, основанном на обобщении собственных и опубликованных ранее в литературе радиоуглеродных дат (табл. 2).

Полученная кривая суммарной плотности вероятности распределения (СПВР) ^{14}C -дат позволяет судить о ритмичном развитии эоловых процессов на исследуемой территории с довольно частыми сменами фаз активизации эолового морфогенеза на временных интервалах 50–250; 420–600; 1200–1450; 1800–2400; 2900–3200; 3450–3900; 4200–4400; 5000–5400; 6250–6850; 7250–7600; 8400–9000; 10000–10400 кал. л. н. и фаз стабилизации эоловой активности, закрепления эоловых форм рельефа и почвообразования. Средняя продолжительность фаз активного формирования эоловых форм рельефа колеблется от 180 до 600 лет и в среднем составляет 380 лет. Продолжительность фаз стабилизации эоловых процессов и педогенеза несколько выше. Она варьирует в диапазоне 50–1000 лет и в среднем составляет 490 лет. В раннем голоцене и первой половине среднего голоцена длительность циклов эолового рельефообразования достигает 1400–1500 лет. Во второй половине среднего и позднего голоцена изменчивость интенсивности эоловых процессов повышается, и циклы стабилизации-активизации эоловых процессов имеют внутривековой ранг.

Сопоставление полученной СПВР с СПВР по специально сгенерированной равномерной последовательности дат (см. рис. 3) обнаруживает наибольшее совпадение форм кривых (соотношение пиков и депрессий во времени) в интервалах 5.5–4.8 и 3.6–2.5 тыс. кал. л. н., а также отдельного пика 7.9 тыс. кал. л. н. Подобные совпадения свидетельствуют о более выраженном влиянии формы калибровочной кривой на фактическую СПВР. Соответственно плотность вероятности педогенеза в указанных временных интервалах может быть несколько завышенной в пиковых значениях сгенерированной СПВР равномерной последователь-

ности дат и заниженной в депрессиях данной кривой. В целом, однако, это принципиально не меняет полученную картину ритмики эолового рельефообразования на исследуемой территории.

Экстремальные проявления эоловых процессов связаны с отрицательными аномалиями и экстремалиями атмосферных осадков, часто приурочены к максимумам 11-летних циклов солнечной активности. Восходящая ветвь цикла дефляционной активности совпала с периодом освоения целинных земель, что привело к катастрофическому проявлению эоловых процессов в 1956–1958 г. (максимум 19 цикла солнечной активности). В сухих степях более трети освоенных площадей были разрушены и исключены из пашни. В Хакасии полностью погибли посевы на площади 16 тыс. га, а на 114 тыс. га — сильно пострадали; мелкозем, вынесенный с полей, засыпал 146 км оросительной сети, слой эоловых отложений накопился на сенокосах и пастбищах (Савостьянов, 1966).

По масштабам развития ветровой эрозии выделяется 1979 г., совпавший с максимумом 21 цикла солнечной активности. В этот год мощная дефляция почвы охватила центральные и южные районы Красноярского края и Тывы. Ураган 1980 г. в Монголии и южных районах Тывы детально описан В.П. Чичаговым (1998). Следует также отметить продолжительную экстремальную ситуацию 1988–1990 гг., приуроченную к максимуму 22 цикла солнечной активности. Так, в Койбальской степи в 1988 г. отмечена максимальная за весь период экспериментальных наблюдений интенсивность эоловых процессов. Мощность эолового переноса составляла 203 кг/м^2 . Средняя мощность наносов на заповедном участке близ очага дефляции (пашня) достигала 10–15 см. Поверхность рыхлого наносного слоя была покрыта эоловой рябью, а у куртин злаков сформировались эоловые косички высотой до 25 см, шириной 30 см, протяженностью 150 см. Свежие эоловые отложения бронировались сортированным обломочным материалом размером 1–5 мм. Дефляции подверглись также нарушенные земли — отвалы угольных разрезов, промплощадки, карьеры и др.

