

ОЦЕНКА ИСТОРИЧЕСКИХ И СОВРЕМЕННЫХ ТЕМПОВ ДЕНУДАЦИИ НА УЧАСТКЕ КАРПОВСКОГО ФОРТИФИКАЦИОННОГО ВАЛА БЕЛГОРОДСКОЙ ЧЕРТЫ

© 2026 г. Ж. А. Буряк^{1, 2, *}, Ф. Н. Лисецкий¹, В. В. Половинко¹, К. С. Бабушкин¹, П. А. Курынцева²

¹Белгородский государственный национальный исследовательский университет, Белгород, Россия

²Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань, Россия

*E-mail: buryakzh@gmail.com

Поступила в редакцию 29.01.2025

После доработки 12.05.2025

Принята к публикации 25.06.2025

Аннотация. Статья посвящена оценке современных и исторических темпов денудации на оборонительном сооружении конца XVII в. — участке Карповского вала Белгородской черты (Белгородская область, Россия) и в балке, сформировавшейся в этот же период вследствие трансформации поверхностного стока. Объект исследования включает сопряженный с валом ров (площадь водосбора 0.49 га), аккумуляровавший 344 года наносы в условиях природного задернения, и балку сопоставимого возраста с водосборной площадью 18.1 га. Методика исследования сочетала инструментальную топографическую съемку, анализ картографических и спутниковых данных, почвенно-генетические исследования вертикальных профилей педоседиментов рва и балки, а также оценку современных темпов аккумуляции по хрономаркеру изотопа цезия-137. Установлено, что средняя скорость аккумуляции педоседиментов во рву составила 0.26 см/год, что соответствует среднегодовым темпам эрозии со склонов высокой почвозащитной эффективности 2.5 т/га. В целом со второй половины XX в. (20% от продолжительности существования вала) наблюдаются максимальные скорости аккумуляции за весь исторический период: за это время образовалась $\frac{1}{3}$ толщи педоседиментов, а скорость почти в два раза превысила среднемноголетнюю. Оценки современных темпов накопления наносов во рву показали существенное изменение скорости аккумуляции на протяжении последних 70 лет: до и после Чернобыльской аварии 1986 г. она снизилась как минимум с 0.56 см/год до 0.32 см/год. Та же тенденция характерна и для скоростей линейной эрозии. За те же периоды рост оврага замедлился в 8 раз (с 0.8 до 0.1 м/год), и произошло его преобразование в балку. Распределение в профилях педоседиментов доли тонких фракций (<0.01 мм) как индикатора изменчивости интенсивности водной эрозии за последние 50 лет показывает одинаковый характер формирования стока взвешенных наносов как во рву, так и в балке, несмотря на существенные различия площади водосборов. Показаны особенности полувекового периода, который характеризовался резким сокращением слоя талого стока с 1970 гг. XX в. на фоне сокращения на 8% жидких осадков слоем >10 мм.

Ключевые слова: водная эрозия; аккумуляция наносов; педоседименты; цезий-137; гранулометрический состав; поверхностный сток; Карповский вал

Финансирование. Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 23-17-00169, <https://rscf.ru/project/23-17-00169/>.

Благодарности. Авторы благодарят БРОО “Историческое общество “Ратник” за содействие в организации полевых исследований в историческом парке “Белгородская черта”.

Ссылка для цитирования: Буряк Ж. А., Лисецкий Ф. Н., Половинко В. В., Бабушкин К. С., Курынцева П. А. (2026) Оценка исторических и современных темпов денудации на участке Карповского фортификационного вала Белгородской черты. *Геоморфология и палеогеография*. Т. 57. № 1. С. 23–42. <https://doi.org/10.7868/S2949179726010020>

ASSESSMENT OF HISTORICAL AND MODERN RATES OF DENUDATION IN THE AREA OF THE KARPOVSKY FORTIFICATION RAMPART OF THE BELGOROD LINE

Zh. A. Buryak^{a, b, #}, F. N. Lisetskii^a, V. V. Polovinko^a, K. S. Babushkin^a, and P. A. Kuryntseva^b

^aBelgorod State National Research University, Belgorod, Russia

^bKazan Federal University, Kazan, Russia

[#]E-mail: buryakzh@gmail.com

Received January 29, 2025

Revised May 12, 2025

Accepted June 25, 2025

Abstract. The article presents the assessment of modern and historical denudation rates in the fortification from the end of the 17th century – a section of the Karpov rampart of the Belgorod Line (Belgorod Oblast, Russia), and in a dry valley that was formed in the same period as a result of the surface runoff transformation. The study object includes a ditch associated with a rampart (catchment area of 0.49 ha), which accumulated sediments over 344 years under natural sod cover, and a dry valley of comparable age with a catchment area of 18.1 ha. The research methodology combined instrumental topographic survey, analysis of cartographic and satellite data, soil-genetic studies of vertical profiles of pedosediments in the ditch and dry valley, as well as an assessment of modern accumulation rates using the chronomarker of the ¹³⁷Cs isotope. It was established that the average rate of pedosediments accumulation in the ditch was 0.26 cm per year, which corresponds to the average annual rate of erosion from slopes with high soil-protective efficiency of 2.5 t per ha. In general, since the second half of the 20th century (20% of the duration of the existence of the rampart), the maximum accumulation rates for the entire historical period have been observed: during this time, a third of the thickness of pedosediments was formed, and the rate was almost two times higher than the long-term average. Estimates of the modern rates of sediment accumulation in the ditch have shown a significant change in the accumulation rate over the past 70 years: before and after the Chernobyl accident in 1986, it decreased not less than from 0.56 cm per year to 0.32 cm per year. The same tendency is characteristic for the rates of linear erosion. During the same periods, the growth of the dry valley slowed down by 8 times (from 0.8 to 0.1 m per year), and its transformation into a dry valley occurred. The distribution of the percentage of particles less than 0.01 mm in size in the pedosediments profiles as an indicator of the variability of the water erosion intensity over the past 50 years shows the same nature of the formation of suspended sediment runoff both in the ditch and in the dry valley, despite the significant differences in the area of the catchments. The features of a half-century period are shown, which was characterized by a sharp reduction in the snowmelt runoff layer from the 1970s against the background of an 8% reduction in rainstorm precipitation with a layer less than 10 mm.

Keywords: water erosion; sediment accumulation; pedosediments; cesium-137; particle-size composition; surface runoff; Karpov rampart

Funding. This work was funded by the Russian Science Foundation, project No. 23-17-00169, <https://rscf.ru/en/project/23-17-00169/>

Acknowledgments. The authors thank the “Historical Society “Ratnik” for assistance in organizing field research in the historical park “Belgorodskaya Cherta”.

For citation: Buryak Zh.A., Lisetskii F.N., Polovinko V.V., Babushkin K.S., and Kuryntseva P.A. (2026) Assessment of historical and modern rates of denudation in the area of the Karpovskiy fortification rampart of the Belgorod Line. *Geomorfologiya i Paleogeografiya*. Vol. 57. No. 1. P. 23–42 (in Russ). <https://doi.org/10.7868/S2949179726010020>

1. ВВЕДЕНИЕ

Эрозия и аккумуляция — одни из основных факторов, влияющих на миграцию почвенного органического вещества в динамико-генетической системе склоновых ландшафтов. Общемировой тренд современной антропогенной денудации почв, связанной в том числе с агрогенной трансформацией рельефа, показывает, что она на порядок больше, чем денудация, вызванная только природными процессами, и уже приобрела характер глобального геоморфологического изменения (Cendrero et al., 2022). Для российской части Восточно-Европейской равнины глобальные изменения объемов наносов обусловлены, в первую очередь, интенсивной распаховкой земель (Goloso et al., 2021; Sidorchuk, Goloso, 2003). На юго-западе Среднерусской возвышенности высокая распаханность земель сочетается со сложными геоморфологическими условиями — крутыми склонами, глубоким вертикальным расчленением, развитой флювиальной сетью. Поэтому для агроландшафтов характерна высокая интенсивность проявления водно-эрозионных процессов и значительная аккумуляция делювия в тальвегах эрозионных форм рельефа и в аккумулятивных подсистемах долинно-речных ландшафтов.

Темпы водной эрозии для сельскохозяйственной территории России неоднородны во времени и пространстве, их изменчивость обусловлена не только ландшафтно-климатическими особенностями, но и спецификой землепользования в условиях меняющейся социально-экономической обстановки (Литвин и др., 2017). На современном этапе в сравнении с 80-ми гг. прошлого века темпы водной эрозии снизились в лесостепной зоне (с 4.1 до 3.3 т/га в год) и увеличились в степной зоне (с 3.9 до 4.6 т/га в год) (Goloso et al., 2018b). В результате, как показано на примере бассейна р. Дон, за 300 лет с учетом темпов эрозионных процессов было смыто с пашни около 0.41×10^9 т органического углерода, а некомпенсированная эмиссия погребенных в ОБДС почвах составляет порядка 1.6–2.1 т/км² в год (Сидорчук, 2018).

Одной из форм дегумусирования почв является физическая миграция с водосборов твердого стока, которая представляет собой результат селективного действия флювиальных потоков по транспорту, переотложению и депонированию (в зонах разгрузки) малоразмерных фракций твердого стока и органического вещества. Гранулометрический состав почвы в этих процессах может выступать критерием изменения интенсивности водной эрозии. Установлено (Tanasienko et al., 2011), что гранулометрический состав продуктов твердого стока достоверно тяжелее, чем исходная почва: утяжеление

происходит за счет снижения содержания в нем фракции крупной пыли (0.05–0.01 мм) и увеличения количества илистой фракции (<0.001 мм). В результате эрозионного процесса происходит селективный отбор частиц с меньшей плотностью твердой фазы, которые обогащены органическим веществом, и, как установлено экспериментально (Хан и др., 2007), среди них частицы с гидравлической крупностью <0.01 мм наиболее активно вовлекаются в транспорт наносов. Анализ изменения гранулометрического состава в вертикальном профиле педоседиментов способствует пониманию временной динамики водной эрозии.

Эффективный способ определения современных скоростей формирования стратоземов — это использование искусственного изотопа ¹³⁷Cs в качестве хрономаркера (Poreba, 2006; Olson et al., 2013). Первые следы цезиевого загрязнения соотносятся с глобальными выпадениями после испытаний атомного оружия в открытых средах, проводимых с 1954 г. Данный изотоп цезия прочно связывается с почвенными коллоидами, не выщелачивается и характеризуется относительно низкой биологической доступностью для корневых систем растений по сравнению с другими радионуклидами. Миграция ¹³⁷Cs связана с перемещением почвенных частиц, что делает его надежным индикатором процессов эрозии почвы на протяжении последних 70 лет. Для северного полушария выделяют два глобальных “бомбовых” пика с 1959 и 1963 гг.

Делювиальные отложения могут служить геoarхивами прошлых воздействий человека на подстилающую поверхность (Henkner et al., 2017). Достоверно определить периодичность темпов денудации при изменении климатических и антропогенных факторов позволяет привязка к датированным объектам с известным возрастом образования и с искусственной поверхностью, имеющей геоморфологические “ловушки”. К ним относятся, в первую очередь, оборонительные валы, сочетающие оборонительную насыпь со рвом или канавой у подножья. Такие объекты дают возможность за продолжительный исторический период проследить длительные (до нескольких сотен лет) и устойчивые проявления природных процессов, особенности миграции наносов с известным нуль-моментом, провести палеоклиматические реконструкции по изменению свойств погребенных почв и оценить скорости педогенеза.

