

Московский государственный университет им. М.В.Ломоносова

Географический факультет

Научно-исследовательская лаборатория эрозии почв
и русловых процессов им. Н.И.Маккавеева

ЭРОЗИЯ ПОЧВ И РУСЛОВЫЕ ПРОЦЕССЫ

Выпуск 12

Под редакцией профессора Р.С.Чалова

Москва
2000

УДК 6.31.4:55.3

ББК 26.3

Э74

Эрозия почв и русловые процессы. Вып. 12. Научный редактор
Р.С.Чалов. М.: Изд-во Моск. ун-та. 2000. 297 с.; ил.

ISBN 5-89575-025-7

Сборник представляет собой очередной выпуск трудов Научно-исследовательской лаборатории эрозии почв и русловых процессов им. Н.И.Маккавеева МГУ. Статьи сборника охватывают все научные направления лаборатории и включают материалы исследований по конкретным темам, выполненным в 90-е годы XX столетия по различным программам, грантам РФФИ, хоздоговорам.

Представляет интерес для гидрологов, геоморфологов, почвоведов, а также специалистов в области геоэкологии и охраны природы, гидротехники, мелиорации.

Сборник подготовлен и опубликован в рамках программы поддержки ведущих научных школ России (проект № 00-15-98512).

Печатается по решению
Межвузовского научно-координационного совета по проблеме
эрозионных, русловых и устьевых процессов
при МГУ.

Рецензенты:

доктор географических наук, профессор Н.Н.Назаров
доктор географических наук, профессор Г.П.Кумсианвили

УДК 6.31.4:55.3

ББК 26.3

ISBN 5-89575-025-7 ©Научно-исследовательская лаборатория эрозии почв
и русловых процессов им. Н.И.Маккавеева МГУ
©Коллектив авторов

СОДЕРЖАНИЕ

<u>Предисловие</u>	5
ЭРОЗИЯ ПОЧВ	
<u>Ларионов Г.А., Добровольская Н.Г., Кирюхина З.П., Краснов С.Ф., Литвин Л.Ф.</u> Эродирующая и транспортирующая способность мелководных потоков	8
<u>Пацукевич З.В., Козловская М.Э.</u> Эрозионно-аккумулятивные процессы в степной зоне Европейской части России	29
<u>Белоцерковский М.Ю., Топунов М.В.</u> Допустимый смыв и оптимизация затарт на противоэрозионные мероприятия	37
<u>Ларионов Г.А.</u> Разномасштабная оценка и картографирование природной опасности эрозии почв	49
<u>Кирюхина З.П., Серкова Ю.В.</u> Вариабельность морфометрических показателей подзолистых почв и диагностика эродированности	63
ОВРАЖНАЯ ЭРОЗИЯ	
<u>Зорина Е.Ф.</u> Овраги, оврагообразование и потенциал развития	72
<u>Любимов Б.П., Никольская И.И., Прохорова С.Д.</u> Интенсивность современной овражной эрозии на Европейской территории России	96
РУСЛОВЫЕ ПРОЦЕССЫ	
<u>Маккавеев Н.И.</u> Заметки о законе Бэра	102
<u>Пыркин Ю.Г., Петров В.П., Иванова И.Н., Силасв М.А.</u> Исследование осаждения твердых частиц малой крупности в турбулентном потоке	106
<u>Гаврюхов А.Т., Гаврюхова Л.Н.</u> Формирование русел при слиянии безнапорных потоков	112
<u>Беркович К.М., Злотина Л.В., Турыкин Л.А.</u> Верхняя Ока: механические изменения и деформации русла	119
<u>Беркович К.М., Гаррисон Л.М., Рулева С.Н., Сурков В.В., Чалов Р.С.</u> Русловые процессы, антропогенные изменения русла нижней Катунь и их влияние на ландшафты поймы	131
<u>Белый Б.В., Виноградова Н.Н., Иванов В.В., Никитина Л.Н., Чалов Р.С., Чернов А.В.</u> Морфология и деформации русла Верхнего Енисея, между Саяно-Шушенской ГЭС и Красноярским водохранилищем	158
<u>Добровольская Н.Г.</u> Микроорганизмы как компонент речной геосистемы	184

<u>Сидорчук А.Ю., Панин А.В., Чернов А.В., Борисова О.К., Ковалюх Н.Н.</u> Сток воды и морфология русел рек Русской равнины в позднесвалдайское время и в голоцене (по данным палеоруслового анализа)	196
---	-----

БАССЕЙН РЕКИ И ГИДРОМОРФОЛОГИЯ РЕК

<u>Алексеевский Н.И.</u> Индикационные методы гидроморфологических исследований	232
<u>Хмелева Н.В., Виноградова Н.Н., Голосов В.Н., Власов Б.Н.</u> Экосистема "Бассейн – водохранилище Сенеж" и ее экологическое состояние	241
<u>Голосов В.Н., Иванова Н.Н.</u> Внутрибассейновое нераспределение наносов на речном водосборе: методика и проблемы изучения	251

УСТЬЕВЫЕ ПРОЦЕССЫ

<u>Михайлов В.Н.</u> Устья рек России, изменения их режима и научные основы рационального использования и охраны	268
<u>Коротаев В.Н., Султаналиев Э.Н.</u> История формирования и современная динамика устьев рек бассейна озера Иссык-Куль	278

ПРЕДИСЛОВИЕ

Предлагаемый читателю 12-й выпуск сборника "Эрозия почв и русловые процессы" продолжают серию, издаваемую с 1970 г. по инициативе профессора Н.И.Маккавеева. Включая в себя главным образом статьи сотрудников Научно-исследовательской лаборатории эрозии почв и русловых процессов им. Н.И.Маккавеева, он освещает результаты работ лаборатории примерно за последние 10 лет (90-е годы XX столетия). В сборнике нашли отражение основные направления и состояние научной школы, получившей признание в рамках Программы поддержки ведущих научных школ России и получившей в ней название "Эрозия почв на водосборах и русловые процессы (научная школа профессора Н.И.Маккавеева)". В связи с этим и учитывая традиционные научные связи среди авторов, помимо сотрудников лаборатории – ученые кафедр гидрологии суши, геоморфологии и палеогеографии, являющиеся членами коллектива, утвержденного как состав школы (см. книгу "Ведущие научные школы России", вып. 1. М.: Янус-К. 1998), а также методологически к ней примыкающие или сотрудничающие с лабораторией при выполнении конкретных научных тем. Кроме того, в сборник включены статьи ученых физического факультета МГУ, которые в 70-80-е годы вместе с лабораторией входили в межфакультетскую координационную комиссию по проблеме "Эрозия почв и русловые процессы". Нелишне напомнить, что первые девять выпусков сборника, а также еще два, вышедших под иными названиями, по фактически продолжавших серию (Земельные и водные ресурсы: противоэрозионная защита и регулирование русел. М.: изд-во МГУ. 1990; Экологические проблемы эрозии почв и русловых процессов. М.: изд-во МГУ. 1993), формировались и издавались как труды этой комиссии.

На общем фоне статей, посвященных традиционным направлениям работы лаборатории – эрозии почв, овражной эрозии, русловым и устьевым процессам, статья А.Ю. Сидорчука с соавторами занимает особое место. В

ней даются первые результаты палеорусловых исследований – нового направления, получившего развитие в последние годы. Это, естественно, не означает отсутствие новизны в других статьях. Наоборот, читатель в них найдет не только дальнейшее развитие идей и представлений, но и вновь сделанные крупные теоретические обобщения (таковы, например, статьи Е.Ф. Зориной, В.Н. Голосова с соавторами), и новые подходы и методические приемы (статьи Н.И.Алексеевского, Г.А. Ларионова с соавторами) и т.д. Как обычно, значительное место занимают региональные аспекты исследований, зачастую закрывающие "белые планы" в географии процессов (это, в первую очередь, относится к статьям по русловой тематике).

Внешние научные связи лаборатории (и, соответственно, школы) отражают факт помещения в сборнике статьи В.С. Лапшенкова (Новочеркасская мелноративная академия), Л.Н. и А.Т. Гаврюховых (Кубанский аграрный университет).

Стало уже традицией включать в сборники неопубликованные материалы Н.И.Маккавсера. В данный сборник вошли его "Заметки о законе Бэра", найденные в его архиве в виде рукописи и машинописной распечатки, но без названия (название дано редактором, основывающимся на содержании и стиле статьи) и относящиеся, по-видимому, к началу 50-х годов.

Профессор Р.С. Чалов

В содержание

ЭРОЗИЯ ПОЧВ

**Г.А. Ларионов, Н.Г. Добровольская, З.П. Кирюхина,
С.Ф. Краснов, Л.Ф. Литвин**

ЭРОДИРУЮЩАЯ И ТРАНСПОРТИРУЮЩАЯ СПОСОБНОСТЬ МЕЛКОВОДНЫХ ПОТОКОВ¹

Введение

Отрыв частиц почвы и их транспорт составляют суть процесса водной эрозии почв. Они осуществляются за счет энергии дождевых капель и (или) мелководных потоков. Разбрызгивание почвы дождевыми каплями в естественных и лабораторных условиях изучено достаточно полно. Размыву почвы водным потоком также посвящено много работ, однако до сих пор не предложено уравнения, удовлетворительно описывающего процесс отрыва частиц почвы.

Транспорт наносов изучался преимущественно в приложении к русловым потокам. Известно много различных уравнений транспорта наносов, рассматривающих этот процесс как функцию скорости потока, касательного напряжения и как вероятностную функцию. Е.М. Лаурсен (Laursen, 1956) показал, что если записать наиболее известные уравнения транспорта наносов в виде степенной функции скорости, то обнаруживаются существенные различия между ними. Показатель степени при скорости изменяется от 4 до 6. Анализ различных уравнений (Allonso et al. Neibling, Foster, 1981), пригодных для использования в моделировании водной эрозии, показал, что большинство из них имеют одни и те же аргументы, но будучи записанными в безразмерной форме они обнаруживают существенные различия между собой. Это очевидно связано с теоретическими посылками, на которых основываются уравнения. Из этой работы также следует, что нет ни одного уравнения, которое бы удовлетворительно описывало бы весь спектр расхода наносов и гидравлических характеристик потока. Например, во всех экспериментах, на которых основывались эти уравнения, скорость потока и уклоны изменялись в достаточно узких пределах. Так, значения уклона варьировали от 0,001 до 8 %, а скорость от 0,15-1,57 м/с, что не охватывает всего диапазона условий, которые могут иметь место на склоновых водосборах. Концентрация наносов также не достигала тех значений, которые наблюдаются в склоновых потоках.

Целью настоящей работы является экспериментальное исследование отрыва частиц связного грунта и транспорта наносов мелководными водными потоками и разработка соответствующих уравнений.

Уравнение отрыва частиц почвы

Гидрофизическая модель эрозии почв (Ларионов, Краснов, 1992, 1997; Ларионов 1993) основывается на трех постулатах: 1) эрозия – работа водного потока, в физическом смысле, по отрыву и последующему транс-

¹ Выполнено при финансовой поддержке ФЦП "Интеграция" (проект №279)

порту сорванных частиц почвы, совершаемая за счет его кинетической энергии; 2) отрыв частиц совершается теми струями потока, скорость которых превышает некоторую пороговую величину; 3) в точке, где сорванная частица касается дна потока, отрыв другой частицы невозможен. Путем несложных построений легко доказывалось, что согласно первому постулату интенсивность отрыва частиц пропорциональна кубу скорости потока, если он не содержит наносов. Из второго постулата следует, что в области скоростей, близких к пороговой величине, интенсивность отрыва частиц зависит от доли пульсационных значений скорости, превышающих пороговую величину. Пульсационные скорости имеют нормальное распределение, а интегральная кривая вероятности пульсационных значений скорости по форме близка к логистической кривой, параметры которой легко определить по отношению максимальных пульсационных значений скорости к минимальным. В этом случае вероятность (P) превышения пульсационными скоростями пороговой величины удобно представить уравнением логистической кривой

$$P = 1 / [1 + 10^{a(1-u/u_0)}], \quad (1)$$

где u – средняя скорость потока; u_0 – пороговое значение средней скорости; a – коэффициент, который подбирается таким образом, чтобы при $u/u_0 \geq 1,6$ $P \rightarrow 1$, т. е. согласно данным Ц.Е. Мирцхулавы [1970], в мелководных склоновых потоках максимальная скорость пульсации превышает осредненную по времени скорость в 1,6 раза. Исходя из нормального распределения значений пульсационных скоростей, можно принять, что минимальная пульсационная скорость составляет 0,4 от осредненной по времени скорости и, соответственно, при $u/u_0 \leq 0,4$ $P \rightarrow 0$. Чтобы удовлетворять этому условию коэффициент a должен быть равным 4 ($1,6/0,4=4$). При равенстве средней скорости пороговой величине 50% пульсационных значений скорости будет превышать пороговую величину. Уравнение (1) отвечает и этому условию. Таким образом, можно принять, что при соответствующем подборе параметров логистическая кривая близка к интегральной кривой плотности распределения пульсаций скорости в потоке.

Сопротивление частиц отрыву, как и пульсационные значения скорости потока, имеет нормальное распределение. Вероятность отрыва частицы может быть представлена в виде произведения вероятности превышения мгновенного воздействия потока на частицу почвы, которое пропорционально квадрату мгновенной скорости, на вероятность непревышения сопротивления частицы отрыву над силой воздействия потока на нее. Для того, чтобы воспользоваться этим положением, выразим среднее сопротивление частицы отрыву через квадрат величины пороговой скорости. Тогда интегральная кривая распределения вероятности сопротивления частиц и агрегатов почвы отрыву (P_2) может быть представлена в виде уравнения логистической кривой вида

$$P_2 = 1/[1 + 10^{b(1 - u^2/u_0^2)}], \quad (2)$$

где b – коэффициент, зависящий от диапазона разброса сил сопротивления отрыву частиц или агрегатов. Остальные обозначения те же, что и в (1).

В соответствии с первым и вторым допущениями, лежащими в основе гидрофизического подхода к описанию эрозии (Ларионов, Краснов, 1992), отрыв частиц почвы водным потоком может быть записан в виде

$$W = \gamma u^3 k [1 + 10^{a(1 - u/u_0)}]^{-1} [1 + 10^{b(1 - u^2/u_0^2)}]^{-1}, \quad (3)$$

где W – вес частиц, сорванных в единицу времени с единицы площади дна потока, $\text{кг/м}^2/\text{с}$; $\gamma = \rho g^{-1}$ (ρ – плотность воды), кг/м^3 ; k – эрозируемость почвы, выраженная в виде веса частиц сорванных в единицу времени с единицы площади и отнесенных к мощности потока единичной глубины, $\text{с}^3/\text{м}^2$; u – скорость потока на высоте выступов шероховатости или средняя скорость в слое стандартной глубины, м/с ; a – коэффициент, зависящий от дисперсии мгновенных значений скорости потока и равный 4 для склоновых потоков; u_0 – пороговое значение скорости на высоте выступов шероховатости или в слое стандартной глубины, м/с . Плотность в уравнении заменена на удельный вес, чтобы представить отрыв частиц в весовых единицах. Кривая, построенная по уравнению (3), имеет перегиб в точке, где скорость равняется пороговой величине (рис. 1).

Для верификации уравнения (3) были использованы данные М.А. Нearingа с соавторами (Nearing et al. 1991), М. С. Кузнецова и В. Я. Григорьева (1976), Г.А. Ларионова и С.Ф. Краснова (1997). В экспериментах М.А. Нearingа размыву подвергались образцы глинистой почвы Полдинг и пылеватого суглинка Рассел, рассеянных на фракции 0-1, 1-2, 2-3 мм. В экспериментах с постоянным уклоном лотка в 1% глубина потока изменялась от 0,5 до 2 см с шагом в 0,5 см, а при постоянной глубине в 1 см уклон изменялся от 0,5 до 2% с шагом в 0,5%. Эксперименты М.С. Кузнецова и В.Я. Григорьева проводились с образцами нерассеянных черноземных почв из пахотного слоя при постоянной глубине потока, а скорость задавали изменением уклона лотка. Г.А. Ларионовым и С.Ф. Красновым определялась скорость размыва образцов лессовидного суглинка естественного сложения при постоянной глубине потока и при скоростях потока, заведомо превышающих пороговое значение. Заданная скорость устанавливалась изменением наклона лотка.

Поскольку эксперименты проводились при разной глубине потока, то все данные были приведены к скорости на высоте выступов шероховатости и к средней скорости в слое стандартной глубины. Для этого использовалась зависимость С.В. Избаша и Х.Ю. Халдре (1959), которая дает лучшие результаты, чем другие, применительно к потокам малой глубины

(Кузнецов. Григорьев. 1976) Зависимость в формуле для определения скорости на высоте выступов шероховатости (u_Δ) имеет вид

$$u_\Delta = u(x+1)(\Delta/H)^x. \quad (4)$$

где u – средняя скорость потока, м/с; Δ – высота выступов шероховатости, м; H – глубина потока, м. Высота выступов шероховатости принималась равной $0.7d$, где d – средневзвешенный диаметр водопрочных агрегатов. Согласно экспериментальным данным (Кузнецов. Григорьев. 1976), величина x может быть принято равным $1/3$. Кроме того, все серии экспериментальных

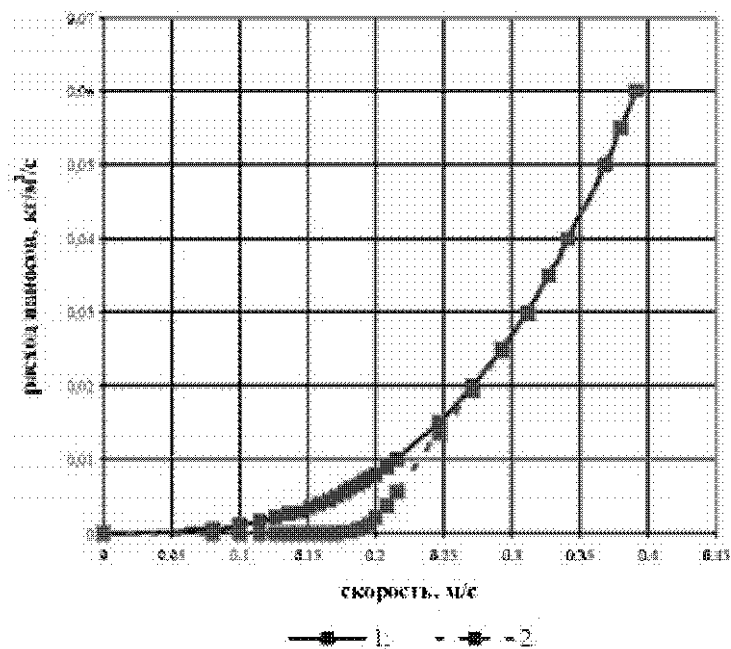


Рис. 1. Кривые по уравнению (3), рассчитанная с учетом логистической функции и без нее (пороговая скорость – 0,2 м/с): 1 – куб скорости; 2 – куб скорости, умноженный на логистическую кривую.

данных были также приведены к средней скорости (u_{cm}) в стандартном придонном слое толщиной 1 см , которая рассчитывалась по уравнению, полученному интегрированием (4) и делением результата на стандартную глубину (H_{cm})

$$u_{cm} = u H_{cm}^{0.333} H^{-0.333}. \quad (5)$$

При глубине потока меньше 1 см скорость на стандартной глубине не имеет физического смысла, что, однако, не мешает использовать ее для решения поставленной задачи. В практическом отношении замена скорости на высоте выступов шероховатости средней скоростью в слое стандартной глубины упрощает использование уравнения отрыва частиц почвы, так как в этом случае не требуется решать трудоемкую задачу определения высоты выступов шероховатости.

Результаты испытания образцов почвы Полдинг, представленные в графической форме в виде зависимости интенсивности отрыва частиц от куба скорости на высоте выступов шероховатости (рис. 2), показывают, что функция имеет S-образный отрезок в области скоростей, близких к пороговым значениям, и прямую, где скорость потока существенно выше их ($u/u_o > 1.6$). Таким образом, экспериментальные данные подтверждают следствия, вытекающие из первых двух постулатов гидрофизического подхода к объяснению отрыва частиц почвы водным потоком. Однако в допороговой области, где $u/u_o \ll 0.4$ и, следовательно, не должно быть пульсационных скоростей, обуславливающих такую силу воздействия потока на частицу, которая бы превышала ее сопротивление отрыву, размыв образца все же происходит. Вероятно, здесь срываются агрегаты, силы сцепления между которыми ослаблены в результате расклинивающего действия воды при положительном давлении влаги, которое имеет место в приповерхностном слое почвы при затоплении ее водой, а также обменных процессов между почвой и водой. Судя по рис. 2 и в этом случае имеет место линейная зависимость интенсивности отрыва частиц от куба скорости, хотя его интенсивность, судя по графику, значительно меньше, чем в запороговой области. В связи с этим уравнение (3) должно быть дополнено эродируемостью k_1 для допороговой области скоростей и функцией обратной функции, описывающей интегральную кривую распределения пульсационных значений скорости

$$W = \gamma_{cm}^3 \{ k_1 [1 + 10^{-a(1 - u_{cm}/u_o)}]^{-1} + k_2 [1 + 10^{a(1 - u_{cm}/u_o)}]^{-1} [1 + 10^{b(1 - u_{cm}^2/u_o^2)}]^{-1} \}, (6)$$

где k_1 и k_2 – эродируемость почвы, выраженная в виде веса частиц сорванных в единицу времени с единицы площади и отнесенной к мощности потока единичной глубины, соответственно, при скорости потока, существенно меньшей пороговой величины, и в области скоростей, близких к пороговым или превышающим ее, c^2/m^2 . Обратная функция интегральной кривой распределения пульсационных значений скорости обращает в 0 первое слагаемое в уравнении, когда все пульсационные скорости превышают пороговую величину скорости и отрыв происходит до существенного ослабления сил сцепления между ними, вызванного явлениями не гидравлического происхождения. В (6) уравнении могут использоваться как скорости на высоте выступов шероховатости, так и осредненные по вертикали скорости в слое стандартной глубины.

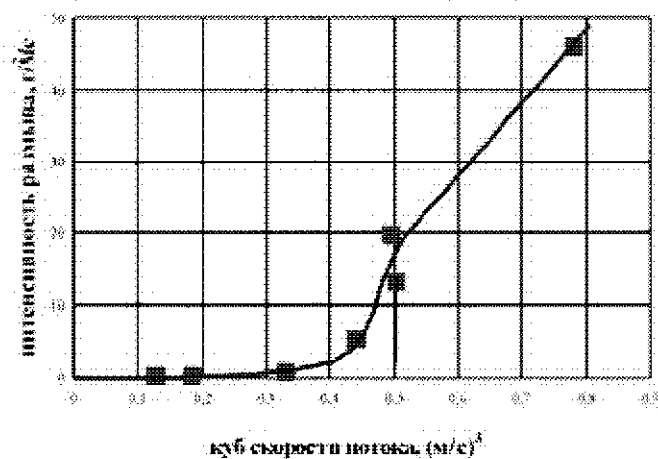


Рис. 2. График зависимости интенсивности отрыва частиц от куба скорости на высоте выступов шероховатости (почва Полдинг, диаметр агрегата – 0,596 мм)

Таблица 1. Значения параметров уравнения (6)

Параметры	ПОЧВА							
	Рассел			Полдинг		Чернозем	Суглинок	
	Диаметр почвенных агрегатов, мм							
	0,47	1,022	2,065	0,596	1,428	2,719	2,4	1,5
Скорость на высоте выступов шероховатости								
u_0 , м/с	0,33	0,427	0,536	0,357	0,49	0,578	0,169	0,500
k_1 , м ² /с ²	50	30	45	40	18	16	150	99
k_2 , м ² /с ²	1500	850	1250	700	590	980	505	694
a	4	4	4	4	4	4	4	4
b	10	22	18	10	5	10	2	2
c	-4	-4	-4	-4	-4	-4	-4	-4
R ²	0,976	0,989	0,996	0,990	0,986	0,992	0,985	0,897
Средняя отн. ошибка, %	24,19	17,4	19,49	8,24	16,38	7,86	7,67	12,99
Скорость в слое 0 - 1 см								
$u_{0\text{ср}}$, м/с	0,768	0,778	0,767	0,769	0,772	0,758	0,241	0,798
k_1 , м ² /с ²	1,5	5,6	5,6	4,0	1,3	8,1	59	39
k_2 , м ² /с ²	114	139	436	68	136	408	277	171
a	4	4	4	4	4	4	4	4
b	14	14	14	14	14	14	2	2
c	-4	-4	-4	-4	-4	-4	-4	-4
R ²	0,979	0,977	0,995	0,991	0,993	0,997	0,982	0,898
Средняя отн. ошибка, %	22,30	19,37	15,98	9,22	23,58	16,81	7,66	12,93

Использование уравнения (6) для аппроксимации экспериментальных данных М.А. Неаринга с соавторами дало удовлетворительные результаты как в варианте со скоростями на высоте выступов шероховатости, так и со скоростями, приведенными к стандартной глубине (табл. 1, рис. 3). Коэффициенты детерминации оказались выше во всех случаях (0,980-0,997), чем полученные М.А. Неарингом (Nearing, 1991) (0,88-0,98). Хорошие результаты были получены также и по аппроксимации этим уравнением экспериментов по размыву суглинка (Ларионов, Краснов, 1997) и данных М.С. Кузнецова и В.Я. Григорьева (1992).

Так как отрыв частиц почвы и грунта пропорционален кубу скорости, то, очевидно, величина коэффициентов эродированности будет зависеть от того, какая скорость взята в качестве аргумента. Не исключено, что и параметры в логистических уравнениях также будут зависеть от этого. Действительно, при использовании скорости в придонном слое толщиной в 1 см величина эродированности оказывается значительно (примерно на порядок) ниже, чем в случае использования скорости на высоте выступов шероховатости, т. к. последняя значительно меньше, чем скорость в придонном слое в 1 см. Примечательно то, что при использовании скорости на высоте выступов шероховатости, величина эродированности не обнаруживает связи с диаметром агрегатов, что особенно характерно для параметра k_2 , в то время как при скорости в слое стандартной глубины она проявляется очень отчетливо. В этом случае величина эродированности как для допороговой, так и для запороговой области скоростей находится в прямой зависимости от размера агрегатов, слагающих образец, что соответствует сопротивлению образцов на разрыв, которое, согласно данным М.А. Неаринга, почти линейно уменьшается с увеличением диаметра агрегатов. Однако увеличение эродированности, особенно сильное при переходе от образцов со средним (1-1,5 мм) диаметром агрегатов к крупным (2-2,7 мм), не соответствует росту сопротивления на разрыв. Напротив, сопротивление на разрыв сильнее увеличивается от образцов с мелкими агрегатами к средним, чем от средних к крупным. Небольшой объем данных не позволяет объяснить это расхождение между сопротивлением на разрыв и эродированностью, с одной стороны, и со средним диаметром образцов, с другой. Можно лишь предположить, что увеличение эродированности с ростом размера агрегатов связано как с уменьшением сил сцепления между ними в пересчете на единицу площади контактов, так и с ростом гидродинамического воздействия на них.

Величина коэффициента b также не обнаруживает связи с диаметром агрегатов при использовании скорости на высоте выступов шероховатости. При этом она колеблется в значительных пределах (от 10 до 22). В случае использования скорости в слое стандартной глубины коэффициент b изменяется в столь узком диапазоне, что может быть принят постоянным для всех образцов без сколько-нибудь заметного влияния на коэффициент детерминации. Таким образом, использование скорости в слое стандартной глубины для расчета интенсивности отрыва частиц и агрегатов почвы имеет

ряд очевидных преимуществ в сравнении со скоростью на высоте выступов шероховатости. Возможно, преимущество использования скорости в слое стандартной глубины перед скоростью на высоте выступов шероховатости вызвано погрешностями ее определения. В рамках статьи дать исчерпывающий ответ на вопрос, в результате чего силы сцепления в почвенных образцах, изначально на 3 порядка превосходящие силу воздействия потока на ложе, уменьшаются настолько, что начинают интенсивно размываться, не представляется возможным. Можно предположить, что это обусловлено

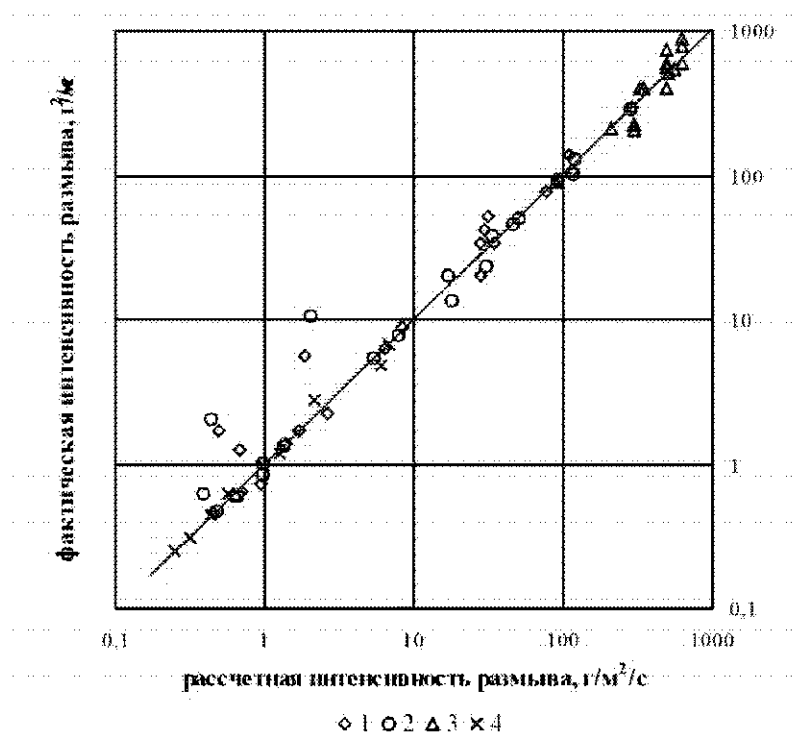


Рис. 3. Расчетная и фактическая интенсивности размыва почв разного типа: 1 Рассел; 2 Подлинг; 3 суглинок; 4 чернозем.

двумя факторами. Первый, как упоминалось выше, связан с ослаблением сил сцепления в результате расклинивающего влияния водной пленки при затоплении поверхности почвы водой. Как следует из приведенных данных, этот фактор в полной мере сказывается при скоростях потока намного меньших, чем пороговая величина, и может привести почти к полной утрате сил сцепления между агрегатами при длительном нахождении их в непосредственном контакте с водой, что может иметь место лишь при медлен-

ном размыве образца. При скоростях потока выше пороговой величины решающую роль, вероятно, приобретает второй фактор – вибрация агрегатов под воздействием переменной по величине, а возможно и по направлению, нагрузки, оказываемой потоком на агрегаты и частицы выступающие за пределы ламинарного подслоя.

Визуальные наблюдения показывают, что срыву многих агрегатов предшествует образование зазора между ними и остальной массой и более или менее длительный промежуток времени с вибрацией. Возможно, агрегаты, срываемые потоком без предварительного образования зазора, также вибрируют, что приводит к усталостному нарушению связи агрегата с остальной почвенной или грунтовой массой. Согласно исследованиям Ц.Е. Мирцхулавы (1957) усталостная прочность на разрыв связных грунтов составляет 22% от статической предельной нагрузки, но такого снижения прочности явно недостаточно, так как сопротивление на разрыв на три порядка больше, чем сила воздействия потока на дно. Возможно, что усталостная прочность почвы под водой снижается под влиянием динамической нагрузки в таких пределах, что приближается по величине к нагрузкам, оказываемым водным потоком на частицы грунта и почвенные агрегаты. Не исключено также, что физиколлоидные процессы, протекающие в почве под слоем воды, также приводят к ослаблению сил сцепления между частицами и агрегатами.

В любом случае то обстоятельство, что в запороговой области интенсивность отрыва частиц пропорциональна кубу скорости потока, свидетельствует о том, что подавляющая часть пульсаций скорости способна производить отрыв частиц связного грунта или почвы. В противном случае не должна иметь место прямая зависимость между интенсивностью отрыва частиц и кубом скорости в области, где скорость u отвечает условию $u/u_c \geq 1.6$. Это подтверждается результатами размыва образцов лессовидного покровного суглинка при скоростях, превосходящих в несколько раз пороговую величину. Представление М.А. Неаринга о том, что отрыв частиц производят лишь максимальные по величине пульсационные значения касательного напряжения, если они приходятся на точки, где располагаются частицы с минимальным сцеплением, справедливо лишь для допороговой и околопороговой областей скорости. Между тем две крайние правые точки почти во всех сериях его эксперимента относятся скорее к области прямой зависимости интенсивности отрыва частиц от куба скорости (рис. 2).

Из структуры уравнения (6) следует, что пороговая скорость является одним из его важнейших аргументов. Она определяет область перехода от медленного размыва к быстрому, а вместе с распределениями пульсаций скорости и сопротивления частиц отрыву и форму этого перехода. Функция, соответствующая уравнению (6), в области околопороговых значений скорости имеет перегиб. Определение абсциссы точки перегиба – операция вполне определенная в математическом отношении (точке перегиба соответствует первая, не равная 0, четная производная). Уравнение для расчета

скорости u_n (в нашем случае – это третья производная от произведения двух логистических функций в зависимости (6), соответствующей точке перегиба имеет вид

$$u_n = u_o(1 - 1/b \ln 10), \quad (7)$$

где u_o – пороговая скорость, м/с, b – параметр второй логистической кривой в уравнении (6), который зависит от величины дисперсии сопротивления частиц и агрегатов отрыву. Из уравнения можно определить величину пороговой скорости. Для этого надо иметь значение коэффициента b , а также величину скорости, соответствующей точке перегиба функции (6). Коэффициент b в принципе может быть вычислен по результатам измерения сопротивления частиц и агрегатов на отрыв, однако такие данные в литературе отсутствуют, методика определения сопротивления агрегатов на отрыв не разработана. Скорость, соответствующая точке перегиба функции (6), может быть определена визуально по графику зависимости смыва от куба скорости потока, если иметь достаточное число экспериментальных точек, но тогда объем работ по испытанию образцов на размыв существенно возрастет. Поэтому предлагается графический способ нахождения околороговой области для экспериментальных данных об интенсивности смыва в виде функции куба средней скорости (рис. 4). Тогда пороговая скорость может быть вычислена как $u_o = [0.5(c + d)]^{1/3}$. Значения c и d берутся по графику. Таким образом, были определены значения пороговых скоростей, приведенных в таблице 1.

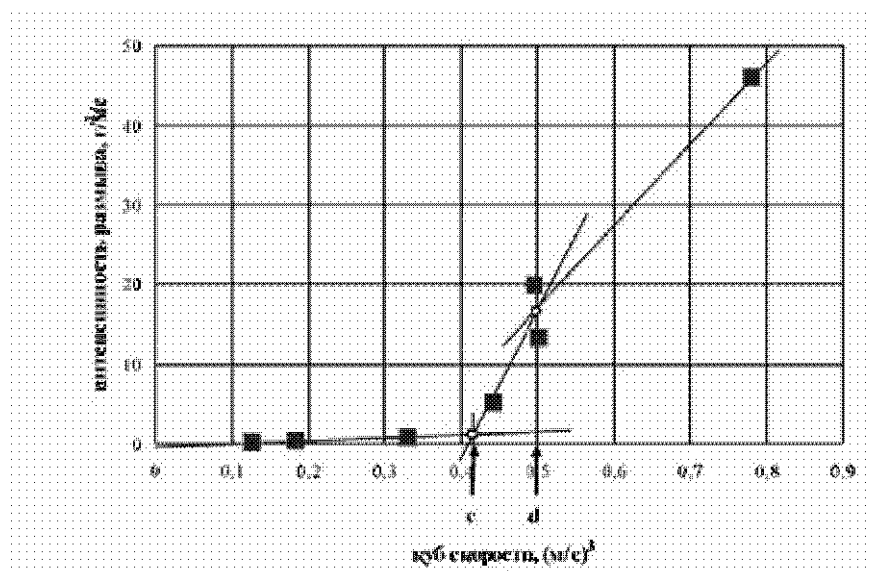


Рис. 4. Схема определения параметров c и d для расчета пороговой скорости.

Уравнения транспорта наносов мелководными потоками

Основные положения гидрофизической модели эрозии могут быть использованы для описания транспорта наносов. Действительно, отрыв частицы связанного грунта и захват частицы рыхлого материала водным потоком по физической сути не различаются. В обоих случаях поток производит работу по срыву частицы и приданию ей скорости, близкой к скорости потока в придонной области. Различие заключается лишь в затратах энергии. На отрыв частицы связанного грунта требуется затратить значительно больше энергии, чем на захват частицы рыхлого материала, так как в последнем случае энергия затрачивается на подъем частицы и придание ей скорости, а в первом случае необходима дополнительная затрата энергии на преодоление силы сцепления. Поэтому первый постулат гидрофизического подхода к описанию эрозии, согласно которому эрозия есть работа водного потока, приложим и к транспорту наносов. Безусловно, второй постулат, в соответствии с которым отрыв частиц производят те струи потока, скорость которых выше пороговой величины, также справедлив в отношении транспорта наносов. Действительно, захват частицы возможен лишь в том случае, если скорость течения в непосредственной близости к частице превышает пороговую величину. Однако четвертый постулат не приложим к транспорту наносов. Его следует заменить на другой, согласно которому, при отсутствии наносов и насыщении потока наносами до величины, соответствующей его полной транспортирующей способности, количество наносов, оседающих на дно, равно количеству наносов захватываемых со дна. Это определение впервые было сформулировано Эйнштейном (Einstein, 1942).

Рассмотрим следствия, вытекающие из последнего постулата. Очевидно, поток может набрать количество наносов, соответствующее его транспортирующей способности на расстоянии, равном максимальной длине траектории транспортируемых частиц. Разобьем расстояние, на котором поток насыщается наносами до полной транспортирующей способности, на множество элементарных отрезков и попытаемся получить выражение для количества наносов, транспортируемых потоком. Пусть T , Z и O – количество наносов, переносимых потоком над элементарным отрезком, захваченным потоком на элементарном отрезке и осевших на нем, соответственно, а k – доля наносов, осевших на отрезке, от транспортируемой массы. Если принять, что наносы, захваченные на отрезке не оседают на нем, что вполне допустимо ввиду его малых размеров, тогда на первом отрезке потоком будет захвачено Z наносов, оседает на нем $O_1 = 0$ и будет перенесено через него $T_1 = Z$. На втором отрезке будем иметь

$$O_2 = kZ, T_2 = Z + Z - kZ = Z + Z(1-k) = Z[1 + (1-k)];$$

на третьем отрезке

$$O_3 = Z[1 + (1-k)], T_3 = Z + Z[1 + (1-k)] - Z[1 + (1-k)]k = Z + Z[1 + (1-k)](1-k) = Z[1 + (1-k) + (1-k)^2];$$

на четвертом отрезке

$$O_4 = 3[1 + (1-k) + (1-k)^2]/k ;$$

$$T_4 = 3 \cdot 3[1 + (1-k) + (1-k)^2] - 3[1 + (1-k) + (1-k)^2]/k$$

$$3 + 3\{1 + [(1-k) + (1-k)^2]\} / (1-k) = 3[1 + (1-k) + (1-k)^2 \cdot (1-k)^3]$$

Для n -го отрезка можно записать выражение для количества наносов, проносимых над ним в виде

$$T_n = 3[1 + (1-k) + (1-k)^2 + (1-k)^3 + \dots + (1-k)^{n-1}]$$

Сумма членов в квадратных скобках имеет предел, равный k^{-1} , и тогда выражение для наносов, переносимых через малый отрезок на расстоянии от начала захвата наносов превышающем предельную дальность траектории частицы, запишется в виде

$$T_n = 3k^{-1} \quad (8)$$

Таким образом, из последнего постулата следует, что транспортирующая способность потока пропорциональна интенсивности захвата частиц наносов и обратно пропорциональна интенсивности их оседания. Поскольку захват частиц рыхлого материала и отрыв частиц связанных грунтов имеют одну и ту же гидрофизическую природу, то, очевидно, можно использовать уравнение, полученное теоретическим путем для отрыва частиц связанного грунта и подтвержденное экспериментально, для описания захвата частиц рыхлого материала и, как следует из уравнения (8), для описания транспортирующей способности потока. Последняя может быть записана в виде

$$q_n = k_T \gamma^3 [1 + 10^{a(1-u/u_{o1})}]^{-1} [1 + 10^{b(1-u^2/u_{o1}^2)}]^{-1}, \quad (9)$$

где q_n – удельный (на единицу ширины потока) расход наносов, u – скорость потока; γ – объемный вес воды; u_o – пороговая скорость; k_T – коэффициент транспорта, зависящий от затрат энергии потока на захват частиц наносов и придание им скорости, близкой к скорости потока, а также от скорости оседания; a и b – коэффициенты, зависящие от диапазона разброса пульсационных значений скорости и сил сопротивления частиц захвату потоком, соответственно.

Так как, в склоновых потоках могут иметь место все формы движения наносов – перемещение путем влечения, сальтации и во взвешенном состоянии, желательно иметь общее уравнение для всех форм движения наносов. Оно запишется в виде:

$$q_n = \gamma^3 \{k_{T1} [1 + 10^{a(1-u/u_{o1})}]^{-1} [1 + 10^{b_1(1-u^2/u_{o1}^2)}]^{-1} [1 + 10^{-a(1-u/u_{o2})}]^{-1} +$$

$$k_{T2} [1 + 10^{a(1-u/u_{o2})}]^{-1} [1 + 10^{b_2(1-u^2/u_{o2}^2)}]^{-1} [1 + 10^{-a(1-u/u_{o3})}]^{-1} +$$

$$k_{T3} [1 + 10^{a(1-u/u_{o3})}]^{-1} [1 + 10^{b_3(1-u^2/u_{o3}^2)}]^{-1} \}, \quad (10)$$

где k_{T1}, k_{T2}, k_{T3} – коэффициент транспорта наносов путем влечения, сальтации и взвешивания, соответственно; u_{o1}, u_{o2}, u_{o3} – пороговые значения скорости для влечения, сальтации и взвешивания, соответственно; b_1, b_2, b_3 – коэффициенты распределения для силы сопротивления отрыву частиц при движении влечением, сальтацией и взвешиванием, соответственно.

Исходя из уравнений неразрывности для плоского потока и уравнения Шези, мощность потока может быть выражена через уклон, расход воды, а также касательное напряжение как

$$\rho g u^3 \propto \rho g q l \propto \rho g \tau^{1.5}, \quad (11)$$

где ρ – плотность воды; g – ускорение силы тяжести; q – удельный (на единицу ширины потока) расход воды; l – уклон; τ – касательное напряжение.

С учетом соотношения (11) удельный расход наносов

$$q_n \propto q l \propto \tau^{1.5}, \quad (12)$$

Уравнения (10) не противоречит уравнению транспорта наносов Р.А. Багнольда (Bagnold, 1966), исходящего из положения о том, что транспортирующая способность есть функция мощности потока. Однако, результаты экспериментальных исследований показывают, что если транспортирующую способность представить в виде функции средней скорости или касательного напряжения, то во многих случаях показатели степени будут отличаться от значений, приведенных выше. Так например, в экспериментах с монозернистым песком значение показателя степени при скорости может достигать 30 (Архангельский, 1974). В.Д. Крамер и Л.Д. Мейер (Kraepel, Meier, 1969), установили, что если представить транспортирующую способность потока в виде степенной функции мощности потока, то показатель степени может изменяться от 1 до 4. Аналогичные результаты получаются, если захват частиц рассматривать как степенную функцию касательного напряжения. Значения показателя степени при этом будут отличаться от величины, приведенной в (12) как в большую, так и в меньшую сторону (Kemper et al, 1985). Это противоречие снимается уравнениями логистических кривых в зависимости (10).

Кривые, построенные с использованием уравнения (10) с логистическими кривыми и без них показывают, что распределение сопротивления частиц захвату и пульсация скорости оказывает большое влияние на зависимость между захватом частиц и средней скоростью потока в околопороговой области (рис. 1): здесь захват частиц наносов с ростом скорости потока сначала происходит медленно, а затем скачкообразно увеличивается. Если экспериментальные данные по транспорту наносов в интервале скоростей, включающей околопороговую область обработать статистическим методом, то показатель при скорости потока будет изменяться в широких пределах, принимая значения как меньше 3, так и намного больше 3. Из рис.

1 следует, что при изменении скорости в диапазоне от $0,87u_0$ до $1,12u_0$ захват частиц потоком будет пропорционален скорости потока в степени, значительно большей 3.

Таким образом, уравнение (10) объясняет изменение показателя степени при аргументах в уравнении транспорта наносов.

Для подтверждения этих выводов были выполнены специальные исследования в гидравлическом лотке при широком диапазоне уклонов – от 0,5 % до 32%. Общая длина лотка – 5 метров, рабочая – 4,2 м; ширина лотка – 0,2 м, глубина – 0,15 м. При помощи двух вкладышей ширина лотка в рабочей части может быть сокращена до 0,10 м. В головной части лотка расположено устройство для выпуска воды. На выходе ширина выпуска – 0,2 м. Толщина струи регулируется в пределах от 0 до 50 мм. Непосредственно к выпуску примыкает отрезок дна с повышением, которое предназначено для обеспечения повышенной в сравнении с остальной частью лотка скорости в зоне, куда подается песок из питателя. Для этой же цели щель водовыпуска в каждой серии опытов регулировалась таким образом, чтобы ее сечение было меньше, чем живое сечение потока в рабочей части лотка. Питатель лотка устроен на принципе песчаных часов – песок свободно высыпается из бункера через щель, ширина которой вдоль лотка может изменяться в пределах от 0 до 0,2 м, а в поперечном направлении равна ширине лотка (0,2 м). В донной части бункера имеются две подвижные диафрагмы: верхняя предназначена для установки необходимого расхода песка, нижняя – для пуска и остановки работы питателя. Питатель был предварительно оттарирован для различных фракций песка, что позволило перед началом эксперимента установить необходимый расход песка. Для придания дну лотка адекватной размеру песчаных зерен шероховатости на него укладывалась полоса ткани, закрепленная мелкими гвоздями, с наклеенным на нее песком соответствующей фракции, и. Лоток был также предварительно оттарирован для получения расходов при постоянной глубине потоков в диапазоне уклонов от 0,5 до 32 %. Исследования проводились при глубинах потока 1,2 3. и 4 см. Расход воды определялся объемным способом, пробы на содержание наносов отбирались в трехкратной повторности. Подача песка из питателя регулировалась таким образом, чтобы в области сочленения основной части лотка с отрезком с повышенным уклоном имела место небольшая аккумуляция наносов, что свидетельствовало об отсутствии дефицита наносов в рабочей части лотка. Была исследована транспортирующая способность потоков применительно к двум фракциям песка – 0,5-1 и 1-1,5 мм (табл. 2). При больших уклонах и глубинах 1-2 см были получены очень высокие концентрации наносов, достигавшие 2,1-2,3 кг песка на литр воды. Уровень воды при этом повышался приблизительно пропорционально объемному соотношению воды и наносов, что подтверждается измерением поверхностной скорости поплавками: скорость оказалась одинаковой для потоков с чистой водой и насыщенной наносами.

Таблица 2 Результаты исследования транспортирующей способности потоков по 2-м фракциям песка
0,5-1,0 мм и 1,0-1,5 мм

уклон, %	глубина потока, см	расход, л/с	расход наносов, кг/с/м	уклон, %	глубина потока, см	расход, л/с	расход наносов, кг/с/м	уклон, %	глубина потока, см	расход, л/с	расход наносов, кг/с/м
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Фракция 0,5 - 1,0 мм											
2,08	1	0,62	0,0072	2,08	2	2,29	0,104	4,16	3	4,7	0,177
4,16	1	0,93	0,058	4,16	2	2,92	0,384	6,24	3	5,87	0,42
6,24	1	1,22	0,148	6,24	2	3,27	0,575	7,89	3	6,2	0,75
10,36	1	1,58	0,325	10,36	2	4,3	0,929	10,36	3	6,81	1,32
12,4	1	1,72	0,576	14,43	2	5,22	1,35	12,4	3	7,74	2,097
14,43	1	1,81	0,866	16,44	2	5,59	3,53	14,43	3	8,38	3,31
18,43	1	2,07	1,66	18,43	2	5,9	4,13	0,21	4	2,2	0,0042
22,34	1	2,33	2,21	20,4	2	6,3	5,21	0,42	4	2,8	0,0125
26,14	1	2,46	2,44	22,34	2	6,44	5,18	0,83	4	3,83	0,019
29,83	1	2,62	2,88	24,25	2	6,55	5,96	2,08	4	5,08	0,064
33,38	1	2,77	4,07	26,14	2	6,87	7,04	4,16	4	6,77	0,314
35,11	1	2,87	6,24	28	2	7,16	10,14	6,24	4	7,79	0,561
31,62	1	2,68	4,65	29,83	2	7,25	11,93	7,89	4	8,53	1,19
0,83	1	0,456	0,00048	0,42	3	1,85	0,0118	10,36	4	9,3	1,84
0,83	2	1,44	0,137	0,83	3	2,5	0,185	12,4	4	10,66	3,02
0,83	2	1,44	0,147	2,08	3	3,3	0,048				

Продолжение таблицы 2

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Фракция 1,0 - 1,5 мм											
2,08	1	0,61	0,0106	0,83	2	1,57	0,015	2,08	3	3,3	0,062
2,14	1	2,4	3,65	2,08	2	2,06	0,054	4,16	3	4,62	0,172
4,16	1	0,99	0,052	4,16	2	3,05	0,215	6,24	3	5,68	0,354
6,24	1	1,245	0,121	6,24	2	3,325	0,376	10,36	3	7,18	1,33
10,36	1	1,6	0,328	8,3	2	3,78	0,8	14,43	3	8,48	2,8
14,43	1	1,84	0,674	10,36	2	4,44	1,29	0,21	4	2,28	0,007
18,43	1	2,065	1,12	12,4	2	4,74	2,3	0,42	4	2,77	0,0094
22,34	1	2,36	2,32	16,44	2	5,52	3,87	0,83	4	3,52	0,0157
29,83	1	2,63	5,43	20,4	2	6,25	5,77	2,08	4	5,07	0,072
33,38	1	2,74	7,36	0,21	3	1,55	0,0031	4,16	4	6,68	0,209
0,21	2	0,885	0,0016	0,42	3	1,86	0,0083	6,24	4	7,81	0,45
0,42	2	1,065	0,0024	0,83	3	2,44	0,022	10,36	4	8,9	1,13

Гидравлические параметры потока изменялись в широком диапазоне. При уклоне 0,5 % и глубине 1 см поток был спокойным и ламинарным с числами Рейнольдса и Фруда, соответственно, 1400-3000 и 0,2. Во всех остальных случаях поток становился бурным и турбулентным с числами Рейнольдса и Фруда изменяющимися от 5000 до 70000 и от 2 до 75, соответственно.

Все экспериментальные данные были аппроксимированы уравнением (10), коэффициенты которого приведены в табл. 3.

Таблица 3. Значения параметров уравнения (13) при расчете пороговых скоростей в слое 0-1 см

Параметры	Фракции, мм	
	0,5-1	1-1,5
u_{01} , м/с	0,47	0,98
u_{02} , м/с	1,35	1,58
u_{03} , м/с	2,12	2,06
u_{04} , м/с	2,72	2,47
k_{T1} , с ² /м ²	0,04	0,08
k_{T2} , с ² /м ²	0,14	0,16
k_{T3} , с ² /м ²	0,23	0,23
k_{T4} , с ² /м ²	0,27	0,38
a	4	4
b	6	6
c	-4	-4
R^2	0,990	0,982
Средняя относительная ошибка, %	24,19	14,85

Коэффициенты детерминации для фракций 0,5-1 мм равны соответственно 0,990 и 0,982. Первое, что обращает на себя внимание, это наличие в зависимости транспортирующей способности от куба скорости потока четвертого перегиба и соответствующих ему четвертой критической скорости и четвертого коэффициента транспорта, что не согласуется с существующими представлениями о трех разновидностях транспорта наносов, а именно – влечением и (или) перекачиванием, сальтацией и во взвешенном состоянии. Судя по тому, что наличие четвертого перегиба характерно для обеих фракций, можно полагать, что это не случайность, вызванная некорректностью проведения эксперимента, а какое-то новое явление. Дать убедительное объяснение этому факту по имеющимся материалам не представляется возможным. Можно лишь предположить, что это связано с изменением реологических свойств потока при высоком насыщении наносами. С

учетом четвертого перегиба в зависимости транспортирующей способности от куба скорости уравнение (10) дополняется еще одним членом и принимает в этом случае следующий вид:

$$q_n = \mu^3 \{ k_{T1} [1 + 10^{a(1-u/u_{01})}]^{-1} [1 + 10^{b_1(1-u^2/u_{01}^2)}]^{-1} [1 + 10^{-a(1-u/u_{02})}]^{-1} + \\ k_{T2} [1 + 10^{a(1-u/u_{02})}]^{-1} [1 + 10^{b_2(1-u^2/u_{02}^2)}]^{-1} [1 + 10^{-a(1-u/u_{03})}]^{-1} + \\ k_{T3} [1 + 10^{a(1-u/u_{03})}]^{-1} [1 + 10^{b_3(1-u^2/u_{03}^2)}]^{-1} [1 + 10^{-a(1-u/u_{04})}]^{-1} + \\ k_{T4} [1 + 10^{a(1-u/u_{04})}]^{-1} [1 + 10^{b_4(1-u^2/u_{04}^2)}]^{-1} \} \quad (13)$$

где u_{01} , u_{02} , u_{03} и u_{04} – первая, вторая, третья и четвертая пороговые скорости; k_{T1} , k_{T2} , k_{T3} и k_{T4} – коэффициенты транспорта наносов; b_1 , b_2 , b_3 , b_4 – коэффициенты при уравнениях логистических кривых, описывающих распределение пульсационных скоростей и сопротивления частиц песка захвату потоком.

Обращает на себя внимание соотношение значений критических скоростей для фракций 0,5-1 и 1-1,5 мм. Первая критическая скорость для фракции меньшего размера почти в 2 раза меньше, чем для фракции 1-1,5 мм. Различия во второй критической скорости между фракциями меньше, чем в первом случае, а третья и четвертая скорости для фракции 0,5-1 мм меньше, чем для следующей. Определенно назвать причину инверсии на основании имеющихся данных невозможно. Вероятно, это связано с изменением профиля распределения скоростей по мере нагрузки потока наносами, что, в свою очередь, может быть вызвано уменьшением коэффициента Кармана во взвешенном потоке (Einstein, Chien, 1955).

В коэффициентах транспорта наносов прослеживаются определенные закономерности. Они имеют минимальные значения при движении наносов путем влечения и скачкообразно возрастают при движении наносов сальтацией. Далее рост коэффициентов транспорта замедляется. Интересно, что несмотря на большие различия в крупности песка, коэффициенты транспорта оказались достаточно близкими. Очевидно, следует провести эксперименты с наносами другой крупности, чтобы подтвердить или опровергнуть намечавшиеся в описанной серии экспериментов закономерности.

Выводы

1. Отрыв частиц связного грунта и почвенных агрегатов, рассматриваемый как функция кинетической энергии потока, удовлетворительно описывается уравнением, содержащим две логистические функции, которые определяют вероятность совпадения двух событий – превышения пульсационной скоростью некоторого уровня, с одной стороны, и непревышения силой сопротивления частиц отрыву силы воздействия потока с пульсационными скоростями упомянутого выше уровня. Логистические кривые ра-

бывают в области скоростей близких к пороговым. В запороговой области отрыв пропорционален кубу скорости потока. Уравнение также содержит член, предназначенный для описания отрыва частиц связного грунта при скоростях заведомо ниже пороговых, когда даже единичные пульсационные скорости не достигают пороговых значений, и где отрыв частиц происходит практически при полной потери сил сцепления в результате химического и физколлоидного воздействия на них. Работа потока по их срыву сводится к преодолению силы тяжести. Коэффициент детерминации для всех испытанных образцов почвы на размыв составляет 0,98-0,99, что выше значений полученных М.А. Нсарингом (1991).

2. Для уравнения отрыва частиц почв и грунтов лучше использовать среднюю скорость в слое стандартной глубины (считая от дна потока). В этом случае параметры уравнения становятся более стабильными, отчетливее проявляется их связь со свойствами почвы.

3. За пороговую скорость принимается такая средняя скорость, при которой в 50% случаев струи потока воздействуют на частицы и агрегаты почвы и грунта с силой, равной или превышающей их сопротивление отрыву.

4. Параметр в логистическом уравнении, описывающем распределение сил межагрегатного сцепления в виде интегральной кривой, зависит от отношения максимальной силы сцепления между агрегатами (или частицами) к минимальной, в связи с этим большое значение для дальнейшего развития моделирования эрозии почв на основе физических закономерностей будет иметь исследование сил межагрегатного сцепления в основных зональных почвах с различным гранулометрическим и агрегатным составом.

5. Вероятностный подход применим также к транспорту наносов. При этом он оказался пригодным для описания различных форм транспорта (ввлечение, сальтация, взвешивание). Однако экспериментальные данные свидетельствуют о наличии еще одного перегиба в зависимости транспортирующей способности потока от куба скорости, которому соответствуют свои значения пороговой скорости и свои коэффициенты транспорта наносов.

6. Различия в значениях пороговых скоростей для песчаных фракций 0,5-1 и 1-1,5 мм уменьшаются при переходе от движения наносов влечением к движению во взвешенном состоянии.

7. Коэффициенты транспорта наносов для обеих фракций песка близки между собой. Случайность это, или закономерное явление должны показать исследования как с более крупными, так и с более мелкими фракциями наносов.

ЛИТЕРАТУРА

- Архангельский М.М. О вероятностной схеме движения наносов в придонной области турбулентного потока // Взаимодействие поверхностного и подземного стока. Вып.2. М.: изд-во МГУ, 1974.
- Избаш С.В., Халдре Х.Ю. Гидравлика перекрытия русел рек. М.-Л.: Госэнергоиздат, 1959.
- Кузнецов М.С., Глазунов Г.П. Эрозия почв. М.: изд-во МГУ, 1985.
- Кузнецов М.С., Григорьев В.Я. О гидравлике потоков на склонах в связи со смывом почв // Эрозия почв и русловые процессы. Вып. 5. М.: изд-во МГУ, 1976.
- Ларионов Г.А., Краснов С.Ф. Гидрофизическая модель эрозии почв и возможности ее реализации // Экологические проблемы эрозии почв и русловых процессов. М.: изд-во МГУ, 1992.
- Ларионов Г.А. Эрозия и дефляция почв: основные закономерности и количественные оценки. М.: изд-во МГУ, 1993.
- Ларионов Г.А., Краснов С.Ф. Гидрофизическая концепция эрозии почв. Почвоведение. 1997. № 5.
- Мирицхулава Ц.Е. К вопросу устойчивости связных грунтов к размыву // Тр. Груз. НИИГиМ. 1957. Вып. 18-19.
- Мирицхулава Ц.Е. Инженерные методы расчета и прогноз водной эрозии. М.: «Колос», 1970.
- Alonso C.V., Neibling W.H., Foster G.R. Estimating sediment transport capacity in watershed modeling // Trans. of the ASAE. 1981. V. 24. # 5.
- Bagnold R.A. An approach to the sediment transport problem from general physic. U.S. Geological survey professional paper 422-1. 1966.
- Einstein H.A. Formulas for transportation of bedload. Trans. of ASAE, 1942, No. 107.
- Einstein H.A., Chien N. Effects of heavy sediment concentration near the bed on velocity and sediment distribution. M.R.D. Sediment series #8, Missouri River Div., Corps of Engis. 1955.
- Kemper W.D., Trout T.J., Brown M.J., Rosenau R.C. Furrow erosion and water and soil management//Trans. of the ASAE. 1985. V. 28.# 5.
- Kramer L.A., Meyer L.D. Small amount of surface mulch reduce soil erosion and runoff velocity // Trans. of the ASAE. 1969. V 12. #5.
- Laursen E.M. The total sediment load of streams. Proc. Am. Soc. Civil Engrs. J. Hydraulics Div. 84. 1956.
- Nearing M.A., Bradford J.M., Parker S.C. Soil detachment by shallow flow at low slopes. Soil Science Society of America Journal, 1991, Vol.55, No. 2.

Nearing M.A. A probabilistic model of soil detachment by shallow turbulent flow. J. Of American society of agricultural engineers. 1991. Vol. 34, No. 1.

В содержание

З.В. Пацукевич, М.Э Козловская

ЭРОЗИОННО-АККУМУЛЯТИВНЫЕ ПРОЦЕССЫ В СТЕПНОЙ ЗОНЕ ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ РОССИИ

Эрозионные процессы воздействуют не только на агросистемы, но и через транспорт продуктов эрозии – на водотоки. Поэтому важнейшей составной частью оценки динамики эрозионных процессов и их стабилизации является выявление путей перемещения наносов, конечных пунктов миграции смываемого материала, а также баланс продуктов смыва в пределах водосбора (Козловская, Пацукевич, 1991). При этом важна оценка негативной роли эрозионных процессов в нарушении природного равновесия. В степной зоне России проблема сохранности почвенного покрова и экологической стабильности агроландшафта особенно актуальна в связи с максимальными антропогенными нагрузками, прежде всего, очень высокой (до 80-90 %) распашкой территории.

Методика исследований.

Интенсивность эрозионных процессов оценивалась по методике, широко используемой во многих странах мира (Wischmeier, Smith, 1978; Инструкция..., 1979; Ларионов, 1987, 1993; Козловская и др., 1988; Schwepman, 1990). Суть ее заключается в количественной оценке основных факторов смыва почв (эрозионных индексов рельефа и осадков, эродированности почв, почвозащитного влияния растительного покрова и агротехники), составлении соответствующих факторных карт и на их основе – интегральной карты интенсивности плоскостного смыва почв. Такая карта позволяет не только показать масштаб эрозионных процессов, но также служит основой для оценки экологических последствий эрозии.

Поскольку степень развития и направленность эрозионно-аккумулятивных процессов тесно связаны с морфологией склона и динамикой основных морфологических показателей, для оценки экологических последствий эрозии почв использован метод эрозионной катены, позволяющий выявить пути транспорта наносов с выделением основных эрозионных зон (Джеррард, 1984; Мордкович и др., 1986). Катенный подход к анализу экологических закономерностей сводится к следующему. На основе топографических карт с учетом проведенных на них линий стока, уклонов, густоты и рисунка горизонталей выделяются основные эрозионные зоны – отсутствия или незначительного смыва почв (*l/c*), смыва и пересотложения почвенного материала (*C*), аккумуляции наносов (*Ак*). Иногда в пределах склона можно выделить зону транзита (*Т*), которая формируется вслед за зоной смыва и перед зоной аккумуляции. Подсчитывались их площади, а по картам интенсивности плоскостного смыва почв – объем ежегодных потерь почвы по отдельным зонам и по водосбору в целом. В полеских условиях в однородной по ландшафту местности закладывали серию почвенно-

геоморфологических профилей, проходящих от самого высокого места к низкому. Проводилась топографическая съемка полосы склонов шириной 20-50 м вдоль всех профилей. На всех элементах рельефа определялась степень эродированности почвенного покрова, области распространения соответствующих почв с последующим выделением тех участков склона, с которых происходит вынос продуктов эрозии на пастбища (*Bn*) или в водотоки (*Bв*). Затем элементы модельных профилей (катен) сопоставлялись с реальной обстановкой для верификации расчетных значений смыва, и в зависимости от соотношения эрозии с аккумуляцией на разных участках склона определялся тип катены – закрытая, полуоткрытая и открытая. Для закрытых катен характерно нераспределение наносов в пределах склона и аккумуляция у подножий. Иногда продукты смыва выносятся за пределы пашни и аккумулируются на прилегающих нераспаханных участках склона. Такие катены отнесены к полуоткрытым. В экологическом плане наибольший интерес и опасность представляют участки склонов, где зоны смыва и транзита непосредственно прилегают к активным элементам овражно-балочной сети – линия стока заканчивается у бровки активно растущего оврага, ложбины, на пойме, затоняемой во время дождевых паводков. Такие участки названы зонами активного выноса, а катены – открытыми. Именно эти зоны определяют масштабы поступления продуктов смыва в водотоки.

Для выявления специфики этих процессов в черноземной зоне России были выбраны два ключевых участка. Поскольку основной ущерб эрозия причиняет пахотным землям, все камеральные и полевые работы проводились в пределах пашни.

Природно-эрозионная характеристика ключевых участков

Ключевые участки расположены в различных ландшафтных зонах – влажной степи Ставропольского края и сухой степи Оренбургской области. По комплексу основных природных характеристик они типичны для данных регионов. Полевые и камеральные работы выполнялись на разном таксономическом уровне: территория хозяйства, водосборы реки или балки, отдельные склоны.

Ставропольский край. Ключевой участок расположен в Грачевском районе на восточном крыле Ставропольской возвышенности с древним эрозионным расчленением, в основном, на левом берегу р. Калауса, являющегося базисом эрозии региона (бассейн балки Горькой). Характерной его особенностью являются длинные и пологие склоны. Около половины их длиннее 500м, местами до 2 км. Уклоны на преобладающей территории (около 95%) не превышают 3% . Продольный профиль склонов, как правило, слабоогнутый. Гидрографическая сеть характеризуется значительной густотой. Древние эрозионные формы представлены суходолами, ложбинами и балками.

В условиях преобладания длинных и пологих склонов эрозионный потенциал рельефа низкий (табл.1) и не является основной причиной отно-

сительно высокой интенсивности плоскостного смыва почв. Особую опасность для развития эрозионных процессов на территории региона представляет климатический фактор. Годовое количество осадков, выпадающих, главным образом, в виде ливней, достигает 1200 мм. Значительное их количество приходится на конец весны – начало лета. Эрозионный потенциал дождевых осадков достигает максимального для равнинных территорий значения – 14.25, что в совокупности с их ливневым характером во многом осложняет эрозионную ситуацию региона.

Почвенный покров участка представлен, в основном, черноземами типичными с высоким (5-6%) содержанием гумуса, южными

Таблица 1. Природно-эрозионная характеристика ключевых участков

Местоположение, природная зона	Уклон, %	Длина, м	LS^*	K , т/га в год на ед. R	R	C	A , т/га в год
Ставропольский край, влажная степь	1.5	570	0.77	2.1	14.25	0.45	7.6
Орелбургская обл., сухая степь	5.6	392	1.19	1.8	5.6	0.38	4.4

^{*)} LS – эрозионный потенциал рельефа; K – эродруемость почв; R – эрозионный индекс осадков; C – эрозионный индекс агроценозов; A – интенсивность смыва почв.

и каштановыми, преимущественно тяжелосуглинистыми и менее гумусированными. Черноземы каштановые приурочены к повышенным приводораздельным пространствам и склонам, почти всегда щебнистые. Темно-каштановые почвы часто бывают засоленными. Эродруемость почв или их податливость к смыву определяется, в основном, их гранулометрическим составом и содержанием гумуса. Несмотря на высокое содержание гумуса, черноземы характеризуются весьма высокой эродруемостью – до 2 и более т/га на единицу эрозионного индекса дождей, что обусловлено преобладанием в составе почвенных фракций крупной пыли (до 90 %).

Земли Ставрополя начали обрабатываться в конце прошлого века, но уже к началу первой мировой войны пахотный клин составил 35% от общей площади сельскохозяйственных угодий. Второй этап освоения территории пришелся на 50-60-е годы, когда были освоены практически все пригодные для обработки земли, и площадь пашни достигла современного уровня (53-55%). В севообороте доминируют пропашные культуры. Благоприятное для развития эрозии сочетание природных факторов дополняется почти исключительным использованием отвальной обработки почвы. Поэтому почвозащитные свойства агроценозов невысокие и соответствующий эрозионный индекс составляет 0.45.

В целом на территории региона доля эрозионноопасной пашни, где интенсивность эрозии выше допустимой величины, велика и достигает 80%. Расчетная интенсивность смыва при современном земледелии колеб-

летя от 1-2 до 20-30 т / га в год, составляя в среднем 7-8 т / га. Преобладают земли со смывом до 20 т / га (60 %), а доля земель с более высокой интенсивностью смыва не превышает 10-15 %

Оренбургская область. В ландшафтном отношении исследуемая территория (Тоцкий район Оренбургской области) относится к степной провинции Высокого Заволжья. Земли ключевого участка расположены в бассейне р. Погромки, занимая ее верховья на склонах Мелового Сырта. Этим обусловлено значительное эрозионное расчленение территории. Преобладают склоны средней длины (300-400 м) с уклонами в 5-6%, в связи с чем территория региона характеризуется достаточно высоким эрозионным индексом рельефа (табл.1).

Среднегодовое количество осадков не превышает 300-350 мм. Пик дождевых осадков приходится на начало лета, когда почвозащитные свойства агроценозов низкие. Эрозионный индекс дождей низкий (табл. 1). Запас воды в снеге к началу весеннего снеготаяния тоже невысокий – 85 мм.

В почвенном покрове преобладают черноземы южные с низким содержанием гумуса и небольшой мощностью почвенного профиля. Эродированность их колеблется в пределах 1.6-2.0 т / га в год. Степень распаханности территории к настоящему времени составляет 60%. В составе севооборотов доминируют озимые зерновые культуры, поэтому эрозионный индекс растительности относительно низкий – 0.38.

В целом по исследуемому региону при относительно сложном рельефе и высоком его эрозионном потенциале интенсивность смыва невысокая, колеблется в пределах от 1-2 до 12-15 т/га, составляя в среднем 4.4 т/га в год (табл.1). Преобладают земли с интенсивностью смыва, не превышающей 3 т / га (до 70 %). С учетом допустимого смыва, который в этих условиях соответствует 1.5 т/га (Пацуквич, 1996), доля эрозионноопасной пашни достигает 47 %. Анализ почвенной карты региона показал, что смытые почвы занимают 41% площади пашни, причем преобладают (до 90 %) слабосмытые разности. Если допустить, что почвенная карта реально отражает эрозионную ситуацию, можно предположить, что эрозионный потенциал территории к настоящему времени реализован почти на 90 %.

Оценка эрозионно-экологической ситуации

Для характеристики эрозионно-экологической ситуации в пределах бассейна балки Горькой было выделено 30 элементарных водосборов, при этом для более детального обследования отобраны наиболее распаханых общей площадью 1200 га. Для выбранных элементарных водосборов была составлена карта уклонов и проведена дифференциация их на составляющие склоны и катенарные (эрозионные) зоны с последующим подсчетом площадей катенарных зон и объемов ежегодных потерь почвы как по водосбору в целом, так и по отдельным зонам. Отдельно выделялись те участки катены, с которых происходит вынос продуктов эрозии на пастбища (*Bn*) или в водотоки (*Bв*) (табл. 2).

Зоны отсутствия или незначительного смыва выделяются в верхней части склона и приурочены к широким субгоризонтальным (с уклоном до 1.5-2.5 %) приводораздельным поверхностям, где темпы смыва сопоставимы со скоростью почвообразования. Как правило, они невелики и занимают 3-15 % площади водосбора. Интенсивность плоскостного смыва также невысокая и чаще всего колеблется в пределах допустимых величин. Здесь формируются, как правило, почвы с нормальным (полноразвитым) профилем. Однако только в случае очень больших и абсолютно пологих территорий можно быть уверенным в том, что смыв почвы полностью отсутствует. Неширокие или гребневидные водоразделы лишены этой зоны и часто бывают эродированы в результате механической эрозии или считаются таковыми за счет малой мощности почвенного профиля при близком залегании коренных пород. В целом по обследованным регионам отмечается небольшой вынос – в пределах 1-6 % от общего объема выноса, что практически не оказывает влияния на масштаб последнего.

Таблица 2. Распределение пахотных земель элементарных водосборов балки Горькой по склоновым зонам

№ водосбора	S, га	Площади склоновых земель									
		Hc		C		Bn		Ba		Ak	
		га	%	га	%	га	%	га	%	га	%
1	67	4	6.0	58	85.6	-	-	-	-	5	7.5
2	85	40	47.0	17	20.0	4	4.7	-	-	24	28.3
4	533	15	2.8	384	72.0	10	1.9	34	6.4	90	16.9
15	65	7	10.8	40	61.5	-	-	6	9.2	12	18.5
16	403	62	15.5	263	65.2	3	0.7	38	9.4	-	-

Эрозионно-активные элементы катены и склона в целом – зоны смыва. Разные по площади и интенсивности эрозионных процессов, они являются основными поставщиками эродируемого материала. В пределах выбранных водосборов эти зоны характеризуются максимальными уклонами (до 8-15%) и максимальной интенсивностью эрозионных процессов. Интенсивность потерь почвы по зонам смыва выше фоновой по водоразделам в 1.5-2.5 раза. В пределах зон смыва распространены почвы разной степени эродированности, но преобладают слабосмытые. На ряде склонов выделены зоны транзита с постоянными значениями интенсивности плоскостного смыва и относительно постоянными мощностями почвенных профилей, что свидетельствует о некотором равновесии между процессами смыва и перетолжения почвенного материала.

Зоны смыва в пределах элементарных водоемов занимают 20-86% площади склонов (табл.2), и их участие в процессах смыва и перемещения эродированного материала наиболее значимо. Они являются основным поставщиком эродированного материала с водосбора – до 80-90 %. Однако вследствие широкого распространения вогнутых склонов 75-80 % продуктов смыва переотлагается в пределах пашни.

В экологическом плане максимальный интерес представляют наиболее эрозионно-активные участки склонов, с которых возможен вынос продуктов смыва за пределы пашни. В ряде случаев поступающий с пашни материал откладывается на расположенных в нижней части склонов естественных угодьях – сенокосах и пастбищах. Такие зоны выноса невелики по площади (1-5 %), однако интенсивность плоскостного смыва здесь достигает 16 т / га. Объем выноса по отдельным водосборам составляет 1.5-15 % от общих потерь почвы в результате плоскостного смыва (табл. 3). Пути выноса эрозионного материала часто служат эрозионные ложбины.

Таблица 3. Интенсивность эрозионных процессов по элементарным водосборам балки Горькой

№ водосбора	Интенсивность плоскостного смыва почв по всему водосбору, т/га.год	Ежегодный объем смыва с водосбора, т	Ежегодный объем выноса					
			Вп		Вз		Вп+Вз	
			т	%	т	%	т	%
1	12.5	1723	-	-	-	-	-	-
2	7.2	439	64	14.6	-	-	64	14.6
4	7.0	3095	160	5.2	354	11.4	514	16.6
15	5.1	333	-	-	36	10.8	36	10.8
16	7.8	3128	48	1.5	342	10.9	390	12.5

Зоны открытого выноса (в водотоки) занимают 6-9 % площади пашни на водосборе при интенсивности плоскостного смыва почв до 10 т/га в год. Ежегодный объем выноса в водотоки колеблется в пределах 10-11 т/га.

Зоны аккумуляции приурочены не только к нижним частям склонов, но и ко всем участкам с отрицательным градиентом уклона на склонах сложной формы. На вогнутых склонах эти зоны шире, чем на выпуклых и прямых. Оценка возможности формирования аккумулятивных участков путем сопоставления уклонов на сопредельных участках склонов подтвердила известное положение (Wilson, 1986), что она наиболее вероятна при двукратном снижении уклонов на последующих участках склонов (табл. 4). Площадь зон аккумуляции по отдельным микроводосборам колеблется в пределах 7-28 % от общей площади водосбора.

В целом по региону объем выноса за пределы пашни составляет 11-17 % от общей массы материала, перемещаемого плоскостным смывом. Основная масса продуктов смыва перемещается в пределах пашни. Поэтому наиболее часто встречаются катены, которые могут быть определены как закрытые, например, на склонах водосбора N 1. Склоны водосбора N 2 характеризуются полукрытым типом катен. На остальных водосборах распространены все типы катен.

Водосбор р. Погромки подразделен на 29 элементарных водосборов. В связи с широким распространением гребневидных водосборов зоны незначительного смыва занимают небольшую (2-5 %) часть площади водо-

сбора, почти на половине склонов они отсутствуют. Интенсивность смыва почв здесь колеблется в пределах допустимой величины смыва (до 1-1.5 т/га-год). Более 70 % площади обрабатываемых склонов в пределах водосбора занимают зоны смыва. Непосредственно в водотоки продукты смыва поступают с 7-8, реже с 10-15 % площади пашни, а на естественные угодья, в основном, пастбища, выносятся 5-10 % эродированного материала.

Интенсивность смыва по эрозионно-активным зонам колеблется от 3-4 до 18 т/га в год, а по зонам выноса (в водотоки и на пастбища) – до 22 т/га. Доля продуктов плоскостного смыва, поступающих в водотоки или оседающих на непахотных землях, относительно невелика. Она составляет соответственно 15-20 и 10-15 % от общего объема смыва. На исследуемой территории встречаются катены всех трех типов, преобладают – полукоткрытые и открытые, т.е. в большинстве случаев происходит вынос почвенного материала за пределы пашни.

Таблица 4. Оценочные параметры для выявления зон аккумуляции

Количество профилей	Средний уклон склона, %	Соотношение уклонов на сопредельных участках склона		Наличие (+) или отсутствие (-) зон аккумуляции
		пределы колебаний	средние значения	
9	3-4	1.1-1.8	1.3	-
7	4-5	1.7-2.2	1.9	-
19	6-8	1.9-6.9	2.8	+

Вывод. Оценка основного показателя воздействия эрозионных процессов на экологическую ситуацию – баланса наносов – в степных районах европейской части России показала, что в обоих регионах в связи с широким распространением вогнутых склонов преобладающая масса эродированного материала (70-80%) переотлагается в пределах пахотных земель. Почвенно-эрозионная специфика сухой и влажной степи оказала влияние на оценку интенсивности смыва. Однако объем эрозионного выноса является интегральным показателем. Он пропорционален интенсивности смыва почв, площади зон выноса и общей площади водосбора и во многом определяется характером рельефа. В условиях длинных и пологих склонов Ставрополья (бассейн балки Горькой) ежегодный объем выноса невелик (табл. 5), причем основная масса смываемого склонов почвенного материка

Таблица 5. Обобщенные эрозионные параметры ключевых участков

Ключевые участки	Доля склоновых земель, % к площади пашни				Ежегодный объем смыва, % к общему смыву			
	ПС	С	Зп	Зв	Ак	С	Зп	Зв
Бассейн балки Горькой	3-47	20-86	1-5	6-9	5-28	55-88	1-5	10-11
Бассейн р.Погромки	2-4	55-65	4-6	6-10	25-30	60-75	10-15	15-20

ла поступает в водотоки. Со значительно более крутых склонов бассейна р. Погромки общий объем выноса увеличивается в 2-3 раза, при этом в водо-

токи поступает более половины продуктов выноса, однако значительная доля их отлагается за пределами пашни. В такой ситуации даже при относительно невысоких темпах смыва почв и ограниченном выносе продуктов эрозии потери элементов питания (прежде всего, гумуса) могут составить за срок земледельческого использования в 100 лет до трети их общих запасов в пахотном слое (Ломакин, 1975; Пацукевич и др., 1992).

ЛИТЕРАТУРА

- Джеррард А. Дж. Почвы и формы рельефа. Л.: Недра. 1984.
- Инструкция по определению расчетных гидрологических характеристик при проектировании противоэрозионных мероприятий на Европейской территории СССР. Л.: Гидрометиздат. 1979.
- Козловская М.Э., Пацукевич З.В. Влияние эрозионных процессов на экологическую ситуацию в пределах малых водосборов // Эрозиоведение: теория, эксперимент, практика. М.: Колос. 1991.
- Козловская М.Э., Пацукевич З.В., Якимова И.В. Опыт составления крупномасштабных карт эрозионноопасных земель // Вестник МГУ. Сер. 5. География. 1988. N 5.
- Ларионов Г.А. Расчет смыва по равноудаленным отрезкам склона // Земледелие. 1987. № 2.
- Ларионов Г.А. Эрозия и дефляция почв. М.: Изд-во МГУ. 1993.
- Ломакин М.М. Потери растворимых питательных веществ с жидким стоком // Научно-технич. Бюллетень по проблеме «Защита почв от эрозии». Курск. 1975.
- Мордкович В.Г., Шатохина Н.Г., Титлянова А.А. Степные катены // Типология степных катен. Л.: 1970.
- Пацукевич З.В. Допустимый смыв почв и методы его определения // Вестник МГУ. Сер. 15. География. 1996. N 2.
- Пацукевич З.В., Кирюхина З.П., Козловская М.Э. Эрозия на пашне как источник загрязнения водоемов (количественные оценки) // Экологические проблемы эрозии почв и русловых процессов. М.: Изд-во МГУ. 1992.
- Schhwertman U., Vogl W., Kainz M. Bodenerosion durch Wasser. Vorhersage des Abtrags und Bewertung von Gegenmaßnahmen. Stuttgart: Ulmer, 1990.
- Wilson J.P. Estimating the topographic factor in the universal soil loss equation for watersheds // Soil a. Water conserv. 1986. Vol. 41. N 3.
- Wischmeier W.H., Smith D.D. Predicting rainfall erosion losses // Agricultural handbook. N 537. Washington. 1978.

В содержание

М.Ю. Белоцерковский, М.В. Топупов

ДОПУСТИМЫЙ СМЫВ И ОПТИМИЗАЦИЯ ЗАТРАТ НА ПРОТИВОЭРОЗИОННЫЕ МЕРОПРИЯТИЯ 2

Инженерное обоснование противоэрозионных мероприятий невозможно без нормативных значений допустимого смыва. Состав противоэрозионных мер, их объемы и, соответственно, затраты на их осуществление могут быть исчислены наиболее корректно, если известно, насколько необходимо уменьшить смыв, чтобы плодородию почвы не наносился дальнейший ущерб. Для этого, кроме данных по интенсивности эрозии, необходимо знать, какова для тех или иных условий величина смыва, которую можно принимать за допустимую, то есть, какова предельная интенсивность эрозии, которая компенсируется почвообразованием.

В литературе существуют различные мнения по этому вопросу. Согласно наиболее распространенным из них, в зависимости от типа почвы, мощности рыхлой толщи, интенсивности эрозии, продолжительности и характера хозяйственной деятельности и ряда других условий, допустимая величина смыва изменяется в пределах от 1 до 12,5 т/га-год (Бельгибаев, Долгилевич, 1970; Шикун и др., 1973; Заславский, 1989; Пацукевич, 1996). Если рассматривать величину допустимого смыва как средство ресурсосбережения и предохранения почв от эрозии, то естественно стремление к низким нормам эрозии: чем ниже допустимый уровень смыва, тем меньше почвы будет смываться. Однако объемы необходимых противоэрозионных мер будут при этом все более возрастать, что неизбежно вызовет увеличение затрат на их осуществление. В связи с этим возникла необходимость рассчитать и сопоставить затраты на противоэрозионные мероприятия при различных уровнях допустимого смыва (прежде всего, на пахотных угодьях, почвы которых особенно нуждаются в защите от эрозии). На конкретных примерах мы покажем, насколько велики различия в стоимости противоэрозионного комплекса при разных уровнях смыва, условно принимаемых за допустимые, последовательно для участка землепользования колхоза, трех областей ЕЧР, расположенных в различных природных условиях, двух крупных экономических районов и всей земледельческой территории России. При этом диапазон величин смыва все более сходится к его действительным нормативным значениям, без знания которых исчисление оптимальных затрат на противоэрозионные мероприятия, обеспечивающие сохранение плодородия почв, не представляется возможным.

Следует отметить, что лишь в последнее время стало возможным рассчитать и сопоставить затраты на противоэрозионные мероприятия при различных уровнях допустимого смыва – после составления (на расчетной

² Работа выполнена в рамках программы поддержки ведущих научных школ (проект 00-15-98512) и по программе «Университеты России. Фундаментальные исследования» (проект 8.6.1)

основе с использованием количественных моделей смыва) карты эрозионноопасных земель Европейской части СССР (масштаб 1:2000000) (Ларионов, Белоцерковский, 1987), а затем всей России (масштаб 1:1500000) с подробной экспликацией, характеризующей структуру эрозионноопасных земель по установленным ступеням смыва в пределах каждой области, республики и края. Кроме того, были использованы следующие расчетные материалы: результаты измерений длин и крутизны склонов по крупномасштабным картам; сведения о распределении эрозионного потенциала рельефа по установленным классам, их средние величины; номограммы зависимостей между значениями эрозионного потенциала рельефа, соответствующих уклонов и длин склонов; среднеобластные индексы агроценозов полевых культур в летний и зимний периоды; сведения о структурах посевных площадей в областях, республиках, краях и другие данные.

Для участка землепользования колхоза «Ведуга» (лесостепная зона Воронежской области) в 1986 г. была составлена карта эрозионноопасных земель (масштаб 1:10000). Площадь участка – 928,5 га. Структура эрозионноопасной пашни со смывом, рассчитанная для пашни, содержащейся на черному пару, представлена на рис.1. В соответствии с фактической структурой посевных площадей колхоза были составлены схемы севооборотов (с соблюдением агротехнических норм чередования культур и т.п.). Структура посевов в 1986 г.: озимые – 28,0%; яровые (без кукурузы) – 33,5%; пропашные – 28,3% (в т.ч. сахарная свекла – 8,7%, подсолнечник – 9,5%, картофель и бахчевые – 0,6%, кормовые корнеплоды – 1,4%, кукуруза на силос – 8,1%); однолетние травы – 4,4%; многолетние травы – 1,9%; пар – 3,9%.

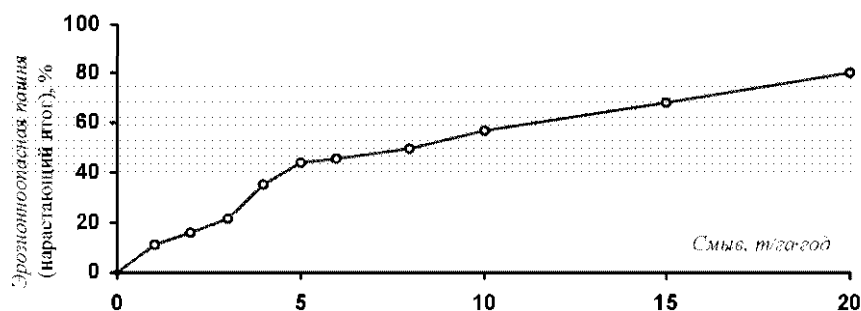


Рис. 1. Структура эрозионноопасной пашни в колхозе «Ведуга».

Размещение культур проводилось по установленным градациям смыва в 1, 2, 3, 4, 5, 6, 8, 10 и 15 т/га-год. С учетом эрозионных индексов агроценозов в севообороте устанавливалась среднегодовая величина эрозионного индекса культур и, в зависимости от градации смыва на пашне, где размещались культуры, исчислялся расчетный смыв. С учетом его величи-

ны (укладывался он в заданную градацию смыва или выходил за его пределы) назначались те или иные противоэрозионные меры для снижения смыва до требуемого уровня.

Таким образом, проводился «подбор» противоэрозионных мер, снижающих смыв до каждого из выбранных уровней смыва. Зная соотношения площадей пашни, нуждающейся в противоэрозионных мерах для снижения смыва до «допустимого» уровня, и пользуясь действующими расценками (Нормативы..., 1985; Рекомендации..., 1985), были рассчитаны размеры необходимых ежегодных затрат на 100 га, протяженность валов на 100 га и стоимость их сооружения (капитальные затраты) (табл.1.)³

Таблица 1. Расчет затрат на противоэрозионные мероприятия для снижения смыва почвы до разных уровней

Допустимый смыв, т/га-год	Пашня (%), на которой необходимы						Протяжен- ность водоза- держивающих валов, пог.м		Затраты, руб/100 га		
	поперечная обработка	поперечная обработка +									
		прерыви- стое боро- вование про- пашных	водозадерживающие валы на расстояниях, м								целивание
			150	250	350	500					
1	22,6	18,7	46,6				46,6	21550	10042,3	223,6	58245,3
2	33,4	—	31,9	—	—	—	31,9	21550	6874,4	168,3	39871,8
3	30,0	—	22,1	—	—	—	—	20390	4506,2	67,2	26135,9
4	9,8	—	—	22,1	—	—	—	4330	956,9	41,1	5550,0
5	—	—	—	—	22,1	—	—	2007	443,5	28,5	2572,6
6	—	—	—	—	—	22,1	—	380	83,9	28,5	487,1
8	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Как видно, затраты на осуществление противоэрозионных мер различаются весьма существенно. При смыве в 1 и в 4 т/га-год капитальные затраты отличаются на порядок, в 4 и в 6 т/га-год – еще на порядок. Значительно отличаются и ежегодные затраты. Сами по себе рассматриваемые затраты при малых величинах допустимого смыва достаточно высоки, особенно капитальные. При увеличении нормы смыва требующиеся затраты значительно снижаются.

Для трех субъектов федерации – Ивановской, Белгородской областей и Ставропольского края методика расчетов также предусматривала получение для каждого из них графика зависимости величины смыва в расчете на существующую структуру посевов и по черному пару – основы для наиболее рационального с почвозащитной точки зрения размещения культур на эрозионноопасных землях – от процентного соотношения эрозионно-

³ Здесь и далее затраты приводятся в ценах 1985–1991 гг.