В лесостепных районах Иркутско-Черемховской равнины, отличающихся в среднем слабым развитием эоловых процессов, резко выделяются экстремалии, вызванные пыльными бурями редкой повторяемости с высокой разрушительной способностью. Это пыльные бури 1879 и 1990 гг., нанесшие огромный материальный ущерб и ураганы весной 2004, 2014 и 2024 гг.

Таблица 2. Хронология фаз педогенеза в пределах эоловых форм рельефа Забайкалья и Монголии

№	Разрез	Координаты	Высота, м	Форма рельефа	Глубина, см	Отложения	Лаб. №	¹⁴ C-дата	Календарный возраст	Источник
1	Илька	N 51°41'58.20" E 108°37'26.50"	631	Эоловая грядка на пойме р. Илька	59–67 87–96	Пески, супеси, суглинки	SOAN-9859 SOAN-9860	275 ± 40 800 ± 180	357 ± 71 783 ± 138	Рыжов и др., 2022a
2	Номохоново-3	N50°57'56.24" E106°22'14.32"	571	Эоловые формы на II НПТ р. Селенги	18–24 24–32 138–145 145–152	Легкие суглинки, супеси, пески	LU-9357 LU-9356 LU-9383 LU-9385	3090 ± 130 3830 ± 310 6130 ± 290 6300 ± 220	3270 ± 160 4270 ± 420 6990 ± 310 7170 ± 230	Рыжов и др., 2022b
3	Дэбэн-1	N50°42'20.97" E106°18'26.86"	601	Эоловые формы на 40–45 м НПТ р. Селенги	124–134 388–394	Супеси	LU-10223 LU-10217	1780 ± 190 9800 ± 350	1710 ± 220 11340 ± 560	Рыжов, Смирнов, 2024
4	Дэбэн-2				200–210	Супеси	LU-10195	1870 ± 70	1780 ± 90	
5	Вознесенская	N51°54'39.90" E110°01'21.40"	684	Междонное понижение на пойме р. Кодун	45–52	Пески и супеси	LU-8347	1110 ± 60	1040 ± 70	Кобылкин и др., 2017
6	Хуби-Нур	N51°49'04.70" E110°07'27.30"	692	Эоловая грядка на пойме р. Кодун	130–135	Пески, супеси	LU-8350	1780 ± 70	1850 ± 60	
7	Бараний Мыс	N52°10'54.08" E106°23'10.65"	460	Дефляционный останец II НПТ р. Селенги	40–50	Пески, супеси пылеватые	SOAN-7676	855 ± 65	793 ± 117	
8	Нюки	N52°02'05.88" E106°42'11.30"	470	Дюна на поверхности НПТ р. Селенги	50–60 150–160 200–210 290–300	Пески мелкозернистые, супеси	SOAN-8112 SOAN-8113 SOAN-8114 SOAN-8115	300 ± 55 780 ± 60 2125 ± 55 5010 ± 90	388 ± 109 720 ± 75 2083 ± 102 5757 ± 167	Будаев, Коломиец, 2016
9	Онохой	N51°54'49.22" E108°02'57.74"	551	Эоловая грядка на II НПТ р. Уды	90–100	Пески мелкозернистые, супеси	SOAN-8376	2440 ± 45	2451 ± 96	
10	Барун-Хундуй	N50°59'14.04" E106°27'36.48"	575	Эоловая грядка на II НПТ р. Селенги	50–60	Пески, супеси	SOAN-9700	3150 ± 80	3341 ± 175	Коломиец, Будаев, 2020
11	Староселенгинск	N51°05'46.82" E106°41'00.42"	570	Эоловые образования на IV НПТ р. Селенги	70–75 130–140 172–180 390–400	Пески, супеси	SOAN-9694 SOAN-9695 SOAN-9696 SOAN-9697	4270 ± 100 5260 ± 110 6255 ± 105 6940 ± 145	4791 ± 268 6083 ± 205 7146 ± 215 7795 ± 234	
12	Шаамар	N50°02'54.74" E106°08'52.79"	650	Покровные эоловые отложения	50–55 60–65 450–460 760–770	Супеси лессовидные, пески	AA-51936 AA-51935 CG-3465 AA-519328	620 ± 35 1681 ± 37 4780 ± 80 8672 ± 90	620 ± 35 1608 ± 35 5542 ± 80 9706 ± 90	Ma et al., 2013
13	Хяран-Гол	N50°13'08.16" E106°38'54.03"	673	Покровные эоловые отложения	60–70 175–180 450–460	Лессовидные супеси, суглинки, пески	CG-3641 CG-3454 CG-3462	2720 ± 70 4070 ± 60 8300 ± 100	2849 ± 119 4572 ± 153 9255 ± 230	Feng, 2001