Цель данной работы — исследование современных и исторических темпов денудации на датированном искусственном фортификационном сооружении конца XVII в. — участке Карповского вала Белгородской черты (Белгородская область, Россия), и в расположенной рядом балке,

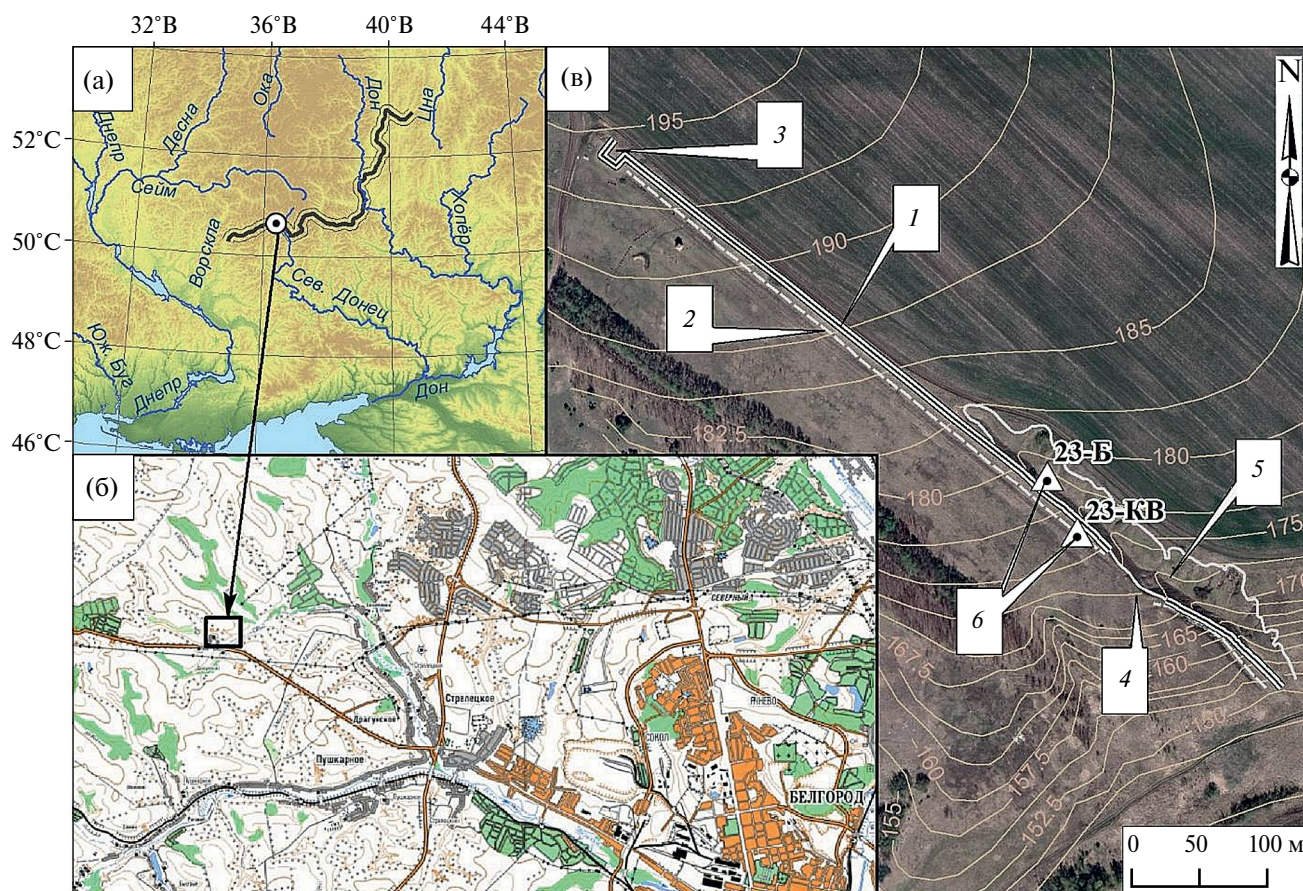


Рис. 1. Расположение Белгородской оборонительной черты (а) и исследуемая часть сохранившегося Карповского вала (б–в). Составлено по: модель рельефа FABDEM V1–2 (а), Единая электронная картографическая основа НСПД (б) и спутниковый снимок Махаг (в).

1 – земляная насыпь; 2 – ров; 3 – сохранившийся земляной городок; 4 – разрушенный городок; 5 – образовавшаяся балка, 6 – места заложения почвенных разрезов в балке (23-Б) и во рву (23-КВ).

Fig. 1. Location of the Belgorod Line (а) and the studied part of the preserved Karpov rampart (б–в). Compiled by: digital relief model FABDEM V1–2 (а), Unified Electronic Cartographic Base NSSD (<https://nspd.gov.ru/>) (б) and Maxar satellite image (в).

1 – earthen embankment; 2 – ditch; 3 – preserved earthen fort; 4 – destroyed fort; 5 – formed dry valley, 6 – locations of soil profile in the dry valley (23-Б) and in the ditch (23-КВ).

образовавшейся вследствие возведения вала. Достижение этой цели предполагало решение следующих связанных задач: 1) изучение последствий возведения вала, которые были обусловлены активизацией процессов линейной эрозии на водосборе; 2) сопоставление темпов линейной эрозии и скорости наносонакопления со второй половины XX в.; 3) оценка профильного изменения гранулометрического состава педоседиментов как индикатора изменчивости интенсивности водной эрозии почв.

2. ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЯ

Объектом исследования выступило фортификационное сооружение XVII в. – Карповский участок

Белгородской оборонительной черты (рис. 1), построенный в 1635–1658 гг. на протяжении 800 км и служивший мощной укрепленной линией против татарских набегов во времена борьбы с Крымским ханством и русско-турецких войн 1674–1681 гг. Благодаря ее возведению район русско-татарских столкновений отодвинулся далеко к югу на сотни километров. С 1680 г. военное значение западного фланга Белгородской черты, к которому относится Карповский участок, снижается в связи с возведением южнее Изюмской черты.

Карповский участок как элемент оборонительного рубежа Белгородской черты соединял укрепленным валом сторожевые города Карпов и Болхолец. Благодаря историческим источникам (РГАДА. Ф. 210. Оп. 12.), известна точная дата

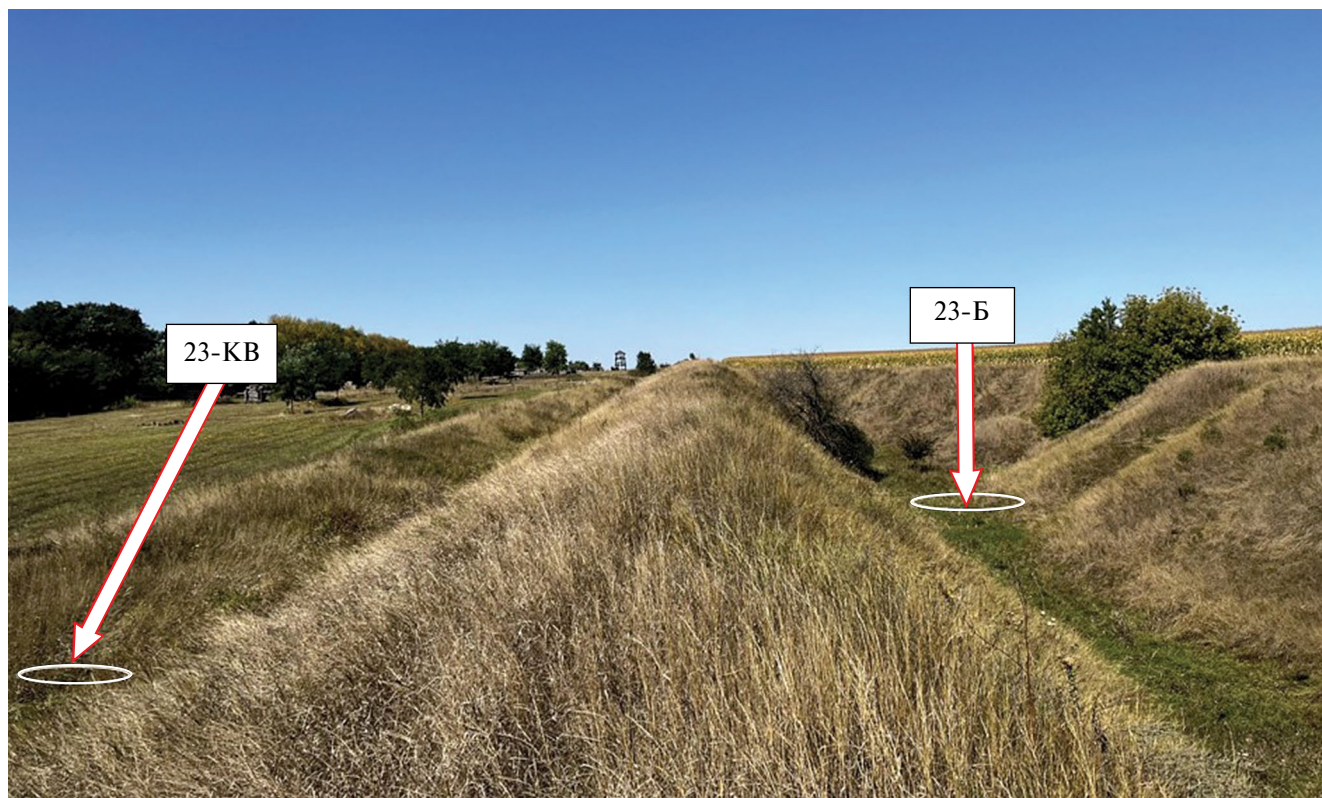


Рис. 2. Расположение точек заложения почвенных профилей: 23-KB — в днище рва; 23-B — в днище балки.

Fig. 2. Location of soil profile points: 23-KB — at the bottom of the ditch; 23-B — at the bottom of the dry valley.

окончания возведения оборонительной системы — 15 сентября 1646 г. По конфигурации вал относится к группе “больших” — мощных линий укрепления шириной от 20 до 30 м и высотой от 2 до 5 м (Голотвин, Бессуднов, 2023), пересекающих протяженные водораздельные участки в месте прохождения степных татарских дорог — “шляхов”.

Земляной вал Карповского участка по своей протяженности составлял 14019 сажень, или почти 30 км (Жигалов, Бобов, 2016), на всем протяжении которого было сооружено 9 укреплений — земляных городков. Вал тянулся с СЗ на ЮВ по междуречью рек Ворскла и Северский Донец на месте прохождения Муравского шляха. Он разделял территорию на “русскую” сторону к северу и “крымскую” сторону к югу, которую до возведения укрепления также называли “Диким полем”. Линейное укрепление представляло собой насыпной земляной вал, который с южной стороны сопровождался оборонительным рвом. С этой стороны насыпь была покрыта дерном и укреплена дубовым “ослоном” — сплошным рядом бревен, вкопанных в землю по склону вала для предотвращения его оползания. С северной “русской” стороны также был сооружен небольшой противоэрозионный ров с целью предотвращения подмывания основания насыпи.

В настоящее время хорошо сохранился и отчетливо читается в рельефе малый участок вала с одним городком общей протяженностью 0.67 км (Голотвин и др., 2023). Почвенно-генетические исследования этого объекта проводили ранее (Lisetskii, Pichura, 2020; Лисецкий, Полетаев, 2020).

Нами в 2023 г. исследован участок вала длиной 630 м, который находится к северу от с. Большие Кульбаки. Сохранившийся вал начинается от земляного городка-укрепления и прерывается в балке Крутой Лог (верховья руч. Искринка). Он находится на приводораздельном склоне. На протяжении всего периода существования данный объект не подвергался антропогенным нарушениям, хорошо задернован разнотравно-злаковой растительностью. Общее время существования вала с 1646 по 2023 г. составляет 378 лет. Однако скорости эрозионных процессов рассчитывали с момента его забрасывания предположительно с 1680 г., когда была удалена бревенчатая облицовка откосов вала, и насыпь оголилась. Поэтому продолжительность наносонакопления в днище рва оценивали за период 344 года.

Склон выше вала распахивается. Между валом и пашней в нижней части участка расположена балка протяженностью 317 м, причиной

образования которой стал искусственный перехват поверхностного стока с вышележащей водосборной площади и его концентрация вдоль запольной стороны вала.

Уникальность объекта заключается в том, что здесь сопряжены два взаимосвязанных датированных “эрозионных” объекта: искусственно сооруженный 378 л. н. вал, который аккумулировал наносы в днище рва при естественных фитоценологических условиях, и балка возрастом чуть моложе вала, которая накапливала педоседименты агрогенного происхождения с распахиваемого поля выше по склону. Оба эти объекта позволяют исследовать динамику эрозионно-аккумулятивных процессов при исторических вариантах землепользования.

В 2023 г. были заложены 2 полнопрофильных почвенных разреза в створе оборонительного рва (23-КВ) и днище балки (23-Б) (рис. 2). Здесь доминирует разнотравно-злаковая растительность с возрастающей мезофитизацией фитоценозов в нижней части склонов. Почвенный покров представлен черноземами типичными. Разрез во рву заложен в 430 м от его верхней точки у сохранившегося земляного городка. Уклон продольного профиля рва составляет 4.7%. Положение разреза в балке выбирали ближе к вершине (в 175 м), чтобы минимизировать объем педоседиментов, привнесенных в результате гравитационного сползания почвогрунтов, когда здесь еще проходила стадия активного оврагообразования.

3. МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Топографические работы выполнены на площади 37.9 тыс. м². Наблюдения при определении координат и высот съемочных точек проводили в режиме РТК. При съемке использовали два двухчастотных спутниковых геодезических приемника EFT M1 plus, один из которых выступал в качестве референсной базовой станции с радиопередачей корректирующих поправок в формате CMR+ на подвижные спутниковые геодезические приемники, внутренний модем которых принимал данные поправки. Плановая ошибка по внутренней сходимости составила 20 мм; высотная ошибка по внутренней сходимости — 15 мм. Полученную планово-высотную основу использовали для составления топографического плана местности масштаба 1:500 и цифровой модели рельефа (ЦМР) разрешением 5 м с использованием программных средств ArcGIS10.8 и QGIS3.40.6.

Для оценки темпов современной денудации был использован метод определения концентрации искусственного изотопа ¹³⁷Cs. Территория Белгородской области является одной из 14 областей России, которая в 1986 г. подверглась радиоактивному

загрязнению после аварии на Чернобыльской АЭС. В разрезах послойно отбирали образцы почвы с площади 10×10 см через каждые 3 см: до глубины 0.30 м для разреза КВ-23 и до глубины 0.45 м разреза Б-23. Образцы были взвешены в сыром и сухом состояниях для определения плотности почвы и просеяны через сито с размером ячейки 1 мм. В емкостях фиксированной геометрии на коаксиальном германиевом гамма-спектрометре измеряли удельную активность (Бк/кг) и запасы (Бк/м²) ¹³⁷Cs с погрешностью 5–10%. Темпы аккумуляции оценивали на основе эпюр вертикального распределения ¹³⁷Cs. При этом принималось допущение, что пик содержания радионуклидов маркирует положение дневной поверхности в момент атмосферных выпадений загрязнителя и при дальнейшем накоплении почвенного материала без механических нарушений сохраняется в толще наносов (Golosov et al., 2018a).