опасной пашни. Основываясь на структурах посевных площадей для каждого субъекта федерации, составлялись наиболее рациональные в агрономическом и почвозащитном отношении схемы севооборотов, причем, прежде всего – с предельным насыщением пропашными, чтобы разместить их на землях с наименьшим расчетным смывом (что наиболее благоприятно в противоэрозионном отношении). Затем, как и в предыдущих расчетах, проводилось размещение культур, исчислялись средние величины эрозионного индекса культур, и, наконец, – расчетный смыв, после чего назначались необходимые противоэрозионные меры для снижения смыва до заданного уровня. В тех случаях, когда таких противоэрозионных мер, как обработка поперек склона, прерывистое бороздование пропашных и шелевание озимых, полосное размещение культур, оказывалось недостаточно, предусматривалось сооружение дорогостоящих водозадерживающих и водоотводящих валов.

После полного размещения пропашных культур, на пашне с более высоким смывом вводился следующий севооборот, уже без пропашных. Затем, в случае необходимости, третий – на пашне с еще более высоким смывом (обычно с преобладанием озимых культур сплошного сева и многолетних трав). При этом, как и в первом случае, определялись объемы необходимых работ и затраты на их осуществление.

Исчисление протяженности валов потребовало специальной методики, основанной на использовании значений ЭПР – характеристик, связывающих крутизну и длину склонов. Снижение смыва до требуемого уровня достигалось сокращением длины склона путем размещения водозадерживающих и водоотводящих валов на необходимых для этих целей расстояниях.

Таблица 2. Затраты на противоэрозионные мероприятия в Ивановской, Белгородской областях и Ставропольском крае для снижения смыва до различных уровней

Смыв, т/га-год	Затраты, млн.руб.	
	Ежегодные	Капитальные
1	1,9–12	544,0–4600,0
2	1,6– 9,7	21,4– 367,7
3	1,3– 7,2	2,9– 227,9
4	0,9– 6,3	0 – 73,7
5	0,7– 4,7	0 – 31,3
6	0,5– 3,8	0 – 23,8
8	0,3– 2,9	–
10	0,2– 1,9	–
15	0 – 0,7	–

Как следует из таблицы 2, при допустимом смыве в 1 и в 2 т/га-год капитальные затраты различаются на порядок, в 2 и в 3 т/га-год – снова на порядок. Существенно отличаются и ежегодные затраты.

Аналогичные расчеты затрат на противоэрозионные мероприятия при различных уровнях допустимого смыва были проведены для пахотных земель субъектов федерации двух крупных экономических районов – Центрально-Черноземного и Волго-Вятского (табл. 3). Как видно, ежегодные, и капитальные затраты на противоэрозионные мероприятия при различных уровнях допустимого смыва по экономическим районам существенно отличаются. Это связано с различиями в соотношениях площадей эрозионно-опасной пашни, относящихся к различным грациям смыва, в структурах посевных площадей, севооборотов, а также неординарных соотношений смыва от дождевых и талых вод и других причин. Следует учитывать и то обстоятельство, что сами площади нашен в областях различны, что также сказывается на объемах затрат на осуществление противоэрозионных мер.

Таблица 3. Затраты на противоэрозионные мероприятия в Центрально-Черноземном и Волго-Вятском экономических районах для снижения смыва до различных уровней

Смыв, т/га-год	Затраты, тыс.руб.	
	Ежегодные	Капитальные
1	2000,0-7700	37700-3200000
2	612,8-6700	2300- 564300
3	214,0-5100	0- 208800
4	84,6-3800	0- 52800
5	52,3-2900	0- 8700
6	35,1-2400	0- 1200
8	29,1-1300	–
10	14,6- 510	–
15	0 - 230	–

Проведенные расчеты показали, что в этих экономических районах затраты для снижения смыва различаются весьма существенно: при допустимом смыве в 1 и в 2 т/га-год капитальные затраты различаются на порядок, в 3 и в 4 т/га-год – снова на порядок. Четко прослеживается общая закономерность, выявленная при предыдущих расчетах, для обоих экономических районов, хотя условия ведения сельского хозяйства в них различны.

На основании проведенных расчетов для Центрально-Черноземного и Волго-Вятского экономических районов, а также сведений о среднем смыве (полученных по всем субъектам Федерации), появилась возможность получить аналогичные данные уже в масштабе всей *земледельческой территории России*. Для этого, используя имеющиеся данные по субъектам федерации, были определены удельные затраты на агротехнические (ежегодные) и гидротехнические (капитальные) мероприятия, обеспечивающие снижение смыва до 1, 3 и 6 т/га-год, поскольку именно в этих пределах располагаются значения допустимого смыва по всем субъектам федерации (ос-

нованием для этого послужило то, что в большинстве субъектов федерации он колеблется в пределах 2–7 т/га·год).

Среди причин, обуславливающих эти различия, особое место занимает структура эрозионноопасных земель. Представление о том, насколько она различна, можно получить из графика, характеризующего структуру эрозионноопасной пашни по четырем областям (рис. 2). Затем были составлены номограммы, связывающие средний смыв, величину удельных ежегодных и капитальных затрат, а также принимаемый допустимый смыв. По номограммам определялась величина удельных затрат по всем субъектам Федерации.

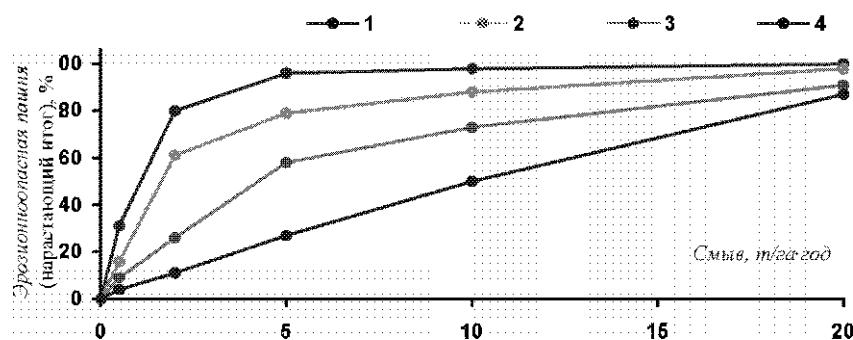


Рис. 2. Структура эрозионноопасной пашни сельскохозяйственной зоны Российской Федерации (на примере четырех областей): 1 – Волгоградская обл., 2 – Воронежская обл., 3 – Московская обл., 4 – Пермская обл.

Зная площади пахотных земель субъектов федерации, для каждого из них были подсчитаны ежегодные и капитальные затраты для снижения смыва до 1, 3 и 6 т/га·год. Полученные данные (Белоцерковский, Топунов, 1995) были использованы для составления карты (рис. 3), дающей представление о территориальных различиях по величине затрат на осуществление противоэрозионных мер. На карте показаны величины ежегодных удельных затрат (тыс.руб./млн.га) на агротехнические противоэрозионные мероприятия и гидротехнические, условно приведенные к одному году. Это связано с тем, что гидротехнические мероприятия предполагают единовременные затраты на строительство валов, срок службы которых составляет около 50 лет. Соответственно заданным уровням допустимого смыва, легенда карты состоит из трех частей, показывающих величины необходимых затрат для снижения смыва до 1, 3 и 6 т/га·год. Каждая из них состоит из четырех ступеней, установленных в результате группировки данных по всем субъектам федерации.

Карта показывает, что наименьшие удельные затраты приходятся примерно на треть субъектов федерации, расположенных в равнинной части

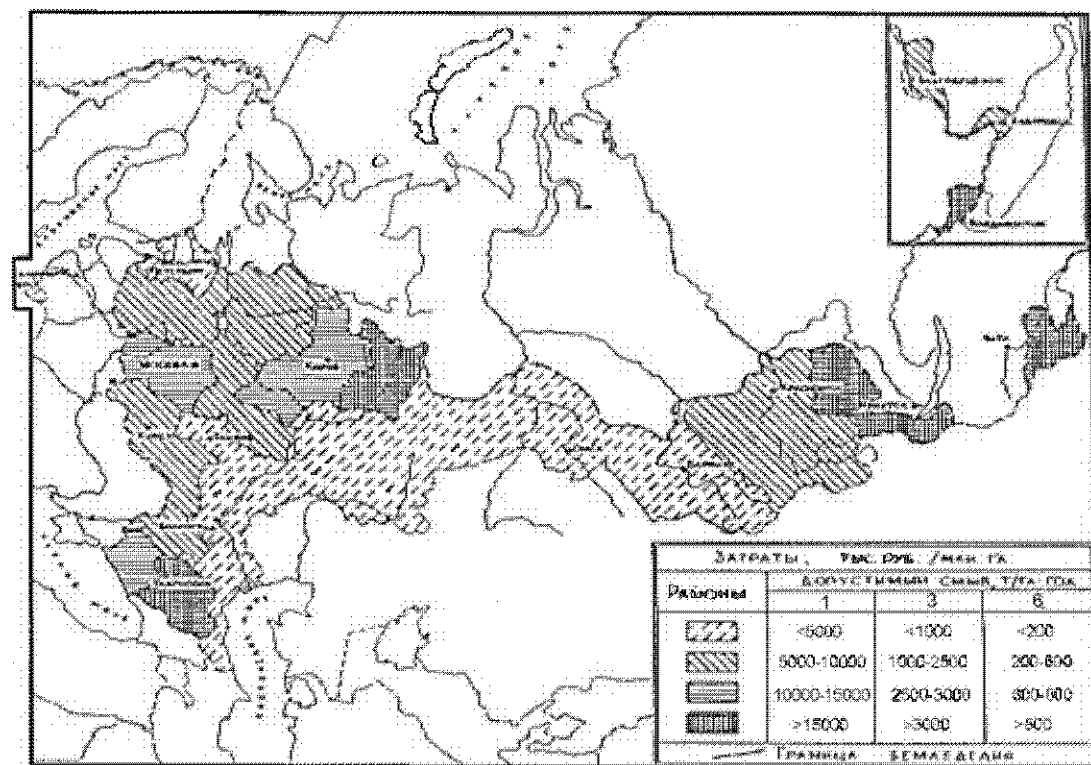


Рис. 3. Районирование сельскохозяйственной зоны России по ежегодным удельным затратам (тыс. руб./млн.га) на агротехнические противоэрозионные мероприятия и гидротехнические, условно приведенные к одному году, для снижения смыва до 1, 3 и 6 т/га год.

земледельческой территории страны – преимущественно в лесостепной и степной зонах и отличающихся низкими значениями среднего смыва. Самые высокие затраты – в субъектах федерации с наиболее неблагоприятной структурой эрозионноопасных земель, отличающихся высоким средним смывом, находящихся в центральных районах Северного Кавказа, Прикамья, Восточной Сибири и Приморья. Между рассмотренными ступенями в каждой из частей легенды выделены еще две, занимающие промежуточное положение.

Из легенды карты следует, что затраты на осуществление противоэрозионных мер при разных уровнях допустимого смыва различаются весьма существенно. При допустимом смыве в 1 и в 3 т/га-год они отличаются в 4–5 раз, в 3 и в 6 т/га-год – снова в 4–5 раз.

В последнее время были рассчитаны нормативные значения допустимого смыва для основных почв земледельческой зоны России и средневзвешенные значения норм смыва по субъектам федерации (Белоцерковский, Бушусва и др. 1993). В связи с этим, появилась возможность оценить затраты, необходимые для снижения смыва до этих уровней, что конкретизирует расчеты и придаст им большую практическую направленность. Для этого, зная величины допустимого смыва и процентное распределение пахотных земель по категориям смыва, была установлена доля пашни, не нуждающаяся в противоэрозионных мероприятиях. Затем, пользуясь результатами расчетов затрат для снижения смыва до 1, 3 и 6 т/га-год, по номограммам были определены затраты на агротехнические (ежегодные) и гидротехнические (капитальные) мероприятия для снижения смыва до допустимых уровней по каждому субъекту федерации. Полученные результаты были сведены в таблицу 4 и использованы для районирования земледельческой территории России по ежегодным удельным затратам (тыс.руб./млн.га) на агротехнические противоэрозионные мероприятия и гидротехнические, условно приведенные к одному году, для снижения смыва до допустимого уровня (рис. 4).

Анализ карты показывает, что наименьшие затраты (<100 тыс.руб./млн.га) приходятся на области, расположенные в равнинной части земледельческой территории страны (Тамбовская, Саратовская, Волгоградская, Оренбургская области, равнинный Дагестан, юг Западной Сибири), с относительно благоприятной структурой эрозионноопасных земель и высоким процентом земель, не нуждающихся в противоэрозионных мероприятиях (>90%). Максимальные затраты (>2500 тыс.руб./млн.га) приходятся на ряд субъектов федерации в Европейской части (Пермская, Смоленская области, республики Мари-Эл, Коми) с наиболее неблагоприятной структурой эрозионноопасных земель, у которых мало земель, не нуждающихся в противоэрозионных мероприятиях (20–30%).

Составленные таблица и карта, показывающие, какие затраты на противоэрозионные мероприятия необходимы по каждому субъекту Федерации для сохранения плодородия почв при существующем сельскохозяй-

Таблица 4. Ориентировочная оценка затрат для снижения смыва до допустимого уровня

Экономические районы, области, республики, края	Площадь пашни, тыс. га	Средний смыв, т/га/год	Допустимый	Пашня, не нуждающаяся в противоэрозионных мероприятиях, %	Затраты для снижения смыва до допустимого уровня, тыс. руб.	
					ежегодные	капитальные
1	2	3	4	5	6	7
Северо-Западный						
Калининградская обл.	381,6	1,6	3,0	79,4	20	—
Ленинградская обл.	396,9	2,6	3,0	69,0	180	—
Новгородская обл.	506,7	4,5	3,0	59,4	530	10100
Псковская обл.	936,4	5,8	3,0	52,6	1400	28100
Северный						
Респ. Карелия	71,7	2,6	3,0	56,6	30	—
Респ. Коми	88,5	6,9	2,9	40,4	180	5100
Архангельская обл.	284,0	4,9	3,4	60,4	300	—
Вологодская обл.	842,0	6,1	3,0	38,0	1310	27000
Мурманская обл.	2,4	2,6	2,7	53,4	10	200
Центральный						
Брянская обл.	1316,5	4,1	3,1	54,7	1200	8300
Владимирская обл.	668,3	5,5	3,1	41,9	880	7900
Ивановская обл.	645,3	6,5	3,0	28,6	1090	22600
Тверская обл.	1582,3	5,3	3,0	50,1	2060	31600
Калужская обл.	1020,7	7,4	3,0	23,6	1990	35700
Костромская обл.	728,4	5,6	3,0	39,9	1020	18200
Московская обл.	1201,0	7,7	3,0	33,8	2430	48000
Орловская обл.	1662,0	5,3	3,9	54,8	1580	—
Рязанская обл.	1853,6	3,5	3,7	64,2	1080	—
Смоленская обл.	1560,1	7,7	3,0	34,1	3150	62400
Тульская обл.	1556,9	7,5	3,8	33,0	2350	—
Ярославская обл.	806,9	5,4	3,0	40,8	1090	20200
Волго-Вятский						
Респ. Мари-Эл	629,1	7,1	3,0	24,7	1150	25200
Респ. Мордовия	1256,7	6,0	3,6	52,3	1560	—
Чувашская респ.	799,0	8,6	3,6	34,0	1490	—
Нижегородская обл.	2237,2	6,7	3,4	42,0	3450	—
Кировская обл.	2655,6	6,2	3,0	22,8	4200	93000
Центрально-Черноземный						
Белгородская обл.	1654,1	7,8	5,0	44,1	1800	—
Воронежская обл.	3162,5	3,6	5,5	79,0	950	—
Курская обл.	1971,2	6,0	4,5	57,0	1800	—
Липецкая обл.	1647,8	3,2	4,3	74,0	720	—
Тамбовская обл.	2264,2	1,7	4,7	92,7	50	—
Поволжский						
Респ. Татария	947,7	2,3	3,0	69,0	310	—

Продолжение таблицы 4

1	2	3	4	5	6	7
Респ. Татарстан	3754,6	2,9	3,7	68,7	1620	—
Астраханская обл.	418,6	0,3	2,8	99,8	30	—
Волгоградская обл.	5817,4	1,7	3,8	89,2	300	—
Самарская обл.	3091,6	2,3	4,7	84,4	460	—
Нижегородская обл.	2532,0	4,3	4,0	69,9	1760	—
Саратовская обл.	6369,6	1,9	4,3	88,5	520	—
Ульяновская обл.	1808,5	4,4	4,2	72,1	1060	—
Северо-Кавказский						
Респ. Дагестан	445,8	0,9	3,9	96,3	—	—
Кабардино-Балкарская респ.	322,1	14,0	6,6	66,0	500	—
Респ. Сев. Осетия	194,2	10,0	5,1	62,4	260	—
Чечено-Ингушетия	401,2	8,0	5,8	73,5	300	—
Краснодарский край	4233,2	7,3	7,0	79,1	2080	—
Ставропольский край	4262,5	7,9	5,2	62,0	4480	—
Ростовская обл.	6042,3	3,8	4,9	75,9	2500	—
Уральский						
Респ. Башкортостан	4778,9	3,0	4,4	77,3	1740	—
Удмуртская респ.	561,2	9,7	3,1	21,4	3780	16100
Курганская обл.	3027,8	0,5	4,4	99,3	—	—
Оренбургская обл.	6284,3	1,6	5,2	92,0	50	—
Пермская обл.	2075,7	12,1	3,0	16,1	5500	155700
Свердловская обл.	1541,9	3,6	3,7	76,9	950	—
Челябинская обл.	3166,1	0,8	4,4	98,1	—	—
Западно-Сибирский						
Тюменская обл.	1726,8	0,5	4,1	98,7	—	—
Томская обл.	670,8	2,9	3,7	80,4	250	—
Омская обл.	4370,7	0,4	4,7	99,8	—	—
Новосибирская обл.	3926,0	1,2	4,5	93,3	—	—
Кемеровская обл.	1562,6	6,2	3,9	47,7	1860	—
Алтайский край	7251,0	1,3	4,4	92,4	—	—
Восточно-Сибирский						
Респ. Бурятия	1019,2	10,7	4,2	37,4	2160	—
Респ. Тыва	491,9	4,1	3,7	61,7	400	—
Иркутская обл.	1786,0	10,3	3,6	32,2	3980	—
Читинская обл.	2266,7	11,0	4,4	40,9	4550	—
Красноярский край	3998,3	4,9	4,6	64,6	2720	—
Дальневосточный						
Амурская обл.	1792,2	4,1	4,3	66,1	1050	—
Хабаровский край	271,4	4,5	4,9	75,9	160	—
Приморский край	757,4	10,5	4,5	40,6	1420	—

ственном использовании земель, дающие возможность получить общий итог и представить территориальные различия, будут весьма полезны, когда государством будут выделены средства для защиты от эрозии и встанет вопрос об их распределении и установлении очередности работ.

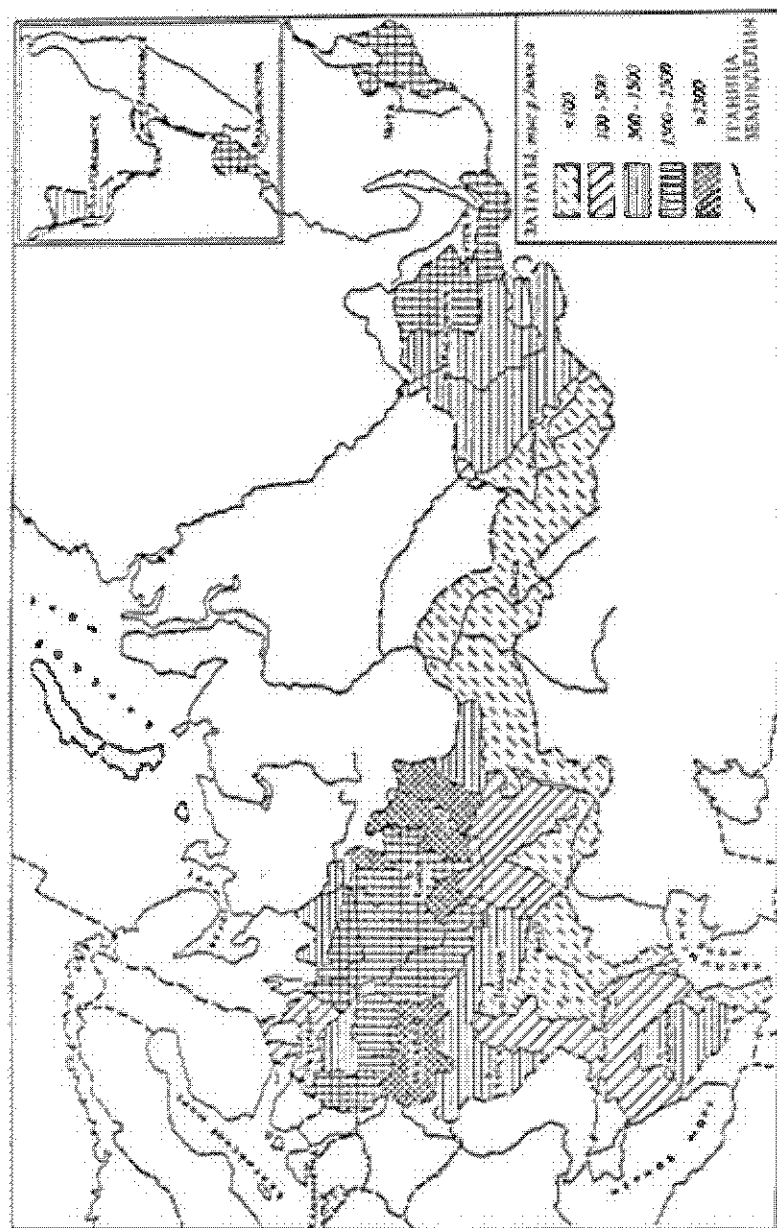


Рис. 4. Районирование земледельческой зоны России по ежегодным удельным затратам (тыс. руб./млн га) на агротехнические противоэрозионные мероприятия и гидротехнические, условно приведенные к одному году, для снижения риска до допустимого уровня.

ЛИТЕРАТУРА

Белоцерковский М.Ю., Бушуева О.Г., Козловская М.Э., Ларионов Г.А., Пацукевич З.В., Филиппова Т.И. Напряженность эрозионной ситуации на пашне // Проблемы оценки экологической напряженности территории России: факторы, районирования. М., изд-во МГУ, 1993.

Белоцерковский М.Ю., Топунов М.В. Экономическое обоснование нормативных значений допустимого смыва на пахотных землях России // Труды Акад. водохоз. наук. Вып. 1. Водохозяйственные проблемы русловедения. М. 1995.

Бельгибаев М.Е., Долгилевич М.И. О предельно допустимой величине эрозии почв. Труды ВНИАЛМИ. Вып. 1/61. 1970.

Заславский М.Н. О допустимых нормах эрозии и задачах повышения плодородия почв // Актуальные вопросы эрозиоведения. М.: Колос. 1989.

Ларионов Г.А., Белоцерковский М.Ю. Карта «Эрозионная опасность сельскохозяйственных земель Европейской части СССР». М:1:2000000. ВДНХ СССР. М. 1987.

Нормативы для определения экономической эффективности защиты почв от эрозии (методические рекомендации). Ворошиловград. 1985.

Пацукевич З.В. Допустимый смыв и методы его определения // Вестник МГУ. Сер. 5. География. 1996. № 2.

Рекомендации по использованию нормативных материалов при определении экономического ущерба, причиняемого водной эрозией почв сельскому хозяйству, и эффективности отдельных противоэрозионных мероприятий в Центральном-Черноземном экономическом районе. Курск. 1985.

Шикула Н.К., Рожков А.Г., Трегубов Н.С. К вопросу картирования территории по интенсивности эрозионных процессов // Оценка и картирование эрозионноопасных и дефляционноопасных земель. М.: изд-во МГУ. 1973.

В содержание

Г.А. Ларюнов

РАЗНОМАСШТАБНАЯ ОЦЕНКА И КАРТОГРАФИРОВАНИЕ ПРИРОДНОЙ ОПАСНОСТИ ЭРОЗИИ ПОЧВ

Карты эрозионноопасных земель являются основой для разработки почвозащитных мер и решения других задач, связанных с рациональным использованием земельных и водных ресурсов. Они должны давать объективное представление о распространении и степени эрозионной опасности земель и отвечать ряду требований, зависящих от стадии проектно-изыскательских работ. Первое условие достигается количественной оценкой основных факторов эрозии и использованием математических зависимостей между процессом и факторами, его определяющими. Специфические требования к картам как к основе для проектирования вытекают из задач, решаемых на различных стадиях проектирования.

На картах крупного масштаба должна быть показана дифференциация смыва в пределах склона, без чего невозможна привязка противоэрозионных мер на местности, что является основной целью проектов почвозащитного землеустройства. Средне- и мелкомасштабные карты используются при составлении схем противоэрозионных мероприятий на региональном и общегосударственном уровнях, главной целью которых является определение в укрупненных показателях объемов и стоимости противоэрозионных мер. Для решения этой задачи карты должны содержать информацию о распределении сельскохозяйственных угодий по категориям эрозионной опасности (интенсивности смыва). Многостадийность проектирования предполагает однозначность подходов и преемственность количественных оценок эрозии, так как лишь в этом случае последующие проработки будут являться уточнением и детализацией предыдущих.

Преемственность разномасштабных оценок эрозионной опасности проще всего обеспечивается использованием одной модели эрозии для составления карт эрозионноопасных земель разных масштабов. Для оценки эрозионной опасности могут использоваться различные модели эрозии, не имеющие региональных ограничений. К числу моделей, которые могут использоваться на территории всей России, относятся «Универсальное уравнение эрозии», для расчета смыва от стока ливневых вод, и зависимость для определения смыва в период снеготаяния, предложенная Государственным Гидрологическим Институтом. Обе модели были существенно переработаны и снабжены необходимой справочно-информационной базой, охватывающей всю сельскохозяйственную зону России. В универсальном уравнении эрозии был существенно переработан блок рельефа, адаптированы применительно к условиям России агроэрозионные индексы основных полевых культур, модифицирована номограмма для определения эродированности почв и разработаны рекомендации по использованию данных стандартных анализов гранулометрического состава почвы для этой цели. Была со-

ставлена также карта эрозионного потенциала осадков масштаба 1:8000000, для чего было использованы данные более чем 600 метеорологических станций за 25-летний период (Ларионов, 1993). Модель была апробирована в различных географических районах России (ЦЧО, Северный Кавказ, Поволжье, Южный Урал Алтайский край, Забайкалье, Дальний Восток) и показала удовлетворительные результаты. В модели Государственного Гидрологического института был преобразован блок рельефа из неявного вида в явный, слой речного стока был заменен на склоновый. Кроме того, модель была дополнена дифференцированной оценкой эродированности почв и также апробирована в различных природных условиях. Обе модели обеспечены необходимой справочной информацией и могут быть использованы на территории всей земледельческой зоны России.

Уравнения эрозии почвы

Рассматриваемая методика оценки и картографирования эрозионно-опасных земель в различных масштабах основана на двух эмпирических уравнениях. Одно из них используется для расчета природной опасности смыва от стока ливневых вод, другое – от стока талых вод. Первое имеет вид:

$$W_{\text{дожд}} = D \cdot P \cdot C \cdot M, \quad (1)$$

где $W_{\text{дожд}}$ – средняя многолетняя величина смыва от стока дождевых вод, т/га·год; D – эрозионный потенциал дождевых осадков (ЭПО), условные единицы; P – смываемость (эродированность почвы), т/га·ед. ЭПО; P – фактор рельефа, принятый равным единице для склона длиной 22,1 м и уклоном 9%; C – эрозионный индекс культуры или севооборота в целом, представляющий собой отношение смыва с поля, занятого культурой (агрофоном) к смыву с поля, содержащегося по бессменному пару при обработке почвы вдоль склона; M – коэффициент почвозащитной эффективности противоэрозионной меры, определяемый как отношение смыва с поля, занятого культурой или агрофоном, на котором применяется противоэрозионный прием, к смыву с аналогичного поля, на котором противоэрозионный прием не применялся, а обработка почвы и посев проводятся вдоль склона.

Зависимость для определения смыва от стока талых вод может быть представлена в виде функции ряда параметров, умноженной на фактор уклона, эрозионного индекса посевов или агрофонов и коэффициент почвозащитной эффективности противоэрозионных мер:

$$W_{\text{тал}} = f(H, P, L) \cdot f(I, \Phi_k) \cdot C \cdot M, \quad (2)$$

где $W_{\text{тал}}$ – средняя многолетняя величина смыва от стока талых вод, т/га; H – слой поверхностного склонового стока, зависящий от запасов воды в снеге и ряда других факторов, мм; P – эродированность почвы, т/га·ед.ЭПО (эрозионный потенциал осадков); L – длина склона, м; I – крутизна склона, $f(I)$ принят равным 1 при уклоне 4,5%; Φ_k – коэффициент формы склона, учи-

тывающий влияние концентрации стока на собирающих склонах и его рассредоточение на рассеивающих склонах; C' – эрозионный индекс культуры или агрофона, представляющий собой отношение смыва с поля, занятого культурой (агрофоном) к смыву с поля зяби, вспаханного вдоль склона; M – то же, что и в формуле (1).

Количественная оценка факторов эрозии

Эрозионный потенциал конкретного дождя характеризующий эродирующую способность дождя, представляет собой произведение кинетической энергии дождевых капель, выпавших за дождь на площади в один гектар, на его 30-минутную максимальную интенсивность. Энергией дождя характеризуется его способность разрушать структуру поверхностного слоя почвы и отрывать частицы почвы от общей массы, что является начальной стадией эрозионного процесса, вызываемого дождевыми осадками (Ellison, 1944). Перенос оторванных каплями дождя частиц вниз по склону производится склоновыми потоками, удельные (на единицу ширины склона) расходы зависят от интенсивности осадков. Их транспортирующая способность на порядок увеличивается под воздействием ударных волн, возникающих в мелководных пластовых склоновых потоках при падении капель дождя (Маккавсев, 1955). По мере увеличения удельных расходов пластовых потоков, а также в результате концентрации пластовых потоков в ручейках скорость стекания воды по склону становится достаточной для отрыва частиц почвы за счет живой силы потоков. Таким образом транспортирующая и эродирующая способность склоновых потоков при прочих равных условиях являются функцией интенсивности дождя, которая в эрозионном потенциале дождя учитывается максимальной 30-минутной интенсивности.

Эрозионный потенциал осадков включает в косвенном виде и слой осадков. Коэффициент корреляции между этим комплексным показателем и смывом очень высок ($r=0,8-0,9$) (Wischmeier, Smith, Uhland, 1958). Исследования, выполненные в Индии, подтвердили это положение (Rao Gupta, 1971). Согласно исследованиям, проведенным в Румынии (Dragan, Stanescu, 1970), смыв лучше коррелирует с произведением энергии дождя на 15-минутную максимальную интенсивность. В прибрежной полосе Черноморской зоны Кавказа лучшие результаты дает 30-минутная максимальная интенсивность, а в горной – 15-минутная (Гогичайшвили, 1987). Между произведениями энергии дождя на максимальную интенсивность за различные отрезки времени (10, 15, 30 мин) существует тесная корреляционная зависимость (Заславский и др., 1981), с другой стороны, 30-минутная максимальная интенсивность дает наилучшую корреляцию с интенсивностью за любые иные временные промежутки (Герасименко, Кумани, 1983). Следовательно, эти различия кроются, вероятно, не в специфике осадков, а обусловлены иными причинами. К их числу могут быть отнесены размеры площадок, почвенные свойства и др.

Зависимость для расчета эрозионного потенциала дождевых осадков (D) имеет вид:

$$D = 0.01 \left\{ \sum_{j=n}^j \left[24.73 + 8.94 (\lg 2.364 I_j) h_j \right] \right\} I_{30} . \quad (3)$$

где I_j – интенсивность дождя за j -ый интервал времени, в продолжение которого интенсивность оставалась постоянной, мм/мин; h_j – слой дождя за j -ый интервал времени, мм; I_{30} – максимальная 30-минутная интенсивность осадков, мм/мин. Дожди со слоем осадков менее 10 мм не учитываются, поскольку они в целом не оказывают заметного влияния на смыв.

По формуле (3) были рассчитаны эрозионные потенциалы дождей за 25-летний период для 450 пунктов, расположенных преимущественно в сельскохозяйственной зоне России. Результаты расчетов были использованы для построения изолинейной карты среднесноголетнего эрозионного потенциала дождевых осадков. На большей части сельскохозяйственной зоны России эрозионный потенциал составляет 4-6 единиц. Лишь на Нижнем Дону и Северном Кавказе, в Приморье эрозионный потенциал осадков повышается до 15-20 единиц, а максимальные значения ЭПО тяготеют к Черноморскому побережью Кавказа, на севере и юге Европейской части России и в Сибири величина ЭПО опускается до 1-2 единиц.

Крупные формы рельефа (возвышенности, горы) оказывают большое влияние на количество осадков и их интенсивность (Швер, 1984). На скатах возвышенностей, обращенных к влагонесущим потокам, осадков выпадает больше и интенсивность их выше, чем на противоположных. Высокие горные хребты со стороны влагонесущих воздушных масс способствуют выпадению большего количества осадков на значительном удалении от них. Непосредственно за хребтами существуют области дождевой тени, где осадков выпадает намного меньше. По мере увеличения высоты местности, начиная с отметок 500 м и более, интенсивность осадков уменьшается, несмотря на продолжающийся рост их количества. Поэтому с определенной высоты, несмотря на рост количества осадков, величина ЭПО убывает. В то же время большие межгорные котловины обычно отличаются повышенными значениями ЭПО по сравнению с прилегающими хребтами.

Все это приводит к достаточно сложной картине пространственного распределения эрозионного потенциала осадков на возвышенностях и в горных районах.

В эмпирической модели смыва за период снеготаяния одним из основных аргументов является слой склонового стока за половодье. Известны карты склонового стока, охватывающие лишь центрально-черноземные и некоторые прилегающие к ним территории (Сурмач, 1979; Иванов, Лопырев, 1979). Анализ их показывает существенные расхождения как в величинах склонового стока, так и в его пространственном распространении. Обращает внимание отсутствие влияния на слой паводкового стока рельефа,

который оказывает существенное воздействие на запасы воды в снежном покрове. Источники информации и методы составления этих карт не раскрыты с полнотой, позволяющей продолжить составление аналогичных карт на всю сельскохозяйственную зону России. Карты слоя стока за половодье, составленные по данным гидрологических постов на малых реках (Инструкция..., 1979) дают сильно генерализованную картину и не учитывают влияния гранулометрического состава почв и уклонов, которые оказывают существенное воздействие на величину склонового стока.

В связи с этим слой склонового стока предлагается определять как произведение суммы запасов воды в снеге к началу снеготаяния и осадков за период схода снежного покрова на коэффициент склонового стока. Такая информация вполне доступна. Данные о максимальных снегозапасах содержатся в справочниках "Климат СССР". Слой осадков за период снеготаяния определяется как среднее количество осадков за время от средней даты максимального запаса воды в снеге до средней даты схода снежного покрова. В целом территориальное распределение запасов воды в снеге очень сложно и во многом определяется рельефом.

Местевый перенос снега может оказывать существенное влияние на перераспределение снега на склонах. Если по этому вопросу имеются данные местных научно-исследовательских учреждений, то следует вводить поправку на перераспределение снега по склонам различных экспозиций.

Коэффициент стока зависит от свойств почвы, степени промерзания и влажности замерзшей почвы, а также от уклона поверхности. Глубина промерзания и влажность почвы в предзимний период во многом определяются климатическими условиями. Эти закономерности нашли количественное выражение в работе В.Е. Вологнецкого (1979), который обобщил многолетние данные стоковых станций, расположенных в различных природных условиях. Сопоставление коэффициентов стока, приведенных в этой работе с независимыми данными (Голосов и др., 1987; Орлов, Путилин, 1978; Сурмач, 1976) показывает, что между ними имеются некоторые различия. Поэтому, если существуют данные местных научно-исследовательских учреждений, то лучше пользоваться последними.

Фактор рельефа на отрезке склона определяется как

$$P_k = P_{k-1} \cdot l,$$

где P_k – фактор рельефа на k -ом отрезке склона; l – длина отрезка в метрах; P_{k-1} и $P_{(k-1)} \cdot l$ – факторы рельефа на склоне длиной в k и $k-1$ отрезков, которые вычисляются по формуле 4;

$$P_k = 22,1 \cdot P_0 \cdot \Phi_k^{P_k} \cdot (K \cdot I)^{P_k} \cdot \frac{18,62 \cdot \sin \alpha \cdot \operatorname{ctg}(0,01 \cdot I_k)}{1 + 10^{0,53 - 0,015 \cdot K \cdot I}} + 0,065, \quad (4)$$

где Φ_k – коэффициент, учитывающий влияние поперечного профиля склона на смыл с k -го отрезка склона; I_k – уклон склона на k -ом отрезке, %; P_0 и P_k – показатели степени при длине склона для всего склона и k -го отрезка; k –

порядковый номер отрезка (отрезки склона нумеруются от водораздела. Их длина назначается произвольно и обычно составляет 100-125 метров). Значение показателя степени при длине склона на k -ом участке (отрезке) склона определяется по формуле:

$$p_k = 0,2 + 2,067 \cdot (p_0 - 0,2) \cdot (k \cdot l)^{-0,15}, l = 0,45, \quad (5)$$

где l – эродированность почвы. Остальные обозначения прежние.

В принятой модели талого стока функция длины склона выражена в неявном виде, а зависимость смыва от уклона склона имеет следующий вид:

$$I_T = \frac{48,27 \cdot \sin \arctg(0,01 \cdot I_k)}{1 + 10^{0,339 - 0,06 \cdot I}}, \quad (6)$$

Обозначения прежние. Эта функция стремится к нулю при снижении крутизны склона.

Таким образом, для вычисления фактора рельефа следует определить следующие параметры склонов: крутизну склона по его участкам (отрезкам), длину склона и радиус кривизны горизонтали на отрезке и в вершине склона, что необходимо для вычисления коэффициента формы склона.

Влияние формы радиальных склонов оценивается с помощью коэффициента формы (Φ), который характеризует изменение удельных расходов воды на таком склоне сверху вниз (Ларионов, 1993). Величина Φ определяется следующим выражением:

$$\Phi = (R_1 + R_2) / (2 \cdot R_2), \quad (7)$$

где R_1 – радиус кривизны верхней горизонтали, а R_2 – радиус нижней для отрезка склона горизонтали. На радиальных расходящихся (рассеивающих) склонах $R_1 < R_2$, на радиальных сходящихся (собирающих) $R_1 > R_2$, а на параллельных $R_1 = R_2$. Соответственно, значения коэффициента в первом случае меньше единицы, во втором – больше единицы, а в третьем всегда равны единице.

Интенсивность эрозии в значительной мере зависит от свойств почвы, определяющих ее податливость к воздействию дождевых осадков и водных потоков. Податливость почв к эрозии количественно характеризуется величиной эродированности (или смываемости). В настоящей работе под эродированностью почвы понимается количество почвы, смытой с эталонной площадки, отнесенное к величине эрозионного потенциала осадков (ЭПО) за период наблюдений. Она имеет размерность т/га·ед. ЭПО.

Податливость почв к воздействию агентов эрозии зависит от многих физических и химических свойств почвы (Вознесенский, Арцруни, 1938; Гуссак, 1950; Мирцхулава, 1970 и др.). Эродированность, которая используется в упомянутой выше модели, согласно исследованиям В.Х. Уишмейера, К.В. Джонсона и Б.В. Кросса (1971), определяется гранулометрическим составом почвы, содержанием гумуса, структурой и водопроницаемостью почвы. Эти четыре параметра определяют более 80% изменчивости

эродируемости. Ими предложено уравнение для определения эродируемости по этим четырем показателям. Исследованиями немецких ученых (Schwertmann и др., 1990) установлена зависимость эродируемости от содержания в почве камней и щебня. Объединением этих двух зависимостей получено следующее уравнение для определения эродируемости (П):

$$П = \{16,67 \cdot 10^{-6} \cdot [f \cdot (100 - e)]^{1,14} \cdot (12 - a) + 0,25 \cdot (b - 2) + 0,193 \cdot (4 - c)\} \cdot d, \quad (8)$$

где f – содержание фракции 0,1-0,001 мм, %; e – содержание фракции <0,001 мм, %; a – содержание гумуса, %; b – класс структуры почвы; c – класс водопроницаемости почвы; d – поправочный коэффициент на каменистость почвы.

Данные о содержании фракций, входящих в формулу (8), определяются по гранулометрическому составу почвы. По классификации Н.А. Качинского не все размеры частиц, необходимые для определения эродируемости, выделены в отдельные фракции. Например, частицы размером от 0,1 до 0,05 мм входят во фракцию 0,25-0,05 мм. Исследования (Кирюхина, Пацукевич, 1989) показали, что содержание частиц 0,1-0,05 мм во фракции 0,25-0,05 мм зависит от почвообразующей породы и ее гранулометрического состава. В качестве первого приближения можно пользоваться таблицей 1 для определения доли частиц размером 0,1-0,05 мм во фракции 0,25-0,05 мм в зависимости от почвообразующей породы и ее гранулометрического состава.

Таблица 1. Доля частиц размером 0,1-0,05 мм во фракции 0,25-0,05 мм, выделяемой по классификации Н.А. Качинского

Почвообразующая порода	Механический состав	Содержание частиц 0,1-0,05 мм (f)
Покровные отложения	суглинки	0,90
	супеси	0,80
Морена	суглинки	0,80
	супеси	0,45
Лессовидные породы	суглинки	0,95
Пески (различного генезиса)	-	0,45

Тогда процентное содержание частиц (f) размером 0,1-0,001 мм по Н.А. Качинскому, определяется как сумма фракций 0,005-0,001; 0,01-0,005; 0,05-0,01 и 0,25-0,05. Причем процентное содержание последней фракции умножается на долю частиц 0,1-0,05 мм (f), содержащихся в ней.

Класс структуры почвы (b) определяется по шкале структурного состояния почв, приведенной в "Общесоюзной инструкции по почвенным обследованиям..." (1973).

При отсутствии данных о содержании агрегатов 0,25-10 мм можно отнести почвы к тому или иному классу на основании их генетической принадлежности и механического состава (табл. 2).

Таблица 2. Оценка класса (b) структурного состояния основных типов почв различного гранулометрического состава

Почвы	Механический состав почв			
	глинистые и тяжелосугли- нистые	средне- и легкосугли- нистые	супесчаные	песчаные
Черноземы выщелоченные, типичные и обыкновенные	1	2	–	–
Черноземы оподзоленные, бурые; темносерые и серые лесные; темнокаштановые	2	3	4	4
Светлосерые лесные; кашта- новые и светлокаштановые	3	3	4	4

Для оценки класса водопроницаемости почв (C) используется классификация Н.А.Качинского (табл. 3). При отсутствии данных по скорости впитывания воды почвами можно применить оценку водопроницаемости по таблице 4. При ее составлении этой таблицы использована группировка почв по водопроницаемости Д.Л.Арманда (1951) и данные по водопроницаемости основных зональных почв, приведенные в работе Г.В.Назаровым (1970).

Таблица 3. Классификация водопроницаемости почв по Н.А. Качинскому и классы водопроницаемости (C)

Оценка водопроницаемости	Класс (C)	Скорость впитывания, мм/час	Класс(C')
Неудовлетворительная	1	< 30	1
Удовлетворительная	2	30-70	2
Хорошая	3	70-100	3
Наилучшая	4	100-500	4
Излишне высокая	5	500-1000	5
Провальная	6	> 1000	6

Коэффициент снижения эродированности, обусловленный каменистостью почвы (d), определяется по степени каменистости, приведенной в "Общесоюзной инструкции по почвенным обследованиям..." (1973) в соответствии с табл. 5.

Эродированность, вычисляемая по формуле (8) – величина постоянная, поскольку она определяется относительно стабильными почвенными параметрами. В действительности, эродированность почвы в течение года изменяется в результате обработки почвы и последующего уплотнения, де-

зинтеграции почвы вследствие высыхания и увлажнения, замерзания и оттаивания и т.п. Эти изменения в значительной мере учитываются эрозионным индексом посевов и агротехники, который используется для подбора севооборотов и почвозащитных мер.

Таблица 4. Оценка класса водопроницаемости (C) основных типов и подтипов почв

Почвы	Механический состав				
	глинистые и тяжело-суглинистые	средне- и легкосуглинистые	супесчаные	песчаные	пески
Черноземы выщелоченные, типичные, обильновыщелоченные на лессовидных суглинках	4	4	—	—	—
Черноземы южные, темно-серые лесные, темнокаштановые на лессовидных суглинках	3	4	—	—	—
Серые лесные, каштановые на покровных и лессовидных суглинках	2	3	4	—	—
Черново-подзолистые и светлосерые лесные на моренных отложениях	1	2	3	4	—
Черново-подзолистые и светлосерые лесные на покровных отложениях	3	3	4	—	—
Супесчаные почвы, перестилые песками и галечниками	—	—	5	—	—
Пески и песчаные почвы, подстиляемые крупнозернистыми песками и галечниками	—	—	—	6	6

Таблица 5. Оценка каменности почв и коэффициента снижения эродированности (d)

Степень каменности	Покровные камни, %	Коэффициент снижения эродированности (d)
Не каменные	< 5	1,0
Слабокаменные	5-10	0,87
Среднекаменные	10-20	0,74
Сильнокаменные	20-40	0,52
Очень сильнокаменные	> 40	0,28

Оценка и картографирование эрозионноопасных земель на локальном уровне

При крупномасштабных исследованиях на стадии проектных разработок для инженерного обоснования противоэрозионных мер необходима информация о распределении смыва по склону. Этим обстоятельством определяются многие отличительные черты крупномасштабных работ по расчету и составлению локальных карт эрозионной опасности. В основу расчета интенсивности смыва и картографирования эрозионноопасных земель положен принцип картографического сложения ведущих факторов эрозии. Именно он, а также единые методы количественной оценки факторов эрозии объединяют разномасштабные разработки и обеспечивают преемственность между ними в том смысле, что карты эрозионноопасных земель более крупного масштаба являются детализацией и уточнением карт более мелкого масштаба.

На локальном уровне пространственная изменчивость эрозионной опасности обусловлена в основном рельефом территории и, в меньшей степени, почвенными условиями. Поэтому оценка эрозионного потенциала рельефа и составление соответствующей карты представляют собой наиболее ответственную и трудоемкую часть работы. Картографирование фактора рельефа осуществляется следующим образом. На топографической основе проводятся водораздельные линии, достаточно хорошо выявляющиеся на рисунке горизонталей. Начинать эту работу удобнее с главной водораздельной линии территории, от нее ответвляются водораздельные линии меньших порядков и т.д. Линии водоразделов в их конечных частях не доводятся до тальвегов или границ уровенных поверхностей на расстояние, равное длине примыкающих склонов. Аналогичным образом проводятся линии тальвегов, начиная с главного водотока или суходола. Тальвеги суходолов первого порядка (наиболее мелких, бесприточных) проводятся, отступая от водораздельных линий на длину примыкающих склонов.

Нанесение линий тока является следующим этапом оценки эрозионного потенциала рельефа. Их удобнее проводить снизу вверх, от тальвегов или тыловых швов уровенных поверхностей до водораздельных линий. Густота линий тока зависит от сложности рельефа и формы склонов. Она должна, с одной стороны, обеспечивать достаточно детальное освещение распределения фактора рельефа на всех частях склона, с другой – не загружать основу лишней информацией. В общем случае она не должна превышать одного сантиметра на карте. Затем линии тока разбиваются на отрезки равной величины, начиная от водораздела или границ пашни. После этого определяется уклон каждого отрезка в %, и кривизна горизонталей, что необходимо для расчета коэффициента поперечного профиля склона. Измерять радиус кривизны горизонталей удобно специальной прозрачной палеткой, на которой нанесены концентрические отрезки окружностей с различными радиусами. Завершающим этапом составления карты эрозионного потенциала рельефа является вычисление по формулам 4.5 и 6 его значения для

каждого отрезка и нанесение его величины у нижней части равновеликих отрезков.

В качестве основы для составления карты смываемости почв используется почвенная карта соответствующего масштаба (1:5000 – 1:25000). Для всех почвенных разностей, показанных на карте, собираются и рассчитываются данные, необходимые для определения величины смываемости по зависимости (8). Этот раздел работы завершается составлением карты смываемости почв, на которую также наносятся механический состав почвы по следующим категориям: 1) пески и супеси и 2) суглинки и глины, что необходимо для определения коэффициента талого стока по таблице В.Е. Водогрецкого (1979), если отсутствуют данные наблюдений местных научно-исследовательских учреждений. Этих данных достаточно для вычисления природной опасности смыва от стока ливневых вод. Для этого перемножаются смываемость почвы, эрозионный потенциал рельефа и эрозионный потенциал осадков. Последний принимается за постоянную величину при оценке природной опасности эрозии на локальном уровне.

Вычисление потенциального смыва за снеготаяние начинается с определения слоя талого стока. В качестве исходных параметров используются запас воды в снеге + слой осадков за период снеготаяния, уклон отрезка склона, индекс механического состава почвы и природная зона, если коэффициент стока приведен по таблице В. Е. Водогрецкого. Потенциальный смыв вычисляется по зависимостям, приведенным Г.А. Ларионовым (1993), или находится по графикам зависимости смыва, вызываемого стоком талых вод, от слоя стока и длины склона. Затем вводится поправка на уклон по формуле (6). Смыв от стока талых вод и ливней суммируется и сумма записывается у концов соответствующих равновеликих отрезков. Заключительным этапом составления крупномасштабной карты природной опасности эрозии является проведение линий равного смыва.

Региональный и общенациональный уровни

Средне- и мелкомасштабные карты эрозионноопасных земель предназначены для разработки схем рационального использования земельных и водных ресурсов, обоснования систем почвозащитных мер и разработки мер защиты водосмов от загрязнения водосмов продуктами эрозии на сельскохозяйственных угодьях соответственно на региональном и общенациональном уровнях. Эти карты и экспликации к ним составляют основу для расчета объемов и стоимости противоэрозионных и водоохраных мероприятий в укрупненных показателях по административно-территориальным единицам или водосборным бассейнам. Оценка и картографирование природной опасности эрозии на региональном уровне может быть выполнено в масштабе 1:100000 – 1:200000 или в более мелком масштабе, что зависит от площади региона и решаемых задач. Составление карт масштаба 1:100000 и 1:200000 не отличается от составления карт потенциальной опасности эрозии на локальном уровне. В том и другом случаях конечным

результатом является изолинейные карты природной опасности смыва, отличающиеся лишь степенью детальности проработки.

При оценке и картографировании природной опасности эрозии в более мелких масштабах решение вышеупомянутого круга задач обеспечивается тем, что в процессе оценки природной опасности эрозии, кроме средних значений смыва по аралам, получаются сведения о распределении земель по категориям эрозионной опасности и классам эрозионного потенциала рельефа. Это достигается тем, что измерение параметров склона для расчета эрозионного потенциала рельефа производится точечно-статистическим методом (Литвин, Миргородская, 1976). Составлению карты эрозионноопасных земель предшествует сбор и обработка необходимой статистической и картографической информации и составление серии факторных карт, включающей карты сельскохозяйственных угодий, почвозащитной способности посевов и естественных кормовых угодий, морфологического районирования территории и некоторых вспомогательных, используемых при составлении факторных. Для каждого морфологического района отбирается от 25 до 50 крупномасштабных топографических карт методом регулярной выборки. Величины выборки зависят от количества пахотных и кормовых угодий в пределах карт и сложности рельефа. Выборка должна обеспечить 400-600 равноудаленных точек для измерения параметров склонов (уклона в точке и расстояния от вершины склона до точки). От каждой точки вверх по склону проводится линия тока до водораздела или искусственного рубежа стока (профилированная дорога, канал). Измеряется общая длина линии тока от вершины склона до выбранной точки и уклон на 100-метровом отрезке склона, включающем заданную точку. По этим данным рассчитываются эрозионный потенциал рельефа по зависимостям (5) и (6). Процентное распределение эрозионного потенциала рельефа по классам совпадает с распределением земель по классам эрозионного потенциала рельефа, что следует из способа измерения согласно которому параметры рельефа по сети равноудаленных точек на крупномасштабных картах на крупномасштабных картах. Для составления карты эродированности почвенного покрова в качестве основы берется почвенная карта соответствующего масштаба. Для всех почвенных разновидностей, показанных на карте, из литературных источников или фондовых данных выбираются сведения о гранулометрическом составе и содержании гумуса. По этим данным рассчитывается эродированность почвы без поправок на водопрочность структуры, водопроницаемость и закамененность. Путем последовательного совмещения основных факторных карт территория делится на элементарные аралы, в пределах которых все факторы эрозии считаются постоянными, включая эрозионный потенциал осадков и запас воды в снеге к началу снеготаяния. При этом фактор рельефа представлен не только в виде среднего значения, а также в виде распределения, что дает возможность рассчитать как среднюю величину смыва, так и распределение земель по грациям интенсивности смыва, а также вычислить площади земель с различной интенсивностью

смыва, что в свою очередь дает возможность рассчитать объем и стоимость противоэрозионных мероприятий с привлечением данных об уклонах и структуре посевов. При необходимости может быть рассчитана количество эрозионноопасных земель различных категорий в границах административно-территориального деления.

После расчета средней величины смыва по элементарным ареалам последние относятся к соответствующим категориям эрозионной опасности. На итоговой карте показывается цветом интенсивность смыва, а в экспликации к карте приводится распределение земель по категориям природной опасности эрозии. Кроме того, при составлении карты с использованием точечно-статистического метода оценки эрозионного потенциала рельефа попутно собирается информация о распределении земель по длине и крутизне склонов. Таким образом, объем информации, получаемый при составлении средне- и мелкомасштабных карт на региональном и федеральном уровне позволяет дать оценку объемов и стоимости почвозащитных и водоохраных мер в укрупненных показателях.

ЛИТЕРАТУРА

Водогрецкий В.Е. Влияние агролесомелиораций на годовой сток. Л., 1979.

Герасименко В.П., Кумани М.В. Метод расчета ливневого стока при проектировании противоэрозионных комплексов в Центрально-Черноземной зоне. Географические исследования Курской магнитной аномалии. М.: 1983.

Гогичайшвили Г.П. Климатический и почвенный факторы эрозионной опасности земель Аджарской АССР. Автореф. Дис. канд. С.-х. Наук. Тбилиси, 1982.

Голосов В.Н., Литвин Л.Ф. Сток воды и наносов // Исследование стока воды и наносов на склоновых водосборах в бассейне р. Протвы. Деп. ВИНТИ. № 6389-B87, 1987.

Гуссак В.Б. Некоторые вопросы методики и техники лабораторных исследований эродированности почв // Почвоведение. 1950. №5.

Заславский М.Н. и др. Карта эрозионного индекса дождевых осадков Европейской территории СССР и Кавказа. Эрозия почв и русловые процессы Вып. 8. М.: изд. МГУ. 1981.

Иванов В.Д., Лопырев М.И. Об установлении категории эрозионноопасных земель по интенсивности смыва почв талыми водами // Почвоведение. 1979. №4.

Инструкция по определению расчетных гидрологических характеристик при проектировании противоэрозионных мероприятий на европейской территории СССР. Л., 1979.

Кирюхина З.П., Пацукевич З.В. Эродируемость почв европейской части Советского Союза // Вестник МГУ. Сер.17. Почвоведение. 1989. №3.

Ларионов Г.А. Эрозия и дефляция почв. М.: изд-во МГУ. 1993.

Методические указания по проектированию противоэрозионной организации территории при внутрихозяйственном землеустройстве в зонах проявления водной эрозии. М., 1989.

Маккавсев Н.И. Русло реки и эрозия в ее бассейне. М.: изд-во АН СССР

Мирицхулава Ц.Е. Инженерные методы расчета и прогноза водной эрозии. М. 1970.

Орлов А.Д., Путилин А.Ф. Формирование, прогноз и оценка поверхностного стока на водосборах Бис-Чумышской возвышенности // Эрозионные процессы в Сибири. Новосибирск. 1977.

Общесоюзная инструкция по почвенным обследованиям и составлению крупномасштабных почвенных карт землепользования. М. 1973.

Сурмач Г.П. Опыт расчета смыва почв для построения комплекса противоэрозионных мероприятий // Почвоведение. 1979. №4.

Швер Ц.А. Закономерности распределения количества осадков на континентах. Л. 1874.

Ellison W. D. Studies of raindrop erosion // Agric. Engnrs. 1944. Vol. 25.

Dragan L. Stanescu P. Zonarea erosivitatii pluviale // An. Inst. serc. imbinat func. Si pedol. Ser.-pedol/ 1970. #3

Rao K.R., Gupta G.R. Soil conservation in river valley project // Bhagith, 1971. Vol. 12. #2

Schwertman U., Vogl W., Kainz M. Bodenerosion durch Wasser. Vorhersage des Abtrags und Bewertung von Gegenmaßnahmen. Stuttgart: Ulmer, 1990.

Singh G., Baby R., Chandr S. Soil loss prediction research in India. Bul. NT-12/D-9. Dehra Dun. India, 1981.

Wischmeier W.H., Johnson C.B., Gross B.V. A Soil erodibility nomograph for farmland and construction sites // J. Soil and water conserv. 1971. Vol. 26. P.

Wischmeier W.H., Smith D.D. Predicting rainfall erosion losses from cropland east of the Rocky Mountains // Agric. handbook N 282. Washington, 1965. 48 p.

Wischmeier W.H., Smith D.D. Predicting rainfall erosion losses // Agric. handbook N 537. Washington, 1978. 65 p.

В содержание

З.П. Кирюхина, Ю.В. Серкова

ВАРИАБЕЛЬНОСТЬ МОРФОМЕТРИЧЕСКИХ ПОКАЗАТЕЛЕЙ ПОДЗОЛИСТЫХ ПОЧВ И ДИАГНОСТИКА ЭРОДИРОВАННОСТИ

При массовых почвенно-эрозионных обследованиях эродированные почвы выделяются на основе классификации почв, (Общесоюзная инструкция..., 1973; Классификация и диагностика почв..., 1977). Согласно этой классификации степень эродированности непахотных почв определяется по изменению мощности верхних горизонтов почвенного профиля. На обрабатываемых землях пахотный слой может включать полностью или частично несколько верхних горизонтов, поэтому степень эродированности предлагается определять по его цвету и по изменению мощности подпахотных горизонтов, которое выявляется при сравнении эродированных почв с неэродированными (эталоны). Первоначальная мощность гумусовых горизонтов, указанная в инструкции для групп почв, объединяющих различные подтипы, а иногда и типы, довольно условна, так как на самом деле наблюдается значительное природное варьирование этого показателя даже в пределах однородных почвенных ареалов. Поэтому итоговые результаты по эродированности могут быть искажены (Шурикова, Ермоленко, 1985). В связи с этим установление эталонной мощности почвенных горизонтов и почвенного профиля в целом, а также определение диагностических показателей эродированности – одна из наиболее сложных и ответственных задач почвенно-эрозионного картографирования.

Наиболее приемлемым в качестве эталона может быть среднестатистический профиль почв, составленный для каждого природного региона. Для решения этой задачи необходимо располагать массовыми данными морфометрических измерений для различных условий рельефа.

Исследования на водоразделах и склонах в пределах светлых и типичных сероземов Каршинской и Джизакской степи, темно-каштановых почв Ставропольского края и горно-лесных бурых почв черноморского побережья Краснодарского края (Заславский, Ганжара и др., 1978, 1985; Кирюхина, Ганжара, 1980; Ларионов, 1993) показали, что зависимость мощности гумусовых горизонтов от уклона и положения на склоне в различных типах почв неоднозначна и зависит от увлажнения и дренированности территории. Общая мощность гумусового слоя A_1+B_1 в неэродированных типичных сероземах и темно-каштановых почвах отличается значительно меньшей вариабельностью по сравнению с верхним гумусовым горизонтом A_1 и при этом не зависит от уклона довольно в широких пределах – от 0 до 10° . Для этих типов почв, сформированных на склонах крутизной не более 10° , в качестве эталона могут быть использованы пахотные почвы водоразделов. Для бурых горно-лесных почв, при условии хорошего дренажа, мощность горизонтов A_1+B_1 существенно не различается во всем исследованном диапазоне уклонов до $10-30^\circ$. Поэтому за эталон для этих почв можно при-

нимать пахотные почвы очень пологих склонов и распространять их на почвы более крутых склонов. Но почвы узких водоразделов, типичных для данной территории горно-лесных бурых почв, непригодны в качестве эталона, так как суммарная мощность горизонтов A_1+B_1 на таких водоразделах существенно меньше, чем на склонах.

Исследования морфологии почвенного профиля песчаных подзолистых почв на склонах разной крутизны, проводились на территории Весьегонского района Тверской области (правобережье р. Званы – левого притока р. Мологи). Эти почвы имеют здесь довольно широкое распространение. По рельефу территория представляет низменную равнину с отметками 100-200 м. Ключевой участок включает водораздельную поверхность и склоны гряды разной крутизны северной и южной экспозиции. На ключевом участке проведена теодолитная съемка и составлен топографический план в масштабе 1:500, на основе которого выделены арсалы, различающиеся между собой расположением на склоне, крутизной, экспозицией. На всем участке наблюдается заметно выраженный микрорельеф – микровыщелки, западины. На участке заложена сеть разрезов на расстоянии 10-15 м (Рисунок).

Почвы участка подзолистые иллювиально-железистые песчаные. Сформированы они в сосновом брусничном лесу с единичными слями на флювиогляциальных отложениях. В подлеске встречается можжевельник, крушина, рябина, на пониженных элементах рельефа – ольха. В напочвенном покрове преобладает брусника, мох, реже встречается черника, вереск, редко – ландыш, плаун, осока.

Морфологический профиль почв представлен горизонтами $A_0-A_1A_2$ (A_2)-(A₂B)- B_1 (B_1B_2)-BC-C. Набор генетических горизонтов и степень их выраженности изменяется в зависимости от условий рельефа. Лесная подстилка (A_0) рыхлая, мощностью от 2 до 8 см, состоит в основном из опада сосны, отмерших мхов. В нижней части она полуразложившаяся, буровато-темно-серая с включениями светлого песка, местами более уплотненная. Переходный горизонт A_1A_2 мощностью 1-12 см присутствует во всех разрезах, светло-серый с белесоватым оттенком, слабо прокрашен органическим веществом. Часто встречаются очень мелкие обугленные растительные остатки. Подзолистый горизонт (A_2) белесый, рыхлый, бесструктурный. В виде хорошо выраженного сплошного горизонта он выделяется на крутом северном склоне и на более крутых участках нижней части южного склона. Мощность его – от 3 до 18 см.

На очень пологих и выправленных участках сплошной подзолистый горизонт отсутствует. В этих случаях под горизонтом A_1A_2 выделяется неоднородно окрашенный рыжевато – бурый с белесыми пятнами, затеками или карманами горизонт A_2B . В профиле с хорошо выраженным подзолистым горизонтом переходный горизонт A_2B часто отсутствует. Такая же закономерность, связанная с формированием подзолистого горизонта относительно рельефа в автоморфных подзолистых песчаных почвах, отмечена и другими авторами (Долгова, Гаврилова, 1971; Морозова, Федоренко, 1992)..

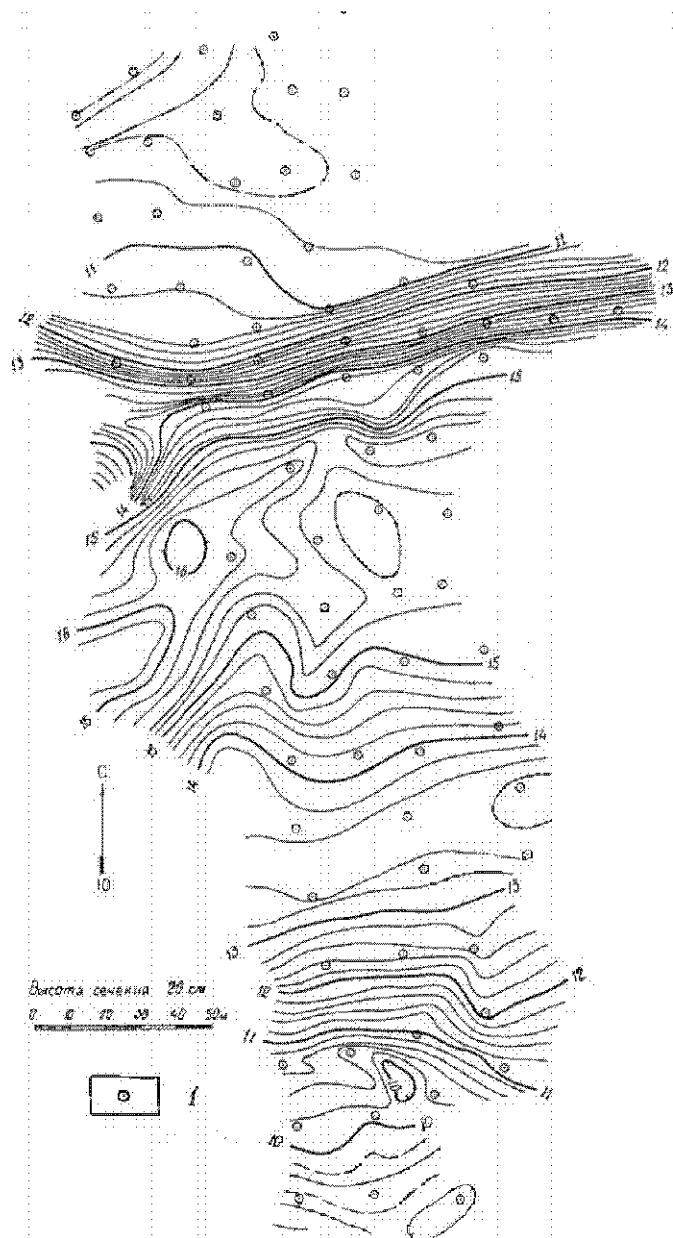


Рисунок. Топографический план участка. 1 — разрез.

Иллювиальный горизонт В_{1г} желто-охристый или рыжевато-бурый, слабоуплотненный, со слабо выраженной структурой, часто бесструктурный. В горизонте встречаются черные точечные минеральные образования. Нижняя часть иллювиального горизонта В_{2г} отличается осветленной окраской и меньшей плотностью. Общая мощность иллювиального горизонта на разных элементах рельефа составляет в среднем 20-35 см, а крайние значения – 14-57 см. Переходный к почвообразующей породе горизонт ВС бесструктурный, рыхлый, палевый с редкими рыжими затеками. На глубине 50-70 см, иногда до 95 см, выделяются редкие тонкие горизонтальные или косые охристо-ржавые или коричневато-ржавые прослойки более уплотненного песка толщиной 1-6 см. На выровненном участке у подножия северного склона в почвенном профиле на глубине 40-70 см. выделяется осветленный, белесовато-палевый со слабым сизоватым оттенком слой, что можно объяснить оглеением, вызванным временным застаиванием воды. О последнем свидетельствует наличие в подлеске большого количества ольхи.

В пределах однородных элементов рельефа проведена статистическая обработка мощностей генетических горизонтов. Вычислены средние арифметические значения (M), средние квадратические отклонения (σ), ошибка средних (m), коэффициенты варьирования (v , %) и хи-квадрат (χ^2) для оценки достоверности отличий эмпирического распределения от нормального. Доверительные границы ($M \pm \sigma$) и хи-квадрат рассчитывали для уровня вероятностей $P=0.95$.

Мощности отдельных почвенных горизонтов в исследуемых почвах характеризуются высокими коэффициентами варьирования на всех элементах рельефа (табл. 1). Верхние горизонты при небольшой мощности (менее 10 см) отличаются наибольшей вариабельностью. Коэффициент варьирования почвенных горизонтов на всем участке составляет 31-60 %. В пределах различных элементов рельефа он также высок – 16-75%. Несколько меньшей вариабельностью характеризуется иллювиальный горизонт – 21-35 %. При освоении исследуемых подзолистых несчаных почв в пахотный слой будут вовлечены все верхние горизонты, вплоть до горизонта А₂В, так как их суммарная мощность в среднем не превышает глубину вспашки – 20-25 см. Высокая природная вариабельность мощностей верхних почвенных горизонтов при их незначительной мощности не позволяет достоверно определить, частично или полностью распахивается тот или иной горизонт, хотя согласно общепринятой классификации эродированных почв степень смыва определяется по тому, какая часть того или иного горизонта затронута вспашкой: в слабосмытых почвах вспашкой затронута верхняя часть горизонта А₂В, в среднесмытых большая часть или весь горизонт А₂В до иллювиального горизонта, а в сильносмытых – средняя или нижняя часть иллювиального. В данном случае пахотные почвы могут иметь неполный набор генетических горизонтов (А_{1илл.} - А₂В - В - ВС - С и даже А_{1илл.} - В - ВС - С) в результате распашки, а не эрозии, но на основании классификации они

должны быть отнесены соответственно к категории слабо- и среднесмытых почв.

Таблица 1. Статистические показатели мощности генетических горизонтов несмытых подзолистых песчаных почв

Морфологический элемент	Горизонт	n	M	σ	V, %	m
Подпожие северного склона, 0-0,2°	A ₀	20	5,4	1,1	20,3	0,25
	A ₁ A ₂	20	4,8	3,6	75,0	0,80
	A ₂ B	20	7,1	4,2	59,1	0,94
	B	20	32,3	11,4	35,3	2,55
Склон северной экспозиции, 15-20°	A ₀	18	8,0	1,5	18,8	0,35
	A ₁ A ₂	18	5,8	3,6	62,2	0,84
	A ₂	18	10,5	4,1	39,0	0,97
	B	18	38,6	12,0	31,1	2,83
Водораздельная поверхность	A ₀	10	5,0	2,5	50,0	0,79
	A ₁ A ₂	10	7,1	1,3	18,3	0,41
	A ₂ B	10	10,2	3,5	34,3	1,11
	B	10	30,3	8,2	27,1	2,60
Верхняя часть южного склона, 4,5-6°	A ₀	8	5,0	1,3	26,0	0,46
	A ₁ A ₂	8	6,9	2,1	30,4	0,74
	A ₂ B	8	12,1	3,4	28,1	1,20
	B	8	31,0	4,8	15,5	1,70
Средняя часть южного склона, 1,5-3°	A ₀	6	5,7	0,9	15,8	0,37
	A ₁ A ₂	6	4,2	2,1	50,0	0,86
	A ₂ B	6	9,5	2,1	22,1	0,87
	B	6	21,3	5,8	27,2	2,37
Нижняя часть южного склона, 5-7°	A ₀	9	6,1	2,0	32,7	0,67
	A ₁ A ₂	9	5,6	2,4	42,8	0,80
	A ₂	5	8,6	1,4	16,3	0,63
	A ₂ B	8	9,6	2,2	22,9	0,78
	B	9	26,0	5,5	21,2	1,83
Нижняя часть южного склона, 2-3°	A ₀	5	5,4	0,8	14,8	0,36
	A ₁ A ₂	5	10,6	4,5	42,5	2,01
	A ₂	4	6,0	1,7	28,3	0,85
	A ₂ B	5	8,8	1,9	21,6	0,85
	B	5	31,0	7,5	24,2	3,35
Весь участок	A ₀	76	6,1	1,9	31,1	0,22
	A ₁ A ₂	74	5,9	3,5	59,3	0,41
	A ₂	30	9,4	3,6	38,3	0,66
	A ₂ B	57	9,3	3,5	37,6	0,46
	B	76	31,2	11,2	35,9	1,28

Средняя суммарная мощность генетических горизонтов A₀+...+B_r характеризуется значительно меньшей вариабельностью (10-19 %) по сравнению с отдельными горизонтами, что позволяет рассматривать этот показатель в качестве диагностического при определении эродированности ис-

следуемых почв. Как на всем участке, так и на отдельных элементах рельефа пространственное распространение суммарной мощности верхних почвенных горизонтов, включая иллювиальный, подчиняется закону нормального распределения, так как вычисленные значения χ^2 меньше теоретических (табл.2).

Таблица 2. Статистические показатели суммарной мощности верхних горизонтов ($A_0+...+B_f$) несмытых подзолистых иллювиально-железистых песчаных почв

Морфологический элемент	n	M	σ	$\Gamma, \%$	m	M + Or	χ^2	$\chi^2_{теор.}$
Подножие северного склона 0-0,2°	20	51,2	9,1	17,8	2,03	31,7-70,7	6,8	11,1
Северный склон, 15-20°	18	63,7	11,9	18,7	2,80	37,9-89,5	8,1	12,6
Водораздельная поверхность	10	52,1	8,3	15,9	2,60	32,4-71,8	0,3	3,8
Верхняя часть южн.скл. – 4,5-6°	8	54,8	9,9	9,9	1,90	41,2-68,4	-	-
Средняя часть южн. скл. – 1,5-3°	6	40,8	7,2	17,6	2,93	20,8-60,8	-	-
Нижняя часть южн. скл. – 5-7°	9	50,4	5,3	10,5	1,77	37,5-63,3	-	-
Нижняя часть южн. скл. – 2-3°	5	60,6	8,2	13,5	3,67	39,7-81,5	-	-
Весь участок	76	54,3	11,0	20,3	1,26	32,1-76,5	8,2	15,5

Оценка значимости различий мощности горизонтов $A_0+...+B_f$ (табл.3) показала, что почвы водораздела, крутого северного склона, а также средней части южного склона существенно различаются по данному показателю (t_{ϕ} – Стьюдента превышает t_p – Стьюдента). В связи с этим возможность использования почв водораздела в качестве эталона довольно ограничена. Последние могут служить эталоном только для почв пологих склонов. Более надежным является установление среднестатистического эталона для каждого конкретного склона. При оценке эродированности почв по единичным почвенным разрезам с достаточной достоверностью можно считать пахотные почвы склонов смытыми лишь в том случае, если их мощность меньше нижних предельных значений среднестатистического эталона. Для данных почв характерны довольно широкие интервалы предельных значений суммарной мощности горизонтов $A_0+...+B_f$ на всех элементах рельефа, что осложняет выделение категории слабо- и среднесмытых почв.

Таким образом, различное исходное строение почвенного профиля (наличие или отсутствие горизонтов A_2 и A_2B) подзолистых песчаных почв

данного региона в зависимости от условий рельефа. небольшая мощность верхних горизонтов и высокая их вариабельность не позволяет определить

Таблица 3. Значения t-Стьюдента для различных сравниваемых пар морфологических элементов (по суммарной мощности горизонтов $A_0 + \dots + B_0$)

Сравниваемые морфологические элементы	Степень свободы	Критерий Стьюдента	
		t_f (фактическое значение)	$t_{p,0.95}$ (при уровне вероятности 0.95)
Водораздельная поверхность – северный склон, (15-20°)	26	3,03	2,06
Водораздельная поверхность – верхняя часть южного склона, (4,5-6°)	16	0,80	2,12
Водораздельная поверхность – средняя часть южного склона, (1,5-3°)	14	2,88	2,14
Водораздельная поверхность – нижняя часть южного склона, (5-7°)	17	0,54	2,11
Водораздельная поверхность – нижняя часть южного склона, (2-3°)	13	1,89	2,16
Водораздельная поверхность – подножие северного склона	28	0,30	2,05
Северный склона, (15-20°) – подножие северного склона	36	3,61	2,04
Северный склон, (15-20°) – средняя часть южного склона, (4,5-6°)	24	2,63	2,06
Северный склон, (15-20°) – средняя часть южного склона, (1,5-3°)	22	5,65	2,07
Северный склон, (15-20°) – нижняя часть южного склона, (5-7°)	25	4,01	2,06
Северный склон, (15-20°) – нижняя часть южного склона, (2-3°)	21	0,67	2,08

степень эродированности пахотных почв по изменению мощности подпахотного горизонта. Достоверно можно выделить лишь категорию сильно-смывных почв, когда в пахотный слой вовлекается часть иллювиального горизонта. Определение эродированности по изменению суммарной мощности почвенных горизонтов сопряжено с дополнительными затратами, связанными с установлением среднестатистического эталона, но и при этом выделить категорию слабо- и среднеэродированных почв практически невозможно.

ЛИТЕРАТУРА

Долгова Л.С., Гаврилова И.П. Особенности почв средне- и северо-таежных подзон Западной Сибири (в пределах Тюменской области) // Природные условия Западной Сибири. М.: изд-во МГУ.1971.

Заславский М.Н., Ганжара Л.Н., Кирюхина З.П., Самодурова Л.С. Основные вопросы совершенствования картографирования смытых почв //Эрозия почв и русловые процессы.Вып.6.М.: изд-во МГУ. 1978.

Заславский М.Н., Ганжара Л.Н., Кирюхина З.П., Ларионов Г.А., Пацукевич З.В., Самодурова Л.С. Некоторые вопросы диагностики и картографирования эродированных почв // Эрозия почв и научные основы борьбы с ней. М.1985.

Кирюхина З.П., Ганжара Л.Н. О диагностических показателях эродированности горно-лесных бурых почв // Эрозия почв и освоение склоновых земель в субтропической зоне РСФСР. Сочи. 1980.

Классификация и диагностика почв СССР. М.: Колос, 1977.

Ларионов Г.А. Эрозия и дефляция почв. М.: изд-во МГУ. 1993.

Морозова Р.М., Федоренко Н.Г. Современные процессы почвообразования в хвойных лесах Карелии. Петрозаводск. 1992.

Общесоюзная инструкция по почвенным обследованиям и составлению крупномасштабных карт землепользования. М.: Колос, 1973.

Шурикова В.И., Ермоленко Г.П. К вопросу классификации смытых серых лесных почв // Эрозия и научные основы борьбы с ней. М. 1985.

В содержание

ОВРАЖНАЯ ЭРОЗИЯ

Е.Ф. Зорина

ОВРАГИ, ОВРАГООБРАЗОВАНИЕ И ПОТЕНЦИАЛ РАЗВИТИЯ

Основные положения и определения

Оврагообразование – современный рельефообразующий процесс, осуществляемый временными русловыми потоками дождевых и талых вод, в результате которого возникают специфические отрицательные линейные формы рельефа. Образование оврагов связывается в настоящее время с нарушением сложившегося природного комплекса под влиянием антропогенного воздействия, однако, само их возникновение происходит по законам природных процессов и зависит от совокупности природных факторов, определяющих возможность зарождения и активность последующего развития. Это не исключает возможности начала оврагообразовательного процесса без антропогенного вмешательства на крупных склоновых водосборах под влиянием экстремальных природных обстоятельств.

Основными природными предпосылками образования оврагов являются гидроклиматические и геолого-геоморфологические условия: осадки летнего периода и запасы воды в снеге перед снеготаянием, глубины базисов эрозии склоновых водосборов, горизонтальная расчлененность территории долинно-балочной сетью, размываемость грунтов, крутизна и форма склонов долин рек, балок, суходолов – как основных очагов зарождения оврагов. Рисунок овражной сети в плане не подчиняется закономерностям строения речной сети тех же регионов, а также ручейковой сети в верхних приводораздельных частях склонов. Овраги, являясь развивающимися эрозионными врезами, формируют свои водосборы и характерный рисунок сети.

Склоновый водосбор с развивающимся оврагом представляет собой систему с положительной и отрицательной обратными связями на разных этапах роста.

В развитии всех параметров оврага прослеживается два основных этапа: 1 – увеличение скорости роста по мере развития от момента зарождения на склоновом водосборе до выхода на плакорную часть склона; 2 – снижение скорости роста по сравнению с максимальной, соответствующей, как правило, прорыву бровки склона, до полного затухания процесса и, формирования квазивыработанного профиля на завершающей стадии развития. В оврагообразовательном процессе выделяются отдельные стадии, различающиеся интенсивностью развития оврага и имеющие разную количественную характеристику роста его объема во времени (Зорина и др., 1993).

Природные особенности склоновых водосборов определяют принципиальную возможность возникновения и формирования оврагов, их количество и максимальные размеры, которые могут быть достигнуты развивающимся оврагом при нарушении естественного растительного и дерново-почвенного покрова. Максимально возможная овражность в количествен-

ном выражении представляет собой потенциал оврагообразования. Современная овражность – это реализация всей или части потенциала в отношении оврагообразовательного процесса. Степень реализации потенциала является функцией периода и активности оврагообразования, а также, при антропогенном происхождении оврагов, интенсивности и характера хозяйственного освоения территории. Соотношение между показателями современной и потенциальной овражности показывает меру реализации потенциала оврагообразования, а их разность – конкретные размеры опасности дальнейшего развития процесса.

Картографическую интерпретацию количественных характеристик оврагообразовательного процесса, как современных, так и потенциально возможных, а также специфических показателей опасности развития овражной эрозии, целесообразно проводить в пределах водосборных бассейнов флювиальных форм более крупного порядка – реки, балки, которые в данном случае представляют собой ареалы овражности.

Само понятие "овраг", отличающее его от других линейных эрозионных образований – ложбины, рытвины, промоины, балки, связано, во-первых, с характерными размерами, во-вторых, с особенностями морфометрии, в-третьих, с динамическим состоянием всей системы "водосбор – поток – овраг". Наиболее типичным оврагом земледельческой зоны России является эрозионная линейная форма длиной не менее 70 м, глубиной – не менее 1,5 м. При характерном строении долин рек и балок, когда глубина базиса эрозии склоновых водосборов близка к 20–40 м, а склоны имеют выпуклую форму, при типичной крутизне склонов от бровки к днищу балки или поймы реки около 15–20°, протяженность склона (его длина) от подошвы до бровки, в пределах которой развивается овраг, оказывается равной 70–90 м. Характерным признаком склонового оврага является выход его вершины за пределы бровки склона, когда проявляется его разрушительная способность по отношению к пахотным угодьям, хозяйственным, производственным и жилым строениям. Землеустроители фиксируют овраги, как правило, после изъятия вершинных врезов на полях, т.е. по достижению ими длины близкой к 100 м. С размерами оврагов связаны и особенности их развития во времени, отличающие его от временных эрозионных врезов на полях, следы которых обычно уничтожаются при распашке. Овраг – результат многолетней работы потоков дождевых и талых вод разной интенсивности, продолжающейся в среднем для условий средней полосы России в течение 150–300 лет.

Форма продольного и поперечного профилей оврагов отличается от таковых для промоин, рытвин, водорезов и других активных эрозионных врезов на склонах. Для оврага характерен продольный профиль, отличающийся от профиля склона, на котором он развивается – в вершинной части он имеет уклон значительно превосходящий уклоны склона, а в нижней – намного меньший, нередко доходящий до минимальных значений. На эту особенность оврагов указывал Н.И. Макавцев (1955), считавший ее одним

из главных условий развития самих оврагов. Поперечный профиль оврага изменяется как по длине оврага, так и во времени за период развития оврага. В период активного роста овраг на всем протяжении имеет обрывистые осыпные, оползневые склоны, лишенные растительности, и уклоны склонов, значительно превосходящие углы естественного откоса. По мере развития оврага, сначала с его устьевой части склоны выполаживаются, зарастают. Такой процесс наиболее характерен для гумидных зон; в других условиях овраги длительное время сохраняют отвесные оголенные откосы. В привершинной части отвесные крутые склоны обычно сохраняются на всем протяжении активной жизни овражных форм; даже в то время, когда практически заканчивается регрессивное развитие и овраг перестает увеличиваться в длину со стороны вершины, происходит его углубление, расширение площади и рост объема.

Третьим отличительным признаком оврага – его динамическое состояние. Овраг остается оврагом до тех пор, пока он активен или не потерял возможности активизации при изменении антропогенной нагрузки или под влиянием природных факторов. Это отличает овраги от балок, представляющих собой древние образования, сформированные эрозийными процессами на склонах долин рек. Когда в балке появляется развивающийся эрозийный врез значительной глубины, поражающий нередко всю площадь ее дна, его называют, в отличие от балочной формы, донным оврагом, подчеркивая, что именно активное развитие – отличительная особенность овражной эрозийной формы.

Условием образования и развития оврага является возможность беспрепятственного выноса за пределы эрозийного вреза размывшего и поступившего с бортов оврага грунта. Это может осуществляться в том случае, когда по его длине увеличивается транспортирующая способность сконцентрированного в единое русло водного потока. В наибольшей степени этому способствует увеличение расходов за счет нарастания по длине оврага площади водосборного бассейна и выпуклая форма склона, когда от верховий склона к подошве увеличивается его продольный уклон. Меньшая вероятность оврагообразования – при слабом нарастании расходов по длине водосбора. Вероятность зарождения оврага поддерживается в этом случае значительным ростом скоростей потока с увеличением по длине уклонов вследствие выпуклой формы склона. На прямых и вогнутых склонах оврагообразование наблюдается поэтому значительно реже. Это – результат как сравнительно меньшей транспортирующей способности потоков при постоянных или уменьшающихся по длине уклонов склона, так и того, что сама образующаяся эрозийная форма не будет иметь морфометрических признаков типичного оврага, в частности, большой глубины и объема; кроме того, не соблюдается необходимое для развития оврага соотношение между уклонами тальвега оврага в нижней его части и склона (уклон в нижней части склона должен превышать уклон, создающий условия неразрывности). Обычными линейными эрозийными формами на вогнутых и прямых скло-

нах являются промоины или водоройны, которые по длине могут достигать нескольких сотен метров.

Большое значение в процессе линейной эрозии имеет тип устьевого створа склонового водосбора, куда из развивающейся формы выносятся грунт. При условии его беспрепятственного отвода не происходит явлений подпора, снижения скорости потока и, как следствие, регрессивной аккумуляции наносов. В случае, если устье оврага привязано к постоянному водотоку более крупного звена эрозионной сети, происходит размыв конуса выноса оврага в периоды, когда временный поток в самом овраге отсутствует. В маловодные годы, когда развитие оврага не происходит или замедленно, речной поток, подмывая конус выноса и устье оврага, способствует образованию эрозионной ступени в устьевом створе и тем самым активизирует регрессивную эрозию. Если склон оврага на днище балки или поймы реки, то во всех случаях развития оврага на выпуклых склонах грунт поступает на субгоризонтальную поверхность этих форм, образуя конус выноса, с которого потоками ливневых вод или в период половодья он транспортируется вниз по балке или дальше в пределах поймы. Особые случаи представляет поступление более крупного, по сравнению с речным, материала из развивающихся оврагов в реки и образование в приустьевой зоне кос из грубообломочного материала и свособразных перекатов – "высыпок".

Морфометрия овражно-балочных систем как фактор оврагообразования

Влияние природных характеристик на появление и развитие оврагов изучалось практически всеми исследователями на стационарах, в лабораториях, с использованием картографических материалов и аэрофотосъемки, методами математической статистики с привлечением всех видов моделирования. Новые данные об оврагах привлекают внимание как основа для калибровки моделей и как дополнительные региональные характеристики оврагообразования, на которых основывается прогноз и оценка опасности овражной эрозии для конкретных условий прогноза.

С оврагообразованием связано развитие верхних звеньев эрозионной сети. Оно происходит при наличии вертикального и горизонтального расчленения водосборов более крупных эрозионных форм – рек, балок, сухих оврагов. Анализ морфометрии склонов долинно-балочной сети и условий формирования стока на них позволяет не только выявить влияние природных и антропогенных факторов на современное распространение оврагов, но и получить данные для определения тенденции развития самого процесса. Одним из основных вопросов при этом является выявление места оврагов в иерархии эрозионных форм, определение их возможного количества и размеров в пределах водосборного бассейна более крупного звена эрозионной сети.

В настоящее время известны работы, анализирующие гидрографическую сеть отдельных регионов, водосборных бассейнов крупных рек,

приводятся обобщающие данные о густоте разных звеньев эрозионной сети по природным зонам (Овражная эрозия, 1990; Ржаницын, 1960; Малые реки..., 1998). В институте Географии РАН создана карта горизонтальной и вертикальной расчлененности рельефа (Горелов и др., 1999). Приведенные на карте характеристики получены по единой методике для всей территории России в масштабе 1: 2500000.

Анализ распространения оврагов на склоновых водосборах выявил исключительную вариабельность условий их возникновения и распространения, особенно на водосборах суходольно-балочных систем. Длины склонов балок и глубины базисов эрозии варьируют в пределах нескольких раз. Такие же изменения претерпевают гидрологические и морфометрические характеристики склонов.

Выявление условий оврагообразования по картам среднего и мелкого масштабов связано с установлением связей между глубинами базисов эрозии рек и глубинами базисов эрозии балочных водосборов – разностью между максимальными отметками водосборов балочных форм и отметками их устьевых створов. Общеизвестно, что с увеличением глубин базиса эрозии происходит рост порядка потоков от эрозионных врезов первого порядка до крупных водных артерий. В абсолютных величинах это можно проследить лишь в пределах одного водосборного бассейна. Вместе с тем, относительное изменение глубин базисов эрозии водосборов разных порядков подчиняется единой закономерности для водосборов с близким строением эрозионной сети в центре ЕЧР – древовидным (Ржаницын, 1985).