Таблица 2. Окончание

№	Разрез	Координаты	Высо- та, м	Форма рельефа	Глуби- на, см	Отложения	Лаб. №	¹⁴ C-дата	Календарный возраст	Источник
14	Д4	N50°09'45.97" E115°53'10.61"	665	Замкнутая седловина на борту пади	90–100 185–195 220–230	Супеси	LU-7450 LU-7451 LU-7452	4110 ± 90 5620 ± 150 7215 ± 30	4650 ± 130 6440 ± 160 8050 ± 150	Баженова и др., 2023
15	Д17	N50°22'58.80" E114°59'18.80"	688	Аккумулятивный дюн- ный массив	313–316	Пески	LU-8091	4320 ± 80	4930 ± 140	
16	Д16	N50°15'08.92" E114°52'27.37"	738	Покровная эоловая тол- ща на борту пади	51–56	Пески	LU-8086	6230 ± 140	7120 ± 160	
					160–165		LU-8087	6170 ± 130	7060 ± 160	
					375–380		LU-8088	6830 ± 110	7690 ± 100	
					400–410		LU-8089	7020 ± 120	7850 ± 110	
17	Вал Чингис- хана	N49°46'43.83" E115°35'29.75"	638	Эоловые гряды	450–460	Супеси, пески	LU-8090	7320 ± 130	8150 ± 130	Чичагов, 1999
					0–16		IGAN-1093	102 ± 10	87 ± 54	
					80–90		IGAN-1092	2640 ± 110	2687 ± 282	
					112–122		IGAN-1091	1180 ± 80	1117 ± 162	
					35–45		IGAN-1098	970 ± 80	866 ± 143	
					35–45		IGAN-1094	1480 ± 80	1406 ± 131	
					20–30		IGAN-1096	1200 ± 80	1120 ± 160	
					10–12		IGAN-620	1490 ± 170	1400 ± 345	
18	Молшог-Элс	N46°08'10.39" E114°21'43.12"	1080	Эоловые дюны	60–70	Пески	IGAN-619	2640 ± 220	2787 ± 487	Чичагова, Чи- чагов, 2016
					230–240		IGAN-618	3730 ± 650	4315 ± 1610	
					250–260		IGAN-617	4830 ± 150	5601 ± 324	
					280–290		IGAN-623	5290 ± 300	6102 ± 645	
19	Онгон-Элс	N45°41'23.48" E112°59'41.43"	1070	Эоловые дюны	90–100	Пески	IGAN-560	1050 ± 50	983 ± 83	
					120–130		IGAN-593	3770 ± 130	4140 ± 313	
					180–190		IGAN-558	5350 ± 130	6148 ± 255	
					230–240		IGAN-557	6150 ± 70	7013 ± 160	
					50–60		IGAN-561	3680 ± 50	4014 ± 139	

Примечание: НПТ — надпойменная терраса.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Преобладающая направленность эоловых процессов в степных ландшафтах Сибири — дефляция. Причем она активна и на склонах с разреженной степной растительностью без антропогенного вмешательства. Эоловые процессы в островных степях Сибири играют важную рельефообразующую роль. Они выступают здесь важным агентом денудации. Именно за счет мощной дефляционной денудации происходит выравнивание рельефа предгорных равнин Сибири. Механизм выравнивания определяется максимальным эоловым сносом вещества с верхних элементов рельефа, образно говоря, “эоловой шлифовкой” вершин и частичным заполнением эрозионных врезов. Длительное однонаправленное воздействие ветровых потоков на склоны привело к эоловой дифференциации рыхлого материала на склонах и их асимметрии. На ветроударных склонах благодаря интенсивной дефляции происходит дальнейшее отступление привершинных уступов и расширение педиментов. При этом глубокой эоловой переработке подвергаются верхние горизонты склоновых отложений, где резко увеличивается защебенность, выдуваются соленосные осадки сухих днищ озерных котловин.