Гранулометрический анализ почвенных образцов по толще профилей выполняли на лазерном дифрактометре MICROTRAC S3500 Bluewave. Образцы почв отбирали послойно через 3 см до глубины 30 см во рву и 15 см в балке, далее отбирали смешанные пробы с увеличением шага от 6 до 20 см. Пробу (4–5 г) измельчали в сухой ступе, растирая материал пестиком с резиновым наконечником по внутренним стенкам ступы. Растворенные в дистиллированной воде образцы предварительно обрабатывали ультразвуком 3 мин. Гранулометрический состав почв описывали по классификации Н. А. Качинского по гранулометрическому составу (Качинский, 1965), где: ил — <0.001 мм; мелкая пыль — 0.001–0.005 мм; средняя пыль 0.005–0.01 мм; крупная пыль — 0.01–0.05 мм; песок мелкий — 0.05–0.25 мм; песок средний — 0.25–0.5 мм; песок крупный — 0.5–1 мм.

Климатические данные суточных наблюдений анализировали по метеостанции Готня (34202), расположенной в 44 км к СЗ от участка Карповского вала. Данные брали из открытой базы ВНИИГМИ-МЦД (Специализированные ..., 2025). Наблюдения за осадками здесь ведутся непрерывно с 1936 г. (за исключением 1941–1944 гг.). Данные о гидрологическом режиме малой р. Везёлка, в бассейне которой расположен Карповский вал, получены по материалам Росгидромета (Центрально-Черноземное УГМС) по гидрологическому посту I разряда Болхолец — г. Белгород (2 км от устья и в 15 км от объекта исследования). Анализ временных рядов с 1951 по 2020 г. проводили для суточных осадков, максимального расхода воды и слоя стока весеннего половодья.

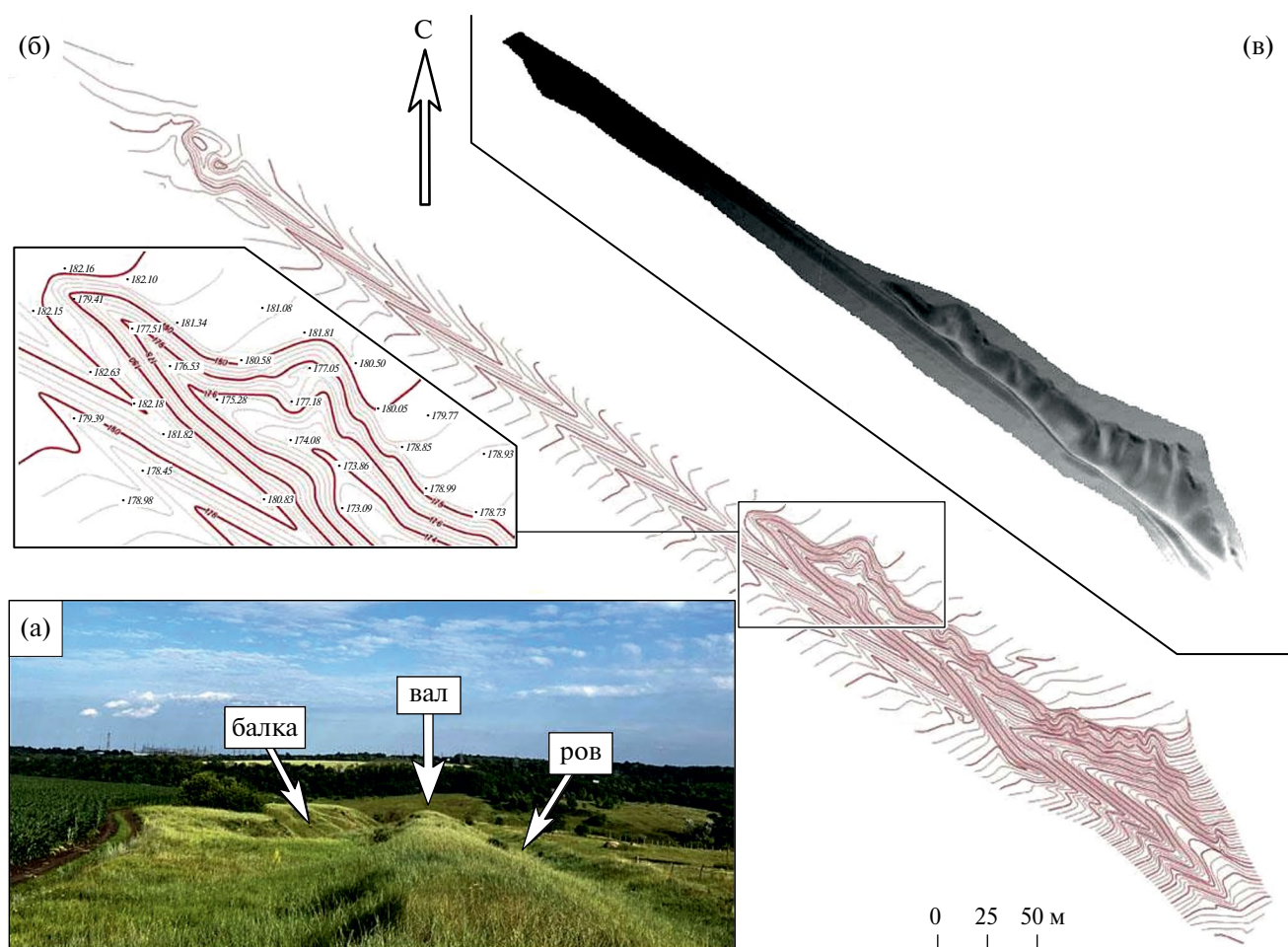


Рис. 3. Сохранившийся участок Карповского вала (вид на юго-восток) (а); фрагмент топоплана масштаба 1:500 (б) и 3D-модель рельефа (в).

Fig. 3. The surviving section of the Karpov rampart (view to the southeast) (a); a fragment of a 1:500 scale topographic plan (б) and a 3D-digital relief model (в).

4. РЕЗУЛЬТАТЫ

4.1. Реконструкция параметров Карповского вала по результатам топографической съемки

В результате полевых топографических работ был получен план участка Карповского вала и примыкающей к нему балки (рис. 3).

Общая разница абсолютных высот между началом и окончанием исследуемого участка насыпи (рис. 1) составляет 44 м. Крутизна по продольному профилю у вершины составляет 1.2° , далее на основной протяженности вала — 2.7° , в самой нижней части в примыкании к балке увеличивается до 9.7° . На 460-м м от вершины вал со рвом и бывший на этом месте земляной городок, размываются бровкой балки, и снова проявляются в рельефе в 50 м ниже по склону.

Благодаря полевым описаниям, сделанным в 1669 г. стольником П. Зиновьевым (РГАДА.

Ф. 210. Оп. 4.), известны исходные размеры фортификационного сооружения, измеренные в сажнях (а именно московская указная трехаршинная сажень в 2.13 м (Загоровский, 1968, с. 162)): высота земляного вала с “русской” стороны — 1.5 сажени (3.2 м); ширина у основания вала — 4 сажени (8.5 м); ров за валом с наружной “крымской” стороны — 2 сажени (4.3 м) шириной и 0.5 сажени (1.1 м) глубиной. Впервые археологические исследования участка вала были проведены И. Т. Шатохиным в начале 1990-х гг. К юго-востоку от укрепления № 1 был снят профиль вала со следующими параметрами: высота насыпи (от “русской стороны”) 1.6–1.7 м, ширина в подошве — 14 м, ширина гребня — 1.6 м. Глубина рва от уровня подошвы вала — 0.9 м, ширина рва по уровню подошвы вала — 5.7 м (Шатохин, 1991).

По результатам проведенной авторами топографической съемки всего участка вала была

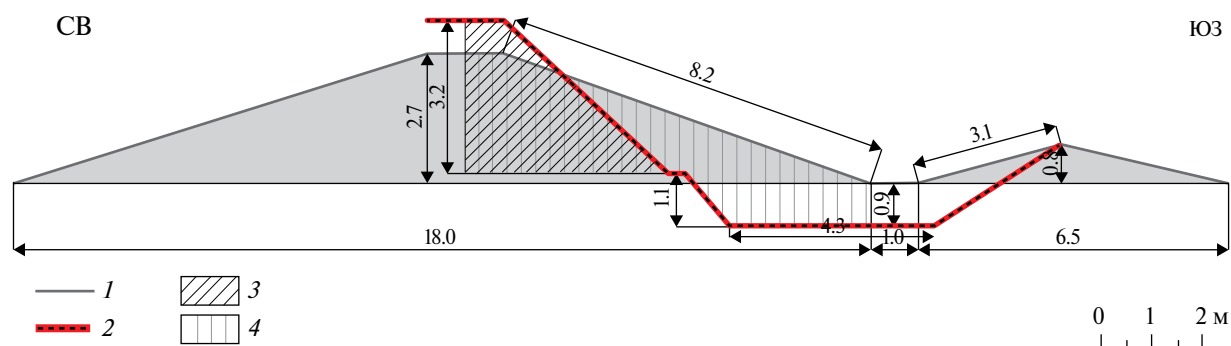


Рис. 4. Поперечный профиль Карповского участка оборонительного вала.

1 – дневная поверхность; 2 – поверхность XVII в.; 3 – объем насыпи XVII в.; 4 – объем современной насыпи.

Fig. 4. Cross-section of the Karpov section of the defensive rampart.

1 – daylight surface; 2 – surface in the 17th century; 3 – volume in the 17th century embankment; 4 – volume of the modern embankment.

построена его цифровая модель рельефа. Заложены 15 поперечных профилей на всем протяжении вала (между укреплениями № 1 и № 2) и определены средние морфометрические параметры оборонительного сооружения (рис. 4): ширина насыпи по основанию – 17–18 м, ширина насыпи со рвом – 24–26 м, относительная высота насыпи над дном рва – 2.7 м, глубина рва относительно внешней бровки – 0.8 м, ширина днища рва – 1 м. Длина откоса насыпи, по которому формируется сток в ров, составляет 8.2 м, крутизна – 19.3° (35.1%); длина внутреннего откоса рва – 3.1 м, крутизна – 14.9° (26.7%). Берма (горизонтальный переход между насыпью и рвом) не прослеживается.

На рис. 4 также приведен реконструируемый профиль исходного вала. Предполагается, что с момента забрасывания вала с 1680-х гг. (35 лет после его создания) бревна на внешней стене насыпи скорее всего были удалены для строительных нужд, и начался процесс оседания и заполнения насыпным материалом рва. Точкой отсчета является отметка -0.9 м от поверхности дна рва, где в почвенном разрезе заканчивается слой наносов, и начинается коренная порода. Реконструируемая площадь сечения насыпи (от оси по склону ко рву) по историческим источникам составляет 8.1 м^2 , при площади сечения современной насыпи в этих границах 14.6 м^2 , что невозможно, так как современная площадь должна быть не более исходной, учитывая, что грунт кроме сползания по профилю еще частично сносился вниз по тальвегу вала. Прирост объема за счет процесса почвообразования за такой срок мог дать не более 5 см дернового слоя за счет мортмассы, что незначительно в сравнении с общим превышением объема. Данную невязку можно объяснить недостаточной точностью приведенных измерений в описаниях конца XVII в.

или их интерпретации, например, использование другой размерности сажени, нежели предполагал В. П. Загоровский (косая, казенная). Поэтому какие-либо достоверные количественные оценки темпов денудации в данном сравнении затруднительны без дополнительных исследований исторических источников. Тем не менее, топографическая съемка дала общие представления об исходной картине оборонительного сооружения и направленности оседания насыпи за рассматриваемый исторический период.

4.2. Результаты почвенного обследования

Для сравнительного анализа особенностей накопления педоседиментов в различных условиях формирования поверхностного стока и особенностей землепользования были заложены два почвенных профиля (до материнской породы) (рис. 5) – в днище рва (23-КВ) и балки (23-Б) (рис. 1, 2).

