

16. Ehlers Y. Reconstructing the dynamics of the North–West European Pleistocene ice sheets // *Quaternary Sci. Reviews*. 1990. V. 9. P. 71–83.
17. Nesje A., Sejrup H. Late Weichselian / Devensian ice sheet in the North Sea and adjacent areas // *Boreas*. 1988. V. 17. P. 371–384.
18. Hirvas H. Pleistocene stratigraphy of Finnish Lapland // *Academic dissertat. Geol. Survey of Finland*. 1991. Bull. 354. 123 p.
19. Евсеров В.Я., Кошечкин Б.И. Палеогеография плейстоцена западной части Кольского полуострова: Л.: Наука, 1980. 105 с.
20. Paterson W.S.B. *The Physics of Glaciers*. Oxford: Pergamon Press, 1981. 380 p.

Геологический институт
Кольского научного центра РАН

Поступила в редакцию
09.12.97

RECONSTRUCTION OF NORTH-EASTERN MARGIN OF THE SCANDINAVIAN ICE SHEET IN LATE VALDAIAN TIME

V.Ya. YEVSEROV, Yu.G. SAMOILOVITCH

S u m m a r y

The paper summarizes fieldwork data on glacio-marginal formations in the Kola Peninsular and adjoining areas of the Barents and the White Seas (an empirical model). The spatial reconstruction of the Kolian Glacial Lobe off the Scandinavian ice sheet during the Last Glacial Maximum is performed by means of math modelling. On the base of these models the authors suggest that Scandinavian ice sheet under its own physical parameters did not spread farther than the Kanin Peninsular to the east and the Murman near-by offshore (Kola shelf of the Barents Sea) to the north.

Геоморфология, 1998, №4

УДК 551.435.16(470.61)

© 1998 г. А.В. ПАНИН, Е.М. МАЛАЕВА, В.Н. ГОЛОСОВ,
Н.Н. ИВАНОВА, М.В. МАРКЕЛОВ

ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ГОЛОЦЕНОВАЯ ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ БЕРЕСТОВОЙ БАЛКИ (РОСТОВСКАЯ ОБЛАСТЬ)¹

Интерес к вопросам возраста и эволюции малых эрозионных форм в условиях изменяющейся ландшафтно-климатической обстановки плейстоцена и голоцена неизменно высок еще со времен В.В. Докучаева. Наиболее хорошо с этой точки зрения изучена балочно-суходольная сеть Центрального Черноземья [1, 2 и др.] и Среднего Поволжья [3, 4 и др.]. Помимо чисто фундаментального интереса исследование голоценовой истории балок важно для изучения антропогенной трансформации эрозионно-аккумулятивных процессов. Нельзя не согласиться с Д.А. Тимофеевым [5], подчеркивающим важность учета палеогеографических аспектов для более полного понимания эрозионных процессов в современных антропогенных ландшафтах. Установлено, что верхние звенья эрозионной сети перехватывают значительную часть стока наносов с распаханных водосборов [6, 7 и др.]. Однако суждения о степени трансформации эрозионно-аккумулятивных процессов в ходе земледельческого освоения должны основываться на сопоставлении современной ситуации с динамикой аналогичных процессов в естественных условиях. Кроме того, знание доантропо-

¹ Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 96-05-65021).

погенной истории развития рельефа облегчает полевую идентификацию форм и отложений агрикультурного периода.

Детальность палеорекопструкций часто лимитируется неполнотой геологического материала, полученного на основании немногих, как правило, искусственных разрезов. Авторам посчастливилось работать на объекте, где прекрасная обнаженность сочетается с ясной стратификацией отложений. Это позволило восстановить историю развития балки в голоцене и проследить динамику изменений эрозионно-аккумулятивных процессов во времени. Немаловажную роль в этом сыграла плано-высотная привязка основных элементов рельефа и опорных разрезов, детальная полевая съемка продольных и поперечных профилей, осуществленные в единой системе координат с помощью высокоточной системы спутникового позиционирования (GPS). Методика кинематической GPS-съемки изложена в работе [8].

Природные условия территории

Бассейн Берестовой балки (площадь 21,1 км²) располагается на севере Ростовской области, вблизи районного центра Миллерово (рис. 1), в пределах самого южного края Воронежской антеклизы, представляющей собой пологую моноклинали, осложненную мелкими тектоническими нарушениями палеозойского чехла и выделяемую поэтому в качестве отдельной тектонической области – Северо-Донецких дислокаций [9]. Пониженные мощности мезокайнозойских отложений с большим количеством стратиграфических перерывов указывают на то, что в зоне этой моноклинали палеозойские движения продолжались и в новейшее время [10]. Исследуемый объект расположен в центральной части моноклинали, на западном крыле Миллеровского вала – обширного тектонического поднятия, соединяющего сводовую часть Воронежской антеклизы с Открытым Донбассом [9].

В геоморфологическом отношении это Донецко-Донская денудационная равнина [11], сложенная с поверхности морскими породами палеогена – песками, мергелями, песчаниками, перекрытыми плащом эолово-делювиальных лёссовидных суглинков. В целом южное падение моноклинали предопределило меридиональную ориентировку основных речных долин (Калитвы, Глубокой, Деркула). В то же время, вероятно благодаря унаследованности в новейшее время поднятий в приосевой части Миллеровского вала, где водоразделы достигают абсолютных отметок 200–230 м, в верховьях рр. Полной и Глубокой их бассейны имеют левостороннюю асимметрию с короткими и крутопадающими правыми притоками и длинными левыми. К последним относится и балка Берестовая, впадающая в р. Полную в 11 км к ЗСЗ от г. Миллерово (рис. 1).

В среднем и нижнем течении балка вскрывает верхнемеловые меловидные известняки. Они перекрываются эоценовыми морскими известковистыми глауконитовыми глинами и песками. В последних имеются линзовидные тела прочных кварцитовидных песчаников, которые в современном рельефе проявляются в виде структурных террас и бронируют наиболее высокие водоразделы, являющиеся, вероятно, фрагментами позднемиоценовой поверхности выравнивания [11, 12].

Морские породы перекрыты чехлом бурых и палевых лёссовидных суглинков. Мощность суглинков на пологих приводораздельных поверхностях невелика – не более 1,5–2 м, а местами они вовсе отсутствуют. В их распространении отмечаются определенные литологические "предпочтения" – они отсутствуют на участках, сложенных песками и песчаниками, и развиты преимущественно на глинах и глинистых известняках, что, возможно, иллюстрирует их генетическую связь с последними. В то же время, высокая пылеватость этих образований указывает на участие эолового материала. Бурые суглинки практически повсеместно присутствуют на склонах и в днище Берестовой балки (кроме верхнего течения) и ее основных притоков.

Территория характеризуется следующими климатическими показателями: $t_{\text{январь}} - 8^{\circ}\text{C}$, $t_{\text{июль}} + 22^{\circ}\text{C}$, годовая сумма осадков в Миллерове 580 мм с максимумом в июле [13]. Значительная часть дождевых осадков выпадает в виде ливней, провоцирующих эрозию на пахотных угодьях. В засушливые месяцы (август – сентябрь) складываются условия для дефляции почв. Естественная растительность территории – засушливые разнотравно-ковыльные (а в днищах долин и балок – и ковыльные) степи на южных черноземах, однако в междуречьях они большей частью преобразованы в агроландшафты.