Сопряженное изучение процессов дефляции в условиях естественного развития степных ландшафтов и на участках с различной степенью техногенной трансформации позволяет определить антропогенную составляющую эоловой миграции вещества. На юге Сибири антропогенные очаги дефляции связаны с распашкой земель, выпасом, добычей полезных ископаемых, прокладкой дорог, строительством промышленных объектов, рекреацией и прочей деятельностью человека. По своим масштабам и негативным экологическим последствиям особенно выделяется дефляция на сельскохозяйственных землях, в структуре которых доля пашни изменяется от 15 в восточных районах до 50% — в западных. Средние величины дефляции на пашнях составляют в лесостепных районах 50–60, в степях — 100–300 г/м².

Периодически, с вероятностью до 5%, развитие эоловых процессов под воздействием ураганной деятельности приобретает катастрофический характер, что приводит к деградации сельскохозяйственных земель, повреждению и гибели посевов. При катастрофическом развитии процессов потери почв достигают огромных величин. С начала 1990-х годов на большей части региона выражена тенденция снижения увлажнения. Отрицательный тренд осадков (–1.5 мм/год) вызывает рост дефляции (положительный тренд пыльных бурь составляет

+0.05–0.10 бурь в год). В годы с сильным развитием дефляции наблюдается 6–8 пыльных бурь, темпы дефляции достигают более 5–10 т/га. Эоловые системы, возникающие в это время, функционируют на значительных территориях.

В последнее время сокращается интервал между экстремальными эоловыми событиями, расширяется ареал проявления процессов и, следовательно, повышается риск их неблагоприятного влияния на окружающую среду. В связи с этим необходимо тщательное планирование хозяйственной деятельности и проведение серьезных почвозащитных противодефляционных мероприятий.

ФИНАНСИРОВАНИЕ

Работа выполнена в рамках государственных заданий AAAA-A21-121012190017-5 и AAAA-A21-121012190055-7.

FUNDING

This work was carried out with financial support of state assignments AAAA-A21-121012190017-5 and AAAA-A21-121012190055-7.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Баженова О.И., Любцова Е.М., Рыжов Ю.В., Макаров С.А. Пространственно-временной анализ динамики эрозионных процессов на юге Восточной Сибири. Новосибирск: Наука, 1997. 208 с.
- Баженова О.И., Любцова Е.М., Снытко В.А. Эоловая миграция вещества в степных и лесостепных ландшафтах Сибири // ДАН. 1997. Т. 357. № 1. С. 108–111.
- Баженова О.И., Тюменцева Е.М., Черкашина А.А., Тухта С.А. Экзогенное рельефообразование в степях Даурии. Новосибирск: СО РАН, 2023. 183 с.
- Базарова В.Б., Гребенникова Т.А., Орлова Л.А. Динамика природной среды бассейна Амура в малый ледниковый период // География и природ. ресурсы. 2014. № 3. С. 124–132.
- Будаев Р.Ц., Коломиец В.Л. Особенности формирования эолового мезорельефа Западного Забайкалья в голоцене // Евразия в кайнозое. Стратиграфия, палеоэкология, культуры. 2016. № 5. С. 77–82.
- Иванов А.Д. Эоловые пески Западного Забайкалья и Прибайкалья. Улан-Удэ, 1966. 232 с.
- Карасев В.В. Кайнозой Забайкалья. Чита, 2002. 127 с.
- Кобылкин Д.В., Выркин В.Б., Голубцов В.А., Холбоева С.А. Эоловые процессы Худанской котловины (Селенгинское среднегорье) // Вестн. Бурятского гос. ун-та. Биология, география. 2017. Вып. 4. С. 74–82.