Анализ строения верхних звеньев эрозионной сети Центра ЕЧР и выполненные расчеты позволили получить зависимости и предложить формулы для определения глубин базисов эрозии балочных водосборов длиной 1,5 км (H_1); 3,0 км (H_2); 5,0 км (H_3) в функции порядка реки N и глубины базиса эрозии ее водосбора H_0 :

$$H_1 = H_0 \frac{1,7}{N^{0,75}} \quad (1); \quad H_2 = H_0 \frac{2,4}{N^{0,8}} \quad (2); \quad H_3 = H_0 \frac{2,6}{N^{0,7}} \quad (3)$$

Для шестнадцати водосборов рек 5-6 порядков, по Н. А. Ржаницину, были сопоставлены расчетные и фактические глубины базисов эрозии балочных водосборов в разных природных условиях Центра ЕЧР. Коэффициенты корреляции для балок 1-го порядка составили $0,72 \pm 0,05$; 2-го – $0,71 \pm 0,04$; 3-го – $0,7 \pm 0,07$.

Таким образом, полученные зависимости можно использовать для оценки глубин базисов эрозии балочных водосборов по материалам, характеризующим глубины базисов эрозии речных водосборов с древовидным строением речной сети.

Глубина базисов эрозии водосборов балок, склоны которых являются местом оврагообразования, определяется как разность отметок склона долины реки и отметок днища балки в поперечном створе склонового водо-

сборного бассейна. Продольный профиль балок, как правило, близок к выработанному, для которого, по Н.И. Маккавсву (1955),

$$I = \frac{R}{Z_i^a}, \quad (4)$$

где Z – расстояние по длине продольного профиля от истока I – уклон, R – функция природных характеристик, a – эмпирический коэффициент, близкий к 1,0 для овражно-балочных врезов на завершающем этапе развития.

Наиболее типичной формой склонов долинно-балочной сети является средневывуклая, при которой изменение относительных отметок склона по длине аппроксимируется выражением:

$$\frac{H_i}{H_0} = \left(\frac{Z_i}{Z_0} \right)^{0,45}, \quad (5)$$

где $\frac{H_i}{H_0}$ – относительная отметка склона; $\frac{Z_i}{Z_0}$ – относительное расстояние от подножья склона.

На Русской равнине сильновыпуклые склоны долин малых рек и балок достаточно редки, но, типичны для долин крупных рек. К ним привязаны большие склоновые водосборы, на которых развиваются глубокие, обычно значительной протяженности, овражно-балочные системы. Изменения высотных отметок по длине водосбора на таких склонах подчиняется зависимости

$$\frac{H_i}{H_0} = \left(\frac{Z_i}{Z_0} \right)^{0,14}. \quad (6)$$

Для слабовыпуклых и прямых склонов справедлива зависимость

$$\frac{H_i}{H_0} = \left(\frac{Z_i}{Z_0} \right), \quad (7)$$

Все зависимости получены по 250 балочным системам на речных водосборах лесостепной и степной зон ЕЧР.

Анализ плановых характеристик овражно-балочных водосборов, выполненный по топографическим картам на ряд заовраженных регионов России, позволил выявить особенности морфометрии овражных водосборов, их отличие от конфигурации водосборных бассейнов рек и балок. Для речных бассейнов зависимость между площадью водосбора F и длиной реки, как известно, имеет вид

$$F = kL^\varepsilon, \quad (8)$$

где k и ε – эмпирические коэффициенты, широкий диапазон изменения которых свидетельствует о значительном влиянии на них природных, особенно морфометрических, характеристик. Н.И. Маккавсв (1955) для балоч-

ных водосборов предложили квадратичную зависимость, как наиболее приемлемую, исходя из теории размерностей:

$$F = 0,39l^2.$$

Р.А. Нежиховский (1971), павший анализ изменения коэффициента k по порядкам потоков, также аппроксимировал квадратичной параболой полученную им зависимость для малых водосборов

$$F = 0,58l^{1,8}.$$

Им же установлено, что коэффициент k уменьшается при увеличении длины водотока, т.е. при относительном уменьшении средней ширины водосбора. Соотношение между длиной водотока и площадью водосбора при ее соизмеримости с длиной водосбора, в известной мере характеризует форму водосбора, его «вытянутость». Это соотношение можно применить к водосбору балки как одной из наиболее сложных эрозийных форм. Для балочных водосборов в бассейнах рек Прони, Зуши, Унжи, Ветлуги и Уфимского плато получены значения коэффициента k , варьирующие в пределах 0,3-0,45. Длина балок изменялась от 1,5 до 11 км, площадь – от 0,9 до 22 км². Таким образом, зависимость между длиной балок и площадью балочных водосборов позволяет проследить тенденцию увеличения относительной средней ширины водосбора (уменьшение его вытянутости) с уменьшением его длины.

Система овраг – овражный водосбор характеризуется определенными морфометрическими особенностями. Известно, что овражная эрозия склоновых водосборов поражает их длину лишь частично. Случаи, когда овраг вершиной доходит до водораздела, достаточно редки. Обычно овраг прекращает свой рост на некотором расстоянии от водораздельной линии и утрачивает признаки активного роста. Протяженность оврагов, близких к завершению периода активного роста, обычно составляет 0,3-0,7 длины склонового водосбора. При этом в настоящее время, как показали натурные исследования, завершающую развитие стадию достигла лишь часть оврагов; большинство из них находится на разных стадиях развития.

Если к расчету площади овражных водосборов применить ту же зависимость, что и к водосборам долинно-балочной сети, то коэффициент k становится чрезмерно большим, поскольку он в этом случае характеризует не только отношения между длиной и шириной водосбора, но и размер привершинной площади, которая будет переменной в зависимости от стадии развития оврага. В значительной мере на размер последней оказывает влияние морфометрия самого водосбора и природные характеристики региона, что делает некорректным рассмотрение соотношения площади водосбора и длины самого оврага в качестве характеристики формы водосборного бассейна. Поэтому целесообразно рассматривать соотношение между площадью и длиной водосборного бассейна. Результаты анализа водосборов склоновых оврагов в лесостепной и степной зонах ЕЧР показали, что коэффици-

ент k близок к 0,2. Такая же величина k получена для водосборов склоновых оврагов на Меловом сырте Уфимского плато и бассейна р. Ветлуги.

Анализ соотношений средней ширины и длины водосборов эрозионных форм от рек до оврагов показал, что наибольшей средней шириной характеризуются балочные водосборы, у которых относительная ширина составляет около 0,45 длины. Снижение средней ширины водосборного бассейна при уменьшении длины эрозионной формы (от балок к оврагам) объясняется уменьшением приточности (всплывистости) на сравнительно коротких склонах оврагов.

Распределение относительной ширины по длине водосборов, Центра ЕЧР аппроксимируется степенной функцией – $F = X^b$, где F определяется по соотношению:

$$F = 0,1Z_{ов} \cdot X^{0,44}, \quad (9)$$

где X изменяется от 0 в устьевом створе до 10 в водораздельной части; $Z_{ов}$ – длина овражного водосбора. Площадь овражного водосбора можно представить в виде

$$F_{ов} = (0,1Z_{ов})^2 \cdot \int_0^{10} X^{0,44} dx = 0,192Z_{ов}^2 \quad (10)$$

Как видно, коэффициент k практически равен полученному по топографическим картам среднему значению для Центра ЕЧР (0,2).

Анализ конфигурации балочных водосборов позволил получить распределение ширины по их длине:

$$F = \sqrt{\frac{a^2b^2 - x^2b^2}{a^2}}, \quad (11)$$

где a равен 0,8 длины водосборного бассейна; b – 1,2 его средней ширины; x – расстояние по длине водосборного бассейна от точки максимальной ширины (0,8 длины водосбора). Площадь водосборного бассейна балки определяется по формуле:

$$F_{б} = 0,5 \left[\pi(0,8Z_{б} \cdot 1,2B_{ср} - 0,8Z_{б} \cdot 1,2B_{ср} \cdot \arccos 0,25) + 0,2Z_{б} \cdot 1,18B_{ср} \right] \quad (12)$$

Параллельно с анализом вертикального и горизонтального расчленения речных водосборов овражно-балочными системами, определялась частота встречаемости устьев оврагов, развивающихся на склонах долин и балок, т.е. количество оврагов, приходящихся на единицу длины долины реки, балки, суходола. Значительная часть водосбора на речном склоне – до 2/3 по длине от водораздельной линии в районе истока – при типичном древовидном строении долинно-балочной сети, разделенная между соседними водосборами балочных форм. Поэтому максимальная высотная отметка водосбора, примыкающего непосредственно к урезу реки или пойме, находится близко к средней части склона, а морфометрические характеристики оврагов на склонах долин рек до 6-7 порядка и балок практически выравнива-

ются. Это находит отражение в показателях частоты оврагов – ее средние величины по склонам балок и долинам рек близким между собой. Например, в бассейне р. Лисицы частота оврагов по склонам долины составила 2,14 ед/км, по склонам балочных форм – 2,1 ед/км.

Известно, что овраги на склонах долин рек и балок чаще всего образуются в нижних частях склоновых водосборов, как правило, ниже прибровочной зоны, где продольные уклоны максимальны и происходит концентрация водного потока в тальвеге водосбора. Это обуславливает свособразие эрозионной сети, формирующейся на крутых склонах и нередко сопрягающейся с руслом реки или днищем балки под углом до 90°. Приведенные значения частоты оврагов порядка 2 ед/км являются осредненными. В районах значительного развития овражной эрозии они нередко образуют "щетку": количество их достигает 8-15 ед/км. Такое строение сети отличается как от рисунка ручейков в приводораздельной части склонов, так и от строения долинно-балочной сети в плане.

На пашне с уклонами 0-6° ручейковая сеть по рисунку близка к древовидному строению, что подтверждается работами И.В. Боголюбовой и А.В. Караушева (1974). Строение сети, близкое к речному, Н.А. Ржаницын (1960) прослеживает в верхней части склоновых водосборов для ручьев длиной до 300 м. Обследование овражно-балочных систем Центра ЕТР, а также анализ архивных и картографических материалов показали, что на склоновых водосборах, находящихся в 300-800 м от водораздела, располагается пояс своеобразных очень динамичных эрозионных форм, не закончивших свое развитие и продолжающих при этом трансформировать водосборный бассейн. Это те овраги, которые, наряду с крупными рытвинами, водоронными и врезами в днище отвершков балок, создают свособразный рисунок самой эрозионной сети и ее водосборов. По мере трансформации рисунка линейных эрозионных форм, в частности, оврагов, стабилизации их продольного и поперечного профилей изменяются в большей или меньшей мере морфометрические характеристики водосборов. В связи с этим, а, главное, из-за изменения параметров оврагов, даже в пределах современных склоновых водосборов формализация структуры овражной сети не целесообразна.

Распределение расходов воды по порядкам потоков

Свособразие эрозионных форм, развивающихся на склоновых водосборах, обуславливает особенности их гидрологических характеристик, в частности, изменения расходов воды по порядкам потоков, отличающиеся от таковых для рек тех же регионов. Для выявления закономерностей изменения гидрологических характеристик по длине линейных эрозионных форм были определены морфометрические характеристики водосборных бассейнов овражно-балочных систем Центра ЕТР до четвертого порядка, среднемаксимальные расходы половодья и ливневых паводков в соответствии с "Инструкцией..." (1982). При этом использовались данные стацио-

нарных наблюдений в период половодья (1982-1998) в одном из типичных склоновых оврагов в долине р. Протвы (приток Оки). Анализ результатов показал, что зависимость между среднмаксимальным расходом воды и порядком потоков, как для периода половодья, так и для дождевых паводков подчиняется зависимости

$$Q_N = Q_1 N^m, \quad (13)$$

где Q_1 – среднмаксимальный расход воды в потоке первого порядка; Q_N – среднмаксимальный расход воды в потоке N -го порядка; m – коэффициент, величина которого практически постоянна для рассмотренных регионов, но различна для половодья и ливневых паводков. Если анализировать среднмаксимальные расходы воды по порядкам потоков без учета периода их формирования, значения m приближаются к 2,5-2,7. Полученная зависимость не соответствует известной для речных систем Центра ЕТР

$$Q_N = Q_1 \cdot 2,24^{N-1}.$$

Полученное для оврагов уравнение (15) показывает, что если от 1-го порядка к 2-му происходит шестикратное увеличение расходов, то от 2-го к 3-му – уже в 2,9 раза, от 3-го к 4-му – в 2,16 раза. Быстрое увеличение расхода от 1-го порядка к 2-му и постепенное снижение интенсивности последующего увеличения расхода воды обусловлено особенностями бифуркации эрозионной сети верхних порядков. При этом лишь изменение величин расходов от 3-го порядка к четвертому в 2,16 раза, что приближается к принятому для рек (2,24). В овражно-балочных системах длина потоков 1-го порядка близка к средним длинам водотоков от водораздела до средней или нижней части небольшого оврага (до 400 м), 2-го и 3-го порядков (900-2000 м) – соответствуют длинам крупных оврагов, небольшим и средним балкам, 4-го порядка – обычно являются уже малой рекой или крупной балкой с постоянным водотоком. Приведенная зависимость, полученная для верхних звеньев эрозионной сети, не должна распространяться на эрозионные формы более высоких порядков (выше 5-го), длина которых близка к длине наиболее крупных балок, малых рек и суходолов (10-12 км).

Привязка полученной зависимости к определенным эрозионным формам предусматривает необходимость определения критериев выбора водотока 1-го порядка. Им должен считаться водоток (временный или постоянный) длиной 250- 400 м, сформированный расположенными выше по склону эфемерными струями на приводораздельной части склона, рисунок которых может иметь древовидную форму.

Эмпирический показатель m изменяется в функции природных характеристик территории, особенно морфометрии водосборных бассейнов малых рек и балок; в рассмотренных выше овражно-балочных системах вариabельность морфометрических параметров склоновых водосборов для этого недостаточна. Полученные закономерности распределения расходов по порядкам потоков верхнего звена эрозионной сети не остаются постоянными в течение отрезков времени, соизмеримых со временем оврагообразо-

вания. По мере трансформации рисунка линейных эрозионных форм, изменяются условия формирования стока на склоновых водосборах, а, следовательно, и связанные с ними особенности распределения расходов воды по порядкам потоков.

Закономерности развития оврагов, стадийность процесса

Возникновение оврага обычно начинается с образования воронок размыва на крутой части склона, объединяющихся затем в промоину. Промоина с нивершинным уступом, продвигаясь регрессивно вверх по склону, углубляет свое русло, очищает тальвег от поступающего со склонов и смытого в русло промоины материала, вынося его на нижние участки склона или непосредственно в более крупные звенья эрозионной сети. В самом начале образования оврага в тальвеге образуется каскад уступов, смещающихся вверх по руслу. Развитие оврага осуществляется вследствие сопряженной деятельности регрессивной глубинной и трансгрессивной эрозии, выноса продуктов размыва и поступление материала склоновых деформаций. В начале эрозионного процесса овраг представляет собой чисто эрозионную форму: по мере удлинения, углубления и расширения в его русле возникают зоны эрозии и аккумуляции, чередующиеся по длине оврага. Сначала аккумулятивные комплексы сосредотачиваются только в приустьевой части оврага; затем они хотя и меньших размеров, возникают в средней и даже верхней частях продольного профиля. Одновременно происходит обрушение склонов и развивается меандрирование русла оврага, активизирующегося по мере выработки устойчивого продольного профиля. На заключительной стадии развития скорости потока в овраге значительно снижаются, приближаясь к неразмывающим, и оказываются недостаточными для перемещения склонового материала. Русло оврага перекрывается грунтом и ностепенно выпрямляется. Материалы лабораторных экспериментов и натурных исследований с привлечением данных по гидротранспорту высоконасыщенных смесей позволили разработать модель развития оврага в разные периоды его роста. За показатель интенсивности развития оврага приняты приращение объема оврага или вынос грунта за пределы овражной формы в единицу времени. Для натуральных условий за единицу времени целесообразно принять один год. Выше отмечалось, что максимальное значение интенсивности выноса соответствует периоду прорыва бровки склона; по времени момент прорыва бровки наступает по прошествии 1% общего времени оврагообразования (Экспериментальная геоморфология, 1978). Логарифмическая анаморфоза процесса затухания интенсивности процесса (от максимума объемов годового выноса до стабилизации формы) позволила представить изменение объемного роста оврага во времени в виде двух зависимостей, соответствующих разным этапам развития. Первая, соответствующая этапу от 1 до 40 % от общего периода оврагообразования:

$$V_w = \frac{V_{max}}{t_i^{0.56}}, \quad (14)$$

вторая – этапу от 40 до 100 % времени:

$$V_w = V_{\max} \left[\frac{3,16 \cdot 10^3}{t_i^{2,75}} - 0,01 \right], \quad (15)$$

здесь V_w – интенсивность объемного роста на период времени t_i – время, % от общего периода оврагообразования. Первый из этих этапов соответствует времени выработки полной длины оврага, когда его развитие происходит при уменьшающемся среднем уклоне эрозионного вреза и резком снижении расхода воды, поступающего к его вершине. На втором этапе по длине оврага чередуются участки эрозии и аккумуляции, происходит постепенное углубление среднего и верхнего участков, образование и перемещение в верхнюю часть оврага стрелы максимального прогиба и приближение продольного профиля к состоянию выработанного.

Интегрируя по времени приведенные зависимости, получаем объем оврага на завершающей стадии развития в функции максимальной интенсивности объемного роста и ее снижения во времени.

$$W_{\Sigma} = \chi W_{\max_w} \cdot T \quad T = \frac{W_{\Sigma}}{\chi W_{\max_w}} \quad (16')$$

где W_{Σ} – максимальный по природным условиям объем оврага на завершающей стадии развития, м³; W_{\max} – максимальная интенсивность роста оврага или объем наносов, вынесенный за пределы эрозионной формы в единицу времени, м³/год; T – время оврагообразования, годы; χ – коэффициент, зависящий от природных характеристик водосбора и определяющий относительную интенсивность процесса на разных стадиях развития. По данным экспериментальных исследований (Никольская, 1975), его величина составляет 0,14. По другим данным (Бондарев, 1994) она варьирует и при менее интенсивном снижении ежегодных объемов выноса грунта по мере роста оврага составляет 0,25. Это соответствует другой форме кривой изменения во времени ежегодного прироста оврага.

Максимальная величина годового прироста оврага, соответствующая времени прорыва бровки склона, для легких грунтов (пески разной крупности, супесь, лессовидные суглинки) может быть определена, если предположить полное использование транспортирующей способности овражного потока в этот период. Объем наносов (V_{\max}), транспортируемый потоком за этап наибольшей активности оврагообразования, может быть представлен в виде произведение объема воды W_0 , прошедшей за время Δt через замыкающий створ в устьевой части оврага, на содержание наносов P , принимаемую за предельную транспортирующую способность потока:

$$W_{\max} = W_0 \cdot P; \quad P = \frac{A(V_p^{2,7} - V_p^{2,7})}{0,2 + 0,65 \cdot 1(V_p^{2,7} - V_p^{2,7})} \quad (20)$$

где V – скорость потока, м/с; V_p – размывающая скорость, м/с. $A = \frac{n^2}{V^{0,7} h^{1,3}}$,
 где h – глубина потока в овраге, м; n – коэффициент шероховатости ложа
 потока.

Формула (17) проверена на независимом материале при исследова-
 ниях перемещения высоконасыщенных смесей. В опытах были использова-
 ны песчаные грунты разной крупности. Насыщение (мутность водогрунто-
 вых смесей) варьировала в широких пределах и достигала 0,6-0,7 по объему
 в естественном сложении.

Анализ развития оврагов во времени позволил выявить основные
 закономерности и связи в системе "склоновый водосбор – овраг". Среди них
 выделяются внешние, меж- и внутрикомпонентные. Внешние связывают
 факторы оврагообразования – расходы и объемы стока талых и дождевых
 вод, размываемость грунтов, глубины базисов эрозии склоновых водосбо-
 ров, уклоны и форму склона, фильтрационные свойства почвогрунтов – с
 параметрами оврагов. Показатели каждого из факторов, имея количествен-
 ную характеристику, входят в формулы, по которым предлагается рассчи-
 тывать параметры оврагов на заключительной стадии их развития, когда
 влияние природных особенностей на размеры овражных форм проявляется
 в наибольшей степени. Для определения предельной длины оврага предло-
 жена формула:

$$l_{\max} = K \frac{H_0 \cdot Q_0^{0,67}}{V_p^{2,7} n^2 \beta^{0,67}}, \quad (18)$$

где Q_0 – расход воды в периоды снеготаяния и ливней определенной (рас-
 четной) обеспеченности, м³/с; H_0 – глубина местного базиса эрозии склоно-
 вого водосбора, м; n – коэффициент шероховатости ложа потока; β – ко-
 эффициент формы поперечного сечения потока; K – коэффициент формы
 водосбора.

Объем оврага (в м³) рассчитывается по формуле

$$W_{\Sigma} = \alpha l_i^2 l_{\max}, \quad (19)$$

где l_i – превышение вершины оврага над его устьевой частью, м; α – ко-
 эффициент формы продольного профиля склона.

Площадь оврага ($f_{\text{овр.}}$) по контуру бровки определяется по с зависи-

$$\text{мости } f_{\text{овр.}} = \left[\left(\frac{Q_0}{V_p} \right)^{0,5} + 1,75 h_{\max} \right] \cdot l_{\max}, \quad \text{м}^2, \quad (20)$$

где h_{\max} – максимальная глубина оврага, м, рассчитываемая в функции глу-
 бины базиса эрозии, формы склона и размываемости грунтов (Овражная
 эрозия, 1989).

Связи межкомпонентные устанавливают соотношения между мор-
 фометрическими параметрами растущего оврага. Результаты эксперимен-

тальных исследований и натурные данные об оврагах в разных регионах, показали, что развитие оврага в длину, по площади и объему происходит с разной интенсивностью и заканчивается в разные временные отрезки. К периоду максимальной интенсивности объемного роста скорость линейного роста снижается до 0,9-0,85 максимальной. Скорость линейного роста приближается к 0 на момент времени, близкой к 40% общего времени оврагообразования, когда интенсивность объемного роста составляет еще около 0,12-0,15 максимальной (Экспериментальная геоморфология, 1978). Зависимость между относительной интенсивностью объемного и линейного роста оврага можно представить в виде

$$\frac{V_l}{V_{l\max}} = 10^{-2} \cdot \left[\left(\frac{V_w}{0,41 \cdot V_{w\max}} \right)^5 - 3,0 \cdot 10^{-3} \right], \quad (21)$$

где $\frac{V_l}{V_{l\max}}$ - относительная интенсивность линейного роста; $\frac{V_w}{V_{w\max}}$ - относительная интенсивность объемного роста.

Приведенное соотношение характеризует взаимосвязь между развитием наиболее динамичной (длиной) и наиболее замедленной во времени (объем) характеристиками оврага. Изменение во времени глубины, ширины и площади занимает промежуточное положение (Никольская, 1975).

Связи внутрикомпонентные описывают внутрикомпонентные закономерности развития оврага как эрозивной формы. Основная из них определяет развитие оврага в целом и состоит из двух ветвей скорости роста параметров оврага: короткий период – нарастание скоростей до достижения максимума; а растянутый во времени – их снижение. Анализ развития оврага во времени с привлечением количественных характеристик интенсивности процесса, позволил выделить несколько стадий, различающихся темпами оврагообразования, что не противоречит другим исследователям и предложенным схемам стадийности роста (Соболев, 1948; Арманд, 1972; Бутков и др., 1996), но уточняет характеристики стадий развития овражной формы.

Стадия I – зарождение на крутом участке склона в виде разрывов дернины, образования воронок размыва, их слияние и постепенная концентрация склонового потока в едином русле. На этой стадии развивается глубокая промоина с обрывистыми откосами, глубиной, нередко превосходящей ширину эрозивного вреза, повышенной шероховатостью русла, его ступенчатостью, нависанием дернины.

Стадия II – наиболее быстрый рост всех параметров эрозивной формы, особенно его длины и глубины, превращение промоины в овраг и его дальнейшее развитие. За это время длина оврага вырабатывается на 70-80 %, объем – на 45 %. Увеличение объема оврага во времени в этот период соответствует зависимости

$$\frac{W_i}{W_{\Sigma}} = 2,5 \left(\frac{t_i}{T} \right)^{0,87}, \quad (22)$$

где $\frac{W_i}{W_{\Sigma}}$ - относительный объем оврага на момент времени t_i ; T - общее

время развития оврага от его образования до достижения максимальных по природным условиям габаритов. Эта стадия по времени занимает 10 – 15 % общего времени развития.

Стадия III – выработка полной длины оврага на 60-80 % его объема. Изменение объема подчиняется зависимости

$$\frac{W_i}{W_{\Sigma}} = 1,2 \left(\frac{t_i}{T} \right)^{0,48}. \quad (23)$$

Стадия завершает наиболее активный период жизни оврага, соответствующей около 40 % общего времени оврагообразования. Вторая и третья стадии процессов характеризуется наиболее интенсивным снижением во времени скорости линейного, площадного и объемного роста, что является следствием уменьшения привершинной площади водосбора по мере регрессивного продвижения по склону вершины оврага, а также снижения среднего продольного профиля и постепенного его выполаживания.

Стадия IV соответствует времени формирования выработанного продольного профиля, медленного и относительно спокойного развития. Она занимает до 60 % общего времени существования оврага как активной эрозионной формы. Изменение объема во времени подчиняется зависимости

$$\frac{W_i}{W_{\Sigma}} = \left(\frac{t_i}{T} \right)^{0,25}. \quad (24)$$

Стадия V – достижение оврагом своих предельных размеров. Определение габаритов оврага в эту завершающую стадию развития можно выполнять, используя зависимости (22, 23, 24). Входящие в формулы количественные параметры природных характеристик определяются в натурных условиях или по крупномасштабным топографическим картам.

Потенциал оврагообразования: понятие и уровни определения

Дальнейшее расчленение территории линейной эрозией при паличии современной сети оврагов, пределы такого расчленения, ограничение оврагообразования, создаваемое естественными условиями и комплексом противоэрозионных мероприятий, рассматривалось многими исследователями (Курдюмов, 1977; Швец, 1974; Сидорчук, 1998; Рысин, 1998 и др.). Из всех методов оценки будущего овражной сети наиболее полный учет условий и механизма развития оврагов соответствует подходу, основанному на эссенциальных возможностях территорий по оврагообразованию, т.е. тех предельных возможностях возникновения и развития оврагов, которые ха-

ракетны для отдельных склоновых водосборов, водосборных бассейнов балок, малых рек или регионов в целом. Это – потенциал оврагообразования, которым располагает данная территория, определяемый по формулам предельных размеров оврага на заключительном этапе развития (18-20), а также по количественным характеристикам горизонтального и вертикального расчленения водосборов. Определить потенциальную овражность территории – значит, ответить на вопрос о возможном предельном увеличении суммарной густоты эрозионной сети, уменьшении средних длин склонов и негативных последствиях этого процесса для отраслей экономики, связанных с землепользованием. Достижение эссенциальных возможностей территорий по оврагообразованию – это прогнозная оценка развития оврагов при благоприятно складывающихся для этого обстоятельствах, основывающаяся на механизме процесса, природных и антропогенных предпосылках его проявления. При этом само образование оврага в пределах конкретного склонового водосбора – явление во многом случайное. Об этом свидетельствует анализ поражения оврагами склоновых водосборов с близкими по факторам оврагообразования условиями. В настоящее время лишь 16 % оврагоопасных водосборных бассейнов Центра ЕЧР поражено оврагами. Возникновение каждого оврага в пределах этих водосборов индивидуально, и выявление общих причин практически невозможно.

Закономерной является сама возможность появления оврага в пределах оврагоопасного водосбора, что может быть установлено по соотношению уклона склона, на котором развивается овраг, и уклона критического, оврагообразующего в данных природных условиях склонового водосбора ($I_{кр}$):

$$I_{кр} = I_0 + 0,04 \quad (25)$$

где I_0 – уклон склона, при котором создаются условия размыва слагающего его грунтов.

$$I_0 = k^{0,67} \cdot I_p^{2,7} n^2 Q_0^{0,67} \quad (26)$$

Формализация строения овражной сети представляет значительные трудности и во многом отличается от условий формализации строения долинно-балочной сети. Характеристики долинно-балочной сети получают с крупномасштабных топографических карт; при расчетном определении порядков потоков и их протяженности, они могут быть сопоставлены с полученными на топографических картах или откорректированы по ним. Современный рисунок и параметры овражной сети не подлежат формализации, поскольку их развитие активно продолжается в настоящее время, изменяется рисунок сети, ее протяженность, площади и конфигурация водосборных бассейнов. Формализовать можно лишь потенциальную овражность, которая является расчетной и не имеет в настоящее время достаточно надежных материалов для калибровки. Сопоставление расчетных данных с современной овражностью позволяет получить представление о возможности дальнейшего развития процесса.

Линейные размеры оврагов близки к размерам других эрозионных врезов – рытвин, водороев, промоин, представляя собой одну из многих линейных эрозионных форм длиной до 70-200 м. При установлении связи $l_i = f(N_i)$ и определении на водосборах рек балок, суходолов количества и протяженности линейных форм, овраги составляют лишь часть из общего количества эрозионных врезов. Чтобы выделить собственно овраги, требуются дополнительные данные, в основном морфометрические, характеризующие развитие на склоновом водосборе именно овражных форм.

Земледельческое освоение и землеустройство нередко приводят к дроблению естественных водосборов и, в связи с этим, к увеличению количества оврагов при уменьшении их размеров. Кроме того, оценка потенциала оврагообразования включает лишь склоновые водосборы в долинах рек и балках. При этом не учитываются береговые и донные овраги. Развитие первых связано с обработкой полевых угодий. Эти овраги, имеющие длину до 70 м, не выходят своими вершинами на бровку склонов и не удлиняют, таким образом, современную эрозионную сеть. Донные овраги развиваются в днищах балок, наследуя их водосборный бассейн, и также не удлиняют протяженность современной эрозионной сети.

Вопрос о размерах «потенциала» оврагообразования может быть поставлен по-разному в зависимости от масштаба объекта.

При оценке эссенциальных возможностей овражного водосбора, почвенные и геолого-геоморфологические характеристики водосбора определяются при натурных исследованиях с использованием крупномасштабных топографических карт. Этот уровень определения потенциала может быть назван «точечным» или объектным. Расчет конкретных параметров оврага на заключительном этапе развития (максимальной длины, площади, глубины, объема) выполняется по зависимостям (18-20). Помимо конкретных параметров оврага в этом случае можно рассчитать пораженность (в %) длины склона $II_{ол}$.

$$II_{ол} = \frac{l_{макс}}{Z} \cdot 100, \quad (27)$$

пораженность оврагами (в %) площади склонового водосбора $II_{пл}$.

$$II_{пл} = \frac{f_{овр}}{F} \cdot 100 \quad (28)$$

и слой овражной денудации (в мм) на конкретном водосборном бассейне S .

$$S = \frac{W_{\Sigma}}{F} \cdot 10^3 \quad (29)$$

Здесь $l_{макс}$, $l_{овр}$, W_{Σ} – соответственно, длина, площадь и объем оврага на заключительной стадии развития, км, км², м³; F – площадь склонового водосборного бассейна, км²; Z – длина склонового водосбора, км.

При известном времени оврагообразования на конкретном склоновом водосборе может быть получен модуль овражных выносов:

$$q_{ов} = \frac{W_{\Sigma}}{F \cdot T}, \text{ м}^3/\text{год км}^2 \quad (30)$$

где: T – период оврагообразования (годы), рассчитанный по (16').

Определение овражности на "точечном уровне" является наиболее достоверной величиной возможного развития на склоновом водосборе конкретной эрозионной формы, особенно если произошел факт зарождения эрозионного вреза, и его дальнейшее развитие определяется природными особенностями склонового водосбора.

Следующим уровнем определения потенциальной овражности является водосбор балки или суходола. Он представляет собой переход от расчета возможного поражения оврагом своего водосборного бассейна к определению более крупного звена эрозионной сети. Новым в этом случае является расчет количества склоновых водосборов по длине балки, определение тех из них, которые по природным предпосылкам являются оврагообразующими, и максимальных размеров как уже появившихся, так и потенциально возможных овражных форм. Необходимые для такого расчета параметры, как и на "точечном" уровне, получают непосредственно для конкретной балки, суходола, малой реки, но они могут быть и заданы как типичные для территории. В первом случае возможное количество оврагов и их предельные габариты подсчитываются в соответствии с фактическим количеством оврагообразующих склоновых водосборов, их размером и морфометрией. Для «типичной» балки конфигурация водосборного бассейна, соотношение между длиной балки, ее шириной, средней и максимальной шириной склоновых водосборов определяется по формулам (9-12), глубина базисов эрозии определяется в соответствии с изложенной выше методикой. Количество оврагообразующих водосборов на склонах балки определяется исходя из их морфометрических особенностей, размываемости грунтов и гидроклиматических характеристик территории. Как правило, условием появления оврага на водосборе (т.е. признание водосбора оврагообразующим) является превышение уклоном склона его критической величины $I_{кр}$ (25). Результатом определения потенциала заовраженности водосбора одного из крупных бассейнов верхнего звена эрозионной сети кроме конкретных параметров оврагов, являются характеристики распространения оврагов по площади и длине рассматриваемой эрозионной формы: их плотность, ед/км²; густота, км/км²; частота, ед/км; удлинение современной эрозионной сети за счет развития оврагов, км/км, а также пораженность площади, % и модуль овражного выноса, м³/год·км².

Определение потенциала на бассейновом уровне было выполнено для водосборов балок длиной 1,5 км, 2,2 км, 3,0 км в широком диапазоне природных условий. Они показали, что для водосборов балок, суходолов и малых рек такие показатели, как частота потенциально возможного овражного расчленения и удлинение за счет развития оврагов протяженности эрозионной сети близки для регионов со сходными природными условиями. В таблице 1 приведены частота и удлинение эрозионной сети для Центра ЕЧР,

рассчитанные при глубинах местного базиса эрозии балочных водосборов – 3 км – 60 м; 2 км – 50 м; 1,5 км – 45 м, размывающих скоростях – 1,2 м/с, суточном слое осадков 100 мм, конфигурации водосборных бассейнов оврагов и балок, рассчитанным по (9-12).

Таблица 1. Расчетные частота и удлинение эрозионной сети для Центра Европейской территории России.

Параметры	Длина балок		
	1,5 км	2,2 км	3,0 км
Частота, ед/км	6-7	5	4
Удлинение, км/км	0,9	1,1	1,5

Зависимости между влияющими на потенциальную овражность природными факторами, частотой оврагов и удлинением эрозионной сети позволяют перейти к определению параметров потенциальной заовраженности крупных регионов. Потенциал на "региональном" уровне может рассчитываться по показателям, характеризующим удельную овражность (частота, удлинение, % потерь площади земель), определяемых для широкого диапазона природных факторов. Произведение удельных показателей на густоту долинно-балочной сети $\rho_{д-б}$ региона даст величину плотности $C_{овр}$, густоты овражного расчленения $\rho_{овр}$, потерь земельных ресурсов $f_{овр}$ в крупных территориальных единицах (речных бассейнов, административных и природных районов):

$$C_{овр} = r \cdot \rho_{д-б} \cdot \text{ед/км}^2 \quad (31)$$

$$\rho_{овр} = \Delta l \cdot \rho_{д-б} \cdot \text{км/км}^2 \quad (32)$$

$$f_{овр} = \Delta f \cdot \rho_{д-б} \quad (33)$$

где r , Δl , Δf – соответственно, частота, удлинение эрозионной сети, удельная площадь оврагов; $\rho_{д-б}$ – густота долинно-балочной сети, км/км².

Картографирование потенциала оврагообразования

Определение потенциала оврагообразования на крупных территориях делает возможным картографирование характеристик возможного развития овражной эрозии. Поскольку распространение оврагов, как современное, так и потенциально возможное, имеет дискретный характер, для его отображения на картах должны быть приняты ареалы, отвечающие определенным требованиям методики. Такими ареалами могут служить водосборные бассейны рек, контуры которых достаточно надежно определяются на гипсометрических картах. Привязка потенциальных характеристик овражности к природным контурам обусловлена рассмотрением оврага как части общей системы эрозионных форм на водосборе реки.

Поскольку определение потенциала оврагообразования в виде таких показателей как плотность, густота, поражение площади, исходит из показателей удельного распространения оврагов по длине долинно-балочной сети, необходим алгоритм для определения ее суммарной или удельной протяженности. Для этого используется одна из известных и наиболее подходящих к особенностям строения эрозионной сети, зависимостей. По данным о порядке реки и ее длине (1-ый порядок на карте рабочего масштаба) рассчитывается средняя густота долинно-балочно-суходольной сети в пределах ее водосборного бассейна, для которого определяются показатели потенциала овражного расчленения.

Глубины базисов эрозии балочных водосборов разных порядков, на склонах которых развиваются овраги и по которым рассчитываются показатели удельной потенциальной овражности, определяются по зависимостям (1-3), в которых аргументами являются порядок реки и глубина базисов эрозии водосборного бассейна.

Поскольку овраг представляет собой звено эрозионной сети, связывающее водосборный бассейн, дренируемый мелколучевой сетью на склонах, с более крупными эрозионными формами, важно иметь возможность количественно оценивать изменения условий стока, происходящее на водосборе при противоэрозионной защите земель, застройке, уменьшении или увеличении площади пашни и т.д. расчет в контурах бассейна реки позволяет дать прогноз воздействия на потенциальную овражность совокупности мероприятий и изменений природных процессов на водосборе. Не меньшее значение имеет и возможность решения обратной задачи – знать динамику стока реки, представить изменения условий формирования стока в пределах ее бассейна: возможное отмирание малых рек, понижение уровня грунтовых вод, подмыв берега с образованием эрозионной ступени, т.е. всего того, что так или иначе влияет на параметры верхнего звена эрозионной сети, в частности, оврагов.

Таким образом, вопрос расчета протяженности долинно-балочно-суходольной сети, на которую распространяются количественные характеристики удельной овражности, решается выбором в качестве природных ареалов бассейнов рек.

Для определения непосредственных удельных параметров потенциала заовраженности (частоты, удлинения и др.) требуется комплекс характеристик природных факторов, величины которых получают со специально составленных "факторных" карт. Их набор позволяет определить размеры оврагов на завершающем этапе развития и плотность их распространения по территории. Совокупность факторных карт позволяет сделать специальное районирование, предназначенное для анализа условий оврагообразования и расчета параметров заовраженности территорий, каждый из выделенных речных водосборов благодаря определению по его природным характеристикам необходимых показателей получает количественную оценку удельных параметров потенциальной заовраженности, которая, в

совокупности с густотой долинно-балочно-суходольной сети речного водосбора, позволяет выполнить расчет потенциала развития овражной эрозии. На основе количественных характеристик потенциала овражности по речным водосборам составлены карты показателей густоты и плотности оврагов на территорию ЕЧ России в масштабе 1:2500000, поражения оврагами сельскохозяйственных угодий в масштабе 1: 1500000.

Анализ этих карт показал, что потенциальная заовраженность имеет определенную закономерность, связанную с природными особенностями регионов. Самой низкой потенциальной заовраженностью характеризуется Север Европейской части России – тундра, лесотундра, север лесной зоны и южные аллювиально-лессовые и морские аккумулятивные равнины. Потенциал густоты овражной сети в этих регионах – 0,01-0,02 км/км², плотность – от 1,0 до 10,0 ед/100 км². Потенциал поражения сельскохозяйственных угодий в этих районах не превосходит 0,35%, самая высокая потенциальная заовраженность характерна для Центральной части ЕЧР, где этому способствуют большие абсолютные отметки и глубокие базисы эрозии, выветренные склоны долин рек и балок, легкоразмываемые покровные лессовидные суглинки. Наиболее потенциально оврагоопасными районами являются Центр Среднерусской возвышенности, Калачская, Приволжская, Верхне-Камская возвышенности и некоторые другие территории, густота овражной сети в этих районах может достигать 3,0 км/км² и более, плотность – более 10,0 ед/км², поражение пахотных площадей – 3,0-5,0 % и более.

В то же время анализ карт показывает, что одни и те же высокие характеристики овражного расчленения могут быть следствием сочетания различных природных факторов. Глубокое эрозионное расчленение может обусловить значительную овражность даже при малых осадках и слабой размываемости грунтов. Те же значения повышенной потенциальной овражности могут иметь место при легкоразмываемых грунтах на территориях с малыми глубинами базисов эрозии. На территориях с выработанным эрозионным рельефом и пологими вогнутыми склонами расчетные характеристики потенциала имеют минимальные значения, несмотря на легкоразмываемые грунты и значительную расчлененность рельефа.

Густота, площадь и плотность овражной сети, рассчитанные как потенциальные для регионов, в подавляющем большинстве случаев, превосходят показатели современной овражности. Такой результат сопоставления "потенциала" и современной овражности отражает существующую закономерность развития линейной эрозионной сети, поскольку в настоящее время рост оврагов продолжается во многих регионах страны как в связи с появлением овражных врезов при освоении новых территорий, так и в регионах значительной и давней антропогенной нагрузки. При этом реализация потенциала близка к 100% в районах двух типов: 1) с очень низким потенциалом по природным условиям; появление оврагов здесь маловероятно; современная овражность практически отсутствует (территории с малыми глубинами базисов эрозии и пологими склонами долинно-балочной сети –

Мещера, низменности Северо-Запада, Прикаспий; практически безвразжны в настоящее время и останутся такими районы, сложенные трудноразмываемыми породами – Карелия, Предуралье); 2) с развитой современной сетью оврагов; они приурочены к зонам давнего и активного освоения, где двух – трехвеховая распашка привела к развитию овражной сети, близкой по размерам к потенциально возможной (районы на юге лесостепи, в степной зонах, в Ставрополье).

Подавляющая часть территории России в той или иной степени может быть подвержена овражной эрозии. Интенсивность этого процесса различна в разных регионах, что обусловлено как природными условиями, так и стадией развития оврагов. Количественная характеристика возможного дальнейшего расчленения овражной сетью территорий сельскохозяйственного освоения районов промышленного и городского строительства, других народнохозяйственных объектов позволяет дать квалифицированную экономическую оценку результатам развития линейной эрозии, обоснованную систему противоэрозионной защиты территории, рассмотреть экологические последствия процесса.

Вместе с тем, определение потенциала оврагообразования позволяет охарактеризовать результаты овражной эрозии как естественного природного процесса – выделить зону не проявляющейся линейной эрозии, различную в зависимости от природных предпосылок оврагообразования в регионах, количественно оценить предельно возможную густоту эрозионной сети и ее структуру, предложить комплекс природоохранных мероприятий на овражно-балочных водосборах.

ЛИТЕРАТУРА

Арманд Д.Л. Классификация эрозионных форм и процессов // Вопросы методики почвенно-эрозионного картирования. М., 1972.

Боголюбова И.В., Караушев А.В. Водная эрозия и сток наносов. // Труды ГГИ. Л.: Гидрометеиздат. Вып. 210, 1974.

Бондарев В.П. Геоморфологический анализ и прогноз оврагообразования (на примере Центрального Черноземья) // Авт. реф. дис... к.г.н. М. 1994.

Бутаков Г.П., Дедков А.Н., Зорина Е.Ф., Ковалев С.Н., Косцова Э.В., Назаров Н.Н., Никольская И.И., Семенов О.П., Хруцкий С.В. Эрозионный рельеф временных водотоков Восточно-Европейской равнины // Эрозионные и русловые процессы. М.: МГУ, 1996.

Зорина Е.Ф., Ковалев С.Н., Никольская И.И. Методика определения интенсивности роста оврагов // Геоморфология, № 3, 1993.

Инструкция по расчету гидрологических характеристик при проектировании противоэрозионных мероприятий. Л. ВСН 00-00, 1982.

Курдюмов Л.Л. Закономерности эрозионно-аккумулятивного процесса. Л. 1977.

- Маккавеев Н.И. Русло реки и эрозия в ее бассейне. М.-Л.: Изд-во АН, 1955.
- Малые реки Волжского бассейна. М.: МГУ, 1998.
- Нежиховский Р.А. Руслотворная сеть бассейна и процесс формирования стока воды. Л.: Гидрометеоиздат, 1971.
- Ржаницын Н.А. Руслотворящие процессы рек. Л.: Гидрометеоиздат, 1985.
- Рысин И.И. Овражная эрозия в Удмуртии. Ижевск: Изд-во Удмуртск. ун-та, 1998.
- Сидорчук А.Ю. Динамическая модель овражной эрозии // Геоморфология. № 4, 1998.
- Соболев С.С. Развитие эрозионных процессов на территории Европейской части СССР и борьба с ними. М. – Л.: Изд-во АН. Т. 1, 1948.
- Швебе Г.И. Формирование водной эрозии, стока наносов и их оценка (на примере Украины и Молдавии). Л., 1974.
- Экспериментальная геоморфология. Вып. 3. м.: Изд-во МГУ, 1978.
- Никольская И.И. Некоторые закономерности роста оврагов / Вестн. МГУ Сер. 5. География. 1975. № 5.
- Овражная эрозия М.: МГУ, 1989.
- Овражная эрозия Востока русской равнины / под ред. А.П. Дедкова. Казань: Изд-во Казанск. ун-та, 1990.
- Ржаницын Н.А. Морфологические и гидрологические закономерности строения речной сети. Л.: Гидрометеоиздат, 1960.
- Горелов С.К., Козлова А.Е., Тимофеев Д.А. Современные геоморфологические процессы на территории России и сопредельных стран // Геоморфология. № 4, 1999.

Принятые основные обозначения

- N – Порядок эрозионной формы.
- H_0 – Глубина базиса эрозии водосборного бассейна, м.
- I – Уклон склона.
- I_0 – Уклон, соответствующий началу процесса размыва грунта.
- $I_{кр}$ – Уклон критический, минимальный, необходимый для оврагообразования на склоне.
- Z_i – Расстояние по длине эрозионной формы, км.
- a – Эмпирический коэффициент близкий к 1 для овражно-балочных форм на завершающем этапе развития.
- H_i – Превышение отметок склонового водосбора над его устьевым створом, м.
- F – Площадь водосборного бассейна, км².
- Z – Длина водосборного бассейна, км.
- l – Длина эрозионной формы, км.
- k, ε – Эмпирические коэффициенты.
- Q_0 – Расход воды, м³/с.

Q_N – Среднемаксимальный расход воды N порядка, м³/с.
 m – Эмпирический коэффициент близкий к 2.5 – 2.7.
 V_W – Интенсивность объемного роста, м³/год.
 V_l – Интенсивность линейного роста, м/год.
 T – Общее время оврагообразования, год.
 W – Объем оврага, м³.
 χ – Коэффициент, функция природных характеристик водосборного бассейна.
 P – Мутность потока (объемное содержание наносов).
 W_0 – Объем воды, м³.
 β – Коэффициент, функция формы поперечного сечения потока.
 V_p – Размывающая скорость, м/с.
 n – Коэффициент шероховатости.
 l_{max} – Предельная максимальная длина оврага, м.
 K – Коэффициент, функция формы водосборного бассейна, равный 0.25 – 0.35.
 h – Глубина потока в овраге, м.
 α – Коэффициент, функция формы продольного профиля склона.
 h_{max} – Максимальная глубина оврага, м.
 $II_{об}$ $II_{пл}$ – Пораженность овражной эрозией соответственно длины и площади склона, %.
 S – Слой овражной денудации, мм.
 $q_{ов}$ – Модуль овражных выносов, м³/год км².
 C – Плотность оврагов, ед/км².
 ρ – Густота эрозионной сети, км/км².
 r – Частота оврагов, ед/км.
 Δl – Удлинение эрозионной сети, км/км.
 Δf – Удельная площадь оврагов, % /км.
 f – Площадь оврага по контуру бровки, км².

В содержание

Б.П. Любимов, И.И. Никольская, С.Д. Прохорова

ИНТЕНСИВНОСТЬ СОВРЕМЕННОЙ ОВРАЖНОЙ ЭРОЗИИ НА ЕВРОПЕЙСКОЙ ТЕРРИТОРИИ РОССИИ.

Овражная эрозия – один из наиболее активных геоморфологических процессов, определяющих современное расчленение рельефа, создающих угрозу разрушения земель и хозяйственных объектов, влияющих на состояние верхних звеньев гидрографической сети. Овражная эрозия, по Н.И. Маккавсву (1955), является одной из форм единого эрозионно-аккумулятивного процесса. Поэтому оценка интенсивности овражной эрозии имеет существенное значение не только для разработки баланса наносов на водосборных бассейнах, но и при решении ряда практических задач.

Интенсивность современной овражной эрозии количественно оценивается объемами грунта, поступающего через устьевые створы развивающихся оврагов в более крупные звенья эрозионной сети за единицу времени с единицы площади, т.е. модулями овражных выносов:

$$W = II'_{\text{овр}} F, \text{ м}^3/\text{год. км}^2,$$

где II – плотность оврагов, ед/км², I' – средняя линейная скорость роста оврагов, м/год, F – средняя площадь поперечного сечения, м².

При определении плотности оврагов использовалась карта плотности современных оврагов, на которой учтены все овраги длиной более 70 м (Зорина и др. 1993). Расчет средних площадей поперечного сечения оврагов проводился по топографическим картам масштаба 1:25000 по ключевым районам с растущими оврагами. Учитывались только склоновые и береговые овраги, которые в зависимости от морфометрических показателей были разбиты на группы с различными средними значениями площади поперечного сечения: 1) менее 5 м²; 2) 5-10; 3) 10-15; 4) 15-20; 5) 20-30; 6) 30-40; 7) 40-60; 8) 60-80; 9) 80-100; 10) более 100 м². Средние скорости линейного роста оврагов определялись по данным экспериментальных и стационарных исследований, литературным источникам (Масальский, 1897; Проничева, 1955; Овражная эрозия..., 1990; Рысин, 1998). Экстремальные значения в расчет не принимались. В различных районах значения скоростей линейного роста варьировали от 0,2 до 1,0 м/год.

Расчет модулей овражных выносов выполнен для каждого водосбора рек 1-ого порядка по карте масштаба 1:2500000. Поэтому показателю в соответствии с разработанной методикой (Зорина и др. 1994; Малые реки..., 1998) составлена карта интенсивности овражной эрозии на территорию европейской части России в масштабе 1:2500000. Фрагмент этой карты представлен на рисунке. Для определения градаций ступеней шкалы построены гистограммы встречаемости различных значений, анализ которых позволил выбрать следующие значения модулей (м³/год. км²): 1 – мини-

мальная интенсивность – менее 0,1; 2 – очень слабая – 0,11-1,0; 3 – слабая – 1,1-5,0; 4 – умеренная – 5,1-10,0; 5 – средняя 10,1-20,0; 6 – выше средней 20,1-50,0; 7 – значительная – 50,1-75,0; 8 – высокая – 75,1-100,0; 9 – очень высокая – более 100.

На составленной карте интенсивности (модулей) овражных выносов четко прослеживается зависимость как от географического распространения оврагов, так и от региональных особенностей. Мозаика арсалов и значений модулей складывается из сложного сочетания арсалов плотности оврагов, их габаритов и современной динамики роста.

Почти для всех районов тундры и севера лесной зоны модули овражных выносов минимальные (ирсимущественно менее $0,2 \text{ м}^3/\text{год. км}^2$), поскольку здесь плотность оврагов очень мала (менее $0,05 \text{ ед}/\text{км}^2$) или они отсутствуют. Лишь в Воркутинском районе, где хозяйственная деятельность привела к активизации овражной эрозии, наблюдаются овражные выносы от умеренной до средней интенсивности – от 1,1 до $20,0 \text{ м}^3/\text{год. км}^2$. Самые высокие значения фиксируются в верховьях рек Колвы, Адзвы, Коротанхи, в районе города Воркуты, в предгорьях хребта Пай-Хой и Полярного Урала.

Для западной части лесной зоны также характерна очень слабая и минимальная интенсивность овражной эрозии, так как овраги здесь также единичны, а их плотность – менее $0,05 \text{ ед}/\text{км}^2$. Лишь в пределах моренно-холмистых возвышенностей и гряд (Валдайской, Вышне-Волоцкой и др.), где плотность оврагов возрастает до $0,4 \text{ ед}/\text{км}^2$, площадь поперечного сечения до 20 м^2 , модули овражных выносов варьируют от 1 до $5-10 \text{ м}^3/\text{год. км}^2$. Особо выделяются районы Смоленской, Московской и севера Среднерусской возвышенностей, а также Клинско-Дмитровской гряды, где на локальных участках антропогенного освоения в условиях контрастного рельефа с большими глубинами базисов эрозии развивается овражная эрозия значительной интенсивности – от 20 до $75 \text{ м}^3/\text{год. км}^2$. Сюда относятся районы верховий Днепра (у г. Смоленска), Рузы, Москвы, Клязьмы, Дубны, участки бассейнов Оки и Клязьмы.

В долине Волги в пределах лесной зоны наблюдается постепенное нарастание заовраженности и интенсивности овражных выносов сверху вниз по течению, особенно по возвышенному правобережью. В верховьях Волги, включая бассейны левобережных притоков вплоть до Ярославля, на обширных равнинных залесенных территориях плотность оврагов не превышает $0,05 \text{ ед}/\text{км}^2$, интенсивность овражных выносов очень слабая (до $1 \text{ м}^3/\text{год. км}^2$) и редко умеренная (до $10 \text{ м}^3/\text{год. км}^2$).

В долине Волги от Ярославля до Нижнего Новгорода выделяются низменное и равнинное левобережье и высокое заовраженное правобережье с разными характеристиками заовраженности и модулями овражных выносов. На территории левобережья плотность, скорости роста и размеры оврагов минимальны, что обуславливает очень низкие объемы выносов. Только на отдельных участках Галичской возвышенности интенсивность овражной эрозии достигает $5 \text{ м}^3/\text{год. км}^2$. На правобережье на этом участке отмечается

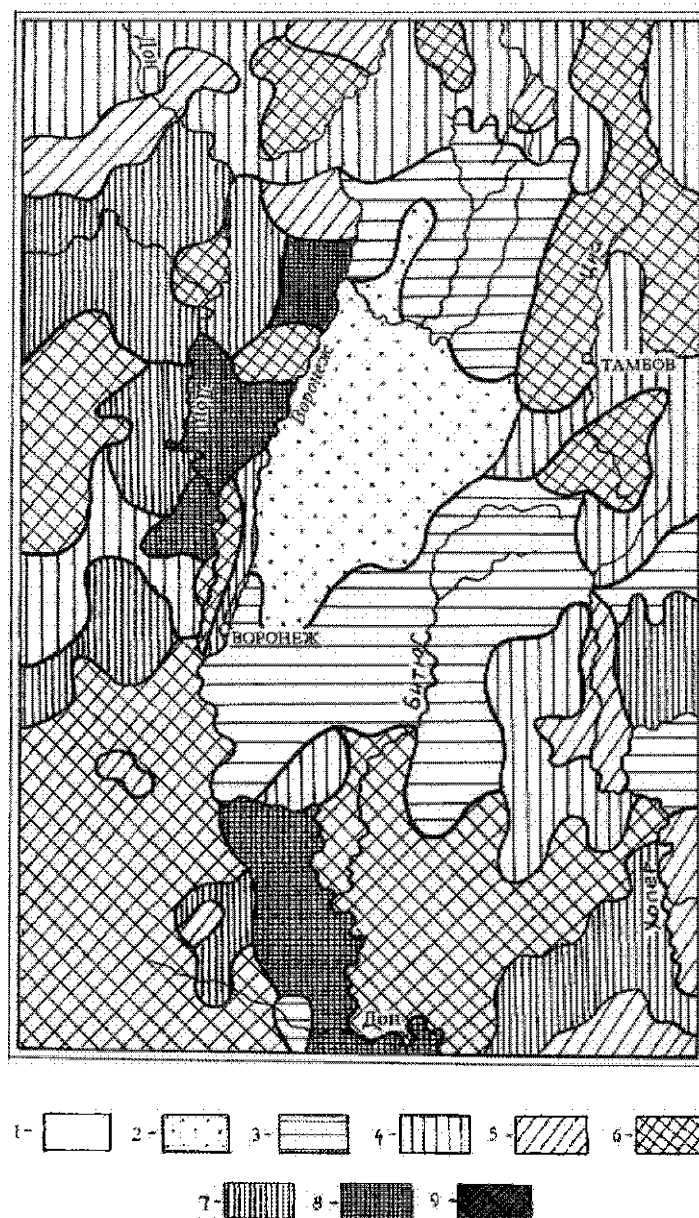


Рис. 1. Фрагмент карты интенсивности овражной эрозии (выносов из оврагов) на Европейской территории России. *Интенсивность овражных выносов, $\text{м}^3/\text{год. км}^2$: 1) менее 0,1 ; 2) 0,11-1,0; 3) 1,1-5,0; 4) 5,1-10,0; 5) 10,1-20,0; 6) 20,1-50,0; 7) 50,1-75,0; 8) 75,1-100,0; 9) более 100.*

умеренная и средняя интенсивность овражных выносов (до $20 \text{ м}^3/\text{год. км}^2$). Здесь по берегам Горьковского водохранилища этому способствует активизация оползневых процессов на овражных откосах.

На левобережье Волги от Нижнего Новгорода до Казани, также в основном залесенном, мало заовраженном, интенсивность овражной эрозии минимальна. Лишь в среднем течении реки Ветлуги она возрастает до умеренной и даже до интенсивности выше средней – до $50 \text{ м}^3/\text{год. км}^2$.

Бассейн Камы и ее притоков, несмотря на его расположение в лесной зоне, сильно заовражен из-за интенсивного хозяйственного освоения. Интенсивность овражной эрозии изменяется в пределах от очень слабой до высокой. В верховьях Камы и ее притоков, а также в верховьях рек Северного Предуралья плотность оврагов незначительная – менее $0,1 \text{ ед}/\text{км}^2$, современная интенсивность овражной эрозии не превышает $1,0 \text{ м}^3/\text{год. км}^2$. В бассейне среднего течения Камы овраги распространены преимущественно на распаханых территориях и по берегам Камских водохранилищ. Сочетание овражной эрозии с оползнями в покровных суглинках и толще пермских красноцветных отложений, а также с карстом в коренных породах (известняках) определяет специфику процессов и увеличивает объем овражных выносов до значительных размеров – $75 \text{ м}^3/\text{год. км}^2$. Такая интенсивность отмечается в районах Вятских Увалов, Северных Увалов, отрогах Верхнекамской возвышенности, в бассейнах рек Сивы, Ижа, на берегах Нижнекамского водохранилища. Самые высокие значения интенсивности овражной эрозии отмечены на приустьевом участке Камы по берегам Куйбышевского водохранилища – до $100 \text{ м}^3/\text{год. км}^2$.

В лесостепи и степи, в области самого интенсивного сельскохозяйственного освоения и почти повсеместной распашки земель, за исключением низменных территорий, отмечается очень сильная заовраженность. Хотя часть оврагов заросла и прекратила активный линейный рост, продолжается увеличение площадей и объемов, образование новых оврагов и их отвершков. Поэтому интенсивность овражной эрозии для всей этой зоны в целом выше, чем на остальной территории Европейской части России. Особенно это относится к возвышенностям. При глубинах базиса эрозии 30-50 м образуются овраги глубиной до 5 м и более, шириной 12-20 м, площадью поперечного сечения до 50 м^2 . При скоростях линейного роста от $0,5 \text{ м}/\text{год}$ и более интенсивность овражных выносов возвышенностей, расчлененных оврагами (Среднерусская, Приволжская, Калачская) достигает $20-75 \text{ м}^3/\text{год. км}^2$ и более. Территории с высокой и очень высокой интенсивностью ($50-100 \text{ м}^3/\text{год. км}^2$ и более) отмечены на правобережье среднего и нижнего течения Оки и Волги, в бассейне Дона, верхнем течении Днепра.

На аккумулятивных низменных равнинах (Полесье, Окско-Донская) модули овражных выносов не превышают $10 \text{ м}^3/\text{год. км}^2$. На низменных и заболоченных участках (Мещерская низменность) отмечается очень низкая интенсивность овражной эрозии – менее $0,1 \text{ м}^3/\text{год. км}^2$.

На юге России высокая интенсивность овражной эрозии отмечена на Ставропольской возвышенности. На примыкающей к ней равнине она не превышает $5,0 \text{ м}^3/\text{год. км}^2$, а на Кубанской, Прикаспийской и Кумо-Манычской низменностях с минимальным распространением оврагов интенсивность овражных выносов составляет менее $0,1 \text{ м}^3/\text{год. км}^2$.

Региональная оценка модулей выносов из оврагов отражает интенсивность развития современной овражной эрозии. Приведенные данные являются первым опытом анализа этого показателя овражной эрозии, характеризуя пространственную неравномерность интенсивности процесса в зависимости от зональных и региональных особенностей. Абсолютные значения модулей могут уточняться по мере появления новых данных о растущих оврагах, при увеличении масштаба используемых карт и привлечении материалов по донным оврагам. Полученные результаты интенсивности овражной эрозии отражают также поступление литогенного материала в малые реки или на пойму.

ЛИТЕРАТУРА

Зорина Е.Ф., Любимов Б.П., Никольская И.И., Прохорова С.Д. Количественная оценка современной интенсивности овражной эрозии в бассейне Волги // Геоморфология. 1994. №4. с. 64 – 70

Маккавеев Н.И. Русло реки и эрозия в ее бассейне. М. – Л.: изд. – во АН СССР. 1955. 345 с.

Малые реки Волжского бассейна. Под ред. проф. Н.И. Алексеевского М.: изд. – во МГУ. 1998. 234 с.

Масальский В.И. Овраги черноземной полосы России, их распространение, развитие и деятельность. Спб.: 1897. 251 с.

Овражная эрозия востока Русской равнины. Под ред. проф. А. П. Дедкова. Казань.: изд. – во Каз. ун. – та. 1990. 142с.

Проничева М.В. О скоростях роста оврагов Среднерусской возвышенности // Тр. ИГАН СССР. Материалы по геоморфологии и палеогеографии. т. 65. вып. 14. М.: 1955. с. 87 – 111.

Рысин И.И. Овражная эрозия в Удмуртии. Ижевск.: изд. – во Удм. ун. – та. 1998. 275 с.

В содержание

РУСЛОВЫЕ ПРОЦЕССЫ

Н.И. Маккавеев

ЗАМЕТКИ О ЗАКОНЕ БЭРА*

Подтверждающие закон Бэра факты:

1. Главнейшие равнинные реки Северного полушария имеют правые берега более высокие, крутые и левые отлогие. Днепр, Дон и Волга имеют на большей части среднего и нижнего течения высокий правый берег, низменный - левый. Такая же картина у Оби, Иртыша и отчасти у Лены. Аналогичное строение у долины Дуная (Э.Зюсс, В.Пенк) и Нила (Швейнфурт).

2. В южном полушарии у многих рек обнаруживается асимметрия противоположного характера. Реки с крутыми левыми склонами долин описаны Хастом и Бейнесом в Новой Зеландии. Джонстон установил подобную асимметрию для Параны и Парагвая. Преобладание высот по левому берегу замечено для Ла Платы. Имеются указания, что у некоторых рек Новой Гвинеев левобережные склоны долины круче (Борисевич, 1948).

Факты, противоречащие закону Бэра:

1. Согласно теореме Кориолиса, отклоняющая сила равна нулю на экваторе и имеет максимальную величину у полюсов, между тем именно у рек высоких широт чаще всего наблюдаются отступления от закона Бэра. Так, нет ясно выраженной асимметрии у Печоры, Большой Северной Двины, Волхова, Свири. Невы и ряда других рек северной и северо-западных частей Русской равнины.

Многo были тщательно проанализирован ряд съемок долин рек на арктических островах и установлено, что в асимметрии берегов совершенно не прослеживается влияние силы Кориолиса. Ни рис. 1** приведен план долины р.Сарфаток на западном берегу Гренландии, сделанной по съемке экспедиции Оксфордского университета (Hayward, 1936). Эта полноводная и очень быстрая речка протекает по дну каньона, дно которого выстилается аллювиальными и ледниковыми отложениями. Никакой тенденции подмывать правый склон каньона река не имеет и протекает почти точно посреди долины. Если же судить по крутизне склонов, то из них скорее должен подмываться левый.

С.С. Воскресенский (1947) объясняет это явление "молодостью" рек высоких широт. Так как их долины были недавно заняты ледниковым покровом, то силы Кориолиса еще не успели проявиться. Против такого объ-

* Предлагаемые читателю "Заметки..." Н.И.Маккавеева, очевидно, относятся к концу 40-х - началу 50-х годов. Будучи неопубликованными, они сохранились в архиве и представляют сейчас определенный интерес в связи с вновь возникшим в литературе вниманием к закону Бэра. В то же время, помещая в очередном сборнике трудов эти "Заметки..." Н.И. Маккавеева, лаборатория сохраняет традицию "открывать" для научной общественности оставленные неизвестными работы большого ученого.

** К сожалению, в материалах этот рисунок не обнаружен (примечания редактора)

яснения трудно возражать, так как отступление льдов последнего оледенения произошло, по подсчетам геологов, всего 12-20 тысяч лет тому назад.

2. Реки горные и полугорные, как правило, не следуют закону Бэра, хотя казалось бы при больших скоростях течения кориолисово ускорение должно иметь большую величину, чем на равнинных реках и, следовательно, резче проявиться в формировании рельефа. Так, река Колорадо врезалась в плато на глубину до 1800 м, образовав выемку с довольно симметричным профилем (Большой каньон).

То же можно сказать об ущелье р.Сулака (прорыв из горного Дагестана), глубина которого свыше 1000 м. Колоссальной глубины ущелья (свыше 2000 м) рек, выходящих из Гималаев в долину Инда и Ганга, тоже имеют симметричные профили.

Геологи объясняют это исключение из закона Бэра, во-первых, "молодостью" горных рек по сравнению с равнинными и, во-вторых, тем, что эти реки будто бы могут производить лишь глубинную эрозию, но не боковую. С этими объяснениями согласиться уже труднее. Реки горные не всегда моложе рек равнинных. Так, волжская долина была почти полностью заполнена отложениями ледника и наступавших в четвертичный период морей; следовательно, возраст ее современной долины "всего" несколько сотен тысяч лет, а между тем р.Колорадо, по подсчетам геологов, начала формировать свою долину 12 миллионов лет тому назад.

Представляет интерес еще одно обстоятельство, относящееся к р.Колорадо. При буровых работах в каньонах этой реки Блэк и Боудлер был обнаружен слой донных аллювиальных отложений мощностью до 120 футов. Когда был вырыт котлован для основания плотины Боудлер Дэм, то обнаружили погребенное на указанной глубине старое русло реки (Barbour, 1936). Таким образом, р.Колорадо представляет собою "зрелую реку", производящую не только эрозию, но и значительную аккумуляцию в своем русле.

Весьма тщательные и детальные исследования р.Чусовой, произведенные Д.В. Борисевичем (1946) и Г.И. Горецким (1948) установили, что возраст верхних террас этой реки относится еще к мезозойской эре (юрский период), т.е. более 100 миллионов лет. Интенсивность врезания р.Чусовой, по подсчету Г.И. Горецкого, всего 1,2 см в столетие. Между тем в долине р.Чусовой никаких следов действия Кориолисова ускорения не обнаруживается. На участке до 542 км от устья суммарная площадь террас на левом берегу составляет 43,9% от площади долины, на правом берегу 50,7% и площадь островов равна 5,4% (подсчеты Г.И. Горецкого). Если судить по этим цифрам, то река Чусовая более подмывает левые берега, чем правые.

3. Сравнение положения третичных долин Камы, Волги, Оки и ряда других рек с долинами современными не обнаруживает сильного смещения последних вправо, по сравнению с первыми. Так, например, Сталинградская пристань расположена на террасе р.Волги, сложенной осадками Каспийской трансгрессии, и река здесь еще не приблизилась к тому берегу, который она

имела в третичный период. Вообще на правобережье нижней Волги много террас, сложенных послетретичными осадками. Ниже Сталинграда вся современная долина р. Волги отклоняется значительно на восток от коренного правого склона древней (третичной) долины. Как указывает А.Г. Доскач (1948), асимметрия долины Волги, в основном, определена рельефом коренных дотретичных пород.

Русло древней Камы также местами находится правее современного (Миртова, 1941).

Древние долины рек, относящиеся к мезозойскому и третичному возрасту, хорошо исследованы на восточном и западном склонах Урала. В описаниях этих долин, помещенных в капитальный труд "Материалы по геоморфологии Урала" (сборник под редакцией И.П. Герасимова, 1948) не приводится никаких данных о преобладающем направлении смещения современных долин по сравнению с древними. Обычно те и другие долины или почти совпадают, или смещены то влево, то вправо без какой-либо ясной закономерности.

4. Интенсивно врезающиеся овраги, вновь углубляющиеся рукава рек и вообще русла, находящиеся в стадии интенсивного формирования, почти никогда не следуют закону Бэра. Я лично наблюдал, как недавно образовавшиеся рукава Волги напротив Сталинграда (например, воложка Верблюжья) имели крутыми левые берега, а правые отмельными. В балках степного Поволжья и в степной полосе Западной Сибири склоны обнаруживают ясную асимметрию, но такая связана с ориентировкой склонов по отношению к странам света: более круты склоны, обращенные к югу.

Реки небольшие имеют асимметрию склонов самую разнообразную. Это обстоятельство отметил академик А.П. Павлов в своем классическом труде "О рельефе равнин и его изменениях под влиянием работы подземных и поверхностных вод" (1898). Так по его словам: "В губернии Самарской, южнее параллели Бугуруслана и в прилежащей части Оренбургской губернии, реки, текущие на ЗЮЗ, с удивительным постоянством сохраняют крутизну своих северных берегов и пологость южных, например, Кинель Большая и Малая. Кутулук на большей части своего протяжения, Ток. Замечательно, что в то же самое время реки, текущие по перекрестному с этим направлению, не обнаруживают этой особенности, как это видно на многочисленных притоках Кинели, текущих в направлении, близком к меридиональному, и на левых притоках Самары" (с. 139). А.П. Павлов приводит целый ряд примеров рек России и Западной Европы, где обнаруживаются самые разнообразные формы асимметрии долин.

Общий вывод.

В северном полушарии закон Бэра проявляется только в строении долин больших равнинных рек и то лишь в средних широтах. Это позволяет высказать предположение, что Кориолисово ускорение может оказывать влияние на формирование речного русла и долины только в потоках с очень

большим количеством воды. Во временных потоках, малых и даже средних реках ряд других факторов настолько сильно влияет на форму долины, что совершенно затушевывает закон Бэра.

По-видимому, для проявления этого закона также требуются периоды времени геологические, исчисляемые десятками миллионов лет. В сравнительно "молодых" реках, даже реках третичного возраста закон Бэра не проявляется.

В детальной сводке существующих теорий, объясняющих асимметрию долин, сделанной И.С. Щукиным (1933), указывается семь возможных причин асимметрии: 1) направление ветров, сопровождающихся дождем; 2) ветры, вызывающие нагон воды; 3) ориентировка склона по отношению к странам света и неравномерная инсоляция; 4) основной уклон местности; 5) действие притоков; 6) действие грунтовых вод; 7) характер геологического строения долины. В зависимости от сочетания этих факторов, от общих условий ландшафта и размеров долины и ее возраста, очевидно возможны самые разнообразные формы асимметрии, которые пока нельзя еще свести к типовым схемам.

ЛИТЕРАТУРА

Борисевич Д.В. Геоморфология и история развития рельефа бассейна среднего и нижнего течения р.Чусовой // Труды ин-та географии АН СССР. Том 39. Проблемы геоморфологии. М.-Л.: АН СССР. 1948.

Воскресенский С.С. Асимметрия склонов речных долин на территории Европейской части СССР // Вопросы географии. Сб. 4. М.: Географгиз. 1947.

Горещкий Г.И. Из наблюдений над молодыми террасами среднего течения р.Чусовой // Труды ин-та географии АН СССР. Том 39. Проблемы геоморфологии. М.-Л.: АН СССР. 1948.

Доскач А.Г. Нижнее Поволжье. Физико-географический очерк. М.: изд-во АН СССР. 1948.

Материалы по геоморфологии Урала. Вып. 1. Под ред. И.П.Герасимова. М.: изд-во АН СССР. 1948.

Миртова А.В. Неоген в долине Палео-Камы // Советская геология. 1941, N 1.

Павлов А.П. О рельефе равнин и его изменениях под действием подземных и поверхностных вод // Землеведение. Том 5. СПб. 1898.

Щукин И.С. Общая морфология суши. Том 1. М.-Л. Новосибирск. ОНТИ. 1933.

Barbour G.B. Boulder dam and its geographical setting // The geographical Journal. 1935, N 6.

Hoyward H. The Oxford University greenland expedition 1935 // The geographical Journal. 1936, N 2.

В содержание

Ю.Г. Пыркин, В.П. Петров, И.Н. Иванова, М.А. Силаев

ИССЛЕДОВАНИЕ ОСАЖДЕНИЯ ТВЕРДЫХ ЧАСТИЦ МАЛОЙ КРУПНОСТИ В ТУРБУЛЕНТНОМ ПОТОКЕ

Среди многообразия различных гидродинамических явлений, происходящих в природе, значительная роль принадлежит процессам переноса твердых частиц водными потоками. Большинство природных течений носит турбулентный характер, что по отношению к частицам примесей различного происхождения определяет их достаточно высокую транспортирующую способность. Важно отметить, что падение частиц совершается под действием силы тяжести, а их подъем - против силы тяжести, т.е. требует затраты потоком какой-то части его суммарной энергии (Великанов, 1955; Монин, Яглом, 1965), тем самым оказывая определенное влияние на структуру турбулентности взвешенного потока и его поле скорости течения (Монин, Яглом, 1965). При этом энергетические затраты турбулентным потоком на взвешивание частиц непосредственно связаны с замедлением их скорости выпадения из него (Пыркин и др., 1992; Пыркин, Силаев, 1994).

Следует отметить, что надежные экспериментальные данные о количественном воздействии взвешенных твердых частиц разной крупности на турбулентную структуру потока крайне малочисленны и вместе с тем довольно противоречивы (Соу, 1971; Vanoni, 1984). С другой стороны, нет и надежных экспериментальных данных об уменьшении скорости осаждения частиц малой крупности в турбулентном потоке по сравнению с их стоксовой скоростью. Видимо поэтому одной из основополагающих гипотез большинства теоретических построений, описывающих движение взвешенных твердых частиц турбулентным потоком жидкости, является предположение о том, что поле скорости течения потока и его турбулентная структура не зависят от присутствия малых твердых частиц (Великанов, 1955; Монин, Яглом, 1965; Соу, 1971). Скорость же их осаждения в турбулентной жидкости полагается стоксовой, т.е. равной скорости свободного осаждения в неподвижной жидкости (Великанов, 1955; Соу, 1971). В этой связи комплексные исследования затрат турбулентной энергии на взвешивание твердых частиц совместно с регистрацией замедления их скорости осаждения должны представлять как научный, так и прикладной интерес. Последний во многом связан с переносом твердыми частицами различных вредных примесей.

Многолетние исследования процессов осаждения твердых частиц в турбулентных потоках, проведенных на кафедре физики моря и вод суши физического факультета МГУ как в натурных, так и в лабораторных условиях, показали, что одним из параметров, характеризующих энергетическую структуру взвешенного потока является вертикальная скорость осаждения твердых частиц. Она и определяет в конечном итоге время жизни частиц во взвешенном состоянии, а, следовательно, и дальность их пере-

носа. При этом замедление скорости осаждения частиц максимально в очагах генерации турбулентной энергии (Пыркин и др., 1992; 1998), а ее величина определяется степенью турбулизованности жидкости, которая в свою очередь связана с числом Рейнольдса взвешенного потока (Пыркин, Силаев, 1994).

Полученные результаты свидетельствуют о том, что физическое моделирование в лабораторных условиях процессов массо-энергообмена в турбулентном суспендированном потоке весьма актуальны. При этом оказывается возможным многократно воспроизвести исследуемый процесс и, что особенно ценно, из многообразия одновременно действующих в природе факторов выделить один или несколько, влияние которых на моделируемое явление необходимо рассмотреть отдельно от других. Например, исследовать влияние турбулентности (различной интенсивности) на осаждение твердых частиц разной крупности и наоборот - влияние твердых частиц на структуру турбулентности суспендированного потока.

Существует ряд методов моделирования турбулентности в лабораторных условиях (Великанов, 1955; Воропаев, 1979; Соу, 1971). Например, колеблющиеся в жидкости решетки с отверстиями разной формы и размеров могут имитировать турбулентность и позволяют исследовать ее влияние на осаждение частиц различной крупности и наоборот - воздействие суспендированных в жидкости частиц на турбулентность потока. На кафедре создана экспериментальная установка (Пыркин и др., 1998), представляющая собой прямоугольный бак с размерами 30х30х60 см. Боковые стенки и дно сделаны из органического стекла. Для турбулизации жидкости использовалась решетка, изготовленная из брусков органического стекла сечением 1х1 см и с расстояниями между центрами брусков 2,8 см. При этом отношение свободной поверхности решетки к ее общей площади равно 0,34. В этом случае можно считать, что генерируемая колеблющейся решеткой турбулентность будет результатом взаимодействия движущихся через ее окна струй жидкости (Воропаев, 1979; Пыркин и др., 1998). Решетка приводится в колебательное движение двумя эксцентриками, связанными через редуктор с электродвигателем. Конструкцией установки предусмотрено изменение амплитуды и частоты колебаний решетки.

Установка оснащена измерительной системой для регистрации модуля скорости турбулентного течения и системой пробоотборников для взятия проб жидкости. Эксперименты проводились в чистой воде, в солевом растворе и в водной суспензии, содержащей мелкие твердые частицы размером до 30 мкм. Частота колебаний решетки изменялась от 0,4 Гц до 0,8 Гц. Амплитуда колебаний решетки была постоянной и равной 1,5 см. Перед проведением эксперимента датчик скорости (на базе термистора МТ-54) тарировался в жидкости, вращающейся с постоянной скоростью вместе с цилиндрическим баком. После соответствующей обработки на разных уровнях от решетки в чистой воде, соли и суспензии вычислялись дисперсия колебаний скорости и энергетические пульсации. По отобранным про-

бам суспензии вычислялись суммарная массовая концентрация частиц и концентрация частиц определенных фракций по отлаженной методике (Пыркин и др., 1992).

Особый интерес представляло получение вертикальных распределений дисперсии пульсаций модуля скорости для пресной и соленой воды, а также для суспензии. В первых двух случаях обе жидкости представляют собой классический образец однородной сплошной среды, отличающиеся только плотностью. Эксперименты показали, что с учетом доверительных интервалов в исследуемом диапазоне частот кривые дисперсий модуля скорости течения для пресной и соленой воды практически совпадают для всех горизонтов, считая от нейтрального положения колеблющейся решетки (Пыркин и др., 1998). Кривая же дисперсии пульсаций модуля скорости для суспендированного потока расположена заметно ниже кривой, характеризующей дисперсию для пресной (или соленой) воды (рис.1). Особенно сильное различие в значениях дисперсии наблюдается в вихревой зоне движения (1.5-5 см от нейтрального положения решетки). При этом плотность суспензии, как и плотность соленой воды, превышала плотность пресной (чистой) воды на величину порядка 1 мг/см. Следует отметить и тот факт, что затухание турбулентности, т.е. уменьшение дисперсии до нуля, в случае суспензии происходит на 1-1.5 см ближе к центру решетки. Эти данные, в свете дальнейших результатов, имеют принципиальное значение, свидетельствующее об отличии механизмов распространения и затухания турбулентности для случаев сплошной среды и жидкости, содержащей полидисперсную твердую примесь при активном воздействии последней на турбулентную структуру суспендированной жидкости.

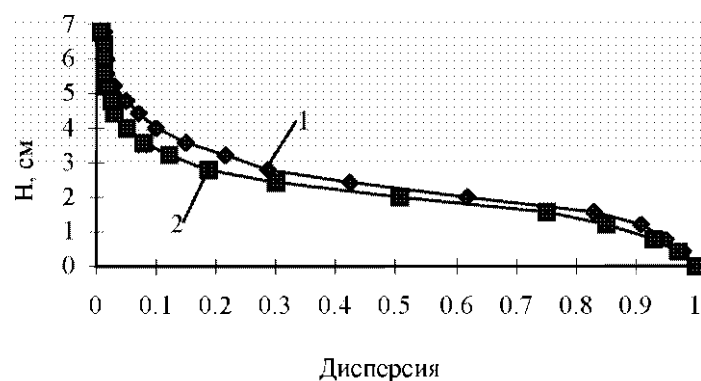


Рис 1. Изменение дисперсии пульсаций модуля скорости течения (нормированной на ее максимальное значение) для чистой (1) и мутной (2) воды.

На рисунке 2 представлены вертикальные распределения разности дисперсий модуля скорости в чистой воде и суспензии для ряда частот колеблющейся решетки, т.е. параметра, характеризующего затрату части турбулентной энергии жидкости на поддержание в ней твердых частиц во взвешенном состоянии. При этом зонам максимального отклонения значений дисперсий (для чистой воды и суспензии) соответствуют области наибольшего замедления частиц ряда фракций. Это прямо свидетельствует об активном поглощении турбулентной энергии твердыми частицами суспензии, что приводит к уменьшению скорости их выпадения из вихревой зоны (до 50-60 % от их стоксовой скорости).

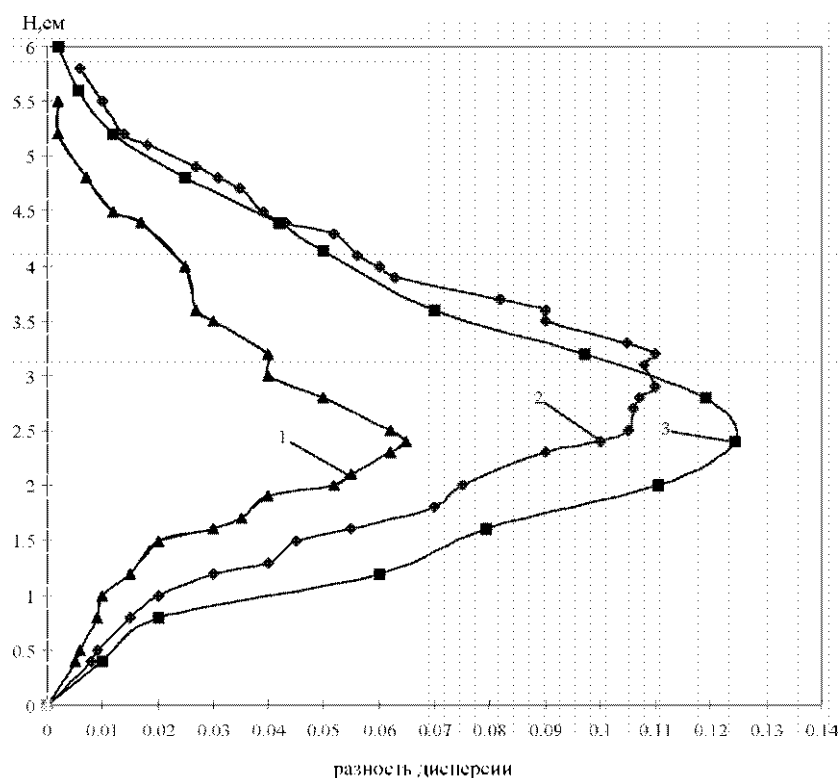


Рис. 2. Зависимость разности дисперсии пульсаций модуля скорости от расстояния до центра решетки для частоты колебаний 0.4 (1); 0.6 (2) и 0.8 Гц (3).

При этом величина замедления скорости осаждения растет с увеличением разности между значениями дисперсий в чистой и мутной воде по мере возрастания частоты колебаний решетки. Полученные результаты

представляются вполне естественными, так как ранее нами было установлено (Пыркин, Силаев, 1994) уменьшение реальной скорости осаждения частиц по мере роста числа Рейнольдса взвешенного потока. При этом, безусловно, требует уточнения вопрос о той доли затраченной энергии - "работы взвешивания" (Великанов, 1955), которая идет на поддержание твердых частиц во взвешенном состоянии.

Таким образом, изучение влияния турбулентности на водную суспензию илистых частиц показало, что их осаждение в турбулизированном потоке жидкости существенно отличается от аналогичного процесса в покоящейся жидкости. Так на определенных расстояниях от колеблющейся решетки наблюдалось стабильное объемное содержание частиц отдельных фракций, чего нет в покоящейся жидкости. Естественно, что расположение и диапазоны размеров этих фракций определяются параметрами турбулентности, которые в свою очередь определяются, в частности, частотой колебаний решетки. Зарегистрировано существенное уменьшение выпадения частиц из турбулизированного потока жидкости по мере увеличения частоты колебаний решетки, что прямо свидетельствует о замедлении скорости падения частиц суспензии, связанного с передачей им все большей части турбулентной энергии (рис. 2). При этом заметно изменяется вид вертикального распределения массовой концентрации частиц. В неподвижной жидкости (решетка не колеблется) зоны накопления частиц не обнаружены, а скорость их выпадения была стоксовой, т.е. замедление отсутствует, что прямо указывает на турбулентность (в данном случае - решетчатую), как на главную причину уменьшения скорости осаждения твердых частиц в движущейся суспензированной жидкости.

ЛИТЕРАТУРА

Великанов М.А. Динамика русловых потоков. Том 2. М.: Гостехиздат., 1955.

Воропаев С.И. Лабораторное моделирование процессов перемешивания в верхнем слое океана // Автореф. диссерт. на соиск. уч. степ. канд. физ.-мат наук. М.: Ин-т Океанологии РАН, 1979.

Монин А.С., Яглом А.М. Статистическая гидромеханика. Том 1. М.: Наука, 1965.

Пыркин Ю.Г., Галкин С.В., Силаев М.А. Исследование механизмов энергообмена и осаждения частиц в гравитационном течении // Экологические проблемы эрозии почв и русловых процессов. М.: Изд-во МГУ, 1992.

Пыркин Ю.Г., Силаев М.А. Экспериментальное исследование скорости осаждения твердых частиц малой крупности в придонном суспензионном потоке // Водные ресурсы, том 21, 1994, № 6.

Пыркин Ю.Г., Иванова И.Н., Петров В.П., Силаев М.А.
Моделирование влияния турбулентности на водную суспензию твердых
частиц // Вестник МГУ. Сер. 3. Физика, астрономия. 1998. № 6.
Соу С. Гидродинамика многофазных систем. М.: Мир. 1971.
Vaponi V.A. Fifty years of sedimentation // J. of Hydraul. Eng. v.
110, 1984, № 8.

В содержание

А.Т. Гаврюхов, Л.Н. Гаврюхова

ФОРМИРОВАНИЕ РУСЕЛ ПРИ СЛИЯНИИ БЕЗНАПОРНЫХ ПОТОКОВ

Случаи соединения безнапорных потоков, когда два потока объединяясь, образуют третий, широко встречаются в естественном состоянии больших и малых рек, а также в практике водохозяйственного строительства при проведении оросительных и осушительных гидротехнических мероприятий, при осуществлении канализования коммунальных и промышленных объектов и в прочих подобных случаях. Особенностью подавляющего большинства таких примеров является то, что потоки движутся в спокойном энергетическом состоянии, которое на прямолинейных участках русел обеспечивает симметричность эпюр скоростей в живых сечениях. Однако в узлах соединения потоков наблюдаются резкие искажения таких эпюр, появляются значительные величины вертикальных и горизонтальных поперечных составляющих скоростей, образуются водоворотная и застойная зоны и соответственно появляются условия для изменения форм самих русел.

По нашим исследованиям при соединении двух спокойных потоков можно выделить три характерных участка формирующегося объединенного потока (рис. 1).

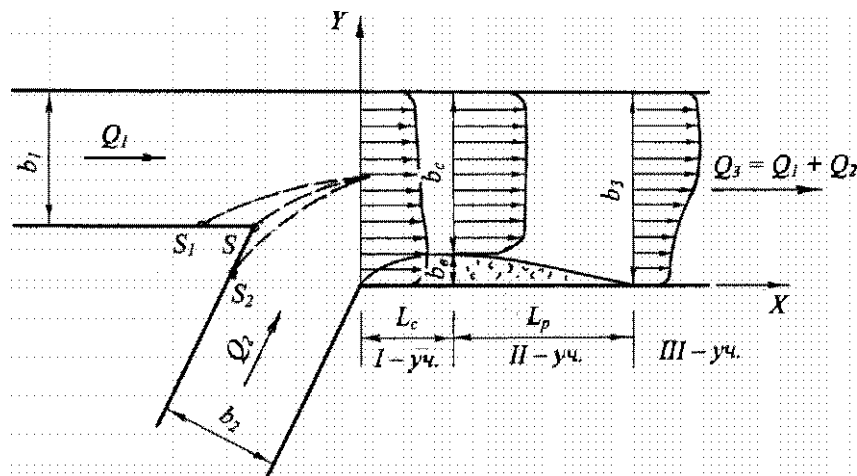


Рис. 1. Схема размещения характерных участков объединенного потока и эпюры средних скоростей на границах участков

На первом участке протяженностью L_c формируется сжатое сечение объединенного потока шириной b_c ; максимальную ширину b_n приобретает образующаяся при слиянии водоворотная зона. В начале участка распреде-

ление средних скоростей по ширине объединенного потока характеризуется заметным их снижением у берега, противоположного притоку, и возрастанием в начале формирующейся водоворотной зоны. В сжатом сечении эпюра скоростей по форме приближается к прямоугольнику, и только в случаях, когда расход притока более чем в 2 раза превышает расход основного потока, здесь сохраняются повышенные скорости у границы водоворотной зоны.

