

12. Волков И.А. Ключевые геологические разрезы конца последнего (сарганского) позднеледникового в долине Оби близ Сургута // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 2. С. 235–236.
13. Казьмин С.П., Волков И.А. Динамика геологических процессов Северной Евразии в позднем дриасе и раннем голоцене // Вестн. ВГУ. Сер. геол. 2008. № 2. С. 202–204.
14. Волков И.А., Казьмин С.П. Луговая терраса рек – новейший тип геолого-геоморфологической основы ландшафтов // Квартер-2005. Сыктывкар: Изд. Ин-та геологии Коми НЦ УрО РАН, 2005. С. 73–75.

Сибирский региональный научно-исследовательский  
гидрометеорологический институт, Новосибирск

Поступила в редакцию  
07.12.2010

## THE ROLE OF TOPOGRAPHY AND QUATERNARY DEPOSITS IN THE LANDSCAPE FORMATION ON THE RIGHT BANK OF THE OB' WITHIN THE SURGUT DISTRICT

S.P. KAZ'MIN

Summary

Basing on the analysis of the relief structure and relief-forming deposits, five geologic-geomorphologic regions were distinguished within Surgut region. Each of these regions has certain peculiarities of structure, origin and age which are reflected in the structure of the corresponding landscape.

УДК 551.435.2(477.5)

© 2012 г. Ф.Н. ЛИСЕЦКИЙ, В.В. ПОЛОВИНКО

### ЭРОЗИОННЫЕ КАТЕНЫ НА ЗЕМЛЯНЫХ ФОРТИФИКАЦИОННЫХ СООРУЖЕНИЯХ<sup>1</sup>

#### Введение

Соотношение процессов эрозии и почвообразования закономерно отражается в позиционно-динамическом (каскадном) сопряжении почв по топографическому градиенту. В этой связи изучение последовательности почв в различных условиях рельефа и проявлений поверхностного стока, то есть катен, открывает перспективу оценки скорости не только совокупного действия водно-эрозионного и почвообразовательного процессов, но и каждого из них в отдельности. Катена представляет собой “узел”, где тесно взаимосвязаны геоморфологические и почвенные процессы и является их интегральным результатом. Модель катены служит наиболее значительным показателем интеграции геоморфологии и почвоведения при формировании педогеоморфологии [1].

Для оценки геоморфологического фактора перспективен интегральный метод, основанный на функциональном подходе, который реализуется через пять функций рельефа: информационную, ориентационную (экспозиционную), регулятивную, упорядочения и транспорта. Катенарный принцип используется при выборе соответствующих критериев для оценки функций рельефа [2].

---

<sup>1</sup> Работа выполнена по проекту «Проведение поисковых НИР по направлению “География и гидрология суши» (№ ГК П743) мероприятия 1.2.1 ФЦП “Научные и научно-педагогические кадры инновационной России на 2009–2013 гг.”.

Концепция катены позволяет осуществить связь понятий почва-профиль (как парагенетической совокупности горизонтов) и почва-покров. В почвоведении под катеной (катенарным комплексом) понимается последовательность почвенных разновидностей, сформировавшихся, как правило, на одних и тех же материнских породах, но при различиях высотного уровня, уклона земной поверхности и неодинаковых характеристиках стока воды [3]. Закономерная смена почв по склону объясняется изменениями фильтрации, бокового транспорта вещества и перемещением материала на и/или под поверхностью почвы. О недооцененной роли внутрипочвенного стока говорил А. Дж. Джеррард [1]. Однако в условиях умеренного климата ландшафты кальциевого класса [4] содержат соли угольной кислоты в почвах и подстилающих породах, с чем связана коагуляция минеральных и органических коллоидов на месте их образования, то есть формируется эффективный геохимический барьер.

Различное влияние на почву влаги, температуры, корней растений в горизонтальном и вертикальном направлениях определяет анизотропность почв [5]. Теоретически анизотропность присуща почвенному профилю хотя бы потому, что согласно закону Дарси фильтрация влаги в толще почвы при одинаковых условиях напора в горизонтальном направлении всегда ниже, чем в вертикальном [6].

В природной динамической системе “тектонические движения – почвообразование – процессы денудации и аккумуляции” процесс почвообразования, в частности воспроизводство гумусового профиля, выступает одним из стабилизирующих механизмов развития склоновых ландшафтов. Это подтверждается более высокой потенциальной скоростью формирования гумусового горизонта склоновых почв по сравнению с почвами, расположенными в автономных ландшафтно-геохимических позициях [7].

Катенарный подход позволяет отразить векторную структуру динамико-генетических систем склоновых ландшафтов с акцентом на тип функционирования, обусловленный процессом транспорта вещества литодинамическими и геохимическими потоками [8]. Но дифференциация почв в пределах катены определяется не только процессами рельефообразования, но и различиями микроклимата, водного режима, растительности.

Помимо отдельных характеристик морфометрии склонов важно учитывать и склоновые местоположения, в которых отражаются не только геоморфологические особенности позиционно-динамических структур, но и вся совокупность процессов ландшафтогенеза. Закономерности дифференциации склонов по позиционным и процессным особенностям были реализованы и в рамках биоэкологии путем распространения концепции катены на экотопы, и в ландшафтоведении путем деления склонов на четыре “ландшафтные микрозоны”: приводораздельную, прибовочную (верхнесклоновую), среднесклоновую и нижнесклоновую [9].

Тип катены, где эрозия в верхней части склона и аккумуляция наносов в нижней приводят к отклонению от однородного почвенного покрова, К. Оллиер назвал эрозивной катеной [10].

Трансект-катена, как системная единица в иерархических уровнях структурной почвенной организации, представляет собой трехмерное целостное, закономерно организованное тело, которое имеет таксономическую определенность, специфический состав и структуру, свои пространственные и временные свойства. В трансект-катене почвы увязаны в ландшафте со спецификой геоморфологического строения, геологической основы, гидрологического режима, гидрометеорологии, истории развития территории, с природной ритмикой и антропогенными воздействиями [11].