- Коломиец В.Л., Будаев Р.Ц. Голоценовые климатические ритмы и почвообразование в речных долинах Западного Забайкалья / Историческая география России: концептуальные основы комплексных полимасштабных исследований регионов. СПб.: Изд-во Астерион, 2020. С. 143–146.
- Ларионов Г.А. Эрозия и дефляция почв. М.: Изд-во МГУ, 1993. 200 с.
- Обручев В.А. Сыпучие пески Селенгинской Даурии и необходимость их скорейшего изучения // Тр. Троицкосавско-Кяхтинского отд. Приамурского отдела Имп. Рус. геогр. общ-ва. СПб., 1914. Т. XV. Вып. 3. С. 53–67.
- Обручев В.А. К вопросу о происхождении лёсса (в защиту эоловой гипотезы) / Избр. работы по географии Азии. М.: Гос. изд-во геогр. лит., 1951а. Т. 3. С. 197–242.
- Обручев В.А. О процессах выветривания и развевания в Центральной Азии / Избр. работы по географии Азии. М.: Гос. изд-во геогр. лит., 1951б. Т. 3. С. 131–160.
- Поздняков А.В., Пупышев Ю.С., Пучкин А.В., Фузелла Т.Ш. Генезис грядово-ложбинного рельефа Западно-Сибирской равнины // Геосферные исследования. 2020. № 4. С. 42–57.
- Рыжов Ю.В., Голубцов В.А., Смирнов М.В. Пойменный аллювий бассейна р. Селенги: строение, возраст, этапы формирования // Геоморфология. 2022а. Т. 53. № 5. С. 144–153.
- Рыжов Ю.В., Голубцов В.А., Опекунова М.Ю., Макаров С.А., Коломиец В.Л., Смирнов М.В. Этапы осадконакопления, почвообразования и высокой водности рек по данным изучения и датирования отложений пойм и террас в бассейне р. Селенги / Экологические проблемы бассейна оз. Байкал. Улан-Удэ: Изд-во БИП СО РАН, 2022б. С. 92–96. <https://doi.org/10.31554/978-5-7925-0621-3-2022-92-96>
- Рыжов Ю.В., Смирнов М.В. Почвенно-седиментационная последовательность и археологические находки по данным изучения покровного генетического комплекса отложений пятой надпойменной террасы р. Селенги (разрез Дэбэн, Селенгинское среднегорье) / 300 лет научных исследований в Забайкалье. Чита: Изд-во Забайкальского гос. ун-та, 2024. С. 95–100.
- Савостьянов В.К. Ветровая эрозия почв в Красноярском крае / Эрозия почв в Восточной Сибири. Красноярск, 1966. С. 3–48.
- Синицын В.М. Монголо-Сибирский антициклон и региональная зональность эоловых отложений Центральной Азии // ДАН СССР. 1959. Т. 129. № 6. С. 1015–1018.
- Чичагов В.П. Ураган 1980 года в Восточной Монголии и особенности эолового рельефообразования в Центральной и Восточной Азии. М.: Изд-во ИГ РАН, 1998. 205 с.
- Чичагов В.П. Эоловый рельеф Восточной Монголии. М.: Изд-во ИГ РАН, 1999. 270 с.
- Чичагова О.А., Чичагов В.П. Радиоуглеродная хронология палеопочв: корреляция позднплейстоценовых отложений и реконструкция палеосреды в голоцене / Пути эволюционной географии. М.: ИГ РАН, 2016. С. 361–367.
- Bazhenova O., Tyumentseva E. Contemporary aeolian morphogenesis in semiarid landscapes of the intermountain depressions of southern Siberia // Catena. 2015. Vol. 134. P. 50–58.
- Chepil W.S., Siddoway F.N., Armbrust D.V. Climatic index of wind erosion conditions in the Great Plains // Proc. Soil Sci. Soc. Am. 1963. P. 449–452.
- Goudie A.S. Arid and semi-arid geomorphology. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 2013. 454 p.
- Ma Y., Liu K., Feng Z., Meng H., Sang Y., Wang W., Zhang H. Vegetation changes and associated climate variations during the past 38,000 years reconstructed from the Shaamar eolian-paleosol section, northern Mongolia // Quat. Int. 2013. Vol. 311. P. 25–35. <http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2013.08.037>
- Feng Z.D. Gobi dynamics in the Northern Mongolian Plateau during the past 20000+ yr preliminary results // Quat. Int. 2001. Vol. 76–77. P. 77–83.
- Chepil W.S., Siddoway F.N., Armbrust D.V. Climatic index of wind erosion conditions in the Great Plains // Proc. Soil Sci. Soc. Am. 1963. P. 449–452.
- Stuiver M., Reimer P.J., Reimer R.W. 2021. Calib 8.2. 2021. <http://calib.org> (accessed 27.09.2025).
- Reimer P., Austin W., Bard E., Bayliss A., Blackwell P., et al. The IntCal20 Northern Hemisphere radiocarbon age calibration curve (0–55 cal BP) // Radiocarbon. 2020. Vol. 62 (4). P. 725–757. <https://doi.org/10.1017/RDC.2020.41>