Земледельческое освоение территории особенно быстро развивалось в течение прошлого века. К началу 60-х гг. XIX века в Области Войска Донского под пашней было более

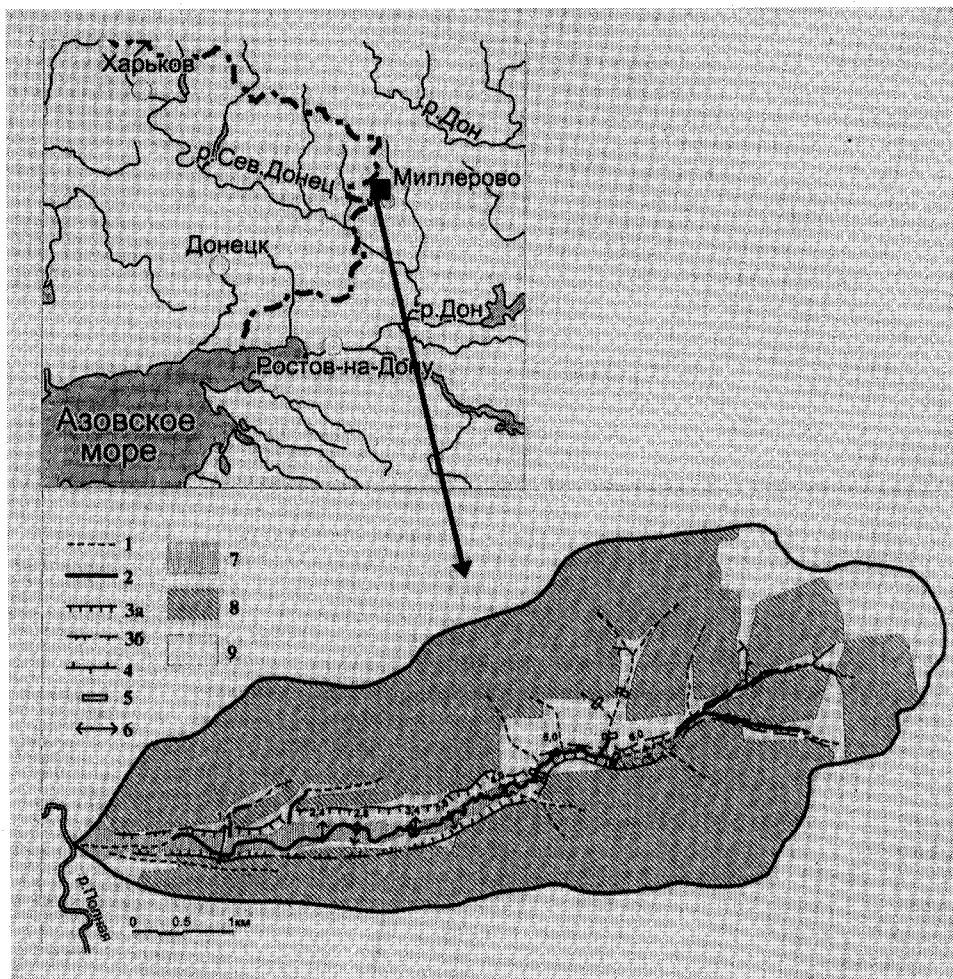


Рис. 1. Местоположение и схема строения бассейна Берестовой балки

1 – тальвеги эрозионных форм; 2 – вторичный врез; 3 – бровка балки (3а – отчетливо выраженная, 3б – условная); 4 – молодые активно растущие овраги; 5 – искусственные плотины (преимущественно прорванные); 6 – линии поперечных профилей на рис. 3, 5 (цифры – расстояние от устья); 7 – днище балки; 8 – пашня; 9 – задернованные участки и крутые эрозионные склоны, лишённые растительности

четверти всей территории [14], в то время как в 1796 г. – почти в три раза меньше [15]. В приустьевой части Берестовой балки на правом берегу р. Подной уже в 1860-х гг. существовало крупное крестьянское поселение – Мальчевская (Полнинская) слобода [16], насчитывавшая в 1867 г. 583 жителя [14]. Стимулом для развития земледелия послужило проведение в 1860-70-х гг. железной дороги Воронеж – Ростов. Косвенным свидетельством интенсивного развития земледелия на севере Ростовской губернии уже в начале нынешнего столетия является строительство в Миллерове маслобойного (1908 г.) и чугуно-плавильного (1909 г.) заводов. Время начала земледельческого освоения территории бассейна Берестовой балки по указанным косвенным данным можно оценить, таким образом, в 100-200 лет.

В настоящее время более половины бассейна распаханается (рис. 1). Оставшаяся часть – вершинная котловина бассейна, а также склоны и днище балки с притоками, используются под пастбища. В зонах перевыпаса на крутых склонах возникают локальные участки интенсивного плоскостного и ручейкового смыва, формирующие свежие делювиальные шлейфы у основания склона и в тыловой части днища балки.

Общая протяженность балки – 8,3 км, общее падение – 73 м. Постоянный водоток в настоящее время отсутствует. В верховьях балки морфологически выражены два "яруса" рельефа. По выполаживанию придолинных склонов читается первичная ложбина с очень нечеткими, местами отсутствующими бровками, и пологовогнутым дном. В 700 м от истока (7,6 км от устья) начинается современный вторичный врез (рис. 2). Вниз по течению он углубляется и расширяется, а остатки днаща и пологих склонов первичной ложбины сохраняются в виде наклонных террасовидных поверхностей с нечеткими тыловыми швами, плавно переходящих в придолинные склоны. Превышение бровок вреза над тальвегом, в среднем составляющее 1,5–2,0 м (максимально – 2,9 м в 7,0 км от устья), определяется как собственно величиной этого вреза, так и его расположением относительно оси первичной ложбины.

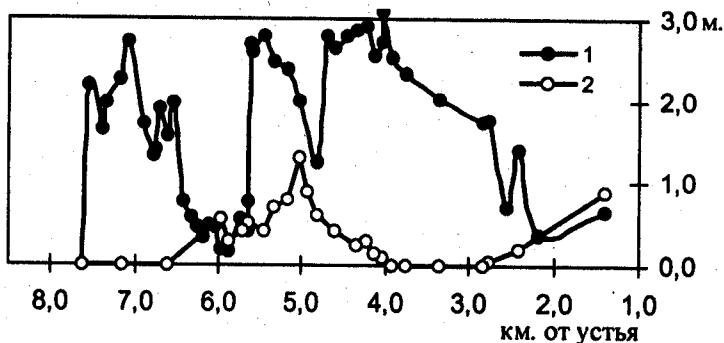


Рис. 2. Изменение глубины вторичного вреза (1) и мощности перекрывающих дно слоистых наносов (2) по длине балки

В 6,7 км от устья, где балка имеет слева равновеликий отвершек, начинается среднее течение. Здесь морфологически четко оформляется дноще балки шириной 50–60 м, в центральной части – субгоризонтальное, в тыловых частях – пологовогнутое за счет наложения склоновых делювиально-пролювиальных шлейфов. Глубина вторичного вреза вниз по течению заметно уменьшается, и в 6,5 км от устья он практически исчезает. На участке 5,6–6,0 км дноще занято телом заиления ныне спущенного в результате прорыва дамбы искусственного водоема, мощность отложений которого в приплотинной части достигает 1,5 м (в тальвеге погребенного днаща балки).

Непосредственно в створе плотины наблюдается ступенчатый вершинный уступ главного вторичного вреза с общим перепадом высот до 3 м. Этот врез тянется вниз до приустьевой части балки. Максимальной глубины (2,5–3,0 м) он достигает на участке 4,0–4,6 км. Блуждая от одного края днаща к другому, врез образует излучины с лестницей террас врезания и вскрывает разрез балочных отложений. На всем своем протяжении основной врез продолжает активно развиваться путем образования и перемещения многочисленных мелких врезоз с вершинными уступами высотой до 0,5 м. Активизированные в процессе их роста наносы частично переоткладываются ниже по течению до прохождения следующего вреза. Поскольку в процессе врезания происходит не только глубинная, но и боковая эрозия – размыв вогнутых берегов врезанных излучин, следы последовательного прохождения мелких донных врезоз фиксируются в виде локальных накоплений наносов, слагающих локальные террасы врезания на выпуклых берегах меандров.

Ниже 3,2 км дно балки раструбообразно расширяется до 200–250 м (включая склоновые шлейфы в тыловых частях), глубина вторичного вреза начинает заметно убывать. Участок 0–3,2 км относится к нижнему течению балки. Как в среднем, так и в нижнем течении дноще балки часто имеет отчетливый ложбинно-островной мезорельеф – сеть пологих ложбин шириной до 10–15 м, разделяющихся возвышенными (до 0,5–0,7 м) каплевидными в плане участками – островными ядрами.

Таким образом, в морфологии балочного днаща зафиксирован этап выполнения балки (плоская и пологовогнутая поверхность днаща, в тыловых частях перекрытая склоновыми шлейфами) и последующее вторичное врезание (каньонообразный меандрирующий врез).

Более детально последовательность и хронология геоморфологических событий устанавливаются при изучении геологического строения осадков, выполняющих балку, которое было выполнено по более чем 50 естественным обнажениям и разрезам.