Толща педоседиментов разреза в балке имеет общую мощность 105 см, в тальвеге рва – 91 см. Профиль во рву (рис. 5а) не обладает выраженными морфологическими горизонтами, а также визуальными признаками изменения окраски наносов. Профиль в балке (рис. 5б) показывает более пеструю визуальную картину наносонакопления. С 41 см в профиле наблюдаются признаки слоистости. Слой 65–84 см и ниже представлен пестрым слоистым делювием, на отметке 105 см – граница с лёссом. Примечательно, но в слое 69–73 см наблюдаются частые лёссовидные прослои, что фиксирует экстремальное эрозионное событие при максимальных условиях увлажнения. В уже сформированном на тот момент овраге в результате интенсивного выпадения осадков произошел смыв (возможно, оползание) незадернованных склонов оврага с почвенным материалом. Также в этом слое обнаружен камень диаметром до 2 см,

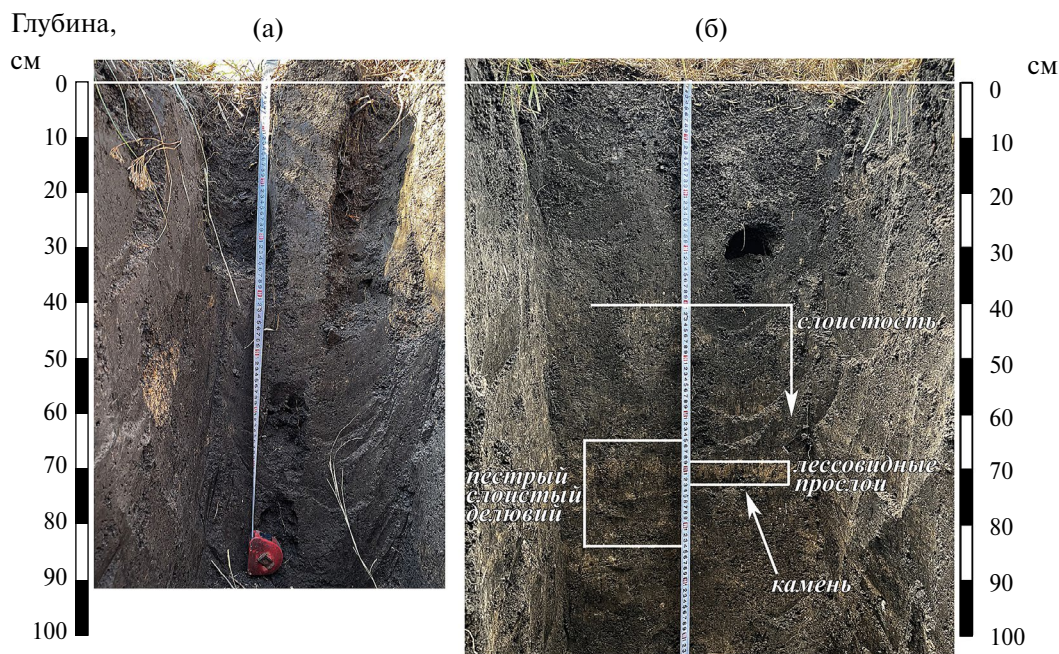


Рис. 5. Почвенные профили: 23-КВ в днище рва (а) и 23-Б в балке (б).

Fig. 5. Soil profiles: 23-KB in the bottom of the ditch (a) and 23-B in the dry valley (б).

что свидетельствует о крайне интенсивной работе водного потока.

Территория объекта исследования относится к числу наименее подверженных цезиевому загрязнению по Белгородской области в результате Чернобыльской катастрофы. Исследования пахотных почв Белгородского района (Лукин, Хижняк, 2012) показывают среднюю удельную активность “чернобыльского” ^{137}Cs на водоразделе от 30.5 Бк/кг в слое 0–10 см, которая снижается до 18.4 Бк/кг в слое 30–40 см. Отмечается, что в пахотных почвах искусственные радионуклиды мигрируют глубже, чем в почвах естественных ландшафтов. Для целинного чернозема типичного удельная активность цезия на глубине 30–40 см сокращается в 120 раз, в то время как для пахотных почв снижается всего в 1.6 раза (Лукин, 2016).

Полученные для Карповского участка данные по запасам и удельной активности ^{137}Cs согласуются с региональными данными. Во вскрытой почвенными разрезами толще можно выделить “чернобыльский” пик по концентрации изотопа, характерной для Белгородского района. Это позволяет расчленить цезиевую толщу отложений на две части, маркируемые маем 1986 г. (38 лет).

Во рву весь почвенный слой 0–30 см обладает признаками цезиевого загрязнения (рис. 6), но полностью цезиевую толщу, как и в балке, пройти не удалось. Запасы изотопа изменяются от

1343 Бк/м² (“чернобыльский” пик) до 122 Бк/м². “Чернобыльский” пик прослеживается на глубине 9–12 см. На глубине 27–30 см также обнаруживается локальный пик, который может быть связан с глобальными выбросами ^{137}Cs . Поэтому формирование верхних 30 см наносов во рву с учетом вертикальной миграции, наличием локального пика и периода полураспада уверенно можно отнести к периоду минимум с 1954 г.

В днище балки мощность “цезиевого” слоя составила более 45 см, запасы изотопа в которой изменяются от 128 до 1597 Бк/м². “Чернобыльский” пик детектируется на отметке 12–15 см. Запасы цезия в “пиковом” слое наносов в балке на 19% больше запасов в слое рва. Толща аккумулярованных наносов и запасы радиоиотопа в балке ожидаемо выше, чем в днище рва, однако, разница по глубине весьма незначительная (3 см) в сравнении с вышележащей водосборной площадью точек отбора во рву и балке (пропорция 1÷34). А в верхних слоях наблюдается превышение запасов цезия во рву над запасами в балке. Это может быть объяснено значительно большей транзитной составляющей наносов в днище балки, где ранее аккумулярованный почвенный материал транспортировался и перераспределялся ниже по тальвегу.

Данные гранулометрического анализа по слоям представлены на рис. 7. По содержанию физической глины (<0.01 мм) почвы классифицируются

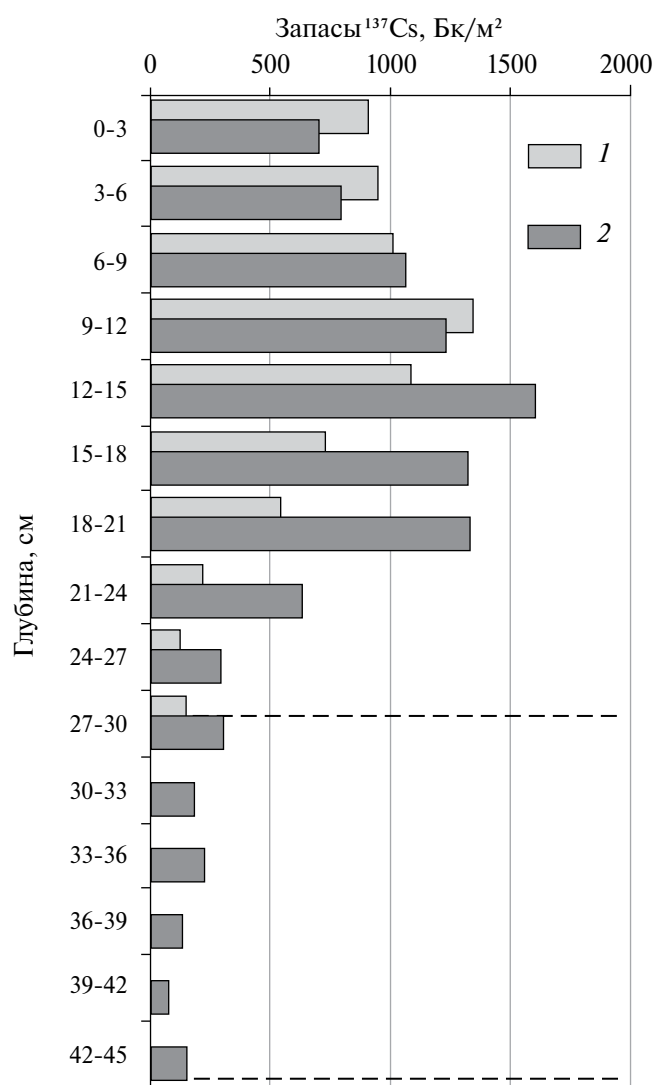


Рис. 6. Распределение запасов радиоиотопа ^{137}Cs по глубине в почвенных разрезах рва и балки Карповского вала (пунктирной линией обозначены границы отбора образцов). 1 – ров; 2 – балка.

Fig. 6. Distribution of ^{137}Cs radioisotope reserves by depth in soil sections of the ditch and dry valley of the Karpov rampart (the dotted line indicates the sampling boundaries). 1 – ditch; 2 – dry valley.

от легкосуглинистых до среднесуглинистых. Оба профиля отличаются стабильной долей крупной пыли (0.01–0.05 мм) по всей толще: для рва доля в пределах 40–55%, для балки – 41–51% при коэффициенте вариации 8–10%. Качественные изменения гранулометрического состава происходят за счет разного соотношения частиц <0.01 мм (мелкая и средняя пыль) и >0.05 мм (мелкий песок). При этом отсутствует тренд к равномерному

увеличению или снижению долей фракций – их варьирование по профилю неравномерное.

В обоих разрезах в верхних 6 см наблюдается самое высокое содержание мелкого песка (>0.05 мм), что указывает на очень интенсивные эрозионные события, где сила потока вовлекала крупные частицы в транспорт наносов. Однако согласно распределению пиков цезия, данные слои соотносятся с последними тремя десятилетиями (а вероятнее с 15 годами), когда наблюдались минимальные скорости наносонакопления. Это противоречие можно связать с единичными экстремальными ливнями при фоновом снижении среднегодового твердого стока.

5. ОБСУЖДЕНИЕ

5.1. Последствия трансформации поверхностного стока и динамика линейной эрозии

Насыпной вал, проложенный вдоль отворшка балочной системы, стал искусственным регулятором траекторий поверхностного стока (рис. 8). Изначальная морфология склона, прямая и выпуклая в плане, обеспечивала равномерное рассеивание стока и его сброс в балочную сеть. После возведения насыпи сток в балку был перекрыт, стал концентрироваться вдоль вала по продольному профилю склона до достижения правого откоса балки Крутой лог (современное устье рассматриваемой балки). Водосборная область увеличилась с нескольких сотен м² до 18 га. Согласно Плану генерального межевания, который на Белгородский уезд Курской губернии датирован 1785 г., склон выше вала на то время уже распаивался. Учитывая, что начало освоения этой территории произошло в течение ста лет после забрасывания укрепления, продолжительность обработки составляет как минимум 240 лет. Увеличение собирающей области стока, усиленное нарушением почв склона в результате распашки, привело к формированию линейного размыва вдоль вала у подножья склона, который к настоящему времени трансформировался из оврага в балку.

Протяженность сформировавшейся балки составляет 317 м. Средняя ширина 30 м, максимальная 45 м в нижней части, где проходят активные оползневые процессы. Максимальная глубина балки 16 м. Базис эрозии находится на отметке 151 м. Перепад высот между вершиной и устьем 44 м, уклон по тальвегу – 14%. На образование эрозионной формы ушло не более 370 лет. Можно предположить, что овраг начал формироваться уже в конце XVII в. в связи с перехватом стока, а начало интенсивного роста пришлось на середину XVIII в. после усиления эрозионных процессов, связанных с распашкой вышележащего склона. С учетом

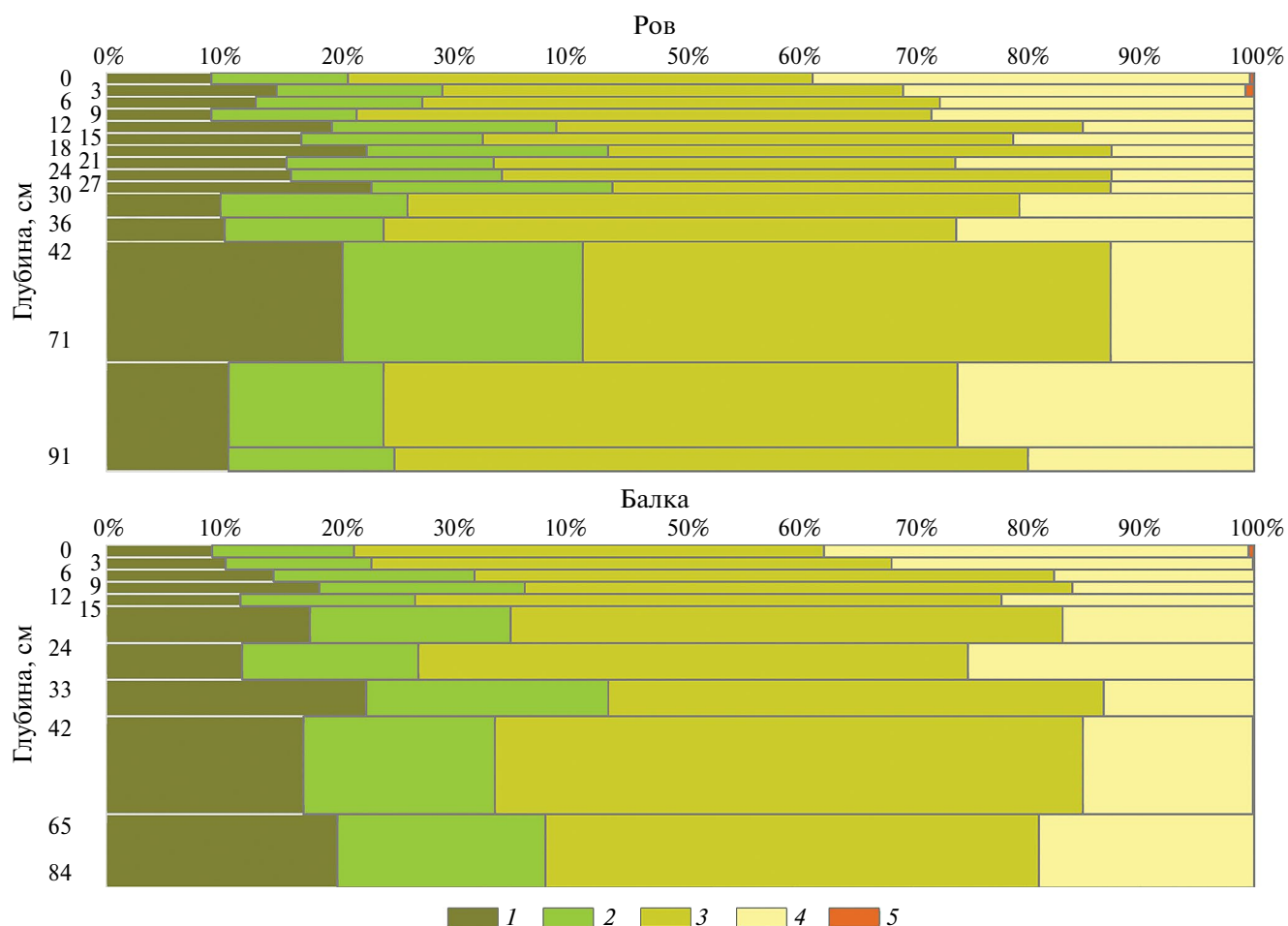


Рис. 7. Профильное распределение фракций (по классификации Н. А. Качинского).