На втором участке протяженностью L_p происходит растекание потока по ширине русла и "схлопывание" водоворотной зоны. Здесь продолжается постепенное увеличение скоростей у берега, не занятого водоворотной зоной и, одновременно, снижение у границы водоворотной зоны.

На третьем участке, при его нрямолинейности довольно продолжительное время сохраняется эпюра скоростей, сформировавшаяся в конце второго участка. Длина третьего участка, в зависимости от параметров русел, может достигать несколько километров.

Таким образом, имея представление о размерах всех участков и характере движения нотока, можно говорить об ожидаемых деформациях собирающего русла. Существенный интерес здесь представляет также местоположение границы раздела объединяемых (Modi et al. 1981) нотоков, которая в зависимости от соотношения расходов и параметров русел может начинаться в точках S_1 , S_2 или S_3 (рис. 1).

Известны многие попытки решения задачи слияния двух потоков, однако подавляющее большинство их носит частный характер, опирается на спорные предположения и допущения, либо касается отдельных фрагментов проблемы. Например, определение ширины водоворотной зоны b_v встречено нами только в работах Э.И. Михневича и В.Ф. Бубнова (1979), о протяженности I и II участков, (т.е. о длине водоворотной зоны), не упоминается ни в одном из изученных литературных источников. Начальный фрагмент границы раздела потоков (границной линии тока) определён методом конформных отображений Г.И. Трофимовым (1972) и P.N. Modi и др. (Modi et al. 1981). Физические основы формирования границы раздела потоков рассмотрены Г.П. Кумсиашвили и Р.С. Чаловым (1990). Мало кто из исследователей упоминает о том, что глубины во всех трёх руслах в узле слияния различны и зависят они от геометрических и гидравлических параметров русел, образующих узел слияния.

Ниже приводится наше аналитическое решение задачи слияния безнапорных потоков, результаты которого вполне удовлетворительно согласуются с экспериментальными данными.

Ранее задача по определению глубин была решена для узла слияния, образуемого призматическими руслами трапецидального поперечного сечения (Гаврюхов, 1996). Однако дальнейшие исследования показали, что погрешность итогового результата оказывается незначительной, а расчетные формулы проще, если трапецидальные русла заменить прямоугольными с шириной, равной средней линии сечения.

Пусть узел слияния образуется тремя руслами (рис. 2) – основным потоком шириной b_1 , глубиной h_1 и расходом Q_1 ; притоком шириной b_2 , глубиной h_2 и расходом Q_2 ; объединенный поток шириной b_3 , глубиной h_3 и расходом $Q_3 = Q_1 + Q_2$. Угол слияния потоков φ . Отметим, что глубина h_3 формируется только в зависимости от условий течения объединенного потока и, следовательно, может приниматься как известная величина.

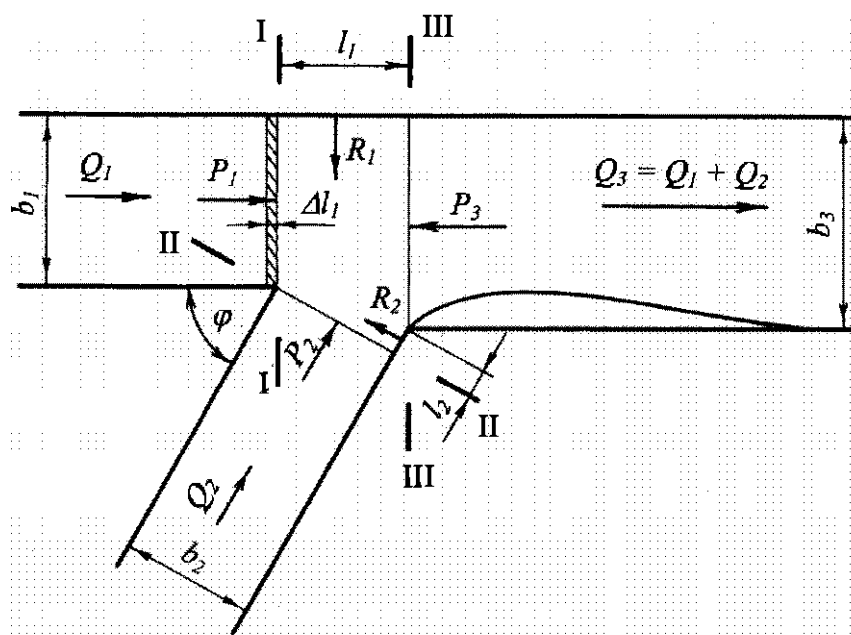


Рис. 2. Схема слияния безнапорных потоков (к определению глубин в руслах, образующих узел)

Выделив сечениями I-I, II-II и III-III узел слияния, как показано на рисунке, заметим, что полученный таким образом отсек находится «в равновесии» под действием сил гидростатического напора P_1 , P_2 , P_3 и реакций откосов R_1 и R_2 (силы гидродинамического напора учитывать не будем). Проецируя уравнения теоремы импульсов на две взаимно перпендикулярные оси OX и OY , получим исходную систему уравнений:

$$\left. \begin{aligned} \alpha_0 \rho (Q_3 v_3 - Q_1 v_1 - Q_2 v_2 \cos \varphi) &= P_1 - P_3 + P_2 \cos \varphi - R_2 \sin \varphi \\ -\alpha_0 \rho Q_2 v_2 \sin \varphi &= P_2 \sin \varphi - R_1 + R_2 \cos \varphi \end{aligned} \right\}, \quad (1)$$

где α_0 – коэффициент Буссинеска; ρ – плотность жидкости; v_1 , v_2 , v_3 – средние скорости основного потока, притока и объединенного потока.

Подобный прием был использован А.Г. Назаряном и Р.С. Мартикяном (1972) при исследовании работы Элегисского гидроузла.

После выражения всех величин, входящих в систему (1), через искомые глубины h_1 и h_2 получится система из двух «приведенных» кубических уравнений:

$$\begin{cases} h_1^3 - h_1 C + D = 0 \\ h_2^3 - h_2 A + B = 0 \end{cases} \quad (2)$$

в которой A , B , C и D – коэффициенты, объединяющие геометрические и гидравлические параметры узла, не зависящие от глубин h_1 и h_2 .

$$\begin{aligned} A &= \frac{l_1 h_3^2}{b_2 \sin \varphi + l_2 \cos \varphi}; \quad B = \frac{2\alpha_0}{g} \frac{Q_2^2 \sin \varphi}{b_2 (b_2 \sin \varphi + l_2 \cos \varphi)}; \\ C &= \frac{1}{b_1} \left[b_3 h_3^2 - b_2 h_2^2 \cos \varphi + l_2 h_2^2 \sin \varphi + \frac{2\alpha_0}{g} \left(\frac{Q_3^2}{b_3 h_3} - \frac{Q_2^2}{b_2 h_2} \cos \varphi \right) \right]; \\ D &= \frac{2\alpha_0}{g} \frac{Q_1^2}{b_1}; \quad l_1 = \frac{b_2 - (b_3 - b_1) \cos \varphi}{\sin \varphi}; \quad l_2 = \frac{b_1 + b_2 \cos \varphi - b_3}{\sin \varphi}, \end{aligned}$$

где g – ускорение свободного падения.

Ясно, что при решении системы уравнений (2) вначале следует определить глубину h_2 из второго уравнения, что позволит вычислить значение коэффициента C и решить первое уравнение.

В створе I-I выделим малый отсек жидкости длиной $\Delta l_1 = v_1 \cdot \Delta t$, где v_1 – средняя скорость основного потока перед слиянием; Δt – бесконечно малый отрезок времени, но не настолько малый, чтобы в полученном отсеке потребовалось учитывать силы молекулярного взаимодействия. Исследование движения этого элементарного отсека от створа I-I до створа III-III, когда в него непрерывно поступает жидкость из расхода притока, позволяет получить выражения для определения габаритных (в плане) размеров водоворотной зоны (Гаврюхов, 1987).

Ширину водоворотной зоны можно вычислить по формуле:

$$b_0 = \frac{b_2}{2} \left(U + 2 - \sqrt{U^2 + 4} \right), \quad (3)$$

где при допущении, что коэффициенты Кориолиса и Буссинеска равны, обозначено:

$$\begin{aligned} U &= \frac{2\eta_2}{\alpha} - \alpha \frac{v_2 \sin \varphi}{b_3} W; \quad \eta_2 = \frac{Q_2}{Q_3}; \\ W &= \frac{l_1}{Q_2} \left\{ \omega_1 - (\omega_3 - \omega_1) \left(\frac{Q_1}{Q_2} - 0,5 \right) - \frac{Q_1}{Q_2} \left[\omega_1 - (\omega_3 - \omega_1) \frac{Q_1}{Q_2} \right] \ln \left| \frac{Q_3}{Q_1} \right| \right\}, \end{aligned}$$

$\omega_1, \omega_2, \omega_3$ – площади живых сечений основного потока, притока и объединенного потока.

Длины I и II участков водоворотной зоны (рис. 1) определяются по формулам:

$$l_c = \frac{2Q_3}{\alpha h_3 v_2 \sin \varphi} \frac{1}{\sqrt{\eta-1}} \operatorname{arctg} \frac{1}{\sqrt{\eta-1}}; \quad (4)$$

$$l_p = \frac{2Q_3}{\alpha h_3 v_2 \sin \varphi} \sqrt{\frac{2}{\eta+1}} \operatorname{arctg} \sqrt{\frac{\eta+1}{\eta-1}}, \quad (5)$$

где $\eta = \frac{b_3}{b_a}$.

Зная габаритные размеры и закон формирования водоворотной зоны можно получить уравнения её граничной линии для I и II участков [2] при расположении осей, как показано на рисунке 1:

$$y_I = b_a \left| 1 - (\eta-1) g^2 \left(\operatorname{arctg} \frac{1}{\sqrt{\eta-1}} - \frac{x}{F} \right) \right|; \quad (6)$$

$$y_{II} = b_a \cos \left| 2 \operatorname{arctg} \sqrt{\frac{\eta-1}{\eta+1}} \operatorname{tg} \frac{x-l_c}{K} \right|. \quad (7)$$

где $F = \frac{2Q_3}{\alpha v_2 h_3 \sin \varphi} \sqrt{\frac{1}{\eta-1}}$; $K = \frac{2Q_3}{\alpha v_2 h_3 \sin \varphi} \sqrt{\frac{2}{\eta+1}}$.

Экспериментальные данные, полученные в натурных условиях для русел конечной ширины при соотношениях расходов Q_1/Q_2 от 4,25:1 до 1:4, полностью подтвердили правомерность зависимостей (2, 3, 4, 5, 6 и 7). При этом оказалось, что, вследствие пренебрежения скоростным напором и потерями удельной энергии на слияние, расчетная ширина водоворотной зоны на 5–7 %, а длина на 7–10 % превышают фактические её параметры.

Таким образом, прогноз формирования русел в зоне слияния безнапорных потоков может быть выполнен с использованием выше приведенных зависимостей. Описание распределения скоростей в нижнем бьефе узла (участок III на рисунке 1) требует учета формы русла и турбулентности струй объединенного потока. Имеющиеся в этом направлении разработки, упоминаемые К.В.Гришаниным (1979), пока не дают вполне удовлетворительного решения проблемы. Поэтому, на наш взгляд, в каждом конкретном случае следует проводить соответствующие дополнительные исследования.

ЛИТЕРАТУРА

Гаврюхов А.Т. О рациональных размерах участка крепления зоны слияния двух спокойных потоков. // Тр. Кубанского СХИ. Вып. 274 (302), 1987.

Гаврюхов А. Т. Определение расхода водообмена и объёма водоворотной зоны, образующейся в узле слияния двух безнапорных потоков. // Тр. Кубан. ГАУ. Вып. 352 (380)1996..

Гришанин К. В. Динамика русловых потоков. Л.: Гидрометеоиздат, 1979.

Кумсинашвили Г. П., Чалов Р. С. Формирование вертикальной границы в потоке при слиянии рек и ее влияние на русловые процессы // Вестник МГУ. Сер. 5. География. 1990. №5.

Михневич Э. И., Бубнов В. Ф. Рекомендации по расчёту и креплению русел рек и каналов в зоне соединения потоков. Минск: Белорусск. НИИ мелиорации и водн. хоз-ва. 1979.

Назарян А. Г., Мартикян Р. С. Гидравлический режим сопряжения двух потоков. // Тр. Арм. НИИ вод. проблем и гидротехники. № 2 (7).1972.

Трофимов Г. И. Рациональное начертание границ на участке слияния двух потоков. // Тр. ЛИВТ. Вып. 132. 1972.

Modi P. N., Ariel P. D., Dandekar M. M. Conformal mapping for channel junction flow. // Proc. Soc. Civ. Engrs. 1981. 107. No. 12.

В содержание

К.М. Беркович, Л.В. Злотина, Л.А. Турькин

ВЕРХНЯЯ ОКА: МЕХАНИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ И ДЕФОРМАЦИИ РУСЛА*

Русло реки чутко реагирует на изменения основных факторов руслоформирования – стока воды и наносов. Скорость реакции русла зависит от его подвижности и неодинакова для русловых форм разного масштаба. Так, естественная трансформация формы русла и продольных профилей равнинных рек протекает очень медленными темпами (Knighton, 1987). Это связано с тем, что вначале на изменившиеся условия реагируют русловый рельеф и поперечное сечение русла и только затем продольный профиль. Однако совершенно иначе осуществляется реакция русла в условиях его искусственной механической измененности. Под ней понимается изменение поперечного сечения (размеров и формы) и руслового рельефа в результате проведения в русле гидротехнических работ и разработки русловых карьеров.

Отличительной особенностью переформирования механически измененных русел является быстрая трансформация продольных профилей рек (Беркович, 1993; Шпоп, 1995). К таким рекам относится Ока – второй по величине приток Волги – особенно в ее верхнем течении. Река остается до настоящего времени практически в свободном состоянии, хотя она, как и другие реки с недавнего прошлого (вторая половина XX века) подверглась спровоцированной хозяйственной деятельностью изменениям как водного, так и руслового режима. Из гидротехнических сооружений верхней Оки следует назвать построенные в начале XX века низконапорные Кузьминский и Белоомутский гидроузлы, предназначенные для улучшения условий судоходства. С конца XIX века на реке ведутся землечерпательные работы для улучшения условий судоходства. Средние годовые объемы этих работ достигают 10 тыс. м³ грунта и более на 1 погонный километр русла, но они очень неравномерно распределены по длине реки.

Основную роль в механическом изменении русла верхней Оки сыграла разработка русловых карьеров нерудных строительных материалов – песка и гравия. Добыча этих материалов, представляющих собой русловый аллювий реки, ведется нарастающими темпами с конца 40-х-начала 50-х годов и сосредоточена, главным образом, на участке реки от Калуги (1100 км от устья) до Рязани (645 км). Достаточно достоверно можно определить объемы добычи только с начала 80-х годов (табл. 1); более или менее полные данные получены на основе сравнения разновременных съемок русла, которые выявили существенное увеличение объема русла за счет возникновения искусственных переуглублений.

* Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 98-05-64418

Подсчеты показывают, что к началу 90-х гг. из русла реки между Калугой и Коломной (верхняя Ока) безвозвратно извлечено более 50 млн. м³ песчано-гравийного аллювия, на участке нижней Оки от Коломны до гидропоста Половское – более 40 млн. м³ аллювиальных песков. Средний годовой объем добычи аллювия превышал 2 млн. м³, достигая нередко 4 млн. м³.

Водоносность реки, длина которой составляет 1500 км, постепенно возрастает вниз по течению по мере увеличения площади бассейна. Средний многолетний расход воды увеличивается от Орла до Касимова с 76,4 до 676 м³/с. Средние максимальные расходы воды возрастают от Калуги до Муром с 4800 до 9050 м³/с. Наименьшие расходы воды в период летне-осенней межени в Калуге составляют 88,9, в Муроме – 366 м³/с.

Мутность потока Оки постепенно убывает вниз по течению: в Орле она составляет 400 г/м³, в Калуге – 114 г/м³, в Муроме – 45 г/м³. Годовой сток взвешенных наносов в Калуге составляет в среднем 1,1 млн.м³. Особенностью взвешенных наносов верхней Оки является то, что более 70% их состава представлены частицами меньше 0,01 мм и лишь 5% – частицами крупнее 0,05 мм (Шамов, 1954). Годовой сток руслообразующих песчано-гравийных наносов составляет, согласно измерениям донных гряд, около 200 тыс.м³. Эти наносы, а также очень малая часть взвешенных наносов могут расходоваться на занесение карьеров.

Водность р.Оки, как и других рек Волжского бассейна, за последнее столетие существенно менялась. Анализ разностных интегральных кривых расходов по гидрологическим постам Орел, Кашира и Муром, показал, что период с 80-х гг. XIX в (начало регулярных наблюдений) до середины 30-х гг. XX столетия характеризовался в целом повышенной водностью. На его фоне прослеживались этапы повышенной и пониженной водности длительностью 5-10 лет. С середины 30-х и до начала 50-х гг. наблюдался период резко пониженной водности, который сменился средневодным (до середины 70-х гг.). Наконец, к середине 80-х гг. водность реки вновь повышается, хотя и на непродолжительное время. В течение периода повышенной водности 1880-1935 гг. сумма модульных коэффициентов увеличилась на 2,7, а в течение периода пониженной водности 1935-1950 гг. снизилась более, чем на 3,0.

Верховья Оки находятся в зоне интенсивного развития эрозионных процессов, обусловленных устойчивым поднятием Воронежской антеклизы, расчлененным рельефом, непрочностью поверхностных пород, быстрым таянием снежного покрова, сильными летними ливнями. Напротив, естественным фоном развития русла нижней Оки было прогибание Мещерской низменности, которая в четвертичном периоде была ареной водно-ледниковой аккумуляции.

Бассейн реки относится к районам древнего сельскохозяйственного освоения. Распаханность территории колеблется от 27 до 53% (в верховьях реки – до 75%), залесенность – 20-35%. На протяжении последнего столетия происходит усиление эрозии почв в верховьях реки и сноса продуктов эро-

зии в реки. При этом растет вероятность систематической аккумуляции наносов в речной системе. Особенно велики современные модули стока наносов со склонов в верховьях Оки и на ряде ее притоков, протекающих по Среднерусской возвышенности. По данным В.Н. Голосова (1989), они превышают 400 т/км²-год, модули стока наносов рек верховьев бассейна превышают 50 т/км²-год; плавно снижаясь вниз по течению, они составляют в Калуге 19, в Муроме – 7,5 т/км²-год).

Таблица 1. Объемы русловой добычи НСМ и землечерпательных работ на верхней и средней Оке в 70-80-е годы.

Участок	км. от устья	Объем дноуглубления тыс. м ³ /км-год	Объем добычи НСМ, тыс. м ³ /км	
			полный	годовой
Калуга-Алексин	1100-1035	4,5	125	12,3
Алексин-Таруса	1035-998	6,0	150	14,9
Таруса-Серпухов	998-970	24,0	246	25,0
Серпухов-Щуцкино	970-955	15,6	247	61,0
Щуцкино-Кашира	955-920	49,7	-	-
Кашира-Озеры	920-890	6,5	621	21,7
Озеры-Коломна	890-850	4,7	190	6,2
Коломна-Белоомут	850-800	-	320	16,0
Белоомут-Кузьминск	800-753	10,0	-	-
Кузьминск-Короотово	753-720	3,8	200	10,0
Короотово-Рязань	720-696	5,9	-	-
Рязань-Половское	696-645	24,8	385	19,2

Трансформация продольного профиля Оки и ряда ее притоков обнаружена уже в первой половине XX в. По данным Н.И.Маккавеева (1955), повышение дна р.Зуши составляло 1,5-2 см в год. За период 1876-1945 гг. средняя отметка уровней воды р.Оки на участке Орел-Белев повысилась в половодье на 0,8-0,9 м, в межень – на 0,2-0,3 м; вместе с тем, на участке Калуга-Касимов обнаружено понижение уровней половодья на 1-1,5 м, межени – на 0,2-0,3 м.

Для более детального анализа трансформации продольного профиля и выявления направленных вертикальных русловых деформаций было проведено сравнение минимальных за период открытого русла уровней воды по многочисленным гидрологическим постам Оки: Орел, Белев, Калуга, Алексин, Серпухов, Кашира, Щурово (Коломна), Рязань, Половское, Касимов, Муром, Горбатов, расположенных по всей длине реки от 120 км от истока до 78 км от устья. Минимальные уровни за период открытого русла, хотя и не вполне свободны от влияния климатических факторов, все же достаточно отчетливо отражают вертикальные деформации русла или изменение его пропускной способности. В таблице 2 приведены данные ряда гидрологических постов для шести временных срезов.

Таблица 2 Минимальные за период открытого русла уровни воды
р.Оки

Гидрол. пост	Расстояние от истока, км	Отметки уровней воды за годы, м над УМ					
		1885	1935	1950	1970	1985	1995
Орел	120	145,9	146,6	146,4	-	149,7	150,2
Белев	264	127,2	127,5	127,4	127,2	127,6	127,5
Калуга	400	115,6	116,3	116,0	115,1	114,8	114,5
Серпухов	530	107,4	107,6	107,2	106,5	106,0	105,7
Кашира	580	103,7	103,6	103,3	102,3	102,0	101,6
Щурово	650	100,0	100,3	100,6	100,3	100,6	100,1
Рязань	804	92,0	91,3	91,6	91,6	92,2	91,4
Касимов	1099	82,3	81,5	81,7	81,6	82,0	
Муром	1288	73,6	72,5	72,7	72,5	73,0	
Горбатов	1422	66,7	65,5	65,9	65,9	66,3	

Первый временной срез – конец многоводного периода (1935 г), к которому относятся данные, приводимые Н.И.Маккавсским. В 1881-1935 гг., когда сумма модульных коэффициентов стока составила 2,7, уровень воды в Орле поднялся на 85 см. Повышение уровня воды в Белеве составило 40 см, в Калуге и Серпухове – 20 см. В то же время на всех постах нижней Оки уровни плавно понижались: в Рязани – на 50 см, в Касимове, Муроме и Горбатове – более чем на 1 м. Промежуточное положение занимал участок от Каширы до Коломны (Щурово), где уровни воды практически не изменились. Продольный профиль реки, построенный по низшим меженным уровням на конец многоводного периода, отличается сравнительно плавными очертаниями с некоторым увеличением уклона в низовьях реки, ниже г. Касимова.

Второй временной срез – конец очень маловодного периода и одновременно – начало механического изменения русла на участке от Калуги до Коломны (1950 г). За период 1935-1950 гг на постах верхней Оки рост низших меженных уровней сменился их понижением на 10-30 см. Очевидно, в условиях низкой водности сократилось количество наносов, поступающих со склонов, из притоков и оврагов. В нижнем течении реки сохранилось слабое понижение низших меженных уровней на 5-20 см.

Следующий временной срез приурочен к концу периода, близкого к среднему по водности (1985 г). Этот период совпал с интенсивным развитием русловой добычи аллювия: ее объемы постоянно нарастали и достигли максимальных значений. Разрабатывались карьеры в районе Калуги, Алексина, Серпухова, Каширы, Коломны, Рязани. Глубина разработки достигала 10-12 м, карьеры нередко занимали все ширину русла и достигали в длину нескольких километров. В результате с 1949 г морфометрические характеристики русла существенно изменились. Так, на участке от Серпухова (970 км от устья) до Коломны (850 км) средняя глубина при одном и том же уровне увеличилась на 1,1 м, максимальные глубины достигли в карьерах

10-13 м. Наибольшее приращение средней глубины, равнозначное понижению отметок дна, отмечено в районе Каширы (930-900 км), где оно составило 3,5 м. Глубокая трансформация русла характерна также для районов Алексина, Ланьшино, Серпухова, Пушкино, Коломны. Глубокие выемки разработаны в верхнем бьефе Белоомутского гидроузла (800 км от устья), между Кузьминским гидроузлом и Рязанью, ниже Рязани.

В этот период времени как в самом верховье реки (Орел, Белев), так и в нижнем течении (Рязань-Горбатов) низшие уровни повышались в среднем со скоростью около 1 см в год. Вместе с тем на всем участке от Калуги до Каширы произошло резкое понижение низших меженных уровней, достигшее у г. Серпухова и г. Каширы 1 м и сказавшееся на продольном профиле. Оно связано, по-видимому, с искусственным увеличением пропускной способности русла в результате добычи аллювия. В Рязани, несмотря на достаточно большие объемы добычи аллювия, понижения уровней не произошло; наоборот, они выросли здесь на 30 см.

В последнее десятилетие (1985-1996 гг.), когда водность была близка к низкой, объемы добычи аллювия повсеместно на верхней Оке снизились по причинам экономического характера. В этот период уровни воды в Орле и Белеве достаточно слабо росли, однако в Калуге, Серпухове, Кашире и Рязани они продолжали очень интенсивно понижаться: суммарно – на 50-70 см. Главные черты хода низших меженных уровней на фоне колебаний водности реки приведены на рис. 1 и более детально – в табл. 3.

Наиболее заметные изменения продольного профиля произошли на участке реки, подверженном механическому нарушению – между Калугой и Рязанью. То, что изменение продольного профиля связано с механической измененностью русла, отчетливо видно на рис. 2, на котором приведено сопоставление пространственного распределения объемов добычи аллювия и суммарной посадки уровней. Общие черты трансформации продольного профиля реки на участке от Калуги до с. Половского (более 600 км) представлены на рис. 3, на котором сравниваются данные инструментальных нивелировок водной поверхности, выполненных в 1949 и 1992 гг. Сравнение продольных профилей, построенных в относительных координатах, показало, что, хотя общая форма продольного профиля изменилась мало, особенностью современного продольного профиля на участке механически измененного русла является ярко выраженная ступенчатость – чередование участков с очень пологим и очень крутым уклоном. Степень неровности продольного профиля можно описать стандартной ошибкой значения функции при регрессии (S_{xy}), которая составляет в среднем 0,055. Характерно возрастание S_{xy} во времени: в 1949 г она составляла 0,043. Для сравнения: на верхней Оби с ее слабоустойчивым руслом и отсутствием сильного антропогенного пресса S_{xy} составляет 0,016, тогда как в крайне сильно изме-

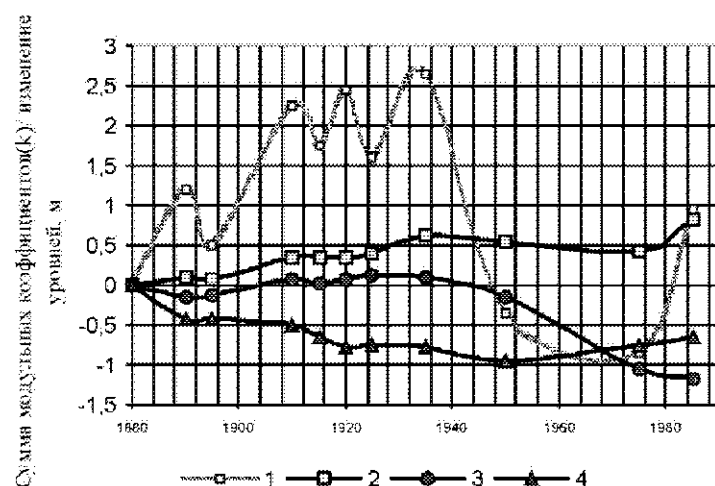


Рис. 1. Соотношение водности и изменений низших уровней р. Оки. 1 - сумма модульных коэффициентов. Изменения уровней по участкам: 2 - Орел-Белев; 3 - Калуга-Кашира; 4 - Рязань-Касимов

Таблица 3 Изменения водности и минимальных уровней р.Оки (итоговые величины на конец конкретного периода)

Годы	1880-1890	1890-1895	1895-1910	1910-1915	1915-1920	1920-1925	1925-1935	1935-1950	1950-1975	1975-1985
Сумма модульных коэффициентов	1,2	0,5	2,25	1,75	2,45	1,65	2,70	-0,3	-0,8	1,0
Посты	Изменение минимальных уровней, см									
Орел	12	7	42	50	55	65	85	79	67	107
Белев	10	10	30	20	18	16	41	31	19	59
Калуга	-20	12/-8	25/17	-5/12	0/12	17	22	12	-65	-75
Серпухов	-12	-12	13	13	28	31	21	-15	-90	-122
Кашира	-17	-17	-7	-17	-17	-14	-14	-46	-158	-158
Рязань	-40	-40	-40	-62	-67	-67	-52	-77	-57	-48
Касимов	-45	-45	-60	-70	-90	-85	-105	-115	-95	-85
Муром	-40	-40	-50	-40	-82	-82	-112	-132	-122	-98
Горбатов	-60	-70	-85	-85	-110	-110	-125	-130	-120	-66

ненном русле нижней Томи этот коэффициент превышает 0,1. В естественном состоянии ступенчатость продольного профиля предопределяется про-

дольной неоднородностью геологического строения дна реки и состава аллювия, а также впадением крупных притоков. Однако, наиболее ярко она проявляется на участках рек с механическим изменением русла, особенно при гравийно-галечном составе аллювия.

По морфометрическим характеристикам и устойчивости русло исследованного участка Оки делится на два отрезка: Калуга-Озеры и Озеры-Половское (табл.4). Первый характеризуется большой крупностью аллювия, что определяет высокую устойчивость русла. На втором отрезке аллювий песчаный, русло менее устойчиво. Реакция русла на механические изменения на этих участках неодинакова. Разработка карьеров, как известно, приводит в действие механизм глубинной эрозии: регрессивной – выше карьеров и трансгрессивной – ниже карьеров.

Таблица 4 Характеристика русла р.Оки в верхнем и среднем течении

Участок реки	Участок/ длина, км	Ширина русла, м	Средняя глубина, м	Уклон, ‰	Диаметр наносов, мм	Устойчивость русла $K_c = 100 d/BV$
Верхнее течение	Калуга-Алексин 50	200	1,5	0,088	3,4	19,0
	Алексин-Серпухов 80	200	2,1	0,040	1,9	23,8
	Серпухов-Озеры 64	215	2,7	0,064	2,1	15,3
	Озеры-Коломна 50	290	3,0	0,018	0,58	11,1
	Коломна-Белоомут 40	260	2,0	0,062	0,45	2,79
Нижнее течение	Белоомут-Кузьминск 57	250	-	0,079	0,50	2,53
	Кузьминск-Рязань 43	240	3,6	0,028	0,75	11,2
	Рязань-Половское 55	220	3,1	0,041	0,48	5,32

На верхней Оке каждый карьер или их группа образуют как бы ступень продольного профиля реки, обычно с крайне малым уклоном. На верхней Оке такие ступени наиболее ярко выражены выше Алексина, в районах Серпухова и Каширы, т.е. в пределах протяженной группы отработанных карьеров, где русло превращено в единые глубокие плесовые ложины длиной до 10 км. Выше подобных ступеней образуются крутые участки продольного профиля, на которых осуществляется регрессивная эрозия и происходит посадка уровней. Яркая выраженность таких крутых участков связана с большой крупностью руслового аллювия: перекаты представляют со-

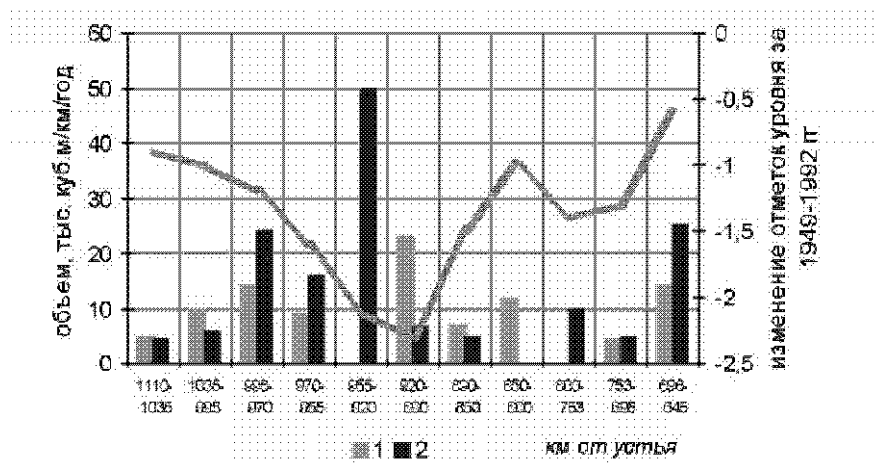


Рис. 2. Связь понижения уровней (график) с объемами добычи алюминия (1) и землечерпательных работ (2)

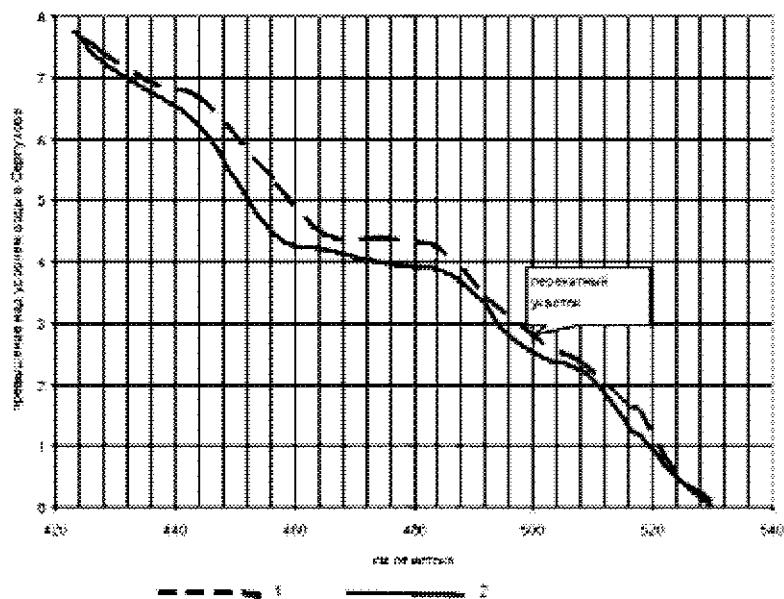


Рис. 3. Продольные профили водной поверхности р. Оки (Калуга-Половское) в 1992 (1) и 1949 (2) гг.

бой местные базы эрозии, размыв которых затруднен, даже несмотря на рост уклонов выше карьеров.

Так, непосредственно выше Каширской группы карьеров. (от пос. Соколова Пустынь до д. Придуки) интенсивная эрозия создала местный базис эрозии в виде перекатного участка (Мутеновский-Бесовский перекаты). Уклон реки здесь достигает 0,12‰ (при среднем уклоне около 0,06‰), средняя крупность донных наносов 4 мм. Сравнение разновременных планов русла позволило установить, что на этом перекатном участке понижение отметок дна составляло в 1988-1992 гг. до 8-15 см в год. Пример трансформации продольного профиля водной поверхности выше г.Серпухова, где крупные карьеры разрабатывались в 1980-1991 гг., приведен на рис. 4.

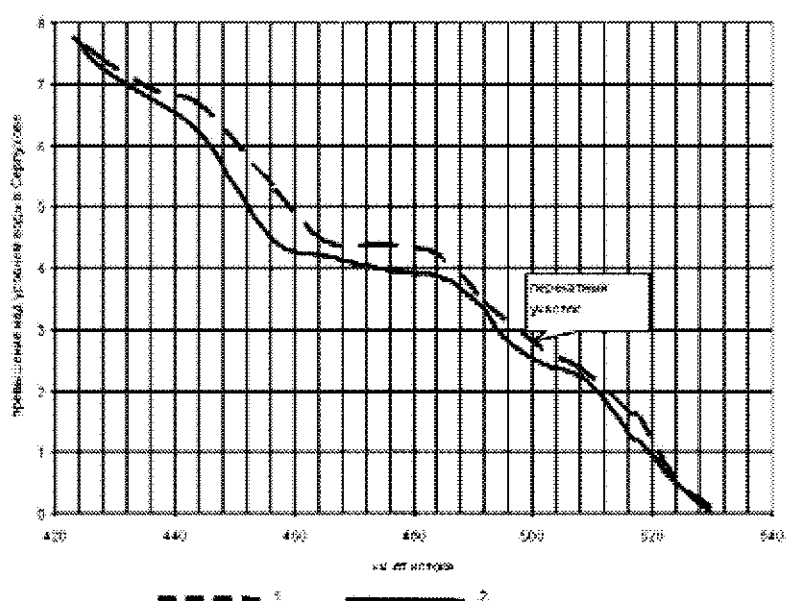


Рис. 4. Продольный профиль р.Оки выше г.Серпухова в 1987 (1) и 1992 (2) гг.

Понижение уровней в карьерах составило за этот период 30-40 см, при этом уклоны на вышележащих перекатных участках увеличился на 35-40%. На рис. 5 более детально показан профиль перекатного участка выше разработанных в 80-е годы карьеров у г. Алексина. Искусственная выемка заканчивается на 458 км от истока, а выше нее, на Дугнинском перекатном участке, за 1985-1992 гг. произошло значительное понижение водной поверхности, достигающее наибольшей величины (1 м) в вершине карьера и постепенно убывающее вверх по течению. Понижение водной поверхности обычно больше, чем понижение отметок дна, так как размыв ограничивается формированием отмостки.

На верхней Оке важным фактором трансформации продольного профиля служили землечерпательные путевые работы. Снижение уровней на фоне устойчивого ложа реки и прекращения размыва приводит к необходимости их выполнения для поддержания заданных судоходных глубин. Объемы землечерпания тем больше, чем больше посадка уровней в пределах нижележащего карьера. Так, посадка уровня 90%-ой обеспеченности в Кашире составила в 1982-1989 гг. 50 см, при этом средняя толщина снимаемого слоя на Мутеновском-Бесовском перекатах достигла 1 м. Средняя глубина русла и гарантированная глубина судового хода практически не изменились, но ширина русла сократилась на 25%. Для этого перекатного участка характерны самые большие объемы землечерпания среди всех перекатов верхней Оки (50 тыс. м³/км в год). Рост объемов землечерпания вдвое с начала 70-х и начала 90-х годов был характерен для Подмокловских-Дракинских перекатов выше Серпуховского карьера, перекатного участка Хвощи выше г. Тарусы, Дугнинского перекатного участка выше г. Алексина. Разработка землечерпательных прорезей на перекатах, необходимая для поддержания судоходных глубин, в условиях больших продольных уклонов приводит к дополнительной посадке уровней; кроме того, при работах нарушается отстойка, и эрозия может продвигаться вверх по течению. Практически выполнение землечерпательных работ как бы замещает собой эрозию, и на участках русла с высокой устойчивостью превращается в дополнительный фактор трансформации продольного профиля и морфологии русла реки.

Трансгрессивная эрозия, которая является следствием осаждения в карьерах донных наносов и сопровождается, согласно теоретическим построениям и экспериментам, добычу аллювия, для верхней Оки мало характерна. Она достаточно отчетливо проявлялась только на участках русла с большими уклонами, т.е. там, где объемы добычи были сравнительно невелики и карьеры не образовали сплошных протяженных плесовых ложбин. Так, ниже сравнительно небольшой Калужской группы карьеров, которые расположены изолированно друг от друга, скорость эрозии составляла в среднем 5-15 см в год. В то же время, ниже крупнейшего карьера в районе Каширы, где уклоны реки втрое меньше бытовых, понижения отметок дна не обнаружено.

На участке нижнего течения реки (ниже впадения р. Москвы), где долина реки расширяется, а аллювий становится песчаным (0,4-0,7 мм), устойчивость русла снижается. Добыча аллювия проводилась здесь с 1973 г в нескольких изолированных карьерах, расположенных между Кузьминским гидроузлом и с. Половским. Несмотря на очень значительный объем добычи – около 30 млн. м³, вплоть до 1995-1996 гг. посадки межени уровней на опорном гидроступе Рязань не отмечалось. Детальные нивелировки водной поверхности выявили только небольшие – в несколько см – понижения уровней на отработанных карьерах. На основе подробного анализа детальных планов русла нижней Оки от Кузьминского гидроузла до поста Полов-

ское установлено, что в 1939-1973 гг. (маловодный период) на этом участке произошло отложение 3,43 млн.м³ наносов. слой их в среднем составил 14 см. С 1973 г. когда была начата добыча песков. объем удаленного грунта

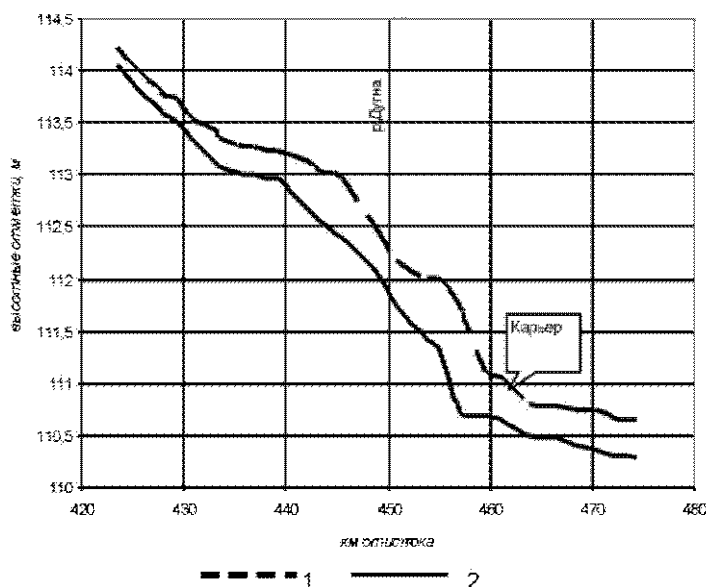


Рис. 5. Продольные профиль р. Оки в районе г.Алексина при расходе 215 м³/с в 1985 (1) и 1992 (2) гг.

составил 29,74 млн.м³, однако объем русла увеличился к 1993 г только на 27,85 млн.м³, это означает, что на участке отложилось 1,9 млн.м³, что соответствует слою 8 см. Вероятно, эта, хотя и слабая, тенденция к аккумуляции и низкая устойчивость русла обусловили отсутствие существенной трансформации продольного профиля реки. Подвижность аллювия способствует саморегулированию руслом гидравлических сопротивлений, что препятствует понижению уровней воды. Кроме того, для этого участка реки, русло которой свободно меандрирует в отличие от верхней Оки. характерны достаточно интенсивные размывы берегов, что способствует поступлению в поток дополнительного количества наносов. При средней скорости размыва пойменных берегов около 2-3 м/год и протяженности размываемых берегов более 30 км, в поток поступает ежегодно более 200 тыс.м³ песчаных наносов, которые могут идти на занесение карьеров.

Характерно, что на нижней Оке, в отличие от верхней, активный слой песчаных руслообразующих наносов имеет сплошное распространение на перекатах. Деформации перекатов достаточно отчетливо связаны с колебаниями водности реки. Анализ распределения землечерпательных работ показывает, что их наибольшие объемы, обусловленные ростом отметок

перекатов в межень, характерны для участка, где добывались наибольшие объемы аллювия.

Таким образом, обнаруживается разная реакция русла, сложенного песком и гравийно-галечным материалом, на механическую нагрузку, связанная с ростом стабильности русла по мере изменения его морфометрии и развития эрозии. Песчаное русло имеет большой "запас" роста относительной глубины прежде чем снизится подвижность аллювия и способность саморегулирования гидравлических сопротивлений. Галечное русло такого запаса практически не имеет, оно быстро становится слабо деформируемым и реагирует на рост относительной глубины изменениями уклона продольного профиля.

Трансформация продольного профиля на реках с гравийно-галечным аллювием, отличающихся малой подвижностью аллювия, при механическом нарушении русла идет очень быстрыми темпами – на порядок большими, чем в естественных условиях на равнинных реках, и представляет опасность для инженерных и других объектов и сооружений.

ЛИТЕРАТУРА

Беркович К.М. Современная трансформация продольного профиля верхней Оки // Геоморфология. 1993. № 3.

Голосов В.Н. Влияние антропогенных факторов на сток наносов рек бассейна Оки // География и природные ресурсы. 1989. № 3.

Маккавеев Н.И. Русло реки и эрозия в ее бассейне. М.: изд-во АН СССР. 1955.

Шамов Г.И. Речные наносы. Л.: Гидрометеиздат, 1954.

Knighton D. Fluvial forms & processes. London. 1987.

Simon A. Adjustment and recovery of unstable alluvial channels: identification and approaches for engineering management // Earth Surface Processes and Landforms. Vol. 20. 1995.

В содержание

К.М. Беркович, Л.М. Гаррисон, С.Н. Рулева, В.В. Сурков, Р.С. Чалов

РУСЛОВЫЕ ПРОЦЕССЫ, АНТРОПОГЕННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ РУСЛА НИЖНЕЙ КАТУНИ И ИХ ВЛИЯНИЕ НА ЛАНДШАФТЫ ПОЙМЫ*

Река Катунь в нижнем течении представляет собой специфический и интересный водный объект: здесь происходит смена полугорного русла равнинным; отмечается резкий перегиб продольного профиля; уклоны уменьшаются более, чем в 4 раза, крупность руслового аллювия – в 12 раз; существенно меняются гидравлические характеристики и транспортирующая способность потока. На участке длиной 60 км наблюдается резкая смена типов русла – от очень сложных разветвлений до свободных излучин и неразветвленного, относительно прямолинейного русла. Выше Бийского гравийно-песчаного карьера (БГПК, 29 км от устья реки) русло развивается в естественных условиях, ниже на него огромное влияние оказывают разработка карьеров стройматериалов, дноуглубительные прорезы и выправительные сооружения.

Судоходство на нижней Катуни осуществляется на нижнем 30-километровом участке для вывоза продукции БГПК, расположенного на левобережной пойме, а также гравия и гальки, добываемых в русловых карьерах. Роль этой трассы судового хода будет постоянно возрастать в связи с наметившимся с конца 90-х годов увеличением потребностей в строительных материалах и планируемым ростом объемов их добычи. Пойма реки также хорошо освоена: около 40% ее площади распахано под посевы зерновых, кукурузы и свеклы, большая часть лугов используется, как пастбища и сенокосы, имеются плантации облепихи, на правом берегу протоки Старая Катунь идет строительство дачных поселков. Леса сохраняются только на неудобных для хозяйства землях.

Интенсивное хозяйственное освоение нижней Катуни требует экологически обоснованного подхода к использованию водных и связанных с ними земельных ресурсов, учитывающего интересы всех отраслей экономики и сохранение существующих природных ландшафтов. В этом свете результаты исследований, выполненных экспедицией Московского университета, позволяют выявить влияние хозяйственной деятельности на реке на ее гидрологический и русловый режимы, пойменные ландшафты и дать им экологическую оценку.

Условия формирования русла

Строение долины и поймы. Долина Катуни располагается на юго-восточной периферии Предалтайской равнины – приподнятого, слабо

* Выполнено при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 98-05-64418 и 00-05-64690) и по договору с Обским гос. бассейновым управлением водных путей и судоходства

всхолмленного плато с высотами 250-310 м. В тектоническом отношении ей соответствует Бийско-Барнаульская впадина – крупная отрицательная структура кристаллического фундамента Западно-Сибирской плиты. Дно долины врезано в заполняющие впадину озерно-аллювиальные неоген-четвертичные отложения на 100-110 м. Ширина долины около 40 км, на склонах выделяются четыре надпойменные террасы высотой 8-12, 20-25, 30-38 и 45-60 м над рекой. Все террасы сложены грубыми средне- и крупнозернистыми песками с прослоями гравия и гальки, в нижних частях – с участием валунов; их перекрывают делювиальные лессовидные суглинки мощностью от 1,5-3 до 10 м, иногда сменяемые супесями, илами и тонкозернистыми песками.

Рыхлый состав отложений долины создает условия для свободного развития русловых деформаций и формирования широкой поймы. У с. Сростки она выклинивается, к руслу подходят склоны горы Пикет с выходами гранитов и I-я терраса по левому берегу. Ниже с. Сростки и до пос. Чуйский (60-45 км) пойма тянется по обоим берегам, достигая в устье р. Кокши ширины 6 км: 2-3 км по левобережью и 1,5-2 км по правому берегу. Ширина русла с островами составляет здесь 1200-2000 м. Между пос. Чуйским и с. Катунским (45-9 км) находится значительное, до 9-11 км, расширение левобережной поймы. Отношение b/B (b – ширина русла, B – ширина поймы) достигает здесь 1:25 – 1:50. Между с. Катунским и пос. Усть-Катунь дно долины сужается до 5,5 км. Русло реки переваливает к левому борту долины, пересекая пойму под прямым углом в наиболее узком месте. Ниже устья р. Каменки (9-0 км) левобережной поймы нет, за исключением небольшого участка длиной 400 и шириной 250 м у Бийской нефтебазы. Правобережная пойма, разделяющая здесь Бию и Катунь, представлена крупным (5×3 км) о-вом Сенным и массивом шириной 2-4 км по правому берегу протоки Старая Катунь, примыкающим к II-ой надпойменной террасе и образующим бийско-катунское междуречье. Большая часть этой поймы образована Катунью, бийская пойма представлена лишь небольшими островами (Ефтошкин, Пленников и др.), примыкающими к о-ву Сенной. Непосредственный контакт террас с руслом Катунь ограничен (14 из 200 км береговой линии).

Четковидность поймы во многом определяется геологическим строением и тектоникой территории. Ее сужения и расширения соответствуют поднятиям и прогибам фундамента Западно-Сибирской плиты. В основании поймы и русла залегает мощная, до 25-30 м, толща руслового аллювия (галечники с участием валунов), являющаяся объектом карьерных разработок. Острова и прирусловая пойма выше БГПК также сложена гравием и галькой, перекрытыми мелко- и средпесчанистыми песками мощностью 1,5-2 м. На нижнем отрезке галечный цоколь постепенно погружается под урез и ниже пос. Лесного (20 км от устья) весь видимый разрез образован слоистыми песками, мощность которых возрастает до 3-4 м. Суглинки в прирусловых разрезах поймы встречаются редко, их мощность не превышает 0,5 м.

Гидрологический режим. Средний многолетний расход воды по данным г. п. Сротки составляет 626 м³/с, максимальный превышает 5,5 тыс. м³/с, годовой объем стока – 20 км³. Руслоформирующим для нижней Катунн является расход воды 1720 м³/с обеспеченностью 15%, проходящий в пределах пойменных бровок. Река относится к алтайскому типу с высоким растянутым (2-3 месяца) весенне-летним половодьем и низкой осенне-зимней меженью. В питании участвуют ледники (36%), увеличивающие сток в летний период. В годовом цикле почти всегда выражены две волны половодья: первая в конце апреля – начале мая, обусловленная таянием снега в предгорных и равнинных частях бассейна, вторая, обязанная своим происхождением таянию снега и ледников в горах, – в середине июня. Вторая волна половодья часто выше первой. Амплитуда колебаний уровней в средний по водности год 425 см, максимальная – 550 см. Переход от уровней половодья к межени постепенный, на его фоне происходят быстрые кратковременные подъемы воды до 1 м и более, вызванные дождевыми паводками. Низкие межени устанавливаются в октябре, и лишь в отдельные засушливые годы – в конце августа – начале сентября при расходах 160-190 м³/с. Минимальные расходы (3-10 м³/с) характерны для конца зимнего периода.

Объем стока Бии меньше, чем Катунн на 30%, но реки существенно различаются по характеру питания. Бия с преимущественно снегодождевым питанием отличается менее растянутым и более высоким половодьем. Это вызывает подпор, практически ежегодно распространяющийся вверх по Катунн (при среднем соотношении пиковых расходов Бии и Катунн 1,8), причем во время прохождения первого пика половодья дальность распространения подпора несколько больше, чем при прохождении второго пика (12-14 и 9-10 км). В 60% случаев подпор возникает во время второго пика (июнь). В экстремально многоводные годы (1941, 1969, 1984) высота подпора достигает 2,9 м, а длина зоны подпора – 21-28 км, охватывая весь судоходный участок реки. Время, которое Катунь бывает в подпоре, колеблется от нескольких дней до 5 месяцев. График связи между величиной подпора и длиной его распространения представлен на рис. 1. В межени период в подпоре оказывается Бия, причем высота его в устье в осенне-зимнюю межень достигает более 1 м и он распространяется на 13-20 км. Во время половодья (при уровнях воды более 300 см по г. п. Фоминское, расположенном на Оби в 7 км ниже слияния Бии и Катунн) скорости течения в устье Бии на 0,2-0,5 м/с превышают таковые в устье Катунн. При более низких уровнях (120-150 см) скорости потоков выравниваются, а в ряде случаев они на Катунн становятся больше, чем на Бие.

Подпорные явления вызывают заметные перекосы водной поверхности при слиянии рек. Так, при соотношении расходов Катунн и Бии 1,4 в устье судоходного рукава Катунн превышение уровня последней над уровнем Бии достигает 18-20 см.

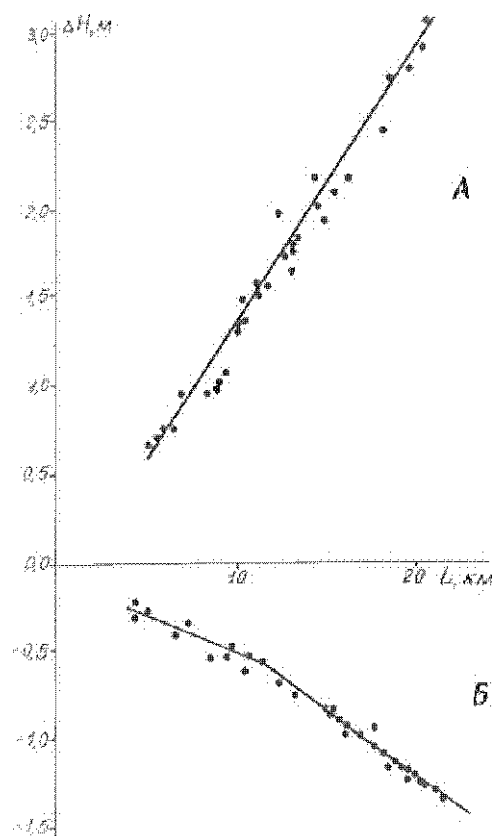


Рис. 1. График связи между величиной подпора ΔH и дальностью его распространения L на Катунь (А) и на Бис (Б).

Сток наносов Катунь можно оценить приблизительно, так как регулярных наблюдений здесь не производится. Эпизодические измерения на г.п. Сростки в середине 60-х годов дают следующую картину. За время половодья проходит около 90% стока наносов. Максимальный расход взвешенных наносов и наибольшая мутность наблюдаются во время первого пика половодья; при расходах, близких к руслоформирующему, они составляют 400-900 кг/с и 250-500 г/м³, соответственно. В высокое половодье (при расходах более 2000 м³/с) максимальная мутность реки превышает 1300 г/м³. При прохождении второго пика и на спаде половодья (июнь-август) мутность убывают до 50-150 г/м³, а в межень — до 4-8 г/м³. Годовой сток взвешенных наносов на г. п. Сростки в средний по водности год составляет около 1,5 млн. т (45 кг/с). Однако эта величина занижена и не характеризует

приустьевой участок, т. к. только при размыве берегов на отрезке Сростки – устье в русло ежегодно попадает 2,8-3,1 млн. м³ наносов, из которых почти 47% (мелкозернистые и среднезернистые пески, суглинки, илы) переносятся во взвешенном состоянии. Годовой сток взвешенных наносов Оби на г. п. Фоминское составляет 5,05 млн. т, сток наносов Бии (г.п. Бийск) не превышает 400 тыс. т. следовательно, годовой сток взвешенных наносов Катунь должен быть не менее 4,5 млн. т, и она является их основным источником для Оби. Косвенно о том, что поступление наносов из Катунь в несколько раз превышает сток наносов Бии, можно судить по ряду признаков. Ниже слияния на Оби отчетливо видна разница мутности по цвету воды в правобережных и левобережных рукавах. Левые рукава, питающиеся водами Катунь, изобилуют островами, отмелями, подвижными грядами, в то время как правые рукава более свободны. С конца 30-х годов максимальные расходы Катунь были ниже средних многолетних, тогда как на Бие преобладали средние и высокие половодья. Наносы отлагались, в основном, в устьевой области Катунь, дельта которой за это время выдвинулась почти на 4 км.

Некоторую роль в формировании русла играют ледовые явления. Низкие зимние уровни приводят к тому, что на отмельных частях русла река промерзает на всю глубину (средняя толщина льда на Катунь – 80 см). Во время ледохода смерзшийся лед разрушает отмостку, способствуя интенсивным русловым деформациям. Почти каждый год отмечаются заторы льда.

Руслоформирующие наносы. От с. Сростки до Верх. Чаечьего переката (60-15 км) почти все русло, побочни и осередки сложены галькой с примесью мелких валунов. На судоходном участке (30-15 км) в составе отмостки преобладают средние (50-25 мм, 33-76%) и мелкие (25-10 мм, 17-43%) частицы, доля более крупного материала (75-50 мм) невелика – 1-14%. Закономерного уменьшения крупности отмостки вниз по течению не происходит из-за интенсивных дноуглубительных работах и строительства дамб из материала, добытого со дна реки. Аллювий под отмосткой представлен мелкой галькой (средний диаметр 15-25,7 мм), кольматированной песком, доля которого составляет 6-25%. Средний диаметр аллювия уменьшается вниз по течению с 24-28 до 12-15 мм, причем в 70-е – первой половине 80-х годов, в начальный период судоходного освоения и разработки карьеров на участке, эта тенденция была выражена более отчетливо.

Ниже Верх. Чаечьего переката, наряду с галечниками, на побочнях, осередках, и в русле встречаются песчаные наносы. От Верх. Чаечьего переката до моста по шоссе Бийск-Белокуриха (15-9,6 км) мелко- и средне-крупнозернистые пески занимают не более 8-9% площади русла. Средний диаметр аллювия здесь 11-15 мм. На приустьевом участке (9,6-0 км) руслообразующие наносы представлены всеми типами песков, гравием и галькой. На отрезке до переката Авиновский (9,6-4 км) отмечается уменьшение размеров гальки, ее средний диаметр уменьшается в полтора раза. Галечники

занимают широкую полосу в левой половине русла в верхней части участка (21,5% площади); вниз по течению они замещаются среднескрупнозернистыми (22,1%) и крупнозернистыми (15,7%) песками. Побочни и осередки сложены мелко- и среднезернистыми песками, тонкозернистые пески и илы встречаются между островами, в затонинах и ухвостях островов, между дамбами и ниже их. Средний диаметр песчаных наносов – 0,57 мм, песчано-галечного аллювия – 6,24 мм. В 1974 г. средняя крупность песчаных наносов была значительно меньше – 0,42 мм. От переката Авиновский до устья (4-0 км) мелкая галька (9, 8% площади) и гравелистый песок (16,4%) выстилают только наиболее глубокие плесовые лощины. Средний диаметр песчаного аллювия составляет 0,69 мм, с учетом гальки – 3,80 мм. Здесь также произошло увеличение крупности песчаного аллювия (1974 г. – 0,49 мм, 1984 г. – 0,57 мм); площади русла, занятые галькой, за 15-20 лет возросли вдвое. Это связано с интенсивными дноуглубительными работами на перекатах Авиновском и Усть-Катунском, объем которых в отдельные годы составляет 100-400 тыс. м³ в год.

Антропогенное воздействие на русло. Карьерная добыча строительных материалов на нижней Катуне ведется в русле и на пойме. Безвозвратное изъятие аллювия из русловых карьеров составляет от 500 до 700 тыс. м³ в год. Наиболее крупный карьер находится на прямолинейном отрезке русла у нос. Сады (11-14 км). Добыча ведется с 1979 г., максимальный объем (690 тыс. м³) был достигнут в 1983-1984 гг.; всего к середине 90-х годов здесь было извлечено около 4-5 млн. м³ песка и гравия. Длина участка добычи 2800 м. Глубина в карьере при меженных уровнях – 3 м, максимальная – 6-8 м. Меньшие по размерам выемки располагаются на Козловом перекате, в протоке Талица и др. (рис. 2). Кроме того, по всей реке, в т. ч. выше с. Сrostки и до пос. Майма (120 км) осуществляется неконтролируемая выемка песчано-галечной смеси с побочней (в районах с. Верхне-Катунского, Полеводки, пос. Лесного и др.) для местных нужд, ориентировочно оцениваемая в 250 тыс. м³ в год.

Крупные карьеры на пойме расположены у с. Шульгинки и пос. Чуйского; ежегодные объемы добычи здесь превышают 1 млн. м³. Разработка карьеров началась в 50-е годы. С этого времени извлечено около 30 млн. м³ песчано-галечной смеси. В местах добычи образуются значительные площади антропогенных пустошей и озера площадью 3-30 га. Глубина выемок достигает 25 м. Еще несколько небольших карьеров, к середине 80-х годов заброшенных, располагаются на левобережной пойме ниже с. Шульгинка.

Для улучшения условий судоходства произведено сплошное выправление русла на приустьевом участке длиной 30 км (Пронин, Беркович и др., 1996). Цель сего – сбор потока в одном рукаве, стабилизация плановых очертаний русла и увеличение гарантированных глубин. Основные работы были выполнены в 1976-1980 гг., когда было возведено 12 сооружений; их ремонт и строительство новых производились вплоть до конца 80-х годов.

Продольные сооружения укрепляют вогнутые берега излучин и перегораживают боковые рукава, поперечные – служат для стеснения русла. Большинство сооружений представляют собой насыпные дамбы из валунно-галечного и щебнистого материала высотой 4-6 м над меженным уровнем. Высота некоторых дамб, например, перегораживающих левые рукава у о-ва Конского, составляет 7-9 м.

Большинство сооружений (14) находятся на участке 24-14,5 км. Они перекрывают правобережные рукава за о-вами Конским, Козловым и Долгеньким, истоки и устье левого рукава за о-вом Талицким. Каменистой отсыпкой укреплен правый берег у пос. Лесного и в вершине излучины на Козловом перекате. На отрезке 14,5-11 км (в районе карьера) крупных сооружений нет, однако подъездная насыпь к бывшему понтонному мосту сужает русло до 280 м. Выше ее, у нос. Сады, правый берег укреплен деревянными и бетонными сваями на протяжении 1,5 км. Для поддержания судового хода посередине русла в верхнем крыле излучины у с. Иконниково отсыпано пять полузапруд длиной 100-140 м (три – от левого, две – от правого берега). В вершине излучины у автомобильного моста оба берега укреплены бетонными плитами. Длина укрепления составляет 400 м по правому и 1,5 км по левому берегу вплоть до устья р. Каменки и далее вверх по ней на 2 км. Дамба здесь ограждает пойменный массив, на котором частично располагается с. Катунское. Правобережная пойма ниже пос. Сады перегорожена насыпью шоссе Бийск – Белокуриха, не имеющая водопропускных сооружений. Таким образом, в створе автодорожного моста (9,5 км) в половодье весь сток Катунь сосредотачивается в русле реки шириной 520 м. В середине 80-х годов ниже Катунской нефтебазы была построена дамба, частично перегораживающая заход в правый рукав у острова на 6 км. Еще одно подобное сооружение длиной 380 м, направляющее поток в средний рукав дельты Катунь, отсыпано от левого берега на 1,5 км. Левый берег у пос. Верхне-Обского укреплен бетонными плитами на протяжении 2 км. По трассе судового хода объемы землечерпания в 70 – 80-е годы возрастали вместе с увеличением гарантированных глубин на фарватере. В 1975-1978 гг. они составляли 50-60 тыс. м³ в год, в 1979-1983 гг. – 150-300 тыс. м³, во второй половине 80-х годов – 350-680 тыс. м³. Максимальные объемы приходились на годы с высоким половодьем (1984 г.). На перекатах Карьерном, Козловом, Верх. Чаячем, Авиновском и Усть-Катунском дноуглубление проводится ежегодно. В 90-е годы объем дноуглубления на трассе уменьшился в 3-5 раз, составив в 1993 г. около 70 тыс. м³, в 1995г. – 110 тыс., в 1996 г. – 50 тыс. м³. Отвалы грунта в межень играют роль дамб и струнаправляющих сооружений; ими перекрывают истоки левобережных рукавов у о-вов Шиловского, Ниж. Одинцовского и др., они защищают берега от размыва, консолидируют побочни и осередки, способствуя их стабилизации. Часто отвалы укладывают в одно и то же место, в результате чего их высота достигает 2-2,5 м над межennым урезом. Такие отвалы интенсивно зарастают, формируя молодую пойму.

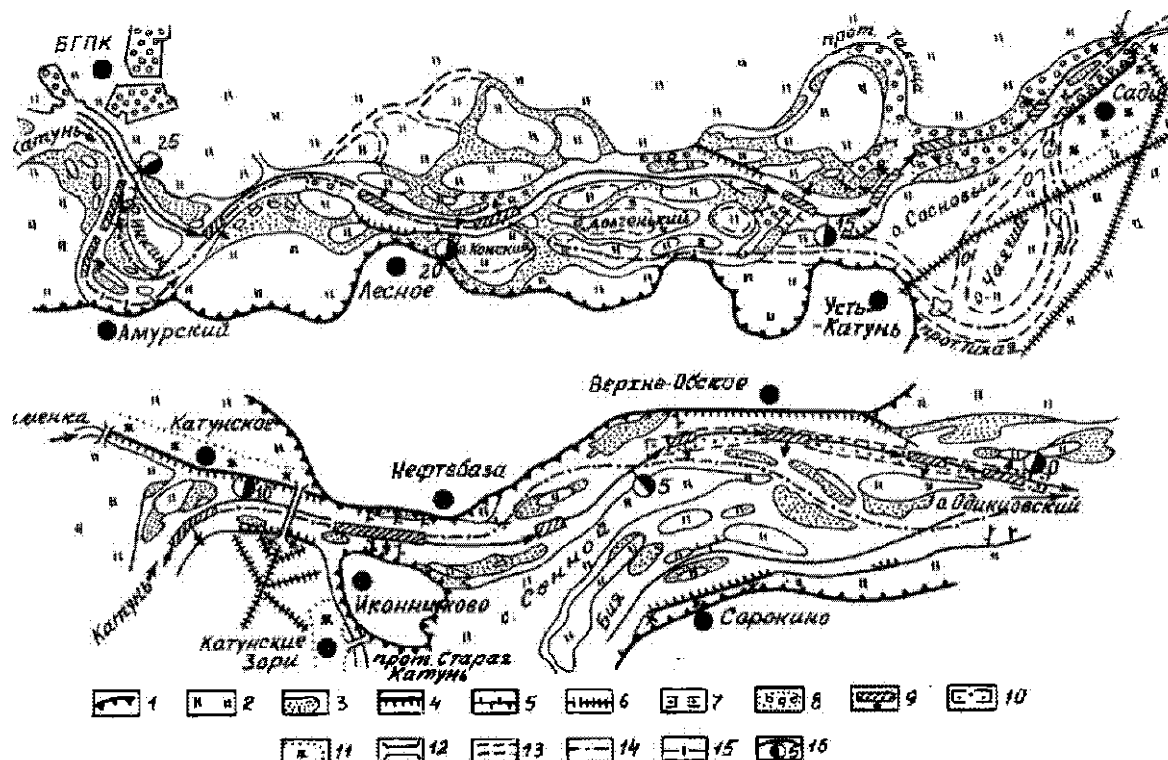


Рис. 2. Техногенное влияние на русло и пойму нижней Катуни. 1 - степные террасы, 2 - поймы, 3 - прирусловые отмели (побочки, осередки), обсыхающие в межень, 4 - берегоукрепительные сооружения, 5 - дамбы, 6 - дорожные насыпи, 7 - подземные дамбы к подтопному мосту, 8 - карьеры, 9 - землечерпильные прорези и направления отвалов грунта, 10 - капитальные дноуглубительные прорези, 11 - заливные территории, 12 - автомобильный мост, 13 - рукава, существовавшие в 1955 г., 14 - стрежень потока в 1955 г., 15 - стрежень потока в 1993 г., 16 - стрежень потока и километраж по судовому ходу в 1998 г.

Морфология русла и русловые деформации

Продольный профиль. Общее падение Катунь от с. Сростки до устья составляет 38 м; средний уклон 0,71‰. На профиле выделяются два участка: на первом, от с. Сростки до БГПК, общее падение 28 м, средний уклон – около 1‰; на втором, судоходном, падение 10 м, средний уклон – 0,33‰. Максимальный уклон (1,44‰) отмечен между пос. Чуйским и с. Верхне-Катунским.

Резкий перегиб кривой свободной поверхности при всех уровнях, но особенно при межениных, наблюдается в районе Совхозного переката (21,5 км). Местная величина уклона здесь возрастает до 1,04‰. Ниже по течению профиль вынолаживается, уклоны уменьшаются до 0,17‰.

Морфодинамическая характеристика русла. Легкая размываемость отложений, большие уклоны и скорости течения, подвижность аллювия определяют высокую интенсивность русловых деформаций, а их изменение по длине реки – смену типов русла, которые группируются в четыре морфологически однородных участка.

1. *От с. Сростки до начала судоходного участка* Катунь имеет сложно разветвленное русло полугорного типа. Река отличается большими уклонами, постепенно уменьшающимися от 1,20-1,44‰ до 0,48‰. В разветвлениях насчитывается два, реже три основных рукава, занимающих крайние левое и правое положения и 5-6 поперечных и спрямляющих, разделенных островами разнообразной формы (рис. 3). Острова хаотично разбросаны по руслу. Размеры многих из них не превышают 100-150 м в поперечнике, наиболее крупные – Лапин, Архипов, Большой, Татарский, Винный – имеют 1-2 км в длину и до 1 км ширины. Формирование русла такого типа является следствием изменением условий и форм транспорта наносов, поступающих из горной части бассейна.

Относительная водность наиболее многоводного рукава не превышает 30-35% расхода воды. Ширина основных рукавов 100-400 м. Выше с. Полеводки (60-49 км) наиболее многоводным является крайний левый рукав, между с. Полеводкой и Верхне-Катунским (49-35 км) – правый, на отрезке 35-30 км повышенную водность имеют центральный и левый рукава. Рукава отличаются слабой извилистостью, но иногда образуют крутые излучины. Излучина у с. Верхне-Катунского имеет радиус кривизны около 300 м, соотношение l/L (l – длина русла, L – шаг излучины) достигает 2. Относительно хорошо выражены излучины в левом рукава выше с. Полеводки, их шаг составляет около 1 км, отношение l/L – от 1,2 до 1,45. Все излучины спрямляются маловодными протоками.

Средняя глубина русла при руслоформирующем расходе составляет 2,0-3,6 м, максимальная – 6-6,5 м. Амплитуда глубин в системе плес-перекат достигает 3,5 м. Русло распластано. В относительно маловодных протоках параметр формы b/H_{cp} (b – ширина рукава, H_{cp} – средняя глубина) при руслоформирующем расходе равен 35-60, в основных рукавах – 100-150. Поток в таком русле отличается неоднородностью гидравлической структу -

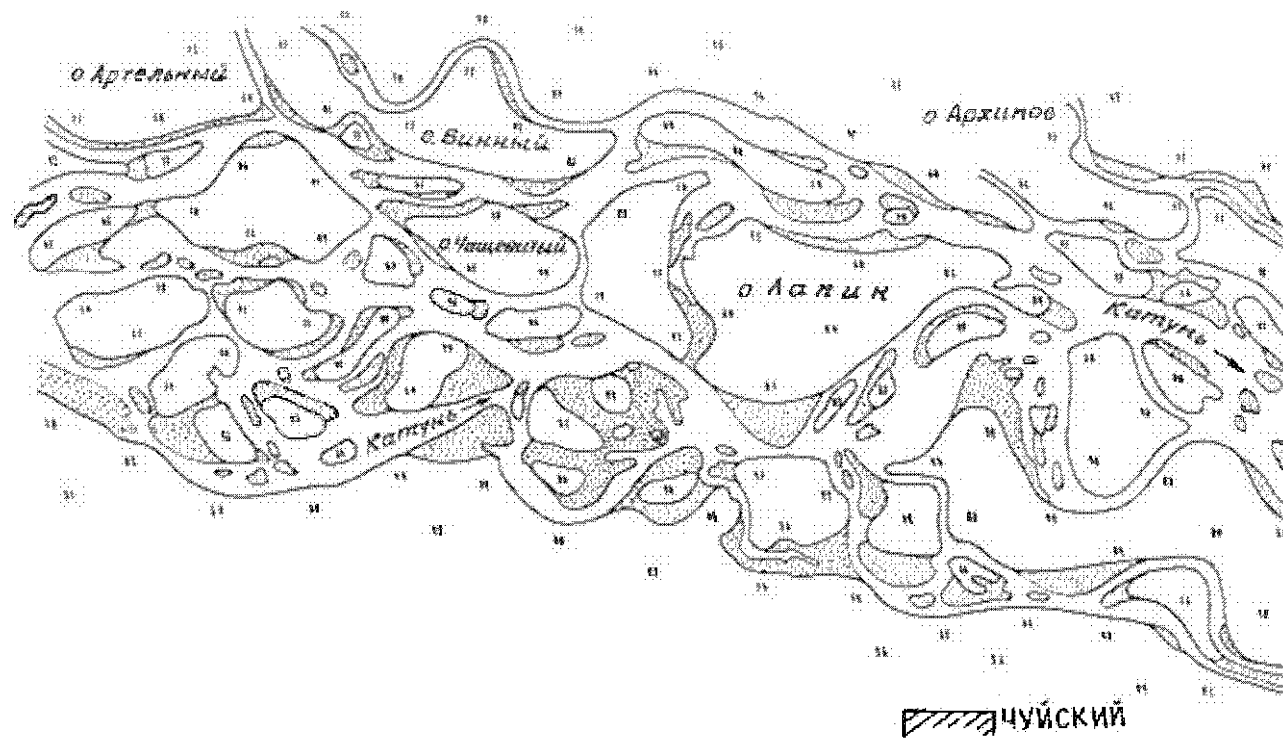


Рис. 3. Русло Катунь на участке 41-50 км.

ры, внутренним разветвлением на струи, блужданием. В этих условиях образуются осередки. Гидравлические характеристики потока (табл. 1) обеспечивают подвижность руслового аллювия при расходах воды более 1500 м³/с. Коэффициент потенциальной интенсивности русловых деформаций, предложенный К.В. Гришаниным (1974), $K_u = \sqrt{Fr v / w}$ (Fr – число Фруда, v – средняя скорость течения, w – гидравлическая крупность наносов; большей устойчивости русла соответствуют меньшие значения K_u), наиболее высок при максимальных расходах. Коэффициент эрозионно-морфометрической устойчивости И.Ф. Карасева (1975) $Y_{эм} = h/B \sqrt{l(d/h)^{1/4}}$ (h – средняя глубина, B – ширина русла, l – уклон, d – средний диаметр наносов), отражающий устойчивость русла в отношении горизонтальных деформаций, тем меньше, чем больше расход воды, но даже в межень он далек от значений, соответствующих устойчивому руслу ($Y_{эм} > 0,3$). Коэффициент Шильдса-Великанова $\psi' = d/v_*$ (d – гидравлическая крупность наносов, v_* – динамическая скорость) характеризующий возможность транспорта донных наносов соответствует условиям стабильности последних ($\psi' > 23$) только на спаде половодья, при расходах, меньших 1500 м³/с. В диапазоне расходов 2500-4000 м³/с разрушается отмостка и происходят массовое движение наносов и русловые переформирования. При руслоформирующем расходе зона, на которой происходит движение мелкогалечного аллювия, составляет 60% ширины русла. Песчаные частицы крупностью до 1 мм переносятся во взвешенном состоянии. В годы с высокими половодьями происходит массовый срыв отмостки, сток наносов резко возрастает, русло дестабилизируется.

Таблица 1. Гидравлические характеристики потока и коэффициенты, характеризующие устойчивость русла в районе с. Верхне- Катунского.

Расход воды, м³/с	глубина, м		скорость, м/с		ψ'	K_u	$Y_{эм}$
	средняя	максимальная	средняя	максимальная			
5200	4,5	7,4	2,22	3,08	10,2	1,30	0,098
3900	3,8	6,8	1,95	2,91	12,6	1,07	0,087
3300	3,4	6,3	1,92	2,77	13,5	1,10	0,082
2500	3,0	5,9	1,88	2,65	15,3	1,12	0,074
1500	2,1	5,0	1,34	2,37	21,8	0,56	0,060
500	1,2	3,3	1,56	1,80	38,2	1,22	0,063

Большая ширина русла и малая глубина способствуют при изменениях уровня воды блужданию динамической оси потока. Это приводит к интенсивным местным горизонтальным деформациям. Средние скорости размыва пойменных берегов составляют 5-11 м/год, правобережной террасы в районе с. Верхне-Катунское – 10 м, максимальный размыв может достигать 50-100 м в год. При этом сложенные галечником поймы размываются медленнее, чем песчаные берега террас. Большинство островов смещается вниз по

течению на 25-100 м за десятилетие вследствие размыва оголовков и намыва ухвостьев. Перераспределение стока между рукавами в отдельных узлах разветвления происходит практически после каждого половодья. Существуют и более долговременные (10-40 лет) тенденции. Так, на участке Полеводка-Сростки с 1949 г. отчетливо выражено перемещение главного течения в левую часть русла. К 1990 г. левый берег здесь отступил на 500-800 м. У правого берега на месте многочисленных небольших островов за это время сформировались довольно крупные островные массивы (о-ва Козлуха, Шубин, Гелев и др.). В левом рукаве, ширина которого в 1955 г. была 300-350 м, возникли изгибы динамической оси потока, через 15 лет превратившиеся в излучины. Между с. Полеводкой и пос. Чуйским преимущественное развитие получают правые рукава, в левой половине русла идет формирование островных массивов (Лопин, Винный и др.) (рис. 3). В районе с. Верхне-Катунского перемещение потока в 50 – 80-е годы в крайний правый рукав привело к интенсивному размыву (100-600 м за 30 лет) правобережной террасы и поймы, были разрушены или перенесены десятки строений. В конце 80-х годов образовавшиеся излучины были искусственно спрямлены, стрежень потока переместился в центральную часть русла, размывы берега стали затухать. Вследствие постоянного блуждания русла и размывов берегов ширина его в пойменных бровках на некоторых участках достигает 2,5-2,8 км и практически везде превышает 1,5 км.

Принимая среднюю высоту подмываемых уступов террас (от бровки до дна плесовых ложин) равной 23 м, поймы 5 м, можно оценить общий объем поступающего в русло материала в 1,8-2 млн. м³ в год (60 тыс. м³ с 1 км русла); из них 0,8 млн. м³ приходится на среднезернистые пески, поступающие при размыве террас. При размыве поймы в русло попадают преимущественно галечники. В последние 20 лет наращивание поймы превышает процесс ее размыва: с 1969 по 1990 г. при размыве 460 га пойм вновь образовалось около 700 га, причем более половины – на месте бывших рукавов. Это означает, что на участке в год накапливается около 700 тыс. м³ наносов по всей его длине или 20-30 тыс. м³ на 1 км русла. Часть наносов для занесения проток поступает из транзитного стока. Однако это не свидетельствует об аккумуляции наносов и может быть объяснено сужением пояса активного руслоформирования и консолидацией пойменных массивов при врезании русла, воздействии выправительных сооружений и понижения уровней из-за разработки карьеров.

2. На участке 29-15 км русло сохраняет полугорный характер. Уклоны еще достаточно велики (0,4-0,8‰); сохраняются также большие скорости течения и крупность наносов. В естественном состоянии (в конце 50-х годов) русло на этом отрезке было разветвленным, хотя еще до начала выправительных работ прослеживалась тенденция к сбору потока и расположению главного течения реки в относительно прямолинейном центральном рукаве. К середине 70-х годов этот рукав сосредотачивал 79% расхода; одновременно происходило обмеление извилистых право- и левобережных

рукавов. Этот процесс был усилен выправительными работами. Поток оставил сильно изогнутые рукава за о-вами Чаячий и Талицкий, по одному из которых проходил фарватер вплоть до конца 50-х годов, и переместился в спрямляющий рукав, производя в нем значительные размывы. Спрявленные излучины отличались значительной кривизной: отношение $///L$ достигало 1,9-2,0, а отношение радиуса кривизны (r) к стреле прогиба (h) – около 1.

К 1995 г., благодаря выправительным работам, основной рукав, сосредоточил до 95% стока и стал представлять собой 7 пологих излучин, развивающихся сопряженно (табл. 2). Отношение длины русла по излучине к шагу ($///L$) колеблется от 1,1 до 1,4, т.е. многие из них находятся в начальной стадии формирования, являясь, по существу, еще прямолинейным руслом, у которого $///L < 1,15$ (Чалов, Алабян и др., 1998). Средняя ширина русла на излучинах 250-400 м, глубина при руслоформирующем расходе 3,5-6 м. Выправительные работы в большинстве случаев лишь усилили естественные тенденции развития излучин. Лишь в начале участка, в районе БГПК, длительное время сохранялась крутая излучина, степень развитости которой ($///L$) к началу 90-х годов достигла 2,9. Стрела прогиба этой излучины была более 1 км, радиус кривизны – 0,5 км. Правый (вогнутый) берег опирался на террасу, шпора излучины представлена системой островов (наиболее крупный – Инкин), разделенных мелководными рукавами. До начала судоходного освоения самый многоводный из них забирал 13% расхода, а крайний левый (Инская протока) – 5%. Берег террасы в вершине излучины отступал со скоростью 5-7 м/год. и уже в начале 80-х годов кривизна излучины намного превысила критическое значение. В 1984 г. Инская протока отводила уже 40% общего расхода воды, в то время как в основном русле проходило только 35%. Излучина существовала только потому, что в ней по трассе судоходного хода проводилось дноуглубление. Окончательное ее спрямление произошло в высокое половодье 1993 г. Этому способствовали как перестроения русла выше по течению (одновременно произошло спрямление излучины на 31-29 км), так и резкое сокращение объемов дноуглубительных работ. В Инской протоке, которая в три раза короче старого русла, идет размыв левого берега со скоростью 5-8 м/год и формируется пологая излучина.

Основные излучины развиваются путем образования островов в их вершинах. Рукава между этими островами и берегом незначительны по водности. Все новые новообразованные излучины отличаются высокими скоростями горизонтальных деформаций. Так, левый берег в вершине Совхозной излучины в 1974-1984 гг. размывался со скоростью до 15 м/год. Особенно велики размывы на Смоленской и Козловой излучинах, достигавшие в отдельные годы 45-55 м. Излучины довольно быстро развиваются: только за последние 10 лет радиусы кривизны и отношение $///L$ на Козловой, Совхозной и Шиловской излучинах увеличились на 10-20% (табл. 2). В вершинах некоторых излучин русло разделено на протоки осередками, возникшими еще до создания судоходной трассы. С ними связаны перекаты, на которых

ведутся дноуглубительные работы. Расходы воды в судоходных протоках возле осередков постепенно растут: например, на Ниж. Смоленском перека-те с 1974 по 1990 г. она возросла более, чем в 2 раза, на Совхозном перека-те с 1974 по 1984 г. увеличилась с 42 до 58%. Осередки постепенно закрепля-ются растительностью и превращаются в молодые острова.

Таблица 2. Параметры излучин Катунь и их изменения

№	название	км от устья	радиус кривизны r , м		стрела прогиба h , м		шаг L , м		длина l , м		III	
			1988	1998	1988	1998	1988	1998	1988	1998	1988	1998
1	Карьерная	30,5	700	-	440	-	1060	1100	1600	1100	1,51	-
2	Инская	28,0	500	1000	1620	230	1200	1350	3480	1550	2,9	1,15
3	Совхозная	24,0	1600	1300	400	500	1650	1650	1900	2100	1,1	1,27
4	Смоленская	22,0	2000	2000	400	400	2100	2150	2400	2400	1,1	1,1
5	Пиловая	20,2	1350	1350	300	300	1200	1200	1350	1350	1,1	1,12
6	Верх. Козловая	18,8	1100	$\frac{550^{11}}{1000}$	350	$\frac{250}{300}$	1500	$\frac{900}{1200}$	1700	$\frac{1050}{1440}$	1,1	$\frac{1,16}{1,2}$
7	Козловая	17,2	750	500	540	650	1250	1250	1700	2000	1,36	1,6
8	Катунская	12,4	2000	2000	750	750	2750	2750	3250	3250	1,2	1,2
9	Икошниковская	8,5	2750	2750	600	600	2500	2500	2800	2800	1,1	1,1

¹¹⁾ Дробное значение параметров свидетельствует об образовании на месте одной двух излучин.

Уже в 1996-1997 гг. появились признаки нерестройки образовав-шейся системы излучин. После спрямления Инской излучины в шпоре рас-положенной ниже по течению Совхозной излучины произошло разработка спрямляющей протоки, ширина которой к 1997 г. увеличилась до 150 м, а глубина – до 1-3 м. Аналогичные переформирования отмечены на Козловой излучине. Обе излучины, у которых произошло образование спрямляющих протоков, имеют наибольшую степень развитости (III равно, соответственно, 1,27 и 1,6). На Верхней Козловой излучине из-за размыва берегов намети-лось формирование двух новых излучин. По-видимому, концентрация пото-ка и формирование излучин имело место в годы с пониженной водностью (с 1973 г. до конца 80-х годов); в многоводный период происходит спрямление излучин и образование разветвлений. Предельные радиусы кривизны излу-чин равны 800-900 м, а ниже по течению – 1500-2000 м. Коэффициент, ха-рактеризующий потенциальную интенсивность русловых деформаций, здесь выше ($K_n=1,6$), чем на предыдущем участке.

Перекаты участка (Карьерный, Совхозные, Смоленские и Козло-вый) представляют собой сравнительно протяженные мелководья, в основ-

ном, на прямолинейных “вставках” между излучинами и у осередков. На подъеме половодья происходит размыв перекатов, на спаде половодья их отметки растут. Это связано с особенностями движения галечного аллювия на Катунь. В период подъема и пика половодья растут удельные расходы воды и скорости течения, происходит размыв гребней перекатов. Размыв перекатов происходит даже в низкие половодья, т. к. аллювий подвижен уже при расходах 1500-1700 м³/с. На Козловом перекате, например, средние скорости течения при руслоформирующем расходе составляют 2,05 м/с (максимальная – 3 м/с), полоса смещения наносов достигает 2/3 ширины русла, а отмостка разрушается на 17% его ширины. При меженных расходах (500 м³/с) скорости течения уменьшаются до 0,99 м/с, что значительно меньше неразмывающей (1,36 м/с). В связи со снижением транспортирующей способности потока на спаде половодья происходит резкая остановка наносов и обмеление перекатов. Амплитуда изменения отметок перекатов в течение года достигает 1,5 м. Например, на Ниж. Смоленском перекате в 1978 г. в половодье (расход 1450 м³/с) глубина от проектного уровня превышала 2 м, а в августе (расход 600 м³/с) она уменьшилась до 0,5 м. Ежегодные объемы размыва и отложения наносов достигают 100 тыс. м³ и более на каждом перекате, что значительно больше объемов дноуглубительных работ (30-70 тыс. м³), т. к. прорези занимают не более 15% ширины русла.

На участке 15-4 км река становится равнинной, уклоны убывают до 0,2‰. Русло постепенно расширяется вниз по течению от 400 до 600-900 м. На 14,5-12 км оно прямолинейное, неразветвленное: ниже (12-4 км) образует две смежные пологие излучины, осложненные одиночными разветвлениями. Острова располагаются в их вершинах у вогнутых берегов на 12 и 9 км от устья. Еще одно одиночное разветвление располагается на нижнем крыле последней излучины (6 км). Радиусы кривизны излучин 1200 и 1400 м, отношение l/L – 1,2 и 1,1 соответственно.

Здесь начинается объединенная бийско-катунская пойма, прорезанная протокой Старая Катунь, направление течения в которой попеременно происходит в сторону одной из рек в зависимости от соотношения уровней воды в обеих реках. Эта протока фиксирует одно из наиболее древних положений узла слияния Бии и Катунь. Ряд поперечных ложбин на о-ве Сенном свидетельствуют о постепенном смещении стрелки узла слияния вниз по течению.

Удлинение устьевых участков реки явилось причиной уменьшения уклонов и изменения формы транспорта песчаного материала, который из взвешенного становится руслообразующим. Если непосредственно выше участка при среднем диаметре донных наносов 18-20 мм доля песчаных фракций в них составляет 15-16%, то в районе с. Катунского и ниже доля песков в русловом аллювии достигает 80%. В составе песчаного аллювия преобладают частицы 0,1-0,5 мм. К этому добавляется влияние подпора со стороны Бии. В результате в естественном состоянии участок отличался большим количеством перекатов со сложным режимом. Средняя глубина

русла при руслоформирующем расходе равна 3,5-4,5 м. В межень глубины на перекатах падают до 0,6-0,7 м. Амплитуда отстойков в системе плес-перекат составляет 2,5-3 м.

Размывы берегов локальны (о-в Сенной на 6-7 км и левый берег ниже протоки Талица), и, хотя их скорость 8-12 м/год, положение русла в плане остается неизменным, т. к. почти половина береговой линии (11 из 24 км) защищена дамбами и сооружениями.