The Spatio-Temporal Organization of Aeolian Systems in Southern Siberia

O. I. Bazhenova^{a,*}, E. M. Tyumentseva^{b,**}, A. A. Cherkashina^{a,***}, and V. A. Golubtsov^{a,****}

^a*V.B. Sochava Institute of Geography SB RAS, Irkutsk, Russia*

^b*Irkutsk State University, Irkutsk, Russia*

*e-mail: bazhenova_o49@mail.ru

**e-mail: tumentseva.liz@yandex.ru

***e-mail: anna_cher.87@mail.ru

****e-mail: tea_88@inbox.ru

From a systemic perspective, a rich factual material from modern stationary observations of aeolian processes in the island steppes of Siberia has been summarized. The spatial orderliness of aeolian landform development is demonstrated in the form of a large regional subsystem of the aeolian material circulation. This represents the northern branch of the global aeolian system of Central Asia, which was identified by V.A. Obruchev in 1895. It is further divided into five interconnected links: Yenisei, Pribaikal, Baikal, Selenga, and Dauria. Within each link, an orderly change of deflation, transit, and aeolian accumulation zones is also observed. Cyclical fluctuations of modern aeolian processes have been identified within seasonal, 3–5-year, and 11-year cycles, as well as against the backdrop of longer intra-century climatic cycles. The module of modern aeolian material migration varies from 50 to 500 g/m² per year. The temporal organization of aeolian processes is presented based on the interpretation of Holocene lithological records. The periodization of the phases of active aeolian morphogenesis and the stages of its stabilization was carried out on the basis of statistical processing of an array of our own and previously published radiocarbon dates. Such approach allowed us to reveal that the average duration of the phases of active formation of aeolian landforms is on average 380 years. The duration of stabilization of aeolian processes and pedogenesis is somewhat longer (490 years). During the early Holocene and the first half of the middle Holocene, the duration of the cycles of aeolian relief formation reaches 1400–1500 years. In the second half of the middle and late Holocene, the variability of the intensity of aeolian processes increases and the stabilization-activation cycles of aeolian processes acquire an intra-century rank. The established patterns of aeolian system functioning serve as a basis for developing anti-deflation measures to protect soils from wind erosion.