Пыль: 1 – мелкая, 2 – средняя, 3 – крупная; *песок:* 4 – мелкий, 5 – средний.

Fig. 7. Profile distribution of particle-size composition (according to the classification of N. A. Kachinsky).

Silt: 1 – small, 2 – medium, 3 – large; *sand:* 4 – мелкий, 5 – medium.

текущей длины балки, средняя скорость линейного прироста от момента образования составила 1.2 м/год. Объем балки (от моделируемой поверхности по бровке) составляет 35137 м³. За историю формирования эрозионной формы выработано порядка 63 тыс. т почвогрунтов (из расчета плотности лёссовидных суглинков породы 1.8 г/см³). Средняя скорость твердого стока только за счет балки составила 170 т/год. Очевидно, что вследствие изменчивости режима увлажнения за четыре последних столетия, внутривековые темпы развития оврага также были неравномерными.

Исследования исторических пространственно-временных закономерностей развития линейной эрозии региона показывают, что с началом активного сельскохозяйственного освоения, относящегося к концу XVIII в., протяженность овражно-балочной сети Белгородской области увеличилась на

18.4% (Павлюк и др., 2022). На современном этапе также наблюдается активный прирост оврагов и образование новых. Картометрические исследования протяженности овражно-балочной сети на водосборе р. Везёлка, к которому относится объект исследования, выявили образование 102 новых эрозионных форм (преимущественно промоины и первичные склоновые овраги) за последние 60 лет, а удельная скорость прироста составила 1.1 м/год (Саблина, Чендев, 2018). Эти данные согласуются с результатами точного инструментального мониторинга динамики оврагов юга Восточно-Европейской равнины, которые показывают самый активный рост на ЮЗ лесостепной зоны в 0.78 м/год (Гафуров и др., 2018).

Оценку прироста оврага на современном этапе выполняли по крупномасштабной топографической карте (съемка 1955 г.) архивным космическим

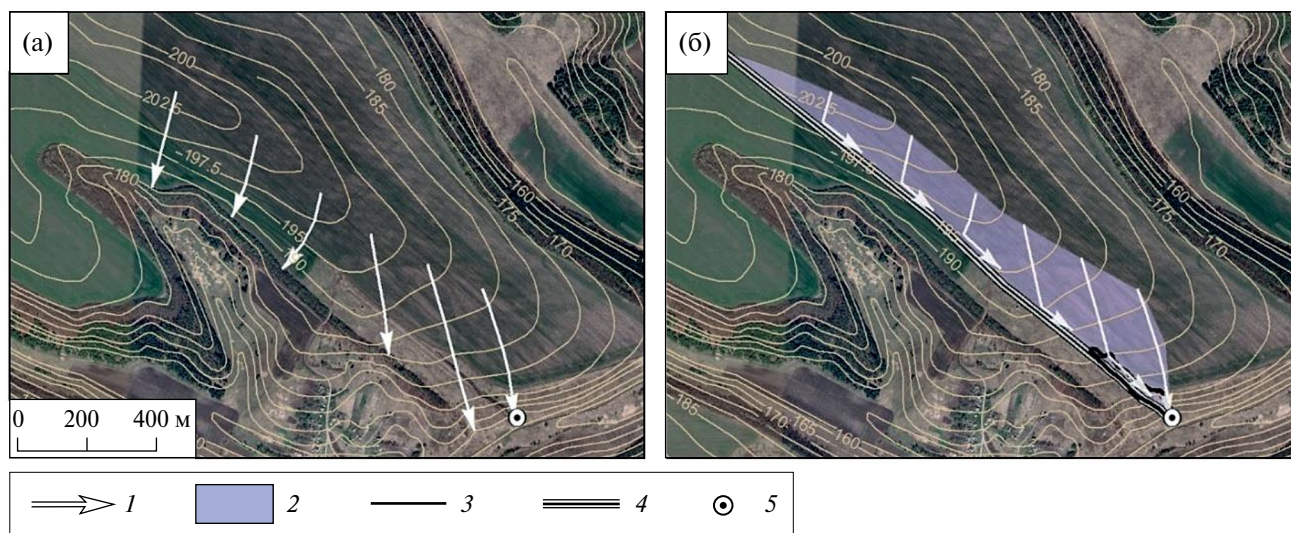


Рис. 8. Направление склонового стока при естественном рельефе (а) и его концентрация при перехвате насыпью оборонительного вала (б).

1 – направление стока; 2 – водосборная область; 3 – бровка балки; 4 – вал; 5 – устье балки.

Fig. 8. Direction of slope runoff with natural relief (a) and its concentration when intercepted by the embankment of a fortification rampart (б).

1 – flow direction; 2 – catchment area; 3 – dry valley edge; 4 – rampart; 5 – dry valley mouth.

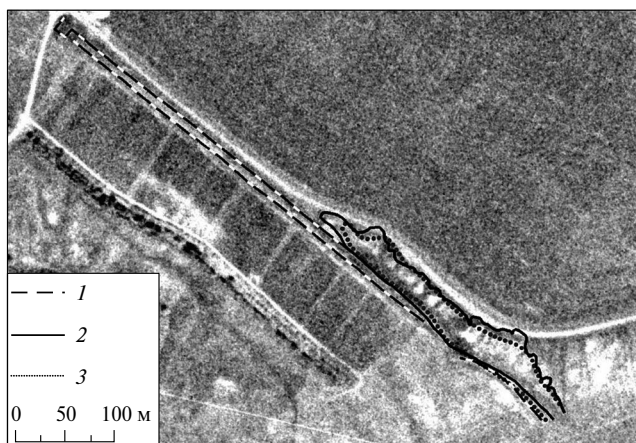


Рис. 9. Изображение балки на снимке Corona от 19.05.1982 г. с наложением границ по результатам топографической съемки (1 – оси вала и рва, 2 – бровка балки) в сопоставлении с положением бровки (3) на топографической карте 1955 г.

Fig. 9. Image of the dry valley in the Corona photograph from 19.05.1982 with superimposed boundaries based on the results of the topographic survey (1 – axes of the rampart and ditch, 2 – dry valley edge) in comparison with the position of the edge (3) on the topographic map of 1955.

снимком программы Corona разрешением до 4 футов (~1.2 м), сделанным в 19.05.1982 г., и собственными результатами топографической съемки

2023 г. (рис. 9). Линейный прирост вершины оврага измеряли до фиксированной точки – южного угла основания земляного городка. За 68 лет общий линейный прирост составил +26 м или 0.4 м/год; площадной прирост у вершины и на правом борту на 0.15 га или порядка 20%. На снимке 1982 г. отчетливо дешифрируются области оголенных лёссовидных пород в виде светлых пятен, в том числе у вершины оврага. Это говорит о том, что на момент съемки овраг еще не был полностью задернован и проявлял активность. Однако с 1982 по 2023 г. существенного линейного прироста оврага не происходило: за 41 год с учетом погрешности привязки и разрешения снимка прирост составил не более 4 м.

Очевидна нелинейная скорость роста оврага со второй половины XX в. – она снизилась в 8 раз: от 0.8 м/год (1955–1982 гг.) до 0.1 м/год (1983–2023 гг.). Вероятно, переход в стадию затухания произошел около 30–35 л. н. Поскольку распашка прилегающего участка не прекращалась, то причины, вероятно, заключаются в изменениях гидро-термических условий. Суммы эрозионно опасных дождевых осадков (со слоем >10 мм) за эти периоды снизились на 8% (215 и 197 мм соответственно). Но главные изменения приходятся на периоды снеготаяния, которые повсеместно наблюдаются на юге Русской равнины. К началу XX в. для рек этого региона установился новый стационарный режим весеннего стока (Кумани и др., 2021) с практически

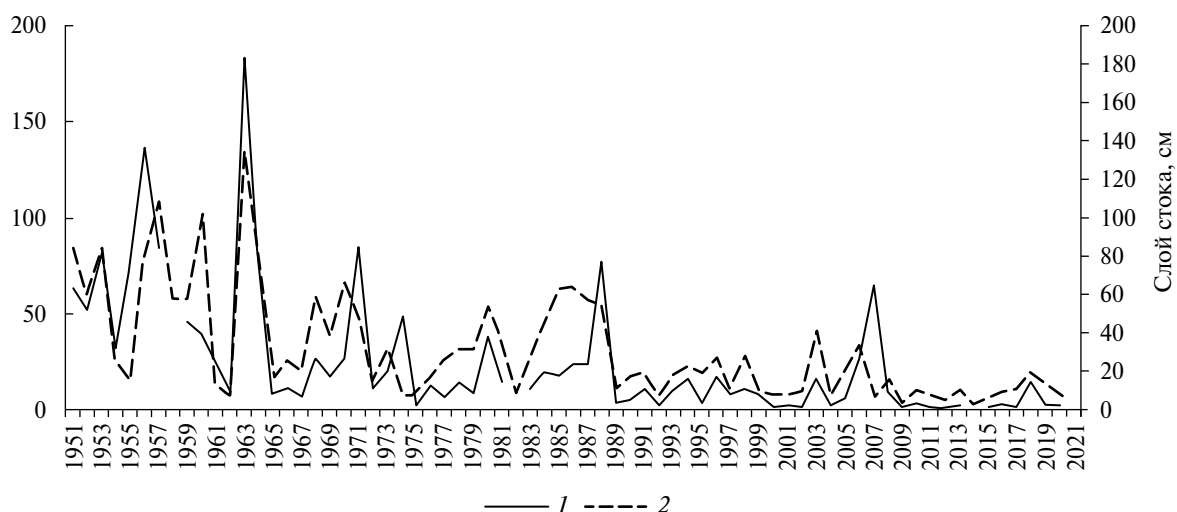


Рис. 10. Многолетняя динамика характеристик весеннего стока р. Везёлка по данным гидропоста Болховец – г. Белгород.

1 – максимальный расходы воды; 2 – слой стока весеннего половодья.

Fig. 10. Long-term dynamics of snowmelt runoff characteristics of the Vezelka River according to data from the Bolkhovets – Belgorod gauging station.

1 – maximum water discharge; 2 – spring flood runoff layer.

полным отсутствием склонового стока (Барабанов, Петелько, 2023) и, соответственно, существенно сократившимся максимальным расходом воды в период половодья (Гусаров, Шарифуллин, 2019).

Снижение интенсивности эрозионных процессов неизбежно находит отклик в снижении расхода воды в замыкающем створе речного бассейна. Исследования гидрометеорологических условий формирования стока р. Везёлка в условиях высокой антропогенной преобразованности водосбора (Lisetskii, Buryak, 2023) показали, что водный режим реки со второй половины XX в. претерпел значительную трансформацию. Обычное прежде чередование циклов повышенной и пониженной водности, характерное для стабильного формирования стока реки, сменилось устойчивым снижением речного стока, когда ежегодные расход и уровень воды становятся стабильно ниже нормы. Такая же тенденция характерна для слоя стока весеннего половодья и максимальных весенних расходов воды (рис. 10). По обновленному климатическому стандарту ВМО 1991–2020 гг. (WMO Climate Normals, 2023) характеристики весеннего стока снизились в несколько раз по сравнению с нормой 1961–1990 гг.: для слоя весеннего половодья в 2.7 раза, а для максимального расхода воды в период снеготаяния – в 3.3 раза.

5.2. Гранулометрический состав педоседиментов как индикатор интенсивности водной эрозии

В педоседиментах рва и балки отмечается сильное варьирование по профилю доли

частиц <0.01 мм – коэффициент вариации 22–25% (рис. 11а). На обоих эпюрах наблюдаются отдельные пики содержания фракции <0.01 мм, что можно связать с ростом условий увлажнения. Но при этом эпюры ведут себя асинхронно относительно друг друга при сопоставлении по абсолютным глубинам. Однако если “выровнять” эпюры вала и балки по установленным радиоизотопным датированием периодам (рис. 11б), возможно сопоставить характер наносонакопления.