Понятие катены в последнее время существенно расширяется: к почвенно-гидрологическому, почвенно-картографическому, почвенно-генетико-географическому наполнению термина прибавилось в последние десятилетия и почвенно-эволюционное содержание [12]. Объекты исследования, в которых членами хронорядов выступают не отдельные почвы, а сочетания их разновидностей, приуроченных к разным формам рельефа, могут быть названы хронорядами педотопокатен, и они рассматриваются как пространственно-временные модели почвообразования [13].

Возможность установить абсолютный возраст почвенного покрова на искусственных геоморфологических поверхностях позволяет количественно оценить влияние местоположений и микроландшафтных условий на дифференциацию почв по шкале относительного возраста. Дело в том, что в каждой из катен заключены временные структуры (через характер позиционных соседств). Предпочтительность изучения гетерохронных педотопокатен, по сравнению с полновозрастными (голоценовыми) катенами, обусловлена возможностью более однозначной интерпретации взаимоотношенности почвенно-геоморфологических отношений, благодаря вычленению относительно однородных климатических этапов почвообразования и денудации. Это позволяет уйти от необходимости истолкования полигенетичности почв, особенно характерной для черноземного ряда.

Цель исследования – определение геоморфологической детерминированности процессов эрозии и почвообразования на склонах путем комплексного изучения почвенно-геоморфологических взаимоотношений в пределах педотопокатен фиксированного возраста.

Основной объект исследования – результат совместного действия процессов эрозии и почвообразования, который отражается в распределении по катенам почвенного покрова, сформированного в лесостепи за 2300 лет.

### Объекты, методы, условия исследования

Полевые исследования проводили в Полтавской (Котелевский р-н, с. Бельск) и Сумской областях Украины (рис. 1). Здесь расположен уникальный памятник скифской культуры – Бельское городище (VII–III в. до н.э.), которое по площади (4.5 тыс. га) считается самым большим в Восточной Европе. Руководитель скифо-славянской археологической экспедиции Харьковского университета Б.А. Шрамко считал, что Бельское городище является городом Гелоном (по Геродоту) [14]. Большое Бельское городище с оборонительными сооружениями общей длиной 33.83 км расположено на возвышенном плато правого берега реки Ворсклы. По его бокам находятся два дополнительных укрепления: Западное (возле современного с. Бельск), где земляной вал на некоторых участках достигает высоты 10 м, и Восточное, которое окружено валом высотой 8 м и рвом глубиной до 2 м. Оборонительные валы внешнего периметра Большого Бельского городища имеют общую длину около 26 км при высоте валов до 7.5–9 м и глубине рвов – 5.5 м. Селитебно-фортификационный комплекс был разрушен в период сарматского вторжения (III в. до н. э.).

Почвенно-генетические и геоморфологические исследования проводились в северной части Большого укрепления, на Западном и Восточном укреплениях фортификационной системы Бельского городища (табл. 1).

Таблица 1

#### Геоморфологические характеристики склоновых подсистем педотопокатен

Объект	Основная экспозиция	Длина склона, м	Средневзвешенный уклон, град. (%)
Северная часть Большого Бельского городища	Северо-западная	9.22	17.45 (30.46)
	Юго-восточная	19.23	13.76 (24.02)
Восточное укрепление	Северо-западная	5.75	6.58 (11.49)
	Юго-восточная	8.30	15.38 (26.85)
Западное укрепление	Северо-восточная	6.05	14.02 (24.47)
	Юго-западная	15.95	18.76 (32.73)

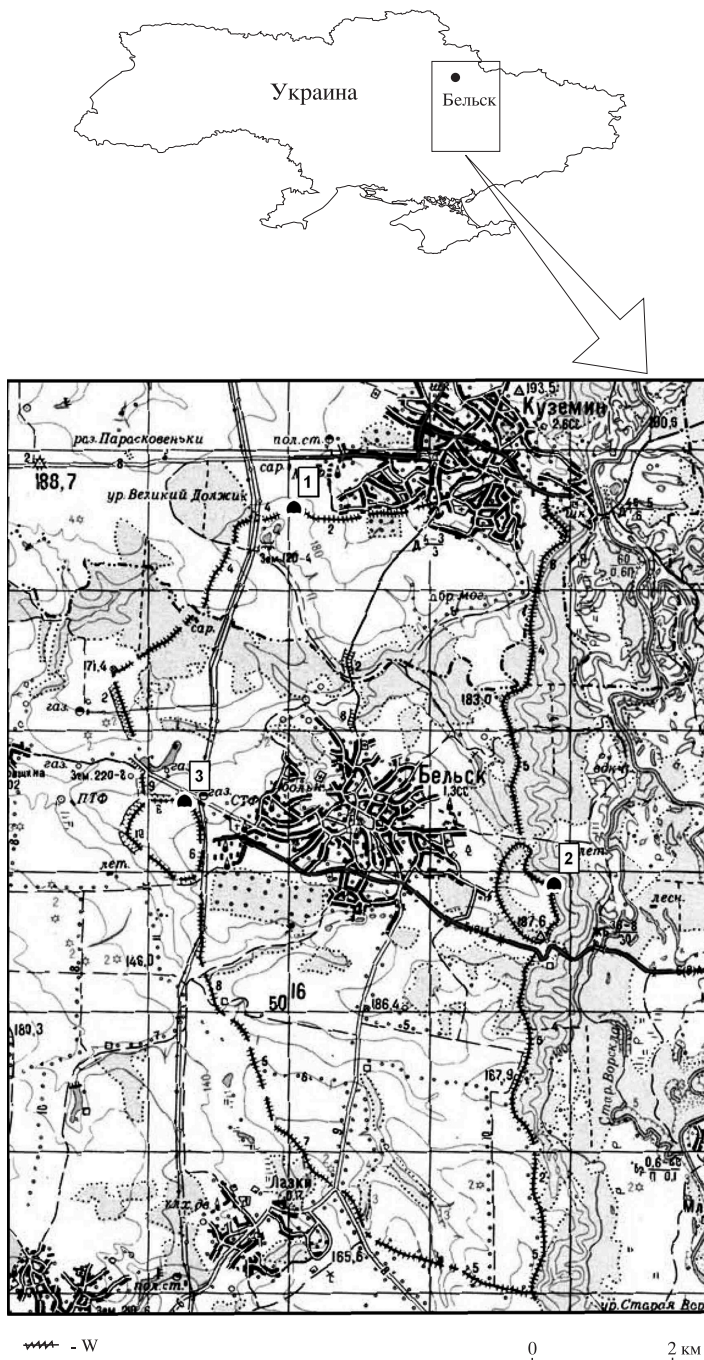


Рис. 1. Оборонительные валы Бельского городища скифского времени

Укрепления: 1 – Большое, 2 – Восточное, 3 – Западное; W – сохранившиеся земляные валы

Геоморфологический профиль (трансект) первой педотопокатены заложен с СВ на ЮЗ (магнитный азимут трансекты – 23°) через вал высотой около 5 м и ров северного обрамления Большого Бельского городища. Растительность – злаково-разнотравная, периодически осуществляют сенокосение.