Keywords: system functioning, aeolian material migration, deflation, aeolian accumulation, soil wind erosion, extreme events, cycles, probability density distribution, Holocene

REFERENCES

- Bazarova V.B., Grebennikova T.A., Orlova L.A. Natural-environment dynamics within the Amur basin during the Neoglacial. *Geogr. Nat. Resour.*, 2014, vol. 35, pp. 275–283.
<https://doi.org/10.1134/S1875372814030111>
- Bazhenova O., Tyumentseva E. Contemporary aeolian morphogenesis in semiarid landscapes of the intermountain depressions of southern Siberia. *Catena*, 2015, vol. 134, pp. 50–58.
- Bazhenova O.I., Lyubtsova E.M., Ryzhov Yu.V., Markarov S.A. *Prostranstvenno-vremennoi analiz dinamiki erozionnykh protsessov na Yuge Vostochnoi Sibiri* [Spatio-Temporal Analysis of the Dynamics of Erosional Processes on South of Eastern Siberia]. Novosibirsk: Nauka Publ., 1997a. 208 p.
- Bazhenova O.I., Lyubtsova E.M., Snytko V.A. Aeolian migration of matter in steppe and forest-steppe landscapes of Siberia. *Dokl. Akad. Nauk*, 1997b, vol. 357, no. 1, pp. 108–111. (In Russ.).
- Bazhenova O.I., Tyumentseva E.M., Cherkashina A.A., Tukhta S.A. *Ekzogennoe rel'efoobrazovanie v stepyakh Daurii* [Exogenous Relief Formation in the Daurian Steppes]. Novosibirsk: Izd-vo SO RAN, 2023. 183 p.
- Budaev R.Ts., Kolomiets V.L. Features of the formation of the aeolian mesorelief of the Western Transbaikalia in the Holocene. *Evr. Kainozoe. Stratigr., Paleokol., Kul'tury*, 2016, no. 5, pp. 77–82. (In Russ.).
- Chepil W.S., Siddoway F.N., Armbrust D.V. Climatic index of wind erosion conditions in the Great Plains. *Proc. Soil Sci. Soc. Am.*, 1963, vol. 27, pp. 449–452.
- Chichagov V.P. *Uragan 1980 goda v Vostochnoi Mongolii i osobennosti eolovogo rel'efoobrazovaniya v Tsentral'noi i Vostochnoi Azii* [The 1980 Hurricane in Eastern Mongolia and the Features of Aeolian Relief Formation in Central and East Asia]. Moscow: IG RAN, 1998. 205 p.
- Chichagov V.P. *Eolovyi rel'ef Vostochnoi Mongolii* [Aeolian Relief of Eastern Mongolia]. Moscow: IG RAN, 1999. 270 p.
- Chichagova O.A., Chichagov V.P. Radiocarbon chronology of paleosols: correlation of Late Pleistocene sediments and reconstruction of the Paleocene environment. In *Puti evolyutsionnoi geografii* [The Ways of Evolutionary Geography]. Moscow: IG RAN, 2016, pp. 361–367. (In Russ.).