До хронозоны 1970-х гг. в почвенных профилях наблюдается принципиально разная картина по доле наносов <0.01 мм. Это объясняется, в первую очередь, отличием в площадях водосборов точек обследования (соотношение площадей зоны рва и балки – $1 \div 34$). Также в балке более выражена транзитная составляющая наносов, когда смытая с водосбора почва переоткладывалась ниже точки обследования. Но с начала 1970-х гг. пики эпюр достаточно хорошо соотносятся друг с другом, а с 1986 г. показывают сопоставимые скорости наносонакопления (рва – 0.32 см/год, балка – 0.36 см/год). Поэтому можно сделать заключение об одинаковом характере формирования стока взвешенных наносов как во рву, так и в балке. Вероятные причины тому – вышеописанное снижение слоя талого стока и рост вклада жидких осадков в годовые эрозионные потери. Влияние разницы площадей водосборов для объектов выражено слабо, поскольку суммарный слой стока от жидких осадков меньше, чем при снеготаянии, и носит

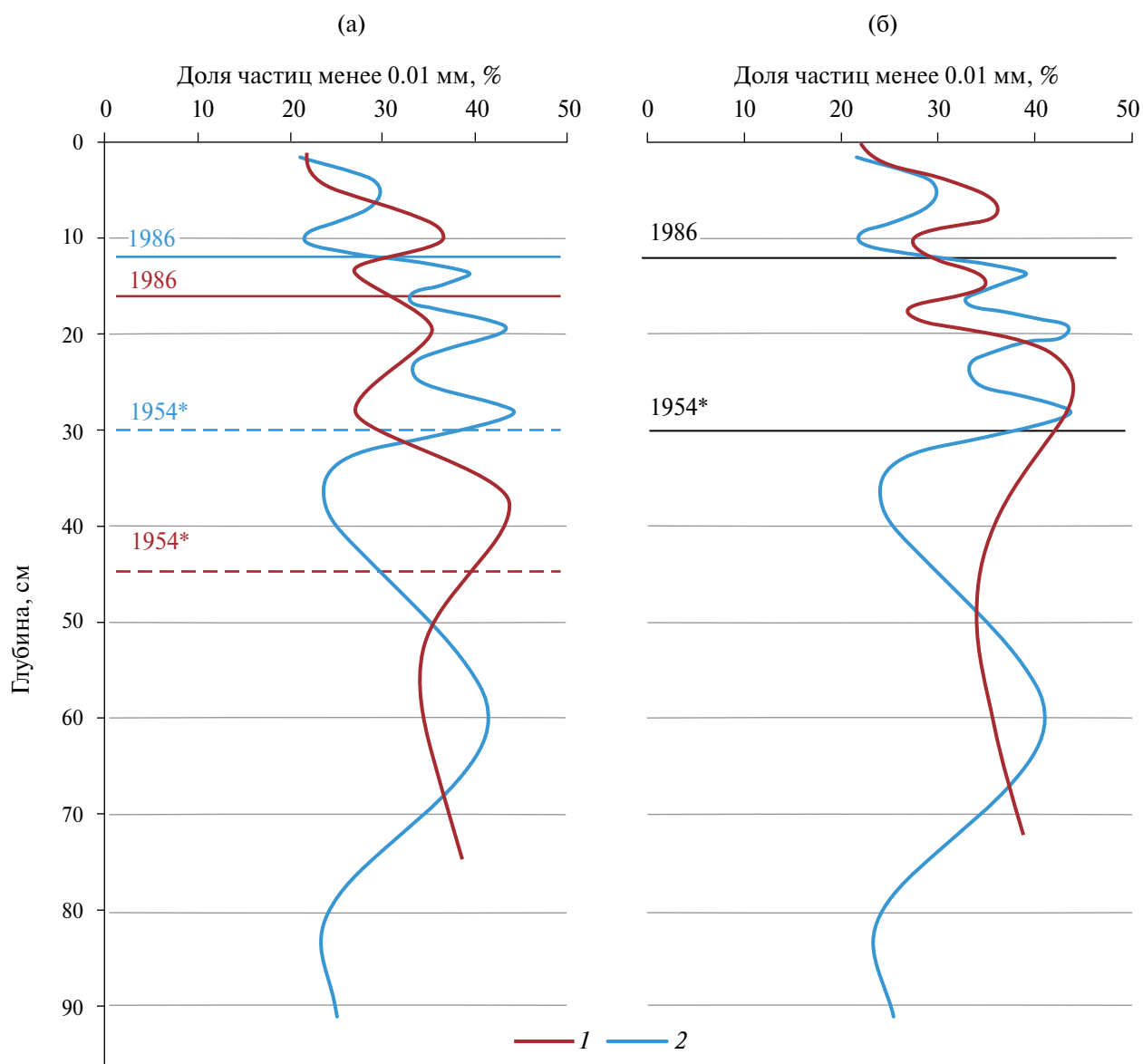


Рис. 11. Эпюры распределения доли частиц менее 0.01 мм: (а) — сопоставлены по глубине профиля; (б) — синхронизация по радиоизотопному датированию (эпюра балки “ужата” в соответствии с установленными датировками).

*Даты с отметкой показывает минимально возможную глубину слоя глобального выпадения ^{137}Cs .

1 — балка; 2 — ров.

Fig. 11. Distribution diagrams of the proportion of particles less than 0.01 mm: (a) — compared by profile depth; (б) — synchronization by radioisotope dating (the dry valley diagram is “compressed” in accordance with the established datings).

*Dates with a mark show the minimum possible depth of the global ^{137}Cs fallout layer.

1 — dry valley; 2 — ditch.

стохастический характер. Максимальные эрозионные потери вызваны единичными сильными ливнями со слоем >40 мм. При практически полном отсутствии талого стока, наносы, смытые дождями с пашни, при малой интенсивности осадков могли переотлагаться в ее границах или были перехвачены напашным валом у границы поля, что исключает вклад площади водосбора. При таком сценарии

весьма вероятно, что основным источником наносов в балке служили ее склоны. Наносы с пашни могли достичь дна балки только в случае сильных ливней (со слоем осадков >40 мм), которых за последних 50 лет насчитывается чуть более 20 случаев.

Отдельного рассмотрения требует вопрос о датировании профиля ниже цезиевой толщи в промежутке с конца XVII в. по первую половину XX в.

В смешанном образце почвы 42–72 см наблюдается высокая доля частиц >0.01 мм. Этот пик, вероятно, также указывает на период активной эрозии в прошлом. Согласно исследованиям (Лисецкий, Полетаев, 2020) в слое педоседиментов в створе рва (точка в 46 м ниже от точки обследования) на глубине 50 см по набору физико-химических показателей был диагностирован генетический рубеж в свойствах педоседиментов, которые указывают на более гумидный климат с середины XVIII по начало XIX в.

5.3. Современные темпы эрозии и аккумуляции

Из-за специфичной конфигурации системы “насыпь–ров” при оценке темпов эрозии использование для данного объекта расчетов, основанных на эмпирической модели типа USLE (Wischmeier, Smith, 1978), может дать недостоверные результаты, поскольку максимальная длина линии стока на валу (8.2 м) более чем в 2.5 раза меньше базовой длинны стоковой площадки, лежащей в основе модели (22.1 м). Накопленные седименты в днище рва являются результатом эрозионной работы потоков с прилегающих склонов. Сначала почва смывалась с крутых откосов в ров, а затем переотлагалась и транспортировалась вниз по его дну. Хотя сам ров является транзитно-аккумулятивным элементом данной эрозионной системы, его вклад в эрозионную работу значительно ниже, чем у прилегающих склонов. Эрозионный потенциал рельефа (LS-фактор) склонов достигает 5.3 против 1.4 для рва. Поэтому допустимо пренебречь транзитной составляющей и оценить темпы почвенной эрозии по толще накопленных педоседиментов во рву согласно морфологии профиля склонов вала. Согласно полевым обследованиям 2023 г., мощность смытой почвы в днище рва составила 91 см. Исследованиями 2013 г. (Лисецкий, Полетаев, 2020) в точке рва в 46 м ниже установлена мощность наносов в 100 см. Варьирование мощности может быть объяснено чередующимися зонами разгрузки стока. Условно среднюю мощность допустимо принять как 96 см при объемной массе чернозема типичного 1 г/см^3 . За 344 года в днище рва протяженностью 430 м и шириной 1 м аккумуляровалось 413 т почвенного материала. Собирающая площадь рва в точке 23-КВ при определенных ранее параметрах откосов составляет 0.486 га. Таким образом, за весь рассматриваемый период среднегодовые темпы эрозии с задернованных склонов вала составили порядка 2.5 т/га.

Для оценки современных темпов наносонакопления по почвенному профилю использовали хрономаркеры содержания изотопа ^{137}Cs . Распределение скоростей аккумуляции наносов согласно запасам ^{137}Cs до (I – 1954–1986 гг.) и после

(II – 1986–2023 гг.) Чернобыльской аварии следующее: для рва I = 0.56 см/год, II = 0.32 см/год; для балки I = 0.94 см/год, II = 0.36 см/год. Отметим, что скорости для периода I (до 1986 г.) являются минимальными и могут оказаться несколько выше, поскольку граница глобальных выпадений может быть ниже пройденной толщи профиля. Тем не менее, даже с учетом этого допущения, оба разреза показывают принципиальное изменение скоростей аккумуляции на протяжении последних 70 лет, что является признаком динамики интенсивности водно-эрозионных процессов на водосборе. Для периода после 1986 г. темпы водной эрозии на Карповском участке снизились минимум в 1.8–2.6 раза. Это согласуется с описанным выше снижением темпов прироста оврага с конца 80-х гг. прошлого века. Данная ситуация отражает общую тенденцию снижения эрозионной активности в лесной и лесостепной зонах Европейской территории России, которая детектируется изменениями в скоростях аккумуляции ^{137}Cs в овражно-балочной сети (Шарифуллин и др., 2018; Гусаров и др., 2019) и снижении прироста оврагов (Рысин и др., 2018).

Сооружение вала можно рассматривать как самостоятельную уникальную модель эрозионно-аккумулятивных процессов в условиях природного задерживания с фиксированной исторической датой строительства и ренатурационного режима функционирования. Толща аккумулярованных во рву педоседиментов отражает всю историю эрозионного процесса на данном объекте, оцениваемой в 344 года с момента его забрасывания (табл. 1). Морфологическая мощность педоседиментов разреза КВ-23 оценивается в 91 см, а среднемноголетняя скорость аккумуляции наносов 0.26 см/год, что соответствует годовым темпам эрозии 1.96 т/га. Хрономаркеры ^{137}Cs показывают, что за последние 70 лет (20% от всей продолжительности накопления почвы) образовалась $\frac{1}{3}$ толщи седиментов. Средняя скорость седиментации составила 0.43 см/год, что почти в 2 раза превышает среднюю скорость по профилю.

Скорости аккумуляции за первые 274 года существования вала значительно уступают современному периоду и в среднем составляют 0.22 см/год. Такие различия могут объясняться несколькими причинами. Во-первых, это связано с динамикой площади поверхности стока. Согласно схеме реконструкции профиля вала (см. рис. 2), положение почвенного разреза не соответствует исходной оси рва, а смещено к югу, ближе к внешнему откосу. Очевидно, что оползание насыпного субстрата начало происходить постепенно и заполнять сначала северную часть рва. Первичные седименты в исследуемом профиле формировались за счет эрозии

Таблица 1. Динамика скоростей аккумуляции и эрозии за три столетия (по данным анализа педоседиментов в днище оборонительного рва, разрез 23-КВ)

Table 1. Accumulation and erosion rates dynamics over three centuries (based on analysis of pedosediments in the bottom of a fortification ditch, point 23-KB)

Интервал, годы	Продолжительность, лет	Мощность слоя, см	Темпы аккумуляции, см/год	Темпы эрозии, т/га в год
1986–2023	38	12	0.32	2.87
1954–1985*	32	18	0.56	4.85
1680–1953	274	61	0.22	1.96
В целом по профилю				
1680–2023	344	91	0.26	2.34

Примечание: * – для данного интервала приведены минимально возможные характеристики.

с внешнего, малого откоса рва, который значительно короче и менее крутой, и дает меньший эрозионный вынос. По мере “продвижения” насыпи к югу, смытый почвенный материал с откоса достиг и анализируемой в поле точки, но момент начала зафиксировать затруднительно.

Во-вторых, низкие темпы наносонакопления, вероятно, связаны с климатически обусловленным слабым эрозионным потенциалом осадков за исторический период. Эрозионная активность осадков определяется, прежде всего, частотой и продолжительностью интенсивных ливней, которые вносят преимущественный вклад в почвенные потери от дождевой эрозии. Для оценки вклада ливневых осадков (*R*-фактор) в эрозионном моделировании принято использовать данные о 30-минутной интенсивности дождей (Wischmeier, Smith, 1978). Ввиду ограниченности доступа к данным такой точности разрабатываются региональные зависимости *R*-фактора от количества осадков годовой или месячной дискретности, которые показывают в разной степени, но отчетливую связь увеличения *R*-фактора с ростом как годовых осадков, либо осадков определенного сезона (Renard, Freimund, 1994). При попытке палеоклиматической оценки *R*-фактора единственным доступным источником информации, по которой можно судить о тенденциях эрозионной активности, остаются суммы годовых осадков (в отдельных случаях по декадам), полученные по палинологическим и дендрохронологическим данным. Как показывает обобщенная реконструкция климатических условий Русской равнины (Слепцов, Клименко, 2005), с середины XVIII в. наблюдаются максимальные за последние 1.5 тыс. л. отрицательные отклонения годового количества осадков от современной нормы (в среднем на 22 мм). Это подтверждается также в локальном исследовании многолетней ритмики осадков по радиальному приросту древесных колец

за 293 года (Lisetskii, Pichura, 2020) в 29 км от Карповского вала. С середины XVIII по конец XIX в. в год в среднем выпадало 574 мм осадков, а на протяжении XX в. этот показатель вырос на 8%.