В естественном состоянии в русле существовала система побочной, располагавшихся в шахматном порядке. Местами они занимали более половины ширины меженного русла. Некоторые побочные, например, у вогнутых берегов излучин, были относительно стабильными, другие смещались со скоростью до 200 м/год. Побочные были закреплены сооружениями, что способствовало их зарастанию и консолидации, образованию крупных островов. Во второй половине 90-х годов возникли острова в вершинах излучин у с. Иконниково и с. Катунского. Рукава между этими островами и берегом маловодны, в межень пересыхают. Интенсивно зарастают побочные у захода в протоку Старая Катунь, по левому берегу выше нефтебазы и др. Остров в нижнем крыле излучины у с. Иконниково возник на месте осередка в 1974 г. (к началу 1990-х годов его длина составляла 600 м, ширина – 150, высота – 4,2 м над меженным уровнем), сформировав одиночное разветвление: правый (судоходный) рукав имеет ширину 400 м, левый, по которому обеспечивается подход к причалам хлебоприемного пункта, – около 300 м. Закрепление побочной и осередков стабилизировало положение динамической оси потока.

В пределах участка находится несколько перекатов – Чаячьи, Катунский, Иконниковский, Авиновский. В естественном состоянии они были связаны с побочными и осередками. После 1985 г. из-за разработки карьеров Чаячьи перекаты перестали существовать. Верхний Чаячий перекат теперь превратился в крутую извилину динамической оси потока между массивными побочными, трансформирующуюся в излучину по мере размыва левого берега. Режим Катунского переката также сильно затушеван влиянием карьеров. Активность движения наносов здесь не столь высока, как на перекатах выше по течению, так как с ростом уровней возрастает ширина русла; кроме того, сказывается влияние подпора со стороны Бии. Наибольшее стеснение потока побочными наблюдается при расходах до 1000 м³/с, затем происходит резкое, в 2-3 раза, увеличение ширины русла и снижение скоростей течения. Активный размыв имеет место только при максимальных расходах (более 4000 м³/с), и, в узкой полосе русла, – в высокую межень.

Иконниковский и Авиновский перекаты, типичные для равнинных рек с песчаным аллювием, находятся в одипочном разветвлении, располагаясь в его начале и в конце. Обмеление перекатов происходит в период половодья, а основные деформации связаны с перемещением крупных побочных через узел разветвления.

Участок 4-0 км представляет собой дельту Катунь, состоящую из трех рукавов, разделенных цепочкой островов (Одинцовских). Дельта сильно вытянута вниз по течению; форма ее асимметричная. Современный облик дельты сложился к концу 50-х годов. Правый ее рукав, располагающийся между устьем о-ва Сенного и верхним из Одинцовских островов, короткий (2,6 км). В 30-70-е годы он был основным в дельте Бии и Катунь и до 1979 г. здесь проходил судовой ход. Длина о-ва Одинцовского около 2 км, ширина 250-400 м. Остальные острова имеют длину 600-800 м, ширину 100-200 м. В конце 70-х годов был искусственно разработан средний рукав, водность которого с 1974 по 1990 г. возросла с 15 до 44-85% в зависимости от уровня воды. Длина центрального рукава дельты – около 3 км, ширина изменяется от 550 м в начале до 350 м в устье, которое располагается между устьем о-ва Одинцовского и оголовком о-ва Ниж. Одинцовский. Левый рукав проходит между берегом террасы и о-вом Ниж. Одинцовский, его длина 1500 м, средняя ширина около 300 м. Заход в рукав частично перекрыт дамбой; обмелению его способствуют отвалы грунта при землечерпании, складываемые к оголовку о-ва Ниж. Одинцовского. С разработкой центрального рукава началось отмирание левого и правого рукавов. Водность левого, отвлекавшего в начале 70-х годов до 42% общего расхода, сейчас не превышает 10-25%, в правом рукаве проходит от 32% в половодье до 5% в межень. Для среднего рукава характерны и самые высокие скорости течения, достигающие 0,8-1,1 м/с. В правом рукаве они значительно меньше – 0,4-1,02 м/с, в левом составляют 0,56-1,08 м/с, увеличиваясь с ростом уровня.

Главные факторы, определяющие морфологию дельты – периодический подпор со стороны Бии и высокий сток наносов реки. Подпор вызывает отклонение потока Катунь в левую часть русла, содействует развитию левого рукава и удлинению дельты. Удлинение дельты Катунь в направлении оси долины Оби происходило путем смещения стрежня потока вниз по течению. В конце XIX века слияние Бии с Катунью было выше современной стрелки, его следы запечатлены в виде ложбины, пересекающей нижнюю часть о-ва Сенного. В 30-е годы начал формироваться рукав слева от о-ва Одинцовского: в этот период вся левая часть русла еще была занята отмелями. К концу 40-х годов длина дельты достигла 2,5 км. В 50-е годы она удлинялась по 250 м в год. К 1955 г. дельта вытянулась еще на 1,5 км, приняв современные очертания, а крайний левый рукав стал конкурировать по водности с правым (вдоль стрелки) судоходным рукавом. Пресобладание подпорных условий, характерное для многоводного периода, продолжавшегося с 1911 г. до конца 60-х годов, и особенно в 40 – 60-е годы, было благоприятно для развития левого рукава и удлинения дельты вниз по течению.

Гидравлические характеристики потока и состав наносов в устье Катунь таковы, что галечники здесь неподвижны во все фазы режима, но активно осуществляется транспорт песков со средним диаметром до 0,65-0,7 мм. Годовой общий объем поступающего в русло при размыве поймы

материала на судоходном участке реки (29-0 км) оценивается в 1 млн. м³, из которых 88 тыс. м³ поступает с песчаной террасы на Инской излучине. 43% всего материала составляет гравий и галька, 27% – среднезернистые пески, по 10% приходится на крупнозернистые пески и суглинок; доля мелкозернистых песков около 9%. В то же время все русло и основания островов подстилаются галькой на глубине дна плесовых ложин. Вынос песчаного материала из плесовых ложин в половодье приводит к образованию в русле больших площадей, занятых галечниками. В бесподпорном режиме в судоходном рукаве могут приходить в движение частицы не крупнее 6,9 мм, а перемещаться и выноситься – 3,7 мм. При подпоре перемещаются частицы не крупнее 2,5 мм, а более крупные осаждаются. Поэтому в бесподпорных условиях возрастают площади русла, сложенные галькой, а общая крупность донных наносов увеличивается; возрастает неравномерность распределения наносов по ширине русла, четко фиксируется стрежневая зона, где обнажаются галечники, и периферические тиховодные участки, где перемещаются мелко- и среднезернистые пески. При подпоре стрежневая зона не выражена, галечники перекрываются крупнозернистыми песками, крупность донного материала уменьшается.

Во время половодья практически повсеместно в дельтовых рукавах Катунь происходит повышение отметок дна. Аккумуляция наносов наблюдается при расходах, превышающих 2000 м³/с. С увеличением расходов величина аккумуляции возрастает (рис. 4).

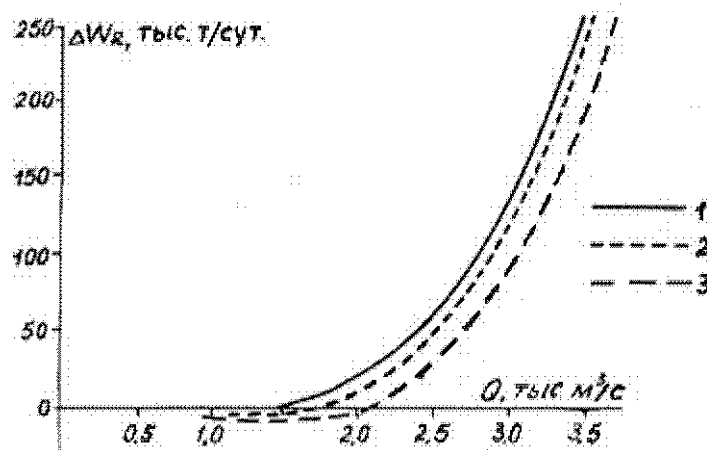


Рис. 4. Баланс наносов на приустьевом участке Катунь при соотношении расходов Бии и Катунь: 1 – 3:1, 2 – 2:1, 3 – 1:1.

Так, в 1984 году во время прохождения июньского пика здесь отложилось более 700 тыс. м³ песков, из которых почти половина приходилась на поступившие в русло при размыве берегов в пределах судоходного

участка Катунь. Рост отметок дна составил 0,5-1 м. При расходах воды менее 2000 м³/с отмечался размыв дна. В результате к концу года русло в дельте повысилось на 30-60 см. Наибольшей удельной величиной аккумуляции в высокое и продолжительное половодье отличается правый рукав – 0,6 м³/м², столько же отлагается в судоходном рукаве; в левом рукаве аккумуляция составляет менее 0,3 м³/м². В низкое половодье последний слабо размывается, но в судоходном и правом происходит небольшая (10-30 см) аккумуляция (Никитина, 1987). Наибольший размыв дна в межень отмечается при примерно равных расходах воды Бии и Катунь. При превышении расходов Бии над расходами Катунь его величина уменьшается, а при соотношении расходов Бии и Катунь 3:1 размыв не происходит (рис. 4).

Русло в устье Катунь является неустойчивым: коэффициент стабильности Н.И. Маккавцева (K_c) равен 2,7, коэффициент интенсивности русловых деформаций (K_n) – 2,3-2,6, коэффициент стабильности аллювия (ψ') – 0,7-0,9, что приближается к предельным значениям для широкопойменных песчаных русел. Это проявляется в активном перемещении побочной со скоростями 150-200 м/год, блуждании динамической оси нотока, отторжении побочной и образовании осередков. Размывы берегов невелики: левый почти на всем протяжении закрепленholzанрами и бетонными плитами, правый берег, образованный островами, защищен от размыва отвалами галечного и песчаного грунта.

В дельте Катунь расположено несколько перекатов (Усть-Катунский, Верх. Одинцовский, Одинцовский, Усть-Бийский), поддержание гарантированных глубин на которых требует значительных по объемам (100-400 тыс. м³ в год) дноуглубительных работ. Наиболее сложным является Усть-Катунский перекат, расположенный на выходе среднего рукава дельты между о-вами Одинцовским и Ниж. Одинцовским. В период подпора здесь на границе потоков, где относительно быстро текущие воды Бии соприкасаются с более медленными катунскими, формируются побочки, смещающиеся вдоль о-ва Одинцовского со скоростями до 250 м/год. Надвигаясь на устье среднего рукава, они вызывают уменьшение глубин на перекате в межень до 0,5-0,7 м. Обмелению переката способствует отток воды в левый рукав дельты. На Усть-Бийском перекате, расположенном в устье Бии, дноуглубление проводится реже и в небольших объемах, т. к. на спаде половодья и в межень, когда он понадаст в подпор, Бия переносит сравнительно мало наносов.

Сравнительно глубокое русло Оби ниже устья р. Бии между правым берегом и Одинцовскими островами осложнено Верх. Одинцовским перекатом, который находится между устьями правого и среднего судоходного рукавов дельты Катунь. Отложение наносов на перекате и его обмеление происходит в межень как следствие подпора со стороны среднего рукава, причем основным источником наносов является правый рукав.

Воздействие карьеров и выправительных сооружений на русло

Карьерные разработки строительных материалов привели к трансформации продольного профиля на судоходном участке нижней Катунь, выразившейся в посадке уровней. Сравнение продольных профилей (рис. 5) 1984 и 1990 гг., полученных при расходах воды, близких к руслоформирующему (304 см, $Q=1370 \text{ м}^3/\text{с}$ и 307 см, $Q=1360 \text{ м}^3/\text{с}$ по г. п. Сростки), показывает, что уровни понизились ниже БГПК в среднем на 0,6 м, наиболее значительно – на Смоленских перекатах (18-22 км) – 1-1,2 м. Ниже о-ва Долгенького, вплоть до устья реки, посадка составляет 20-30 см. В межень период при уровнях 160-170 см по г. п. Сростки величина посадки существенно больше. На Смоленских перекатах она превышает 1,8 м, выше пос. Лесного (20-29 км) – 1-1,3 м, ниже Козлового переката (17 км) уменьшается до 0,6-0,9 м. Снижение уровней проходило достаточно быстро: только за 1989 г. на участках БГПК-Лесное и Лесное-устье реки они снизились на 23 и 16 см.

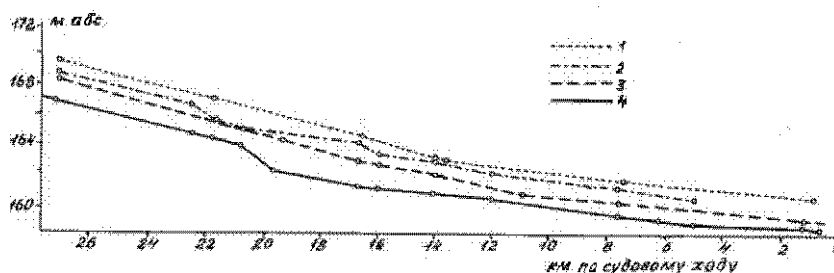


Рис. 5. Продольные профили водной поверхности на судоходном участке нижней Катунь: 1 – половодье 1984 г., 2 – межень 1981 г., 3 – половодье 1990 г., 4 – межень 1990 г.

Разработкой карьера на Чаячьих перекатах и последовавшей эрозии выше по течению объясняется смещение перегиба продольного профиля за 9 лет (1981-1990) на 11 км вверх по реке. В естественных условиях точка перегиба соответствовала смене полугорного русла равнинным. Перемещению перелома продольного профиля способствовали ежегодные дноуглубительные работы на расположенном выше карьере Козловом перекате. Карьерные выработки привели к снижению уклонов на бывших Чаячьих перекатах с 0,21-0,68‰ до 0,13‰. В результате трехкратного приращения глубины и площади поперечного сечения только за период 1981-1984 гг. уровни Катунь в створе понтонного моста (12 км) снизились на 30 см, а у верхнего края карьера (14,5 км) – на 60 см. Для участка с карьерами характерно уменьшение скоростей течения (при руслоформирующем расходе) с 2 м/с выше него до 1,3 м/с в нижней части.

Выправительные и дноуглубительные работы на посадку уровней оказывают меньшее воздействие, но они в значительной мере определяют морфологию русла. В частности, на 14 лет было задержано спрямление Ин-

ской излучины, где было эффективнее поддерживать судовой ход в изогнутом правом рукаве, чем в спрямляющей Инской протоке, т.к. уклоны в нем были намного меньше (0,42 против 0,72‰, соответственно), значительно меньшими были скорости течения. Объемы землечерпания в нем доходили до 200 тыс. м³ в год. Также для уменьшения оттока воды в Инскую протоку в 1979-1982 гг. она перекрывалась дамбой, а впоследствии в ее истоки укладывались отвалы грунта. После естественного спрямления излучины в Инской протоке возник "трамплин" со скоростью течения до 3,5 м/с, так что даже пустую баржу вверх по течению приходилось вести двумя теплоходами.

Ниже по течению проводилось перекрытие истоков боковых рукавов, в отдельных местах осуществлялось стеснение русла полузапрудами. К 1984 г. почти на всем протяжении (более 25 км) главное течение расположилось в наиболее спрямленной системе рукавов. На участке 25-14 км русло из многорукавного превратилось в меандрирующее. К 1995 г. изогнутые боковые рукава были покинуты потоком, в том числе те, которые не были перекрыты дамбами, что является следствием посадки уровней.

В искусственно отчлененных от основного русла рукавах в половодье осаждался большое количество песчаного материала, они быстро заиливаются и отмирают. За 15-20 лет многие из них стали сначала сухими руслами с голым галечным дном, а затем превратились в заросшие лугами и кустарниками, а местами и низкорослыми тополево-ивовыми лесами старичные понижения. Так, мощность песчаных отложений в бывшем рукаве за о-вом Чаячьим в 2,5 км от современного русла составляет 0,5-0,7 м. Плесовые ложины превратились здесь в озера глубиной 3-5 м, окруженные лугами и тростниковыми зарослями. В настоящее время исчезли тяготеющие к правобережной террасе рукава ниже пос. Лесного, левобережные в районе Смоленских перекатов. Протока Талица, правый рукав Инской излучины, правобережные рукава ниже с. Иконниково превратились в длинные извилистые затоны, распадающиеся в межень на отдельные плесы.

Ширина русла за счет отмирания боковых рукавов существенно уменьшилась (рис. 6), что усилило концентрацию стока и стимулировало размыв русла основного рукава. Это позволило увеличить судоходную глубину на 0,5-0,7 м. Если в середине 50-х годов глубины на перекатах составляли 50-90 см, то в 1979 г. гарантировалась глубина 120 см, а в 1984 г. – 135 см.

Ниже Козлового переката (15-0 км) выправительные работы позволили не только стабилизировать русло, но и закрепить положение стрежня потока. В настоящее время он занимает примерно то же положение, что и 20 лет назад. При этом существенно изменилось состояние рукавов в дельтовом разветвлении: в 2-3 раза возросла водность среднего рукава, который стал основным, значительно уменьшилась доля стока в левом и правом рукавах, причем правый рукав сильно обмелел.

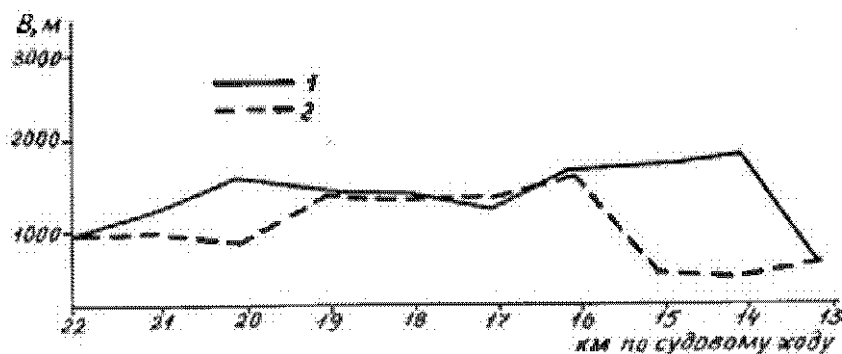


Рис. 6. Изменения ширины русла р. Катунь в результате проведения выправительных работ. Ширина русла: 1 — до начала судоходного освоения, 2 — в 1986 г.

Ландшафты поймы и их антропогенная трансформация

Морфология поймы Катунь, за исключением участка ниже устья р. Каменки, достаточно проста и однообразна. Она представляет собой равнину, расчлененную малыми реками и густой сетью старичных понижений на отдельные массивы. Уклон дна долины (0,6‰) близок к среднему уклону русла. Отличительные черты рельефа — «островной» генезис положительных элементов и нечетко выраженная ступенчатость. На пойме выделяются четыре ступени, различающиеся по высоте и составу отложений, и обширное притеррасное понижение между р. Каменкой и пос. Красный Яр, опущенное на 2-4 м относительно центральной поймы. Четких границ между ступенями нет.

Прирусловые ландшафты занимают две низкие ступени. Пойма, формирующаяся в настоящее время при зарастании побочной и осередков, имеет отметки 1,5-3 м над меженным уровнем. Отметки второй ступени возрастают вниз по течению с 2,5-3 м до 4,6-5,2 м. Рельеф ее проточно-островной и ложбинно-островной, наследующий черты сложноразветвленного русла: островам соответствуют изометричные гряды с крутым прирусловым и более пологим тыловым склонами, изогнутые понижения представляют различные стадии отмирания межостровных протоков. Рельеф третьей ступени гривисто-островной. Центральные ядра, представляющие собой бывшие острова, окаймлены по периферии широкими сегментами гривистой поймы. Сегменты шириной 500-1000 м насчитывают 6-10 грив и ложбин, как бы вложенных друг в друга. Глубина межгривных понижений 2-2,5 м, максимальные отметки грив — 5-6 м. Рельеф ступени в значительной степени переработан протекающими по пойме реками (Синюха, Мордовка, Каменка), которые образовали собственные, преимущественно гривистые, поймы высотой 1-1,5 м и шириной 200-900 м. «Долины» пойменных рек

вложены в поверхность ступени на 2-3 м. Четвертая ступень имеет выровненную поверхность высотой до 6-7 м. В строении трех первых ступеней преобладают галечники и пески, мощность которых возрастает от 0,2-0,5 м на первой до 3-4 м на третьей. Четвертая ступень сложена мощными (3-4 м) суглинками.

Гидрологический режим поймы (рис. 7) характеризуется кратковременным и редким затоплением высоких (3-6 м) ступеней и регулярным – средних и низких. Высокая пойма затопляется раз в 10 лет и менее, средняя – 1 раз в 2 года. Длительность затопления поймы из-за посадки уровней, вызванной разработкой карьеров, со временем сокращается. Затопление низких пойм уменьшилось в 70-90-е годы на 50 суток, средних – на 20-30 дней, высоких – на 3-6 суток по сравнению с предыдущим периодом. Третья и четвертая ступени ниже с. Шульгинки в настоящее время не затопляются.

Молодость и динамичность ландшафтов прирусловой поймы отражаются в широком распространении кустарниковой растительности, низкорослых сосновых и тополево-березовых редколесий с нятнистым, слаборазвитым травостоем, примитивных и слоистых почвах с низким (0,6-1%) содержанием гумуса и маломощным (5-10 см) гумусовым горизонтом.

Галечные осередки и побочки высотой до 2-2,2 м из-за высокой подвижности аллювия не зарастают, несмотря на благоприятный режим затопления (50-60 суток). Пионерная растительность – куртины вейников, хвощей, поросль облепихи, – появляется только в понижениях между грядами на высоте 1,5-2 м, где откладываются пески. В боковых рукавах, где подвижность русловых форм меньше, их зарастание начинается на 1-1,3 м ниже. На высоких осередках одиночные куртины вейников и хвощей появляются уже на 2-3-й год их образования, но процесс формирования пойм занимает 25-30 лет. Зарастание русловых форм (кос, побочней, осередков) происходит при их большой высоте, обеспечивающей нерегулярное и непродолжительное затопление, которое допускает вегетацию большинства видов травянистых растений и кустарников. Кустарник появляется одновременно с травянистой растительностью, благодаря ему на вершинах гряд образуется тонкий слой напла и начинается формирование примитивных почв. Минувя этап задернованных русловых форм, галечный осередок трансформируется в элементарный остров.

Молодой остров имеет высоту 2,8-3,5 м, бугристую поверхность, сложен галечниками, перекрытыми маломощными (20-40 см) песками. Куртины низкорослой облепихи чередуются с хвощево-вейниковыми лугами и задернованными песчаными и галечными грядами. Непродолжительное затопление способствует проникновению видов, характерных для лугов высоких пойм: овсяницы луговой, сжи сборной, подмаренников, гераней, доля которых в травостое достигает 30%. Остров постепенно увеличивается в

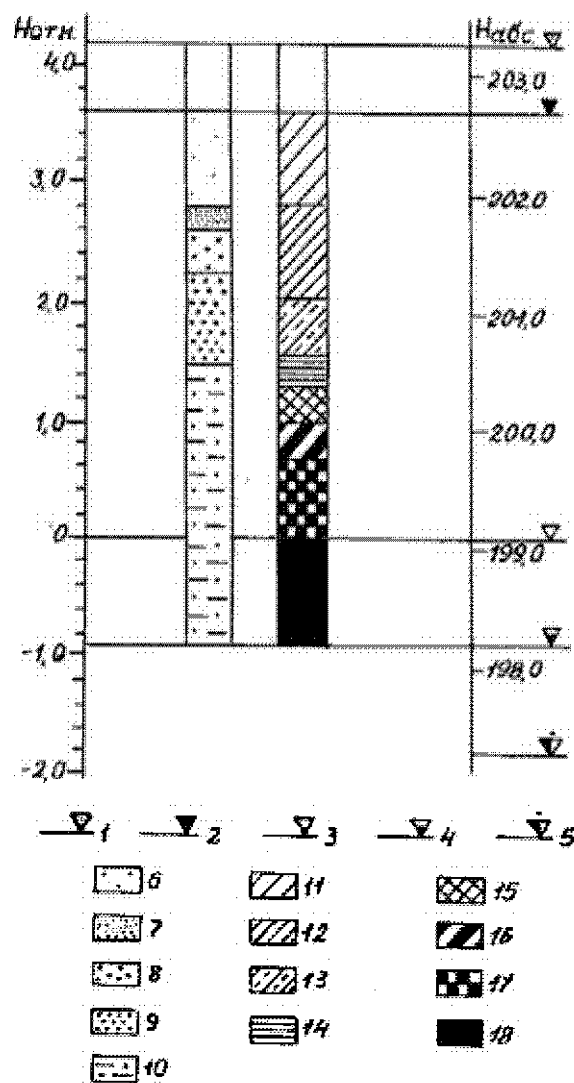


Рис. 7. Затопление поймы Катунь (г. п. Сростки): $H_{\text{отп}}$ – высота над меженным урезом, $H_{\text{абс}}$ – абсолютная высота, 1 – максимальная высота поймы, 2 – максимальный уровень половодья, 3 – минимальный меженный уровень для открытого русла, 4 – минимальный зимний уровень, 5 – поле гидрологического поста. Вероятность затопления поймы: 6 – менее 10% (1 раз в 10 лет и менее), 7 – 10-25% (1 раз в 4-10 лет), 8 – 25-50% (1 раз в 2-4 года), 9 – 50-100% (1 раз в 2 года), 10 – ежегодное. Продолжительность затопления поймы, суток: 11 – менее 3, 12 – 3-10, 13 – 10-30, 14 – 30-60, 15 – 60-100, 16 – 100-200, 17 – 200-300, 18 – более 300

размерах за счет зарастания примыкающих к нему отмелей и растет в высоту. Усложняется растительный покров: образуются разреженные облещики, появляется подрост сосны и березы. Образование зрелых низких пойм занимает 25-45 лет.

Песчано-галечные поймы среднего уровня (3,5-4 м) формируются в течение 30-60 лет. За это время высота массива возрастает на 60-70 см. Несмотря на благоприятный режим затопления, здесь преобладают кустарники на примитивных почвах, так как слой песчаного наила не превышает 50 см. Только на крупных островных массивах и береговых поймах развиваются войниковые сосново-березово-облещиковые редколесья и топольники с примесью березы и сосны, формируются дерновые слоистые почвы мощностью 50-80 см.

На высоких поймах (4-7 м) растительность и почвы приближаются к зональным. Легкий механический состав отложений 2-й и 3-й ступеней обуславливает хорошую дренированность, распространение злаковых сосновых и сосново-березовых лесов и редколесий с подростом из акации, облещики, ежевики, шиповника, боярышника. Луга островных пойм преимущественно войниковые, береговых – злаковые (пырейные, ежовые, костровые) с участием ксерофильного разнотравья и степных элементов – типчака, тонконога, люцерны серповидной, осоки ранней и др. Возможно два варианта развития фитоценозов: естественный – формирование сосново-березовых лесов или лугов, и антропогенный – формирование дигрессионных лапчатково-подорожничково-злаковых лугов при пастбищном использовании ПТК или ее распашка.

Вследствие интенсивного наилакопления пойменный массив может достигнуть максимальных отметок за 10-30 лет, но для формирования стабильных высоких пойм требуется не менее 120-150 лет. Из-за частых блужданий динамической оси потока природные комплексы неоднократно испытывают "омоложение": на месте старичных понижений вновь образуются действующие протоки, на месте высоких пойм – средние и низкие. Урочище может быть размыто в паводок или погребено под пачкой новых отложений мощностью 30-50 см.

На 4-й ступени, где пески и галечники перекрываются суглинками, формируются типичные для пойм луговые глеевые почвы. Содержание гумуса колеблется от 1 до 3-4%. Растительность здесь богаче и разнообразнее. Появляются луга среднего увлажнения, где, кроме злаков, широко представлены клевера, горошки, богатое разнотравье – хвощи, девясил, герани, лютики. Место сосново-березовых лесов занимают ивово-черемуховые, тополево-черемуховые и осипово-березовые, в подросте которых присутствуют смородина, калина, жимолость; облещика и боярышник встречаются значительно реже. Травостой лесов разнотравно-бобово-злаковый и разнотравно-папоротниковый.

На береговой пойме, по мере удаления от реки, прослеживается смена прирусловых природных комплексов комплексами центральных

пойм, а затем – зональными террасовыми либо гидроморфными. Трансформация в зональные природные комплексы происходит в широком диапазоне высот – от 3,5 до 6-7 м, т. к. при большой ширине поймы тыловые ее части, даже пониженные, затапливаются только в очень высокие половодья. На значительном удалении от русла гривы и межгривные понижения сnivelированы, на их месте образовались крупные (200-300 м ширины) гряды с пологими склонами к старичным понижениям. Склоны гряд с достаточно влажными суглинистыми почвами заняты караганово-березовыми лесами с примесью осины, березняками и чермухово-березовыми редколесьями с примесью ивы. Травостой редкий с преобладанием войника Лангсдорфа, ежи сборной, лисохвоста, горошка приятного, тысячелистника. Вершины гряд, сложенные преимущественно песками, заняты разнотравно-злаковыми лугами с участием степных видов, с отдельным и тополями и березами; по наиболее высоким из них – разнотравно-тонконогово-типчаковые степями. Умеренная и недостаточная влажность песчаных почв обуславливает редкий низкий травостой из типчака, тонконога, люцерны серповидной, осоки приземистой, вероники и др. По мере врезания русла эти части поймы превращаются в низкую террасу, не затапливаемую даже в самые высокие половодья. Эрозионные и склоновые процессы постепенно нивелируют гривистый и ложбинно-островной рельеф, создавая единую слабоволнистую поверхность. Временные водотоки перерабатывают старичные понижения, формируя своеобразную балочную сеть, привязанную к поймам малых рек. Часть ложбин выполаживается, превращаясь в неглубокие лощины, занятые чермухово-березовыми лесами, разнотравно-злаковыми лугами и травяно-осоковыми болотами. Другие используются малыми реками. Пойменные почвы трансформируются в зональные – серые лесные и черноземные.

Заболачивание тыловых массивов 3-й и 4-й ступеней отмечается только при их высотах менее 3,5-3,8 м над урезом. Здесь пески перекрыты суглинками, кустарниковый ярус представлен зарослями ивы, смородины, чермухи, изредка встречаются невысокие березы. В старичных понижениях располагаются осоковые луга на иловато-глеевых почвах. Такая растительность свидетельствует о формировании гидроморфных природных комплексов. С ними смыкаются расположенные в притеррасье плоские понижения, занятые зеленомошными берзозово-ивовыми осоковыми и хвощево-осоковыми лесами на иловато-торфяно-глеевых почвах, мелкими тростниково-осоковыми болотами и озерами.

Следствием выправления русла и разработки карьеров, вызвавшей посадку урвней, стало снижение продолжительности и глубины затопления поймы, деформации горизонтальной структуры ландшафтов на низких и средних поймах, вертикальные смещения природных комплексов и изменения тенденций их развития. На участке 29-15 км отмечается формирование вместо островов с пологоволнистой поверхностью молодых побочных пойм с ярко выраженным гривистым рельефом, амплитуда которого достигает 1,5-2 м. Они образуются у выпуклых берегов излучин основного

русла. Ширина побочной достигает 500-800 м, высота грив – 3,5-3,7 м. На них уже сформировались песчаные поймы среднего уровня под тополево-облепиховыми и ивово-тополевыми лесами на дерновых и луговых слоистых почвах. Гривы формируются при зарастании узких, шириной 20-30 м, пригребневых частей побочной, из цепочек небольших, 20 – 30-м ширины, островков. Выше с. Верхне-Катунского (естественные условия) очаги зарастания возникают на осередках, образуя хаотично разбросанные в русле островки, здесь же четко прослеживается их расположение по концентрическим дугам.

Вертикальные смещения природных комплексов – прямое следствие посадки уровней. Продолжительность затопления бывших низких пойм в 80 – 90-е годы уменьшилась вдвое – с 50-150 суток до 25-70. В результате отмечается смещение пионерной растительности и кустарников к руслу на 30-60 см. Уровень зарастания русловых форм снизился на 60-70 см. Многие галечные побочни, отмеченные на планах русла Катунь в конце 70-х годов, к началу 90-х представляли собой уже низкие поймы, заросшие густым облепихниками и ивняками. Деформации плановой структуры прирусловых ландшафтов отмечаются только на низких и вновь образующихся средних поймах. На старой пойме они не претерпели существенных изменений, т. к. масштабы воздействия на русло для этого недостаточны. Однако снижение длительности затопления высоких пойм, наряду с вырубками лесов и пастбищной дигрессией, способствует ее остепнению. В первой половине 90-х годов даже на прирусловой пойме на отметках 3,8-4,4 м на месте лесов и кустарников встречались пастбищные остепненные разнотравно-злаковые луга – пырейные и ежовые на песчаных почвах, тимopheчно-мятликовые на суглинистых. Травостой их разрежен, высота не превышает 10 см. Местами к концу лета растительность полностью выбивается скотом, образуются очаги открытых сыпучих песков. Березово-тополевые редколесья и парковые леса отмечаются на месте густых ивово-березовых лесов с подлеском из черемухи, жимолости, акации на отметках 3,7-4,6 м, что на 0,5-0,8 м ниже их естественного положения.

Рукава, отрезанные от основного русла дамбами, заполняются наносами и зарастают всего за 10-15 лет, в естественных условиях их отмирание длилось 80-90 лет, если не происходило "оживление". На их месте возникают типичные старичные понижения высоких пойм с мощными луговыми почвами, клеверово-полевищевыми, разнотравно-канарсечниковыми, ситниково-осоковыми с участием характерных для центральных пойм злаков и разнотравья лугами. Кустарниковая растительность при мощной пастбищной дигрессии деградирует. В основном русле под защитой дамб образуются зоны замедленного течения, где накапливаются илы и тонкие пески, мощность которых достигает 0,5 м. В результате, кроме злаковых лугов, на зарастающих побочных формируются хвощевые и осоково-разнотравные, ранее практически отсутствовавшие.

Исчезновение прирусловых лесов, остепнение поймы, вызванное уменьшением продолжительности ее затопления, – крайне негативный процесс, ухудшающий экологическую обстановку и усложняющий условия ведения хозяйства на ней. Значительно, с 18-22 до 5-10 ц/га, снижается продуктивность лугов, обедняется их видовой состав. Уменьшаются запасы влаги в почвах, ухудшается их водно-солевой баланс, создаются условия засоления почв, что видно по появлению растений – галофитов. Эти тенденции пока не имеют необратимого характера. В то же время необходимы природоохранные мероприятия, чтобы предотвратить дальнейшую посадку уровней и восстановить естественный режим затопления поймы.

ЛИТЕРАТУРА

Гришанин К.В. Устойчивость русел рек и каналов. Л.: Гидрометеоиздат. 1974.

Карасев И.Ф. Русловые процессы при переброске стока. Л.: Гидрометеоиздат. 1975.

Никитина Н.А. Развитие рукавов и эрозионно-аккумулятивные процессы в узлах слияния рек// Водные ресурсы. 1987. № 2.

Пронин В.И., Беркович К.М., Рулева С.Н., Чалов Р.С. Опыт создания судоходной трассы на полугорной реке Катунь// Речной транспорт. 1996. № 4.

Чалов Р.С., Алабян А.М., Иавнов В.В., Лодина Р.В., Панин А.В. Морфодинамика русел равнинных рек. М.: Геос. 1998.

В содержание

**Б.В. Бельй, Н.Н. Виноградова, В.В. Иванов, Л.Н. Никитина,
Р.С. Чатов, А.В. Чернов**

**МОРФОЛОГИЯ И ДЕФОРМАЦИИ РУСЛА ВЕРХНЕГО ЕНИСЕЯ,
МЕЖДУ САЯНО-ШУШЕНСКОЙ ГЭС И КРАСНОЯРСКИМ
ВОДОХРАНИЛИЩЕМ ***

Несмотря на то, что регулирование стока крупных рек гидроузлами и водохранилищами ведется уже не одно десятилетие, проблемы, связанные с оценками и прогнозами изменений русловых процессов выше и ниже по течению еще далеки от своего разрешения. Среди них наименее изученными являются участки рек между водохранилищами в условиях разрыва каскада гидроузлов. Недостаточное внимание уделяется также переформированию под влиянием водохранилищ галечно-валунных русел.

В настоящей работе рассматривается развитие русла р. Енисей на участке протяженностью около 170 км между плотиной Майнской ГЭС (контррегулятором Саяно-Шушенской ГЭС) на выходе из Саянских гор до устья р. Тубы, где начинается Красноярское водохранилище. Здесь русло находится под влиянием как сезонного регулирования стока Саяно-Шушенским водохранилищем, так и переменного подпора от Красноярского водохранилища. Сведения о русловых процессах на этом участке в литературе отсутствуют.

Факторы формирования русла

Геолого-геоморфологическое строение долины Енисея определяется расположением ее в пределах Минусинской котловины, испытывающей на неотектоническом этапе развития погружение относительно окружающих ее хребтов Западного и Восточного Саяна и Кузнецкого Алатау. Саянские хребты за неоген-четвертичное время поднялись на 600-1000 м, тогда как кровля пород в котловине – на 400-600 м меньше (Карта новейшей тектоники..., 1985). В южной части котловины, представляющей собой равнину, возвышающуюся над дном долины Енисея на 60-80 м, величина относительного погружения максимальна – около 600 м. Эта равнина соответствует Шушенской котловине. В северной части рельеф Минусинской котловины низкорельефный, с холмами и сопками, группирующимися в хребты северо-восточного простирания. Абсолютные высоты хребтов достигают 350-600 м. Долина Енисея врезана относительно их на 220-300 м. Суммарная величина поднятия этой части котловины – 200-600 м.

Минусинская котловина сложена девонскими красноцветными алевролитами и песчаниками, вскрывающимися в подмываемых речкой склонах хребтов, и кремнисто-туфогенными окварцованными алевролитами карбона. Палеозойские породы перекрыты рыхлыми четвертичными отложениями.

* Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 00-05-64690) и по договору с Енисейским гос. бассейновым управлением водных путей и судоходства.

ми аллювиального, золотого, а на склонах – делювиального и элювиального генезиса.

Долина Енисея четко разделяется на два примерно равных участка: верхний приурочен к равнинной части котловины, нижний – к низкогорью; граница между ними проходит по устью р. Оя в 90 км выше устья р. Тубы. На верхнем участке, в пределах Шушенской котловины, долина представляет собой расширение до 20 км с широкой поймой и надпойменными террасами, расположение которых подчеркивает миграции русла Енисея в течение позднечетвертичного времени и голоцена. Здесь выделяются 8-9 террас (Ямских, 1993); комплекс высоких террас маркирует древнейшее положение русла Енисея, направлявшегося западнее современной долины через Кобяйскую степь в р. Абакан, минуя очень широкую внутреннюю дельту, существующую сейчас в виде разветвленной системы староречий – «урочище Соркаозерки».

Низкие террасы фиксируют постепенное смещение реки в восточную периферию котловины. Для них характерна изменчивость относительных высот по длине реки: сначала к центру Шушенской котловины их высоты относительно меженного уровня Енисея снижаются, затем к северному краю – вновь возрастают. Так, высота 3-й террасы у г. Саяногорска – 17-20 м, в центре котловины – 9-12 м; ниже она выклинивается. 2-я терраса снижается от 12-14 м в начале котловины до 2-5 м в ее центре и вновь возрастает до 8 м в северной части Шушенской котловины. 1-я терраса снижается с 9 до 2-3 м к с. Шушенскому и потом вновь повышается до 7-8 м. В местах своего максимального снижения поверхности 2-й и 1-й террас лежат гипсометрически ниже прирусловой поймы и дно долины имеет здесь обвалованный характер. Это указывает на аккумуляцию наносов в позднем плейстоцене – голоцене на участке пересечения Енисеем Шушенской котловины, вызванную ее относительным погружением. Максимум аккумуляции и, следовательно, «погружения» отмечался в центральной части котловины.

В пределах нижнего, низкогорного, участка долина сужается. В плане она представляет собой серию следующих друг за другом четковидных расширений и сужений, связанных с пересечением рекой горных хребтов. Ширина долины в расширениях – 5-12 км (у г. Минусинска), в сужениях – до 0,5-2 км. Надпойменные террасы встречаются только в расширениях, фрагментарно, сужения имеют вид ущелий. Выделяются 30-метровая песчаная аккумулятивная терраса на правом берегу, левобережная цокольная 20-метровая терраса, и вновь правобережная 6-10-метровая песчаная аккумулятивная терраса с дюнами на поверхности.

Характерной особенностью нижнего участка долины Енисея является наличие останцовых гор – возвышающихся посередине современного русла и поймы «осколков» водораздельных хребтов. Таковы гора Каменная недалеко от устья р. Нички, Тагарские горы между основным руслом Енисея и Минусинской протокой, гора Самохвал между руслами Абакана и Енисея. Образование этих останцов произошло в результате сложных изме-

нений взаимных положений русел Енисея. Тубы и Абакана, происходивших в позднечетвертичное время и в голоцене.

В целом на рассматриваемом участке Енисея преобладают свободные условия развития русловых деформаций, и лишь в сужениях долины в нижней его части имеются короткие отрезки врезанного и адаптированного русла (ограниченные условия).

В гидрологическом отношении участок относится к нижней части верхнего течения р. Енисей. Среднегодовой объем стока воды составляет $47,0 \text{ км}^3$, среднегодовой расход воды – $1418 \text{ м}^3/\text{с}$, модуль стока – $8,19 \text{ л/с} \times \text{км}^2$. Средний уклон водной поверхности в бытовом состоянии составляет $0,43 \text{ ‰}$ с широкими вариациями по длине русла.

В настоящее время гидрологический режим верхнего Енисея определяется влиянием Саяно-Шушенской, Майнской и Красноярской ГЭС. Заполнение Красноярского водохранилища было начато в 1968 г. Саянского – в середине 70-х годов, а в 1982 г. введена в строй буферная Майнская ГЭС, расположенная в 20 км ниже плотины Саяно-Шушенской ГЭС.

До регулирования стока гидрологический режим верхнего Енисея относился к восточно-сибирскому типу с преобладанием весеннего снегового и летнего дождевого питания. После заполнения Саянского водохранилища произошло выравнивание стока воды по сезонам за счет его повышения в зимний период и снижения весной и летом: в феврале-марте расходы воды стали превышать бытовые в 3-5 раз (табл.1). Среднемаксимальный расход воды снизился почти на $1000 \text{ м}^3/\text{с}$, среднеминимальный зимний возрос почти в 2 раза.

Таблица 1. Сезонное распределение стока воды на г.п. Никитино* до и после регулирования стока Саяно-Шушенской ГЭС (в % от годового)

Период наблюдения (годы)	Весна (V-VI)	Лето (VII-VIII)	Осень (IX-X)	Зима (XI-IV)
До регулирования стока (1911-1978)	38,8	31,0	17,1	12,1
После регулирования стока (1979-1991)	24,1	25,1	18,1	32,4

* Г.п. Никитино находится непосредственно ниже плотины Майнской ГЭС, г.п. Поденное – в 140 км ниже плотины Майнской ГЭС; ныне закрытый г.п. Шушенское располагался в 66 км ниже этой плотины.

Перераспределение стока воды привело к снижению величин руслоформирующих расходов воды (Q_{ϕ}) и повышению их обеспеченности (табл.2). Значения верхнего интервала Q_{ϕ} снизились почти в два раза, нижнего – почти в три раза; этот интервал стал определяться сбросами воды в нижний бьеф гидроузла в диапазоне, близком к проектному навигационному расходу.

Изменился уровеньный режим Енисея – до регулирования стока среднемаксимальные уровни в районе г. Саяногорска (10 км ниже Майнской ГЭС) составляли 407 см, у устья р. Абакана (140 км ниже) – 384 см; сейчас

они снизились соответственно до 364 и 295 см, т.е. на 43 и 89 см. При прохождении Q_{ϕ} нового верхнего интервала подъем уровней воды достигает 5 м над меженным уровнем, что соответствует высоте пойменных бровок в верхней и нижней частях участка, но превышает ее на 2 м в центре Минусинской котловины. Однако Q_{ϕ} этого интервала имеют малую обеспеченность и проявляются очень редко; поэтому в условиях регулирования стока большая часть высокой поймы, кроме пониженных участков в центре котловины, перестала затопляться во время половодий. В некоторые годы уровни воды в летне-осенний период стали превышать уровни весеннего половодья, а при высоких уровнях зимней межени водой теперь покрываются отмели и низкая пойма.

Таблица 2. Руслоформирующие расходы воды на верхнем Енисее (г.п. Никитино) до и после регулирования стока

Интервал Q_{ϕ}	Естественный режим		Зарегулированный режим	
	м ³ /с	Обеспеченность %	м ³ /с	Обеспеченность %
Верхний	10000	0,1	5100	0,56
Нижний	4100	9,5	1350	17,4

Наиболее существенно влияние Саянского водохранилища сказалось на изменении стока наносов. В нижний бьеф Майнской ГЭС поступает в 8,5 раз меньше взвешенных наносов, чем до регулирования, влекомые наносы полностью задерживаются водохранилищем (табл.3). Более равномерным стало внутригодовое распределение стока наносов за счет повышения осенне-зимнего стока и снижения весенне-летнего, особенно в многоводные годы.

Таблица 3. Средние многолетние характеристики стока взвешенных наносов в естественных и зарегулированных условиях (по г.п. Никитино)

Период наблюдения (годы)	Характеристики стока наносов		
	Расход, кг/с	Объем, млн. т	Мутность, г/м ³
До регулирования стока (1951-1978)	95	3,00	62
После регулирования стока (1979-1987)	11	0,35	7,6

Снижение пика половодья на Енисее после заполнения Саянского водохранилища привело к периодическому возникновению весной подпора Енисея его крупным левым притоком – р. Абаканом (его устье находится в 140 км ниже Майнской ГЭС, у верхней границы зоны выклинивания подпора Красноярского водохранилища). Иногда расходы и уровни воды на Абакане на пике половодья превышают расходы и уровни зарегулированного Енисея. В этих условиях вынос наносов из Абакана в Енисей возрастает.

В нижнем бьефе Саяно-Шушенского и Майнского гидроузлов Енисей перестал замерзать – здесь зимой образуется полынья длиной около 140 км.

Ниже по течению дата установления ледового покрова сдвинулась с середины ноября до середины января, продолжительность ледостава сократилась в среднем на 100 дней.

В 150 км от Сайно-Шушенской ГЭС в районе устья Минусинской протоки на гидрологический режим Енисея начинает влиять переменный подпор Красноярского водохранилища. Он распространяется на участок длиной около 40 км – от горы Тепсей в 34 км ниже устья р. Абакана до устья Минусинской протоки в 6 км выше его. Здесь происходит ежегодная смена речного режима режимом водохранилища, когда пойма затоплена, течение отсутствует и весь участок превращается в мелководный водосм. Ниже горы Тепсей режим водохранилища сохраняется постоянно (24 года из 25).

В течение гидрологического года на участке переменного подпора выделяется три основных фазы режима: весенне-летнее наполнение, летнее стояние уровней воды и осенне-зимняя сработка водохранилища. Фаза наполнения начинается в мае и продолжается до середины августа, причем величина и интенсивность наполнения существенно меняются от года к году. Участок длиной 20 км выше горы Тепсей переходит на режим водохранилища практически ежегодно; выше подпор в отдельные годы может вообще не распространяться: так, за период с 1970 по 1993 годы он распространялся до устья р. Абакана и выше лишь 14 раз. Подъем уровней длится 3-4 месяца, интенсивность наполнения в среднем составляет 3-4 м в месяц, но в начале за один месяц уровни повышаются на 7 м, а в конце темпы падают до 2-3 м за месяц (табл.4). На рисунке 1 показано продвижение границы выклинивания подпора при наполнении водохранилища в различные по водности годы.

Таблица 4. Прохождение волн подпора и спада по различным участкам зоны выклинивания подпора Красноярского водохранилища.

Расстояние от горы Тепсей (начала зоны подпора), км	Подпор				Спад	
	Повторяемость, %	Дата установления	Скорость распространения, м/сут.	Средняя многолетняя продолжительность, дни	Дата освобождения от воды	Скорость распространения, м/сут.
0-14	92	12 июня	1400	264	2 марта	500
14-23	75	20 июня	600	246	20 февраля	200
23-28	67	10 июля	300	181	6 января	150
28-34 (устье р. Абакана)	42	15 августа	150	127	20 декабря	90
Выше устья р. Абакана	2,4	конец августа, сентябрь	менее 50	10	сентябрь	менее 50

В течение августа-сентября уровни остаются относительно постоянными, затем начинается сработка водохранилища, продолжающаяся до конца апреля. Ее интенсивность – около 1,5-2 м в месяц. Таким образом, режим

водохранилища сохраняется в зоне выклинивания подпора в среднем от 8 (в верхней части зоны) до 240-300 дней (в ее нижней части).

Пойма Енисея по распространению, ширине и морфологии различна в верхней и нижней частях участка – в Шушенской котловине и низкогорье. По своему местоположению она разделяется на береговую и островную. Пойменные острова встречаются в русле повсеместно от выхода реки из Саянских гор. Их размеры колеблются от 100×50 до 6500×4000 м. Береговая пойма появляется в 40 км ниже выхода из гор на правобережье; левобережная пойма появляется ниже пос. Шушенского в середине участка. Ширина поймы справа – 3 км, слева – 3,5 км. В низкогорной части долины береговая пойма развита в расширениях долины; в сужениях она становится односторонней или отсутствует.

Пойма ложбинно-островная, ее рельеф представлен плоскими грядами – бывшими островами, и разделяющими их ложбинами – бывшими рукавами между ними. Различные массивы поймы Енисея разновозрастны, отличаются по высоте, рельефу и ландшафтам. Выделяются древняя, зрелая и молодая пойма. Древняя пойма, как правило, береговая, но изредка встречается на самых крупных островах. Ее рельеф характеризуется сложным переплетением небольших ложбин. Пойма луговая, используется под пастбища, причем отмечается явная пастбищная дигрессия.

Зрелая пойма преимущественно островная, хотя есть и береговые массивы на выпуклых берегах излучин рукавов реки. В ее рельефе хорошо выражены гряды и ложбины глубиной до 1,5 м, пойменные протоки. Поверхность покрыта кустарниками и дугами: чем моложе массив поймы, тем он более закустарен. Используется зрелая пойма для выпаса скота и сенокосов.

Молодая пойма занимает небольшую площадь: она образует отдельные элементарные острова или их группы, иногда окаймляет береговые массивы; покрыта она ивовым лесом.

Высота молодой поймы колеблется на всем протяжении участка от 0,5 до 2 м над меженным уровнем. Высота зрелой поймы в верхней части Шушенской котловины определяется неотектоническим погружением территории: по краям Шушенской котловины она равна 6 м, к центру снижается до 2 м, а к нижнему (северному) краю вновь увеличивается до 4,5 м. Высота древней поймы в Шушенской котловине меньше высоты зрелой почти на 1 м и сравнима с высотами 1-й и 2-й надпойменных террас, что объясняется длительной голоценовой аккумуляцией аллювия, вызванной относительным опусканием котловины.

В пределах низкогорья в расширениях долины высота древней и зрелой поймы одинаковая и соответствует среднемаксимальному подъему уровня воды в естественных условиях, составляя в расширениях 2,5-3 м, в сужениях – 5 м.

Для регулирования стока зрелая пойма затоплялась в средние по водности и многоводные годы на глубину 20-40 см, реже – до 1,5 м, что вызывало не-

обходимость строительства защитных дамб возле населенных пунктов на пойме. В условиях зарегулированного стока под водой оказывается в половодье молодая пойма и понижения на поверхности зрелой и древней поймы, и лишь в экстремальные годы – гряды, покрывающиеся очень тонким слоем воды.

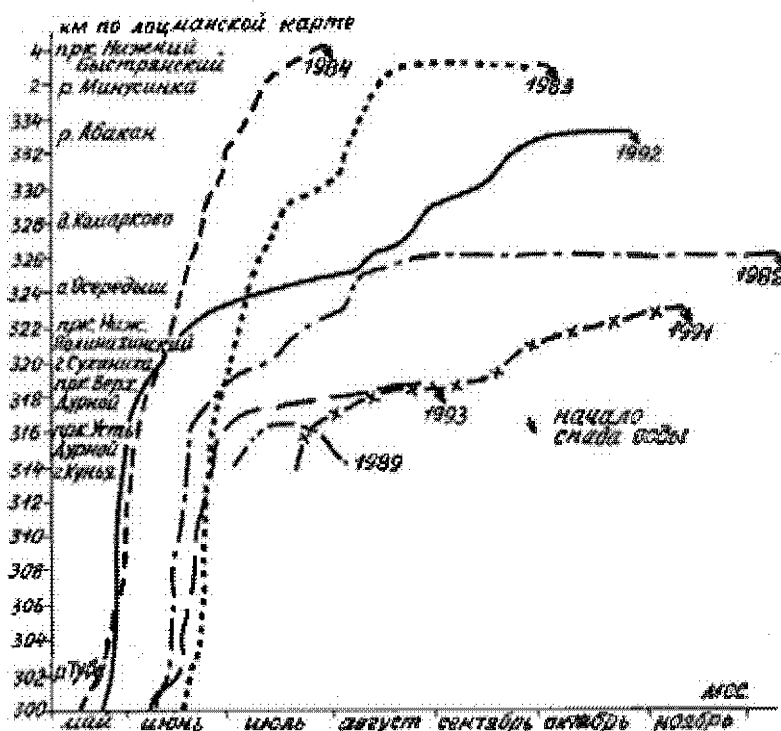


Рис. 1. Изменение положения зоны подпора при заполнении Красноярского водохранилища в характерные по водности годы.

В зоне переменного подпора глубина затопления поймы зависит от уровня наполнения Красноярского водохранилища. Участки поймы, прилегающие к нижней границе зоны переменного подпора, покрываются водой ежегодно и на длительный срок – до 260 дней, иногда на весь год. В 25 км от нижней границы зоны ежегодное затопление поймы длится около 180 дней, пойменные массивы, прилегающие к верхней границе, покрываются водой на 8-10 дней с повторяемостью 50-60 %.

Строение зрелой и древней поймы однообразно. Верхние 1,5-2 м в разрезах зрелой поймы представлены пойменной фацией аллювия – супесью, реже суглинком с прослоями песка. Пойменная фация древней поймы отличается меньшей мощностью (1,0-1,1 м) и отсутствием песка. Русловая

фация представлена галечником; в ложбинах ее кровля может находиться ниже меженного уреза воды. Отложения обеих фаций пойменного аллювия представляют собой рыхлый материал, легко размываемый потоком.

Резкое увеличение длительности, частоты и глубины затопления поймы в зоне выклинивания подпора практически не отражается в строении пойменных массивов, и только в нижней ее части, где длительность затопления поймы превышает 100 дней, прослеживается слой мелкого песка, перекрывающий пойменную почву; ниже горы Куньей он исчезает, и в строении поймы фиксируется лишь увеличенный слой пойменного ила – супесей и опесчаненных суглинков, который сглаживает первичный пойменный рельеф. Подобная реакция осадконакопления на возросшую но́мость объясняется тем, что распространение подпора на пойменные массивы приходится на вторую половину лета, тогда как максимальная мутность на Енисее и Абакане наблюдается во время весеннего половодья. В результате пойма затопляется осветленным потоком.

Руслообразующие наносы и морфология русла

Руслообразующие наносы на верхнем Енисее различны по крупности – от мелкого галечника до мелкого валунника. Их петрографический состав определяется составом наносов из геологических провинций верхней, горной части бассейна Енисея. Поэтому галька и валуны чаще всего представлены раннедевонскими кислыми вулканитами (лавами, лавартами, туфами), гранитами и связанным с ним жильным кварцем, метаморфическими вулканогенными кварцитами и окварцованными эффузивами, метаморфическими осадочными породами (кремнистыми алевритами, осадочными брекчиями, песчаниками), окварцованными песчаниками. Другие породы Саянских гор в питающих Енисей провинциях являются непрочными и во время своего перемещения быстро превращаются в песчано-заполнитель. Так же слабо устойчивы к переносу местные породы Минусинской котловины, поэтому их доля в спектре русловых наносов мала. Однако в составе донных отложений со временем их доля будет увеличиваться из-за перехвата Саянских наносов водохранилищем и восполнения возникающего дефицита наносов за счет местных пород.

Аллювий хорошо сортирован: коэффициент сортированности (отношение диаметров наносов 75% и 25%-й обеспеченности) составляет в среднем 1,1-1,5. Средний класс окатанности равен 2,3-2,5, битых галек мало.

Особенностью дна русла является наличие аллювиальной отмостки, образованной, в основном, крупной галькой и валунами; во второстепенных рукавах встречается отмостка из средней гальки. Средняя крупность отмостки составляет 64-128 мм (максимальная – до 266 мм). Толща руслообразующих наносов, залегающая под отмосткой, представлена средней галькой, ее средний диаметр равен 37,4 мм (колебания от 32 до 64 мм). Иногда встречаются участки, лишенные отмостки – они связаны с местными снижениями скоростей потока, при которых происходит локальная аккумуляция наносов. Стремительные зоны русла выстилаются более крупным материа-

лом, в периферийных частях русла, в рукавах, а также на побочных перека-
тов откладывается мелкий материал, вплоть до песков. Дно отдельных про-
ток покрыто водной растительностью.

Отмечается изменение крупности наносов по длине реки: в верхней
части участка вплоть до 114 км ниже Майнской ГЭС плотной крупногалеч-
ной и валунной отмосткой покрыто 52-75 % площади русла; ниже доля
плотной отмостки снижается до 37 %; она замещается рыхлым галечником
и участками русла, лишенными отмостки. Плотная и более крупная отмос-
тка сформировалась там, где уклон водной поверхности превышает средние
значения (0,43 ‰). При меньших уклонах и скорости течения в русле про-
исходит образование аккумулятивных форм из рыхлых наносов. В условиях
зарегулированного стока скорости потока Енисея обеспечивают транспорт
мелкой и средней гальки, однако они не соответствуют условиям размыва
отмостки из более крупного материала.

Морфология русла Енисея на участке между двумя водохранилища-
ми определяется неоднородностью геолого-геоморфологических условий
его формирования в разных частях Минусинской котловины. В пределах
Шушенской котловины (верхняя часть участка) русло широкопойменное;
коренные берега (цоколи террас) подходят к нему только слева на протяже-
нии 30 % от всей длины левого берега. В пределах низкогогорья (нижняя
часть участка) происходит чередование широкопойменного и врезанного
(или адаптированного) русла. Здесь коренные берега (цоколи террас) со-
ставляют 40 % от длины обоих берегов. В целом в низкогогорье сужения со-
ставляют 25 % от длины русла, расширения – 75 %.

На всем протяжении участка русло, в основном, разветвленное,
встречаются отдельные излучины и прямолинейные участки; повсеместно
развита пойменная многорукавность (рис.2). Ширина главных рукавов со-
ставляет в межень 400-500 м (минимум – 200 м), ширина русла с островами
– от 2 км в сужениях до 5 км в расширениях. Глубина русла на перекатах –
2,4 м, в плесовых ложбинах широкопойменных участков – 5-8 м, во врезан-
ном русле – 10-15 м.

Выделяется 17 морфологически однородных участков, характери-
зующихся преобладанием определенных форм русла или их сочетанием
(чередованием разветвлений и излучин и т.д.). Четыре нижних участка рас-
положены в зоне переменного подпора потока Красноярским водохранили-
щем (рис. 2, табл.5).

Непосредственно ниже выхода реки в котловину русло Енисея раз-
ветвляется на рукава, хорошо развита пойменная многорукавность (участок
1). В русле преобладают острова небольших размеров, характерно полное
отсутствие излучин у рукавов и многочисленных пойменных проток. По-
добная морфология типична для русел предгорных зон, протекающих в ус-
ловиях резкой смены тектонического режима гор и предгорий и формиро-
вания «внутренней дельты» как результата резкого изменения формы
транспорта наносов (Назаров и др., 1998).

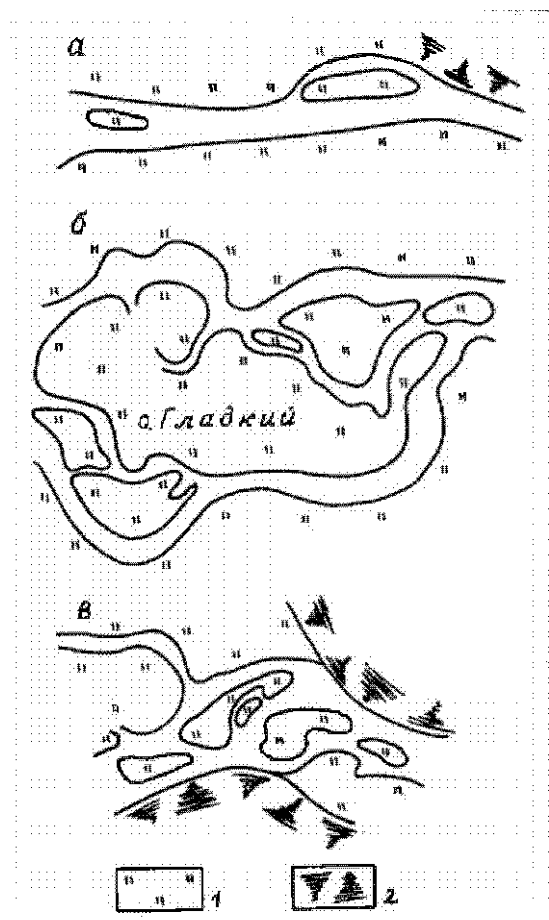


Рис. 2. Наиболее типичные на верхнем Енисее морфологически однородные участки русла. Русло: а – относительно прямолинейное; б – нойменно-русловые разветвления с извилистым основным рукавом; в – односторонние разветвления и вынужденная излучина. Условные обозначения: 1 – пойма; 2 – уступы высоких террас и коренных берегов

Ниже по течению степень разветвленности уменьшается, преобладает прямолинейное русло, одиночные и односторонние разветвления (участки 2 и 4), иногда сопровождающиеся слабо развитой пойменной много рукавностью (участок 3).

В наиболее погружающейся части Шушенской котловины русло характеризуется самыми сложными разветвлениями. Ширина его с островами увеличивается с 300 м до 3 км. В пределах 5-го морфологически однородного участка оно представлено тремя группами небольших разновозрастных островов, разделенных основным рукавом с относительной водностью 60-70

%, и рядом второстепенных проток, число которых в одном створе может достигать пяти. Такие разбросанные разветвления формируются как следствие аккумуляции наносов при пересечении речной долины неостектонического погружения.

Ниже, по мере приближения к воздымающемуся низкогорью, аккумуляция наносов затухает, происходит смена морфодинамического типа русла. В пойменно-русловом разветвлении, занимающем весь участок 6, второй по водности рукав (23 % в межень) продолжает разветвляться, тогда как основной рукав меандрирует; соотношение l/L (l – длина, L – шаг излучины), характеризующее степень развитости излучин, не превышает 1,5. На участке 7 у северной границы Шушенской котловины в русле развивается две системы односторонних разветвлений, разделенные крутой вынужденной излучиной возле хребта Верхний Камень, где река поворачивает под прямым углом влево, ориентируясь вдоль хребта. В основном рукаве проходит 97 % от общего расхода воды в межень.

Начиная с 8-го участка, Енисей протекает по низкогорью Минусинской котловины. В сужениях долины до 2 км русло врезанное (8 и 12 участки) или адаптированное (10 и 14 участки). Пойма здесь либо отсутствует, либо встречается только на островах. Русло образует либо систему равных по водности параллельных рукавов (участок 8), либо пойменно-русовые разветвления из двух близких по водности рукавов, разделенных крупными пойменными островами, но соединяющимися поперечными протоками (участок 10), либо представлено сложными односторонними разветвлениями (участок 12).

В расширениях долины до 3-5 км русло более разнообразное, хотя морфологически менее сложное, чем в сужениях. В небольшом расширении (11 участок), где ширина дна долины увеличивается всего с 2 до 3 км, русло относительно прямолинейное с односторонними разветвлениями и развитой пойменной многорукавностью. В крупном Лугавском расширении (участок 9) русло разветленно-извилистое; здесь свободные и вынужденные излучины осложнены разветвлениями второго порядка или образуют разбросанные разветвления, развита пойменная многорукавность. В Предабаканском расширении (13 участок) при общем повороте реки влево русло разветвленное со сложной системой рукавов и проток.

Такие различия в морфологии русла в пределах сужений и расширений свойственны рекам с галечно-валунным составом наносов и связано с особенностями изменения их транспорта при смене фаз водного режима (Белый, Беркович и др., 1979; Беркович, Зайцев и др., 1985).

Зона переменного подпора включает короткие сужения, которые не выделяются в самостоятельные морфологически однородные участки. Здесь распространены пойменно-русовые разветвления с рукавами разной степени извилистости, вторичной разветвленностью и пойменной многорукавностью.

Таблица 5. Морфологически однородные участки русла Енисея между выходом из Саянских гор и Красноярским водохранилищем.

Участок		Морфодинамические типы русла.
№	Км от Майнской ГЭС	
Шушенская котловина		
1	11-23	Разветвленное с пойменной многорукавностью
2	23-40	Относительно прямолинейное, односторонние разветвления
3	40-52	Относительно прямолинейное и одиночные разветвления с пойменной многорукавностью
4	52-59	Относительно прямолинейное, односторонние разветвления
5	59-70	Разбросанные разветвления
6	70-80	Пойменно-русловое разветвление с разветвленным и извилистым рукавами
7	80-86	Односторонние разветвления и вынужденная излучина; пойменная многорукавность
Низкогорье (выше зоны переменного подпора)		
8	86- 93	Врезанное разветвленное русло
9	93-103	Разветленно-извилистое русло и разбросанные разветвления с пойменной многорукавностью
10	103-114	Адаптированное пойменно-русловое разветвление с пойменной многорукавностью
11	114-122	Односторонние разветвления с пойменной многорукавностью
12	122-130	Врезанное русло с односторонними разветвлениями
13	130-139	Разветвленное русло с пойменной многорукавностью
Низкогорье (зона переменного подпора)		
14	139-142	Разветвленное русло (дельта р. Абакана)
15	142-154	Пойменно-русловые разветвления с пойменной многорукавностью
16	154-160	Пойменно-русловое разветвление с разветленно-извилистыми рукавами и пойменной многорукавностью
17	160-174	Разветленно-извилистое русло с пойменной многорукавностью

С морфологией русла тесно связаны уклоны водной поверхности: в верхней части Шушенской котловины они относительно высокие (0,47‰ – 0,7‰), в центральной ее части составляют около 0,4‰, в конце котловины уменьшаются до 0,14‰, что связано с подпором потока нижележащим сужением долины. На низкогорном участке в сужениях уклоны в среднем равны 0,3-0,5‰, но в начале расширений они увеличиваются до 0,65-0,80‰, а в конце из-за подпора от нижележащих сужений снижаются до 0,2-0,4‰.

В зоне выклинивания подпора Красноярского водохранилища в период перед его наполнением уклоны минимальные вплоть до обратных при подпоре Енисея со стороны Абакана и Тубы. В начале зоны регрессивного распространения волны подпора от водохранилища уклоны уменьшаются в створе выклинивания подпора практически до нуля.

Морфология перекатов Енисея зависит от типа русла. Чаще всего они находятся в местах снижения эрозионно-транспортирующей способности потока перед сужениями и при растекании его по рукавам и протокам. По местоположению, причинам возникновения и морфологии на Енисее можно выделить восемь типов перекатов, объединенных в три группы (рис.3):

А. Перекаты в прямолинейном русле.

1. Перекаты на перевале потока от одного берега к другому как в расширениях русла, так и при его неизменной ширине. Они отличаются простой морфологией – сдвинутыми друг по отношению к другу побочными и корытом на перекошенной относительно оси русла гряде. Устьевые части пойменных проток увеличивают затонские части перекатов и способствуют возникновению на них осередков.

2. Перекаты с центральным побочным в расширениях русла или на подходе к коренным берегам. Они имеют два гребня, либо один в верхней части переката. Центральные побочные иногда представлены осередками.

3. Асимметричные перекаты, где один из побочных имеет большие размеры, развитую затонскую часть, косы и осередки в устье. При этом перевала потока от одного берега к другому не происходит. Образуются такие перекаты, как правило, в расширениях прямолинейного русла, где массивные побочные заполняют выбоины берегов.

Б. Перекаты в узлах разветвления и слияния рукавов.

4. Перекаты в узлах разветвления на два и более рукавов. Они имеют побочный у оголовка острова, разделяющего русло, причем один из рукавов, как правило, перекрыт этим побочным. Такие перекаты образуются только в относительно симметричных узлах разветвления, где рукава расходятся под равными или близкими углами.

5. Перекаты в узлах слияния рукавов. Их побочные располагаются напротив друг друга; средний из них приращен к устью острова, но может располагаться в одном из рукавов или, будучи отторгнутым от него, иметь вид осередка.

В. Перекаты на излучинах.

6. Перекаты на перегибах и в верхних крыльях свободных излучин; их побочные находятся в зонах замедления течения у выпуклых берегов, гряды пересекают русло под углом к его оси.

7. Перекаты в удлинённых нижних крыльях излучин, в которых нарушается расположение зон ускорения и замедления течения. Побочные здесь могут находиться у противоположных берегов напротив друг друга. Многие из них осложнены осередками и низкими островами.

8. Перекаты в вершинах и верхних крыльях вынужденных излучин перед сужениями русла возле скальных берегов. В их морфологии выделяется обширный побочный перед сужением, но его местоположение и наличие других побочных различно на каждом перекате. Чаще всего побочный приращен к выпуклому берегу вынужденной излучины или представляет собой группу островов и осередков, объединенных в крупную отмель. Ино-

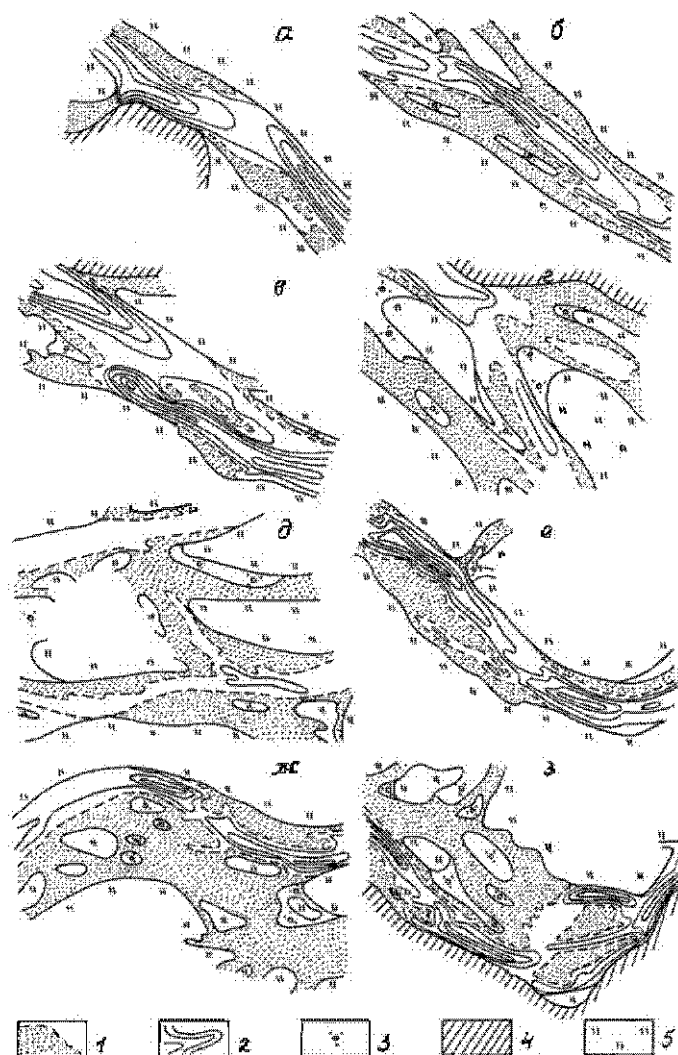


Рис. 3. Морфологические типы перекатов верхнего Енисея: а – в прямолинейном русле на перевале потока; б – в прямолинейном русле с центральным побочным; в – в прямолинейном русле с асимметричным строением; г – в узлах разветвления; д – в узлах слияния; е – на перекатках и в верхних крыльях свободных излучин; ж – в нижних крыльях излучин; з – в вершинах и верхних крыльях выжуждепных излучин перед сужением русла. Условные обозначения: 1 – отмельные участки русла, ограниченные изобатой 1,5 м; 2 – изобаты (сечение – 1 м); 3 – зарастающие галечные отмели; 4 – террасы и коренные берега; 5 – пойма

гда перекаты имеют три побочня; в этом случае самый большой побочень является центральным.

В таблице 6 приведены некоторые обобщенные характеристики распространения перекатов различных типов по длине верхнего Енисея. Наиболее распространены перекаты в разветвленном русле; они же имеют наибольшую длину. Реже всего встречаются перекаты в нижних удлинённых крыльях излучин разветленно-извилистого русла; в то же время их длина в полтора раза превышает среднюю длину всех остальных перекатов верхнего Енисея. Перекаты остальных типов занимают по распространению и длине промежуточное положение.

Таблица 6. Распространение перекатов различных типов в русле верхнего Енисея ниже Майнской ГЭС.

Тип переката	Количество	% от общего числа	Суммарная длина, км	% от общей длины всех перекатов	Средняя длина переката, км
А. В прямолинейном русле					
1. На перевале потока	6	13	8,1	11	1,4
2. С центральным побочнем	4	8	5,6	8	1,4
3. С асимметричным строением	4	8	5,9	8	1,5
Б. В разветвленном русле					
4. В узлах разветвления рукавов	11	23	10,9	15	1,0
5. В узлах слияния рукавов	9	19	16,0	22	1,8
В. В извилистом русле					
6. На перегибах и в верхних крыльях свободных излучин	9	19	16,1	22	1,8
7. В удлинённых нижних крыльях излучин	2	4	4,3	6	2,2
8. В верхних крыльях и верхних вынужденных излучин	3	6	5,5	8	1,8
ИТОГО	48	100	72,4	100	

Особенности распространения перекатов различных типов по морфологически однородным участкам русла иллюстрируются таблицей 7. Наибольшее число перекатов сформировалось в разветвленном и разветленно-извилистом русле, сложные по морфологии перекаты преобладают в узлах разветвления и слияния рукавов, на удлинённых нижних крыльях излучин. Наименьшее количество перекатов находится в относительно прямолинейном русле в сужениях или в извилистых рукавах.

Деформации русла и их изменения под влиянием регулирования стока

Вертикальные русловые деформации до строительства Саяно-Шушенской ГЭС заключались в пределах Шушенской котловины в направленной многовековой аккумуляции наносов, а в пределах низкотерий северной

Таблица 7. Распространение перекатов различных типов на участках русла верхнего Енисея с различной морфологией (номера типов перекатов соответствуют их нумерации в тексте)

Морфологически однородные участки		Расстояние от Майнской ГЭС, км	Длина перекатов разных типов, км								Суммарная длина перекатов, км	% длины перекатов от длины участков
№	Тип русла		1	2	3	4	5	6	7	8		
3	Относительно прямолинейное	40-52	1,5	1,3	1,7	1,0	1,5	-	-	-	7,0	54
4	Односторонние разветвления	52-59	-	3,7	-	-	-	-	-	-	3,7	53
5	Разбросанные разветвления	59-70	1,0	-	-	2,0	3,2	-	-	-	6,2	56
6	Поименно-русловое разветвление с извилистыми рукавами	70-80	-	-	-	-	-	1,7	-	-	1,7	17
7	Относительно прямолинейные участки и вынужденная излучина	80-86	-	-	-	-	-	-	-	1,2	1,2	18
8	Разветвляющее врезающее	86-93	-	-	-	2,8	-	-	-	-	2,8	43
9	Разветвленно-извилистое с разбросанными разветвлениями	93-103	-	-	1,7	-	-	-	1,7	1,8	5,2	52
10	Поименно-русловое разветвление	103-114	1,8	-	-	-	1,5	1,6	2,6	-	7,5	65
11	Односторонние разветвления	114-122	1,0	-	-	1,0	-	-	-	1,2	3,2	46
12	Врезающие односторонние разветвления	122-130	1,5	-	-	-	-	-	-	-	1,5	19
13	Разветвляющее	130-139	-	0,6	1,0	1,3	0,7	0,9	-	-	4,5	50
14	Разветвляющее в дельте р.Абакан	139-142	-	-	-	-	1,1	-	-	-	1,1	31
15	Поименно-русловые разветвления	142-154	1,3	-	1,5	2,9	2,8	-	-	-	8,5	71
16	Поименно-русловое разветвление с извилистыми рукавами	154-160	-	-	-	-	2,5	3,0	-	-	5,5	80
17	Разветвленно-извилистое	160-174	-	-	-	-	2,0	7,4	-	-	9,4	64

части Минусинской котловины – в слабом врезании русла. Об этом свидетельствуют косвенные геоморфологические признаки – обвалованная пойма, снижение высоты низких надпойменных террас ниже уровней поймы и т.д. Саянское водохранилище перехватило сток наносов, поступавших из Саянских гор. В результате в нижнем бьефе ГЭС стал осуществляться размыв дна. Согласно анализу кривых связи расходов и уровней воды на гид-

рологических постах непосредственно после перекрытия Енисея плотиной глубинная эрозия, сопровождающаяся посадкой уровней воды, наблюдалась на приплотинном участке, а продукты размыва образовали волну аккумуляции, которая смещалась вниз по течению. За 4 года она прошла путь около 25 км и была зафиксирована в виде повышения кривой $Q - f(l)$ на г.п. Никитино.

В последующие годы (1982-1985) было отмечено понижение уровней воды на 6 см как на г.п. Никитино, так и на г.п. Шушенское в 75 км ниже по течению. Это означает, что врезание, начавшись непосредственно у плотины, распространилось за 7-8 лет на 80 км вниз по течению. После этого отметки меженных уровней на этих постах стабилизировались, отражая прекращение врезания из-за формирования отмостки. На г.п. Подсинее в 150 км ниже Саяно-Шушенской ГЭС понижение уровней отмечено не было, так как волна врезания русла в нижнем бьефе ГЭС сюда не дошла.

Горизонтальные русловые деформации на верхнем Енисее развиваются в условиях повышенных уклонов и скоростей течения и быстрого строкания пойменных и террасовых берегов. Это определяет их высокую интенсивность. По масштабам проявления они могут быть разделены на местные и общие. Первые охватывают незначительные по протяженности отрезки русла – длина фронта размыва (намыва) берегов колеблется от нескольких десятков метров до первых километров, средняя скорость редко превышает 3-5 м/год, конфигурация русла существенно не меняется. К ним относятся: 1) локальные размывы берегов напротив побочной перекатов в относительно прямолинейном русле: они сопровождаются образованием молодой поймы при зарастании тыловых частей побочной. В результате со временем прямолинейное русло может превратиться в извилистое; 2) размывы или рост поймы в оголовках, ухвостьях и возле островов разветвленного русла: при размыве оголовков и намыве ухвостьев происходит перемещение островов вниз по течению, при намыве оголовков и размыве ухвостьев – вверх. Первое свойственно врезающемуся руслу в нижней части участка (низкогорье), второе – условиям направленной аккумуляции наносов (Шушенская котловина). Вследствие боковых размывов (намывов) острова меняют форму, причем при намывах происходит объединение островов в более крупные и их причленение к ранее образовавшимся островам; 3) размыв вогнутых берегов в привершинных частях и нижних крыльях излучин, образование молодой поймы у их выпуклых берегов. Исключение составляют крутые (пестлеобразные) излучины рукавов, а также вынужденные излучины. У пологих излучин преобладает продольное смещение, у крутых – поперечное.

Общие деформации затрагивают участки русла большой протяженности, в результате чего конфигурация русла в целом заметно меняется: исчезают и вновь появляются новые острова, разрабатываются и превращаются в основное русло пойменные протоки, наоборот – основные рукава полностью заносятся наносами. Интенсивность размыва берегов 6-8 м/год

(максимальная – 14 м/год). Можно выделить два вида общих деформаций: 1) изменения в пределах основного русла, заключающиеся в размывах островов и береговых массивов поймы, возникновении новых островов и разветвлений русла; 2) деформации, затрагивающие весь пояс разветвления реки, включая основное русло, второстепенные рукава и пойменные протоки; вследствие обмеления протоков и рукавов объединяются небольшие и возникают новые крупные пойменные острова, одновременно разрабатываются новые пойменные протоки, происходит расчленение крупных пойменных островов и части береговых массивов на несколько менее крупных островов. При этом полностью изменяется положение основных по водности рукавов. На рис.4 А приведен пример таких русловых деформаций, произошедших в Лугавском расширении долины верхнего Енисея (93-103 км от Майнской ГЭС).

В естественных условиях (до регулирования стока) преобладали местные деформации в прямолинейном и, особенно, извилистом русле (табл. 8). Размыву берегов было подвержено 28% всех берегов, намыву – 17%. Средняя скорость размыва берегов составляла 3 м/год, среднемаксимальная – 6 м/год, максимальная (в Лугавском расширении) – 12 м/год.

Таблица 8. Распространение русловых деформаций различных видов на верхнем Енисее до и после зарегулирования стока.

Период наблюдений	Русловые деформации, % от длины береговой линии				
	Местные:			Общие:	
	прямолинейное русло	разветвленное русло	извилистое русло	в основных рукавах	во всем поясе разветвления
До зарегулирования стока (1938-1978 гг.)	22	5	33	30	10
После зарегулирования стока (1978-1992 гг.)	52	7	16	25	0

Для более детальной оценки распространенности и направленности горизонтальных русловых деформаций рассматривались отношения суммарной длины размываемых и намываемых берегов ко всей длине береговой линии, а также суммарной длины деформируемых берегов к длине берегов на различных морфологически однородных участках Енисея (табл. 9). Наиболее распространены горизонтальные деформации в зоне максимального погружения Шушенской котловины (участки 5 и 6), в расширениях долины в низкорослой части Минусинской котловины (участки 9, 11, 13, 16) и в некоторых ее сужениях, где активно перестраиваются острова (участки 8 и 10).

Регулирование стока Саяно-Шушенской ГЭС привело к изменению характера, масштабов и мест проявления горизонтальных русловых дефор-

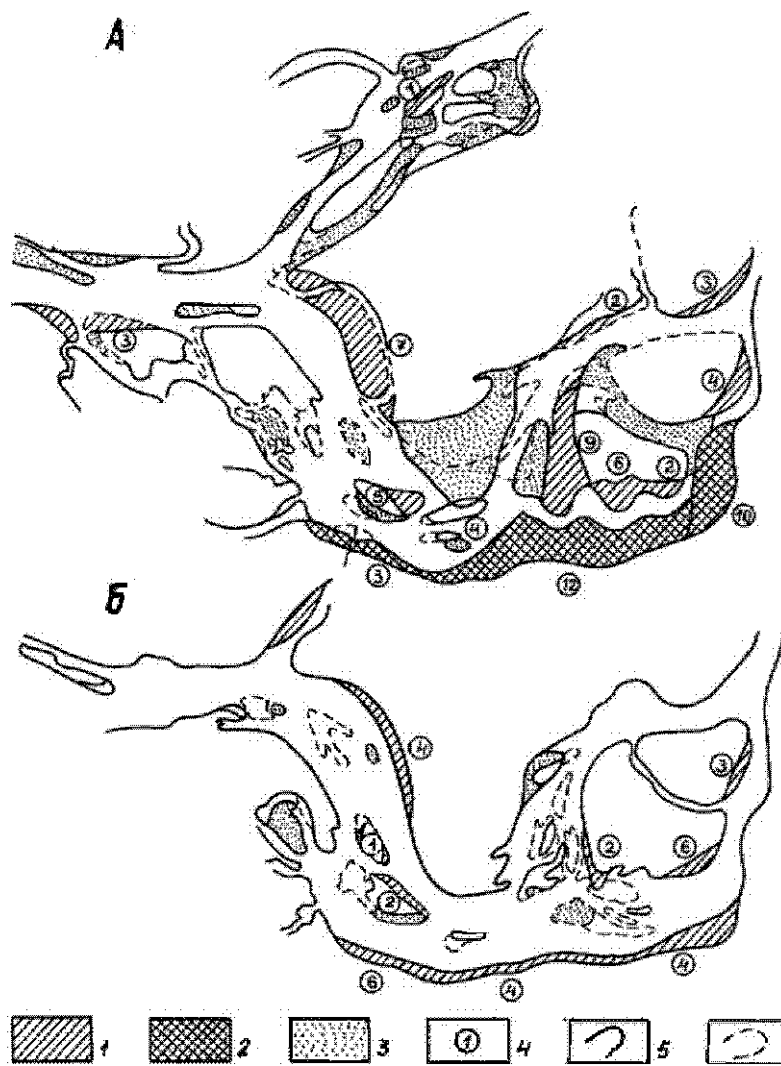


Рис. 4. Общие деформации русла верхнего Енисея в Лугавском расширении за периоды до (А) и после (Б) зарегулирования стока (1938-1978 и 1978-1992 гг.). Условные обозначения: 1 – разрыв пойменных берегов за соответствующий период; 2 – разрыв террасовых берегов за соответствующий период; 3 – положение отметей в русле в начальный период наблюдения за деформациями; 4 – средние скорости размыва берегов; 5 – берега, не изменившие своего положения за указанный период; 6 – бывшее положение прирусловых отметей в начале периодов наблюдений.

маций в русле. Расчет неразмывающих скоростей и анализ ежедневных расходов показали, что до 1978 г. массовое смещение материала, слагающего отмытку, начиналось при прохождении Q_{ϕ} верхнего интервала (10000 м³/с). Сейчас такие расходы не наблюдаются; при современном Q_{ϕ} верхнего интервала (5100 м³/с) отмытка разрушается лишь в стрессовой зоне русла; при среднемаксимальных расходах воды 3000-4000 м³/с отмысается перемещение в русле лишь средней гальки. В целом в нижнем бьефе Саяно-Шушенской ГЭС произошло сокращение масштабов общих деформаций, особенно в относительно прямолинейном и разветвленном русле, в меньшей степени – на излучинах (табл. 8).

Таблица 9. Распространение горизонтальных деформаций на морфологически однородных участках русла верхнего Енисея до (1) и в условиях регулирования (2) стока Саянским водохранилищем

Морфологически однородные участки		Расстояние от Майской ГЭС, км	Характеристики деформаций			
№	Тип русла		% деформируемых (размыв и намыв) берегов от дна берегов участка		% размываемых берегов от дна берегов участка	
			1	2	1	2
3	Относительно прямолинейное.	40-52	35	37	24	29
4	Односторонние разветвления	52-59	8	49	0	34
5	Разбросанные разветвления	59-70	54	79	24	64
6	Пойменно-русловое разветвление с извилистыми рукавами	70-80	79	0	39	0
7	Относительно прямолинейные участки и вынужденная излучина	80-86	37	39	22	25
8	Разветвленное врезанное	86-93	69	37	46	19
9	Разветвленно-извилистое с разбросанными разветвлениями (Лугавский участок)	93-103	67	50	51	42
10	Пойменно-русловое разветвление	103-114	44	19	36	15
11	Односторонние разветвления	114-122	42	28	13	28
12	Врезанные односторонние разветвления.	122-130	15	17	9	17
13	Разветвленное	130-139	52	42	40	18
14	Разветвленное в дельте р.Абакан	139-142	17	16	0	5
15	Пойменно-русловые разветвления	142-154	51	54	34	24
16	Пойменно-русловое разветвление с извилистыми рукавами	154-160	96	67	60	37
17	Разветвленно-извилистое	160-174	71	-	41	-
Средние значения на участках выше ЗВК		40-140	45	33	28	26
Средние значения на участках ниже ЗВК		140-174	62	52	38	24

На фоне сокращения общих деформаций, затрагивающих весь пояс разветвления русла Енисея, продолжают активно переформировываться

наименее устойчивые участки русла в расширениях долины, сложенные мелкими наносами. К ним относятся Шушенский участок реки (5), Лугавское, Приабаканское и Предкуныинское расширения (участки 9,13,16). На рис. 4 Б показаны изменения русла в районе Лугавского расширения, где общие деформации трансформировались в размывы и намывы берегов на коротких отрезках русла. Одновременно резко активизировалась боковая эрозия русла Енисея на прилегающих к плотине участках (3-5, табл.9), где прошла волна глубинной эрозии, активизировавшая горизонтальные русловые деформации. Ниже пос. Шушенского направленной активизации боковой эрозии не происходит.

Переменный подпор Енисея со стороны Красноярского водохранилища почти не оказывает влияния на горизонтальные деформации русла, в том числе на приустьевых участках Абакана и Тубы из-за несовпадения времени прохождения руслоформирующих расходов воды (весеннее половодье) и установления подпора (конец лета). Поэтому основные перестроения в русле Енисея и его притоков в зоне выклинивания подпора (ЗВП) происходят в тот период, что и в бытовом состоянии; не изменились также и их темпы (табл. 9). Исключение составляет Предкуныинский участок (16), где масштаб деформаций заметно снизился еще в 50-60-е годы, т.е. до установления переменного подпора.

Так же, как и выше, в ЗВП русловые деформации проявляются в размывах берегов со скоростью 3-6 м/год, разработке и обмелении рукавов. Размывы берегов происходят даже на участке, прилегающем к зоне постоянного подпора (у горы Тепсей), где озерный режим держится до 240 дней в году.