Литолого-стратиграфическая характеристика балочных осадков

Наиболее древними осадками в толще выполнения балки являются бурые и палево-бурые преимущественно средние и тяжелые суглинки, сходные с упомянутыми выше покровными образованиями, перекрывающими междуречья. От последних они отличаются наличием фрагментарной неясно выраженной грубослоистой и линзоватой текстуры, более высокой опесчаненностью, наличием включений гравия, иногда упорядоченных в виде небольших линз, что в комплексе указывает на перемещение материала преимущественно вязко-текучей консистенции (оползни-сплывы, солифлюкция) и в меньшей степени на делювиальный механизм накопления. На локальный источник и динамически спокойные условия перемещения этих осадков указывает выявленное в них спорово-пыльцевым анализом наличие многочисленных спикул губок, характерных для коренных эоценовых глин [10] и легко разрушающихся при транзите (в перекрывающих балочных осадках они полностью отсутствуют). Мощность бурых суглинков по линии палеотальвега долины достигает 2–3 м. При несовпадении современного вреза с доголоценовым, а также в верховьях балки в тальвеге вскрываются подстилающие коренные породы. В кровле бурых суглинков местами отмечается слабая пятнистая гумусированность.

Подобного рода балочные заполнения типичны для центральных и восточных частей Русской равнины. Обычно их трактуют как делювиально-солифлюкционные осадки последнего, а при наличии внутри них горизонтов погребенных почв – и более древних перигляциалов [2, 4 и др.]. Хроностратиграфическое положение бурых суглинков Берестовой балки устанавливается на основании изучения 4-метрового разреза пологого (5–6°) правого коренного склона в 5,0 км от устья, подрезанного вторичным врезом (рис. 3А – разрез 4–3). В нем вскрывается двучленная толща – бурые средние суглинки мощностью 2,5 м, сильно опесчаненные, с включениями гравия, перекрывают коренные карбонатные глины светло-серых тонов с оливковым оттенком (видимо, за счет присутствия глауконита). Обе пачки переработаны почвообразованием. Современная почва на бурых суглинках имеет мощный гумусовый и переходный гумусово-иллювиальный горизонты (в интервалах глубин соответственно 0–70 и 70–150 см). Всю нижнюю часть пачки занимает горизонт В с тонкой сетью карбонатных прожилок. Подошва пачки четкая, со следами размыва. Верхние 20 см пачки оливковых глин (интервал 250–270 см) гумусированы (отчетливый темно-серый оттенок, постепенно исчезающий вниз). В кровле пачки имеются трещины шириной до 3–5 и глубиной до 10–15 см, по которым проникает материал из вышележащего горизонта (трещины усыхания?). В интервале 270–340 см – сильно карбонатный горизонт В, в котором помимо прожилок мицелия имеются крупные карбонатные скопления по многочисленным вертикальным трещинам, свидетельствующие о выпотном режиме формирования данной почвы. Ниже до основания разреза (420 см) вскрываются не измененные почвообразованием оливково-серые глины.

По морфологическим признакам погребенная почва близка к слабо развитым дерново-карбонатным и каштановидным разностям начальной стадии развития современных черноземов в позднеледниковье – раннем голоцене [17]. Такой тип почвообразования объясним исходя из климатических реконструкций по палеоботаническим данным, которые свидетельствуют о значительно более аридных (в сравнении с современными) условиях позднеледниковья в Приазовье [18] и на востоке Украины [19]. Радиоуглеродный возраст гуминовой фракции гумуса погребенной почвы (интервал 250–270 см) составил 9520 ± 200 лет (ИГАН-1739). Вероятность омоложения после захоронения невелика, так как современное гумусонакопление заканчивается в метре выше погребенной почвы. Указанную дату можно трактовать как нижний временной рубеж ("не ранее") времени погребения почвы. Таким образом, накопление бурых суглинков в данном разрезе произошло не ранее первой половины бореального периода голоцена. Это подтверждается составом спорово-пыльцевых спектров, по которому бурые суглинки отнесены к той же палинозоне, что и перекрывающие их балочные осадки конца бореала (см. ниже). Бурые суглинки, перекрывающие склоны и выполняющие днище балки, являются единым стратиграфическим горизонтом, что видно из многочисленных обнажений, где прослеживаются их непосредственные взаимные переходы. Основным источником материала являются, очевидно, близкие по облику более древние покровные образования междуречных поверхностей.

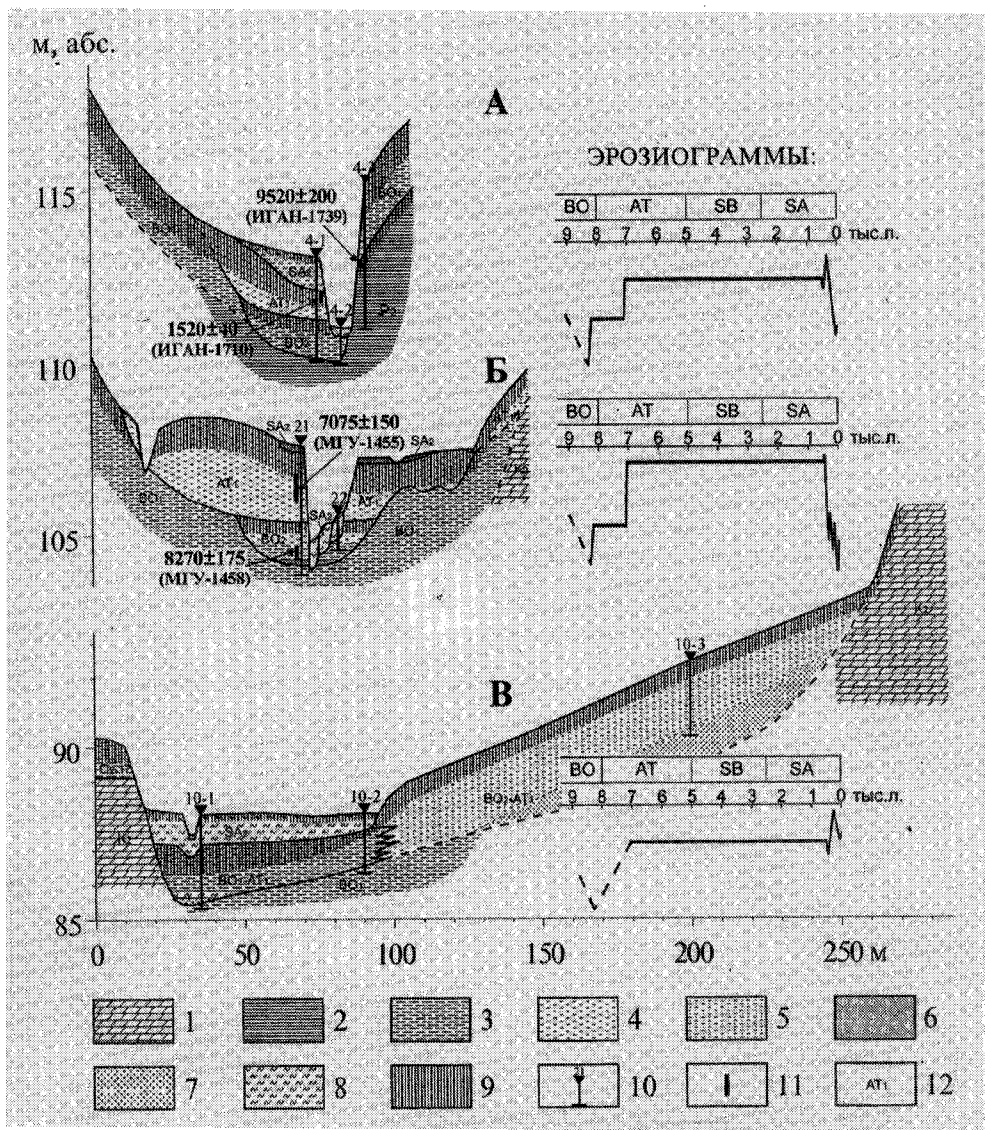


Рис. 3. Геологическое строение дна балки в 5,0 (А), 4,4 (Б) и 1,4 (В) км от устья
 Морские породы: 1 – меловидные известняки; 2 – известковистые глины. Балочный аллювий и склоновпролювиальные осадки: 3 – суглинки тяжелые и средние; 4 – суглинки легкие, преимущественно опесчаненные; 5 – супеси; 6 – песок; 7 – гравий и щебень; 8 – слоистые песчано-суглинистые пачки. Прочие обозначения: 9 – гумусовые горизонты современных и погребенных почв; 10 – геологические разрезы; 11 – места отбора радиоуглеродных образцов; 12 – возрастные индексы
 Примечание: профили А и Б построены путем документирования бортов вторичного вреза, поперек пересекающего дна, профиль В – по искусственным разрезам

В дна балки бурые суглинки перекрываются гумусированными балочными отложениями мощностью до 3,5 м. Приведем описание их типичного разреза, вскрытого в левом борту вторичного вреза в 4,4 км от устья (рис. 3Б):

Разрез 21. Левый борт вторичного вреза в 4,4 км от устья балки.