Профиль на второй педотопокатене проходил по линии СЗ–ЮВ через вал и ров Восточного укрепления (азимут – 330°). В наши дни общая высота оборонительного сооружения от днища рва до вершины вала достигает 8.5 м при высоте вала до 5 м. Северный склон покрыт кустарниково-травянистой растительностью, а южная покатошь – лесом.

Третья педотопокатена изучена в пределах Западного укрепления (5.6 км к западу от Восточного). Оборонительные сооружения здесь выше – от 5 до 8 м. Почвенная катена заложена по линии СВ–ЮЗ (азимут – 27°) через вал и ров. Растительность – ковыльно-разнотравная.

Климат района исследований умеренно континентальный с прохладной зимой и теплым летом (январская температура составляет -7°С, июльская – +20.1°С; радиационный баланс – 1767 МДж/м<sup>2</sup>×год). В среднем за год выпадает 536 мм осадков, но межгодовое варьирование очень значительно: разница между наиболее и наименее увлажненными годами за весь период метеорологических наблюдений достигает 669 мм. Во внутригодовом распределении атмосферных осадков выделяется период с апреля по ноябрь, за время которого выпадает 63% годовой суммы, в том числе 31% осадков приходится на поздневесенний и раннеосенний периоды, когда ослабевает почвозащитная эффективность растительного покрова. Следует отметить, что часто прямой зависимости между суммой осадков и гидрометеорологическим фактором ливневой эрозии не наблюдается. Район исследования относится к зоне умеренной ливневой опасности. Максимальное суточное количество осадков составляет 33% от годовой нормы. Суммарная кинетическая энергия ливневых осадков за теплый период оценивается величинами 2.5–3.0 кДж/м<sup>2</sup>, в том числе энергия ливневых суточных осадков 10%-ной обеспеченности составляет 1.1 кДж/м<sup>2</sup> [15].

Нивелирование профилей осуществляли с помощью геодезических инструментов (рис. 2). Массив эмпирических данных включал мощность горизонтов почв в характерных микрizonaх склонов, с которым увязаны топографические условия водно-эрозийного процесса и условия, дифференцирующие потенциал почвообразовательного процесса. Предварительные результаты изучения почв Бельского городища были опубликованы ранее [16].

### Почвенно-эрозийные процессы на катенах

Оценку скорости денудации на разноэкспонированных склонах земляных валов более чем за 2000 лет сделать затруднительно, но по валам, возраст которых насчитывает несколько столетий, некоторые оценки возможны. Например, информативным может быть изучение земляного сооружения длиной почти 800 км, созданного в 1635–1658 гг. вдоль южной окраины Русского централизованного государства – “Белгородской засечной черты”. Историки считают, что в момент сооружения высота валов не превышала 3.2 м, а глубина сопутствующих рвов – не более 1.1 м [17]. Путем геоде-

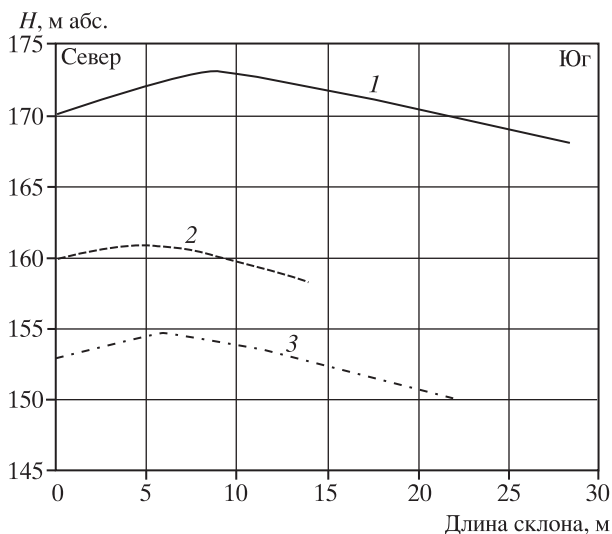


Рис. 2. Поперечный профиль катен Бельского городища  
Укрепления: 1 – Большое, 2 – Восточное, 3 – Западное

зической съемки валов одного из участков Белгородской черты (между бывшими крепостями Карповым и Болховцом) нами установлено, что относительная (над уровнем тальвега рва) высота вала составляет ныне (т. е. через 356 лет после его сооружения) 3 м, а глубина рва относительно внешней бровки – 0.92 м. Следовательно, среднюю скорость денудации вала можно оценить в 0.5 мм/год.

Хотя все участки изученных валов Бельского городища достоверно не подвергались распашке, но даже задернованные природной растительностью склоны земляных валов испытывали поверхностный смыв. Преимущественно этим объясняются различия морфологического строения почв в разных топографических условиях. На автоморфных позициях за 2300 лет формирования почвы под лесом суммарная мощность горизонтов A1 + A1A2 + A2B серой лесной почвы составила 37 см, а под степной растительностью (черноземная почва) мощность горизонтов A1 + A1B достигла 43 см. В привершинной (плакорной) части валов, где уже проявляются процессы денудации, средняя мощность гумусового горизонта почв ( $n=15$ ) становится меньше:  $H(A+AB) \pm t_{0.5s_x} = 28.4 \pm 1.0$  (27÷29) см. Разнообразием геоморфологических условий почвообразования в пределах катен (рис. 2) обусловлен широкий диапазон варьирования мощности гумусовых горизонтов почв по длине разноэкспонированных склонов: от 15 до 120 см.