Перестроения перекатов

Скорость потока, при которой начинается смещение донных наносов на перекатах верхнего Енисея (согласно расчетам по формуле Г.И.Шамова), составляют для галечного русла 1.0-1.5 м³/с; разрушение отмостки происходит при скоростях 2,2-2,4 м³/с. Первое условие достигается при расходах воды около 2000 м³/с, второе – свыше 5000 м³/с. В естественных условиях перемещение наносов происходило уже при руслоформирующих расходах воды нижнего интервала (4100 м³/с, обеспеченность около 10 %); в результате, при руслоформирующих расходах верхнего интервала (10000 м³/с) наблюдалось массовое движение галечно-мелкогалечных наносов по всему руслу, обуславливая интенсивные перестроения перекатов. Последние заключались в смещении самих перекатов, побочней и кос, образовании осередков, смещении их вниз по течению и размыве, отторжении побочней от берегов, образовании и размыве гряд меньших размеров. Эти перестроения в основном носили периодический характер (отторжение кос, перемещение побочней, миграция корыта перекатов и т.д.), но иногда наблюдались направленные тенденции, связанные с зарастанием побочней и осередков, превращением их в береговую пойму или острова.

Наиболее активными были переформирования перекатов в разветвлениях русла, на перегибах, в верхних и удлинённых нижних крыльях свободных излучин. Здесь смещение форм руслового рельефа происходило со скоростью до 50 м/год. Наиболее активным с момента своего образования в конце 50-х годов являлся перекат Лугавская Прорва в Лугавском расширении (участок 9) в верхнем крыле вынужденной излучины. Своеобразие его переформирований определяется необычным для Енисея песчаным составом наносов, поступающих в русло при очень интенсивном (до 20 м/год) размыве 10-метрового уступа 1-й надпойменной террасы. В таких условиях многочисленные побочники и осередки смещались со скоростью около 100 м/год.

При зарегулированном стоке массовое смещение донных наносов происходит только при руслоформирующих расходах верхнего интервала (среднее значение 5100 м³/с). Поскольку их обеспеченность всего 0,6%, переформирования носят местный характер, проявляясь в смещении кос и миграции корыт перекатов, сложенных рыхлогалечным материалом. Поэтому общие темпы деформаций перекатов верхнего Енисея после ввода в строй Саяно-Шушенской ГЭС снизились, а устойчивость русла возросла.

На переформирования перекатов, расположенных выше пос. Шушенское, сказалась глубинная эрозия в нижнем бьефе ГЭС. Благодаря ей перекаты в последнее десятилетие стабилизировались, прекратилось смещение галечниковых кос. Гребни многих перекатов размылись, глубины на перекатах увеличились: например, на Монастырских перекатах они возросли с 1,2 до 2,0 м. На сложных перекатах (например, с центральным побочнем) благодаря глубинной эрозии сначала уничтожился верхний гребень, но продукты его размыва вызвали обмеление нижележащего гребня; по мере прохождения волны эрозии этот гребень тоже размылся.

Продукты размыва русла на приплотинном участке образовали волну аккумуляции перед фронтом глубинной эрозии. Однако ее последствия были ликвидированы последующим размывом. В начале 90-х годов аккумуляция проявлялась лишь на Шушенских перекатах, ниже которых эти явления уже не распространилось. Здесь в русле отмечено перекрытие отмостки средней и мелкой галькой, благодаря чему перекаты стали активно переформирования – произошел рост кос в ухвостьях верхних побочней со скоростью до 10 м/год, смещение корыта Ниж. Шушенского переката в нижнее положение. Некоторые косы отторгаются и превращаются в осередки, которые хаотично располагаются в русле вместе с небольшими молодыми пойменными островами.

Ниже пос. Шушенского, куда глубинная эрозия нижнего бьефа не распространилась, переформирования перекатов почти полностью прекратились из-за снижения руслоформирующих расходов. Отдельные смещения кос зафиксированы на перекатах в прямолинейном русле (Камский, Верх. Быстринский), причем, по мере уменьшения вниз по течению крупности отмостки и занятой ею площади, скорость их возрастает с 10 до 30 м/год. То

же можно сказать об отдельных перекатах в разветвлениях русла, на перегибах и в нижних крыльях излучин. Перекаты на вынужденных излучинах стали стабильными, кроме переката Лугавская Прорва, переформирования которого продолжают быть столь же активными, как и до регулирования стока из-за песчаного состава руслообразующих наносов. В период 1978-1983 гг. здесь произошло отторжение нижнего побочня с образованием осередка, который в 1983-1987 гг. сместился вниз на 150 м (около 80 м/год); в 1987-1990 гг. осередок расчленился протокой, причем его левая часть сместилась вниз на 170 м (почти 90 м/год). Правый берег продолжал при этом размываться со скоростью около 20 м/год.

Переформирования перекатов, расположенных в зоне выклинивания подпора Красноярского водохранилища (140-174 км ниже плотины Майнской ГЭС), происходят в условиях периодического прохождения обратной положительной волны при заполнении водохранилища, в результате чего здесь происходит аккумуляция наносов.

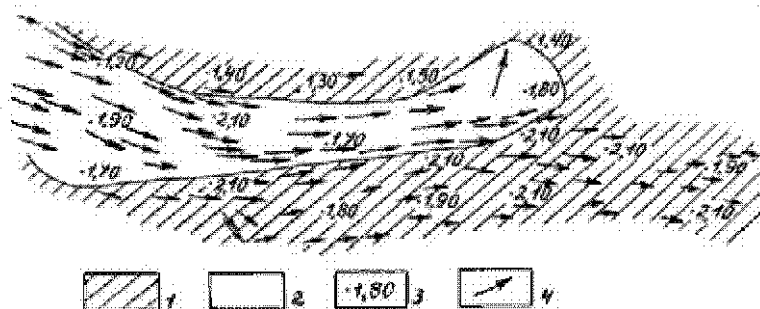


Рис. 5. Скоростное поле потока и условия аккумуляции наносов верхнего Енисея в зоне выклинивания подпора Красноярского водохранилища. Условные обозначения: 1 – зона возможной аккумуляции наносов ($V_{cp} < V_{неразм}$); 2 – зона транспорта наносов ($V_{cp} > V_{неразм}$); 3 – значения неразмывающей скорости (м/с); 4 – направление струй течения.

На рис.5 показано рассчитанное по математической модели скоростное поле потока Енисея в реальных условиях выклинивания подпора во второй половине августа 1993 г. в районе Верх. Дурного переката (17-20 км выше нижней границы зоны). Снижение скоростей в стрежневой зоне потока происходит очень быстро – почти в три раза (с 2,8 до 1,0 м/с) на расстоянии всего 250 м.

Наиболее заметна аккумуляция наносов на перекатах. Однако анализ одновременных съемок всех 12 перекатов, расположенных в ЗВП, показал резкое обмеление русла лишь на пяти из них, находящихся примерно посередине зоны (Верх. Комарковский, Верх. и Ниж. Полянинские, Верх. Дурной и Усть-Дурной). Следовательно, аккумуляция наносов в ЗВП связана не только с прохождением обратной положительной волны, но и с другими причинами. Первая из них – скорость продвижения границы подпора.

При ее быстром продвижении наносы не успевают накапливаться в русле в заметном количестве; при замедлении волны подпора или при ее остановке условия для аккумуляции наносов оказываются более благоприятными. Скорости распространения волны подпора в разные по водности и режиму заполнения водохранилища годы показаны на рисунке 1 и приведены в таблице 4. На нижнем участке ЗВП на протяжении 16 км от ее нижней границы скорости продвижения границы подпора всегда очень большие – от 600 до 1400 м в сутки. В результате находящиеся здесь четыре переката стабильны, отличаются сезонной устойчивостью и большими глубинами.

Выше по течению между г. Куньей и д. Комарково (16-27 км от нижней границы ЗВП) скорость продвижения волны подпора резко снижается. Именно здесь расположены пять перекатов, на которых происходит наиболее интенсивная аккумуляция наносов и обмеление русла.

Вторая причина – наличие в русле во время прохождения волны подпора влекомых наносов, достаточных для наращивания перекатов. Так как при зарегулированном Саянским водохранилищем стоке низки половодья на Енисее срезаны, а транспорт галечных наносов почти прекратился, основным источником их поступления стала река Абакан, устье которой находится в 34 км от нижней границы ЗВП. Половодье на Абакане проходит в мае – начале июня, и вызывает подпор потока Енисея. Благодаря кривой спада уровней в устье Абакана из него в Енисей выносятся большие количества наносов. Через месяц эти наносы распространяются по руслу Енисея на 10-15 км ниже устья Абакана. В это время сюда распространяется зона выклинивания подпора, вызывая аккумуляцию абаканских наносов. Когда подпор достигает верхней границы зоны выклинивания (конец июля – август), на Енисее и Абакане устанавливается межень, и нового поступления наносов не происходит. Поэтому три переката, расположенные выше Ниж. Комарковского в верхней части ЗВП, практически не реагируют на подпор.

Зимой и весной прямая отрицательная волна спада при сработке водохранилища, проходя со значительно меньшей скоростью (табл.4), не обеспечивают размыв ранее намывных перекатов, и они остаются мелкими вплоть до следующего распространения сюда подпора.

Анализ одновременных съемок перекатов ЗВП показал, что переменный подпор стимулирует в той или иной степени сезонное их обмеление, но не оказывает влияния на многолетние переформирования. Однако в условиях регулирования стока Саяно-Шушенской ГЭС их темпы заметно снизились.

Экологические последствия воздействия водохранилищ на пойменно-русловый комплекс верхнего Енисея

Наиболее существенное воздействие на пойменно-русловый комплекс верхнего Енисея в Минусинской котловине оказали регулирование стока Саянским водохранилищем и переменный подпор от Красноярского водохранилища. Дноуглубительные работы в русле Енисея, проводимые с целью

улучшения условий судоходства вплоть до начала 90-х годов в сравнительно небольших объемах, сейчас прекращены. Карьеры стройматериалов в русле и на пойме не получили широкого распространения.

В нижнем бьефе Сайно-Шушенской ГЭС последствия регулирования стока заключаются в некоторой активизации горизонтальных русловых деформаций, стабилизации или замедлении перестроений перекатов, посадке уровней воды. Первые два не влияют на экологическое состояние пойменно-руслового комплекса реки: усиление размывов берегов коснулось, в основном, островов и прибрежной поймы, почти не используемых человеком. Стабилизация большей части перекатов и увеличение в их пределах глубин являются фактором улучшения условий судоходства, но оно в современной экономической обстановке практически прекращено.

Незначительное затухание общих русловых деформаций на неустойчивых участках русла (Шушенские перекаты, Лугавский участок) не привело к заметному снижению вызванной ими естественной экологической напряженности. Здесь продолжают размываться берега, создавая угрозу разрушения жилых домов в селах и потере пастбищ. Неустойчивость русла и его блуждания сохраняются и в перспективе.

Небольшая посадка минимальных уровней воды (6 см) на прилегающем к плотине 80-километровом участке русла не отразилась на работе водозаборов и на подходах к причалам, практически незаметно и вызванное посадкой уровней снижение горизонта грунтовых вод на пойме.

Несколько больше изменили экологическую ситуацию гидрологические последствия регулирования стока. Снижение уровней половодий почти на 1 м привело к сокращению частоты и длительности затопления не только пойменных островов, но и береговой поймы, что вызвало остепнение пойменной растительности. На правобережной пойме, практически не используемой в хозяйственной деятельности, это оказалось малозаметным, так как исчезли лишь некоторые виды растительности в естественном биоценозе; на левобережье, где издавна было развито скотоводство, сокращение поймности усилило пастбищную дигрессию – угнетенная безводьем пойменная растительность во многих местах оказалась выбитой копытами животных.

Существенная экологическая напряженность возникла в районе г. Минусинска из-за 3-4-кратного зимнего повышения уровней – оно вызвало подтопление прибрежных строений и разрушение ледоходом (ниже полыньи) коммуникаций, рассчитанных на более низкое его прохождение.

В зоне выклинивания подпора Красноярского водохранилища максимальное ухудшение экологической ситуации на реке связано с гибелью пойменных угодий, особенно в нижней части зоны. Переменный подпор вызвал резкое увеличение поймности: пойма близ нижней границы ЗВП покрывается водой практически ежегодно на длительный срок – от 260 дней до года, а в 25 км от нее – на 180 дней. Выше поймность сокращается, и массивы, прилегающие к верхней границе ЗВП, затопляются на 8-10 дней с повторяемостью 50-60 %, что соответствует естественной поймности сни-

сейской поймы. Вследствие этого пойменные ландшафты здесь практически не реагируют на подпор от Красноярского водохранилища.

На нижних 25 км ЗВП резкое увеличение длительности, глубины и частоты затопления поймы Енисея привели к полной деградации естественных пойменных ландшафтов: от ивовых кустарников и тополей, ранее произраставших на пойме, остались только пни, наполовину прикрытые наилком. В первый месяц после сработки водохранилища на пойме полностью отсутствует всякая растительность – она представляет собой песчано-суглинистую поверхность желтого цвета, напоминающую лунный пейзаж. В конце мая – начале июня она покрывается осокой, которая к началу августа достигает высоты 1,5 м и более. При наполнении водохранилища в пределах зоны подпора стебли травы частично возвышаются над водой, указывая на местонахождение затопленных островов. Ранее здесь пасли скот и косили сено, теперь же "лунные ландшафты" непригодны для любой хозяйственной деятельности.

Обмеление нескольких перекатов в зоне выклинивания подпора затрудняет сохранившееся в этой части Енисея судоходство в период подпора. Более опасным является функционирование рассеивающего водовыпуска Усть-Абаканских предприятий, расположенного в протоке Аскыровской в левой части русла: в период подпора течение здесь отсутствует, поэтому выпуск загрязняющих веществ осуществляется в стоячую воду, в результате чего загрязняется вся прилегающая акватория и донные отложения водохранилища.

ЛИТЕРАТУРА

Белый Б.В., Беркович К.М., Борсук О.А., Зайцев А.А., Лодина Р.В., Чалов Р.С., Чернов А.В. Морфология, динамика и регулирование русла р. Киренги в связи с транспортным освоением БАМ // Эрозия почв и русловые процессы. Вып.7. М.: изд-во МГУ. 1979.

Беркович К.М., Зайцев А.А., Лодина Р.В., Чалов Р.С. Русловые процессы на больших реках Восточной Сибири с галечно-валунным аллювием и особенности их регулирования // Вестник МГУ. Сер. 5. География. 1985.

Карта новейшей тектоники СССР и сопредельных стран. М-б 1:4000000. М.: ГУГК. 1985.

Назаров Н.Н., Чалов Р.С., Чернов А.В. Особенности морфодинамики речных русел в переходных областях от гор к равнинам // Геоморфология гор и равнин: взаимосвязи и взаимодействие. Краснодар, 1998.

Ямских А.Ф. Осадкоаккумуляция и террасообразование в речных долинах Южной Сибири // Красноярск: изд-во Краснояр. ун-та. 1993.

В содержание

Н.Г. Добровольская

МИКРООРГАНИЗМЫ КАК КОМПОНЕНТ РЕЧНОЙ ГЕОСИСТЕМЫ

Водная сеть любой территории является продуктом взаимодействия всех факторов, формирующих ландшафты (Маккавеев, 1955). Одним из них является деятельность микроорганизмов. Однако по своей массе микробные сообщества составляют ничтожную долю общей биомассы биологических и минеральных веществ, участвующих в процессах массо-энергообмена в речных руслах. Тем не менее, их биохимическая роль в формировании русла, разрушении его ложа и частиц аллювия (наносов) весьма существенна (Добровольская, 1980; Добровольская и др., 1991). Высокая биохимическая активность микроорганизмов определяет значительность их влияния на формирование химического состава вод, трансформацию органического вещества, развитие процессов субкавального выветривания, а также на круговороты азота, фосфора, серы и других жизненно важных элементов. Отсюда очевидна необходимость учета микробиологических процессов при оценках способности вод к самоочищению, экологии рек и современных русловых процессов. На этом основании Н.И. Алексеевский (1998) предложил включать в балансовые уравнения геостока микропланктонную составляющую, т.е. ту часть речного микробиологического сообщества, которая перемещается вместе с водой. Инициатором исследования микрофлоры рек как фактора формирования речного русла еще в 60-е годы выступил Н.И. Маккавеев.

В связи с резким возрастанием антропогенной нагрузки на речные системы возникает необходимость учета в прогнозах русловых деформаций сезонной динамики численности микроорганизмов, вертикального и латерального распределения их в водном потоке, аллювиальных наносах и коренных породах ложа, с одновременным выявлением микробиальных особенностей основных компонентов ландшафтов водосбора.

Несмотря на актуальность проблемы, микробиологические исследования речных экосистем носят эпизодический характер, приурочены в основном к населенным пунктам и гидросооружениям и проводятся, как правило, санэпидстанциями для решения узких утилитарных задач.

Этот пробел восполняют результаты исследований на малых горных реках Западного Тянь-Шаня (реки Кара-Бай, Сукоксай, Паркентсай, Заркентсай), а также на реке Лене в ее среднем течении (участок Покровск – Якутск). Участок, выбранный для изучения микрофлоры реки Лены, характеризуется преобладанием в составе современного аллювия песчаных наносов (от пылеватых до гравелистых), галечник и гравий встречаются лишь локально. Распределение наносов по крупности отличается общей тенденцией к уменьшению среднего диаметра аллювия вниз по течению. В районе Покровска и Табагинского утеса известняки кембрийского возраста выходят на поверхность в русле, и при разрушении дают скопление известняковой

галльки. Русло здесь разветвлено на рукава, с обильными перекатами и плесовыми ложбинами, выстиланными более крупными наносами (крупный и гравелистый песок, галлька, гравий).

Гидрологический режим реки обусловлен резкой континентальностью климата (среднегодовая температура – 10 °С). В зимний период уровень воды в реке снижается до 1-2,5 м ниже проектного, и из под воды выходят обширные части русла, промерзающие до глубины 3-6 м. Резкий подъем уровней наблюдается в конце мая – начале июня вследствие таяния снега и ледяных заторов. Основной сток наносов осуществляется в период весеннего половодья.

Зональные почвы в бассейне – типичные глубоко-мерзлотно-таежные палевоы и мерзлотно-таежно-перегнойно-карбонатные. Пойменные почвы более обеспечены питательными элементами в связи с ежегодным затоплением их паводковыми водами. Для всех пойменных почв характерна слабая дифференциация почвенного профиля, что связано с неустойчивым гидротермическим режимом (Еловская, 1966).

В руслах рек средой обитания микробных сообществ служит водная толща, аллювий и породы ложа. Планктонные формы микроорганизмов, населяющие водную массу, имеют специальные приспособления в виде жгутиков и газовых вакуолей для передвижения во взвешенном состоянии. Наряду с малым удельным весом это препятствует их оседанию на дно. Бентосные микроорганизмы прикрепляются к субстрату с помощью разных выростов, простек, фимбрий, дисков и находятся в адгезированном состоянии, что в экстремальных условиях может служить важным фактором их выживания и поддержания стабильности речной экосистемы. Данные о влиянии адсорбентов (в частности грунтов и речных наносов) на микроорганизмы достаточно противоречивы. В работах Д.Г. Звягинцева (1967; 1987) отмечается значительное воздействие адсорбентов на развитие, скорость размножения и направленность биохимических процессов. Очевидно, в каждом конкретном случае они могут оказывать как стимулирующее, так и угнетающее действие.

По результатам исследований, проведенных на р. Лене в летнюю межень, можно судить о том, что распределение бактерий в поверхностном и придонном слоях воды неодинаково и зависит от морфологии русла. На плесах количество сапрофитных бактерий в верхнем горизонте колеблется от 20 до 30 тыс. КОЕ/мл (КОЕ – колониальная единица, приходящаяся на 1 мл или 1 г вещества) и в среднем составляет 25 тыс. КОЕ/мл, тогда как в придонном слое их численность снижается почти в два раза (12-18 тыс. КОЕ/мл), составляя в среднем 14 тыс. КОЕ/мл. На перекатах соотношение распределения бактерий по глубине меняется: в придонном слое воды содержание микроорганизмов достигает в среднем 8 тыс. КОЕ/мл при амплитуде 6-10 тыс. КОЕ/мл и заметно уменьшается к поверхности – 3,7 тыс. КОЕ/мл при колебаниях в пробах – 2-6 тыс. КОЕ/мл (табл. 1).

Существенные отличия распределений микроорганизмов по профилю водной толщи на плесах и перекатах можно отнести за счет неодинаковых скоростей течения в придонных и поверхностных слоях, некоторыми различиями в температуре воды, большей турбулентности потока на перекатах. В целом плесовые ложины всегда обильнее по плотности микроорганизмов в водном потоке по сравнению с перекатами. По-видимому это связано с более благоприятными гидрологическим и гидротермическим режимом для развития микробных сообществ: повышенным прогреванием воды и большим содержанием илистых частиц. Качественный состав микроорганизмов, населяющих водный поток, очень пестрый и разнообразный: в бактериальном комплексе преобладают представители класса *Proteobacteria* (большинство грамотрицательных бактерий), так и грамположительные бактерии – представители класса *Actinomycetales*, среди которых доминируют коринеформные бактерии.

Донные отложения – особая экологическая ниша, богатая органическим веществом и благоприятная для обитания микроорганизмов многих физиологических групп, влияющих на химизм процессов в грунтах, аллювии, илах и придонной толще воды. Количественная оценка микробного состава грунтов и аллювиальных наносов выявила явное пресвалирование численности микроорганизмов в плесовых ложинах по сравнению с перекатами. В 1 г кварцевого песка на плесах содержится в среднем 827 тыс. КОЕ/г, а для зон заиления оно достигает 1558 тыс. КОЕ/г, в то время как на перекатах количество не превышало во всех образцах 264 тыс. КОЕ/г (табл. 1). В групповом составе микроорганизмов особых отличий нет – и плесы, и перекаты характеризуются большим видовым разнообразием бактериальных форм, наличием *Azotobacteria*, значительным содержанием дрожжей и микроскопических грибов, хотя колонии, выделенные из отложений плесов всегда заметно крупнее и среди них встречается больше пигментированных форм. Такая разница в численности бентосных бактерий обусловлена более высокими скоростями течения и достаточно интенсивным движением наносов на перекатах, по сравнению с плесами, где перенос последних осуществляется только во время половодья; в относительно маловодные годы и маловодные фазы режима дно здесь выстилается илом с линзами песка.

Кембрийские известняки, выходящие на поверхность в районе пос. Покровска, также характеризуется высокой обсемененностью микроорганизмами – от 470 до 820 тыс. КОЕ/г (среднее значение 640 тыс. КОЕ/г), близкой по плотности к кварцевым пескам, и преобладанием пигментированных колоний рода *Micrococcus*, являющихся активными агентами субаквального выветривания.

Известно, что разные типы донных отложений отличаются неодинаковой бактериальной активностью. Долгое время господствовало представление, что интенсивность микробиальных процессов тесно связана с количеством бактерий, содержащихся в том или ином субстрате. Сейчас придерживаются иного мнения: богатые органическим веществом осадки

озер и лиманов содержат огромное количество бактерий – миллиарды клеток в одном грамме, но минерализация органического вещества происходит там менее интенсивно, чем в песчаных грунтах, где количество последних не превышает нескольких сотен тыс./г. Очевидно, общее содержание бактерий не является критерием интенсивности, и при оценке активности бактерий следует учитывать совокупность всех факторов.

Таблица 1. Микрофлора русла и поймы р.Лены (среднее течение)

Объекты	Количество* микроорганизмов в тыс. КОЕ в 1 мл воды или в 1 г аллювия, грунта, почвы		
<i>Русло</i>			
Водный поток			
Верхний слой (перекат)	5	2.5	3.7
Придонный слой (перекат)	9	6.5	7.8
Верхний слой (илес)	28	22	25
Придонный слой (илес)	16	12.5	14
<i>Аллювий</i>			
Кварцевый песок (перекат)	468	60	264
Кварцевый песок (илес)	1110	544.6	827
Кварцевый песок, заиленный (илес)	1790	1326	1558
<i>Грунт</i>			
Известняк	735	545	640
<i>Пойма</i>			
Центральная пойма (дерново-пойменная почва)	80	60	70
Остров(дерново-пойменная почва)	36	17	26.5
Прирусловая часть острова (дерново-пойменная почва)	22	18	20

* приведены осредненные данные.

В связи с тем что между руслом и поймой происходит систематический обмен наносами (нодмыв пойменных яров, оседание большого количества наносов на пойме во время половодья) возникает вопрос: является ли микрофлора речного потока и донных отложений сугубо аборигенной или же частично она представлена аллохтонными (привнесенными) формами терригенного происхождения, попавшими в воду в период паводков и половодий?

Для пойменных почв долины р. Лены была установлена большая неоднородность микробного состава и некоторая зависимость количества микроорганизмов от приуроченности к той или иной форме рельефа. Почвы центральной части береговой поймы с высокой гумусностью (1,1-1,8%) отличаются большим содержанием микроорганизмов и более разнообразным качественным составом по сравнению с микрофлорой почв прирусловой и островной поймы, где содержание гумуса снижено до 0.7-1.0%. Количество гетеротрофных бактерий в почвах центральной части береговой поймы

варьировало в пределах 60-80 тыс. КОЕ/г, что в 2,5-3,5 раза больше их содержания в почвах центральной и прирусловой частей островной поймы (26,5 тыс. КОЕ/г и 20 тыс. КОЕ/г, соответственно).

Сопоставление качественного состава микробных популяций почв центральной и береговой поймы показало явное преобладание в почвах береговой поймы коринеформ, высокое содержание в них азотобактера, наличие люминисцирующих и подвижных форм бактерий, полностью отсутствовавших в центральной пойме, и высокий процент микроскопических грибов из рода *Aspergillus* и рода *Penicillium*. Несмотря на некоторые различия в качественных характеристиках микробного состава пойменных почв, отмечается их высокая биогенность и наличие микроорганизмов аналогичных тем, что встречались в водном потоке. Последнее подтверждает тесную связь между руслом и поймой, а также свидетельствует о том, что помимо аборигенной микрофлоры и обитателей исключительно водной среды в потоке существуют в значительном количестве аллохтонные микроорганизмы, попавшие в русло с водосбора вместе с терригенными частицами и сумевшие адаптироваться к жизни в воде. В донных отложениях, а также в скальных породах речного ложа численность микроорганизмов всегда больше, чем в воде, и состав их более разнообразен. Ведущим фактором, определяющим численность и качественный состав микроорганизмов в водном потоке и грунтах, является форма руслового рельефа, каждый тип которой характеризуется не только определенным уровнем запаса микробной биомассы, но и спецификой ее распределения по глубине потока.

По мнению Н.И. Маккавеева (1955), процессы выветривания, протекающие в субаквальных условиях значительно интенсивнее, чем в субаэральных. Микробиологическое выветривание оказывает существенное влияние на формирование современного руслового аллювия, а в некоторых случаях даже приводит к "выпадению" определенных фракций из состава руслообразующих наносов (Добровольская, 1980; Борсук и др., 1981; Добровольская и др., 1991). В экспериментах по изучению устойчивости частиц наносов, отобранных из русла р. Лены, к микробиологическому выветриванию среди фракций размером 0.25-0.5; 0.5-1.0 и 1-2 мм наименее устойчивой оказалась фракция 0.5-1.0 мм. Скорость микробиологического разрушения максимальна у известняков и заметно снижается для гранитов и кварца. Преобладание бактерий из рода *Micrococcus* в породах ложа реки и аллювии при высокой интенсивности их разрушения позволяет считать, что они играют ведущую роль в процессах подводного выветривания и подготавливают породы к размыву водными потоками.

Многолетние микробиологические наблюдения с охватом всего водосбора, а не только самих долин, проводились в бассейнах малых рек Тянь-Шаня – Кара-Бай, Сукокая, Паркентая, Заркентая, характеризующихся различной активностью селевых явлений, в той или иной мере определяющих морфологический облик русел и состав аллювия. Наиболее детальное исследование проведено в бассейне р. Кара-Бай – правом притоке р.

Ангрена, протекающей среди отрогов Чаткальского хребта. Долина реки на всем протяжении от истоков до устья представляет собой V-образное ущелье, которое при пересечении известняков превращается в каньон. На отдельных участках уклон реки достигает 70%, темпы врезания составляют 2,5-3,0 мм/год. Площадь бассейна 120 км². Питание реки осуществляется в основном за счет таяния снега; большая часть стока проходит летом и осенью. Средний годовой расход воды – 0,2 м куб./с, модуль стока 20-30 л/с/км². Бассейн Кара-Бау сложен преимущественно вулканогенными породами (кварцевыми порфирами); местами долина прорезает граниты; лишь в низовьях появляются карбонатные породы. Согласно классификации Р.С. Чалова (1966), русло реки относится к порожисто-водопадному типу.

Количественный и качественный состав микрофлоры изучался в водном потоке, донных отложениях, порогах, ложах и в ночках во всех высотных поясах – от нивального до лесостепного, что позволило выявить влияние на развитие микробных популяций влажностно-температурного режима, который резко меняется от пояса к поясу и отличается резкой сезонной контрастностью. Нивальный пояс (выше 3200 м абс. высоты) характеризуется суровым климатом (среднегодовая температура не превышает + 8 °С), количество осадков – 200-500 мм/год. Это исключает возможность произрастания высшей растительности и образования полнопрофильных почв. В альпийском поясе (2500-3200 м абс. выс.) – климат умеренный: количество осадков – 500-1000 мм/год, среднегодовая температура – 8-10 градусов. Здесь распространены горно-луговые почвы с 8-15% гумуса. В растительном покрове преобладают разнотравно-злаковые ассоциации. Лесной пояс (1700-2500 м абс. выс.) относится к зоне максимального увлажнения; осадки (600-1200 мм/год) равномерно распределены по временам года, среднегодовая температура составляет + 10 °С. Почвы – коричневые с мощностью гумусовых горизонтов 60-70 см, гумусность – 3-13%. Характерные почвы лесостепного пояса (ниже 1700 м абс. выс.) – темные сероземы с гумусностью 2-3%. Среднегодовая сумма осадков – 300-500 мм, среднегодовая температура воздуха около +10° С. В растительности преобладают травянистые сообщества с одиночными кустарниками.

Исследования микробного населения в различных экологических нишах проводилось в разных высотных зонах в летнюю межень. Пробы отбирались в каждой точке с пятикратной повторностью, согласно стандартной методике. Учет численности микроорганизмов проводился с использованием метода посева на твердые питательные среды (Бабьева, Агре, 1971). Анализ полученных данных свидетельствует о ярко выраженной тенденции увеличения численности микроорганизмов в водном потоке от истоков к устью по мере смены высотных поясов (за исключением корректив, вносимых антропогенными нагрузками). В верховьях реки (нивный пояс) количество гетеротрофных микроорганизмов составляет 1,8 тыс. КОЕ/мл, в альпийском поясе оно достигает 3,4 тыс. КОЕ/мл и возрастает на целый порядок в лесном – 29 тыс. КОЕ/мл (табл. 2). На приустьевом участке (лесо-

степная зона) численность микроорганизмов увеличивается более чем в 4 раза (136 тыс. КОЕ/мл), достигая максимума в пределах населенного пункта – 1450 тыс. КОЕ/мл (рис. 1). Эта закономерность характерна как для речного потока, так и для пород, слагающих ложе реки (гранитов, известняков). Наименьшая обсемененность гранитов бактериальными клетками – 19,2 тыс. КОЕ/г отмечена для высокогорных ландшафтов и по мере снижения абсолютных высот и смены ландшафтных поясов постепенно увеличивалась до 516,4 тыс. КОЕ/г. Некоторая тенденция к повышению численности микроорганизмов в связи с изменениями высот прослеживается также и для

Таблица 2. Микрофлора на водосборе и в русле р. Кара-Бау в различных высотных зонах

Высотные зоны почвы	Количество* микроорганизмов в тыс. КОЕ в 1 мл воды или в 1 г аллювия, грунта, почвы				
	Водосбор		Русло реки		
	снег	почва	вода	гранит	известняк
Нивальный (3260 м), примитивные глинистые	2.5	9.2	1.8	19.2	-
Альпийский (2800 м), горно-луговые	-	77.3	3.4	49	-
Лесной (2000 м), коричневые	-	126.5	29	87.4	19.5
Лесостепной (1200 м), темные сероземы	-	58.3	136.3	516.4	29.3
1100 м, село	-	-	1450	920	64

* приведены осредненные данные.

карбонатных пород, правда порядок численности здесь был один – 19,5-29,3 тыс. КОЕ/г, что очевидно связано с более узким диапазоном абсолютных высот распространения карбонатных пород, которые встречаются не выше 2500 м. Плотность микроорганизмов при равенстве прочих условий всегда значительно выше в гранитах, что объясняется наличием в их составе большего спектра минералов необходимых для жизнедеятельности микроорганизмов, чем в бедных питательными элементами карбонатных породах. В лесной зоне в гранитах содержится 87,4 тыс. КОЕ/г, тогда как в известняках их в 4,5 раза меньше (19,5 тыс. КОЕ/г; аналогичные данные получены для лесостепной зоны: 516,4 и 29,3 тыс. КОЕ/г, соответственно.

В субаквальных условиях подавляющая масса микроорганизмов сосредоточена на поверхности галечникового аллювия и пород, выстилающих ложе реки (97-98%); в субэвальных условиях доля поверхностно-адгезированных микроорганизмов в известняках снижается до 68-70%, в то время как на гранитах она не изменяется. По-видимому разница в распределении микроорганизмов на поверхности и внутри обломков известняка в

субазральных и субаквальных условиях связана не только с повышенной пористостью и трещиноватостью поверхностных слоев в субазральной среде, но и с постоянным корродирующим воздействием частиц движущихся в потоке и быстрым удалением разрушенного слоя с обнажением плотной массы. Последнее приводит к уменьшению поверхностного контакта микроорганизмов с породой и затрудняет их проникновение вглубь.

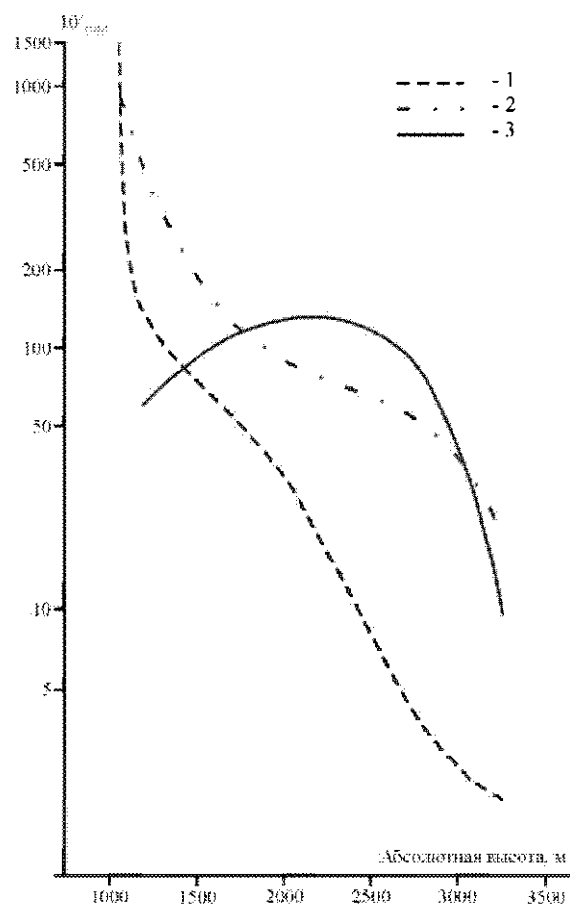


Рис. Динамика численности микроорганизмов в связи с изменением абсолютных высот местности. 1 – в водном потоке; 2 – в гранитах речного ложа; 3 – в типичных почвах бассейна.

Особого внимания заслуживает изучение микрофлоры снежного покрова – основного источника меженного стока воды. Численность микроорганизмов в снежнике у истоков реки имеет один порядок с концентрацией

их в самом водном потоке в пределах нивального пояса: 2,5 тыс. КОЕ/мл в снеге и 1,8 тыс. КОЕ/мл в воде. В годы с более высокими среднемесячными температурами, когда отмечается повышенное отложение золы на поверхности снега, число клеток может превышать 8 тыс. КОЕ/мл. При этом на участках "красного" снега (с высоким содержанием водорослей, грибов, актиномицетов) количество бактериальных клосток, обладающих яркой пигментирующей окраской, повышалось в несколько раз – до 25-30 тыс. КОЕ/мл, тогда как на бесцветных участках максимум составлял 9 тыс. КОЕ/мл. Многими исследователями (Красильников и др., 1949) подчеркивалось, что микроорганизмы "цветных" снегов обладают более высокой ферментативной активностью, которая в 1,5-2 раза выше по сравнению с неокрашенными. В работах М.А. Глазовской (1950) и И.Н. Степанова (1964) отмечалось, что с повышением температуры воздуха и турбулентности воздушных потоков увеличивается общее содержание пылевых частиц в снегах высокогорий, способствующих активному развитию здесь микроорганизмов. На генетическую связь микробного сообщества снежника и водного потока нивальной зоны бассейна р. Кара-Бау указывает установленное нами равное соотношение пигментных форм в том и другом случае.

Исследования типичных зональных почв позволили выявить особенности территориального распределения микроорганизмов в бассейнах горных рек. По мере перехода от нивального пояса к лесному численность микроорганизмов в почвах увеличивается с 9,2 до 126,5 тыс. КОЕ/г, а затем резко снижается в лесостепной зоне – 58,3 тыс. КОЕ/г. Минимальное количество обнаружено в примитивных почвах нивального пояса – от 3,8 до 12,0 тыс. КОЕ/г, что обусловлено низкими температурами и практически полным отсутствием органического вещества. Повышение гумусированности, нейтральная реакция и некоторый подъем температуры благоприятно сказывается на развитии микроорганизмов в горно-луговых почвах (от 40 до 120 тыс. КОЕ/г). Наибольшая биогенность коричневых почв обусловлена оптимальным сочетанием теплового, водного и питательного режима (численность составляет 70-180 тыс. КОЕ/г). Снижение численности микроорганизмов (до 16-87 тыс. КОЕ/г) в темных сероземах связано с длительным засушливым периодом и низким содержанием гумуса. Таким образом, почвы по убыванию биогенности могут быть расположены в следующий ряд: коричневые, горно-луговые, темные сероземы и совершенно обедненные микроорганизмами примитивные глинистые почвы высокогорий.

Изучение микрофлоры водных потоков, пород и аллювия были проведены и на других горных реках, отличающихся от Кара-Бау последовательной сменой сверху вниз порожисто-водопадного русла горными руслами с неразвитыми и развитыми аллювиальными формами русел с активным селевым режимом в пределах первых двух из них (Борсук, Добровольская и др., 1981). Смена типов русел по длине рек происходит согласно увеличению уклонов вверх по течению для Паркентсая от 26 до 500% и Заркентсая от 50 до 330%. Результаты исследований подтвердили зависимость

численности микроорганизмов от высотных поясов и расстояния от истоков рек. Так, количество бактериальных клеток в водах р. Паркентская растет от истоков к устью с 7 до 340 тыс. КОЕ/мл, Сукокская от 1 до 280 тыс. КОЕ/мл, Заркентская от 2 до 300 тыс. КОЕ/мл. В аллювиальных наносах прослеживается та же закономерность, но при уменьшении общего содержания микроорганизмов, обсеменяющих породы, по сравнению с водным потоком. Для Паркентской их количество составляло 14-250 тыс. КОЕ/г, 4-160 тыс. КОЕ/г и 6-256 тыс. КОЕ/г, соответственно. Качественный состав микроорганизмов в бассейнах исследованных рек очень пестр и разнообразен. Преобладают коринеформы рода *Mikrococcus*, устойчивых к повышенным дозам ультрафиолетового излучения и радиации, растущих при большом интервале pH (от 5 до 9), отмечено во всех компонентах речных систем. В гранитах ложа рек они составляют 84% всех форм, в известняках – 48% и в воде – 63%. Такое обилие коринеформ в горных реках Западного Тянь-Шаня, в сопоставлении с их огромной ролью в процессах первичного нитрообразования (Сушкина, 1965; Кутузова, 1969), позволяет судить об интенсивно протекающих процессах субаквального выветривания. Это подтвердилось экспериментами, результаты которых говорят о весьма активном растворении известкового аллювия под влиянием кокковых форм, в первую очередь, гравийной фракции наносов (4-6 мм), интенсивность выветривания которой достигает 831 мг/л (на 100-е сутки), в то время как песка (фракция 0,5-1 мм) – 250 мг/л и гальки – (40-60 мм) – лишь 120 мг/л (за тот же период времени). Среди мелких фракций (0,25-2 мм) наиболее устойчивыми являются частицы от 0,5 до 1 мм. Разрушение кварца под воздействием тех же культур происходит значительно медленнее. При этом интенсивность разрушения гравийных частиц в 4-8 раз больше (45 мг/л), чем гальки и в два раза, чем песка.

Полученные результаты отражают региональные особенности формирования микробных популяций в речных бассейнах горных территорий. Имеющееся сходство в развитии микробных процессов относится, главным образом, к синхронности динамики численности бактериопланктона при изменении абсолютных высот, к распределению микроорганизмов по формам русла, а также к качественному составу микробиоценозов.

Характеризуя бактериальный сток малых горных рек, следует отметить следующие основные факторы его формирования: 1) подавляющее действие ультрафиолетовой радиации в нивальном поясе; 2) зональность температурного режима речного потока (повышение температуры с понижением абс. высот); 3) нарастание по длине стока воды и мутности; 4) увеличение поступления терригенных частиц с водосбора а, следовательно, содержание взвешенных органических веществ.

Анализ пространственной динамики распределения и качественного состава микроорганизмов в речном русле и на водосборе свидетельствуют, с одной стороны, о их взаимосвязанности, а с другой стороны о ярко выраженной автономности развития и существования микромира речного

русла. Это подтверждается нарастанием численности микроорганизмов в водных потоках от истока к устью, несовпадающем с зональным распределением последних на водосборе.

В связи с возрастанием антропогенных нагрузок, которые испытывают речные системы, исследованию биогенных факторов следует уделять особое внимание. Микроорганизмы участвуют в сложной системе регуляции, поддерживая на Земле условия благоприятные для жизни. Различные виды загрязнителей, поступающие в воды, изменяют условия существования водных микроорганизмов, нарушая их нормальную жизнедеятельность. В то же время именно микробным популяциям принадлежит уникальная роль в самоочищении рек от загрязнителей. Продукты жизнедеятельности микроорганизмов (метаболиты) не только участвуют в процессах субаквального выветривания, но могут вызывать и разрушение оснований гидротехнических сооружений. Так, известны случаи повреждения плотин на реке Северный Саскачеван в результате взрыва скопления метана, выделяемого метанообразующими бактериями. Деятельность микроорганизмов усиливает также коррозию металла и бетона (Rozhanskaya et. al., 1989).

Исходя из вышесказанного, следует придерживаться дуалистической оценки деятельности микроорганизмов в речных системах: с одной стороны, учитывать их положительную роль в процессах самоочищения рек; с другой стороны, нельзя забывать и о негативных последствиях – результате их жизнедеятельности.

ЛИТЕРАТУРА

- Алексеевский Н.И. Генетический анализ качества вод // География. Вып. 1. М.: Изд-во МГУ. 1993.
- Бабьева И.П., Агре Н.С. Практическое руководство по биологии почв. М.: Изд-во МГУ 1971.
- Борсук О.А., Добровольская Н.Г., Лодина Р.В., Чалов Р.С. Морфология русел и современный русловой аллювий на горных реках Западного Тянь-Шаня // Геоморфология. 1981. №4.
- Глазовская М.А. Выветривание горных пород в нивальном поясе Центрального Тянь-Шаня // Тр. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. Т. 34. 1950.
- Добровольская Н.Г. Особенности субаквального выветривания на равнинных и горных реках (на примере Лены и Кара-Бау, Западный Тянь-Шань) // Вестник МГУ. Сер.5. География. 1980. № 2.
- Добровольская Н.Г., Лодина Р.В., Чалов Р.С. О роли механического и биохимического выветривания в формировании состава руслового аллювия // Геоморфология. 1991. N 1.
- Еловская П.Г. Мерзлотные засоленные почвы Центральной Якутии. М.: Изд-во Наука. 1966.
- Звягинцев Д.Г. Влияние адсорбентов на развитие и активность микроорганизмов // Биологические науки. 1967. № 3.

- Звягинцев Д.Г. Почвы и микроорганизмы М.: Изд-во МГУ. 1987.
- Красильников Н.А. Очаговое распространение микроорганизмов на поверхности скальных пород // Микробиология. 1949. Т. 18.
- Кутузова Р.С. Освобождение растительного кремнезема и минералов при минерализации растительного опада // Почвоведение. 1969. N 5.
- Маккавеев Н.И. Русло реки и эрозия в ее бассейне. М.: Изд-во АН СССР. 1955.
- Маккавеев Н.И. Сток и русловые процессы. М.: Изд-во МГУ. 1971.
- Степанов И.Н. Роль снега и льда в осадконакоплении и почвообразовании // Автореф. дисс. на соиск. уч. степ. канд. геогр. наук. Баку. 1964.
- Сушкина Н.Н. К вопросу о роли микроорганизмов в первичном почвообразовательном процессе // Вестник. МГУ. Сер. биология, почвоведение. 1965. N 3.
- Чалов Р.С. Сравнительная характеристика морфологии русел и пойм равнинных и горных рек. Автореф. дисс. на соиск. уч. степ. канд. геогр. наук. Москва. 1966.
- Чалов Р.С. Некоторые особенности руслового режима горных рек // Метеорология и гидрология. 1968. N 4.
- Чалов Р.С., Добровольская Н.Г. Лесомелиорация в Узбекистане // Тр. Узб. НИИЛХ. Ташкент. 1998
- Rozhanskaya A.M., Concarov V.V., Life activity of bacteria in concrete pores. // Sth – Int. Symp. Microb. Ecol. (isme 5) Kyoto. Aug. 27 – Sept. 1., 1989.

В содержание

А.Ю. Сидорчук, А.В. Панин, А.В. Чернов, О.К. Борисова, Н.Н. Ковалюх

**СТОК ВОДЫ И МОРФОЛОГИЯ РУСЕЛ РЕК РУССКОЙ РАВНИНЫ
В ПОЗДНЕВАЛДАЙСКОЕ ВРЕМЯ И В ГОЛОЦЕНЕ
(ПО ДАННЫМ ПАЛЕОРУСЛОВОГО АНАЛИЗА)***

Восстановление стока воды в реках прошлых геологических эпох является одной из важнейших проблем палеогидрологии, которая «...ставит перед собой задачу изучения процесса становления и развития гидросферы и выявления закономерностей присущих этому процессу...» (Калинин и др, 1976, с.9.). Эта проблема активно разрабатывалась на начальной стадии развития палеогидрологии рек как на качественном (Волков, 1960, 1963; Лютцау, 1968, Starkel, 1977), так и на количественном (Dury, 1964, 1965; Schumm, 1968; Экспериментальная геоморфология, 1969) уровнях. Проведенные реконструкции показали глобальное (реки Австралии, Северной Америки, западной и центральной Европы, Русской равнины, юга Западной Сибири и северного Казахстана, степного Алтая) изменение стока воды в реках в сравнительно недавнее (в геологических масштабах) время от нескольких до десятков раз. Эти же реконструкции выявили также значительные сложности в проведении палеогидрологических оценок и трудности в их увязке с результатами других палеоклиматических построений (Сладкопевцев, 1976). Поэтому современный этап развития палеогидрологии рек характеризуется как этап накопления данных о морфологии рек прошлого, стронии их аллювия, совершенствования методов палеогидрологических реконструкций. Эта работа координируется несколькими международными комиссиями: GLOCOPH (глобальная палеогидрология), FLAG (флювиальные архивы), APARD (палесорасходы рек Арктики), которыми издано и издастся несколько сборников статей. Подобная координация способствует активному обмену информацией на международных конференциях, организуемых комиссиями, и определенной унификации методов и подходов, применяемых исследователями в разных странах.

Палеогидрологические реконструкции для рек Русской равнины дают существенно разные результаты. С.В. Лютцау (1968) оценивает сток р. Гуся (Мещерская низменность) для периода формирования I надпойменной террасы в 10-20 раз больше современного, а II надпойменной террасы – в 100-200 раз больше современного. Для объяснения Лютцау сдвигает время образования низких террас рек Мещеры к московскому времени и предлагает гипотезу о питании рек водами тающего ледника. Д.Д. Квасов (1975), исходя из водного баланса хвалынского бассейна Каспия, полагает годовой сток воды с водосбора Волги во время максимума валдайского оледенения в 560 км³. Этот сток складывается из трех компонентов – стока с непокрытой ледником части современного водосбора Каспия, стока через Каму из под-

* Выполнено при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты 95-05-14435 и 97-05-64708).

прудных озер с водосборов Северной Двины, Мезени и Печоры и стока через Клязьму, верхнюю Волгу, Оку из подпрудных озер вдоль западного края ледника. Морфологических свидетельств увеличения стока этих рек не приводится. Н.И. Маккавсеев и др. (Экспериментальная геоморфология, 1969) выделяют два типа стариц на поймах, которые характеризуют изменение водоносности рек: 1) очень крупные меандры – старицы, сохранившиеся во внутренних частях поймы (Ока, Вятка, Орель); 2) мелкие мало заиленные излучины – старицы в приустьевой части поймы (Ока, притоки нижней Вычегды). Наличие крупных стариц указывает на сток вдвое больший современного у крупных рек и значительно больший – у малых. Мелкие излучины указывают на уменьшенную в 1.2-6 раз по отношению к современной водоносность рек. В первую очередь называются антропогенные причины изменения водоносности рек – вырубка лесов, изменение площади пашни. Нами (Панин и др., 1992; Panin et al., 1999; Сидорчук и др., 2000) показано широкое распространение меандр – стариц первого типа (макроизлучин) на реках всех природных зон Русской равнины. Во внеледниковой зоне, где не было стока вод тающего Валдайского ледника, водоносность этих рек была (по приближенной оценке) до нескольких десятков раз более современной.

Сравнительно скромный объем литературы по палеогидрологии рек Русской равнины и широкий диапазон мнений о времени, причинах и амплитуде изменения водоносности рек указывают на необходимость систематического изучения этого явления. Такая программа в настоящее время осуществляется авторами статьи в рамках палеорушловедения (Чалов, 1997).

Большие палеорушла в долинах рек Русской равнины

Для Русской равнины характерно широкое распространение больших извилистых палеорушл (меандров – стариц) с шириной русла B_n и шагом излучин λ_n , существенно большими, чем ширина B_c и шаг излучин λ_c у современных рек. Они обнаружены в большинстве ландшафтных зон от лесотундры до сухой степи, в бассейнах всех морей (рис. 1, табл.1). Большие палеорушла редки только в зоне тундры и лесотундры, а также на территории, которая перекрывалась поздневалдайским ледником (регион I). В зоне лесотундры в пределах островного распространения многолетнемерзлых пород макроизлучины выявлены в долине р. Ома, впадающей в Баренцево море. Ее палеорушло расположено на II надпойменной террасе (пойме периода формирования палеорушла) шириной 2-3 км и относительной высотой 13-15 м (рис.2). Ширина палеорушла в бровках древней поймы на перегибах излучин составляет 150 м, средний шаг излучин $\lambda_n = 1750$ м. Современное меандрирующее русло Омы имеет ширину 75 м, шаг излучин 600 м. В процессе врезания реки сформировалась переходная между поймой и I террасой поверхность шириной 1-1.5 км и относительной высотой 6-7 м. Некоторые древние макроизлучины полностью переработаны современным меандрирующим руслом, некоторые отчленены и сохранились в виде стариц на II террасе, а некоторые все еще используются современным руслом.

Таблица 1. Основные характеристики современных (с) и древних (п) русел на Русской равнине.

Индекс (рис.1)	Река	Площадь бассейна F км ²	λ_c м	B_c м	λ_n м	B_n м	координаты	
							с.ш.	в.д.
33	Ома	4100	610	75	1750	150	66°41'	46°24'
26	Вымь	2700	300	40	1450	150	64°10'	51°32'
25	Чисва	1000	150	15	1000	120	63°33'	51°20'
17	Весляпа	3940	500	60	2800	250	62°50'	51°20'
19	Чедьев	180	80		500		62°37'	49°20'
18	Ярета	2450	270	40	1300	200	62°35'	49°28'
21	Паденьга	1040	260	40	1250	125	61°52'	42°34'
22	Шереньга	300	50	10	310		61°46'	42°40'
23	Вампереньга	300	45	10	430		61°46'	42°45'
24	Б.Чурга	560	190	40	750	80	61°29'	42°22'
16	Локчим	6040	640	100	2900	1000	61°36'	51°36'
65	Вычегда	121000	6000	1100	7000	1200	61°16'	46°44'
20	Луза	18100	1500	250	4630	450	60°35'	47°15'
27	Юг	4600	430	100	2200	380	59°53'	45°30'
7	Немного	800	230	35	750	100	65°25'	43°46'
6	Сула	1040	310	35	1130	100	64°53'	48°27'
4	Харьга	970	230	50	810	150	67°09'	56°35'
5	Алзьва	8700	1540	175	1810	180	67°05'	60°07'
3	Созьва	1400	480	50	1080	150	66°35'	52°53'
14	Лая	9530	2000	200	2200		66°25'	56°22'
1	Ерса	1800	250	50	1000	125	66°09'	53°21'
2	Слепая	230	85		470	70	66°11'	53°21'
10	Тобыш	3250	530	100	1700	200	66°04'	51°10'
8	Льжа	6000	810	140	3080		65°44'	56°19'
12	Пижда	5470	580	100	1500	200	65°23'	52°01'
13	Перица	2900	380	70	1250	150	65°13'	52°37'
9	Лемъю	3850	570	120	4800		63°58'	56°38'
11	Айюва	1970	500	60	2100	180	63°45'	54°10'
15	Б.Ляга	1330	450	50	1400	125	62°37'	56°46'
66	Москва	9000	700	150	2500	500	55°38'	37°47'
60	Протва	2170	380	80	800	180	55°12'	36°31'
59	Жиздра	1970	150	40	1000	250	53°51'	35°07'
62	Керженец	4500	370	50	1250	500	56°28'	44°48'
51	Алатырь	10500	410	80	1250	250	54°48'	46°11'
52	Пьяна	7930	270	70	1300	300	55°31'	44°19'
32	Пильва	890	170	35	1200		60°43'	55°57'
31	Весляпа	3900	180	35	1700		60°26'	52°42'
28	Яйва	5230	830	120	2800	500	59°08'	57°02'
30	Уста	6030	340	60	2200	200	56°55'	45°28'
44	Цема	12500	210	60	1200	220	54°31'	55°23'
64	Уршак	3130	230	50	860	200	54°29'	55°52'
45	Ик	7660	140	40	1440	290	54°47'	53°34'
46	Б.Кинель	5970	160	25	920	200	53°22'	51°16'
47	Б.Иргиз	2110			800	100	52°15'	49°54'
48	М.Узень	9490			1000	200	50°28'	47°38'
35	Уборть	5260	175	30	880	120	51°55'	28°30'

Продолжение таблицы 1.

34	Сейм	10700	170	40	3000	400	51°39'	35°20'
49	Свапа	6310	120	30	1400	250	51°39'	35°20'
37	Удай	6120			1500	300	50°18'	32°32'
36	Сула	14200	170	30	2500	400	50°15'	33°21'
38	Исел	11300	330	40	1250	330	49°38'	33°46'
40	Орель	9400	200	50	1790	350	48°49'	34°24'
53	Лесной Воронеж	1740	160	50	690	150	53°01'	40°38'
58	Битлог	7330	200	40	1300	350	51°42'	40°31'
55	Медведица	7610	320	40	1200	250	51°31'	44°38'
41	Хонер	19100	360	60	2500	800	51°19'	42°22'
57	Вороша	9540	430	70	1700	420	52°04'	42°15'
56	Савала	7720	250	50	800	250	51°08'	41°27'
54	Тереа	7320	250	40	1000	250	50°48'	44°24'
42	Бучулук	6830	460	35	1380	300	50°32'	42°34'
43	Иловля	8730			850	150	49°47'	44°30'

Макроизлучины имеются также в тундре и лесотундре на реках Адзьве и Харьге (бассейн Печоры), они описаны на р. Понос (Кольский полуостров) Б.В. Матвеевым (1985). У остальных многочисленных рек этой зоны размеры современных излучин русла близки к размерам излучин – стариц на пойме и низких террасах. Факт отсутствия макроизлучин в долинах рек современных арктического и субарктического поясов имеет большое значение для палеогидрологических реконструкций.

На территории, которая находилась под ледником в валдайскую эпоху, ни в одной речной долине макроизлучины не обнаружены как в речных с ограниченными условиями развития русловых перестроений в пределах скальных пород (Кольский полуостров и Карелия), так и в речных сложенных рыхлым осадочным чехлом со свободными условиями развития русловых деформаций (Прибалтика и Озерный край). История развития рек восточного побережья Балтийского моря детально изучена (Эберхардс, 1985; Дварецкас, 1989; Middel, Raukas, 1991). Для них характерно было формирование многочисленных террас вслед за изменениями уровня Балтики, но этап образования больших русел, остатками которых явились бы макроизлучины, не выявлен. Это свидетельствует об отсутствии условий для формирования макроизлучин на реках после отступления ледника.

В регионе II большие палеорусла располагаются в пределах низких надпойменных террас. Макроизлучины формировались здесь в долинах большинства рек. Современные реки этого региона, как правило, имеют врезанные излучины. Такова река Юг в бассейне Северной Двины. Здесь древняя пойма в ходе врезания русла превратилась в террасу с относительной высотой 25-30 м. При этом днище русла древней реки образовало ступень с высотой 12-16 м над современным меженим урезом реки (рис. 3). В пределах надпойменной террасы прослеживается макрорусло в виде изогнутой ложбины. Палеорусло шириной на перекатах около 400 м описывало

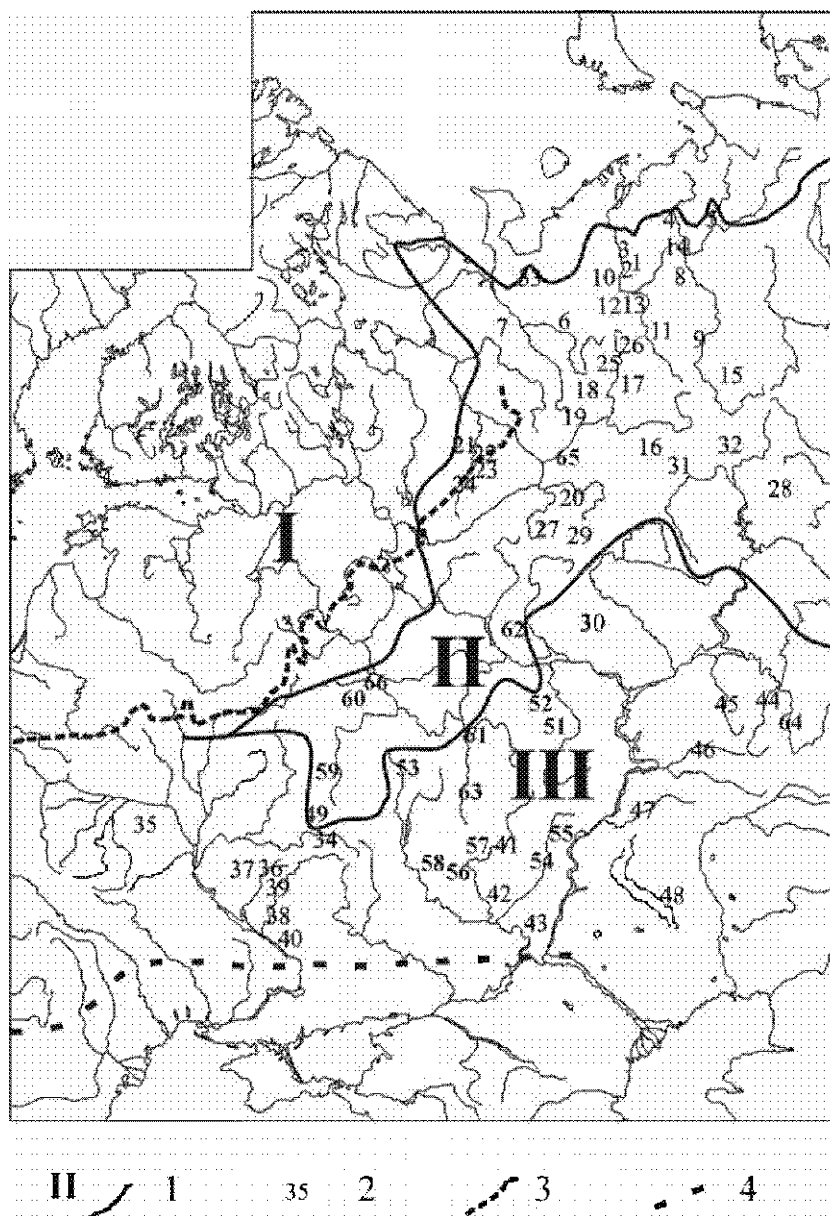


Рис. 1. Распространение больших поздневалдайских палеорусел на территории Русской равнины. 1 – номера и границы регионов (см. текст); 2 – положение наиболее выраженных больших палеорусел и их индексы (табл. 1); 3 – граница распространения поздневалдайского оледенения; 4 – южная граница максимального распространения многолетней мерзлоты (Величко и др., 1982).

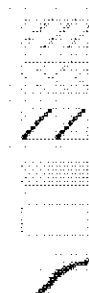
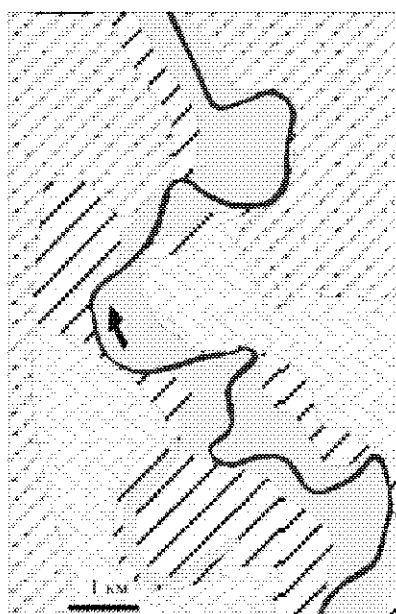


Рис. 2. Соотношение современного и древнего русла в низовьях р.Омы (бассейн Баренцева моря): 1 междуречье; 2 III терраса; 3 II терраса (пойма периода формирования большого палеорусла); 4 – I терраса и соответствующие большие палеорусла; 5 – пойма; 6 – современное русло

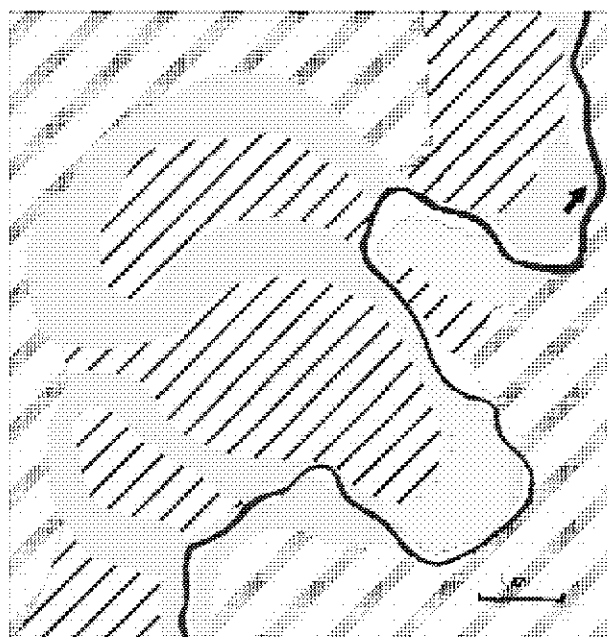


Рис.3. Соотношение современного и древнего русла в низовьях р.Юга (бассейн Северной Двины): 1 междуречье; 2 – I терраса; 3 – большие палеорусла на I террасе; 4 – пойма; 5 – современное русло.

омеговидные излучины с шагом $\lambda_{\text{п}} = 2000$ м и длиной по руслу $S_{\text{п}} = 6500$ м. Шаг излучин современной реки – 430 м, а ширина русла – 100 м. Среднее значение показателя формы излучин палеорусла $S_{\text{п}}/\lambda_{\text{п}} = 3,25$, что существенно превышает оптимальное (Маккавеев, Чалов, 1986) значение 1,6. Подобные омеговидные излучины русла на широкой пойме характерны для рек центрального Ямала. Их развитие является показателем значительной эрозионной устойчивости поверхности поймы, которая скована мерзлотой.

Одной из причин врезания русел в регионе II являлось, видимо, послеледниковое изостатическое поднятие территории. Считается, что внешняя граница области гляциозостатического поднятия примерно соответствует границе максимального распространения поздневалдайского ледникового щита (Мещеряков, 1961). В долинах некоторых рек врезание определялось понижением базиса эрозии при спуске подпрудных ледниковых озер, который наиболее интенсивно происходил после отступления ледника от краевых образований вепсовской стадии (Квасов, 1975).

В южной части Русской равнины, в бассейнах Дона, Днепра и нижней Волги (на рис. 1 регион III развития палеорусел в пределах современных пойм и I террас), врезания рек в голоцене в большинстве случаев не происходило (Морфология и динамика..., 1999). Здесь обширные древние поймы сохранили режим затопления и соответствующий ландшафт. Их площадь только увеличилась за счет ширины отмерших заиленных и заболоченных макрорусел. Современные реки мандрируют узкими лентами среди этих унаследованных пойм, лишь в малой степени изменяя первоначальный рельеф в своей прирусловой зоне. Примером такого соотношения древнего и современного русла является река Орель в бассейне Днепра (рис. 4).

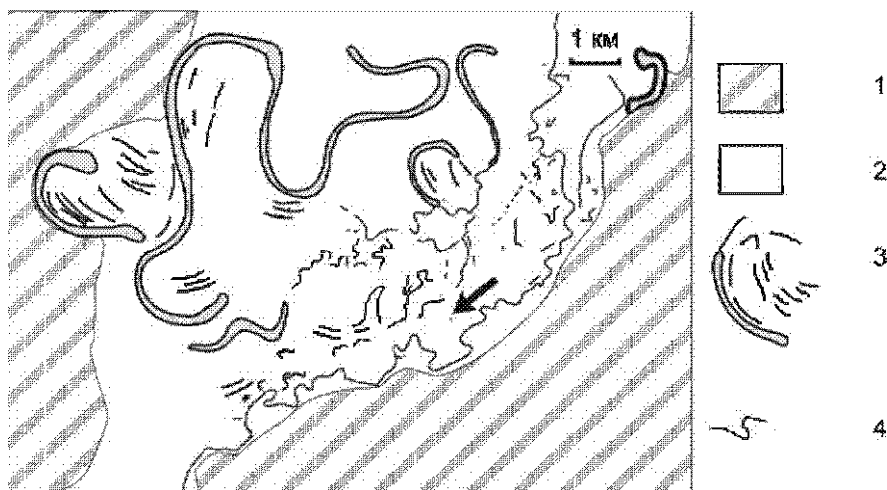


Рис. 4. Соотношение древнего и современного русел на пойме реки Орель, левый приток Днепра. 1 – I терраса; 2 – пойма; 3 – большие палеорусла и гривы на пойме; 4 – современное русло.

Шаг излучин современной реки составляет 200 м, ширина русла – 50 м, ширина пояса меандрирования составляет около 1-3 км. Шаг излучин палеорусла примерно равен 1800 м, его ширина – 350 м. Ширина пояса меандрирования палеореки достигала 12 км. Пойма Орели была создана этой древней рекой, современное русло только наследует ее. Именно этим объясняется несоответствие размеров русла и днища долины, впервые отмеченное В.В. Докучаевым (1878) как для Орели, так и для других рек левобережья нижнего Днестра.

Широкое распространение больших палеорусел в долинах рек Русской равнины свидетельствует о масштабности изменений водоносности рек территории. Однако качество палеогидрологических реконструкций определяется достоверностью системы методов расчета палеостока рек.

Методы палеогидрологических реконструкций.

При палеогидрологических реконструкциях возможно использовать весь арсенал методов расчетов гидрологического режима малоизученных и неизученных рек. Различными авторами применялись уравнение водного баланса (Schumm, 1965), формула Шези (Dury, 1964; Rotnicki, 1991), уравнение неравномерного потока (Baker, 1973; O'Connor, Webb, 1988), формулы для расчета критических скоростей (Maizels, 1983; Williams, 1988), гидравлико-морфометрические зависимости (Dury, 1964, 1965; Маккавсев и др., 1969; Williams, 1988. Starkel et al, 1996). Наиболее употребительными для расчетов являются методы, основанные на гидравлико – морфометрических зависимостях, в сочетании с уравнением водного баланса.

Гидравлико-морфометрические зависимости впервые (С. Леявский, 1961) были получены Фергюсоном в 1863 г. который установил связь ширины и шагов излучин русла Ганга с расходами воды. После этих работ было опубликовано огромное количество подобных зависимостей. М.А. Великанов (1955) подвел теоретический фундамент под это направление, а В.Н. Михайлов (1971, 1982) определил основной комплекс характеристик, необходимый для построения зависимостей. Практика палеогидрологических исследований показала, что необходимые исходные данные могут быть получены только при использовании для расчетов палеостока самых простых гидравлико-морфометрических зависимостей: связей ширины русла или показателей формы излучины (шага, радиуса кривизны излучин и др.) с расходом воды.

Обработка данных по 185 участкам меандрирующих широкопойменных рек Русской равнины и Западно-Сибирской низменности путем минимизации разности квадратов вычисленных и измеренных значений показала, что среднегодовой расход воды Q_{cp} связан с шириной при уровне наполнения русла B_p зависимостью (рис.5):

$$Q_{cp} = 0,012 V^{0,73} B_p^{1,36}, \quad (1)$$

Связь параметризована по величине внутригодовой изменчивости стока воды, которая характеризуется отношением среднегодового и среднемаксимального Q_{\max} расхода воды: $y = 100 (Q_{\text{ср}} / Q_{\max})$. Коэффициент корреляции измеренных и вычисленных по параметризованной зависимости значений равен 0,9.

В м

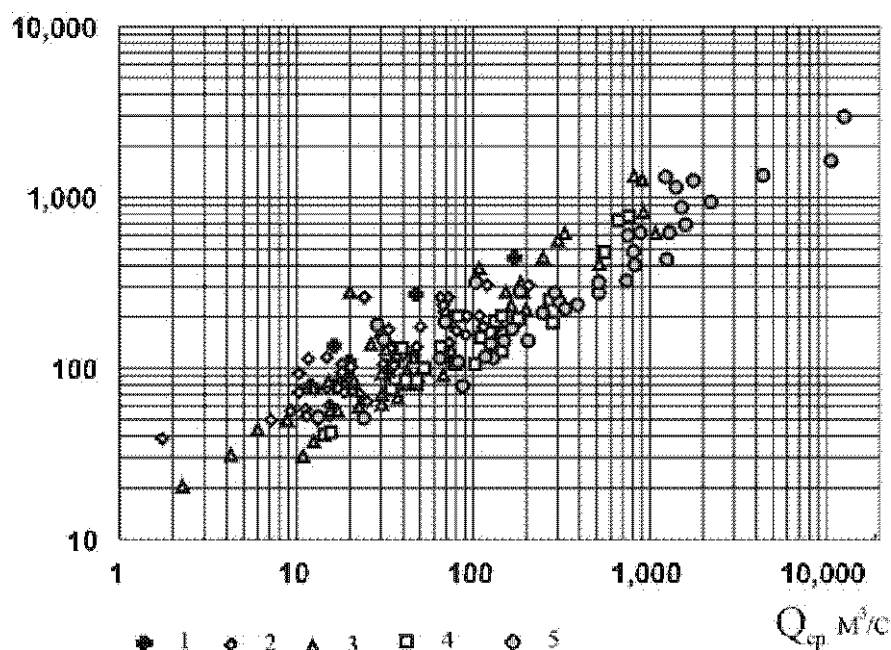


Рис. 5. Связь ширины русла при руслонаполнении и среднегодового расхода воды для меандрирующих рек Русской равнины и Западно-Сибирской низменности при разных значениях $y = (Q_{\text{ср}} / Q_{\max}) * 100$: 1 – $0 \leq y < 5$; 2 – $5 \leq y < 10$; 3 – $10 \leq y < 15$; 4 – $15 \leq y < 20$; 5 – $y \geq 20$.

В бассейнах рек севера Европейской России внутригодовая изменчивость стока связана с размером водосбора реки F (км^2) эмпирической зависимостью:

$$y = aF^{0,125} \quad (2).$$

Коэффициент a зависит от ландшафтных условий на водосборе и поддается географическому районированию (рис.6). Он изменяется от 1.5 – 2.0 у рек зоны тундры, увеличивается в зоне тайги до 2.5-3.5 и снова уменьшается в зоне широколиственных лесов и лесостепи до 1.5 – 2.5.

Наличие в гидравлико-морфометрических зависимостях (1)-(2) коэффициента a , который определяется ландшафтными характеристиками водосбора, создаст основу для применения в палеогидрологии принципа *палеогеографической аналогии*. Известно, что географическая аналогия, введенная в гидрологические исследования В.Г. Глушковым (1933), находит

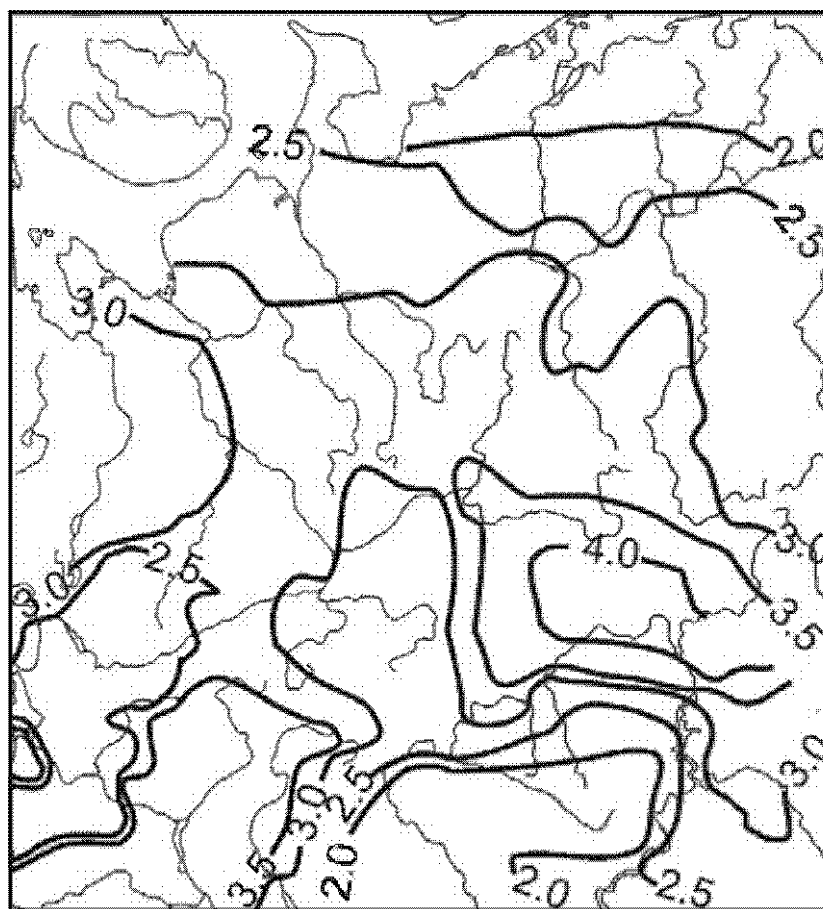


Рис. 6. Изменение коэффициента a (в изолиниях) в формуле (2) на северо-востоке Русской равнины.

широкое применение в практике гидрологических расчетов для малоизученных и неизученных рек. В современной формулировке (Евстигнеев, 1990, с. 113) «принцип географической аналогии отражает целостность географических ландшафтов и взаимосвязь их элементов, что позволяет предположить близость характеристик стока для речных бассейнов со сходными

физико-географическими условиями». Из этого следуют две палеогидрологические гипотезы: 1) близость характеристик палеостока для древних речных бассейнов со сходными палеогеографическими условиями; 2) близость характеристик стока для современных и древних речных бассейнов со сходными современными и палеогеографическими условиями. Вторая гипотеза составляет основу принципа палеогеографической аналогии. Она предполагает возможность трансформации пространственных закономерностей во временные. Такая возможность для палеогидрологических реконструкций обоснована Г.П. Калининым (1966) на базе эргодической теоремы.

Гидрологический режим прошлого может не совпадать с современным из-за изменений во времени ландшафтно-климатических условий формирования стока воды на водосборе реки. Поэтому при использовании формул (1)-(2) для палеогидрологических реконструкций необходима оценка параметра внутригодовой изменчивости стока воды y и коэффициента a для периода формирования палеорусла. При этом, чтобы определить гидрологический режим рек прошлого, нужно восстановить физико-географические условия формирования стока этих рек в прошлом и найти их современные аналоги. По данным о гидрологическом режиме рек-аналогов определяются как параметр внутригодовой изменчивости стока воды y , так и коэффициент a в формуле (2).

Одним из способов реконструкции ландшафтно-климатических условий прошлого является палеоботанический анализ датированных отложений, коррелятных палеоруслу. По данным спорово-пыльцевого анализа методом ареалогамм (Гричук, 1969) определяется та территория, на которой в настоящее время произрастают совместно все виды ископаемой флоры или их большинство, из числа обнаруженных в отложениях палеорусел или им синхронных. Климатические условия этой территории наилучшим образом соответствуют условиям обитания всего комплекса видов ископаемой флоры, а ландшафты, распространенные в этом районе, являются ближайшими аналогами ландшафтов водосбора изучаемой реки в интересующий нас период прошлого. На основе принципа палеогеографической аналогии формулируется гипотеза о том, что современный гидрологический режим рек в пределах этой области-аналога близок к гидрологическому режиму рек соответствующей палеообстановки. Для современных рек района-аналога рассчитываются значения параметра y , которые затем используются для расчетов среднегодового расходов воды по зависимости (1). Среднемаксимальный расход воды тогда определяется по формуле

$$Q_{\text{макс}} = 100Q_{\text{ср}} / y^* \quad (3)$$

По данным для региона – аналога можно также установить недостающие величины в уравнении водного баланса. Годовой слой стока Y_r вычисляется как

$$Y_r = 31.536 Q_{cp} / F. \quad (4),$$

а слой стока для весенне-зимнего периода $Y_{вз}$ как

$$Y_{вз} = \frac{Y_{вз}^*}{Y_r^*} Y_r. \quad (5)$$

Слой годовых осадков X_r рассчитывается по уравнению водного баланса

$$X_r = Y_r + P_r, \quad (6)$$

(здесь P_r - годовой слой потерь) или

$$X_r = \frac{X_r^*}{P_r^*} P_r. \quad (6a)$$

Для весенне-зимнего периода применяется такая же формула:

$$X_{вз} = Y_{вз} + P_{вз}. \quad (7)$$

или

$$X_{вз} = \frac{X_{вз}^*}{P_{вз}^*} P_{вз}. \quad (7a)$$

В этой и других формулах звездочкой помечены значения, определяемые для региона-аналога.

Полной аналогии физико-географических условий современных и древних речных водосборов достигнуть часто не удастся. Это является следствием *дисконформности* (А.А. Величко, 1985) природных условий современности и прошлого. Например, в современных ландшафтах не существует прямого аналога растительности перигляциальных ландшафтов. Если подобран регион-аналог по растительности, может отсутствовать аналогия по характеру почвогрунтов, наличию многолетнемерзлых пород и т.д. В пределах современного региона-аналога может отсутствовать речной водосбор, подобный древнему по форме и рельефу, так, чтобы выполнялись (хотя бы приближенно) равенства

$$\begin{aligned} L_{др} / F_{др}^{0.56} &\approx L_c / F_c^{0.56}; \\ I_{др} F_{др}^{0.5} &\approx I_c F_c^{0.5} \end{aligned}$$

Здесь $L_{др}$, L_c , $I_{др}$, I_c , $F_{др}$, F_c - длина, уклон и площадь бассейна, соответственно, древней и современной речн. В таких случаях необходим поиск комплексного аналога древнего речного водосбора, состоящего в себе характеристики нескольких современных.

Палеосток в низовьях Вычегды в позднеледниковье и голоцене

В качестве примера применения изложенной методики палеогидрологических реконструкций рассмотрим восстановление палеостока Вычегды. Ее длина – 1130 км, площадь бассейна – 121000 км². Верховья реки расположены в пределах Тиманского кряжа на высотах 200-300 м, большая же часть бассейна представляет собой холмистую равнину со средними высотами 140-160 м. За год здесь выпадает 700 мм осадков, из них 310-320 мм в зимне-весенний период (декабрь – июнь). Самый холодный месяц года – январь (среднемесячная температура воздуха в Котласе -14°C), самый теплый – июль (+17,2°C), среднегодовая температура воздуха +1,2°C. Водосбор реки находится в основном в зоне средней тайги, 98% бассейна покрыто лесом. В северо-восточной части водосбор заболочен, болота занимают 5-10% площади. На междуречьях растет ель с примесью березы, на песчаных террасах – сосна. В юго-западной части бассейна лес приобретает облик южной тайги, к ели примешаны пихта и липа. Травы и кустарники покрывают не более 0,3% бассейна, в основном в пределах нижних ступеней поймы.

Среднегодовой расход воды в устье Вычегды – 1160 м³/с при среднемасимальном значении – 7520 м³/с; слой стока равен 300 мм, в том числе за период весеннего половодья – 160 мм. В среднем за многолетний период 56% воды проходит во время половодья. Внутригодовое распределение стока: 61% стока воды проходит весной (апрель-июнь), 30% – летом и осенью (июль-ноябрь), 9% – зимой (декабрь-март).

Террасы и морфологическая характеристика палеорусел

Долина нижней Вычегды на приустьевом участке длиной 40 км расширяется с 8-10 до 35-50 км и становится общей с долиной Северной Двины. Она хорошо террасирована – здесь выделяется несколько надпойменных террас и пойма сложного строения (рис. 7). Доминирует в долине широкая III терраса, занимающая более 60 % от общей площади ее дна, с относительными высотами 15-25 м. Абсолютные высоты III террасы снижаются на 100 км участке долины Вычегды с 80 до 65 м (иногда вблизи русла за счет склонового сноса – до 55 м). Продольный уклон террасы уменьшается вдоль участка от 0,2 до 0,12 ‰. Ниже устья Вычегды, в пределах долины Северной Двины, абсолютная высота этой террасы сохраняется на уровне 65 м, из-за чего ее относительная высота возрастает до 35 м. Терраса сложена мелким и средним песком с горизонтальной и косой слоистостью. В нижней части толщи в обнажении левого берега Байка-I в 14 км от устья реки выделяются слои серого суглинка и торфа, возраст (здесь и далее имеется в виду радиоуглеродный, не калиброванный возраст) органического материала средневалдайский (пижный торф образовался 52350±3000 лет назад (индекс радиоуглеродной лаборатории Ki-6398), верхний торф – 43600±2100 лет назад (Ki-6397)). В средней части толщи в том же обнажении имеются пачки красновато – бурых озерных и склоновых суглинков с остатками палеофлоры, характерной для максимума валдайско-

го оледенения (~ 18000-20000 лет назад). Поверхность III террасы на правом берегу Вычегды покрыта эллиптическими, возможно аллювиальными, дюнами длиной 1.0-3.5 км, шириной 0.5-1.0 км и высотой 3-7 м, расположенными в шахматном порядке; их длинные оси ориентированы на северо-запад.

Ниже III террасы располагается серия относительно узких эрозионно-аккумулятивных террас (рис. 7). Эти террасы можно сгруппировать в три комплекса – верхний, средний и нижний. На их поверхностях выделяются формы первичного рельефа: гривистые и гривисто-островные сегменты – бывшие шпоры излучин, гряды – бывшие острова, ложбины – палеорусла. Более молодые поверхности и палеорусла сскрут более древние.

К верхнему комплексу относятся поверхности с относительной высотой 7-14 м, объединенные во II надпойменную террасу; ширина ее колеблется от 2 до 4 км. Средняя высота II террасы уменьшается от 65 м абс. в 130 км от устья до 55 м абс. в устье реки. Средний продольный уклон составляет 0,08 ‰. В обнажении правого берега выше г. Сольвычегодска у уреза выступают серые глины, возраст которых определен по общей органике в 34200 ± 2900 лет (Ki-6410). Это означает, что II терраса имеет тот же средневалдайский цоколь, что и III терраса.

Все поверхности верхнего комплекса сильно заболочены, но их первичный пойменный рельеф, свойственный разветвленно-извилистому руслу, проступает сквозь солифлюкционный чехол. На самой старой поверхности черты меандрирующего палеорусла «А» прослеживаются в основном по форме тылового шва II террасы. Ложбина палеорусла имеет ширину около 1200 м (табл. 2). Она полностью заполнена тонкими наносами и торфом, ее поверхность расположена на 6-7 м выше уровня современного затопления поймы. Палеорусло «А» не имеет прямой датировки. Его ложбину сечет небольшая древняя протока (см. рис. 7), так что русло формировалось раньше этой протоки. Протока была активна ранее 9200 лет назад, так как заполняющий ее торф сформировался 8950 ± 50 (МГУ-1454) и 9260 ± 65 (Ki-6406) лет назад. Возраст торфа, заполняющего подобные палеорусла на II террасе Вычегды у пос. Гам и устья р. Локчим (средняя Вычегда) имеет возраст 10500 -10900 лет (Потапенко, 1975, Арсланов и др., 1980). Отсюда следует, что наиболее древнее палеорусло Вычегды было активно в поздне- и послеледниковое время.

На самой молодой поверхности II террасы в районе г. Сольвычегодска хорошо сохранилось палеорусло «Б» в виде крутой излучины с островами и побочными. Его ширина составляет 1300 м (в расширениях до 1,5 км), шаг излучин основного русла – около 6-7 км, шаг вторичной извилистости – 4 км. По данным бурения, глубины при уровнях руслонаполнения могли достигать 8-10 м на перекатах. Эти перекаты были сложены тонкими и мелкими песками. Органические остатки в верхних заиленных слоях этих песков отражают первые стадии заполнения палеорусла и имеют возраст 8630 ± 60 лет (Ki-6405) и 8400 ± 70 лет (Ki-6407), отложения на пойме периода формирования палеорусла имеют возраст 8650 ± 60 лет (Ki-6413). Палеорус-

ло «Б» заполнено тонким заиленным песком, суглинком и торфом мощностью 1,5-2,0 м на побочных и осередках, и 4,0-5,0 м в русле на перекатах.

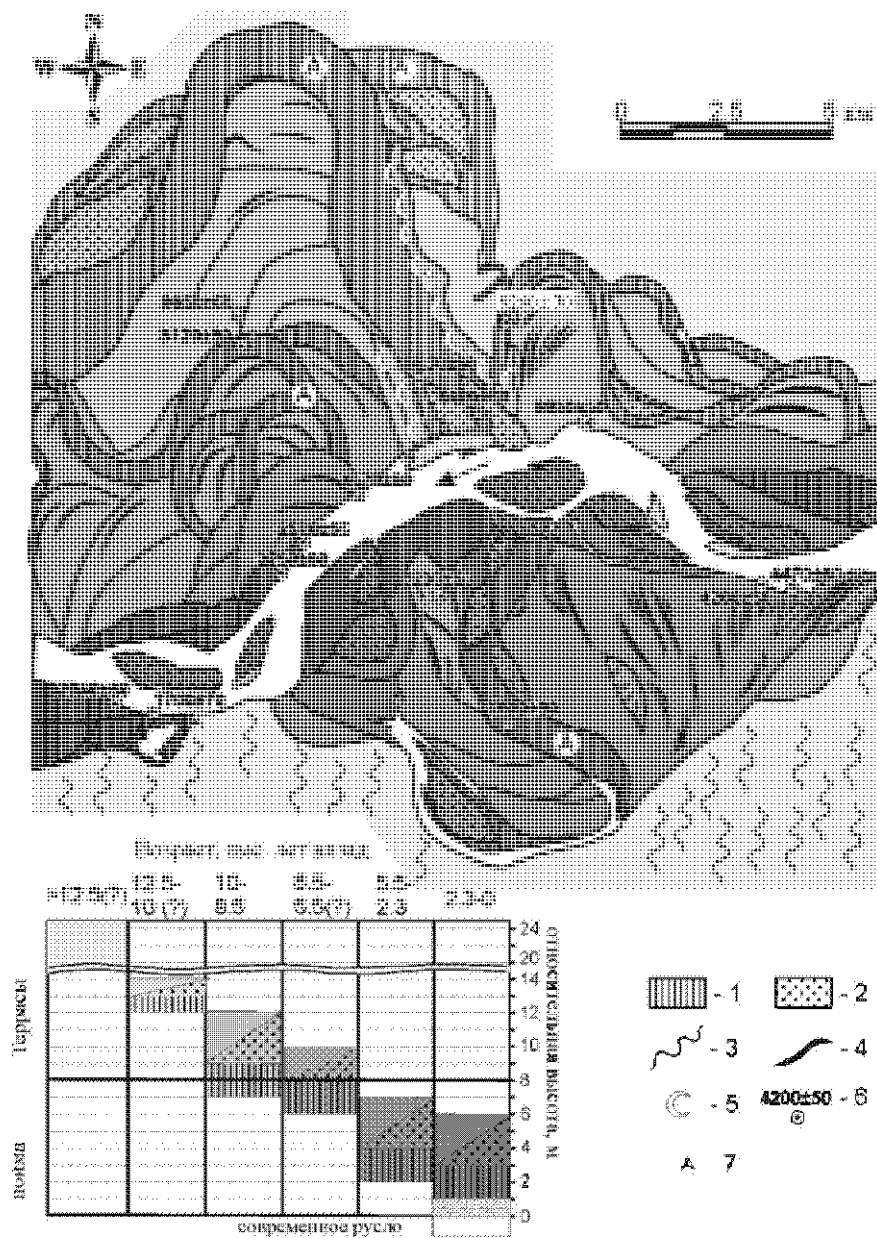
Эти отложения не нивелируют полностью древнего рельефа русла. Высоты центральной части палеорусла составляют всего 7-9 м относительно современного меженного уреза воды в реке, лишь незначительно превышая отметки современной поймы. Вдоль бортов ложбины – бывших берегов палеорусла протягиваются мощные эоловые дюны высотой до 7-10 м.