1) 0–25 см – суглинок легкий к среднему, темно-серый (гумусовый горизонт современной почвы – до глубины 15–20 см) с желтовато-белесоватым оттенком, сильно опесчаненный, с единичными включениями желто-

вато-бурого суглинка размером до 0,5 см, с многочисленными тонкими прослоями отмытого светло-серого алевроита, хорошо оструктурен (мелко-ореховато-комковатый). Переход четкий, по исчезновению слоистости.

- 2) 25–197 см – суглинок средний к легкому, темно-серый, почти черный с легкой белесоватостью от обилия серого кварцевого песка, на срезе бурый глинаец, оструктуренный (разно-ореховато-комковатый), неоднородный по плотности, разбит вертикальными трещинами. Вниз все более уплотняется, появляются включения гравия песчаника. С глубины 100–110 см осветляется до светло-серого, появляется бурый оттенок. В интервале 80–170 см рассеяны мелкие (до 2–3 мм) угольки. Переход четкий, постепенный, по цвету.
- 3) 197–225 см – суглинок средний, серый с бурым оттенком, очень плотный, сильно опесчаненный, с белесой алевроитовой присыпкой и редкими желтовато-бурыми пятнами, редкими включениями гравия песчаника и кварца, с плохо различимыми линзами алевроита и супеси. Разделяется на уплощенно-ореховатые отдельности размеров 3–4 см. Переход постепенный по изменению окраски.
- 4) 225–245 см – суглинок легкий к среднему, плотный, неоднородно окрашенный – бурый с рыжевато-бурыми, темно-бурыми и белесоватыми пятнами, нечеткие прослои и линзы супеси. Нижние 5 см сильно опесчанены, с многочисленными включениями ожелезненного рыжевато-бурого суглинка. Нижняя граница субгоризонтальная, переход четкий.
- 5) 245–267 см – переслаивание прослоев гумусированного опесчаненного легкого суглинка и разнозернистого песка, с включениями желтовато-бурого суглинка (до 8 мм), гравия и мелкой гальки песчаника (до 2 см). В основании горизонта – 8-см линза желтовато-серого и светло-серого песка с включениями гумусированных окатышей. Граница горизонтальная, переход четкий.
- 6) 267–330 см – плотный, влажный, коричнево-бурый опесчаненный средний суглинок с включениями гальки мела и рыжего песчаника, с заносами темно-серого материала по ходам землероев, с единичными включениями оливковых глин. По всему слою включения пирогенного угля (до 1 см). Переход четкий, граница волнистая.
- 7) 330–344 см – песок разнозернистый, желтовато-бурый, с суглинистым заполнителем, влажный. Переход резкий.
- 8) 344–350 см (вид.) – суглинок тяжелый, желтовато-бурый, плотный, влажный, с черными гумусированными заносами по ходам землероев.

Самый нижний горизонт в разрезе 21 стратиграфически относится к толще бурых суглинков, перекрывающих борта долины. Слой 7 фиксирует этап перемины, продолжавшийся до накопления слоя 6. Осадки слоев 3–6 накопились, очевидно, в результате усиления эрозии на бортах балки после пожара, причем отложение осадков верхних (3–5) слоев сопровождалось частичным их перемином (опесчаненность, линзы песка и гравия). Радиоуглеродный возраст углей из интервала 280–320 см составил 8270 ± 175 лет (МГУ-1458). Слой 3 несет признаки почвообразования (гумусонакопление), что свидетельствует о наличии стратиграфического перерыва. Слой 2 фиксирует второй этап выполнения балки, связанный с пирогенными явлениями. Радиоуглеродный возраст угольков в интегральной пробе из интервала 80–170 см составил 7075 ± 150 лет (МГУ-1455).

Балочное выполнение представлено, таким образом, двумя пирогенными толщами. Нижняя из них отличается большим фациальным разнообразием – наличием осадков аллювиального облика в кровле и в подошве, а также очень плотным, слитым сложением, что свидетельствует о гидроморфных условиях накопления. Контакт с бурыми суглинками везде четкий, иногда подчеркивается базальными линзами песка и гравия или горизонтом относительно хорошо промытого песка, как в разрезе 21. Следы перемины между двумя пирогенными толщами присутствуют не повсеместно. В некоторых случаях в основании верхней толщи в качестве своего рода базальной пачки присутствуют мелкие линзы гравия. В большинстве разрезов благодаря проработке почвенными процессами обе толщи разделяются по цвету. Обращает внимание большая мощность гумусового профиля, особенно в верхней толще, где он достигает 80–100 см и более. Поскольку почва хорошо дифференцирована, это говорит не столько об аккумулятивном режиме почвообразования, сколько о длительном времени ее формирования.

Нижнеатлантические пирогенные осадки генетически связаны со склоново-пролювиальными шлейфами, перекрывающими тыловые части днища. В целом ряде разрезов прослежено их взаимное фациальное замещение. Часто отмечается слоистость, выполняющаяся от тыловых к центральным частям днища, в целом конформно дневной поверхности. Кроме того, повсеместно прослеживается непрерывный переход почвы с днища балки на тыловые шлейфы и далее на поверхность склона. Указанные признаки говорят об одновременном накоплении осадков как в центральной части днища, так и в тыловых

шлейфах. Материал, поступающий с бортов балки и из отвешков, частично вовлекался в транзит, частично формировал аккумулятивные тела у подножия склонов. Исключение составляют отдельные участки вдоль крутого правого борта в среднем течении, где имеются небольшие свежие пролювиально-осыпные шлейфы, перекрывающие поверхность дна и погребаящие балочную почву. Большинство таких шлейфов формируется в местах переупаковки скота на склонах балки.

Слой 1 в разрезе 21 – результат перемыва верхней пирогенной толщи, происходившего при заложении вторичного вреза. Благодаря характерной слоистой текстуре эти осадки легко идентифицируются по всей длине балки. Они перекрывают наиболее пониженные части пологовогнутого дна и выклиниваются к бортам (рис. 3). Их мощность изменяется от 5–10 до 100–130 см; на участке 5,6–6,0 км, выше прорванной дамбы, они перекрываются прудовыми саропеллями; на отдельных участках долины (выше 6,6 км; 2,8–3,9 км) слоистые наносы на поверхности дна отсутствуют (рис. 2). Исходная текстура балочных осадков, особенно в черноземной зоне, быстро разрушается за счет биотурбации, и ее хорошая сохранность в данном случае говорит об относительной молодости осадков. На Среднерусской возвышенности аналогичные отложения имеют позднеголоценовый возраст и увязываются с земледельческим освоением балочных водосборов [1, 20 и др.]. Радиоуглеродный возраст гуминовой фракции гумуса почвы, погребенной под слоистыми наносами (110–140 см от поверхности дна) в 5,0 км от устья (рис. 3А), составляет 1520 ± 40 лет (ИГАН-1710). Для верхних горизонтов современных почв, достигших квазиравновесного состояния, радиоуглеродный возраст гумуса достаточно постоянен и в большинстве случаев укладывается в интервал 1–2 тыс. лет [17]. Таким образом, возраст погребаящих почву слоистых осадков не превышает, очевидно, нескольких столетий. Свидетельством тому является также небольшая мощность гумусового горизонта сформированной на них современной почвы, которая на разных участках долины составляет от 15–20 см. На начальных стадиях формирования почвы скорость нарастания гумусового профиля особенно велика, а со временем экспоненциально замедляется. По данным Ф.Н. Лисецкого [21], для южных черноземов мощность гумусового горизонта (Нг, мм) связана с возрастом почвы (t, годы) эмпирической зависимостью $H_g = 850 (1 - 0,905e^{-0,00024t})$, исходя из которой для образования 20-см гумусового профиля требуется 700 лет. Согласно И.В. Иванову [22], на начальных стадиях развития чернозема на суглинистом субстрате скорость прироста гумусового профиля составляет 5–10 см/100 лет, т.е. 20-см гумусовый горизонт может сформироваться за 200–400 лет. Близкие значения (200–500 лет) получены Л.А. Моряковой [23] по хронорядам черноземов на овражных склонах. Учитывая подчиненную позицию (днеще балки) и сильную опесчаненность материнского субстрата, затрудняющую фиксацию органического вещества, даже и эта оценка может быть завышенной. Вторичный врез в днеще балки, таким образом, имеет возраст, заведомо не превышающий 400–500 лет.