Балансовое уравнение, функционалом которого является формирование мощности почвы (H), может быть составлено из пяти основных групп процессов, определяющих прирост H и четырех процессов, связанных с удалением почвы [18]. Вдоль склонов при различиях в наблюдаемой мощности гумусового профиля в целом они характеризуют превышение процессов почвообразования над процессами естественной (нормальной) денудации почвенного профиля. При сбалансированности процессов эрозии и почвообразования (условия высокой почвозащитной эффективности растительности – целина, пастбища, коренные леса, многолетние травы) на коротких склонах (16–28 м) и диапазоне уклонов от 1.2–35.5° усредненное значение нормальной (геологической) эрозии (по 307 годо-опытам) составляет 0.5 т/га×год – по [19]. При этом отмечено, что зависимость эрозии в этих условиях от длины, крутизны склонов и величины поверхностного стока неочевидна.

Модель, отражающую формирование почвенных профилей в пределах катены, предложено Д. Джонсоном [20] формализовать через основные группы процессов:

$$H = (D + U) - R, \quad (1)$$

где H – мощность почвы как функция процесса погружения нижней границы почвенного профиля, прежде всего в процессе выветривания (D) “надстройки” почвы, включая седиментацию и аккумуляцию органического вещества (U) и сноса (удаления твердого материала), а также эрозию, выщелачивание и минерализацию (R).

Начиная с работ В.В. Докучаева утвердился подход, согласно которому морфологическое строение склоновых почв в достаточной мере может быть объяснено интенсивностью водно-эрозионного процесса, зависящей прежде всего от геоморфологических условий. Это нашло отражение в методиках диагностики и классификации эродированных почв. Положенное в основу этих методик допущение, что склоновые почвы разных экспозиций до начала земледельческого освоения имели параметры морфологического строения, аналогичные почвам водораздельных пространств, не во всех случаях находит подтверждение. Уже в ранних работах почвоведов и эрозиоведов [21, 22 и др.] было отмечено, что помимо зависимости от рельефа (уклона, длины склона, его формы) склоново-эрозионные процессы создают на разноэкспонированных склонах и в различных местоположениях своеобразные условия среды для развития растений, что влияет на специфику процессов гумусонакопления.

Представление о природных особенностях морфологического строения и гумусированности склоновых почв дают материалы первых почвенных обследований. Так, П.А. Костычев указывал, что первоначальные различия в гумусированности склоно-

вых почв обусловлены не эрозией, а дифференциацией воздействия факторов почвообразования: по его данным, черноземы лесостепи имели до 8.5% гумуса на водоразделах, на северных склонах – 6.4, на западных и восточных – до 8.2 и лишь на южных склонах – до 5.7% [21]. В начальный период аграрного освоения, когда только началось ускоренное развитие эрозионных процессов, гумусированность почв на плакорках и склонах отличалась лишь на 11–12 относительных % [23].

На разноэкспонированных катенах Большого укрепления Бельского городища содержание гумуса в верхнем аккумулятивном горизонте почвы составило на микросклоне северной экспозиции 4.47% (3.78÷5.82), а на микросклоне южной экспозиции 3.11% (2.27÷4.69).

Для оценки агрегированности почв разработана методика, позволяющая с помощью микроскопа в отраженном свете устанавливать содержание обломков пород и минералов – элементарных почвенных частиц (ЭПЧ), а также микроагрегатов [24]. По этим данным можно рассчитать коэффициент микроагрегированности ( $K_a$ , %):  $K_a = 100(a-v)/a$ , где  $a$  – содержание частиц и агрегатов диаметром ( $d$ , мм):  $0.25 > d > 0.05$ ;  $v$  – содержание ЭПЧ тех же размеров.

При содержании гумуса в слое почвы 0–20 см ( $G$ ) в широком диапазоне (от 1 до 6%) величина  $K_a$  меняется от 10 до 100% и определяется по формуле:

$$K_a = 16.5 \cdot G_{0-20} - 5.8; \quad r = 0.89 \pm 0.19. \quad (2)$$

При высокой степени самоурегулированности природной динамической системы: “тектонические движения – почвообразование – процессы денудации и аккумуляции” [25] главным регулятором системы выступает почвенно-растительный покров, который обладает определенными противозрозийными свойствами, контролирующими интенсивность естественной денудации.

В качестве критерия противозрозийной стойкости почв, которую оценивали методом искусственного дождвания, использован расход наносов в граммах за секунду с 1 м ширины склона в условиях квазиустановившегося режима ( $R_0$ ). Этот показатель имеет надежную связь с коэффициентом микроагрегированности:

$$R_0 = 0.47 / \sqrt[4]{K_a}; \quad r = 0.89 \pm 0.19. \quad (3)$$

Оценить агрегирующую эффективность гумуса в слое почвы 0–20 см можно по отношению  $K_a/G$ , показывающему, какую степень агрегированности (в %) обеспечивает 1% гумуса данной почвы [26]. Примечательно, что целинные и новообразованные (разновозрастные) почвы имеют одинаковую величину  $K_a/G = 9$ .

Опираясь на особенности распределения по профилю эрозионной катены таких показателей, как содержание гумуса (для слоя почвы 0–20 см), расчетные величины  $K_a$  и расхода наносов ( $R_0$ ), обнаружены микроразличия почв на склонах контрастных экспозиций. Отмечено более резкое снижение гумусированности и микроагрегированности верхнего (смываемого) слоя почвы в пределах эрозионно опасной части педопокатены южной экспозиции, по сравнению с северной: на удалении 7–8 м от вершины содержание гумуса уменьшается на 1.2 абсолютных процента, тогда как на северном склоне только на 0.3%, а величина  $K_a$  уменьшается в 1.6 раз против 1.1. В результате, специфические почвенные свойства на южном склоне способствуют более интенсивному поверхностному смыву (на 10%), чем на северном склоне, даже при сплошном покрытии травянистой растительностью.