Оперирование годовыми суммами осадков не позволяет оценить частоту отдельных экстремальных эрозионных событий в историческом прошлом без регулярных метеонаблюдений. Если опираться на современные климатические тенденции, то на Европейской части России на фоне роста годовых температур наблюдается увеличение порогов максимальных осадков летнего периода в среднем на 7 мм/день за последние 50 лет (Золина, Булыгина, 2016). В частности, для Белгородской области также при тенденции к аридизации отмечается увеличение величины максимальных осадков весенне-летнего периода и частоты экстремальных ливней (Lebedeva et al., 2019).

Однако климатические условия за рассматриваемый в исследовании исторический период имеют совершенно другую специфику без признаков аридизации. Конец XVII в. приходится на Малый ледниковый период, который господствовал на Русской равнине примерно с XI в. н. э. и сопровождался значительным похолоданием климата. Снижение годового количества осадков в таких условиях дает основания предполагать меньшие величины *R*-фактора в сравнении с XX в. и, соответственно, низкие темпы седиментации. Несомненно, за 300 лет имели место экстремальные ливни, о чем, в частности, свидетельствует найденный в толще педоседиментов балки камень. Но делать выводы об их повторяемости и вкладе в эрозионный потенциал осадков затруднительно.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Оборонительная система Карповского вала XVII в. является уникальным объектом для изучения

ритмики эрозионно-аккумулятивных процессов. Возведение насыпи вала спровоцировало активизацию линейной эрозии и образование антропогенного оврага. Оба объекта взаимодополняют информацией для сравнительных оценок наносонакопления при разной морфологии водосборов и условий землепользования.

Средняя скорость аккумуляции педоседиментов во рву за 344 года составила 0.26 см/год, что соответствует среднегодовым темпам эрозии со склонов высокой почвозащитной эффективности 2.5 т/га. Оценки современных темпов наносонакопления, датированные по ^{137}Cs , показали, что на протяжении последних 70 лет наблюдается существенное изменение скоростей аккумуляции: с 1986 г. они снизились примерно вдвое. Та же тенденция характерна и для скоростей линейной эрозии. По картографическим и спутниковым данным установлено замедление линейного прироста оврага, скорость снизилась в 8 раз: от 0.8 м/год (1955–1982 гг.) до 0.1 м/год (1983–2023 гг.).

Доля тонких фракций почвенных частиц (<0.01 мм) как индикатор усиления водной эрозии сильно варьирует по толще наносов как во рву, так и в балке. Причем за последние 50 лет скорости наносонакопления и распределение доли тонких фракций в обоих объектах заметно схожи, несмотря на принципиальные различия в эрозионном потенциале по площади водосборов. Возможное объяснение тому — установившиеся с 70-х гг. XX в. тренд снижения слоя талого стока и рост вклада жидких осадков в годовые эрозионные потери.

Однако в целом со второй половины XX в. (20% от продолжительности существования вала) наблюдаются максимальные скорости аккумуляции за весь исторический период — за это время образовалась $1/3$ толщи педоседиментов, а скорость почти в 2 раза превысила среднемноголетнюю. Одновременно с этим наблюдается снижение скорости роста оврага и его переход в стадию балки, что объясняется достижением процессом оврагообразования динамического равновесия на фоне тенденции к редукции талого стока.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Барабанов А.Т., Петелько А.И. (2023) Факторы склонового весеннего стока на серых лесных почвах в Центральной лесостепи. *Вестник Московского университета. Серия 5. География*. Т. 78. № 4. С. 18–27. <https://doi.org/10.55959/MSU0579-9414.5.78.4.2>
- Гафуров А.М., Рысин И.И., Голосов В.Н. и др. (2018) Оценка современного роста вершин оврагов южного мега склона Восточно-Европейской равнины с применением набора инструментальных методов. *Вестник Московского университета. Серия 5. География*. № 5. С. 61–71.
- Голотвин А.Н., Бессуднов А.Н. (2023) Некоторые итоги археологического изучения Белгородской черты. *Археология Евразийских степей*. № 6. С. 63–93. <https://doi.org/10.24852/2587-6112.2023.6.63.93>
- Голотвин А.Н., Жигалов В.М., Сороковых Р.В. (2023) Земляной вал Карповского участка Белгородской черты у с. Большие Кульбаки. *Археологическое наследие*. № 6. С. 193–209.
- Гусаров А.В., Рысин И.И., Шарифуллин А.Г. и др. (2019) Оценка современного тренда эрозионно-аккумулятивных процессов в малом распаханном водосборе с использованием цезия-137 в качестве хрономаркера (юг Удмуртской Республики). *Геоморфология*. № 2. С. 37–56. <https://doi.org/10.31857/S0435-42812019237-56>
- Гусаров А.В., Шарифуллин А.Г. (2019) Современная эрозия и сток взвешенных наносов на степном юго-востоке Русской равнины (бассейн р. Самара). *Известия Российской академии наук. Серия географическая*. № 1. С. 37–51. <https://doi.org/10.31857/S2587-55662019137-51>
- Жигалов В.М., Бобов А.Г. (2016) О земляном вале Белгородской черты, построенном в 1646 году, от Северского Донца до Ворсклы. В сб.: *От Донца до Ворсклы: Сборник статей и материалов по истории Белгородской оборонительной черты*. Белгород: Константа. С. 3–17.
- Загоровский В.П. (1968) Белгородская черта. Воронеж: Изд-во Воронежск. ун-та. 148 с.
- Золина О.Г., Булыгина О.Н. (2016) Современная климатическая изменчивость характеристик экстремальных осадков в России. *Фундаментальная и прикладная климатология*. Т. 1. С. 84–103. <https://doi.org/10.21513/2410-8758-2016-1-84-103>
- Качинский Н.А. (1965) Физика почв. Ч. 1. М.: Высшая школа. 324 с.
- Кумани М.В., Шульгина Д.В., Киселев В.В. (2021) Многолетняя динамика основных элементов стока рек в пределах Центрального Черноземья. *Региональные геосистемы*. Т. 45. № 4. С. 617–631. <https://doi.org/10.52575/2712-7443-2021-45-4-617-631>
- Лисецкий Ф.Н., Полетаев А.О. (2020) Использование фортификационных сооружений для изучения динамики эрозионно-аккумулятивных процессов. В сб.: *Эрозионные и русловые процессы*. Вып. 7. М.: Географический факультет МГУ. С. 225–243.
- Литвин Л.Ф., Кирюхина З.П., Краснов С.Ф. и др. (2017) География динамики земледельческой эрозии почв на европейской территории России. *Почвоведение*. № 11. С. 1390–1400. <https://doi.org/10.7868/S0032180X17110089>
- Лукин С.В. (2016) Агроэкологическое состояние и продуктивность почв Белгородской области. Белгород: Константа. 344 с.
- Лукин С.В., Хижняк Р.М. (2012) Результаты радиоэкологического мониторинга агроэкосистем Белгородской

- области. *Научные ведомости Белгородского государственного университета. Серия: Естественные науки*. № 21 (140). С. 154–159.
- Павлюк Я.В., Саблина О.М., Смирнова С.Б. и др. (2022) Анализ закономерностей развития линейной эрозии в бассейнах рек на Юге Среднерусской возвышенности с использованием ГИС. *Siberian J. of Life Sci. and Agriculture*. Т. 14. № 3. С. 192–212.
<https://doi.org/10.12731/2658-6649-2022-14-3-192-212>
- План Генерального Межевания Белгородского уезда Курской губернии (1785). [1:42000], 1 верста в дюйме. [Электронный ресурс]. URL: http://www.etomesto.ru/map-belgorod_pgm-belgorodskogo-uezda/ (Дата обращения: 03.07.2025).
- РГАДА. Ф. 210. Оп. 12. Столбцы Белгородского стола. Д. 230. Л. 69–70.
- РГАДА. Ф. 210. Оп. 4. Десятни. Д. 261. Л. 29 об.
- Рысин И.И., Голосов В.Н., Григорьев И.И. и др. (2018) О причинах современного сокращения темпов роста оврагов в Удмуртии. *Геоморфология*. № 1. С. 75–87.
<https://doi.org/10.7868/S0435428118010078>
- Саблина О.М., Чендев Ю.Г. (2018) Опыт изучения овражной сети с использованием разновременных плановых съемок. *Научные ведомости Белгородского государственного университета. Серия: Естественные науки*. Т. 42. № 4. С. 507–515.
<https://doi.org/10.18413/2075-4671-2018-42-4-507-515>
- Сидорчук А.Ю. (2018) Намытые почвы и эмиссия углекислого газа в бассейне р. Дон. *Вестник Московского университета. Серия 5. География*. № 4. С. 21–28.
- Слепцов А.М., Клименко В.В. (2005) Обобщение палеоклиматических данных и реконструкция климата Восточной Европы за последние 2000 лет. *История и современность*. № 1. С. 118–135.
- Специализированные массивы для климатических исследований ВНИИГМИ-МЦД [Электронный ресурс]. URL: <http://aisori-m.meteo.ru/waisori/> (дата обращения: 27.01.2025).
- Хан К.Ю., Поздняков А.И., Сон Б.К. (2007) Строение и устойчивость почвенных агрегатов. *Почвоведение*. № 4. С. 450–456.
- Шарифуллин А.Г., Гусаров А.В., Голосов В.Н. (2018) Современный тренд эрозионно-аккумулятивных процессов в малом распаханном водосборе, Республика Татарстан. *Геоморфология*. № 3. С. 93–108.
<https://doi.org/10.7868/S0435428118030082>
- Шатохин И.Т. (1991) Типология оборонительных сооружений юго-западного фаса Белгородской черты. В сб.: *Археология славянского юго-востока*. Воронеж: Воронежский пединститут. С. 106–110.
- Cendrero A., Remondo J., Beylich A.A. et al. (2022) Denudation and geomorphic change in the Anthropocene; a global overview. *Earth-Sci. Rev.* Vol. 233. 104186.
<https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2022.104186>
- Golosov V.N., Dobrovolskaya N.G., Sidorchuk A. Yu. et al. (2021) Soil loss on the arable lands of the forest-steppe and steppe zones of European Russia and Siberia during the period of intensive agriculture. *Geoderma*. Vol. 381. 114678.
<https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2020.114678>
- Golosov V.N., Walling D.E., Konoplev A.V. et al. (2018a) Application of bomb- and Chernobyl-derived radiocaesium for reconstructing changes in erosion rates and sediment fluxes from croplands in areas of European Russia with different levels of Chernobyl fallout. *J. Environ. Radioact.* Vol. 186. P. 78–89.
<https://doi.org/10.1016/j.jenvrad.2017.06.022>
- Golosov, V., Yermolaev, O., Litvin, L. et al. (2018b) Influence of climate and land use changes on recent trends of soil erosion rates within the Russian Plain. *Land Degradation Development*. Vol. 29. No. 8. P. 2658–2667.
<https://doi.org/10.1002/ldr.3061>
- Henkner J., Ahlrichs J.J., Downey S. et al. (2017) Archaeopedology and chronostratigraphy of colluvial deposits as a proxy for regional land use history (Baar, southwest Germany). *Catena*. Vol. 155. P. 93–113.
<https://doi.org/10.1016/j.catena.2017.03.005>
- Lebedeva M.G., Lupo A.R., Chendev Yu.G. et al. (2019) Changes in the atmospheric circulation conditions and regional climatic characteristics in two remote regions since the mid-20th century. *Atmosphere*. Vol. 10. No. 1. Art. 11.
<https://doi.org/10.3390/atmos10010011>
- Lisetskii F.N., Buryak Z.A. (2023) Runoff of water and its quality under the combined impact of agricultural activities and urban development in a small river basin. *Water*. Vol. 15. 2443.
<https://doi.org/10.3390/w15132443>
- Lisetskii F.N., Pichura V.I. (2020) Catena linking of landscape-geochemical processes and reconstruction of pedosedimentogenesis: A case study of defensive constructions of the mid-17th century, South Russia. *Catena*. Vol. 187. 104300.
<https://doi.org/10.1016/j.catena.2019.104300>
- Olson K.R., Gennadiyev A.N., Zhidkin A.P. et al. (2013) Use of magnetic tracer and radio-caesium methods to determine past cropland soil erosion amounts and rates. *Catena*. Vol. 104. P. 103–110.
<https://doi.org/10.1016/j.catena.2012.10.015>
- Poreba G.J. (2006) Caesium-137 as a soil erosion tracer: a review. *Geochronometria*. Vol. 25. P. 37–46.
- Renard K.G., Freimund J.R. (1994) Using monthly precipitation data to estimate the R-factor in the revised USLE. *J. Hydrol.* Vol. 157. No. 1–4. P. 287–306.
[https://doi.org/10.1016/0022-1694\(94\)90110-4](https://doi.org/10.1016/0022-1694(94)90110-4)
- Sidorchuk A. Yu., Golosov V.N. (2003) Erosion and sedimentation on the Russian Plain, II: The history of erosion and sedimentation during the period of intensive agriculture. *Hydrol. Processes*. Vol. 17. No. 16. P. 3347–3358.
<https://doi.org/10.1002/hyp.1391>
- Tanasienko A.A., Yakutina O.P., Chumbaev A.S. (2011) Effect of snow amount on runoff, soil loss and suspended sediment during periods of snowmelt in southern West Siberia. *Catena*. Vol. 1. P. 45–51.
<https://doi.org/10.1016/j.catena.2011.05.004>

Wischmeier W.H., Smith D.D. (1978) Predicting rainfall erosion losses: A guide to conservation planning. The USDA Agricultural Handbook No. 537. Maryland. 58 p.
WMO Climate Normals [Electronic data]. Access way: URL: <https://www.ncei.noaa.gov/products/wmo-climate-normals> (access date: 27.01.2025).