Таблица 2. Морфометрические характеристики палеорусел и современного русла в низовьях Вычегды.

Поверхность	Относительная высота (м)	Индекс и тип русла	Ширина при уровне наполнения русла (м)	Глубина при уровне наполнения русла (м) перекат/плес	Средний шаг излучин (км)
II терраса, верхняя ступень	13-14	«А», разветвленно-извилистое	1200	7/16	?
II терраса, нижняя ступень	10-11	«Б», разветвленно-извилистое	1300	9/?	6.5
I терраса	9-10	«В», меандрирующее	600	6/?	3.5
Пойма, верхняя ступень	6-7	«Д», меандрирующее	800	6/12	4.5
Пойма, нижняя ступень	5-6	Современное, разветленно-извилистое	1100	7/14	6.0

Средний комплекс эрозионно-аккумулятивных террас (I надпойменная терраса) представлен несколькими разновысотными и разновозрастными поверхностями, располагающимися на относительных высотах 6-10 м над меженным уровнем воды в реке и имеющими суммарную ширину 2-4 км. Рельеф поверхностей сегментно-грядистый, здесь сохранились фрагменты меандрирующих палеорусел «В» со средней шириной 600 м и шагом излучин 3500 м. Уклон палеорусел составлял 0,07-0,08 ‰. Палеорусла заполнены тонким заиленным песком, суглинком и торфом, общая мощность заполнения – до 3,5 м. Органические остатки в верхних слоях русловых тонких песков возрастом 8120±50 лет (Ki-6404) фиксируют начало заполнения этих палеорусел.

Нижний комплекс эрозионно-аккумулятивных поверхностей – пойма, располагается на относительных высотах до 7 м над меженным урезом воды в реке и имеет ширину до 8 км. Все поверхности нижнего комплекса затопляются во время паводков. Здесь выделяются 4 разновозрастных ступени. На двух верхних сохранились следы меандрирования в виде серий



грав, межгравных понижений, нескольких стариц. Палеорусло «Г» в пределах бровок имеет ширину 800 м и шаг излучин 4500 м, глубину на перекатах при руслонаполнении 6-8 м. Уклон его составлял 0,05-0,06 ‰. Палеорусло заполнено супесью и суглинком мощностью 1,0-2,0 м на древних по-бочных и пляжах, толщей переслаивания суглинисто – супесчаных наносов с заиленными мелкими песками общей мощностью до 9 м в древних плесах. Некоторые плесы сохранились в виде омеговидных озер – стариц глубиной до 12 м. Торф в межгравных понижениях на пойме имеет возраст 4200 ± 50 (Ki-6401), 4470 ± 60 (Ki-6402) и 4670 ± 60 лет (Ki-6409). Органические остатки и древесный уголь возрастом 3980 ± 60 (Ki-6395) и 1900 ± 50 (Ki-6390) лет дают представление о времени заполнения крупного староречья «Г» у пос. Вычегодский.

Две нижние ступени поймы сформированы современным разветвленно-извилистым руслом Вычегды. Оно имеет ширину 1100 м, глубину на перекатах при руслонаполнении 7-9 м, шаг пологих извилин русла 6000 м, уклон 0,07-0,08 ‰. Русловой аллювий представлен мелким и средним песком, иногда с гравийно – галечной отмосткой на перекатах и в плесах. Пойма сложена тонким и мелким песком, перекрытым с поверхности тонким (0,5-1,0 м) слоем суглинка. Торф в понижениях между пойменными гривами имеет возраст 1700 ± 70 (Ki-6391), 2040 ± 60 (Ki-6392), 2250 ± 60 (Ki-6393) и 2570 ± 60 лет (Ki-6394).

Палеоландшафтные реконструкции.

Реконструкции ландшафтных условий Северо-востока Европейской России в позднеледниковье и в голоцене проводились Н.Г. Ивановой (1973) и Л.Д. Никифоровой (1982). Первая использовала метод ареалограмм для восстановления условий прошлого, но в ее распоряжении не было датированных образцов. Л.Д. Никифорова располагала радиоуглеродными датировками, однако реконструировала только растительные ассоциации, которые не имеют узкой территориальной привязки. Приводимые ниже данные существенно дополняют и уточняют эти работы.

Детальному палинологическому анализу была подвергнута серия образцов флювиальных отложений. При этом получено максимальное таксономическое разрешение: пыльца древесных и некоторых травянистых растений определялась до вида. В результате составлено 11 списков палеофлоры, из них первые 3 средневалдайские, а последующие 8, датированных приблизительно 20000 и 18000 лет назад по пыльце и более точно по ^{14}C от 8800 до 1400 лет назад (табл.3), относятся к позднеледниковью и голоцену. Методом ареалограмм были определены современные территории совместного проживания большинства растений каждой из этих флор, они приняты в качестве ландшафтно-климатических и гидрологических аналогов для бассейна Вычегды для соответствующего времени в прошлом (рис.8).

О холодном климате в период накопления песчаной толщи III террасы свидетельствуют криотурбации отложений и состав спорово-пыльце-

вого комплекса в обнажении Байка-1 на глубине 10 м от поверхности, где доминируют споры *Sphagnum*, *Polypodiaceae* и *Lycopodium*. Палеофлора 4 из слоя озерных суглинков включает типичные криофиты – *Lycopodium pungens*, *Botrychium boreale* и *Selaginella selaginoides*, и растения, предпочитающие оголенную (эродированную) почву – *Riccia*, *Encalypta*. Современный флористический аналог этой растительности обнаруживается на побережье Баренцева моря в Малоземельской тундре (рис. 8). Этот район, расположенный в пределах развития многолетней мерзлоты, характеризуется низкими летними температурами (10-12°C), коротким безморозным периодом и слоем речного стока около 300 мм. Он проявляется при построении арсалограммы для флоры 5, как вторичный центр концентрации.

Таблица 3. Палеофлоры в флювиальных отложениях нижней Вычегды.

Вид	Помер флоры и ее возраст (лет назад)							
	4	5	6	7	8	9	10	11
	~20000	~18000	8800	8400	6000	4500	3500	1400
<i>Abies sibirica</i>	-	+	-	-	-	-	-	+
<i>Acer platanoides</i>	-	-	-	-	+	-	+	-
<i>Alisma plantago-aquatica</i>	-	-	-	+	+	+	-	-
<i>Alnaster fruticosus</i>	+	+	+	-	-	-	-	-
<i>Alnus glutinosa</i>	-	-	+	+	+	+	+	+
<i>Alnus incana</i>	+	-	+	+	+	+	+	+
<i>Athyrium crenatum</i>	-	-	-	-	-	-	-	+
<i>Atriplex hastata</i>	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Betula alba</i>	+	+	+	+	+	+	+	+
<i>Betula humilis</i>	+	-	+	+	+	+	+	+
<i>Betula nana</i>	+	-	-	-	-	-	-	-
<i>Botrychium boreale</i>	+	-	-	-	-	-	-	-
<i>Calluna vulgaris</i>	-	-	-	-	-	-	-	+
<i>Chamaepericlinenum suecicum</i>	-	-	-	-	-	-	+	-
<i>Chenopodium album</i>	+	+	-	+	-	-	-	-
<i>Chenopodium botrys</i>	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Chenopodium viride</i>	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Corylus avellana</i>	-	-	-	+	+	+	+	+
<i>Cystopteris sudetica</i>	+	-	+	+	+	+	-	-
<i>Dryopteris phegopteris</i>	-	-	+	-	-	-	-	-
<i>Encalypta sp.</i>	+	-	-	-	-	-	-	-
<i>Eurotia ceratoides</i>	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Filipendula ulmaria</i>	-	-	+	-	-	+	-	+
<i>Juniperus sp.</i>	-	-	-	-	-	-	-	+
<i>Kochia prostrata</i>	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Lycopodium annotinum</i>	+	-	+	+	+	+	+	+
<i>Lycopodium appressum</i>	+	-	-	-	-	-	-	-
<i>Lycopodium clavatum</i>	-	+	+	+	+	+	+	+
<i>Lycopodium complanatum</i>	-	-	-	-	+	-	-	+
<i>Lycopodium pungens</i>	+	-	-	-	-	-	-	-

Продолжение таблицы 3

<i>Lycopodium selago</i>	+	-	+	-	+	-	-	-
<i>Lycopodium tristachyum</i>	+	-	+	+	+	-	-	-
<i>Lythrum salicaria</i>	-	-	-	+	+	+	+	+
<i>Menyanthes trifoliata</i>	-	-	-	+	-	+	+	+
<i>Nuphar luteum</i>	-	-	-	-	+	+	-	-
<i>Nuphar pumilum</i>	-	-	+	-	+	-	-	-
<i>Nymphaea alba</i>	-	-	-	-	+	-	-	-
<i>Nymphaea candida</i>	-	-	+	-	-	-	-	-
<i>Picea abies</i>	+	-	+	+	+	+	+	+
<i>Pinus sibirica</i>	-	-	+	+	-	-	-	+
<i>Pinus sylvestris</i>	+	+	+	+	+	+	+	+
<i>Pteridium aquilinum</i>	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Quercus robur</i>	-	-	-	-	+	+	+	-
<i>Polygonum amphibium</i>	-	-	+	-	-	-	-	-
<i>Rhamnus frangula</i>	-	-	-	-	-	+	+	-
<i>Rhynospora alba</i>	-	-	-	-	-	-	-	+
<i>Ribes</i> sp	-	-	-	-	-	-	-	+
<i>Riccia</i> sp	+	-	-	-	-	-	-	-
<i>Sagittaria sagittifolia</i>	-	-	-	+	-	-	-	-
<i>Saxifraga</i> sp	+	-	-	-	-	-	-	-
<i>Selaginella selaginoides</i> ;	+	-	+	-	-	-	-	-
<i>Thalictrum angustifolium</i>	-	-	-	+	-	+	-	-
<i>Thalictrum simplex</i>	-	-	+	-	-	-	-	-
<i>Tilia cordata</i>	-	-	+	+	+	+	+	+
<i>Ulmus glabra</i>	-	-	-	-	+	-	-	-
<i>Ulmus laevis</i>	-	-	+	+	+	+	+	+
<i>Utricularia</i> sp.	-	-	-	-	-	-	+	-
<i>Valeriana officinalis</i>	-	-	+	-	+	-	-	-
<i>Viburnum opulus</i>	-	-	-	-	+	+	+	+

Пыльцевой спектр с флорой 5 (из суглинков на глубине 8,5-9,1 м в обнажении Байка-1 отложений III террасы) с высоким содержанием пыльцы *Artemisia* и *Chenopodiaceae* указывает на распространение специфической криоксеротической растительности, типичной для максимума позднего Валдая и позднеледникового – так называемой перигляциальной лесостепи (Гричук, 1989). Для этой флоры характерны такие ксерофиты как *Eurotia ceratoides*, *Kochia prostrata* и другие, сосуществовавшие с криофитами (*Selaginella selaginoides*) и эрозофилами, то есть растениями, обитающими на участках с нарушенным или несформированным почвенным покровом. Перигляциальная флора включала в себя также виды светлехвойной тайги (*Pinus sylvestris*), мелколиственного леса (*Betula alba*), и темнохвойной тайги (*Picea abies*, *Pinus sibirica*, *Abies sibirica*), карликовую березу и ольховник. Такая флора не имеет прямых современных аналогов. Ближайшим по составу флоры является район западных склонов Алтая в бассейне р. Бухтармы (правый приток верхнего Иртыша), где на небольшой площади смыкаются ареалы темнохвойных горных лесов, луговых степей и сухих по-

льных степей. Территория характеризуется холодным семиаридным и резкоконтинентальным климатом: средняя температура января составляет –18°C, июля – около +15°C; среднегодовой слой осадков не превышает 500–600 мм, из них зимних (ноябрь–март) около 200 мм, при суммарном испарении 250–300 мм.

Л.Д. Никифоровой проведен спорово-пыльцевой анализ торфов в средней части бассейна Вычегды с возрастом 10900 ± 1300 (МГУ-128), 10560 ± 90 (МГУ-90) и 10460 ± 20 (SI-3327) лет (Потапенко, 1975). Пыльцевые спектры этих отложений характеризуются преобладанием пыльцы недеревесных растений (до 60%), в том числе 20% пыльцы *Artemisia*. Палеофлора имеет типичный перигляциальный облик: древесная, кустарниковая и карликовая береза, ольховник (*Alnus fruticosa*), типичные криофиты (*Selaginella selaginoides*, *Lycopodium pungens*) вместе с ксерофитами (*Lophelia distachya*). Это означает, что холодолюбивая растительность, которая отражена в списках флор 4–5 для максимума оледенения, доминировала в долине Вычегды до конца позднеледниковья.

Палеофлоры 6–11 характеризуют последовательные слои в обнажении пойменных отложений Байка-2 на левом берегу Вычегды в 14 км от устья (см. рис. 7). Отложения формировались в голоцене, в спорово-пыльцевых спектрах доминирует пыльца ели, сосны и березы. Тем не менее, существенные изменения флористического состава привели к «миграции» регионов-аналогов от Малоземельской тундры до среднего и южного Урала, через бассейны Вятки и верхней Волги до бассейна Сухоны, и обратно через бассейн Унжи в низовья Вычегды (табл.4, рис.8).

Современный аналог флоры 6 (~8800 лет назад) выявлен в верховьях Колвы, на границе темнохвойной горной тайги (*Picea abies*, *Pinus sibirica*) и средне – южно-таежными сосновыми лесами (*Pinus sylvestris*). Современный климат этого региона более континентальный и суровый, чем в низовьях Вычегды. Температура января в то время была на 3,5°C ниже, а июля на 0,5°C ниже современной, среднегодовая температура была слегка ниже 0°C, годовой слой осадков был больше современного на 150 мм.

Современный флористический аналог флоры 7 (~8400 лет назад) лежит в верховьях Чусовой. Здесь южная темнохвойная горная тайга уральского типа граничит с темнохвойными лесами с *Picea abies* и *Pinus sibirica*. Континентальность этого климата еще высока; температура января была на 2,5°C ниже современной, но температура июля почти на 1°C выше; среднегодовая температура несколько выше 0°C; годовой слой осадков несколько меньше современного (630 мм).

Существенный сдвиг на запад современного региона-аналога для флоры 8 (около 6000 лет назад) связан с превышением современных летних температур в низовьях Вычегды почти на 2°C в тот период, а зимние соответствовали современному уровню. Этот регион располагается в средней части бассейна Вятки, покрытого хвойно-широколиственными лесами (*Picea abies* с *Quercus robur*, *Tilia cordata*). Безморозный период был почти

на месяц длиннее, чем сейчас, и среднегодовая температура выше. Осадков выпадало около 640 мм.

Современный аналог флоры 9 (~4500 лет назад) выявлен в северной части южной тайги в бассейне Унжи. Его восточную границу обозначают ареалы таких видов, как *Quercus robur* и *Thalictrum angustifolium*. Для этого времени впервые характерно превышение температур января над современными на 1°C, а температуры июля на 1°C ниже, чем в предыдущую стадию. Выпадало существенно больше осадков (на 80 мм). Флора фиксирует время минимальной континентальности климата. Растительность с флорами 8 и 9 формировалась во время климатического оптимума голоцена.

Флористический аналог флоры 10 (~3500 лет назад) лежит в бассейне Сухоны, у северной границы южной тайги, в области широкого распространения торфяных болот. Температура января еще около -14°C (на 1°C выше современной), температура июля – около +18°C. Годовой слой осадков – 750 мм, что на 50 мм больше современного.

Современный аналог флоры 11 сместился к востоку, в бассейн Унжи. Это означает, что около 1400 лет назад климат в низовьях Вычегды был теплее и менее континентальным, чем теперь. Осадков выпадало около 720 мм в год.

Древняя флора из верхнего горизонта слоя торфа в разрезе Байка-2, который датируется по радиоуглероду 860±60 лет назад (K1-7026) не содержит каких-либо видов растений, которых бы не было в этом районе в настоящее время. Это предполагает, что с указанного времени ландшафтно-климатические условия в низовьях Вычегды мало отличались от современных.

Палеогидрологические и палеоусловные реконструкции

В работах Х.А. Арсланова и др., (1980), А.С. Лаврова и др. (1986), Л.М. Потапенко (1975), Д.Д. Квасова (1975) обосновывается положение о существовании в позднем Валдае в долинах главных рек Севера и Северо-Востока Европейской России подпружных озер, образовавшихся при перекрытии поздневалдайским ледником стока воды по этим рекам на север. Вместе с тем новые исследования показывают отсутствие поздневалдайских подпруд в долинах Мезени и Печоры (Астахов и др., 1998), наши данные позволяют внести уточнения в характеристики вычегодского озера (Сидорчук и др., 1999).

В поздневалдайское время в долине нижней Вычегды существовало подпружное приледниковое озеро. Стросние III надпойменной террасы на изученном участке долины свидетельствует об аллювиально-дельтовом ее происхождении. В 14 км выше устья Вычегды на левом борту ее долины возле дер. Байка вскрывается аккумулятивная толща горизонтально – и косослоистых мелко- и среднезернистых песков со средней крупностью 0,16-0,26 мм, с прослоями гравия и гальки и с криогенной текстурой. Эти отложе-

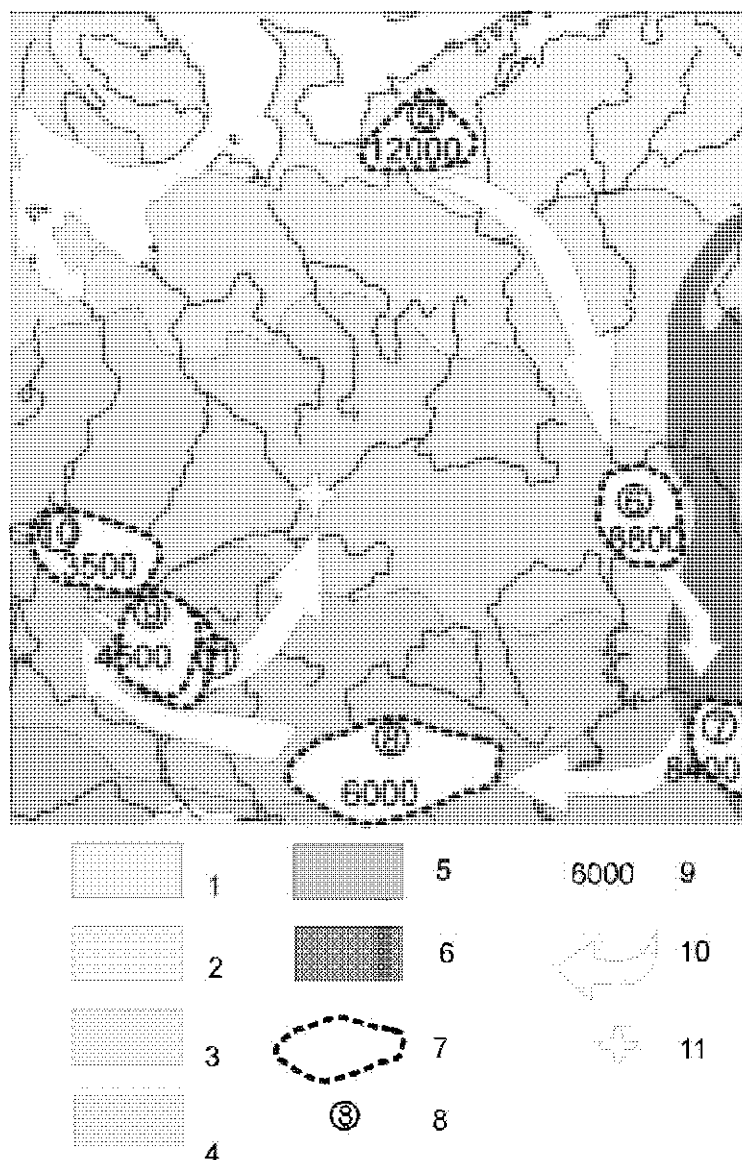


Рис. 8. Миграция центров концентрации палеофлор, характеризующая изменение ландшафта в низовьях Вычегды в позднеледниковье – голоцене. 1) тундра и лесотундра; 2) северная тайга; 3) средняя тайга; 4) южная тайга; 5) смешанные леса; 6) горная тайга; 7) положение центров концентрации палеофлор (регионы аналогии); 8) номер палеофлоры в таблице 3; 9) радиоуглеродный возраст палеофлоры; 10) последовательность изменения ландшафтов в низовьях Вычегды; 11 – современное положение палеофлор.

ния разделяются на серию пачек мощностью от 1 до 3 м. в каждой из которых крупность песков сначала медленно увеличивается вверх по разрезу, а затем резко уменьшается. Некоторые пачки венчаются горизонтами суглинков. Подобная текстура и структура отложений характерны для потока со скоростями течения не менее 0,3 м/с. Они формировались при блуждании русла пра-Вычегды по аллювиально-дельтовой равнине в ходе заполнения подпорожного озера наносами. Наличие горизонтов суглинков фиксирует те этапы, когда русло удалялось от места разреза, прирусловые наносы перекрывались тяжелыми отложениями тыловой части поймы или склоновыми. Возможен также озерный генезис этих суглинков, так как в них присутствуют пыльца водных растений.

На аллювиально-дельтовый генезис равнины, образовавшейся при заполнении верхней (вычегодской) части чаши приледникового озера, указывают также положительные продольные уклоны поверхности III надпойменной террасы: в 100 км выше устья Вычегды они составляют 0,2 ‰, затем снижаются до 0,12 ‰, а в пределах долины Северной Двины падают до нуля на отметках 65 м абс. Такая морфология III террасы, структура и текстура слагающих ее наносов противоречат реконструкциям Л.М. Потапенко (1975) и Д.Д. Квасова (1975), которые предполагали затопление долины Вычегды подпружным озером до отметок 135 м абс. и сброс излишних вод в долину Камы. Скорее всего, уровень подпружного озера во время поздневалдайского оледенения не превышал 75-80 м абс. а воды Вычегды изливались в западном и северо-западном направлении. По устному сообщению Р.С.Чалова, подобные соображения высказывались Н.И. Маккавеевым в начале 60-х во время его работ на Северной Двине и Вычегде.

Конец озерного этапа на Северной Двине и Вычегде относится к бёллингу – около 12,5 тыс. лет тому назад, когда произошло отступление ледника из долины Северной Двины, и по ней возобновился сток воды на север. Началось врезание Вычегды в отложения III террасы, вследствие чего формировались поверхности верхнего террасового комплекса. Первая, самая древняя поверхность не имеет датировок, но фиксирует, по-видимому, начальный этап развития русла после спуска приледникового озера (12,5-10 тыс. лет назад). Размеры палеорусла «А» (см. рис.7) на ней свидетельствуют о высокой водоносности реки в то время. Гидрологическим аналогом (современным) для позднеледникового палеорусла являются реки Малоземельской тундры. Среднее значение коэффициента a в формуле (2) для этих рек составляет 2,02, а показатель изменчивости внутригодового стока в формуле (1) $v=8,7$. Если воспользоваться этими значениями, средний расход воды Вычегды, определенный по ширине палеорусла «А», составлял около 900 м³/с, а среднемаксимальный расход воды – 10300 м³/с (табл.5).

По палеоботаническим данным (Хотинский, 1977), перигляциальные обстановки позднеледникового времени были сухими. Наличие ксерофитов в позднеледниковой флоре нижней и средней Вычегды это подтверждает. Однако в это сухое время реки имели размеры, превышающие со-

временные. Несоответствие палеогидрологических реконструкций палеоботаническим объясняется развитием в позднеледниковое время на территориях, примыкавших к леднику, многолетнемерзлых толщ, которые увеличивали коэффициент стока и крутизну волны половодья. При этом возрастали руслоформирующие расходы воды, определяющие параметры русла. Исходя из аналогий, значительный годовой сток воды и формирование крупных палсорусл были вполне возможны при сравнительно небольшом годовом количестве осадков. Слой годового стока был 235 мм. При широком развитии многолетнемерзлых пород годовой коэффициент стока составлял около 0,7, при весеннего снеготаяния – 0,9. Тогда годовой слой осадков не превышал 335 мм, из них 200 мм выпадало в зимне-весенний период, и всего 135 мм – в летне-осенний вегетационный период (табл. 5).

Формирование хорошо выраженного палсорусла «Б» на нижней ступени II террасы (см. рис. 7) завершилось в борсальное время (8,4-8,6 тыс. лет назад). Оно было активно в раннем борсале, 8500-9000 лет назад. По данным палеофлористического анализа в этот период в долине Вычегды были развиты предуральские темнохвойные леса среднетаежного облика. Многолетняя мерзлота к тому времени растаяла, что вызвало уменьшение коэффициента стока: он был равен 0,45 для года и 0,63 для весеннего периода. Распределение осадков стало более равномерным в течение года и произошло увеличение равномерности гидрологического режима. Исходя из гидрологической аналогии для таких ландшафтов, коэффициент α в формуле (2) составлял $\alpha = 3,48$, параметр γ был близок к современному – $\gamma = 15$. Среднегодовой расход раннеборсального русла составлял около 1500 м³/с., и значения руслоформирующих расходов воды уменьшились. Поэтому размеры русла не превышали позднеледниковых при значительно большем годовом количестве осадков. В этот период сток половодья не столь явно доминировал в формировании русла, среднемаксимальный расход воды был около 9900 м³/с (табл. 5). Годовой слой стока составлял 390 мм, слой стока зимне-весеннего периода – 265 мм. С учетом слоя испарения в регионе-аналоге, это дает годовой слой осадков 860 мм – максимальный за всю послеледниковую историю Вычегды. При этом в зимне-весенний период выпадало вдвое больше осадков, чем в позднеледниковье (415 мм), а летне-осенние осадки увеличились еще больше, до 445 мм.

Гидрологический режим нижней Вычегды существенно изменился на рубеже позднеледниковье – голоценов. Годовой сток увеличился в 1,7 раза за счет более многоводной межени, весенние расходы воды несколько уменьшились, возросли равномерность стока и длительность половодья. Руслоформирующие расходы воды при этом изменились незначительно, соответственно, сохранились морфология и размеры русла. За примерно 2500 лет излучины сместились вниз на 600 м из положения "А" в положение "Б" на рис. 7, несколько увеличили свою крутизну; произошло общее врезание русла на 3 м.

Палеоруло «В», расположенное на самой древней поверхности среднего террасового комплекса (I надпойменной террасы), было заилено в конце борсального периода, около 8,1 тыс. лет назад. Для этого времени гидрологическим аналогом являются реки восточной части южной тайги. Для них коэффициент a в формуле (2) был равен 3,25. Равномерность стока была высокой ($v = 14$), но сильная изогнутость грив, малые ширина и шаг извилин русла показывают, что водоносность пра-Вычегды резко уменьшилась. Среднегодовой расход воды, судя по ширине палеорусел, снизился до 500 м³/с, среднемаксимальный расход воды – до 3500 м³/с (табл. 5). Годовой слой стока составлял 130 мм, из них 90 мм приходилось на период половодья. Это соответствует слою годовых осадков в 480 мм (минимальному за весь голоцен), которые примерно поровну разделялись между зимне-весенним и летне-осенним периодами. Возможно, цепь эоловых дюн вдоль бортов заброшенного раннеборсального палеорусла сформировалась именно в этот сухой период.

Маловодье конца борсального времени зафиксировано и в раннеатлантическое время. Это проявляется в очень малых (по сравнению с современными) размерах стариц на пойме р. Виледи – левого притока Вычегды, образованных 7,7 тыс. лет назад (согласно датировке 7700 ± 80 , Ki-6411). Их ширина и шаг соответствуют среднему расходу воды 29 м³/с, что в 1,6 раз меньше современного. Регионы-аналоги низовьев Вычегды атлантического времени также характеризуется относительно малым количеством осадков и относительно высоким испарением. По-видимому минимальный сток воды на Вычегде приходился на конец этого времени, примерно 6000 лет назад (табл. 5.).

В пойменном рельефе Вычегды хорошо сохранились массивы наиболее древних пойменных ступеней – 4-й и 3-й, с сегментно-гривистым первичным рельефом, указывающим на меандрирование пра-Вычегды во время их формирования. Начало их образования относится к субборсальному периоду голоцена – 4,2-4,5 тыс. лет назад. Эти ступени составляют шпору двух крупных смежных палеоизлучин, расположенных слева от современного русла Вычегды и занятых сейчас протокой Старая Вычегда. По рисунку пойменных грив видна последовательность смещения и искривления этих палеоизлучин, заключительная стадия развития которых фиксируется положением "Г". В районе дер. Дурницыно за период 4200-4470 лет назад русло сместилось на 440 м, следовательно скорость смещения на стадии пологой излучины составляла 1,6 м/год. При этом перерабатывались отложения I террасы, останцы которой сохранились на пойме.

Регионы-аналоги, полученные по флорам 9 и 10, показывают существенное уменьшение континентальности климата в период формирования субборсального палеорусла «Г». Судя по ширине палеорусла, среднегодовой расход воды составлял 840-670 м³/с, среднемаксимальный расход – около 5000-6700 м³/с. Внутригодовое распределение стока воды характеризовалось малой изменчивостью в начале субборсала ($v = 16,4$). Этому соот-

ветствует значительная кривизна омегавидных излучин палеорусла. Изменчивость стока увеличилась в конце периода формирования палеорусла «Г». Слой стока был 175-220 мм, из них 115-150 мм приходилось на зимне-весенний период. Исходя из оценок испарения по регионам – аналогам, годовой слой осадков составлял 600-690 мм, из них около 290 – 330 мм выпадало в зимне-весенний период. Тенденция к медленному увеличению водоносности нижней Вычегды сохранялась до рубежа суббореального и субатлантического периода: об этом свидетельствует последовательное заполнение вершины крутой излучины справа от современного русла, не прекращавшееся в течение всего суббореального периода – с 4,6 до 2,3 тыс. лет назад.

В начале субатлантического периода морфодинамический тип русла снова изменился – оно стало разветвленно-извилистым, подобным современному. Старовычегдские излучины спрямились и начали отмирать. Около 2,3 тыс. лет назад начали формироваться поверхности нижних ступеней поймы. В конце суббореального времени произошло увеличение максимальных расходов воды, а общий рост водоносности Вычегды пришелся на субатлантическое время. Расчеты показывают, что максимальный сток воды в субатлантике был около 1500 лет назад. К настоящему времени рассчитанный среднегодовой расход воды несколько уменьшился до 1170 м³/с, а рассчитанное среднегодовое количество осадков составляет 700 мм, из которых 355 мм выпадает в зимне-весенний сезон (табл. 5). Это в целом соответствует данным наблюдений.

Сток воды в реках Русской равнины в поздневалдайское время

Палеоландшафтные и палеогидрологические реконструкции для всей Русской равнины не могут быть выполнены с той детальностью, как для ключевого участка. Поэтому последующие результаты являются предварительными, и будут уточняться по мере углубления исследований.

Временной диапазон формирования больших палеорусел довольно узок. В центральной Европе в долине Вислы такие русла отмерли 10-11 тысяч лет назад (Starkel, 1995). Для палеорек Русской равнины количество датировок невелико. Исследования в долине р. Хопра у пос. Поворино показали, что большое палеорусло в пределах поймы и первой террасы было активным около 14-17 тысяч лет назад (термолюминесцентная датировка русловых песков РТЛ-808, радиоуглеродная датировка суглинков в шпоре макроизлучины Ki-7694) и отмерло около 11-12 тысяч лет назад (радиоуглеродные датировки органики и ракушки в заполнении плесовой ложины Ki-5305, Ki-7680, Ki-7682). Палеорусла, хорошо выраженные на пойме р. Сейма у г. Льгова и на первой террасе р. Свапы у ее устья, отмерли около 13-14 тыс. лет назад (радиоуглеродные датировки органики и ракушки в заполнении палеорусел Ki-6981, 6982, 6984, 6999). Макроизлучина р. Протвы у г. Боровска отмирает около 12-13 тыс. лет назад (датировка органики Ki-

7312). В устьевой области р. Вычегды палеорека с размерами больше современных была активна еще 8,5-9 тысяч лет назад.

Палеоландшафтные реконструкции.

Основные ландшафтные и климатические характеристики для максимальной и постмаксимальной фаз позднего Валдая на Русской равнине были восстановлены с помощью палеофлористического анализа палинологических данных для трех ключевых участков, расположенных в разных ландшафтно-климатических зонах. Участок 1 выбран в низовьях р. Вычегды в современной зоне средней темнохвойной тайги (около 61° с. ш.). Обнаруженная здесь палеофлора 4-5 (табл. 3) соответствует ландшафту, существовавшему максимумом и во время максимума оледенения. Участок 2 расположен у г. Иваново (около 56° с.ш.), в зоне смешанных хвойно-широколиственных лесов. Палеофлора характеризует ландшафт в период максимального похолодания и в начале криоксеротической фазы валдайского оледенения (Гричук, 1989). Участок 3 расположен в средней части бассейна р. Хопер у южной границы современной лесостепи (около 50° с.ш.). Палеофлора соответствует здесь позднеледниковью (Sidorchuk, Borisova, 2000) что подтверждается радиоуглеродной датировкой 11,900±120 лет назад (Ki-5305).

Несмотря на различия в возрасте и в географическом положении палеофлор, реконструкции показывают большое сходство климатических и ландшафтных условий их формирования, что соответствует представлению о длительном существовании обширной перигляциальной гиперзоны (Величко, 1973). Пыльцевые спектры с высоким содержанием пыльцы *Artemisia* и *Chenopodiaceae* указывают на распространение специфической криоксеротической растительности, типичной для максимума позднего Валдая и позднеледниковья – так называемой перигляциальной лесостепи. К югу роль древесных элементов еще более сокращалась: здесь распространялась перигляциальная степь. Как уже указывалось, такая флора не имеет прямых современных аналогов. Ближайшим по ее составу является район западных склонов Алтая в бассейне р. Бухтармы, который можно рассматривать как ближайший климатический аналог перигляциальных условий на Русской равнине, во всяком случае, в отношении диапазона температуры воздуха и суммарного испарения. В то же время гидрологический режим поздневалдайских рек был существенно отличен от режима рек западного Алтая из-за развития многолетней мерзлоты в перигляциальной гиперзоне. Современными аналогами подобных перигляциальных рек являются реки безлесных и редколесных территорий в области распространения многолетней мерзлоты, например, реки Малоземельской и Большеземельской тундры (куда попадает вторичный центр концентрации для перигляциальной флоры) и полуострова Ямал.

Палеогидрологические реконструкции.

Расходы воды на перигляциальных реках были рассчитаны по формулам (1) и (2). Коэффициент a в формуле (2) назначен по региону-аналогу в тундре северо-востока ЕТР – 2,25. В отличие от современного широтного распределения слоя стока по Русской равнине, в поздневалдайское время оно во многом определялось формой южной границы материковых льдов, которая имела северо-восточное простирание в северо-западной части равнины, и меридиональное вдоль северного Урала. Слой стока был максимальным вдоль края ледника, хотя в реки с макроизлучинами не поступали талые ледниковые воды. Более высокий сток воды объясняется большим количеством осадков и большими коэффициентами стока (рис.9).

На северном мегасклоне Русской равнины слой стока достигал 800-1200 мм в бассейнах Мезени и в верховьях Печоры. Минимальный сток в этой области был в бассейне Северной Двины (450-500 мм) и Вычегды (250-400 мм). Здесь он лишь незначительно превосходил современный. Та же ситуация отмечалась для рек Большеземельской тундры. С удалением от края ледника слой стока в речных бассейнах южного мегасклона уменьшался. Он был около 600-800 мм в бассейнах верхней Волги и Оки, 450-700 мм в бассейнах Сейма, верхнего и среднего Дона, Хопра. Еще меньше был сток в низовьях Днепра и Дона, на средней Волге и средней Каме. Здесь он составлял около 200-450 мм.

Карта слоя стока основных рек Русской равнины позволяет оценить годовые объемы стока в ее центральной и восточной части (табл. 6). Хотя значительная часть территории была покрыта материковыми льдами, на

Таблица 6. Годовой объем стока поздневалдайских рек Русской равнины

Река	Поздний Валдай		Современный
	Площадь водосбора, тыс. км ²	Годовой объем стока, км ³	Годовой объем стока, км ³
Северная Двина	260	115	107
Мезень	78	45	20
Печора	322	220	126
Верхняя Волга (без Оки)	173	93	85
Ока	245	147	41
Кама	507	260	88
Средняя и нижняя Волга (ниже устья Камы)	249	85	40
Дон	422	110	28

северном мегасклоне сток воды составлял 380 км³ в год, что в полтора раза больше современного с той же водосборной площади. Основное увеличение стока произошло в бассейнах Мезени и Печоры (почти в 2 раза). В бассейне Волги годовой сток составлял 585 км³, несмотря на существенное уменьше-

ние водосбора верхней Волги: водораздел проходил выше впадения Унжи (Квасов, 1975). Это более чем вдвое больше современного и вполне объясняет высокий уровень хвалынского Каспия. Основной вклад в этот сток вносили Ока и Кама, сток которых был больше современного в 3-3.5 раза. Еще более – почти в 4 раза – поздневалдайский сток превышал современный в бассейне Дона. Следует подчеркнуть, что в этих оценках нет доли ледникового питания.

Пространственная изменчивость стока воды в позднеледниковое время была существенно меньше, чем теперь (особенно в восточной части Русской равнины), что связано с существенно меньшей изменчивостью ландшафтно-климатических условий в перигляциальной гиперзоне. Только в начале голоцена, с формированием близкой к современной широтной зональности ландшафтов, изменился характер и величина поверхностного стока воды и произошла трансформация больших палеорусел.

Трансформация больших палеорусел.

Основной причиной резких изменений руслоформирующих расходов рек при неизменных площадях водосборов являлось существенное отличие гидрологического режима поздневалдайских рек от современного. На всей территории перигляциальной гиперзоны от края валдайского ледникового щита до 49° с.ш. была распространена многолетняя мерзлота. Водопроницаемость грунтов была минимальной, что приводило к малым потерям стока в период снеготаяния (коэффициенты стока были порядка 0,9-1,0), и отсутствию грунтового питания рек. Реки характеризовались коротким высоким половодьем и продолжительной низкой меженью. В таких условиях формировались большие русла, размеры которых соответствовали максимальным расходам воды периода половодья. Значительную часть года во время межени эти русла были столь маловодны, что песок на обширных песчаных отмелях переваливался ветром. Благодаря деградации многолетней мерзлоты в позднеледниковое время и в начале голоцена и дифференциации ландшафтов в пределах перигляциальной гиперзоны произошли кардинальные изменения гидрологического режима рек – сглаживание и распластывание половодий и снижение коэффициентов стока. В результате макрорусла поздневалдайских рек трансформировались в современные русла рек существенно меньших размеров. В некоторых речных долинах древние макрорусла отмерли, а современные реки формируют свои меандрирующие русла в другой части их днища. Более распространены реки, где современное русло в основном следует вдоль древнего и как бы вложено в него.

Степень трансформации русел малых и средних рек имеет ярко выраженный широтно-зональный характер (рис. 10). В тундре русла современных рек имеют размеры (ширину в бровках поймы и шаг излучин), близкие к размерам русел поздневалдайских рек. Это объясняется малыми изменениями условий формирования стока воды и русел на рубеже поздне-

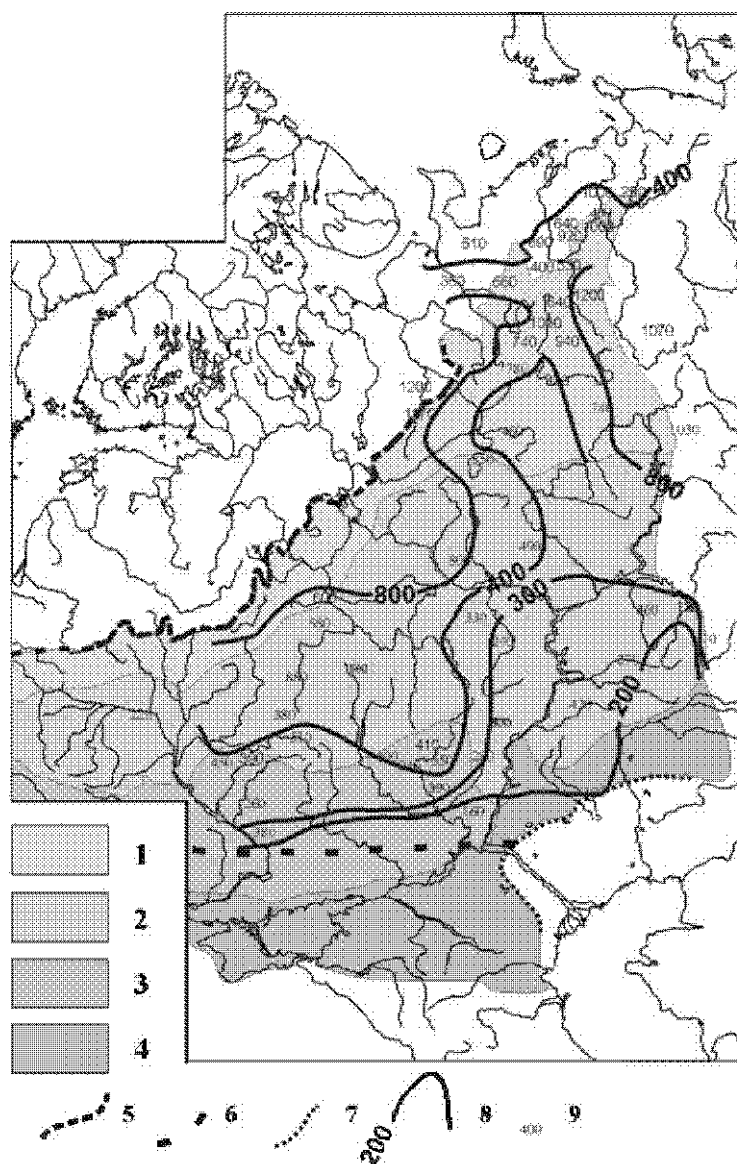


Рис. 9. Распределение поверхностного стока воды в позднем Валдае на Русской равнине в условиях перигляциальных ландшафтов. 1 – перигляциальная тундра; 2 – перигляциальная лесотундра; 3 – перигляциальная степь; 4 – сухая степь (ландшафты по В.И.Иричуку, 1989, с упрощениями); 5 – край поздневалдайских материковых льдов; 6 – южная граница мерзлоты во время максимума оледенения (по Величко и др., 1982); 7 – северный берег Каспия; 8 – изолинии слоя поверхностного стока; 9 – рассчитанные значения слоя стока.

го плейстоцена – голоцена, сохранением здесь многолетнемерзлых пород и безлесных ландшафтов. В лесотундре ширина отдельных современных русел рек в 2-3 раз меньше ширины русел поздневалдайских рек, в северной тайге – в 2-4 раза. В средней и южной тайге ширина современных русел малых и средних рек в 2-5 раз меньше ширины русел поздневалдайских рек. Здесь наблюдается максимальный разброс значений отношения ширины древних и современных рек. В области распространения современных хвойно-широколиственных и широколиственных лесов скорость трансформации речных русел резко увеличивается. В зоне широколиственных лесов уменьшение ширины рек по сравнению с позднеледниковьем достигло 10 раз, в лесостепи и степи – в 13 раз. Как показано на рис. 10 пунктирной линией, такие изменения во многом совпадают с изменениями по ши-

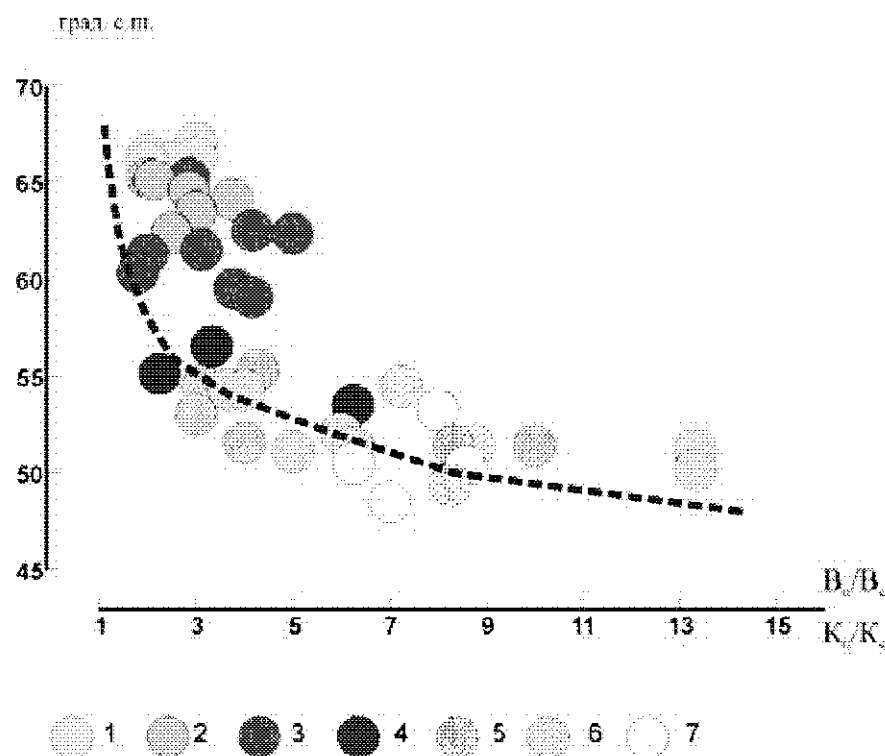


Рис. 10. Широтные изменения отношения ширины валдайских палеорусел (B_n) и соответствующих современных русел (B_c): 1 – в лесотундре; 2 – в северной тайге; 3 – в средней и южной тайге; 4 – в хвойно-широколиственных лесах; 5 – в широколиственных лесах; 6 – в лесостепи; 7 – в степи. Пунктиром показано отношение коэффициента стока в валдайское время (K_n) и современного (K_c).

роте отношения максимального значения коэффициента стока в поздневалдайское время $K_{\text{п}}$, равного 1, к его современной величине $K_{\text{с}}$. Это соответствие показывает, что изменение коэффициента стока было одной из главных причин изменения величины стока воды, гидрологического и руслового режима рек. Степень изменения размеров рек была наибольшей на западе Русской равнины, где валдайский ледниковый щит наиболее далеко выдвигался на юг и, соответственно, различия между современными и поздневалдайскими условиями формирования речных русел были максимальны.

ЛИТЕРАТУРА

- Арсланов Х.А., Лавров А.С., Лядов В.В., Никифорова Л.Д., Потапенко Л.М., Тертычная Т.В. Радиоуглеродная геохронология и палеогеография средневалдайского интервала и последнего ледникового покрова на северо-востоке Русской равнины // Геохронология четвертичного периода. М.: Наука, 1980.
- Астахов В.И., Я. Магнеруд, Ю-И. Свенсен. О возрасте последнего ледникового покрова русской Арктики. Всероссийское совещание «Главнейшие итоги в изучении четвертичного периода и основные направления исследования в XXI веке», тезисы докладов. СПб., 1998.
- Великанов М.А. Динамика русловых потоков, том 2. М.: Гостехиздат, 1955.
- Величко А.А. Природный процесс в плейстоцене. М.: Наука, 1973.
- Величко А.А., Бердников В.В., Нечаев В.П. Реконструкция зоны многолетней мерзлоты и этапов ее развития // Палеогеография Европы за последние сто тысяч лет. М.: Наука, 1982.
- Величко А.А. Эмпирическая палеоклиматология // Методы реконструкции палеоклиматов. М.: Наука, 1985.
- Волков И.А. О недавнем прошлом рек Ишим и Нура // Труды лаборатории аэрометодов АН СССР. N 9, 1960.
- Волков И.А. Следы мощного стока в долинах рек юга Западной Сибири // Докл. АН СССР, том 151. N 3, 1963.
- Глушков В.Г. Географический и гидрологический метод. // Известия Гос. гидрол. ин-та, т.57, 1933.
- Гричук В.П. Опыт реконструкции некоторых элементов климата Северного полушария в атлантический период голоцена // Голоцен. М.: Наука, 1969.
- Гричук В.П. История флоры и растительности Русской равнины в плейстоцене. М.: Наука, 1989.
- Дварецкас В.В. Стремление и развитие речных долин красной зоны последнего скандинавского оледенения (на примере Южной Прибалтики). Автореф. дисс. на соиск. уч. степ. докт. геогр. наук. М., МГУ, 1989.
- Докучасов В.В. Способы образования речных долин Европейской России. СПб: типография В.Дермакова, 1878.

Евстигнеев В.М. Речной сток и гидрологические расчеты. М., Изд-во МГУ, 1990.

Иванова Н.Г. Опыт датирования аллювиальных отложений р. Вятки и реконструкции растительности по палинофлористическим данным // Палинология плейстоцена и плиоцена. М.: Наука, 1973.

Калинин Г.П. Пространственно – временной анализ и эргодичность гидрологических элементов. // Вестник МГУ, сер. География, 1966, №5.

Калинин Г.П., Клиге Р.К., Шлейников В.А.. Основные проблемы палеогидрологии. В сб.: Проблемы палеогидрологии М.: Наука, 1976.

Квасов Д.Д. Позднечетвертичная история крупных озер и внутренних морей Восточной Европы. Л.: Наука, 1975.

Лавров А.С., Никифорова Л.Д., Потапенко Л.М. Динамика плейстоценовых ледниковых покровов, растительность и климат на Северо-востоке Европейской части СССР // Нов. мат-лы по палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. М.: Наука. 1986.

Лебявский С. Введение в речную гидравлику, Л., Гидрометеоиздат, 1961.

Лютцау С.В. Флювиальные формы рельефа Мещеры как показатель изменений гидрологического режима и водности рек во времени // Вестник МГУ. Сер. география, 1968, №3.

Маккавеев Н.И., Чалов Р.С. Русловые процессы. М., Изд-во МГУ, 1986.

Матвеев Б.В. Морфология и геолого-геоморфологические факторы развития врезанных и свободных излучин. Автореф. дисс. на соиск. уч. степ. канд. геогр. наук. М., МГУ. 1985.

Мешеряков Ю.А. Молодые тектонические движения и эрозивно-аккумулятивные процессы северо-западной части Русской равнины. М.: Изд-во АН СССР, 1961.

Михайлов В.Н. Динамика потока и русла в неприливых устьях рек. М., Гидрометеиздат, 1971.

Михайлов В.Н. Гидролого-морфометрические закономерности формирования речных дельт. // Вестник МГУ, Сер. география, 1982, №2.

Морфология и динамика русел рек Европейской части России и сопредельных государств. М-б 1: 2000000, М.: ФСКР РФ, 1999.

Никифорова Л.Д. Динамика ландшафтных зон голоцена северо-востока европейской части СССР // Развитие природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. М.: Наука, 1982

Панин А.В., Сидорчук А.Ю., Чернов А.В. Макроизлучины рек ЕТС и проблемы палеогидрологических реконструкций. Водные ресурсы, 1992, № 4.

Потапенко Л.М. Четвертичные отложения и развитие речной долины нижней Вычегды. Автореф. дисс. на соиск. уч. степ. канд. геогр. наук. М., МГУ, 1975.

Сладкопевцев С.А. Об изменении водности и режима рек в плейстоцене. В сб.: Проблемы палеогидрологии М., Наука, 1976.

Сидорчук А.Ю., Борисова О.К., Ковалюх Н.Н., Панин А.В., Чернов А.В. Палеогидрология нижней Вычегды в позднеледниковье и голоцене // Вестник МГУ. Сер. геогр., 1999, №5.

Сидорчук А.Ю., Борисова О.К., Панин А.В. Позднеледниковские палеорусла рек Русской равнины // Известия РАН. Сер. геогр. 2000. №6.

Хотинский Н.А. Голоцен Северной Евразии. М.: Наука, 1977.

Чалов Р.С. Историческое и палеорусловедение: предмет, методы исследований и роль в изучении рельефа. // Геоморфология. 1996. №4.

Эберхарде Г.Я. Морфогенез долины области последнего материкового оледенения и современные речные процессы (на примере Средней Прибалтики). Автореф. дисс. на соиск. уч. степен. докт. геогр. наук. М., МГУ, 1985.

Экспериментальная геоморфология. Вып.2, М.: Изд-во МГУ, 1969.

Baker V.R. Palaeohydrology and sedimentology of Lake Missoula Flooding in Eastern Washington // The Geol. Soc. Am., Special Paper 144, 1973.

Dury G.H. Principles of underfit streams // US Geological Survey Professional Paper 452-A, Washington. 1964.

Dury G.H. Theoretical implications of underfit streams // US Geological Survey Professional Paper 452-C. Washington. 1965.

Maizels, J.K. Palaeovelocity and palaeodischarge determination for coarse gravel deposits. In: Gregory, K. (Ed), Background to Palaeohydrology. John Wiley and Sons, Chichester. 1983

Middel, A., Raukas, A. The evolution of the river systems in the east Baltic. In: Starkel L., Gregory, K., Thornes J. (Eds), Temperate Palaeohydrology, John Wiley and Sons, Chichester. 1991

O'Connor, J., Webb R.H. Hydraulic Modeling for Paleoflood Analysis. In: Baker, V. et al. (eds), Flood Geomorphology, John Wiley and Sons, Chichester. 1988

Panin A.V., Sidorchuk A. Yu., Chernov A.V. Historical background to floodplain morphology: examples from the East European Plain // Floodplains: Interdisciplinary Approaches. London, Geological Society Special Publications, 163, 1999.

Rotnicki, K. Retrodiction of palaeodischarges of meandering and sinuous rivers and its palaeoclimatic implications. In: Starkel L., Gregory, K., Thornes J. (Eds), Temperate Palaeohydrology, John Wiley and Sons, Chichester, 1991.

Schumm, S.A. Quaternary Palaeohydrology. In: Wright, H. and Frey, D. (eds), The Quaternary of the United States, Princeton University Press, Princeton, 1965.

Schumm, S.A. River adjustment to altered hydrologic regimen – Murrumbidgee River and palaeochannels, Australia. US Geological Survey Professional Paper 598, Washington, 1968.

Sidorchuk A.Yu., Borisova O.K. Method of palaeogeographical analogues in palaeohydrological reconstructions // Quaternary International (in press).

Starkel, L. Last Glacial and Holocene fluvial chronology in the Carpathian valleys. Studia Geomorph. Carpatho-Balcan., N.11, 1977.

Starkel L. The place of the Vistula River valley in the late Vistulian – early Holocene evolution of the European valleys // European River Activity and Climatic Change During the Lateglacial and Early Holocene. Stuttgart: Gustav Fischer Verlag, 1995.

Starkel L., Kalicki T., Soja R., Gebica P. Analysis of palaeochannels in the valleys of the upper Vistula and the Wisloka // Evolution of the Vistula River valley during the last 15000 years. Part. VI.. Wroclaw: Wydawnictwo Continuo, 1996.

Williams, G.P. Palaeofluvial Estimates from Dimensions of Former Channels and Meanders. In: V.Baker et al. (eds), Flood Geomorphology, John Wiley and Sons, Chichester, 1988

В содержание

БАССЕЙН РЕКИ И ГИДРОМОРФОЛОГИЯ РЕК

Н.И. Алексеевский

ИНДИКАЦИОННЫЕ МЕТОДЫ ГИДРОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ*

В гидрологии создано большое количество методов, позволяющих получить необходимые характеристики стока рек. К их числу относятся и индикационные методы, основанные на учете зависимостей между показателями структуры речной сети и характерными расходами воды. В практике гидрологических расчетов эти методы редко находят применение, поскольку считается, что они обеспечивают меньшую степень точности по сравнению с другими, традиционными способами расчета искомых характеристик. В результате эта область гидрологии практически не развивается, что в условиях сокращения гидрологических постов оказывает существенное воздействие на потенциальные возможности решения разнообразных прикладных задач.

Исторически индикационные подходы начали развиваться в рамках геоморфологии. Классическими работами в этой области являются исследования Р. Хортона, Р. Шривса, А. Шайдеггера. В нашей стране разработка и использование индикационных методов связано с работами как геоморфологов, так и гидрологов: Н.А. Ржаницына, В.П. Философова, И.Н. Гарцмана, Ю.Г. Симонова, В.И. Кружалина, М.С. Карасева, Л.М. Корытного, Р.А. Нежиховского, Е.А. Черных и др. Для целей гидрологических расчетов наиболее ценными являются результаты исследований Н.А. Ржаницына, Р.А. Нежиховского, И.Н. Гарцмана, Е.А. Черных и их последователей. В настоящее время появились предпосылки для критического анализа этих результатов, обобщения новых данных, объединения разных направлений в целях развития индикационной гидрологии.

Центральное место в развитии индикационных методов занимают вопросы определения порядка рек в произвольном створе речной сети. В зависимости от выбранной схемы кодировки потоков, образующих эту сеть, изменяется абсолютная величина порядка и, следовательно, затрудняется создание единой системы учета изменчивости характеристик вдоль рек конкретных территорий. Это одна из наиболее сложных проблем обобщения данных, полученных разными исследователями, использования предложенных ими методических подходов для учета пространственной изменчивости характерных расходов воды, определения гидрографических характеристик по длине речных систем, оценки значимости масштабных эффектов. Под масштабным эффектом понимаются закономерности изменения комплекса гидрологических, геоморфологических и иных характеристик вследствие увеличения размера (порядка) рек. Порядок реки (или его эквиваленты) выступают в качестве своеобразных географо-гидрологических критериев по-

* Исследования выполнены при финансовой поддержке ФЦП "Университеты России – фундаментальные исследования" (проект 8.6.2)

добия разнообразных процессов в эрозионно-русловых системах. В соответствии с ними можно обобщать информацию, которая отфильтрована по признаку идентичности размера водного потока, площади речного бассейна и т.п. Исключение из рассмотрения фактора размера способно существенным образом влиять на выводы, вытекающие из анализа генетически разнообразной информации, поскольку масштабный эффект вызывает нелинейное изменение исследуемых характеристик на участках впадения притоков или рассредоточения стока по рукавам русловых и дельтовых разветвлений.

Анализ существующих способов определения порядка реки в произвольном створе русловой сети показал, что традиционно используемая схема определения порядков рек от главной реки к притокам удобна лишь для упорядочивания гидрографической информации в специальных справочных материалах. Она лишена физического содержания, поскольку не учитывает масштабный эффект в изменении гидрологических и других характеристик. В соответствии с ней Дунай, Днестр, Днестр, Дон и Волга – реки одного порядка, хотя они сильно отличаются по своим гидрографическим и гидрологическим характеристикам. Поэтому для гидрологических расчетов должна применяться такая схема исчисления порядков, которая бы учитывала изменение (в данном случае увеличение) порядка реки вдоль речной сети вследствие боковой приточности. Впервые подобная схема была предложена Р.Хортоном (1948). В соответствии с ней реками первого порядка считаются водотоки, не имеющие притоков. Слияние двух рек первого порядка означает возникновение реки второго порядка. В дальнейшем порядок рек N изменяется на единицу лишь в случае слияния однопорядковых водотоков, т.е. в соответствии с уравнением

$$N_X = \lg_2 S + 1, \quad (1)$$

где S – число рек первого порядка, N_X – натуральные числа, причем индекс при N обозначает авторскую принадлежность методики (X – Хортон, Φ – Философов, C – Стралер, $Шр$ – Шриве и т.д.). Такая система исчисления порядков называется дихотомической. В целом ее можно считать удачной, поскольку она приводит в соответствие густоту расчленения речных бассейнов малыми водотоками и размер главной водной артерии. Р. Хортон считал возможным использовать свою схему лишь для притоков главной реки, определения ее порядка в нижней части речной системы. Полученный таким образом порядок он распространял на всю длину главной реки, что вызывало оправданную критику оппонентов, указывавших на необходимость использования общих принципов кодировки, справедливых как для притоков, так и различных участков главной артерии стока. В работах Р.Стралера и В.П. Философова доказано, что использование уравнения (1) оправдано для всех звеньев речной сети. Изменение порядка главной реки вдоль русловой сети (при использовании рекомендаций Стралера-Философова) характеризуют значения $N_{\Phi C}$.

Допущение, что порядок реки изменяется лишь при слиянии одинаковых по размеру водотоков является достаточно грубым, поскольку и

меньшие по размеру (водоносности) притоки оказывают существенное влияние на характеристики стока главной реки. Учет этого влияния требовал использования иных подходов к определению порядков рек. Система Стралера-Философова в этом смысле не прибавляет возможностей, поскольку сохраняет недостатки, свойственные дихотомической схеме исчисления порядков рек, предложенной Р. Хортоном.

Для определения осредненных характеристик потока и русла более удобными являются предложения Р. Шриве. Их суть состоит в том, что порядок реки ниже узла слияния двух потоков принимается равным сумме порядков $(n_1 + n_2)$ сливающихся рек

$$N_{шр} = n_1 + n_2$$

Отсюда легко показать, что на произвольном участке водотока значение $N_{шр}$ оказывается равным числу рек, образующих русловую сеть. Если в качестве таких рек принимать водотоки первого порядка (например, с длиной < 10 км), общее число которых составляет S , то $N_{шр} = S$ для произвольного створа реки. Близкий подход предлагал и А. Шайдеггер. Для ограничения величины порядка рек он рекомендовал использовать преобразование

$$N_{ш} = \lg S / \lg 2 + 1.$$

В этом случае значения $N_{ш}$ – рациональные числа. Е.А. Черных (1971) в качестве S принимает число рек S_q длиной 10-15 км. Величина N_q для произвольного створа речной сети находится с учетом неравенства (Алексеевский, Гайкович, 1987)

$$2^{n-1} < S_q < 2^n - 1. \quad (2)$$

где n – параметр итерации, равный 1, 2, ... M . Если выше данного створа реки существует S_q водотоков длиной 10-15 км и величина n подобрана так, что выполняется неравенство (2), то $N_{ш} = n$. Наличие в бассейне реки некоторого количества пунктов наблюдений позволяет определить для каждого из них величину N_i , S_i и обосновать зависимость $N = f(S)$. Наличие такой связи (при заданных значениях S_i для произвольных створов по длине речной системы) позволяет установить дробные значения N_i , соответствующие реальному изменению гидрологических характеристик.

Существуют и другие способы учета соответственного изменения сложности строения русловой сети и характеристик стока. К их числу относятся разработки И.Н. Гарцмана, Б.А. Казанского, Л.М. Корытного, в которых используется теория графов для определения структурной меры бассейна $m(A)$. Эта мера, по существу, позволяет учесть влияние малых водотоков, образующих верхние звенья более крупных рек, и водотоков, непосредственно впадающих в эти реки. В результате удастся достичь лучшего соответствия между числом рек 1-го порядка в части бассейна, расположенной выше расчетного створа, и характеристиками стока.

Учет этого обстоятельства является важным не только при решении гидрологических задач. Он принципиально важен для выяснения геоморфологических функций малых рек в различных звеньях речной сети. Этот ас-

пект нашел должное отражение в геоморфологических исследованиях (А.П.Шик, Ю.Г. Симонов, Т.Ю. Симонова, А.Н. Кичигин, В.И. Кружалин). Однако в рамках индикационной гидрологии пока отсутствуют результаты, позволяющие убедительно охарактеризовать роль различных элементов структуры русловой сети в трансформации речного стока. Исключение составляют исследования Н.А.Ржаницына (1985).

Наличие большого числа предложений по способам задания одного из основных гидрографических критериев подобия – порядка реки – порождает мнение, что базовые положения, лежащие в основе различных методов, принципиально различны. Оно согласовывалось, по-видимому, с представлениями разработчиков схем кодирования элементов русловой сети. В результате оказалось, что закономерности, установленные с использованием тех или иных способов задания порядка рек, не образуют целостной теории структурной организации водосборных территорий и трансформации потоков вещества и энергии по длине речных систем. При наличии такой теории появились бы реальные предпосылки для решения широкого класса физико-географических (в т.ч. гидрологических) задач. В частности, она могла бы стать основой для количественной оценки взаимосвязей между природопользованием на водосборах, трансформацией естественных потоков вещества и энергии в их пределах и по длине рек, изменением объема и качества водных ресурсов. Опираясь на нее можно разрабатывать экспертные оценки последствий изменения вида и масштаба антропогенных нагрузок на природные ландшафты и рекомендации по оптимизации взаимодействий в системе общество – природная среда.

Методы индикационной гидрологии являются фактически единственными при проведении гидрологических расчетов для неизученных водных объектов, особенно расположенных в северных и восточных регионах страны. Существующие картографические обобщения распределений важнейших гидрологических характеристик в этом случае не имеют особых преимуществ перед использованием зависимостей между этими характеристиками и порядками рек, обоснованных по материалам наблюдений на существующей сети мониторинга. Например, зависимости между N и Q_n , где Q_n – характерный расход воды, для условий нижнего течения Яны дали возможность оценить осредненные характеристики стока воды р.Омолуй. На их основе удалось получить гидрологические данные для всех неизученных водотоков, образующих русловую сеть бассейна этой реки. С учетом их была дана оценка естественной пространственной изменчивости мутности речных вод и выявлена ее антропогенная составляющая, связанная с производством горных работ в долинно-русловых комплексах малых притоков Омлоя (Алексеевский, Сидорчук, 1992). Аналогичные подходы оказались достаточно продуктивными при гидрологической характеристике неизученных рек полуострова Ямал.

Метод, основанный на использовании порядков рек в качестве главного предиктора в зависимостях для оценки Q_n , обнаруживает высокую

эффективность при разработке водохозяйственных балансов и учете изменчивости водных ресурсов ниже и выше узлов слияния рек. Этот метод позволяет учитывать неоднозначность зависимости между Q_i и определяющими факторами в различных звеньях речной сети. Например, по длине р.Оки (Алексеевский и др., 1998) она проявляется в резком изменении кривизны графика связи между переменными в области малых и больших рек. При $1 \leq N_{III} \leq 13$ норма стока

$$Q_0(N_{III}) = Q_0(N_{III} - 1) - 8.9 \cdot 10^{-6} \cdot N_{III}^{6.5}, \quad (3)$$

где Q_0 – средний многолетний расход воды. Для крупных рек ($N_{III} \geq 13$) показатель степени при N_{III} возрастает до 6,6. Его изменение связано не только с особенностями нарастания площади водосбора, но и с полнотой учета дренирования подземных водоносных горизонтов. Поэтому норму стока в произвольном створе $Q_0(N)$ целесообразно представлять в виде двух составляющих: учтенной части стока $Q_{oy}(N)$, которая является функцией N_{III} в соответствии с уравнением (3), и неучтенной части стока $Q_{он}(N)$, связанной с непосредственной разгрузкой в реки горизонтов подземных вод.

$$Q_0(N) = Q_{oy}(N) + Q_{он}(N). \quad (4)$$

Величину $Q_{он}(N)$ можно оценить по формуле:

$$Q_{он}(N) = 2.5 \cdot 10^{-4} \cdot N^{4.5}. \quad (5)$$

В результате оказалось, что русловой баланс р.Оки характеризуется постепенным увеличением непосредственно $Q_0(N)$ от верхних к нижним звеньям речной сети. В устье Оки значение Q_0 достигает $1310 \text{ м}^3/\text{с}$. В 78 км от устья Оки находится гидрологический пост (Горбатов), данные по которому не использовались для обоснования зависимости (3). Норма стока воды у г.Горбатов за период более 75 лет равна $1200 \text{ м}^3/\text{с}$. Таким образом, точность расчетов на основе индикационных методов вполне удовлетворительна, поскольку относительная ошибка расчета составляет 9,2%.

Объем водных ресурсов р.Оки изменяется от 0,1 (выше устья р.Орлика) до $41,3 \text{ км}^3$ (ниже устья р.Клязьмы). Он скачкообразно увеличивается ниже основных притоков реки в соответствии с их расположением в пределах речной системы. Преобладающая доля водных ресурсов Оки формируется на водосборах рек 1 порядка (67,3%). Сток малых водотоков частично поступает в русла рек длиной 15-35 км (62,9%). Более 1/3 их стока не участвует в каскадообразном нарастании водного стока, поскольку сбрасывается непосредственно в русла более крупных рек.

Наличие достаточно тесных зависимостей между нормой стока Q_0 и порядками рек позволяет предположить, что существуют аналогичные по структуре связи между N и другими осредненными гидрологическими характеристиками (средние из максимальных и минимальных годовых расходов воды, норма стока влкомых и взвешенных наносов и т.п.). Совокупность таких корреляционных связей может рассматриваться в качестве методического аппарата для анализа особенностей трансформации потоков вещества и энергии в пределах речных систем. На его основе удастся, в ча-

стности, дать характеристику продольной изменчивости стока взвешенных и влекомых наносов. Такая возможность следует из методики расчета стока влекомых наносов по параметрам гряд (Алексеевский, 1998). В ней учтено, что динамические и геометрические характеристики гряд разных типов являются функцией порядка рек. Следовательно, увеличение их водоносности вследствие боковой приточности сопровождается закономерным нарастанием стока влекомого материала. Одновременно увеличивается и сток взвешенных наносов, поскольку (даже при постоянной мутности) он является степенной функцией стока воды. Современный сток наносов Оби, например, возрастает от 2,5 млн т/год (ниже слияния Бии и Катунь) до 4,4 млн т/год выше Новосибирского водохранилища. Этот процесс сохраняется до вершины устьевой области реки, где суммарный сток речных наносов достигает 24,4 млн т/год (из них около 43% приходится на сток влекомых наносов). Исключение составляет лишь участок русла ниже Новосибирской ГЭС вследствие аккумуляции влекомых и большей части взвешенных наносов в водохранилище. Он имеет ограниченную длину (Алабян и др., 1992), поскольку массообмен между потоком и речными отложениями, боковые притоки достаточно быстро восстанавливают тенденцию к продольному увеличению стока наносов.

Методы индикационной гидрологии создают хорошие предпосылки для проведения разнообразных имитационных расчетов. В их основе лежит идея учета масштабных эффектов изменения гидрологических характеристик, возникающих как следствие изменения порядка рек. Анализ изменчивости коэффициентов трансформации характерных расходов воды (бифуркации, по Р.Хортону, 1948),

$$K_Q = Q_i(N+1)/Q_i(N) \quad (6)$$

показывает, например, что их величина является функцией зональных условий формирования стока. Наибольшие изменения вдоль русловой сети испытывает минимальный сток. Если продольное увеличение максимальных расходов в бассейне Вычегды характеризует значение коэффициента $K_Q = 1,8$, нормы стока – $K_Q = 2,0$, то для изменения средних из минимальных расходов воды – $K_Q = 2,1$. В бассейне Печоры соответствующие значения K_Q равны 1,93, 2,03 и 2,01. Южнее (бассейны Оки и Уфы) наборы значений коэффициентов K_Q выглядят следующим образом: 1,72, 2,08, 2,37 и 1,93, 2,20, 3,32. В степной части бассейна Дона соответствующие значения K_Q равны 1,73, 2,53 и 3,60. Сопоставление значений K_Q для рек, находящихся в различных природных условиях, достаточно ясно указывает на зональность проявления масштабного эффекта. Масштабные эффекты изменения других составляющих речного стока изучены в меньшей степени. Для отдельных рек известны значения коэффициентов трансформации расходов взвешенных (K_R) и влекомых (K_G) наносов. Например, для Вычегды $K_R=2,20$, $K_G=1,40$. По длине Оки увеличение расхода речных наносов характеризуют значения $K_R = 1,80$ и $K_G = 1,40$, в бассейне Камы – 2,10 и 1,60, в лесостепной и степной частях бассейна Дона – $K_R = 2,00$, $K_Q = 2,40$.

Учет масштабных эффектов изменения стока может иметь важное значение не только для участков речной сети с преобладанием процессов конвергенции водных потоков. Не меньшее значение он может иметь для выявления подобия процессов рассредоточения (дивергенции) стока в русловых и дельтовых разветвлениях (Алексеевский, Соколова, 1999). Для этой цели достаточно воспользоваться аналогией в отношении связи между порядками конвергирующих и дивергирующих потоков и их водоносностью Q_0 , поскольку при $Q_0 = \text{const}$ логично ожидать подобия гидролого-морфологических процессов в реках и в рукавах русловых разветвлений. Она означает, что возникающие при слиянии (делении) водных потоков элементы речной сети имеют одинаковый размер, если они не отличаются по водоносности. При таком подходе порядок любого рукава руслового или дельтового разветвления реки является лишь функцией среднего многолетнего расхода этого рукава. Порядок рукава в этом случае устанавливается по региональной или интразональной зависимости $N = f(Q_0)$ и известному значению его водоносности Q_0 . Определенные таким образом значения N , являются "условными" порядками N_y , поскольку при их расчете не учитывается базовая идея Р. Хортон: порядок рек - это функция числа водотоков, образующих речную сеть. Все другие индикативные качества в равной мере присущи N_y и N . Если значение N характеризует подобие условий концентрации (конвергенции) стока по длине главной реки, то N_y - критерий подобия условий его рассредоточения (дивергенции) по системам русловых и дельтовых разветвлений.

Строение русловой сети в разветвлениях рек имеет различную степень сложности. Способы характеристики индивидуальных особенностей строения систем рукавов практически не разработаны. Использование условных порядков лишь частично решает эту проблему. Очевидно, что важным признаком сложности или упрощенности этих систем является общее количество рукавов в русловом разветвлении или в дельте (K_d). При определении K_d учитываются все водотоки, образующие узлы слияния и разветвления. Чем больше K_d , тем сложнее структура сети, выше степень дробления русла на рукава, меньше выражена пространственная неоднородность воздействия гидрологических факторов на состояние пойменно-русловых или дельтовых комплексов. Идентичность или отличия участков деления русла по этим признакам можно устанавливать по значению $F_d = K_d/F$, где F - площадь рассматриваемых комплексов.

Существенный интерес представляет информация о разнообразии ΔN_i размеров (порядков) водных объектов, представленных в русловой сети. Если выше руслового или дельтового разветвления русла $N_i = N_{\max, i}$, а условный порядок рукава, возникшего в результате его последовательного деления, достиг естественного предела $N_{\min, i} < 1$, то $\Delta N_i = (N_{\max, i} - N_{\min, i})$. При этом ΔN_i стремится к максимальному значению, численно равному $N_{\max, i}$ и отражает исключительно высокую степень дивергенции стока по пространству пойменно-русловых комплексов или дельт. В древовидной структуре

рукавов осуществляется полное и глубокое рассредоточение речных вод. Обычно водотоки, образующиеся при последовательном разветвлении русла имеют условный порядок $1 < N_{min,i} < N_{max,i}$. Поэтому рассредоточение стока может оказаться умеренным или слабым. В этом случае $0 < \Delta N_i = N_{max,i}$. В неразветвленном русле рассредоточение стока отсутствует и $\Delta N_i = 0$ (структура сети упрощена до минимума). Поскольку все реки отличаются по своим размерам, то параметр ΔN_i характеризует индивидуальное подобие русловых сетей по типам дивергенции стока при $N_{max,i} = \text{const}$. Сопоставление различных водных объектов по этому признаку требует нормирования ΔN_i . Значение параметра $\Delta N = \Delta N_i / N_{max,i}$, где i - индекс русловых или дельтового разветвлений одной реки ($N_{max,i} = \text{const}$), отражает меру подобия процессов рассредоточения стока в разных звеньях речной сети. Например, они подобны при $N_{max} = 3$ ($N_{min} = 1$) и $N_{max} = 15$ ($N_{min} = 5$), поскольку $\Delta N \sim 0,7$.

Важными характеристиками структуры русловых или дельтовых разветвлений являются число узлов деления русла на рукава и уровней, на которых проявляется этот процесс. Первая из характеристик отражает степень территориальной неоднородности фурационных процессов. Чем больше K_y , тем выше скорость продольного и поперечного рассредоточения речного стока по рукавам. Вторая - учитывает меру дивергенции стока воды и наносов на разном удалении от узла разветвления реки (или от вершины дельты). При консолидированном перемещении потока вдоль участка реки значения $K_y = 0$ и $Y = 0$, поскольку $K_a = 1$. При наличии простого разветвления $K_a = 3$, $K_y = 1$, $Y = 1$. В общем случае число узлов разветвлений и уровней фурации водотоков, входящих в структуру русловой сети, зависит от K_a , поскольку

$$K_y = (K_a - 1)/2, \quad (7)$$

$$Y = \log_2(K_y + 1). \quad (8)$$

Распространение индикационных методов на участки рек с выраженной дивергенцией потоков представляет собой новое направление в выявлении специфики и общих закономерностей рассредоточения стока в пределах пойменно-русловых и дельтовых комплексов. В их применении имеются достаточно очевидные резервы. Они касаются, в частности, изучения осредненной продольной изменчивости линейных и объемных характеристик русловых и пойменных отложений, продолжительности и высоты затопления поймы и т.п. Результаты исследований в этой области могут представлять существенный научный и практический интерес.

ЛИТЕРАТУРА

- Алабян А.М., Алексеевский Н.И., Беркович К.М. Транспорт наносов в нижнем бьефе Новосибирской ГЭС//Труды ЗапСибНИИ. 1992. Вып. 98
- Алексеевский Н.И. Формирование и движение речных наносов. М.: МГУ, 1998.

Алексеевский Н.И., Гайкович А.Б. К расчету стока влекомых наносов на неизученных реках в период межени // Метеорология и гидрология. 1987. № 8.

Алексеевский Н.И., Ретеюм К.Ф., Чуткина Л.П. Индикационные методы при решении гидрологических задач в бассейне р.Оки // Вестн. МГУ. Сер. 5. География. 1998.

Алексеевский Н.И., Сидорчук А.Ю. Ускоренная эрозия в нарушенных горными работами ландшафтах (на примере бассейнов рек Омоя и Яны) // Экологические проблемы эрозии почв и русловых процессов. М.: Изд-во МГУ. 1992.

Алексеевский Н.И., Соколова Ю.В. Структура сети водотоков в русловых и дельтовых разветвлениях и способы ее формализации // Вестн. МГУ. Сер. 5. География. 1999. № 3.

Ржаницын Н.А. Руслоформирующие процессы рек. Л.: Гидрометеоиздат. 1985.1¹

Хортон Р.Е. Эрозионное развитие рек и водосборных бассейнов. М.: ИЛ. 1948.

Черных Е.А. Гидрография и гидроморфологический метод исследования рек. Автореф. дисс. на соиск. уч. степени канд. геогр. наук. Пермь: ПГУ. 1971.

В содержание

Н.В.Хмелева, Н.Н., Виноградова, В.Н.Голосов, Б.Н.Власов

ЭКОСИСТЕМА " БАССЕЙН – ВОДОХРАНИЛИЩЕ СЕНЕЖ" И ЕЕ ЭКОЛОГИЧЕСКОЕ СОСТОЯНИЕ *

Малые озера – один из элементов ландшафтов Подмосковья, испытывают возрастающее воздействие антропогенного фактора. Нередко они представляют собой малые водохранилища. К числу последних относится озеро Сенеж в верховьях р. Сестры в 65 км к северо-западу от Москвы. Оно возникло в начале XIX века, в 1825-1826 гг., на р. Сестре в результате сооружения на ней земляной плотины. По тем временам Сенежское водохранилище было самым крупным в Подмосковье. Оно затопило часть долины р. Сестры и ее притока р.Мазни с находящимся в ней реликтовым озером Сенеж («Старый Сенеж»). Расположенне озера Сенеж рядом с г. Солнечногорском вызывает тревогу о его экологическом состоянии и будущем.

Оценке современного состояния озера и его водосбора были посвящены исследования, выполненные в 1992-1993 гг. сотрудниками лабораторий эрозии почв и русловых процессов им. Н.И.Маккавсва, кафедр геоморфологии и палеогеографии, гидрологии суши Географического факультета МГУ. В отличие от многочисленных работ, касающихся изучения процессов, протекающих в озерах и водохранилищах и освещающих, как правило, их гидрологический и гидрохимический режим, исследования носили комплексный характер. В их основу было положено представление о водохранилище как составной части системы, включающей и его бассейн. В соответствии с этим работы выполнялись одновременно по двум направлениям: изучение процессов на водосборе, оказывающих влияние на состояние водоема, и процессов, происходящих непосредственно в водохранилище.

Исследования на водосборе заключались в оценке влияния природных и антропогенных факторов на интенсивность развития эрозионно-аккумулятивных процессов – склонового смыва и выноса наносов из притоков. Учитывалось воздействие на эти процессы особенностей сельскохозяйственного использования территории. Этой части работы в основном посвящена настоящая статья. К сожалению процессы в водохранилище рассматриваются в самой общей форме.

Водоохранилище имеет лопастную форму благодаря двум заливам, образованным по долинам впадающих в него рек (рисупок). Площадь Сенежского водохранилища при НПУ равна 8,92 км², объем 3,26 млн.м³, средняя глубина 3,7 м, длина 4,95 км. Длина береговой линии – 19 км; 16% ее приходится на абразионные берега. Предваренная сработка уровня воды в водохранилище – 1 м. Наибольшие глубины приурочены к затопленным

* Выполнено по договору с администрацией г. Солнечногорска Московской области.

руслам рек и «Старому Сенежу» и достигают максимума (более 6 м) у плотины. На большей части водохранилища преобладают глубины от 2 до 4 м.

В зависимости от эволюции в историческое время природных ландшафтов и проявлений антропогенного фактора в развитии системы выделяется три этапа. О первом из них можно судить по плану Генерального межевания 1771 г., когда в верховьях современного водохранилища р.Мазиха наследовала древнюю ложбину стока с озером «Старый Сенеж» в ее долине. Это озеро имело длину около 1 км при ширине 0,5 км. Оно существовало среди природных ландшафтов с относительно редкими сельскими поселениями, располагавшимися на вершинах холмов. Вокруг них мелкие наделы сельскохозяйственных угодий на склонах переходили в луга и сенокосы вдоль озера и реки, препятствуя развитию склонового смыва.

Начало второго этапа связано со строительством плотины на р.Сестре. Возникшее водохранилище Сенеж стало местным базисом эрозии, аккумулируя поступающие в него наносы – продукты смыва с его водосбора. Положение водохранилища в долине р.Сестры определило размер и характер рельефа его бассейна. На правом высоком берегу моренно-холмистый рельеф имеет максимальные высоты до 260-270 м. Эта часть бассейна дренируется сетью крупных древних ложбин стока с пологими продольными профилями и заболоченными днищами. Крутым высоким уступом он обрывается к водосму. Левый склон пологий, представлен моренной равниной. Ложбины стока здесь короче и менее разработаны, максимальные высоты на вершинах небольших холмов не превышают 180 м.

В эрозионной сети выделяются формы трёх типов, определяющие вынос наносов в водохранилище: 1) крупные древние ложбины стока, упомянутые выше; 2) короткие балки, часто наследующие древние ложбины стока, дренирующие прибрежные склоны водоема; 3) овраги, густая сеть которых прорезает берега водохранилища. Большая их часть слабоактивные, приуроченные к залесенным участкам. Интенсивно развивающиеся овраги расположены на правом склоне водохранилища и вблизи населенных пунктов.

Судя по исследованиям А.Н. Здановского (1925) ландшафтные условия водосбора мало изменились в течение этого периода. В конце XIX – начале XX века в Клинском уезде, включающем современный Солнечногорский район, на леса приходилось 40-50 %, выгоны и сенокосы – 10-20 %, на пашню – 25-30 % его территории. На месте Солнечногорска находилось небольшое село Подсолнечное с мелкими кустарными предприятиями.

Переход к третьему периоду совпадает с началом индустриализации и коллективизации. Он характеризуется усилением роли антропогенного фактора: происходило сведение лесов, увеличивалась распашка склонов, днища ложбин стока стали использоваться под дачные участки и т.д.

В ухудшении экологических условий водоема существенная роль стала принадлежать г. Солнечногорску с его 70 тысячным населением и комплексом промышленных предприятий. В 1980 г. в верховьях р.Мазихи у

с.Хметьево был организован Московский полигон городской свалки твердых бытовых отходов (ТБО). Он занимает площадь в 20 га и представляет потенциальный источник загрязнения р.Мазихи, вплоть до Сенежского водохранилища.

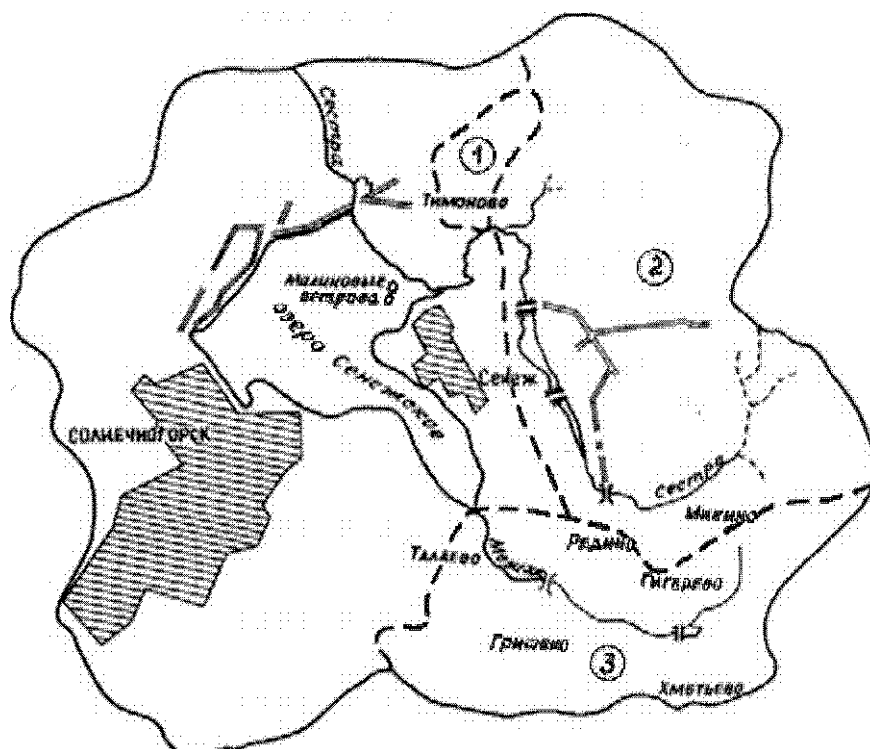


Рисунок. Схема бассейна озера Сенеж: Участки наблюдений за перераспределением наносов: №1 – балка Тимоново; №2 – бассейн р.Сестры; №3 – бассейн р.Мазихи.

Эрозионно-аккумулятивные процессы в бассейне сопровождаются поступлением в водохранилище продуктов смыва со склонов наносов из притоков и сопутствующих продуктов загрязнения. В зависимости от ландшафтных условий и интенсивности стока воды в бассейне выделяются территории: 1) со слабо нарушенным ландшафтом (лес, луга), 2) с напашей; 3) селитебные земли. Первые не вносят ощутимого вклада в поступление наносов и загрязняющих веществ в Сенеж вследствие низкого коэффициента поверхностного стока. Здесь, как и в других подобных ландшафтах лесной зоны (Водогрещкий, 1990), отмечается высокое проективное покрытие почвы растительностью. Селитебные территории в развитии эрозионно-аккумулятивных процессов также играют небольшую роль из-за своего ло-

кального расположения. Таким образом, потенциальными источниками поступления в водохранилище наносов и загрязняющих веществ являются пахотные земли.

Основные факторы, определяющие темпы эрозионно-аккумулятивных процессов и выноса загрязняющих веществ с пашни, – климатические условия, рельеф, противозерозивная устойчивость почв, севообороты и расположение пахотных склонов относительно эрозионной сети. Анализ климатических факторов свидетельствует о том, что к началу снеготаяния суммарные запасы воды в снеге составляют в среднем 60 мм, но с учетом осадков в период снеготаяния они достигают 122 мм. Промерзание почв изменяется от 30 до 145 см, что обусловлено сдуванием снега с полей в понижения рельефа. Соотношение между датами разрушения и схода снежного покрова свидетельствует о равной вероятности дружного (45% случаев) и затяжного (40%) таяния. В целом климатические условия весны способствуют проявлению талого стока, но характер распределения снега благоприятствует задержанию наносов у подножий пахотных склонов.