Аналогичные слоистые осадки слагают ступени эрозионных террас внутри вторичного вреза, включая само днеще вреза. Здесь они имеют наклонную кровлю и подошву и значительную мощность (60–90 см) благодаря заполнению эвразийных котлов, формирующихся у вершин мелких вторичных врезов. Подошва террасовых осадков фиксирует, таким образом, разновременное положение дна эвразийных котлов, а не одномоментное положение тальвега балки. На террасах высотой 1–2 м сформирована зачаточная почва с мощностью гумусового профиля не более 10–15 см. Поверхность дна вреза не фиксирована почвой, что говорит о продолжающемся переотложении осадков.

Палинологическая характеристика балочных осадков

На рис. 4 представлена спорово-пыльцевая диаграмма по разрезу 21 (рис. 3Б). Проанализированы также осадки близлежащей локальной террасы высотой 1,7 м над тальвегом вреза, палиноспектры которых оказались очень близки к таковым в слое I. Соотношение пыльцы и спор трех основных групп растений меняется по разрезу весьма незначительно, преобладает пыльца травянисто-кустарничковой группы. Тем не менее, в древесно-кустарничковой группе наблюдаются существенные изменения соотношений отдельных компонентов, позволяющие выделить в пределах разреза три палинозоны: зона I – слой 1 (слоистые наносы, коррелятные этапу заложения вторичного вреза и по почвенным данным имеющие возраст не более 400–500 лет, а также осадки локальной террасы врезания), зона II – слой 2 (нижнеатлантическая пирогенная толща), зона III – слои 3–8 (бореальные коричневые суглинки и перекрывающая их нижняя пирогенная толща конца бореала).

Для зоны III характерно наибольшее разнообразие палинодендрофлоры. Здесь наблюдается высокое содержание пыльцы сосны обыкновенной и березы, именно к этой зоне приурочены находки пыльцы ели (1–9%). В осадках слоев 5, 6 и 7 определена пыльца широколиственных видов и облепихи, которая в современной флоре региона отсутствует. Осадки слоя 8 отличаются максимальной по разрезу долей пыльцы ели и березы. Граница зон III и II хорошо выражена по резкому снижению доли пыльцы сосны и обогащению проб пыльцой боярышника с 4 до 64% (рис. 4). В зоне II пропадает пыльца широколиственных пород и ели. Зона I выделяется существенным увеличением доли сосны обыкновенной (88%) и уменьшением участия боярышника.

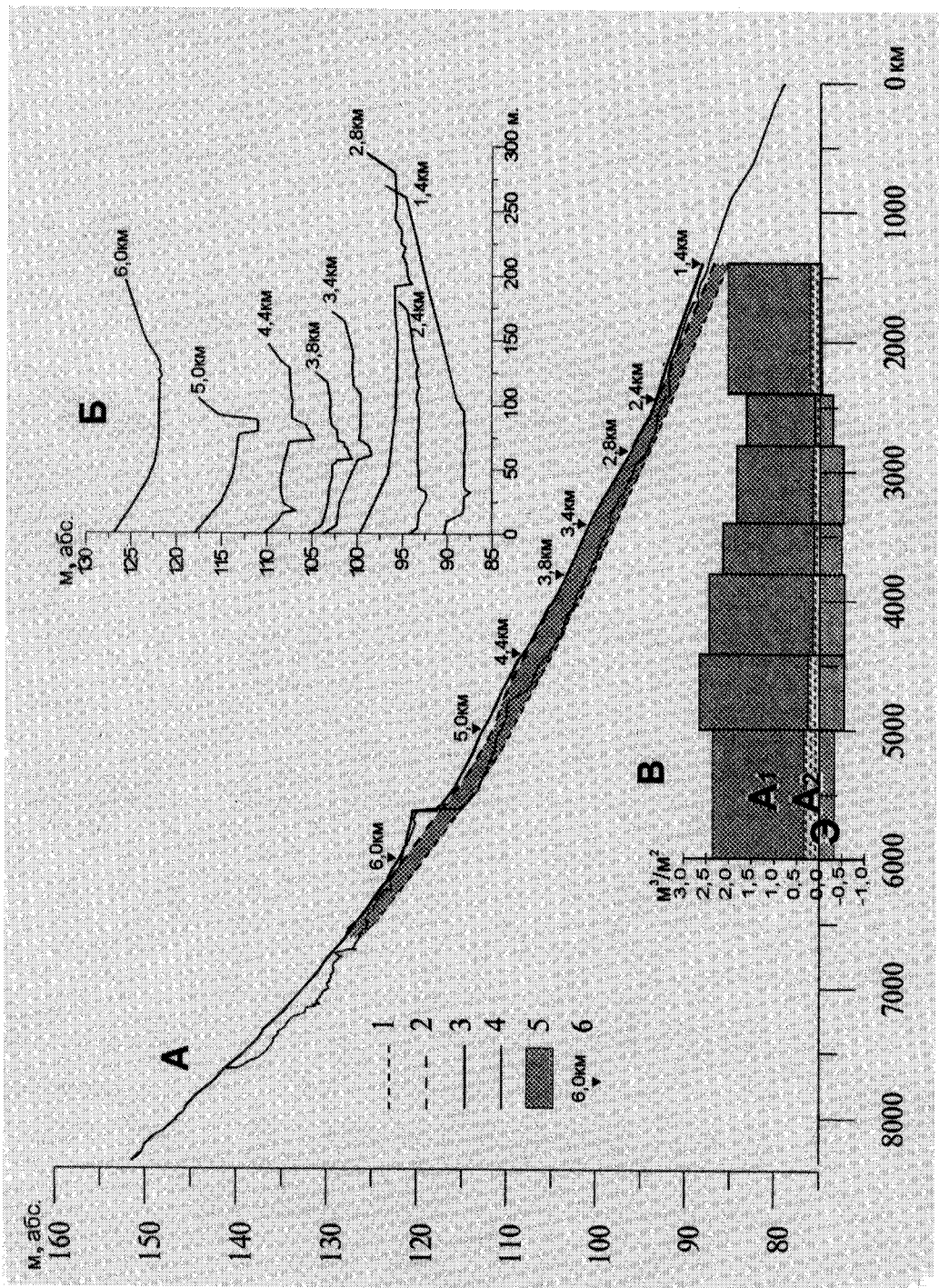
В травянисто-кустарничковой группе преобладает пыльца сложноцветных, в небольших количествах встречается пыльца злаков, гвоздичных, эфедры. В осадках слоя 8 (зона III) отмечены элементы, характерные для лугово-разнотравных группировок (*Polygonum viviparum*, *Sanguisorba*, *Onagraceae*, *Bidens*). В целом для всего разреза характерна пыльца лугово-степного (*Pulsatilla*, *Allium*, *Scabiosa*, *Plantago*, *Umbelliferae*) и степного разнотравья (*Plumbaginaceae*, *Convolvulus*, *Ephedra*, *Echinops*, *Eurotia ceratoides*, *Kochia*, *Chenopodium*). Определена пыльца широко распространенных семейств (*Caryophyllaceae*, *Cruciferae*, *Labiatae*, *Leguminosae*), родов (*Polygonum* sect. *Avicularia*, *Centaurea*, *Cirsium*) и видов (*Xantium strumarium*, *Fagopirum tataricum*). Разнообразие таксонов травянистой группы можно принимать как свидетельство широкого развития зональных луговых богато-разнотравных степей.