REFERENCES

- Barabanov A.T., Petelko A.I. (2023) Factors of slope spring runoff on gray forest soils in the Central Forest-Steppe. *Vestnik Moskovskogo universiteta. Seriya 5. Geografiya*. Vol. 78. No. 4. P. 18–27 (in Russ).
<https://doi.org/10.55959/MSU0579-9414.5.78.4.2>
- Cendrero A., Remondo J., Beylich A.A. et al. (2022) Denudation and geomorphic change in the Anthropocene; a global overview. *Earth-Sci. Rev.* Vol. 233. 104186.
<https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2022.104186>
- Gafurov A.M., Rysin I.I., Golosov V.N. et al. (2018) Estimation of the recent rate of gully head retreat on the southern macroslope of the East European Plain using a set of instrumental methods. *Vestnik Moskovskogo universiteta, Seriya 5. Geografiya*. No. 5. P. 61–71 (in Russ).
- General Survey Plan of Belgorod Uyezd, Kursk Guberniya (1785) [1:42,000], 1 verst to an inch. [Electronic data]. Access way: http://www.etomesto.ru/map-belgorod_pgm-belgorodskogo-uezda/ (access date: 03.07.2025).
- Golosov V.N., Dobrovolskaya N.G., Sidorchuk A.Y. et al. (2021) Soil loss on the arable lands of the forest-steppe and steppe zones of European Russia and Siberia during the period of intensive agriculture. *Geoderma*. Vol. 381. 114678.
<https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2020.114678>
- Golosov V.N., Walling D.E., Konoplev A.V. et al. (2018a) Application of bomb- and Chernobyl-derived radiocaesium for reconstructing changes in erosion rates and sediment fluxes from croplands in areas of European Russia with different levels of Chernobyl fallout. *J. Environ. Radioact.* Vol. 186. P. 78–89.
<https://doi.org/10.1016/j.jenvrad.2017.06.022>
- Golosov V., Yermolaev O., Litvin L. et al. (2018b) Influence of climate and land use changes on recent trends of soil erosion rates within the Russian Plain. *Land Degradation Development*. Vol. 29. No. 8. P. 2658–2667.
<https://doi.org/10.1002/ldr.3061>
- Golotvin A.N., Bessudnov A.N. (2023) Some results of the archaeological study of the Belgorod defense Line. *Arkheologiya evrazijskikh stepei*. No. 6. P. 63–93 (in Russ).
<https://doi.org/10.24852/2587-6112.2023.6.63.93>
- Golotvin A.N., Zhigalov V.M., Sorokovych R.V. (2023) Earthen ramparts of the Karpovsky Site of the Belgorod Line near the village of Bolshie Kulbaki. *Arkheologicheskoe nasledie*. No. 6. P. 193–209 (in Russ).
- Gusarov A.V., Rysin I.I., Sharifullin A.G. et al. (2019) Assessment of contemporary erosion/sedimentation rates trend within a small cultivated catchment using the radiocaesium-137 as a chronomarker (a case study from the Udmurt republic, European Russia). *Geomorfologiya*. No. 2. P. 37–56 (in Russ).
<https://doi.org/10.31857/S0435-42812019237-56>
- Gusarov A.V., Sharifullin A.G. (2019) Erosion and suspended sediment yield within river basins in the steppe of the Southeastern part of the Russian Plain: A case study of the Samara River basin. *Izvestiya Rossiiskoi akademii nauk. Seriya geograficheskaya*. No. 1. P. 37–51 (in Russ).
<https://doi.org/10.31857/S2587-55662019137-51>
- Henkner J., Ahlrichs J.J., Downey S. et al. (2017) Archaeopedology and chronostratigraphy of colluvial deposits as a proxy for regional land use history (Baar, southwest Germany). *Catena*. Vol. 155. P. 93–113.
<https://doi.org/10.1016/j.catena.2017.03.005>
- Hydrometeorological Information [Electronic data]. Access way: <http://aisori-m.meteo.ru/waisori/> (Access date: 27.01.2025)
- Kachinskiy N.A. (1965) Fizika pochv. Ch. 1 (Soil Physics. Vol. 1). Moscow: Vysshaya shkola (Publ.). 324 p (in Russ).
- Khan K. Yu., Pozdnyakov A.I., Son B.K. (2007) Structure and stability of soil aggregates. *Eurasian Soil Sci.* Vol. 40. P. 409–414.
<https://doi.org/10.1134/S1064229307040060>
- Kumani M.V., Shulgina D.V., Kiselev V.V. (2021) Long-term dynamics of the main elements of river flow within the Central Chernozem Region. *Regional'nye geosistemy*. Vol. 45. No. 4. P. 617–631 (in Russ).
<https://doi.org/10.52575/2712-7443-2021-45-4-617-631>
- Lebedeva M.G., Lupo A.R., Chendev Y.G. et al. (2019) Changes in the atmospheric circulation conditions and regional climatic characteristics in two remote regions since the mid-20th century. *Atmosphere*. Vol. 10. No. 1. Art. 11.
<https://doi.org/10.3390/atmos10010011>
- Lisetskii F.N., Buryak Z.A. (2023) Runoff of water and its quality under the combined impact of agricultural activities and urban development in a small river basin. *Water*. Vol. 15. 2443.
<https://doi.org/10.3390/w15132443>
- Lisetskii F.N., Pichura V.I. (2020) Catena linking of landscape-geochemical processes and reconstruction of pedosedimentogenesis: A case study of defensive constructions of the mid-17th century, South Russia. *Catena*. Vol. 187. 104300.
<https://doi.org/10.1016/j.catena.2019.104300>
- Lisetskii F.N., Poletaev A.O. (2020) Use of fortification structures to study the dynamics of erosion-accumulative processes. In: *Eroziionnye i ruslovyie protsessy*. Vol. 7. Moscow: Geograficheskii fakul'tet MGU (Publ.). P. 225–243 (in Russ).
- Litvin L.F., Kiryukhina Z.P., Krasnov S.F. et al. (2017) Dynamics of agricultural soil erosion in European Russia. *Eurasian Soil Sci.* Vol. 50. No. 11. P. 1344–1353.
<https://doi.org/10.1134/S1064229317110084>
- Lukin S.V. (2016) Agroekologicheskoe sostoyanie i produktivnost' pochv Belgorodskoi oblasti (Agroecological condition and productivity of soils of the Belgorod Region). Belgorod: Konstanta (Publ.). 344 p (in Russ).
- Lukin S.V., Khizhnyak R.M. (2012) The results of radioecological monitoring of agroecosystems of Belgorod Region.

- Nauchnye vedomosti Belgorodskogo gosudarstvennogo universiteta. Seriya: Estestvennye nauki.* No. 21(140). P. 154–159 (in Russ).
- Olson K.R., Gennadiyev A.N., Zhidkin A.P. et al. (2013) Use of magnetic tracer and radio-cesium methods to determine past cropland soil erosion amounts and rates. *Catena*. Vol. 104. P. 103–110.
<https://doi.org/10.1016/j.catena.2012.10.015>
- Pavlyuk Y.V., Sablina O.M., Smirnova S.B. et al. (2022) Regularities analysis of the linear erosion development in river basins in the South of the Central Russian Hill with the use of GIS. *Siberian J. of Life Sci. and Agriculture*. Vol. 14. No. 3. P. 192–212 (in Russ).
<https://doi.org/10.12731/2658-6649-2022-14-3-192-212>
- Poreba G.J. (2006) Caesium-137 as a soil erosion tracer: a review. *Geochronometria*. Vol. 25. P. 37–46.
- Renard K.G., Freimund J.R. (1994) Using monthly precipitation data to estimate the *R*-factor in the revised USLE. *J. Hydrol.* Vol. 157. No. 1–4. P. 287–306.
[https://doi.org/10.1016/0022-1694\(94\)90110-4](https://doi.org/10.1016/0022-1694(94)90110-4)
- Russian State Archive of Ancient Acts. Collection 210. Inventory 12. Columns of the Belgorod table. File 230. P. 69–70 (in Russ).
- Russian State Archive of Ancient Acts. Collection 210. Inventory 4. Desyatni. File 261. P. 29 (in Russ).
- Rysin I.I., Golosov V.N., Grigoryev I.I. et al. (2018) On the causes in the contemporary decline in the gully head retreat rates in Udmurtia. *Geomorfologiya*. No. 1. P. 75–87 (in Russ).
<https://doi.org/10.7868/S0435428118010078>
- Sablina O.M., Chendev Yu.G. (2018) Ravine network research practice using multi-temporal plane surveying. *Nauchnye vedomosti Belgorodskogo gosudarstvennogo universiteta. Seriya: Estestvennye nauki*. Vol. 42. No. 4. P. 507–515 (in Russ).
<https://doi.org/10.18413/2075-4671-2018-42-4-507-515>
- Sharifullin A.G., Gusarov A.V., Golosov V.N. (2018) Assessment of contemporary erosion/sedimentation trend within a small cultivated catchment in the Republic of Tatarstan (European Russia). *Geomorfologiya*. No. 3. P. 93–108 (in Russ).
<https://doi.org/10.7868/S0435428118030082>
- Shatokhin I.T. (1991) Typology of fortifications of the South-western face of the Belgorod Line. In: *Arkheologiya slavyanskogo yugo-vostoka*. Voronezh: Voronezhskii pedinstitut (Publ.). P. 106–110 (in Russ).
- Sidorchuk A.Yu. (2018) Deposited soil matter and the carbon dioxide emission within the Don River basin. *Vestnik Moskovskogo universiteta. Seriya 5. Geografiya*. No. 4. P. 21–28 (in Russ).
- Sidorchuk A.Yu., Golosov V.N. (2003) Erosion and sedimentation on the Russian Plain, II: The history of erosion and sedimentation during the period of intensive agriculture. *Hydrol. Processes*. Vol. 17. No. 16. P. 3347–3358.
<https://doi.org/10.1002/hyp.1391>
- Sleptsov A.M., Klimenko V.V. (2005) Generalization of paleoclimatic data and reconstruction of the climate of Eastern Europe over the past 2000 years. *Istoriya i sovremennost'*. No. 1. P. 118–135 (in Russ).
- Spetsializirovannye massivy dlya klimaticheskikh issledovaniy VNIIGMI–MTSD (Specialized arrays for climate research. All-Russian Research Institute of Hydrometeorological Information). [Electronic data]. Access way: <http://aisori-m.meteo.ru/waisori/> (access date: 27.01.2025).
- Tanasienko A.A., Yakutina O.P., Chumbaev A.S. (2011) Effect of snow amount on runoff, soil loss and suspended sediment during periods of snowmelt in southern West Siberia. *Catena*. Vol. 1. P. 45–51.
<https://doi.org/10.1016/j.catena.2011.05.004>
- Wischmeier W.H., Smith D.D. (1978) Predicting rainfall erosion losses: A guide to conservation planning. The USDA Agricultural Handbook No. 537. Maryland. 58 p.
- WMO Climate Normals [Electronic data]. Access way: <https://www.ncei.noaa.gov/products/wmo-climate-normals> (access date: 27.01.2025).
- Zagorovskij V.P. (1968) Belgorodskaya cherta (The Belgorod Line). Voronezh: Voronezhskii universitet (Publ.). 148 p (in Russ).
- Zolina O.G., Bulygina O.N. (2016). Modern climate variability of extreme precipitation characteristics in Russia. *Fundamental'naya i prikladnaya klimatologiya*. Vol. 1. P. 84–103 (in Russ).
<https://doi.org/10.21513/2410-8758-2016-1-84-103>
- Zpigalov V.M., Bobov A.G. (2016) About the bulk rampart of the Belgorod Line, built in 1646, from the Seversky Donets to the Vorskla. In: *Ot Dontsa do Vorskly: Sbornik statei i materialov po istorii Belgorodskoi oboronitel'noi cherty*. Belgorod: Konstanta (Publ.). P. 3–17 (in Russ).