### Оценка процессов эрозии-почвообразования с помощью рельефных функций

На основе катенарного подхода разработана классификация ландшафтных территориальных единиц для склоновых агроландшафтов [27] по градиентам длины и крутизны склонов, но без их комплексирования в виде рельефной функции. Ранее показано, что сохранность характеристических особенностей склона зависит от соотношения

процессов, обеспечивающих снижение поверхности пропорциональное уклону или кривизне – т. е., в сущности, пропорциональное первой или второй производной профиля склона [28].

Для количественной оценки среднего модуля смыва почвы, как для всей длины склона, так и некоторой его части, в качестве геоморфологического фактора, отражающего влияние на смыв почвы уклона и длины склона, чаще всего используют следующее выражение:

$$F(L, S) = f_1(L) \cdot f_2(S) \approx f(L^p S^n), \quad (4)$$

где  $F(L, S)$  – фактор рельефа;  $f_1(L)$  – фактор длины склона, представляющий собой обычно степенную функцию расстояния от водораздела ( $L$ );  $f_2(S)$  – фактор уклона, как правило, в виде степенной функции крутизны склона ( $S$ ); численные значения показателей степени  $p$  и  $n$ , равные в первом приближении 0.5 и 1.45, соответственно.

Универсальное уравнение эрозионных потерь почвы (USLE), или уравнение Уишмейера-Смита, выведено в США в качестве метода расчета среднегодовых потерь почвы на основе обобщения результатов наблюдений на стандартных стоковых площадках длиной 22.13 м и с уклоном 9%, проведенных более чем на 8000 участках в 21 штате [29].

В первой редакции USLE для описания влияния крутизны склона использовали тангенс, а для показателя степени при длине склона – постоянную величину, равную 0.5. Позже тангенс угла наклона поверхности заменили на синус, т.к. было установлено, что с помощью этой функции удастся более точно отразить влияние уклона на склонах крутизной более 3° [30]. При адаптации модели USLE для условий СССР был предложен топографический фактор [31].

Американские исследователи отмечали, что эрозионные потери почвы гораздо более чувствительны к изменению крутизны склонов, чем к изменению длины, поэтому усовершенствованная модель USLE – RUSLE была направлена на наиболее точную оценку фактора крутизны склонов [32]. Описанные ранее и некоторые новые аналитические выражения рельефной функции представлены в табл. 2.

Значительные уклоны микросклонов изученных нами катен (6.6–18.7°) можно рассматривать как условие, которое способствует эффективной проверке предложенных рельефных функций (1–7) (табл. 2) для выбора из них наиболее адекватных. Исследования на реальных склонах [37] показали, что при их крутизне менее 3° даже при благоприятных гидрологических условиях наносообразования модуль смыва увеличивается по длине склона лишь в верхней его части, а на крутых склонах он нарастает на большей части, либо на всем склоне.

При графическом анализе зависимости  $F(LS)$  от уклона при стандартной длине склона (22.1 м), установлено, что роль параметра крутизны склона в предложенных формулах (табл. 2), по сравнению с другими решениями, занижает формула 3 [31], а несколько завышает при крутизне до 5° формула 5 [34]. Для геоморфологических условий, когда значения  $F(LS)$  превышают 1.3–1.6, остальные формулы показывают близкие результаты.

Для анализа более расширенного диапазона значений  $F(LS)$  рассмотрим поведение функций из табл. 2 для условий длинных склонов. В качестве примера взята средняя длина склона для Белгородской области. Используя зависимость между длиной склона и густотой расчленения рельефа, по карте густоты расчленения Белгородчины в приложении ArcMap рабочей среды ArcGIS было найдено среднее значения длины склонов – 355 м. При длине склона, характерной для реальных склонов в агроландшафтах, формула 7 [36] завышает значения рельефной функции, а формула 5 несколько занижает. Близкие результаты в диапазоне  $F(LS)$  от 5 до 35 дают формулы 1–3, 4 и 6.

Для верификации разных рельефных функций (табл. 2) не только в отношении оценки эрозии, для чего они были разработаны, но и применительно к анализу совместного проявления процессов эрозии и почвообразования, мы исследовали связь между



**Аналитические выражения рельефной функции, связывающие длину ( $L$ ) и крутизну ( $S$ ) склона**

№ формулы	Аналитическая запись рельефной функции	Автор, источник
1	$LS = (0.065 + 4.56 \cdot \sin S + 65.41 \cdot \sin^2 S) \cdot \left(\frac{L}{22.1}\right)^p, \quad p = 0.5$	Wischmeier, Smith [30]
2	$LS = \frac{\sqrt{L}}{100} \cdot (1.38 + 0.965 \cdot S + 0.138 \cdot S^2)$	Morgan [33]
3	$LS = L^{0.5} \cdot (0.0011 \cdot S^2 + 0.0078 \cdot S + 0.0111)$	ГОСТ 17.4.4.03-86 [31]
4	$LS = 10.8 \cdot \sin S + 0.03 \cdot \left(\frac{L}{22.1}\right)^{\frac{\sin S}{\sin S + 0.269 \cdot (\sin S)^{0.8} + 0.05}}$ при $S < 9\%$ ,	McCool et al. [32]
	$LS = 16.8 \cdot \sin S - 0.50 \cdot \left(\frac{L}{22.1}\right)^{\frac{\sin S}{\sin S + 0.269 \cdot (\sin S)^{0.8} + 0.05}}$ при $S \geq 9\%$	
5	$LS = 10.8 \cdot \sin S + 0.03 \cdot \left(\frac{L}{22.1}\right)^m$ при $S < 9\%$ ,	Renard et al. [34]
	$LS = 16.8 \cdot \sin S - 0.50 \cdot \left(\frac{L}{22.1}\right)^m$ при $S \geq 9\%$ ,	
6	$m = \frac{\beta}{1 + \beta}, \quad \beta = \frac{\sin S}{\sin(0.09) \cdot (3.0 \cdot (\sin S)^{0.8} + 0.56)}$	Stone, Hilborn [35]
	$LS = (0.065 + 0.04 \cdot 5.6 \cdot S + 0.0065 \cdot 4.1 \cdot S^2) \cdot \left(\frac{L}{22.1}\right)^n, \quad n = 0.2 - 0.5$	
7	$LS = \left(\frac{L}{22.13}\right) \cdot \left(\frac{0.43 + 0.30 \cdot S + 0.043 \cdot S^2}{6.613}\right)$ при $S \leq 9\%$ ,	Xiaoqing [36]
	$LS = \left(\frac{L}{22.13}\right) \cdot \left(\frac{S}{9}\right)^{1.3}$ при $S > 9\%$	