Количество спор в нижней половине разреза составляет 5–10%, выше – снижается. Для всего разреза характерны споры папоротников и зеленых мхов, но особенно велика их доля в пределах зоны III. Отмечены единично споры сфагновых мхов, гроздовника, плауна булавовидного (*Lycopodium clavatum*), ужовника (*Ophioglossum vulgatum*), орляка (*Pteridium aquilinum*). Три последних вида, наиболее широко встречающиеся в зоне III, – типичные представители лугово-лесных сообществ.

На основании полученных палинологических характеристик для периода накопления слоев 3–8 (конец бореала) реконструируются лесостепные ландшафты в более влажных, чем современные, климатических условиях. Несмотря на высокое содержание пыльцы сосны в пробах, ее большая летучесть не позволяет уверенно говорить о значительной роли сосны непосредственно в составе флоры изучаемого бассейна, хотя в это время крупные массивы сосняков, по-видимому, занимали песчаные террасы Северского Донца и нижнего Дона [24]. О наличии лесных ценозов (видимо, байрачных) в данном случае говорят присутствие лесных видов папоротникообразных, которые не переносятся воздушным путем за пределы зонального ареала, наличие пыльцы темнохвойных и широколиственных пород. Значительное участие в дендрофлоре неморальных компонентов отмечается в бореальное время для всего бассейна Дона [25] и для Приазовья [18]. Пойменные широколиственные леса были характерны в это время для нижнего Дона [24]. Ель распространялась вплоть до среднего течения Дона в первой половине пребореала [25]. Наличие ее пыльцы в осадках Берестовой балки может говорить о том, что в качестве рефугиумов она использовала балки и речные долины вплоть до конца бореала, хотя не исключено и перетолжение пыльцы.

Общий характер травянистого комплекса (разнотравно-лугово-степной) сохраняется и в начале атлантического периода (слой 2), но заметное увеличение доли пыльцы, которая отражает, как правило, локальные условия (боярышник, смородина), говорит о деградации лесных группировок, связанной, по-видимому, с ухудшением условий увлажнения. Отложения слоя I и локальной террасы врезания накапливались в более влажных климатических условиях, близких к современным.

В силу специфики данного типа осадконакопления, спорово-пыльцевые спектры балочных отложений характеризуют в большей степени местную (в пределах бассейна) и локальную растительность, достаточно динамично реагирующую на изменения условий среды. С учетом этого, относительное постоянство палинологических характеристик внутри каждой из пирогенных толщ говорит о непродолжительности (вероятно, в пределах нескольких десятилетий) времени их накопления. Резкое изменение спектров на границах палинозон подтверждает наличие здесь стратиграфических перерывов достаточной длительности для формирования выявленных в разрезе погребенных почв.



Изложенный материал позволяет восстановить основные этапы голоценовой истории балки. На рис. 3 приведены эрозиограммы по трем детально изученным створам в среднем и нижнем течении.

Не ранее 9,5–8,3 тыс.л.н. По-видимому, в первой половине бореала в результате интенсивного проявления оплывных и делювиально-солифлюкционных процессов балка в среднем и нижнем течении выполняется толщей бурых суглинков. Этому, очевидно, предшествовало продолжительное врезание, поскольку более древних осадков в днище балки не обнаружено. В период накопления бурых суглинков ведущая роль принадлежала, по-видимому, площадному склоновому сносу с бортов при подчиненной роли линейной эрозии. Этот вывод следует из анализа текстуры и формы геологических тел в обнажениях, и его достоверность, конечно, снижается всегда остающейся неполнотой геологической информации. О причинах столь интенсивного проявления склоновых процессов при хорошо развитом растительном покрове в этот период нельзя говорить с полной уверенностью. По-видимому, они связаны с влажными (по палинологическим данным) климатическими условиями бореального времени, что в сочетании с широким развитием на территории бассейна глинистых коренных пород располагает к дестабилизации склонов. В тальвеге балки одновременно происходил переыв бурых склоновых осадков с образованием тел относительно хорошо промытого песка, что свидетельствует о наличии в балке постоянного водотока.

8,3–7,1 тыс.л.н. В конце бореального (8,3 тыс.л.н. по ^{14}C) и начале атлантического времени (7,1 тыс.л.н. по ^{14}C) в бассейне балки происходило выгорание растительности, сопровождавшееся усилением эрозионных и склоновых процессов. В результате балка была заполнена 2–3-м толщей осадков, кровля которых формирует ее современное днище. Поступавшие со склонов и из малых эрозионных форм осадки частично вовлекались в транзит, а частично накапливались в тыловых частях днища. Наличие морфологически выраженных пролювиальных конусов свидетельствует о значительной, если не ведущей, роли линейной эрозии на бортах и прибалочных водораздельных склонах в поступлении наносов в балку. Развитие плоскостного смыва было редуцировано, очевидно, по причине быстрого восстановления наземной фитомассы, которая после степного пожара достигает исходных значений уже через два года [26].

Накопление каждой пирогенной толщи происходило в течение очень непродолжительного времени – периода развития небольшой овражной формы, т.е. нескольких десятилетий, а возможно, и быстрее. В течение более чем тысячелетнего промежутка времени между двумя аккумулятивными событиями днище балки было относительно устойчивым, благодаря чему в нем сформировалась балочная почва, ныне погребенная. Происходил некоторый переыв как в процессе, так и после накопления верхнебореальной толщи (вероятно, при наличии меженного стока), однако морфологически выраженных врезов в ее кровлю в естественных обнажениях не зафиксировано. В начале атлантического времени произошло иссушение климата, и нижнеатлантическая пирогенная толща накапливалась в условиях меньшего обводнения днища балки; постоянный водоток уже отсутствовал.

7,1–0,5 тыс.л.н. После раннеатлантической аккумуляции до второй половины субатлантического времени в балке сохранялось стабильное пологовогнутое днище. Большинство обследованных конусов выноса и шлейфов, как и центральные части днища, фиксируются мощной почвой. В среднем и нижнем течении на высоком и крутом правом борту балки, сложенном эоценовыми песками, отмечались проявления делювиально-осыпных процессов, а также выбросы песка из расчленяющих этот склон оврагов. Однако объемы материала, поступившего за это время в тыловые части днища, несоизмеримо малы по сравнению с аккумуляцией бореально-атлантического рубежа.

0,5 тыс.л.н. – наст.вр. Формирование и развитие вторичного вреза в днище балки. В

Рис. 5. Трансформация продольного профиля Берестовой балки и соотношение эрозионно-аккумулятивных процессов с конца бореального периода голоцена

А – продольные профили тальвега балки: 1 – в конце бореала (8,3 тыс. л.), 2 – в начале атлантика (7,1 тыс. л.), 3 – современное днище, 4 – тальвег вторичного вреза; 5 – толща верхнебореально – нижнеатлантического заполнения; б – положение поперечных профилей (цифры – расстояние от устья). Б – поперечные профили через днище балки (цифры – расстояние от устья). В – объем аккумулятивного заполнения (А1 – осадки конца бореала – начала атлантика. А2 – слоистые наносы, переотложенные при активизации донной эрозии) и вторичного вреза (Э) на единицу площади днища

конце субатлантического времени потоки талых и ливневых вод распластывались по днцу балки. Местами они разбивались на несколько рукавов, благодаря чему на отдельных участках поверхность днца имеет отчетливый ложбинно-островной рельеф. Не ранее 400–500 л.н. произошло сосредоточение стока в одном, изначально извилистом рукаве. Концентрация потока создала условия для формирования вторичных врезов. В процессе врезания на выпуклых берегах образовались серии локальных террас. Врезание продолжается и по сей день за счет последовательного прохождения мелких врезов.

В самом начале врезания продукты размыва перекладывались ниже по течению на еще не затронутом эрозией днще. В местах заложения врезов поверхность днца быстро превратилась в террасу, на которую наносы не поступали. Из распределения мощности слоистых наносов по длине днца балки (рис. 2) следует, что первоначально возникло две волны регрессивной эрозии. Формирование нижнего вреза началось примерно в 2,8 км от устья, что подтверждается расщеплением здесь уровней локальных террас врезания (рис. 5Б). Ниже по течению поверхность днца перекрыта более чем метровой толщиной слоистых наносов (рис. 3В). Верхний врез заложился в 6,6–6,7 км от устья, в районе слияния двух вершинных отвершков. Продукты размыва аккумуляровались на поверхности днца ниже по течению вплоть до 4,0 км (рис. 2, 3А, Б) до тех пор, пока сюда не дошла нижняя волна эрозии.