- Feng Z.D. Gobi dynamics in the Northern Mongolian Plateau during the past 20000+yr preliminary results. *Quat. Int.*, 2001, vol. 76–77, pp. 77–83.
- Goudie A.S. *Arid and semi-arid geomorphology*. CUP, 2013. 454 p.
- Ivanov A.D. *Eolovye peski Zapadnogo Zabaikal'ya i Pribaikal'ya* [Aeolian Sands of Western Transbaikalia and the Baikal Region]. Ulan-Ude, 1966. 232 p.
- Karasev V.V. *Kainozoi Zabaikal'ya* [Cenozoic of Transbaikalia]. Chita, 2002. 127 p.
- Kobytkin D.V., Vyrkin V.B., Golubtsov V.A., Kholboeva S.A. Eolian processes of the Khudan basin (Selenginsk Middle Mountains). *Vestn. Buryatsk. Gos. Univ. Biol., Geogr.*, 2017, vol. 4, pp. 74–82. (In Russ.).
- Kolomiets V.L., Budaev R.Ts. Holocene climatic rhythms and soil formation in the river valleys of Western Transbaikalia. In *Istoricheskaya geografiya Rossii: kontseptual'nye osnovy kompleksnykh polimasshtabnykh issledovaniy regionov* [The Historical Geography of Russia: The Conceptual Foundations of Comprehensive Multi-Scale Studies of Regions]. St. Petersburg: Asterion Publ., 2020, pp. 143–146. (In Russ.).
- Larionov G.A. *Erosiya i Deflatsiya Pochv* [Erosion and Deflation of Soils]. Moscow: Izd-vo Mosk. Univ., 1993. 200 p.
- Ma Y., Liu K., Feng Z., Meng H., Sang Y., Wang W., Zhang H. Vegetation changes and associated climate variations during the past 38,000 years reconstructed from the Shaamar eolian-paleosol section, northern Mongolia. *Quat. Int.*, 2013, vol. 311, pp. 25–35. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2013.08.037>
- Obruchev V.A. The loose sands of the Selenga Dauria and the need for their early study. *Tr. Troitskosavsko-Kyakhtinskogo Otdel. Priamur. Otdela Imp. Rus. Geogr. O-va.*, 1914, vol. 15, no. 3, pp. 53–67. (In Russ.).
- Obruchev V.A. On the origin of loess (in defense of the aeolian hypothesis). In *Izbrannye raboty po geografii Azii. T. 3* [Selected Works on Geography of Asia. Vol. 3]. Moscow: Izd-vo Geogr. Literatury, 1951a, pp. 197–242. (In Russ.).
- Obruchev V.A. On the processes of weathering and wind erosion in Central Asia. In *Izbrannye raboty po geografii Azii. T. 3* [Selected Works on Geography of Asia. Vol. 3]. Moscow: Izd-vo Geogr. Literatury, 1951b, pp. 131–160. (In Russ.).
- Pozdnyakov A.V., Pupyshchev Yu.S., Puchkin A.V., Fuzel'la T.Sh. Genesis of the ridge-valley relief of the West Siberian plain. *Geosf. Issled.*, 2020, no. 4, pp. 42–57. (In Russ.).
- Reimer P., Austin W., Bard E., Bayliss A., Blackwell P., et al. The IntCal20 Northern Hemisphere radiocarbon age calibration curve (0–55 cal BP). *Radiocarbon*, 2020, vol. 62, no. 4, pp. 725–757. <https://doi.org/10.1017/RDC.2020.41>
- Ryzhov Yu.V., Smirnov M.V. Soil-sedimentation sequence and archaeological finds based on the study of the covering genetic complex of sediments of the fifth floodplain terrace of the Selenga River (Deben section, Selenga Middle Mountains). In *300 let nauchnykh issledovaniy v Zabaikal'e* [300 Years of Scientific Research in Transbaikalia]. Chita: Izd-vo Zabaikal'skogo Gos. Univ., 2024, pp. 95–100. (In Russ.).
- Ryzhov Yu.V., Golubtsov V.A., Smirnov M.V. Floodplain alluvium of the Selenga River basin: structure, age, and stages of formation. *Geomorfol.*, 2022a, vol. 53, no. 5, pp. 144–153. (In Russ.).
- Ryzhov Yu.V., Golubtsov V.A., Opekunova M.Yu., Markarov S.A., Kolomiets V.L., Smirnov M.V. Stages of sedimentation, soil formation, and high river water content based on the study and dating of floodplain and terrace deposits in the Selenga River basin. In *Ekologicheskie problemy basseina oz. Baikal* [Ecological Problems of the Lake Baikal Basin]. Ulan-Ude: BIP SO RAN Publ., 2022b, pp. 92–96. (In Russ.). <https://doi.org/10.31554/978-5-7925-0621-3-2022-92-96>
- Savostyanov V.K. Wind erosion of soils in the Krasnoyarsk territory. In *Eroziya pochv v Vostochnoi Sibiri* [Soil Erosion in Eastern Siberia]. Krasnoyarsk, 1966, pp. 3–48. (In Russ.).
- Sinitsyn V.M. The Mongolian-Siberian anticyclone and the regional zonality of the aeolian deposits of Central Asia. *Dokl. Akad. Nauk SSSR*, 1959, vol. 129, no. 6, pp. 1015–1018. (In Russ.).
- Stuiver M., Reimer P.J., Reimer R.W. Calib 8.2, 2021. Available at: <http://calib.org> (accessed: 27.09.2025).