$F(LS)$  и расчетной скоростью эрозионных потерь, которую оценивали по уменьшению мощности гумусового горизонта ( $\Delta H_{er}$ ) за время  $t$ :

$$\Delta H_{er} = \frac{1}{t} \left( \frac{K_R}{K_m} \cdot H_{r-lim} - H_{ti} \right), \quad (5)$$

где  $K_R$  – коэффициент инсоляции земной поверхности;  $K_m$  – коэффициент относительного увлажнения;  $H_{r-lim}$  – мощность почвы, сформированная за время  $t$  в автоморфной позиции;  $H_{ti}$  – фактическая мощность гумусового горизонта почвы в микрозоне  $i$  катены.

Распределение гумусового горизонта почв, а также дифференциация их физико-химических свойств по градиенту склона зависят не только от различий в величине поверхностного смыва почвы, но и от микрозональных, прежде всего, микроклиматических особенностей почв, сформированных на склонах. При изучении зависимости почвенных свойств от геоморфологических условий установлено [38], что не во всех случаях крутизна склона была определяющим фактором, объясняющим изменение

свойств почв по всему профилю склона. Более значительным фактором оказалось положение почв на склоне – соотношение почв с микроместообитаниями (microhabitats).

Специфика почвообразования в пределах отдельных микрозон склона может быть диагностирована с помощью отношения условий тепло- и влагообеспеченности, что на топологическом уровне ландшафтной дифференциации можно выразить через предположенные в работе [39] коэффициенты инсоляции и относительного увлажнения.

Коэффициент инсоляции земной поверхности ( $K_R$ ) характеризует поступление прямой солнечной радиации на конкретную поверхность склона по сравнению с количеством радиации, которая приходит на горизонтальную поверхность:

$$K_R = 1.0062 + (-0.016 \cdot S + 0.00011 \cdot S^2) \times \left( \sin \left( \frac{3.14}{180} \cdot E + 1.66 \right) \right) - 0.0022 \cdot S - 0.00005 \cdot S^2, \quad (6)$$

где  $S$  – крутизна склона, град.,  $E$  – экспозиция склона, град.

Относительный коэффициент увлажнения позволяет оценить влагообеспеченность почв, зависящую от положения в рельефе. В первом приближении приход влаги с атмосферными осадками можно оценить через уклон склона, который обуславливает скорость стекания и, видимо, время нахождения воды на поверхности почвы, а также гранулометрический состав почвы, влияющий на скорость инфильтрации воды. Для параметризации атмосферного увлажнения почвы использовали корректирующий коэффициент, характеризующий нахождение влаги в почвенном теле в зависимости от морфологии рельефа по сравнению с горизонтальной поверхностью. Его рассчитывают [39] по формуле:

$$K_m = e^{-0.0378 \cdot S}, \quad (7)$$

где  $K_m$  – коэффициент относительного увлажнения;  $S$  – уклон склона, град.

Важно отметить, что монотонные функции рельефа, представленные в табл. 2, работают только на верхних монотонно-выпуклых и, возможно, верхних прямых частях склонов. На склонах других форм, особенно вогнутых, а тем более, при переменных уклонах, они неприменимы, т.к. могут давать удовлетворительные результаты только на ограниченных отрезках [37]. Поэтому при обработке эмпирических данных по педотопокатенам нами использована их эрозионная подсистема, для которой значения  $F(LS)$  по формуле (1) табл. 2 составляют от 0 до 6. Максимальное значение  $F(LS)$  соответствует, например, морфометрическим параметрам катены, имеющей длину 19 м и средневзвешенный уклон  $16^\circ$ .

Диапазону расчетных значений  $\Delta H_{er}$  соответствуют величины среднегодовых эрозионных потерь почвы, которые в пределах катен изменяются от 0.18 до 3.60 т/га.

При оценке тесноты связи между параметрами  $\Delta H_{er}$  и  $F(LS)$  установлена менее надежная связь у формулы 7 ( $\eta = 0.89$ ), остальные зависимости показали близкие значения ( $\eta = 0.91-0.92$ ). Графический анализ зависимостей, полученных путем аппроксимации эмпирических данных полиномом 3 степени (рис. 3), показал, что

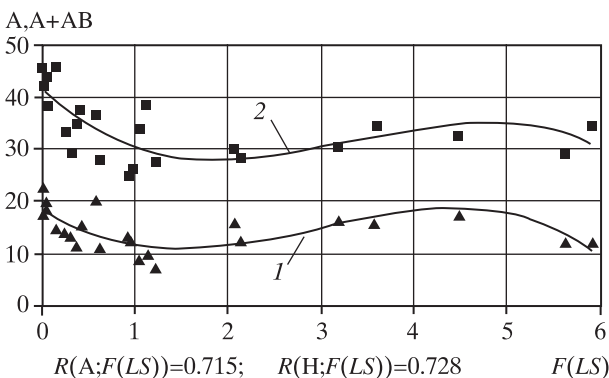


Рис. 3. Зависимость мощности горизонтов А и Н (А+АВ) от рельефной функции типа [30]

Горизонты: 1 – А, 2 – А+АВ (Н)

результаты совместного проявления процессов эрозии и почвообразования на склонах наиболее адекватно могут быть описаны с помощью рельефных функций вида 1, 2 и 6 (табл. 2). Однако следует отметить ограниченность применения всех рельефных функций табл. 2 для описания геоморфологических условий для склонов, сложных по форме продольного профиля и/или значительных по длине, где обычно проявляются эрозионно-аккумулятивные процессы во всем их многообразии.

В зависимости от геоморфологических условий мощности гор. А и гумусового горизонта меняются согласованно (рис. 4).