Переотложение продуктов размыва из вершин врезов ниже по течению приводит к тому, что тальвег перекрыт слоистыми наносами мощностью 60–90 см. Аналогичную мощность имеет аллювий локальных террас. На участке максимального врезания на поперечниках имеется 2–3 локальные террасы, что свидетельствует о прохождении 2–3 глубоких (1–1,5 м) врезов, причем наиболее мощным был первый врез, так как подошва аллювия самых высоких террас находится в 1,5–2 м ниже бровки дна балки (рис. 3А, Б; рис. 5Б). При прохождении мелких (30–50 см) врезов уступ между разновозрастными участками днца не формируется, но его поверхность приобретает пологонаклонный характер.

Трансформация продольного профиля и соотношение эрозионных и аккумулятивных процессов в голоцене

Точная планово-высотная привязка разрезов позволяет реконструировать продольный профиль тальвега балки по подошве верхнебореальных и кровле нижеатлантических осадков. Сравнение этих профилей (рис. 5А) показывает, что максимальная аккумуляция (более 3 м) произошла в среднем течении в 4,0–4,5 км от устья. Результатом явилось уменьшение стрелы прогиба продольного профиля. Вверх и вниз по течению мощность аккумуляции убывает до 1,5–2 м. Профиль современного днца балки на отдельных участках находится выше раннеатлантического уровня за счет аккумуляции на нем наносов, перекладывавшихся при зарождении вторичных врезов. Волны вторичного врезания закладывались на участках перегиба профиля раннеатлантического днца балки. Нижний такой перегиб (2,5–3,5 км) представляет своего рода фронтальную часть раннеатлантической волны аккумуляции, верхний связан с закономерным уменьшением уклона при слиянии равновеликих отвершков балки.

Современный тальвег вторичного вреза имеет в целом ббльшую стрелу прогиба, по сравнению с раннеатлантическим, однако он еще не достиг отметок, предшествовавших позднебореальной аккумуляции (за исключением отдельных участков в верхнем течении). В продольном профиле читаются разнопорядковые волны регрессивной эрозии и связанной с ними аккумуляции ниже по течению. Вогнуто-выпуклая форма профиля свидетельствует о преимущественной аккумуляции наносов на участке ниже 2,5 км от устья. Максимальное врезание произошло в среднем течении. Эрозионные волны II порядка – крутые перепады профиля, образованы серией из нескольких врезов – в 4,7 км, 5,6 км, 6,7 км, 7,6 км от устья. Трех верхним соответствуют аккумулятивные ступени в 0,5–0,7 км ниже по течению. III порядок неровностей профиля образуют многочисленные мелкие эрозионные уступы с обратными уклонами в эвразийских котлах, глубина которых достигает 45–50 см и более. С заполнением последних связана повышенная мощность наносов на эрозионных террасах в днще вреза. Описанная иерархия имеет не только пространственный, но и временной характер: вогнуто-выпуклая форма тальвега общего вреза является результатом его развития с момента зарождения, а характерное время существования мелких врезов – годы и первые десятилетия.

Имеющаяся геологическая и топографическая информация позволяет оценить соотношение объемов эрозии и аккумуляции с конца бореального времени. С этой целью по

7 участкам подсчитаны объемы вторичного вреза (Э) и не затронутой врезанием толщи выполнения с разделением на верхнебореально-нижнеатлантические осадки (А1) и наносы, переотложенные в процессе формирования вреза (А2). Абсолютные значения А1 и А2 растут вниз по течению, в то время как удельные (на единицу площади) образуют максимум в среднем течении в соответствии с рассмотренными выше закономерностями трансформации продольного профиля (рис. 5В). В целом для участка 1,4–6,0 км объем аккумулятивного заполнения составляет 1350 тыс. м³, из которых 91% (1225 тыс. м³) приходится на А1 и 9% (125 тыс. м³) – на А2. Объем вторичного вреза составляет 210 тыс. м³, или 15,5% от объема аккумулятивной толщи.

Основные выводы и дискуссионные вопросы

В геологическом строении и морфологии Берестовой балки зафиксировано три этапа (эпизода) аккумуляции. В добореальное время в балке, по-видимому, преобладали процессы эрозии. Это подтверждает выводы других исследователей о том, что наиболее благоприятные условия для углубления балок складываются в самом конце ледниковых – начале межледниковых эпох [2, 27]. В бореале, предположительно, в его первой половине, произошло выполнение балки склоновыми осадками. Хорошо исследованы причины усиления и механизм склонового сноса в условиях перигляциального климата [4 и др.]. По палинологическим данным, климат бореального времени на Русской равнине не отличался кардинальным образом от современного [25, 28 и др.]. Поэтому не ясно, отражает ли выявленная дестабилизация склонов локальную специфику водосбора или имеет все же более общие климатические причины и региональное распространение. Судить об этом пока затруднительно в силу слабой стратиграфической изученности склоновых образований, по крайней мере в центральных и южных областях Русской равнины.

В конце бореального и начале атлантического времени (соответственно 8,3 и 7,1 тыс. ¹⁴C-лет назад) балка заполнилась продуктами пирогенной эрозии. Кратковременность обоих событий, наряду с их значительным морфолитогенетическим эффектом, показывает, что условия для интенсивного проявления эрозионно-аккумулятивных процессов, вопреки широко распространенному мнению [29, 30 и др.], могут складываться не только в современных антропогенно нарушенных ландшафтах, но и под действием естественных причин. Выполнение балок в результате пожаров в раннеатлантическое время выявлено также на севере Среднерусской возвышенности [31]. В дополнительной проработке нуждается вопрос о возможности проведения региональных корреляций подобных эпизодов и придания им климато-стратиграфического значения или признания случайной природы этих явлений.

С начала атлантического времени днище Берестовой балки в течение не менее 6,5 тыс. л. было стабильным, несмотря на существенные изменения климата, особенно на атлантико-суббореальном рубеже, когда в течение короткого времени в бассейне Дона происходили наиболее контрастные за весь голоцен климатические колебания [25]. Конец субатлантики, по существующим представлениям, не отличается экстремальными условиями, однако именно в это время (не ранее, а скорее всего и позднее 400–500 л.н.) в балке начинается донное врезание. О возможных антропогенных причинах нарушения стабильного состояния балки можно судить лишь косвенно. Уже в XIV в. на Нижнем Дону появилось русское население, занимавшееся охотой, рыболовством, разведением лошадей, а с XVIII в. – и овцеводством. Как указано в начале статьи, имеются основания предполагать, что уже с середины прошлого столетия в бассейне Берестовой балки могло начаться земледельческое освоение. Таким образом, антропогенное воздействие по крайней мере не изменило хода эрозионных процессов в балке, но велика вероятность того, что вторичный врез заложен под влиянием хозяйственной активности – стравливания растительности в днище балки, изменения гидрологического режима водосбора в результате перевыпаса или распашки. В то же время, в верховьях всех отвершков балки в результате поступления продуктов эрозии с пашни в настоящее время происходит аккумуляция наносов (в среднем 50–60 см за последние 50 лет, по данным радиоцезиевого метода). Сельскохозяйственное освоение территории бассейна привело, таким образом, к противоположным последствиям в разных звеньях балочной системы.