Связь морфологического строения почв с топографическими условиями на разновозрастных катенах разных регионов рассматривалась ранее [7]. В качестве показателя зрелости морфологического строения почв было предложено использовать соотношение мощности гор. А1В к А1: оно увеличивается с возрастом почвы по мере снижения скоростей формирования гумусово-аккумулятивного горизонта и общего увеличения мощности гумусового горизонта [7]. В то же время попытки установить связь общей мощности профиля полноценовых лесных почв штата Арканзас (США) с отношением мощности гор. А1В/А1 (в авторских символах В/А) были нерезультативными: коэффициент детерминации составил лишь 0.21 [40].

По сравнению с гор. А, формирование которого преимущественно связано с процессом гумусонакопления, гор. А1В развивается более медленно, так как процессы физико-химической ассимиляции материнской породы и вертикального перераспределения органического вещества определяются большим характерным временем. Учитывая более длительное характерное время (ХВ) формирования гор. А1В – в 1.5 раза, по сравнению с ХВ формирования гор. А1 [41], отношение А1/А1В должно иметь тенденцию к расширению на начальных этапах почвообразования к сужению на этапе стабилизации развития почв. Сбалансированное протекание процессов аккумуляции гумуса и его перераспределения по профилю будет выражаться приближением отношения А1/А1В к 1. Отношение (А1/А1В) применимо к анализу эрозионной трансформации склоновых почв, т.к. опирается на параметр, который медленнее изменяется во времени и в результате действия эрозии. Тенденция к уменьшению отношения А1/А1В по мере увеличения значений  $F(LS)$  отмечается для всех изученных катен, но проявляется по-разному. На катене 3 (рис. 2) отношение А1/А1В меняется в зависимости от  $F(LS)$  в узком диапазоне – 0.60–0.80, на катене 1 – 0.83–1.20 и только на более короткой катене 2 оно резко снижается от 1 до 0.33, но при узком диапазоне изменения величин  $F$  – до 1.0.

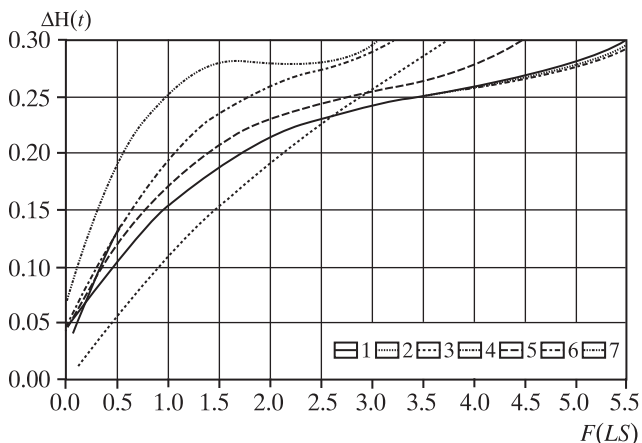


Рис. 4. Зависимость скорости уменьшения мощности гумусового горизонта ( $\Delta H_{er}$ , мм/год) от значений рельефных функций разных типов (цифры 1–7 соответствуют функциям, рассчитанным по формулам табл. 2)

## Заключение

Антропогенные земляные сооружения (фортификационные валы) предоставляют возможность изучения почвенно-геоморфологических взаимоотношений на склонах при фиксированном абсолютном возрасте педотопокатен. Из-за большой крутизны

склонов на земляных валах модуль смыва нарастает в пределах всей их длины, что способствует более эффективной верификации рельефных функций, используемых в математических моделях водно-эрозионного процесса. Три типа рельефных функций перспективны для использования при оценке результатов совместного проявления на склонах процессов эрозии и почвообразования [30, 33, 35]. Для анализа эрозионной трансформации склоновых почв применимо отношение генетических горизонтов почв A1/A1B. В частности, по мере увеличения значения рельефной функции отношение A1/A1B уменьшается. Представляется важным в расчетах интенсивности эрозии учитывать специфику почвообразования в микроразонах катен. Она может быть диагностирована с помощью отношения условий теплообеспеченности и влагообеспеченности, что на топологическом уровне ландшафтной дифференциации можно выразить через коэффициенты инсоляции и относительного увлажнения. Установление эрозионных потерь почвы по остаточной мощности гумусового горизонта, распределенной по длине склона катены, с учетом микроразональных особенностей почвообразования в достаточно полной мере определяется морфометрическими характеристиками склонов (длиной и крутизной) в пределах эрозионной подсистемы. Концепция катены, использованная для оценки результатов совместного проявления склоновых процессов эрозии и почвообразования, обладает значительным потенциалом для интеграции геоморфологии и почвоведения<sup>2</sup>.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Gerrard A.J.* Soils and landforms: an integration of geomorphology and pedology. London: George Allen & Unwin, 1981. 219 p.
2. *Wolfert H.P.* Use of the catena principle in geomorphological impact assessment: a functional approach // *Zeitschrift für Geomorphologie*. 1995. V. 39. P. 417–431.
3. *Milne G.* Some suggested units of classification and mapping, particularly for East African soils // *Soil Research*. 1935. V. 4. № 3. P. 183–189.
4. *Перельман А.И., Касимов Н.С.* Геохимия ландшафта. М.: Астрель-2000, 1999. 768 с.
5. *Jenny H.* Factors of soil formation: A system of quantitative pedology. N.Y.: McGraw Hill Book Company 1941. 281 p.
6. Неоднородность почв и точное земледелие. Ч. 2. Результаты исследований / В.В. Медведев. Харьков: КР “Городская типография”, 2009. 260 с.
7. *Луицкий Ф.Н.* Почвенные катены в археологических ландшафтах // *Почвоведение*. 1999. № 10. С. 1213–1223.
8. *Бевз В.Н.* Некоторые теоретические аспекты изучения склоновых ландшафтов // *Вестн. ВГУ. Сер. География. Геоэкология*. 2004. № 1. С. 75–78.
9. *Мильков Ф.Н.* Основные географические закономерности склоновой микроразональности ландшафтов // *Склоновая микроразональность ландшафтов*. Воронеж: Изд-во ВГУ, 1974. С. 5–11.
10. *Ollier C.D.* Catenas in different climates // *Geomorphology and Climate*. London: Wiley, 1976. P. 137–169.
11. *Гаджиев И.М., Устинов М.Т.* Компьютерное моделирование структурно-функциональной организации и динамики почвенных экосистем методом трансект-катены // *Первое межд. раб. совещ. “Биоразнообразие и динамика экосистем Северной Евразии: информационные технологии и моделирование” (WITA-2001)*. Новосибирск: 2001. [http://psb.sbras.ru/ws/show\\_abstract.dhtml?ru+27+2185](http://psb.sbras.ru/ws/show_abstract.dhtml?ru+27+2185).
12. *Каравеева Н.А., Тимофеев Д.А.* Интеграция почвоведения и геоморфологии // *Изв. АН СССР. Сер. геогр.* 1985. № 6. С. 135–138.
13. *Геннадиев А.Н.* Почвы и время: модели развития. М.: Изд-во МГУ, 1990. 229 с.
14. *Шрамко Б.А.* Бельское городище скифской эпохи (город Гелон). Киев: Наук. Думка, 1987. 182 с.
15. *Справочник по почвозащитному земледелию*. Киев: Урожай, 1990. С. 20–38.

---

<sup>2</sup> Авторы выражают признательность И.Б. Шрамко (г. Харьков) за помощь в организации экспедиционных работ, а также П.В. Голусову и О.А. Чепелеву за совместные полевые исследования и обсуждение результатов.

16. Лисецкий Ф.Н., Голусов П.В., Ченелев О.А. Результаты почвообразования на антропогенных насыпях (по результатам изучения территории Бельского городища) // Науковий вісник Чернівецького університету. Біологія. 2005. Вип. 251. С. 168–174.
17. Шатохин И.Т. Белгородская черта // Очерки краеведения Белгородчины. Белгород: Изд-во БелГУ, 2000. С. 46–55.
18. Phillips J.D. The convenient fiction of steady-state soil thickness // Geoderma. 2010. V. 156. Issues 3–4. P. 389–398.
19. Smith R.M., Stamey W.L. Determining the range of tolerance erosion // Soil Science. 1965. V. 100. № 6. P. 414–424.
20. Johnson D.L. Soil thickness processes // Catena Supplements. 1985. V. 6. P. 29–40.
21. Костычев П.А. Почвы черноземной области России. М.: Гос. изд-во сельскохозяйствит, 1949. 239 с.
22. Корнев Я.В. Эрозия почвы как фактор урожайности // Эрозия почв. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1937. С. 187–246.
23. Материалы по исследованию почв и грунтов Подольской губернии. Одесса: 1916. Т. 1. 268 с.
24. Bulygin S.Yu., Lisetskii F.N. Soil microaggregation as an index of erosion resistance // Eurasian Soil Science. 1992. V. 24. № 3. P. 59–65.
25. Герасимов И.П. Современные рельефообразующие экзогенные процессы. Уровень научного познания, новые задачи и методы исследования // Современные экзогенные процессы рельефообразования. М.: Наука, 1970. С. 7–14.
26. Бульгин С.Ю., Лисецкий Ф.Н. Формирование агрегатного состава почв и оценка его изменения // Почвоведение. 1996. № 6. С. 783–788.
27. Рулев А.С., Рулева О.В. Логистический анализ агроландшафтных катен // Изв. Нижневолжского агроуниверситетского комплекса. 2009. № 4(16). С. 26–31.
28. Бронгулеев В.Вад. Некоторые особенности развития ступенчатых склонов: результаты кинематического моделирования // Геоморфология. 2009. № 2. С. 3–11.
29. Митчел Дж.К., Бубензер Г.Д. Расчеты потерь почвы // Эрозия почв. М.: Колос, 1984. С. 34–95.
30. Wischmeier W.H., Smith D.D. Predicting rainfall erosion losses // Agricultural handbook. Washington: 1978. № 537. 65 p.
31. ГОСТ 17.4.4.03–86. Охрана природы. Почвы. Метод определения потенциальной опасности эрозии под воздействием дождей. Введ. 1987–07–01. М.: Изд-во стандартов, 1987. 7 с.
32. McCool D.K. The Revised Universal Soil Loss Equation. D.K. McCool., K.G. Renard, G.R. Foster // Proceedings of an International Workshop on Soil Erosion. The Center for Technology Transfer and Pollution Prevention, Purdue University. West Lafayette, IN., USA, 1994. P. 45–59.
33. Morgan, R.P.C. Soil Erosion. London and New York: Longman, 1979. 113 p.
34. Renard K.G., Foster G.R., Weesies G.A et. al. Predicting soil erosion by water: a guide to conservation planning with Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE). U.S. Department of Agriculture, Handbook № 703. 1997. 404 p.
35. Stone R.P., Hilborn D. Universal soil loss equation (USLE) // Factsheet agricultural engineering (Ministry of Agriculture, Food and Rural Affairs), may, 2000. <http://www.omafra.gov.on.ca/english/engineer/facts/00-001.pdf>.
36. Xiaoqing Y. Manual on sediment management and measurement. WMO, Operational Hydrology Report 2003. № 47. 158 p.
37. Светличный А.А. Принципы совершенствования эмпирических моделей смыва почвы // Почвоведение. 1999. № 8. С. 1015–1023.
38. Furlley P.A. Relationships between form and soil properties developed over chalk parent materials // Slopes, form and process. Inst. Br. Geograph. Spec. Publ. 1971. № 3. P. 141–164.
39. Ачасов А.Б. Почвенно-геоинформационные основы противозерозионной оптимизации агроландшафтов: теория и практика: Автореф. дис. ... докт. с.-х. наук. Харьков: ХНАУ, 2009. 40 с.
40. Phillips J.D., Marion D.A., Luckow K., Adams K.R. Nonequilibrium regolith thickness in the Ouachita Mountains // Journ. of Geology. 2005. V. 113. P. 325–340.
41. Ковда В.А., Бугровский В.В., Керженцев А.С., Зеленская Н.Н. Модель трансформации органического вещества в почве для количественного изучения функций почвы в экосистемах // Докл. АН СССР. 1990. Т. 312. № 3. С. 759–762.