В целом, за большую часть голоцена морфолитогенетический эффект процессов аккумуляции значительно превышает результат эрозионных процессов: современный врез практически нигде не достиг отметок раннебореального тальвега балки, а объем голоценовой аккумулятивной толщи более чем в 6 раз превышает объем вторичного вреза.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Гайворон Т.Д.* Стадии развития овражно-балочных форм и их связь с этапами земледельческого освоения (на примере бассейна р. Сейм) // Геоморфология. 1985. № 4. С. 66–71.
2. *Хруцкий С.В.* Проблемы формирования балок в связи с изменением климата плейстоцена // Геоморфология. 1985. № 1. С. 17–21.
3. *Дедков А.П.* Экзогенное рельефообразование в Казанско-Ульяновском Приволжье. Изд-во Казан. ун-та. 1970. 255 с.
4. *Бутаков Г.П.* Плейстоценовый перигляциал на востоке Русской равнины. Изд-во Казан. ун-та. 1986.
5. *Тимофеев Д.А.* Геоморфологические и палеогеографические аспекты проблемы эрозии почв // Геоморфология. 1988. № 2. С. 14–28.
6. *Бутаков Г.П., Ермолаев О.П., Ковальчук И.П. и др.* Формы проявления эрозионно-аккумулятивных процессов на малых речных водосборах // Эрозионные и русловые процессы (материалы координационных совещаний вузов 1986–1990 гг.). Луцк: 1991. С. 19–42.
7. *Голосов В.Н., Иванова Н.Н., Литвин Л.Ф., Сидорчук А.Ю.* Баланс наносов в речных бассейнах и деградация рек Русской равнины // Геоморфология. 1992. № 4. С. 62–71.
8. *Панин А.В., Гельман Р.Н.* Опыт применения GPS-технологии для построения крупномасштабных цифровых моделей рельефа // Геодезия и картография. 1997. № 10. С. 22–27.
9. *Потапов И.И., Погребнов Н.И.* О тектоническом районировании территории Дона и Нижней Волги // Геология и полезные ископаемые бассейна Дона и Нижнего Поволжья. Изд-во Ростовского ун-та, 1962.
10. *Шамрай И.А.* Палеоген Восточного Донбасса и северного крыла Азово-Кубанской впадины. Изд-во Ростовского ун-та, 1964. 236 с.
11. *Сафронов Н.И.* Геоморфология Северного Кавказа и Нижнего Дона. Изд-во Ростовского ун-та, 1987.
12. *Спиридонов А.И.* Геоморфология европейской части СССР. М.: Высшая школа, 1978. 333 с.
13. Атлас Ростовской области. М.: ГУГК, 1973. 32 с.
14. *Краснов Н.И.* Военное обозрение Земли Войска Донского. Спб., 1870. 288 с.
15. *Яцунский В.К.* Изменения в размещении земледелия Европейской России с конца XVIII в. до первой мировой войны // Вопросы истории сельского хозяйства, крестьянства и революционного движения в России. М.: 1961. С. 113–148.
16. Карта Земли Войска Донского, составленная при комиссии Высочайше утвержденной для размежевания земель того войска, с планов землемерной съемки. 1865. 10 верст в английском дюйме. Литографирована при военно-топографическом отделе Главного штаба. Место хранения – отдел картографии РГБ.
17. Возраст и эволюция черноземов. М.: Наука, 1988. 144 с.
18. *Вронский В.А.* Палеогеография Азовского моря в голоцене (по палинологическим данным) // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1988. № 2. С. 66–72.
19. *Борисова О.К.* Климат позднего дриаса внетропической области Северного полушария // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1990. № 3. С. 66–74.
20. *Серебрянная Т.А.* Об интенсивности позднеголоценового склонового сноса на Среднерусской возвышенности // Геоморфология. 1976. № 1. С. 94–98.
21. *Капитанов А.Н., Лисецкий Ф.Н., Швец Г.И.* Основы ландшафтно-экологического земледелия. М.: Колос, 1994. 127 с.
22. *Иванов И.В.* Эволюция почв степной зоны в голоцене // М.: Наука, 1992. 144 с.
23. *Морякова Л.А.* Почвообразование на овражных склонах // Овражная эрозия. Изд-во МГУ, 1989.
24. *Кременецкий К.В.* Палеоэкология древнейших земледельцев и скотоводов Русской равнины. М.: ИГАН СССР, 1991. 193 с.
25. *Спиридонова Е.А.* Эволюция растительного покрова бассейна Дона в верхнем плейстоцене – голоцене. М.: Наука, 1991. 221 с.
26. *Лисецкий Ф.Н.* Оценка изменений условий гумусообразования в голоцене для степных экосистем Причерноморья // Экология. 1987. № 3. С. 15–22.
27. *Сычева С.А.* Эволюция балочной системы в климатическом ритме "оледенение – межледниковье – оледенение" // Геоморфология. 1997. № 2. С. 100–111.
28. *Хотинский Н.А.* Голоцен Северной Евразии. М.: Наука, 1977. 200 с.
29. *Бутаков Г.П., Дедков А.П., Можжерин В.И.* Системный анализ современных и древних экзогенных процессов рельефообразования // Моделирование окружающей среды. Л.: Изд-во ГО СССР. 1986. С. 81–87.
30. *Назаров Н.Н.* Особенности современного толкования термина "овраг" // Геоморфология. 1997. № 4.
31. *Сычева С.А., Чичагова О.А., Дайнеко Е.К.* Древний этап эрозии почв Среднерусской возвышенности // Геохронология четвертичного периода. М.: 1992. С. 34–40.

Summary

The ravine was thoroughly investigated by means of geologic and topographic-geodetic methods. Three episodes of filling of the ravine by slope deposits during Boreal and Early Atlantic periods of the Holocene were revealed. Two latest were correlated with linear erosion animation as the result of fires. Active secondary bottom erosion occurs during only few last centuries b.p. The longitudinal profile of the ravine was reconstructed, volumes of accumulated material and eroded one were calculated. On this account the conclusion was made that accumulation in Holocene overbalanced bottom erosion.

УДК 551.435.1

© 1998 г. С.В. ХРУЦКИЙ, О.П. СЕМЕНОВ, Э.В. КОСЦОВА

**ФОРМЫ ПЕРВИЧНОЙ ГИДРОГРАФИЧЕСКОЙ СЕТИ,
ИХ ГЕНЕЗИС И ПРОБЛЕМЫ ТИПИЗАЦИИ¹**

Широко известны опыты типизации верхних звеньев эрозионной сети с учетом их генезиса, предпринятые рядом исследователей в 50-е годы нашего столетия. А.С. Козменко считал, что генезис древних форм эрозионного рельефа (ложбины, лощины, суходолы) и их склонов связан с природными условиями плейстоцена, а именно с деятельностью талых ледниковых вод, выработавших широкие балки и отложивших на их склонах мощные толщи суглинков [1].

Г.В. Занин [2] выделял современные и древние формы рельефа, к последним он относил, в частности, балки. Типичные балки с выпуклыми склонами могли сформироваться лишь в перигляциальных условиях плейстоцена. От них следует отличать формы рельефа, выработанные водной эрозией после перигляциалов – с плоским дном, крутыми склонами и резко выраженными бровками. Их Г.В. Занин предлагал называть логовинами или логогами.

Важным этапом в изучении генезиса форм эрозионной сети явились исследования солифлюкционных процессов на склонах и влияния их на строение эрозионных форм которые были проведены А.П. Дедковым в Казанско-Ульяновском Приволжье [3]. Такие же исследования проводились и в других районах страны: Г.Ф. Грависом в Восточной Сибири [4], Г.П. Бутаковым на востоке Русской равнины [5], сотрудниками проблемной Научно-исследовательской лаборатории Воронежского госагроуниверситета в Центральном Черноземье [6–8] и др.

На основании этих исследований были разработаны схемы типизации форм первичной гидрографической сети.

Большой интерес представляет схема типизации верхних звеньев эрозионной сети, разработанная А.П. Дедковым, Г.П. Бутаковым, Т.Н. Чернышовой [9]. В ней строение форм, выработанных временными водотоками, тесно увязывается с различными периодами истории рельефообразования в плейстоцене – голоцене. Выделяются следующие типы форм рельефа, выработанные временными водотоками: 1) мульдообразные формы, унаследовавшие основные особенности строения от калининского и более древних перигляциалов; 2) крутосклонные балки – поздневалдайский перигляциал; 3) плоскодонные балки и логовины – ранний голоцен; 4) современные V-образные балки в днищах мульдообразных балок и логовин; 5) первичные и вторичные овраги.

¹ Статьей С.В. Хруцкого и др. завершается публикация цикла статей, написанных по материалам совещания "Овражная эрозия: формы первичной гидрографической сети", проведенного Межвузовским научно-координационным советом по проблемам Эрозионных, русловых и устьевых процессов при МГУ им.М.В. Ломоносова 5–6 февраля 1996 г. в г. Ульяновске, в Ульяновском государственном университете. Остальные работы данного цикла см. ж. "Геоморфология" № 4 за 1997 г. (статья М.В. Верегенниковой и др., В.А. Брылева, Н.Н. Назарова), № 1 за 1998 г. (статья Г.П. Бутакова и А.П. Дедкова, Б.П. Любимова), № 2 за 1998 г. (статья Е.Ф. Зориной и др., Л.Ф. Литвина), № 3 за 1998 г. (статья Б.В. Нуждина, И.А. Серебрянниковой).