Эрозионный индекс осадков, рассчитанный по модифицированному уравнению почвенной эрозии (Ларионов, 1993) для периода вероятного формирования ливневого смыва (май-сентябрь), достаточно велик и равен 7,0. Наиболее эрозионноопасные ливни со слоем осадков более 40 мм, случаются в среднем один раз в год в июле-августе, когда высокое проективное покрытие поверхности почвы растительностью не способствует усиленной эрозии.

Особенностью рельефа бассейна озера Сенеж является преобладание выпуклых пахотных склонов длиной 100-300 м и уклонами от 2 до 8 % ближе к подножию. Все пахотные склоны могут быть разделены на три группы. Первая – склоны, удаленные от постоянных водотоков, где наносы задерживаются в задернованных и закустаренных днищах древних ложбин стока ледниковых вод. Наносы, формирующиеся в пределах подобных склонов, полностью задерживаются на междуречьях. Вторая группа склонов, опирающаяся на залесенные или слабозалесенные балки с выраженным руслом, располагаются в окрестностях д. Тимоново и по правобережью р. Мазихи. В период снеготаяния часть наносов с этой части водосбора достигает постоянных водотоков. Пахотные склоны третьей группы, подходящие к берегам водохранилища или постоянных водотоков, являются поставщиками значительной части наносов в реки и непосредственно в водоем.

Оценка перераспределения наносов выполнена для трёх арсалов пахотных земель, поставляющих наносы в озеро Сенеж (рисунок): №1 – бассейна балки, возле д. Тимоново с участком склона долины р. Сестры; №2 – распаханного юго-западного склона на участке между р. Шаповка и устьем р. Мазихи; №3 – водосбора р. Мазихи. Темпы смыва почв со склонов в период выпадения ливней и при снеготаянии рассчитывались по методике крупномасштабного картографирования эрозионных процессов (Козловская и

др., 1987). Объемы аккумуляции наносов в балочной сети оценивались на примере балки с прудом у д. Тимоново. По результатам детальной инструментальной нивелировки с измерениями ширины днища и мощности отложений и измерений мощности отложений в разрезах установлен суммарный объем наносов, накопившихся в балке, который составил 300 000 тонн.

Оценка доли наносов, достигающих гидрографической сети, проводилась на участке пашня – русло водотока или акватория озера отдельно для условий транспортировки наносов в период снеготаяния и во время выпадения ливней. При ливневом смыве, составляющем по расчетам для данного водосбора 75-80% от суммарного смыва, 20-25% наносов задерживается у подножия склона и около 65-70% в балочных днищах. Таким образом, постоянных водотоков достигают не более 10-15% наносов, формирующихся в пределах пашни. Подобные соотношения установлены для балочных водосборов юга лесной и севера лесостепной зон (Голосов, 1988; Golosov, 1998).

Для периода снеготаяния характерна существенно большая транзитность наносов. Вследствие более высоких, по сравнению с ливнями, расходов воды при меньшей ее мутности, на участке до постоянного водотока в среднем откладывается не более 50% наносов, преимущественно в балочном днище (Голосов, 1988). Сравнение расчетных величин доставки наносов с фактически определенными объемами аккумуляции наносов в балке у д. Тимоново позволяет оценить точность полученных данных. Для этого необходимо знать срок распахки склонов междуречья на водосборе балки. Анализ архивных данных показывает, что только с 30-40-х годов XX века в связи с коллективизацией существенно увеличилась площадь пашни, стало проявляться влияние на эрозионные процессы тяжелой техники, используемой при обработке земель. В результате темпы смыва почвы оказались близкими к современным. Можно допустить, что агрокультурные наносы накопились в днище балки примерно в течении последних 50 лет, что соответствует аккумуляции в среднем 600 т/год. По расчетным данным в днище балки задерживается в среднем около 790 т/год наносов (таблица). Превышение расчетных величин над фактическими связано с отсутствием достоверных данных о размерах полей, аккумуляцией части наносов на пойме, исключения из наносопоставляющих участков склона под строящимися дачами.

Результаты исследований свидетельствуют, что интенсивность склонового смыва на пашне в бассейне озера Сенез достаточно велика. При этом объем смыва возрастает с увеличением доли наносопоставляющих площадей на пашне. В зависимости от соотношения последних изменяется доля наносов, накапливающихся на склонах и балках (таблица). С возрастанием процента наносопоставляющих площадей пашни соотношение между объемом аккумуляции на склонах и в днищах балок увеличивается, приближаясь к единице, возрастает поступление наносов в озеро. Суммарный объем наносов, образовавшихся за счет почвенного смыва и поступающих в

Сенеж, незначителен. Полученные величины возрастут, если учесть наносы, которые транспортируются в Сенеж из овражной сети и селитебных земель.

Таблица. Перераспределение наносов на склонах водосборов в бассейне озера Сенеж

Водосбор	Площадь паппи, га		Объем смыва, т/год	Темпы смыва, т/га в год	Аккумуляция				Вынос в озеро	
	Общая	Напосоп- стаивающих			На склонах		В балках		т/год	%
					т/год	%	т/год	%		
Балка Тимоново	144,8	62,8	2900	20	1926	66	792	28	184	6
р.Паповка	252	132	2315	9.2	1027	45	985	42	303	13
р.Мазиха	111	11	2257	20.3	2030	90	177	8	50	2

Сенежское водохранилище изучалось в 1926-1927 гг. (Елеонский и др., 1929) и в 1960-1985 гг. Госкомгидрометом СССР. С 1989 г. ведутся режимные токсикологические наблюдения у села Хметьево за состоянием полигона ТБО (Грибанова, Портнова, 1992). В 1992-1993 гг. работа проводилась сезонные наблюдения (весной, летом и зимой) на сети станций за составом воды и гидрологическим режимом водохранилища, исследовались его донные отложения и гидробиологический режим. Гидрохимические и гидробиологические исследования были выполнены под руководством профессора К.К. Эдельштейна сотрудниками кафедры гидрологии суши, М.Г. Ершовой, Ю.С. Доценко, М.Б. Заславской и М.И. Сахаровой. По их материалам приводятся лишь некоторые оценки состояния вод водохранилища.

Анализ полученных данных по минерализации и солевому составу воды в водохранилище и сравнении их с результатами 1960-1985 гг. свидетельствует о наличии антропогенных источников его поступления. По наблюдениям 1992 г. и гидрохимических исследований воды р.Мазихи в 1991 г. на участке длиной 3,5 км от верхнего течения до плотины ТБО (Грибанова, Портнова, 1992) содержание хлоридов от верховий реки до устья оставалось выше содержания сульфатов. Это отмечено также и в воде фильтрата Хметьевского полигона. С водами, стекающими с водосборов рек Сестры и Мазихи, в Сенеж попадают также тяжелые металлы.

Уровень содержания нефтепродуктов невелик, хотя ПДК, установленный для водоемов рыбохозяйственного значения, превышает постоянно. Их поступление связано с прямыми залповыми сбросами в притоки или в сам водоем. Также слабо загрязнены воды Сенежа пестицидами и детергентами (СПАВ).

Результаты анализа воздействия загрязнителей на состояние воды водохранилища показывают, что в настоящее время, хотя и отмечается наличие признаков загрязнения, содержание отдельных элементов незначи-

тельно. Их повышения в отдельных случаях связаны с поступлением с водосборов притоков, особенно р.Мазихи.

Гидробиологические наблюдения на Сенсжемском водохранилище проводились в 1910-1911 гг. (Грезе, 1912) и были кратковременными. В 1926-1927 гг. производилось более полное гидробиологическое обследование (Елеонский и др., 1929). Анализ этих данных по видовому составу фито- и зоопланктона свидетельствует, что воды водоема были слабо загрязнены органическим веществом. В 20-х годах заросли макрофитов были распространены до глубины 2-2,5 м, площадь зарослей составляла 46 % от общей площади водоема. Наиболее интенсивное зарастание наблюдалось в заливах по рекам Сестре и Мазихе и вдоль южного и западного берегов. В настоящее время (Сахарова и др., 1997) зона распространения погруженной растительности значительно расширилась, сплошные заросли отмечены на глубине 3-4 м, отдельные растения заходят и глубже. Распространение зарослей по водоему аналогично 20-м годам. При сохранившемся составе погруженной растительности появились не упоминавшиеся ранее харовые водоросли (признак чистой воды в водоеме), не переносящие промышленного загрязнения (Доценко и др., 1991).

При оценке экологического состояния малых водоемов, в том числе и Сенсже, возникает вопрос о темпах и характере осадконакопления, отражающего совокупность всех процессов, протекающих в водоеме, а также эрозийные, почвенные, геохимические и другие процессы на водосборе. Материал, поступивший в водохранилище в результате поверхностного смыва и размыва берегов, формирует взвешенное вещество, которое под воздействием внутриводоемных процессов трансформируется, перерабатывается, осаждается на дно или остается в воде в виде взвесей. Взвеси играют важную роль в осаждении тяжелых металлов, нефтепродуктов и других веществ, участвуя в процессах осадконакопления. Их содержание меняется по сезонам. На реках Сестре и Мазихе содержание взвешенного вещества колеблется от первых десятков мг/л зимой и увеличивается во время половодья в несколько раз. По расчетам, сток взвешенных наносов рек составляет 373 т.

Донные отложения водохранилища представлены сапропелевыми илами (более 70 % площади водоема), заиленными песками и песками. Распределение мощности слоя иловых отложений характеризуется значительной неоднородностью. По съемке 1992 г. она изменяется в широких пределах – от 2 до 77 см, достигая максимальных значений в заливах Мазихи (62 см) и возле плотины (55-77 см). Средняя мощность слоя ила до глубины 2,0-3,5 м не изменяется и равна 15 см, наименьшие ее значения наблюдаются на глубине 3,5-4,0 м (7 см); с глубины более 4,0 м она увеличивается до 17-56 см. Наличие в водоеме зоны с глубинами 3,5-4,0 м и наименьшей интенсивностью осадконакопления связано, очевидно, с характером биологической жизни водоема – распространением на этих глубинах зарослей макрофитов с обильным бентосом, в том числе дрейссны.

Средняя мощность слоя илонакопления за весь период существования водохранилища составила 22 см или 0,13 см/год, характеризуя слабое заиление. Объем заиления равен 1500 тыс.м³, при этом более 50 % его приходится на глубины свыше 4,0 м. Содержание органического вещества в илах изменяется от 13 % в заливе р.Сестры до 54 % в окрестностях городской зоны отдыха у левого берега. В содержании органического вещества прослеживается связь с высшей водной растительностью, в районах распространения которой илы характеризуются большим (>30 %) его содержанием. Послойный анализ отложений ила у плотины и в «Старом Сенеже» показывает, что в верхнем 5 сантиметровом слое содержание органического вещества меньше, чем в нижележащих слоях. Это, по-видимому, является следствием преобладания в последующие три десятилетия минеральных источников грунтообразующего материала (склонового смыва и абразии берегов).

Большая естественная поглотительная способность илов приводит к тому, что содержание всех 14 исследованных элементов в илах водохранилища на 3-4 порядка больше, чем в воде. По сравнению с озерными илами «Старого Сенежа» (они приняты за фоновые) илы водохранилища обогащены почти всеми элементами, причём коэффициент концентрации (K_c), т.е. отношение содержания элемента в пробе к фоновому значению, в них больше 1, а для Fe, Co, Al, Mn, Cr даже > 2. Накопление химических элементов неодинаково в разных частях водоема. Самые большие концентрации Al, Be, Pb, Ni, Cd отмечены в илах центральной части водохранилища. Cu, Zn – в районе города, Cr, Co – в заливе р.Сестры. Fe, Mn, Ti – недалеко от д.Тимоново.

Содержание в илах нефтепродуктов – наиболее опасного загрязнителя – характеризуется однородностью распределения по акватории водоема, превышая на четыре порядка концентрации в воде. Такое соотношение типично для озер и водохранилищ.

Результаты исследований свидетельствуют, что по большинству гидрологических, гидрохимических и гидробиологических показателей экологическое состояние системы «Бассейн-водохранилище Сенеж» характеризуется относительно слабыми признаками начавшегося загрязнения с тенденцией к повышению содержания отдельных элементов. Это его состояние является результатом того, что в течение длительного времени в ней вырабатывалось и сохраняется до сих пор равновесие между интенсивностью процессов, протекающих в бассейне, определяемой особенностями рельефа, степенью его сельскохозяйственного освоения, наличием промышленных производств, с одной стороны, и процессов, протекающих в водоеме, с другой. При этом ведущая роль в сохранении этого состояния водоема принадлежит его способности к самоочищению.

Результаты проведенных исследований позволили предложить рекомендации по поддержанию на стабильном уровне состояния водохранилища. В них, с учетом сложных взаимосвязей в системе, исключены некото-

рые традиционные меры борьбы с загрязнением и заилением водоёмов (их механическая расчистка и др.). Предлагаемые рекомендации по бассейну сводятся к следующему: а) необходимости сохранения имеющихся в настоящее время соотношений площадей природных и антропогенных ландшафтов; б) сохранению естественных ландшафтов древних ложбин стока рек Сестры и Мазихи, исключению использования их бассейнов для распашки и под садово-огородные участки. Особое внимание следует обратить на контроль за возможным загрязнением притоков, в частности на полигон ТБО у с. Хмстьево как потенциальный источник загрязнения водосма. На акватории водохранилища следует не допускать: а) выкашивания водной растительности с целью ее сохранения как местообитания дрейссны; б) добычу донных отложений из водосма; в) расширения берегоукрепительных работ с целью ограничения размыва берегов, кроме участков, связанных с защитой жилых, инженерных и других сооружений; г) вселения в Сенеж травоядных рыб (толстолобика, амура и др.) Кроме того, ряд рекомендаций касается нунктуального соблюдения правил эксплуатации водосма, мероприятий по борьбе с эрозией почв и др.

Необходимо отметить, что выполненные исследования были кратковременными и производились в маловодный год. Вследствие этого необходимы дальнейшие исследования в годы различной водности, которые повысят надежность полученных результатов.

ЛИТЕРАТУРА

Водогрецкий В.Е. Антропогенное изменение стока малых рек. Л.: Гидрометеиздат, 1990.

Голосов В.Н. Эрозионно-аккумулятивные процессы и баланс наносов в бассейне р.Протвы //Вестник МГУ. Сер. 5. География. 1988. № 5.

Грезе Б.С. Отчет об экскурсиях на Сенежское озеро // Труды Гидробиологической станции на Глубоком озере. Том. 4. 1912.

Грибанова Л.П., Портнова Т.Г. Токсикологический контроль в районе Хмстьевского полигона ТБО Солнечногорского района Московской области //М.: Геолэкология. 1992

Доценко О.Н., Распопов И.М., Усенко Н.В. Высшая водная растительность двух различных по степени антропогенного воздействия озер Валдая //Антропогенные изменения экосистем малых озер. Кн.2. СПб.: Гидрометеиздат, 1991.

Елсонский А.Н., Черфас Б.И., Успенский А.Л. Сенежское озеро. Краткая рыбохозяйственная характеристика. М.: Моск. кооп. тов-во рыболовов-удильщиков и рыбоводов, 1929.

Здановский А.И. Природа и климат Московской области. М.: Метеорологическое бюро земельного отд. 1925

Козловская М.Э., Пацукевич З.В., Якимова И.В. Опыт составления крупномасштабных карт эрозионно-опасных земель //Вестник МГУ. Сер. 5. География. № 5. 1987.

- Ларионов Г.А. Эрозия и дефляция почв. М.: изд-во МГУ. 1993.
- Сахарова М.И., Извекова Э.И., Белова С.Л. Состояние экосистемы подмосковного озера Сенж //Проблемы биологического разнообразия водных организмов Поволжья. Тольятти: ИЭВБ. 1997.
- Golosov V.N. Redistribution of sediments within small river catchments in agricultural zone of Russia //Geomorfologic: Relief, Processus, Environnement, 1998, № 1.

В содержание

В.Н. Голосов, Н.Н. Иванова

ВНУТРИБАССЕЙНОВОЕ ПЕРЕРАСПРЕДЕЛЕНИЕ НАНОСОВ НА РЕЧНОМ ВОДОСБОРЕ: МЕТОДИКА И ПРОБЛЕМЫ ИЗУЧЕНИЯ

Ускоренная или антропогенная эрозия почв существенно видоизменила баланс вещества в пределах речных водосборов. Значимость эрозионно-аккумулятивных процессов в переформировании ландшафтов районов активного сельскохозяйственного использования осознана давно, но количественная оценка перераспределения наносов на пути с обрабатываемого склона в речную сеть осуществляется только в последние десятилетия в связи с расширением методической базы исследований. Из традиционных методов только прямые наблюдения за стоком воды и наносов на специально оборудованных измерительных водосливах, расположенных в различных звеньях эрозионной сети, в сочетании с измерениями аккумуляции наносов внутри пашни по систематической сетке позволяют получить достоверные сведения о перераспределении наносов на водосборе (Trimble, 1978; Walling, 1991), но в связи с большой трудоемкостью и необходимостью проведения наблюдений в течение продолжительного времени данный подход не получил широкого распространения. Кроме того, даже при его реализации возникают проблемы экстраполяции полученных результатов на соседние территории, которые из-за многофакторности процессов эрозии и аккумуляции не всегда могут быть успешно преодолены.

Бурное развитие геоинформатики в сочетании с успехами в области моделирования процессов эрозии и аккумуляции и развитием радиоизотопных методов позволяет более полно количественно оценивать перераспределение наносов в пределах водосбора. Широко используются повторные аэро- и космические съёмки для исследования линейных форм эрозии, а в ряде случаев и для изучения эрозионно-аккумулятивных процессов на пахотных землях (Vandaele, 1995). Моделирование эрозионных процессов достигло определенных успехов в плане оценки среднесуточных величин смыва (Ларионов, 1993). Современные гидрофизические модели ориентированы на оценку потерь почвы от индивидуального дождя (Nearing, 1998). Радиоизотопные методы, в первую очередь радиоцезиевый, позволяют дать количественную оценку снижения плодородия почвы при совместном воздействии водной, ветровой и механической эрозии почв, а также выноса почв с пашни при уборке корнеплодов (Govers et. al., 1996). Использование как традиционных, так и современных методов и технологий оценки темпов смыва и аккумуляции наносов на малых водосборах – наиболее надёжный путь получения объективных результатов.

Подобный комплексный подход использовался при исследовании перераспределения наносов в ряде речных бассейнов южного макосклона Русской равнины (Голосов, 1996; Golosov, 1996; Иванова и др., 1996; Панин и др., 1997). Целью данной статьи является обобщение и систематизация

методических подходов, применявшихся в процессе исследования, и выявление наиболее слабоизученных звеньев на пути перемещения наносов с обрабатываемых склонов в русла малых рек.

Общие положения методики исследования эрозионно-аккумулятивных процессов на малых водосборах

Опыт исследования эрозионно-аккумулятивных процессов в пределах речных бассейнов различных ландшафтных зон за период интенсивного сельскохозяйственного освоения позволяет выделить три основных этапа работ: 1) предварительная оценка перераспределения наносов и сбор информации для выбора ключевого объекта (подготовительный этап); 2) исследования перераспределения наносов на ключевом водосборе (этап детальных полевых исследований); 3) выявление изменений, произошедших в рельефе за время земледельческого использования вследствие активизации эрозионно-аккумулятивных процессов, и прогноз перераспределения наносов и сопутствующих им загрязняющих веществ в бассейне реки (аналитический этап).

Основной задачей подготовительного этапа является пространственно-временная оценка развития эрозионно-аккумулятивных процессов на речном водосборе за период массовой распашки земель. Сначала проводится оценка деградации рек низких порядков в пределах крупного речного бассейна, включающего исследуемую территорию. Для большинства регионов в пределах южного мегасклона Русской равнины можно найти топографические карты сопоставимых масштабов, составленные в разное время. Поскольку в районах с высокой интенсивностью эрозионно-аккумулятивных процессов русла малых рек в наибольшей мере подвержены изменениям вплоть до полного заиления и отмирания, то сопоставление структуры сети постоянных водотоков в рамках геоинформационных систем позволяет выявить темпы отмирания рек в различных частях исследуемой территории и направленность процесса во времени. В настоящее время подобные сопоставления проведены для бассейнов Дона, верхней Оки и ряда других (Голосов, Иванова, 1994; Панин и др., 1997; Голосов, Панин, 1998). Одновременно для всего бассейна собирается информация о хозяйственном использовании, природных условиях и специфике перераспределения наносов (Иванова и др., 1996; Golosov, 1998). Как правило, информация о различных этапах сельскохозяйственного освоения территории, хранящаяся в районных, областных или государственных архивах, не отличается достаточной полнотой, особенно в части наличия подробного картографического материала. В лучшем случае удастся отыскать карты и планы угодий для отдельных волостей или помещичьих имений (Иванова и др., 1998). Поэтому для детальных исследований предпочтительно выбирать объект в пределах территории, характеризующейся общей для всего региона последовательностью земледельческого освоения; в этом случае при отсутствии каких-либо сведений по конкретному объекту можно использовать осредненные данные

для региона. Сведения о севооборотах, сроках сева и уборки существуют чаще всего только для региона в целом, а для конкретного поля обнаруживаются очень редко. Информацию о состоянии почвенного покрова обычно можно почерпнуть только для периода с конца XIX века. Средне- или крупномасштабные карты, составленные для исследуемой территории в различные периоды времени, дают возможность проследить динамику роста крупных овражных форм. Весьма желательное, но не всегда реализуемое условие – наличие метеостанции недалеко от предполагаемого объекта исследований. В случае ее отсутствия метеорологические сведения могут быть приобретены в региональных метеоцентрах, которые хранят информацию за весь срок наблюдений местной сети метеостанций. В большинстве случаев продолжительность наблюдений редко превышает 60-70 лет.

Конкретный объект исследований выбирается после рекогносцировочного объезда, маршрут которого намечается по результатам анализа информации о темпах деградации речной сети, наличия и степени детальности данных о сельскохозяйственном использовании земель и изучения крупномасштабных топокарт. Основной целью рекогносцировки является оценка современного состояния водосборов, выбранных в результате предварительного анализа всей базы данных. По результатам объезда выбирается объект, в наибольшей мере характеризующийся типичной для территории в целом степенью распаханности и расположением пашни на водосборе, отсутствием населенных пунктов, насыпных дорог, трубопроводов и других сооружений и техногенных воздействий. Одновременно объезд позволяет выявить современное состояние русел малых рек: состав аллювия, степень трансформированности плесовых и перекатных участков, характерные признаки изменения морфологии русла.

Долины малых рек южного мегасклона Русской равнины отличаются различным соотношением между смываемым со склонов и аккумуляруемым в днище материалом (Голосов, 1998). В пределах речных бассейнов выделяется обычно три-четыре типа балочных водосборов с различным характером транспорта наносов, всестороннее обследование каждого из них представляется маловероятным. Поэтому на предварительном этапе важно хотя бы приблизительно оценить диапазон изменений коэффициентов доставки наносов для каждого типа водосборов и выбрать один или два из них для детального обследования.

Этап детальных полевых исследований начинается с составления крупномасштабной геоморфологической карты на территорию выбранного водосбора. Особое внимание должно быть уделено элементам эрозионно-аккумулятивного и антропогенного рельефа. К последним относятся паши (современные и заброшенные), грунтовые дороги, рядки и междюльковые понижения в лесополосах и т.п. Большинство элементов антропогенного рельефа влияют или влияли на направленность и темпы эрозионно-аккумулятивных процессов. Геоморфологическая карта используется в качестве основы для выбора точек отбора проб, закладки опорных разрезов и для

расчета площадей эрозионных и аккумулятивных элементов рельефа, ранжированных в зависимости от темпов процесса. Основой для картографирования могут служить топографические карты и планы масштаба 1:10000 и крупнее. Для более полного отражения проявлений в рельефе процессов перераспределения наносов желательно проведение геодезической съемки с использованием работающей в дифференциальном режиме GPS (Панин, Гельман, 1997). Помимо большей детальности такая съемка позволяет строго фиксировать точки взятия проб, что облегчает их повторный отбор.

Для выделения контуров почв разного типа и разной степени смытости, а также для выбора мест заложения разрезов при почвенно-эрозионном профилировании необходима почвенно-эрозионная карта. В региональном управлении землеустройства можно получить результаты стандартной почвенной съемки, целью которой является достоверное отображение различных типов и подтипов почв с описанием их физико-химических свойств и морфологии. Выделение контуров почв различной степени смытости проводится с малой детальностью и основано преимущественно на оценке уклонов склонов. Поэтому необходима дополнительная почвенно-эрозионная съемка с плотностью разрезов, достаточной для характеристики каждого из контуров с различной степенью смытости и длительностью сельскохозяйственного использования.

Использование моделей для расчета темпов смыва с обрабатываемых склонов малых водосборов показало достаточно высокую сходимость получаемых результатов с фактическим смывом в среднемноголетнем разрезе (Goloso, 1998). Однако современные модели эрозии не позволяют с необходимой точностью выявлять расположение зон смыва и аккумуляции внутри пашни.

Высокая загрязненность почв южного мегасклона Русской равнины радионуклидами и, прежде всего, изотопом цезия-137 чернобыльского происхождения, позволяет использовать радиоизотопный метод для оценок потерь почвы за период с 1986 г. до момента исследований. Известно, что в настоящее время данный метод правомерен только для выявления участков со смывом более 20 т/га (Литвин и др., 1996), поскольку при меньшем смыве потери изотопа с почвой не превышают его естественной вариабельности (Goloso et al., 1999). Со временем порог интенсивности смыва для данного метода будет снижаться.

Суммарный вынос наносов из ложбин и оврагов определяется путем расчета их объема по данным GPS съемки. Основной трудностью является установление их возраста и, следовательно, определение объема доантропогенного и антропогенного выноса. Возраст овражных форм, трансформировавшихся в балки, может быть установлен при сопоставлении разновременных топографических планов и карт. Однако это не всегда можно осуществить. Еще сложнее проблема определения возраста ложбин (Козловская, 1995). Большинство из них в степной и лесостепной зонах имеет эрозионное происхождение, при этом только часть сформировалась в естественных ус-

ловиях, остальные антропогенно обусловлены. Зачастую антропогенная эрозия наследовала склоновые понижения естественного генезиса, и современный объем эрозионной формы является результатом проявления нескольких процессов.

Для оценки объемов наносов в зонах аккумуляции необходимо знать их площадь и суммарную мощность слоя, накопившегося за известный интервал времени. В пределах балочных водосборов выделяются следующие элементы аккумулятивного рельефа: подножия распаханых склонов, языки и шлейфы наносов на бортах балок, разноуровневые участки днищ, включая конуса выноса (последние иногда могут располагаться внутри пахотного склона). Площади каждого аккумулятивного элемента рельефа выявляются при геоморфологическом картировании. Мощность агрикультурного слоя устанавливается при описании опорных разрезов. Наиболее надежными признаками агрикультурных наносов являются наличие в аккумулятивной толще погребенной почвы, повышенная гумусированность отложений и видимая слоистость наносов, часто трансформированная вследствие биотурбаций (Ажигиров и др., 1988; Ажигиров и др., 1992). В том случае, когда возникают проблемы с установлением нижней границы слоя антропогенной аккумуляции, необходимо проведение датировок отложений радиоуглеродным или споро-пыльцевым методами. В последние годы для этого стал использоваться угольный пепел различного происхождения (железнодорожный транспорт, отопление домов) (Olson, 1999). Надежным маркером отложений, накопившихся за периоды с 1954 и с 1986 г., является изотоп цезия-137 (соответственно бомбового (глобального) и чернобыльского происхождения) (Голосов, Силантьев и др., 1992; Walling, Quine, 1992). В результате устанавливается объем наносов, накопившийся в пределах водосбора за различные интервалы времени.

Сопоставление выноса материала и его переотложения в зонах аккумуляции, установленных с использованием различных методов, позволяет количественно оценить характер перераспределения наносов в пределах исследуемого балочного водосбора и вычислить с некоторой погрешностью коэффициент их доставки. Проверка данного подхода, выполненная для ряда балок, перекрытых плотинами с известными сроками строительства, показывает высокую сходимость расчетных величин с фактической аккумуляцией наносов в прудах (рис. 1).

В настоящее время с разной степенью точности подобные оценки могут быть проведены как для всего периода сельскохозяйственного освоения (Голосов, Иванова и др., 1992), так и для последних 40-45 (Golosov et al, 1998) или 10-12 лет (Golosov et al, in press). Использование в последние годы для определения возраста отложений и оценки темпов смыва изотопа свинца-210 (Wallbrink, Muttay, 1996) позволяет надеяться на расширение границ периода достоверных датировок до 140-150 лет.

Аналитический этап заключается в использовании результатов исследований перераспределения наносов на ключевых водосборах крупного

речного бассейна для определения коэффициентов доставки наносов в речную сеть для различных типов балочных долин, непосредственно выходящих в русло современных рек. Эта информация в сочетании с результатами оценки деградации речной сети и данными по истории сельскохозяйственного освоения крупных речных бассейнов позволяет количественно оценить перераспределение наносов в долинах разных порядков (Панин и др., 1997). Дополнительным источником информации может служить "Карта эрозионно-опасных земель Европейской части СССР" (Белоцерковский и др., 1990).

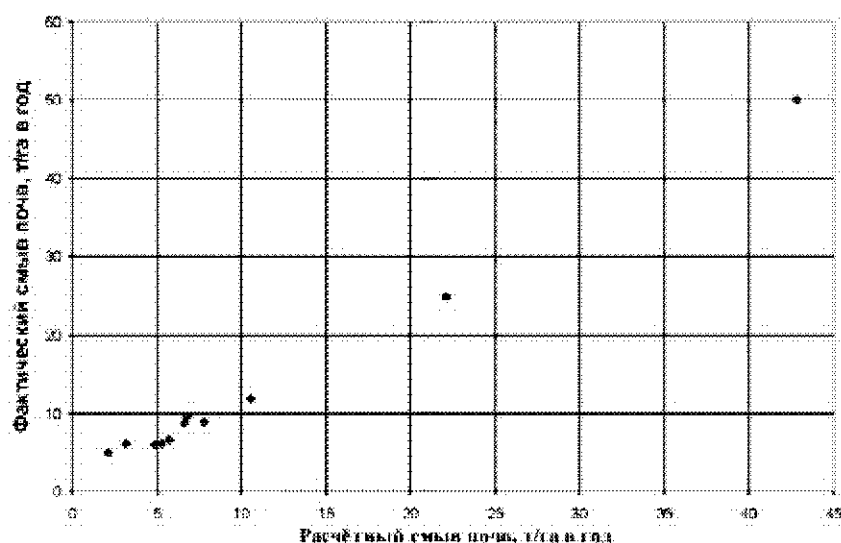


Рис. 1. Связь расчётных величин среднегогодового смыва почвы со склонов с фактическим, установленным по измерению объёма отложений в прудах с известным сроком эксплуатации

В общем виде схема изучения перераспределения наносов в крупном речном бассейне представлена на рисунке 2.

Основные проблемы сбора и интерпретации данных о перераспределении наносов в речном бассейне

Изложенная методика позволяет достаточно полно и всесторонне на уровне современных представлений охарактеризовать изменения темпов эрозионно-аккумулятивных процессов после массовой распахки склонов междуречий как в пределах малого водосбора, так и в крупных речных бассейнах. Тем не менее её практическое использование сталкивается с рядом проблем, вызванных неполнотой информации об изменении во времени факторов, определяющих характер перераспределения наносов, и недостаточной изученностью отдельных этапов их перемещения со склонов в доли-

ны крупных рек. В настоящее время проведены оценки деградации речной сети за период массовой распашки земель для обширных пространств южного мегасклона Европейской части России и Украины (Ковальчук, Штойко, 1992; Голосов, Иванова, 1994; Курбанова, Бутаков, 1996; Голосов, Панин, 1998). Но далеко не всегда имеется возможность оценить динамику изменений по нескольким временным срезам, что позволило бы детально проследить взаимодействие факторов, определяющих интенсивность заиления рек и собственно темпы заиления. Подобную работу можно осуществить для большей части западной половины Русской равнины (до правобережья Волги), на которую имеются топографические карты, составленные с конца XVIII до конца XX века. Сложнее найти картографические материалы нужного хронологического охвата для территории восточной части Русской равнины.

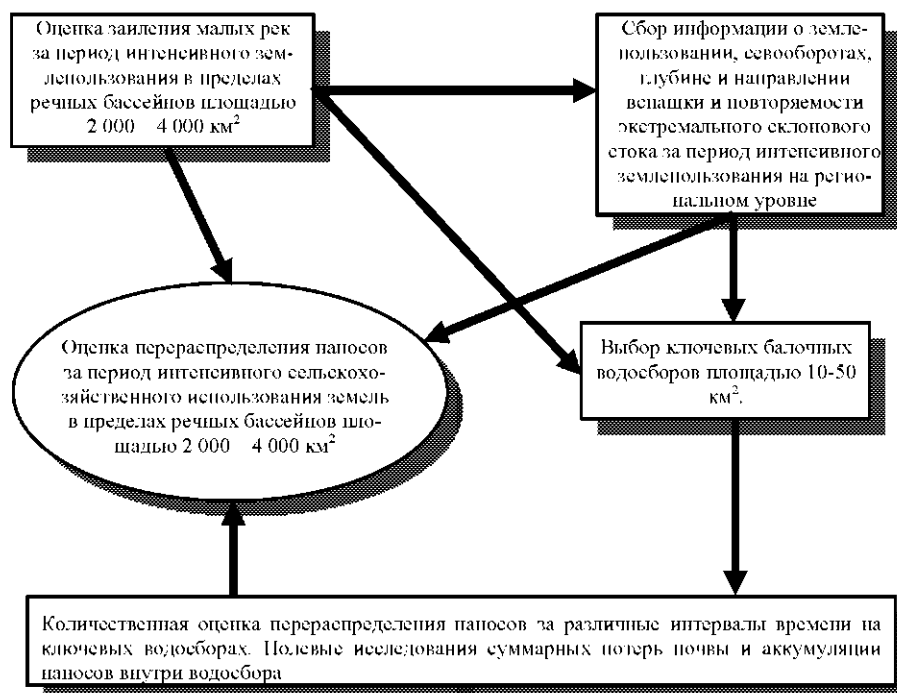


Рис.2. Принципиальная схема количественной оценки перераспределения наносов в речном бассейне.

Опыт работы показывает, что при оценках изменений темпов смыва в крупных речных бассейнах неолнота информации о севооборотах, площадях пахотных земель и метеорологических условиях за последние два столетия не является преградой для онределения тенденций изменения ин-

тенсивности эрозионных процессов (Sidorchuk, Golosov, 1994). В то же время для ключевых бассейнов подобная информация должна быть максимально полной. Изменения площадей пахотных земель могут быть установлены не только по топографическим картам разного масштаба, но и по положению старых напашей, обычно сохраняющихся в рельефе и фиксирующих границы максимальной распашки склонов. Метеорологические условия косвенно характеризуются сведениями о водности крупных рек и экстремальных половодьях (Панин и др., 1997). Тем не менее пополнение баз данных о сельскохозяйственном освоении Русской равнины и метеорологических условиях последних столетий остаётся важной проблемой.

Оценка эрозионных потерь почвы со склонов балочных водосборов за весь период освоения – одна из наиболее трудных задач. Наиболее надёжный путь её решения – одновременное использование различных методов оценки склонового смыва: почвенно-морфологических, радиоизотопных, а также расчёта суммарных потерь по эрозионным моделям (Иванова и др., 2000). При этом следует помнить, что первыми двумя методами получают суммарные потери от почвенной и механической эрозии. На участках склонов со смывом до 10 т/га воздействие последней на перераспределение почв сопоставимо с влиянием водной эрозии (Govers et al., 1996).

Не менее сложной проблемой является учет внутрисклоновой аккумуляции. В процессе освоения склоновых земель поэтапное нарастание площади пашни, как правило, сменялось сокращением ее за счёт отторжения наиболее эродированных и малопродуктивных участков. Тем самым неоднократно менялось положение важной литодинамической границы между пашней и расположенной ниже необрабатываемой частью склона. Прямые измерения интенсивности аккумуляции показали, что на данном рубеже в среднем задерживается от 20 до 80% наносов в зависимости от условий и интенсивности стока (Голосов, 1988). В ряде случаев полностью заиливаются крупные рытвины и мелкие овраги глубиной до 1 м (рис.3). При неизменном в течение нескольких лет положении границы пашни по её нижнему краю возникает своеобразный водозадерживающий вал, называемый напашью. Напашь принципиально меняет направление и темпы перераспределения наносов. Перед ней идет аккумуляция смытого материала, а в наиболее пониженных местах, где концентрируется сток, происходит перетекание воды. Тем самым напашь помогает частичной разгрузке потока и одновременно приводит к концентрации стока воды и наносов. Аккумуляция перед напашью происходит в том случае, если она ориентирована перпендикулярно или под небольшим углом к линиям тока. На участках, где напашь располагается вдоль основного склона и имеет выраженный продольный уклон (например, в верховьях балок), вдоль нее может идти транспорт наносов или даже смыв верхних почвенных горизонтов.

В том случае, когда напашь не формируется (при частом изменении контуров полей или незначительных уклонах подпожий распахиваемых склонов), наносы, перемещаемые плоскостным смывом, свободно поступа-

ют на задернованный борт балки. Поверхность склона, покрытая не стравленным и не выбитым травостоем с проективным покрытием 80-100%, даже при значительных уклонах (до 20-25%) способна задерживать значительную часть поступающего материала. Так, в разрезах на задернованном борту балки Попов овраг (Тамбовская область), расположенных в 15-25 м ниже края пашни, фиксируется намывный слой мощностью до 70 см, из которых около 50 см отложились за последние 40 лет (рис.4).

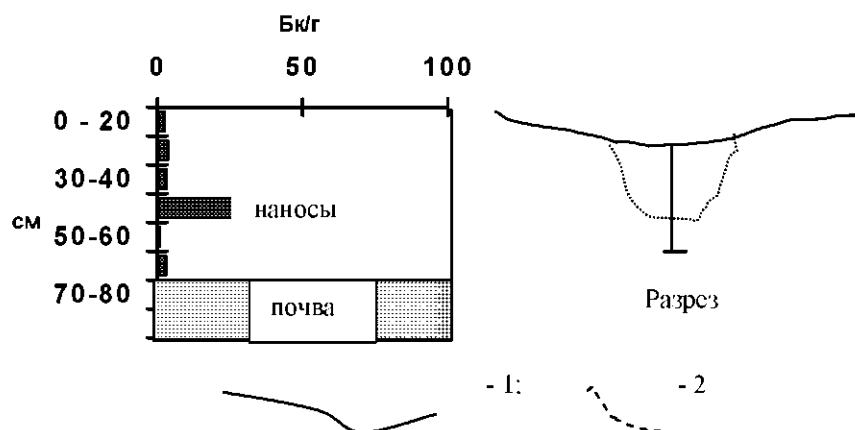


Рис. 3. Поперечный профиль современной ложбины на задернованном склоне балки Елховка и эпюра распределения Cs-137 в заполненном наносами днище ложбины; 1 — современная поверхность дна; 2 — дно оврага.

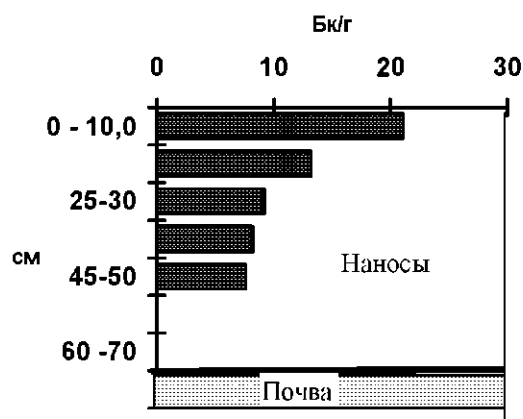


Рис. 4. Эпюра распределения Cs-137 в нижней трети задернованного склона балки Попов Овраг.

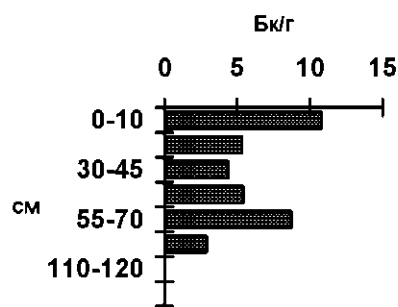
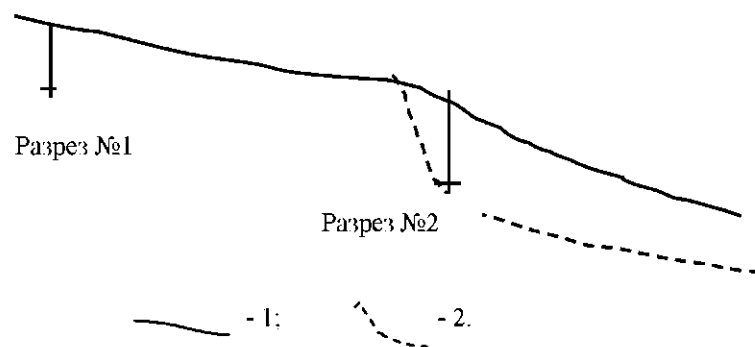
Анализ разрезов балочных склонов, как и наличие старых напашей, также дает возможность выявления старопашотных участков. Обнаружение в них погребенных почв с ненарушенным профилем свидетельствует об отсутствии предшествующей распашки; в том случае, если верхние горизонты погребенной почвы редуцированы, можно утверждать, что данный участок распашивался, а потом был заброшен; аккумуляция наносов поверх смытого склонового профиля с незадернованной поверхностью свидетельствует об отсутствии перерывов в освоении склона. Сопоставление полученных таким образом данных с картографическими и архивными материалами по истории освоения водосбора позволяет уточнить динамику границ сельскохозяйственных угодий для конкретных участков.

Наиболее слабо исследован вопрос датировки возраста склоновых ложбин. Очевидно, что самые крупные из них существовали до начала распашки как в районах распространения морен, так и в пределах лессовых отложений (Докучаев, 1936). В то же время часть ложбин сформировалась после начала распашки, причём в ряде регионов степной зоны вынос из них играл существенную роль в формировании стока склоновых наносов (Голосов и др., 1990; Козловская, 1995). Соотношение процессов эрозии и аккумуляции в ложбинах на задернованных склонах изменяется во времени. Ложбина может вскрываться врезом в результате нопятной эрозии, вызванной прохождением волны врезания на участке днища балки, на который опирается ложбина. В итоге, в зависимости от стадии развития, ложбина на склоне может быть не только транспортным каналом (с частичной аккумуляцией поступающих в нее наносов), но и источником дополнительных наносов в результате ее размыва. В том случае, когда распаханые склоны расчленены ложбинами, по которым транспортируется эродированный материал, перемещение наносов на границе пашня-задернованный склон имеет свои особенности. Чаще всего продолжением ложбины на задернованных бортах служат старые овражные врезы и рытвины, возникшие в то время, когда пашня спускалась на борт балки. Сейчас они частично или полностью заполнены наносами и задернованы, т.е. одновременно в них идет аккумуляция и транспорт наносов в днище балки. Подпруживающий эффект напашки сказывается и в этом случае: в тальвеге ложбины перед ней формируется внутренний конус выноса. Темпы аккумуляции здесь могут быть настолько высоки, что мощность ежегодно отлагаемой пачки наносов превышает стандартную глубину пахоты (20-25 см). Поэтому в разрезе четко выделяются горизонты с сохранившейся характерной слоистостью: чередование тонких (1-2 мм) прослоев алевроита и более мощных прослоев окатанных почвенных агрегатов. Когда продолжением ложбины на пашне служит задернованная рытвина или овраг, разрезы в его тальвеге показывают закономерное убывание мощности агрикультурных наносов к нижней трети склона, а затем увеличение их мощности при переходе к центральной части наложного и на подножие склона и днище балки конуса выноса.

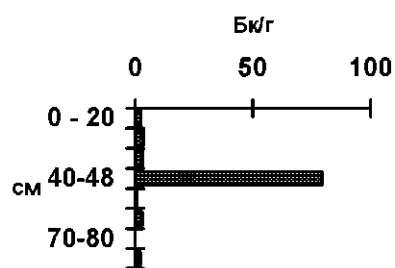
Достаточно сложная задача – выявление суммарной площади аккумулятивных зон на задернованных частях склонов междуречий и балок; решить ее позволяет анализ морфологии рельефа склонов в сочетании с методом фитоиндикации. Интенсивная аккумуляция наносов на склонах способствует формированию более вогнутого (относительно неизменённых эрозионными процессами соседних участков) профиля склона, а регулярное поступление смытого материала приводит к изменению видового состава травянистой растительности.

Определение объема аккумуляции отложений в балочном днище в общем не имеет методических трудностей. Критерии выделения наносов агрикультурного происхождения в настоящее время детально разработаны (Ажигиров и др., 1988; Ажигиров и др., 1992); использование радиоцезиевого метода даст возможность сравнить темпы аккумуляции, определенные для всего периода освоения и для последних десятилетий и, таким образом, косвенно оценить правильность определения мощности всей толщи антропогенных отложений. Днище балки – это элемент рельефа с четкими границами, и при знании его современной морфометрии и темпов отложения материала подсчет объема наносов не составляет труда. Наименее изучен вопрос о скоростях отступления вершин вторичных врезов, формирующихся на транзитно-аккумулятивных участках балочных днищ. Здесь можно отметить только работу Р.А. Кравченко (1998), который на примере ряда балок Курской области показал, что среднемноголетние темпы отступления вершин составляют не более 1-1,5 метров в год, и большая часть материала, формирующегося при их размыве, переоткадывается на протяжении первых десятков метров. Очевидно, это справедливо для водосборов с ненарушенными условиями формирования стока воды и наносов. При экстремальных событиях или значительных разнонаправленных изменениях площадей пахотных земель на водосборе темпы перемещения вершин вторичных врезов, как и скорости их заполнения, увеличиваются на порядок и более. Об этом свидетельствует наличие заполненных современными (датировки по Cs-137) отложениями вторичных врезов в ряде балок степной зоны (рис.5).

Полученные результаты позволяют достаточно детально количественно оценить особенности перераспределения наносов на участке обрабатываемый склон – задернованный склон – овраг – балочное днище – русло реки. В то же время ещё мало сведений о темпах аккумуляции наносов за период интенсивного сельскохозяйственного освоения на поймах рек разного порядка. Наиболее представительные данные собраны только для отдельных бассейнов в среднем течении Камы (Перевошиков, 1997) и среднего течения Волги (Курбанова, 1996). Для остальной территории имеются единичные измерения, не позволяющие получить статистически достоверную картину. Между тем сопоставления расчётных величин аккумуляции на поймах долин разных порядков с данными фактических измерений темпов аккумуляции в малых долинах, выполненные для ряда речных бассейнов Дона, показали их хорошую сходимость (Панин и др., 1997; Юдаев, 1997).



Разрез № 1



Разрез № 2

Рис. 5. Продольный профиль верховьев балки Безымянная и эпюры распределения Cs-137 в разрезах, расположенных до заиленной вершины оврага (разрез 1) и сразу после вершины (разрез 2): 1- современная поверхность дна; 2 - дно оврага.

Увеличение количества точек определения фактических скоростей аккумуляции в долинах рек 4-7 порядков, определенных на систематической основе по отдельным речным водосборам, позволит достоверно судить как о точности косвенных расчетов темпов аккумуляции на речных поймах, так и в целом о перераспределении наносов в крупных речных бассейнах. Таким образом, будет получена объективная информация о влиянии антропогенно обусловленного усиления темпов эрозионно-аккумулятивных процессов на формирование рельефа южного максклона Русской равнины.

ЛИТЕРАТУРА

Ажигиров А.А., Добровольская Н.Г., Голосов В.Н., Иванова Н.Н., Литвин Л.Ф. Эрозия почв и верхние звенья гидрографической сети // Экологические проблемы эрозии почв и русловых процессов. М.: изд-во МГУ. 1992.

Ажигиров А.А., Голосов В.Н., Литвин Л.Ф. Эрозия на сельскохозяйственных землях и проблема защиты малых рек // Малые реки центра Русской Равнины, их использование и охрана. МФГОС. М. 1988.

Белоцерковский М.Ю., Жаркова Ю.Г., Кирюхина З.П., Ларионов Г.А., Литвин Л.Ф., Пацукевич З.В. Эрозионноопасные земли европейской части СССР // Земельные и водные ресурсы: Противоэрозионная защита и регулирование русел. М.: изд-во МГУ. 1990.

Голосов В.Н. Аккумуляция в балках Русской равнины // Эрозия почв и русловые процессы. Вып. 11. М.: изд-во МГУ. 1998.

Голосов В.Н. О цикличности эрозионно-аккумулятивных процессов в сельскохозяйственной зоне Русской Равнины // Геоморфология. 1996, №3.

Голосов В.Н. Эрозионно-аккумулятивные процессы на склонах Нечерноземной зоны // Геоморфология. 1988, №1.

Голосов В.Н., Иванова Н.Н., Литвин Л.Ф., Сидорчук А.Ю. Баланс наносов в речных бассейнах и деградация малых рек Русской равнины // Геоморфология. 1992, №4.

Голосов В.Н., Иванова Н.Н., Острова И.В. Проектирование почвоводоохранных мероприятий в степной зоне // Мелиорация и водное хозяйство. 1990, №6.

Голосов В.Н., Панин А.В. Пространственно-временные закономерности процесса деградации речной сети на Восточно-Европейской Равнине // Труды Академии Водохозяйственных наук. Вып. 5. Гидрология и русловые процессы. М. 1998.

Голосов В.Н., Силантьев А.Н., Острова И.В., Шкуратова И.Г. Радионуклидный метод оценки темпов внутрибассейновой аккумуляции // Геоморфология. 1992, №1.

Голосов В.Н., Иванова Н.Н. Особенности заглнения малых рек зоны интенсивного сельскохозяйственного освоения // Водные ресурсы. 1994. № 6.

Докучаев В.В. Наши степи прежде и теперь. М.-Л.:Сельхозгиз. 1936.

Иванова Н.Н., Голосов В.Н., Жохова А.В., Тишкина Э.В. Агрогенная трансформация почвенного покрова малого водосбора (на примере лесостепной части Окско-Донской равнины) // Почвоведение. 1998. № 2.

Иванова Н.Н., Голосов В.Н., Маркелов М.В. Сопоставление методов оценки эрозивно-аккумулятивных процессов на обрабатываемых склонах // Почвоведение. 2000. №7

Иванова Н.Н., Голосов В.Н., Панин А.В. Отмирание малых рек России и история сельскохозяйственного освоения // Геоморфология. 1996. №4.

Ковальчук И.П., Штойко П.И. Изменение речных систем Западного Подолья в XVIII-XX веках // Геоморфология. 1992. №2.

Козловская М.Э. Исследования эрозии и аккумуляции в различных регионах России. Автореф. дисс. на соиск. уч.ст. канд. геогр. наук. М.:МГУ. 1995.

Кравченко Р.А. Аккумулятивная стадия развития овражных систем в суходолах и противоэрозийная защита земель (на примере Курской области). Автореф. дисс. на соиск. уч. ст. канд. геогр. наук. М.: ИГРАН. 1998.

Курбанова С.Г., Бутаков Г.П. Характеристика степени изменения речной сети Татарстана в 19-20 веках // Причины и механизм пересыхания малых рек. Казань. 1996.

Курбанова С.Г. Антропогенные изменения режима стока и эрозивно-аккумулятивных процессов в Среднем Поволжье. Автореф. дисс. на соиск. уч. ст. канд. геогр. наук. Казань. 1996.

Ларионов Г.А. Эрозия и дефляция почв: основные закономерности и количественные оценки. М.: изд-во МГУ. 1993.

Литвин Л.Ф., Голосов В. Н., Добровольская Н.Г., Иванова Н.Н., Кирюхина З.П., Краснов С.Ф. Перераспределение ¹³⁷Cs процессами водной эрозии почв // Водные ресурсы. 1996. Том 23. №3.

Панин А.В., Гельман Р.Н. Опыт применения GPS-технологий для построения крупномасштабных цифровых моделей рельефа. //Геодезия и картография. 1997. №10.

Панин А.В., Иванова Н.Н., Голосов В.Н. Трансформация речной сети бассейна Верхнего Дона// Водные ресурсы. 1997. Том 24. №6.

Перевошиков А.А. Закономерности формирования антропогенно-обусловленного пойменного аллювия в долинах малых рек Удмуртии. Автореф. дисс. на соиск. уч. ст. канд. геогр. наук. Казань. 1997.

Юдаев И.В. Эрозионно-аккумулятивные процессы и изменения структуры речной сети в бассейне р. Хопер за земледельческий период. Деп. ВИНТИ №386 от 07.02.97.

Golosov V. N., Panin A.V. and Markelov M.V. Chernobyl ¹³⁷Cs Redistribution in the Small Basin of the Lokna River (Central Russia). In: Physical and Chemical Principles in Geomorphology, special issue of Physics and Chemistry of the Earth (in press).

Golosov V.N. Redistribution of sediments on small river catchments of temperate zone. Proceeding of International conference "Erosion and sediment yield: global and regional perspectives". IAHS Publ. № 236, 1996.

Golosov V. N. Redistribution of sediments within small river catchments in the agricultural zone of Russia. Geomorphologic: relief, processus, environment. 1998. №1.

Golosov V.N., Markelov M. V., Panin A.V. & Walling D.E. Cs- contamination of river systems in Central Russia as a result of the Chernobyl incident. In: Hydrology in a Changing Environment, vol.1, H. Wheater & C. Kirby (eds.), Proceedings of the British Hydrological Society International Conference, Exeter, UK, 1998. Wiley, Chichester.

Golosov V.N., Walling D.E., Panin A.V., Stukin E.D., Kvasnikova E.V. and Ivanova N.N. The spatial variability of Chernobyl-derived Cs-137 inventories in a small agricultural drainage basin in Central Russia. "Applied Radiation and Isotopes", 1999. № 51.

Govers G., Quine T. A., Desmet P.J., Walling D.E. The relative contribution of soil tillage and overland flow erosion to soil redistribution on agricultural land. Earth Sur. Proc. And Landforms. 1996. №21.

Nearing M.A. Why soil erosion models over-predict small soil losses and under-predict large soil losses. Catena. 1998. №12.

Olson E.R. Use of fly ash as time marker in soil erosion and sedimentation studies. Abstracts of 10th international soil conservation organization conference, West-Lafayette, Indiana, May 23-27, 1999.

Sidorchuk A. Yu., Golosov V.N. The history of Erosion on the Northern Ponto-Meotian During the period of Intensive Agriculture. Proceeding of workshop on Soil Erosion in semiarid mediterranean areas, Roma, 1995.

Trimble S.W. Man-induced soil erosion in the southern Piedmont, 1700-1970. Soil Conserv. Soc. Am. Ankeny, IA, 1978.

Vandaele K. Assessment of factors affecting ephemeral gully erosion in cultivated catchments of the Belgian loam Belt. In: farm Land Erosion In Temperate Plain Environment and Hills. Wicherek S.(ed.). Elsevier, Amsterdam, 1995.

Wallbrink P.J., Murray A.S. Determining soil loss using the inventory ratio of excess lead-210 to cesium-137. Soil Science Society of America Journal, 1996. Vol.60. №4.

Walling D.E. Drainage basin studies. In: Field Experiments and Measurement Programs in Geomorphology. O. Slaymaker (ed.), A.A. Balkema. Rotterdam. 1991.

Walling D.E., Quine T.A. The use of caesium-137 measurements in soil erosion surveys. Erosion and sediment transport monitoring programmes in river basins. IAHS Publ. 1992. № 210.

В содержание

УСТЬЕВЫЕ ПРОЦЕССЫ

В.Н. Михайлов

УСТЬЯ РЕК РОССИИ, ИЗМЕНЕНИЯ ИХ РЕЖИМА И НАУЧНЫЕ ОСНОВЫ РАЦИОНАЛЬНОГО ИСПОЛЬЗОВАНИЯ И ОХРАНЫ*

Устьевые области рек (устья рек) занимают часть нижнего течения реки (устьевой участок реки) и часть прибрежной зоны моря (устьевое взморье), подверженные влиянию режима приемного водосема и реки. В устье динамически взаимодействуют и смешиваются две разные по своим свойствам водные массы – речная и морская, отлагаются речные и частично морские наносы, при благоприятных условиях формируется дельта со специфическим ландшафтом.

В результате взаимодействия реки и моря и процессов дельтообразования в устьях рек создаются весьма специфические гидролого-экологические условия. Эти условия очень изменчивы, подвержены сильному влиянию естественных и особенно антропогенных изменений определяющих факторов – стока воды и наносов, солей, тепла реки и режима приемного водосема (колебаний фонового уровня, приливов, сгонно-нагонных явлений, волнения, солености воды и др.). Экосистемы устьев рек очень чутко реагируют на изменения условий формирования речного стока в своем бассейне (в особенности на антропогенное уменьшение стока воды и наносов, регулирование стока, загрязнение воды) и на изменения режима приемного водосема (в особенности на колебания фонового уровня как общего базиса эрозии). Основные закономерности процессов, формирующих природные комплексы устьев рек, изложены в работах автора (Михайлов, 1997а; 1997б; 1998; Михайлов и др., 1977; 1986).

Устья рек мира и в том числе России обладают богатыми водными, земельными, биологическими ресурсами, используемыми разными отраслями хозяйства – сельским, рыбным, водным, коммунальным, речным и морским транспортом и др. (Михайлов, 1990; 1995; 1997а). Устья многих рек России (Волги, Терека, Дона, Кубани) активно используются одновременно сельским и рыбным хозяйством. Устья всех крупных рек России – пути транзитного судоходства из рек в моря и в противоположном направлении. В устьях многих рек расположены крупные промышленные центры и портовые города (Астрахань, Ростов-на-Дону, Азов, Калининград, Санкт-Петербург, Архангельск, Северодвинск, Нарьян-Мар, Салехард, Дудинка, Николаевск-на-Амуре и др.).

Возможности хозяйственного использования устьев рек во многом определяются их гидролого-экологическими условиями и их изменчивостью. На их гидролого-экологические условия оказывает сильное влияние хозяйственная деятельность в бассейне реки и в особенности в пределах

* Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 99-05-64780).

самого устья. В последние десятилетия остро встала проблема охраны природных ресурсов устьев рек от истощения и загрязнения.

Современное состояние гидролого-экологических условий устьев рек и тенденции их изменения

Для оценки гидролого-экологических условий устьев рек России могут быть применены критерии, сходные с теми, которые разрабатывались для речных русел и морских водосмов (Кондрин и др., 1993; Чалов, Чернов, 1993). Отдельным показателям гидролого-экологического состояния устьевых участков рек и устьевых взморьев могут быть присвоены баллы от 1 до 5 в зависимости от степени антропогенной изменчивости элементов режима.

Балл 1 присваивается показателю в том случае, если он находится на естественном уровне или очень слабо изменен. Если речь идет о качестве воды, то балл 1 имеют чистые воды при содержании загрязняющих веществ ниже ПДК. Балл 2 присваивается показателю, если его изменения умеренные и не выходят за пределы естественной изменчивости. Балл 2 имеют воды умеренно загрязненные при содержании загрязняющих веществ на уровне ПДК. Балл 3 приобретают те показатели режима, которые подверглись сильному изменению. Например, этот балл приобретают воды загрязненные или грязные при содержании загрязняющих веществ на уровне 2–5 ПДК. Балл 4 присваивается показателям в случае их очень сильного антропогенного изменения. В частности, этот балл имеют воды очень грязные с концентрацией загрязняющих веществ на уровне 5–10 ПДК и содержанием кислорода менее 2–3 мг/л. Балл 5 дается показателям, значение которых свидетельствует об утрате ими типичных для устьевых процессов черт. Этот балл присваивается тем характеристикам природных условий и режима, которые подверглись полной деградации. Например, балл 5 дается в тех случаях, когда природный комплекс дельты из-за отсутствия обводнения прекращает свое существование, когда вода чрезвычайно загрязнена, содержание кислорода падает ниже 1 мг/л, водная биота деградирует.

На основе рассмотрения гидролого-экологического состояния отдельных устьев рек России (Коротаев и др., 1996; Михайлов, 1997а) автором составлена комплексная таблица, содержащая качественную оценку степени изменения наиболее важных показателей (характеристик) устьевых областей рек России (таблица). Дифференцированный анализ изменений, происходящих в настоящее время в устьях рек России, показал, что наибольшие антропогенные изменения стока воды и наносов отмечены на устьевых участках рек Волги, Терека, Сулака, Дона, Кубани, Енисея, Амура. Наибольшие естественные и антропогенные изменения морфологического строения дельты произошли в устьях рек Волги, Терека, Сулака, Дона, Кубани, Преголи, Невы, Лены, Яны. Условия заливания дельт изменились в наибольшей степени в устьях рек Волги, Терека, Сулака, Дона, Кубани. Усиление проникновения осолоненных морских вод отмечено на устьевых участках рек

Кубани, Яны, Индигирки, Камчатки, Амура. Причины – это либо изъятие стока и зарегулирование стока плотинами ГЭС, либо искусственное углубление устьевых баров, либо и то и другое. Загрязнению подвержены устьевые участки большинства рек. Наиболее сильное загрязнение вод отмечено на устьевых участках Волги, Преголи, Невы, Северной Двины, Оби, Яны, Индигирки, Амура. Природный комплекс дельт (ландшафт и биоценозы) в наибольшей степени подверглись антропогенному изменению в устьях рек Волги, Терека, Дона, Кубани, Невы, Оби.

Режим устьевых взморья в наибольшей степени изменился в устьях рек, впадающих в Каспийское море, вследствие резкого повышения его уровня (устья Волги, Терека, Сулака). Радикально изменился режим устьевых взморья Невы. Условия опреснения вод и степень их загрязнения ухудшились на устьевых взморьях многих рек. Наиболее негативные изменения произошли на взморьях Волги, Терека, Дона, Невы, Амура. Причины этого состоят как в уменьшении стока рек, так и в увеличении транзитного и местного загрязнения вод. Состояние биоценозов ухудшилось на взморьях рек Волги, Дона, Кубани, Невы, Амура.

Комплексная оценка гидролого-экологического состояния устьев рек сделана с использованием тех же критериев. При этом применены вычисленные по совокупности отдельных показателей средние баллы, отражающие некоторое "осредненное" гидролого-экологическое состояние каждой устьевой области (таблица).

По осредненным критериям устьевые области можно подразделить на 4 группы: 1) устья с незначительными изменениями гидролого-экологических условий (средний балл 1,4 и менее); 2) устья умеренно измененные (средний балл от 1,5 до 2,4); 3) устья сильно измененные (средний балл от 2,5 до 3,4); 4) устья очень сильно измененные (средний балл выше 3,5).

К первой группе (незначительно измененных) в России относится ряд устьев рек водосборов Белого, Карского морей, моря Лаптевых, Восточно-Сибирского и Берингова морей, пока слабо подверженных антропогенному воздействию. В этой группе оказались устья Хатанги и Анадыря (средний балл 1,3), Межени и Кулая (средний балл 1,4).

Во вторую группу (умеренно измененных) попали устья рек Онеги, Пура, Таза, Колымы (средний балл 1,5), Лены (1,6), Северной Двины, Печоры, Индигирки и Камчатки (1,7), Яны (1,8), Оби (1,9), Енисея (2,1).

К третьей группе (сильно измененных) относятся устья рек Преголи и Амура (средний балл 2,5), Сулака и Кубани (2,8), Терека, Дона (2,9), Невы (3,2), Волги (3,3). В наибольшей степени подверглись изменениям шесть последних устьев, для которых средний балл равен 2,8 и более.

В четвертую группу (очень сильно измененных) ни одно устье рек России пока не попало. Из устьев рек СНГ к этой категории могло бы относиться устье Амударьи со средним баллом 4,4, многие компоненты природного комплекса которого находятся в стадии глубокой деградации (Михайлов, 1997а).

Таблица. Показатели степени изменения гидролого-экологических условий устьев рек России (в баллах)

Река	Устьевой участок реки (дельта)							Устьевое взморье				Сумма баллов	Средний балл
	Сток воды	Сток паводков	Морфологическое строение	Уровни воды, затопление	Осолощение вод	Загрязнение вод	Состояние биогеннозлов	Уровни воды	Условия опреснения	Загрязнение вод	Состояние биогеннозлов		
Каспийское море													
Волга	3	3	3	4	1	4	4	4	3	4	3	36	3,3
Терек	2	3	4	4	1	3	3	4	3	3	2	32	2,9
Сулак	2	4	4	4	2	2	2	4	3	2	2	31	2,8
Азовское море													
Дон	3	3	3	4	1	4	3	2	3	3	3	32	2,9
Кубань	3	3	3	3	3	3	3	2	3	2	3	31	2,8
Балтийское море													
Преголя	2	2	3	2	2	4	2	2	2	4	2	27	2,5
Нева	2	2	4	4	2	4	3	4	3	4	3	35	3,2
Белое море													
Онега	1	1	2	1	1	3	1	1	1	2	2	16	1,5
Сев.Двина	1	1	2	1	1	4	2	1	1	3	2	19	1,7
Мезень и Кулой	1	1	2	1	1	3	1	1	1	2	1	15	1,4
Баренцево море													
Печора	1	1	2	1	2	3	2	1	2	3	1	19	1,7
Карское море													
Обь	2	2	2	1	1	4	3	1	1	3	1	21	1,9
Цур	1	1	2	1	1	3	1	1	1	3	1	16	1,5
Таз	1	1	2	1	1	3	1	1	1	3	1	16	1,5
Енисей	2	4	2	2	1	3	2	1	2	3	1	23	2,1
Море Лаптевых													
Хатанга	1	1	1	1	1	3	1	1	1	2	1	14	1,3
Лена	1	1	3	1	1	3	2	1	1	3	1	18	1,6
Яна	1	1	3	1	3	4	2	1	1	2	1	20	1,8
Восточно-Сибирское море													
Инди-Гирка	1	1	2	1	3	4	2	1	1	2	1	19	1,7
Колыма	1	1	2	1	1	3	2	1	1	2	1	16	1,5
Берингово море													
Анадырь	1	1	1	1	1	3	1	1	1	2	1	14	1,3
Камчатка	1	1	2	2	3	3	2	1	1	2	1	19	1,7
Охотское море													
Амур	3	2	3	2	3	4	2	1	3	3	2	28	2,5

Выявленные для отдельных устьев рек тенденции изменения гидролого-экологических условий свидетельствуют о следующих общих закономерностях:

1. Постепенно и неуклонно сокращается количество рек, сток воды и наносов которых находится в состоянии близком к естественному; сток остальных, уже зарегулированных рек, продолжает изменяться. Это означает, что сохраняется и усиливается тенденция все большей зависимости режима устьев рек от антропогенных изменений речного стока.

2. Усиливается загрязненность речных вод; возрастает роль местного загрязнения вод, источником которого становятся промышленные и коммунальные предприятия в устьях рек, сельское хозяйство и водный (как речной, так и морской) транспорт в пределах устьев рек. Во многих случаях загрязнение вод в устьях рек приобретает угрожающий характер.

3. На морфологическое строение и режим устьев рек, а также на их природные условия в целом все большее влияние оказывают гидротехнические и водохозяйственные мероприятия в пределах дельт. Если раньше полностью урбанизированным и искусственно измененным устьем могло считаться лишь устье Невы, то теперь почти полностью освоены и частично зарегулированы дельты таких рек, как Волги, Терека, Сулака, Кубани. Русловыправительные и дноуглубительные работы проводятся в большинстве устьев рек.

4. Усиливается влияние повышения уровня приемного водоема на режим устьев рек. Это относится не только к устьям рек, втекающих в Каспийское море с поднимающимся уровнем, но и ко всем устьям рек, впадающих в окраинные и даже внутренние моря, связанные с Мировым океаном. Что касается уровня Каспийского моря, то в будущем возможна его стабилизация на отметках $-26,5 \dots -27$ м абс. или даже снижение. Для Мирового океана в современных условиях характерен эвстатический подъем уровня, с увеличивающейся интенсивностью. По современным оценкам (Sea level changes..., 1993) к 2030 г. возможен подъем уровня океана, по сравнению с современным в среднем на 18 см (от 8 до 29 см), а к 2070 г. – уже в среднем на 44 см (от 21 до 71 см). Очевидно, что изменения уровня океана в сильнейшей степени скажутся на режиме устьев рек.

5. Общая тенденция изменения гидролого-экологических условий в устьях рек будет проявляться как в ухудшении отдельных показателей (возрастании их баллов), так и в постепенном переходе устьев рек из низших категорий в более высокие. Из данных таблицы видно, что на грани перехода в более высокую (худшую) категорию находятся: устья Мезени, Пура, Таза, Колымы – во вторую; устье Енисея – в третью; Невы, Волги – в четвертую.

Научные основы стратегии рационального использования и охраны природных ресурсов устьев рек

При использовании природных ресурсов устьев рек возникают сложные водохозяйственные проблемы. К числу наиболее важных можно отнести следующие:

1. Необходимость одновременного удовлетворения противоречивых запросов сельского и рыбного хозяйства. Первая из этих отраслей требует расширения незатопляемых площадей суши в дельтах рек и мелиорации земель. Вторая – нуждается в сохранении по возможности в естественном состоянии нерестилищ (водосмов и затопляемых пространств дельты) или даже их расширения. В условиях дефицита водных ресурсов эти противоречивые потребности сельского и рыбного хозяйства часто вынуждают искусственно перераспределять воду по пространству устья.

2. Необходимость удовлетворения противоречивых потребностей сельского хозяйства в различные сезоны года. В периоды половодья и паводков во многих дельтах требуется инженерная защита земель от заливания путем сооружения дорогостоящих систем противопаводочных дамб обвалования. В засушливый период года требуется, наоборот, осуществление оросительной и обводнительной мелиорации с сооружением систем водозаборов, шлюзов, магистральных, распределительных и дренажных каналов, насосных станций и т.д. В ряде случаев удовлетворение этих противоречивых запросов требует регулирования стока самой реки.

3. Необходимость улучшения судоходных условий на мелководных и разветвленных участках русла и устьевых баров для осуществления транзитного судоходства из моря в реку и наоборот. Это требует проведения дорогостоящих дноуглубительных и русловыправительных работ.

При решении перечисленных и многих других водохозяйственных проблем должны учитываться закономерности естественных и антропогенных изменений режима, морфологии и экологии устьев рек. Уже имеется определенный положительный опыт такого учета для устьев рек Волги, Терек, Дона, Кубани. В то же время известно множество случаев неудачного проведения водохозяйственных мероприятий в устьях рек. К наиболее частым серьезным просчетам при планировании и осуществлении гидротехнических мероприятий относятся следующие:

1. Проведение водохозяйственных мероприятий без учета тенденции развития дельтовых водотоков (их активизации или отмирания) и, в частности, строительство водозаборов и других гидротехнических сооружений в отмирающих рукавах. Водозабор из таких рукавов ускоряет их заиление и отмирание; водозаборное сооружение заиливается, а русло нередко через некоторое время вообще остается без воды. Такие случаи отмечены в дельте Терека.

2. Искусственное углубление некоторых рукавов и устьевых баров без учета его гидравлических последствий. Такое углубление ведет к перераспределению стока воды в углубленный рукав, к временной активизации

рукава, ускорению его устьевого удлинения с последующим отмиранием (в дельте Дона). Углубление устьевых баров для целей судоходства нередко стимулирует проникновение в водоток осолоненных морских вод с нежелательными последствиями для экологических условий и водоснабжения (в дельте Яны).

3. Обвалование дельтовых островов без предварительной оценки его влияния на водный режим дельты. Глухое обвалование выводит земли из состояния активного водообмена с основным руслом и способствует сосредоточению стока в период половодья в главном русле, повышению уровней воды и скоростей течения, создающих опасность размыва и прорыва самих дамб обвалования.

4. Проведение местных выправительных сооружений без учета их влияния на гидравлику русловой системы. Так, местные нолузапруды в рукаве Кубань, призванные по предположениям проектировщиков улучшить условия водозабора из этого рукава, в действительности привели к обратному эффекту – оттоку вод в смежный рукав Протока.

Рациональное использование природных ресурсов устьев рек и предотвращение или минимизация негативных изменений гидролого-экологических условий требуют, во-первых, обязательного учета закономерностей и тенденций процессов, происходящих в устьях рек, а, во-вторых, проведения научно-обоснованных регуляционных мероприятий. При этом должны быть просчитаны и оценены возможные последствия для устьевой области реки любых крупных водохозяйственных мероприятий, осуществляемых не только в пределах устья, но и во всем речном бассейне. Основные общие подходы при разработке мер по рациональному использованию и охране водных ресурсов рек изложены в книге А.Б. Авакяна и В.М. Широкова (1994).

Основные принципы регулирования устьев рек и управления устьевыми процессами с учетом их особенностей рассмотрены в серии недавних работ (Михайлов, 1990; 1995; 1997а; 1998; Михайлов и Коротаев, 1995; 1996).

Стратегия управления режимом устьев рек должна строиться на трех уровнях: 1) общекосейном (регулирование стока воды и наносов всей реки); 2) региональном (искусственное перераспределение речного стока в пределах дельты и "зонирование" устьевой области, т.е. распределение отдельных ее частей между различными отраслями хозяйства); 3) местном, локальном (регулирование отдельных водотоков и водосмов или их частей).

Наиболее радикальными мерами по управлению как процессом дельтообразования, так и режимом устья реки является регулирование стока воды и наносов реки. Таким образом, можно замедлить или ускорить процесс развития дельты, предотвратить наводнения, оптимизировать процесс заливания дельты, предотвратить нежелательные явления проникновения в русла осолоненных морских вод и т.д. Однако возможности такого способа

регулирования устьевых процессов ограничены, так как сооружение специально для этих целей крупных гидроузлов в речном бассейне сопряжено с большими затратами. Кроме того, крупное гидротехническое строительство в речных бассейнах обычно преследует, как правило, иные цели.

Перераспределение речного стока в пределах устьевой области – более реальная и эффективная мера. Кроме того, она, видимо, единственная в случаях дефицита водных ресурсов в речном бассейне. Вододелители, перераспределяющие воду в пределах дельты, построены в устьях Волги, Терека, Кубани и др. Такие вододелители, кроме того, способствуют более рациональному распределению площади устьевой области между разными отраслями хозяйства, например, сельским (орошаемые угодья, сенокосы и др.) и рыбным (нерестилища, выростные угодья и др.). Попытки распределения разных частей дельты между различными потребителями делаются в устьях Волги, Терека, Кубани.

Местные выправительные и регулирующие мероприятия проводились во многих устьях, хотя нередко при их осуществлении не учитывались должным образом возможные последствия. К локальным мероприятиям можно отнести, прежде всего, выправление и углубление перекатов и устьевых баров для целей судоходства; спрямление излучин как для целей судоходства, так и для снижения уровней воды; обвалование рукавов; сооружение полузапруд; перекрытие небольших рукавов; сооружение водозаборов; регулирование водообмена с водоемами и т.д. Главным условием осуществления таких мероприятий должен быть гидравлический расчет их последствий. Необходимо иметь в виду, что любое, даже локальное, вмешательство в режим единой русловой сети дельты с неизбежностью отразится не только на режиме звеньев русловой сети, расположенных ниже по течению от места вмешательства, но и на режиме всей русловой сети дельты, т.е. выше по течению и в смежных водотоках.

Методы расчета изменения гидравлического режима русловой сети дельты в результате либо выправительных и дноуглубительных работ в отдельных рукавах, либо в результате водозабора из некоторых рукавов изложены в работах автора (Михайлов, 1995; 1997а; 1997б; 1998; Михайлов и др., 1977; 1986). Специальные приемы разработаны и для рационального выбора рукавов для целей судоходства в многорукавных дельтах и для определения наилучшего способа выправления рукавов и устьевых баров (Михайлов, Коротаев, 1995; 1996).

Особое внимание должно быть уделено предотвращению или уменьшению загрязнения поверхностных и подземных вод в устьях рек и их почвенного покрова. Необходимо иметь в виду, что многие загрязняющие вещества накапливаются в донных отложениях в устьях рек (в водотоках и водосемах дельты, на дне устьевых взморья), что создает большую опасность вторичного загрязнения, например, при размыве водотоков и штормовом волнении на взморье. Общие подходы к охране водных объектов от загрязнения рассмотрены в книге А.Б. Авакяна и В.М. Широкова (1994).

Для сохранения уникальных природных комплексов в устьях рек необходимо часть территории и акватории устьевой области (дельты и устьевого взморья), особенно в крупных устьях, оставить в естественном состоянии в виде заповедников и заказников, как это уже сделано в устье Волги. По-видимому, целесообразно организовать заповедники и в устьях других рек, например, сибирских (в дельтах Лены и Яны).

Для каждой крупной устьевой области реки должна быть разработана комплексная схема рационального использования и охраны природных ресурсов. Такие схемы должны включать в себя научно обоснованные системы регулирования режима устьев рек или управления ими. Кроме того, в схему может войти распределение площади устьевой области между заинтересованными отраслями хозяйства, включая заповедники и заказники.

ЛИТЕРАТУРА

Авакян А.Б., Широков В.М. Рациональное использование и охрана водных ресурсов. – Екатеринбург: Виктор. 1994.

Кондрин А.Т., Косарев А.Н., Полякова А.В. Экологическое состояние морей России // Проблемы оценки экологической напряженности территории России: факторы, районирование. М.: изд-во МГУ. 1993.

Коротасв В.Н., Михайлов В.Н., Алексеевский Н.И., Чистяков А.А., Пономарева Т.Г., Татарников О.М., Угренинов Г.Н., Лупачев Ю.В. Экологическое состояние устьевых областей рек России и концепция их гидролого-экологического мониторинга // Эрозионные и русловые процессы. Вып.2. М.: 1996.

Михайлов В.Н. Проблемы изучения, использования и охраны устьевых областей рек // Труды V Всесоюзного гидрологического съезда. Том 9. Устья рек. Л.: Гидрометеониздат. 1990.

Михайлов В.Н. Водохозяйственные проблемы устьевых участков рек и гидролого-морфологические основы их решения // Труды Академии водохозяйственных наук. Вып.1. М.: 1995.

Михайлов В.Н. Устья рек России и сопредельных стран: прошлое, настоящее и будущее. М.: ГЕОС. 1997а.

Михайлов В.Н. Гидрологические процессы в устьях рек. М.: ГЕОС. 1997б.

Михайлов В.Н. Гидрология устьев рек. М.: изд-во МГУ. 1998.

Михайлов В.Н., Коротасв В.Н. Основные принципы регулирования многорукавного устья реки // Труды Академии водохозяйственных наук. Вып.1. М.: 1995.

Михайлов В.Н., Коротасв В.Н. Устьевые бары несприливных устьев рек: морфологические типы и способы регулирования // Труды Академии водохозяйственных наук. Вып. 3. М.: 1996.

Михайлов В.Н., Рогов М.М., Макарова Т.А., Полонский В.Ф. Динамика гидрографической сети несприливных устьев рек. М.: Гидрометеониздат. 1977.

Михайлов В.Н., Рогов М.М., Чистяков А.А. Речные дельты. Гидролого-морфологические процессы. Л.: Гидрометеиздат, 1986.

Чалов Р.С., Чернов А.В. Районирование территории России по экологическому состоянию речных русел и пойм // Проблемы оценки экологической напряженности территории России: факторы, районирование. М.: изд-во МГУ, 1993.

Sea level changes and their consequences for hydrology and water management // International Workshop, 19–23 April 1993. Noordwijkerhout, the Netherlands. The Hague, 1993.

В содержание

В.Н. Коротаев, Э.Н. Султаналиев

ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ И СОВРЕМЕННАЯ ДИНАМИКА УСТЬЕВ РЕК БАССЕЙНА ОЗЕРА ИССЫК-КУЛЬ

История формирования и эволюция гидрографической сети бассейна озера Иссык-Куль тесно связаны с геологической историей Иссык-Кульской котловины и самого озера. Иссыккульская котловина и положительные структуры окаймляющих хребтов возникли не менее 270 млн лет назад (средний карбон). Однако главные черты современного рельефа сформировались в период новейшего орогенеза (конец палеогена), когда произошло заложение основных речных систем. Широкое развитие среди отложений Тянь-шанского комплекса ($N^3_1-N^1_{-3_2}$) озерных фаций свидетельствует о появлении в это время пра-Иссык-Куля. Конфигурация и размеры древнего водоема отличались от современного: существовала система сообщающихся небольших мелководных озер; илищесновое озеро было больше современного (Горячев 1959).

Четвертичная история развития озера и речной сети

На границе неогена и четвертичного периода ($N^3_2 + Q_1$) сформировались современные горные сооружения Кунгсай Алатау, Терской Алатау, хребты Киргизский и Кетменский. Резкое увеличение высот горных хребтов и углубление котловины вызвали значительную регрессию озера, уровень которого оказался на 250-300 м ниже современного, что подтверждается наличием подводной террасы на материковом склоне (Забиров и др., 1973). Древняя гидросеть не сохранилась, но бурением вскрыты отложения джуукинской свиты, представленной аллювиальными конусами выноса и озерно-дельтовыми осадками с фауной пресноводных моллюсков.

К нижнечетвертичному времени Иссык-Кульская впадина приобрела почти современный облик. Возникшие в нижнеюрское время разрозненные водоемы претерпевали значительные изменения, разрастаясь и сливаясь в единый водоем во влажные периоды и значительно сокращаясь в сухие. Высокие уровни озера фиксируются в виде древнеозерных отложений и фрагментов абразионно-аккумулятивных террас. *Раннеплейстоценовые* (Q_1) озерные осадки обнаружены на высотах 90-100 м над современным уровнем озера. В *джергаланское* время (Q_2) была сформирована основная (3-я) иссыккульская терраса высотой от 30 до 80 м над современным озером. Площадь Иссык-Куля составляла около 8000 км² (Квасов, Селиверстов, 1960). По данным геохимического анализа и ископаемой флоры и фауны озеро было проточным (сток через Боомское ущелье по долине р. Чу). Возраст отложений по U_{238} датируется как 110 тыс. ± 200 лет; по методу C_{14} – 48050 лет. Этим озерным отложениям соответствуют 4-7-ая террасы рек ($alQ^1_2-alQ^2_2$), сложенные валунно-галечным аллювием 20-40 м. Отложения древнеозерной

джергаланской террасы разделяются на озерно-дельтовый комплекс мощностью 10-90 м в низах толщи и на собственно озерный с озерной фауной.

Еще один высокий уровень озера зафиксирован в озерных отложениях на высоте около 30 м (*михайловские слои*). Их абсолютный возраст по $S_{14} - 26340 \pm 540$ лет ($1Q_2^3$). По данным З.В. Алешинской и др. (1971) уровень озера контролировался Караташским порогом стока с отметкой 1640 м абс. Синхронные этому высокому уровню озера аллювиальные отложения (alQ_2^3) слагают 3-ю террасу в речных долинах и аллювиальные конуса выноса на приозерной равнине. Максимальные уровни озера, вероятно, были разделены регрессивной фазой, которая соответствовала первой ксеротермической эпохе в начале среднего плейстоцена. Береговую линию регрессивного водоема связывают с подводной террасой на глубинах 150-170 м (первое межледниковье).

Сокращение площади горного оледенения и уменьшение стока рек в эпоху второго межледниковья привели к новому снижению уровня озера в конце верхнего плейстоцена. Из-под вод озера освободилась обширная полоса озерного дна, глубоко прорезанная реками, следовавшими за отступающим уровнем озера. Последленинговый врез составил около 100 м (Ранцман, 1959). В результате вдоль всего Иссык-Кульского побережья были выработаны эрозионные речные долины, сохранившиеся в виде затопленных подводных долин. Регрессивная эрозия проникла далеко вверх по рекам вслед за отступавшими ледниками, уничтожая оставленные ими формы ледникового рельефа. На подгорные равнины выносились огромные массы обломочного материала, общее количество которого оценивается в 700 км^3 .

Береговая линия последленинговой регрессии располагалась на отметках 1500 м абс., т.е. на 110 м ниже современного уреза. Площадь водной поверхности озера сократилась до 4226 км^2 . С этого времени начинается история Иссык-Куля как *бессточного*, солоноватого водоема, абсолютный возраст которого по соотношению $U_{234} - U_{238}$ определен в 110 тыс. ± 40 лет. Реки Иссык-Кульского бассейна, за исключением малых водотоков наиболее засушливых западных и северо-западных районов Прииссыккуля, не теряли связи с усыхающим озером и образовали эрозионные долины на подводном склоне (Букин, 1975). Отрыву этих рек от озера способствовало быстрое снижение его уровня, уменьшение стока в период максимального развития горно-долинного оледенения и отдаленность подводного склона. К группе водотоков, "потерявших" связь с озером, относятся Калмак-Суу, Кабырга, Чет- и Чон-Кой-Суу.

История Иссык-Куля как бессточного водоема продолжалась до второй половины позднего плейстоцена, когда началась деградация последнего долинного оледенения и в связи с этим увеличился сток рек. Следствием распада ледников явился новый подъем уровня Иссык-Куля, охвативший временной промежуток $Q_3 - Q_4$. Этот подъем уровня совпал с началом новой плейстоценовой эпохи, увеличением влажности и похолоданием климата.

Раннеголоценовая трансгрессия озера оставила на приозерной равнине четкие абразионные и аккумулятивные формы озерного генезиса. Высота отметки уровня раннеголоценового водоса не превышала +10-12 м над современным уровнем. Площадь водной поверхности озера составляла около 6220 км². Озеро имело сток через Боомское ущелье, однако продолжительность проточной стадии была небольшой, так как в озерных осадках позднего плейстоцена и раннего голоцена встречаются солоноватые формы диатомовых водорослей, типичных и для современного солоноватого Иссык-Куля.

В период максимума раннеголоценовой трансгрессии происходила абразия приозерной равнины по всему периметру озера. Хорошо сохранившиеся клифы прослеживаются четкими обрывами высотой от 5 до 80 м. Глубоко врезаемые в поверхность приозерной равнины долины рек превратились в ингрессионные заливы. Реки впадали в вершины длинных глубоких заливов, формируя дельты выполнения.

Интенсивная абразия берегов озера, сложенных рыхлыми песчано-галечными и глинистыми породами, обусловила поступление в береговую зону большого количества терригенного материала и накопление его на подводном склоне. По данным бурения мощность этих отложений составляет от 5-6 до 50 м. Перемещение материала вдольбереговыми потоками приводило к отчленению заливов от озера песчаными пересыпями и установлению в них лиманного режима. Остатки древних пересыпей встречаются практически во всех речных долинах и имеют возраст по данным C¹⁴ 1140±160 лет (Алешинская и др., 1971). Реже сохранились лиманные отложения, представленные горизонтально слоистыми суглинками с растительными остатками, прислоненные к песчаным пересыпям с их внутренней стороны. Большая мощность этих отложений (до 10 м) свидетельствует о длительности периода, когда связь рек с озером была утрачена. Абсолютный возраст лиманных отложений составляет по данным C¹⁴ 300-400 лет (Озера Тянь-Шаня..., 1980).

Местоположение древних пересыпей в иссыккульских долинах связано с региональными особенностями гидродинамики озера, мощностью потока вдольбереговых наносов, уклонами подводного склона и тектоническим режимом побережья. В одних случаях, аккумуляция происходила в глубине ингрессионного залива (реки Тюп, Джыргалан, Ирдык, Чон-Кызыл-Су, Барскаун, Тон, Ордо-Кочор), где и сейчас сохраняются заливы и бухты. В других случаях, долины рек блокировались по линии абразионных обрывов (Джети-Огуз, Джуука, Чичкан, Ак-Терек, Тосор, Тура-Суу, Тор-Айгыр, Чон-Урюкту, Кутурга, Ой-Тал). При достаточной мощности вдольбереговых потоков озерных наносов это приводило к заполнению вершин подводных долин и исчезновению ингрессионных заливов. В современную стадию таким рекам пришлось искать выход в озеро, блуждая по поверхности голоценовой озерной террасы, прорезая береговые валы и спуская воды лагун. В устьях этих рек в настоящее время дельты либо не образуются из-за малого

стока наносов, либо представляют собой небольшие аккумулятивные выступы, окаймленные береговыми барами (Джети-Огуз, Чичкан).

Большинство долин рек южного, восточного и частично северного побережий сохраняют и сейчас ингрессионные заливы и формируют дельты выполнения. Возраст современных дельт за пределами древних пересыпей определяется временем последнего высокого стояния уровня озера – вторая половина XIX в. (около 150 лет). Устьевое удлинение наиболее многоводных рек, сток наносов которых колеблется от 35 до 86 тыс. т в год, за этот период составило от 1 до 3 км; средняя скорость прироста речных дельт за последние 30 лет варьировала от 0.02 до 0.06 км².

Таким образом, на общем фоне колеблющегося уровня озера Иссык-Куль интенсивность эрозионно-аккумулятивных процессов в устьях рек в каждом конкретном случае определяется величиной стока наносов (от 0.4 до 80 тыс. т в год), уклонами подводного склона (от 0.002 до 0.1) и структурно-тектоническими особенностями побережья. С региональными характеристиками дельтообразующих факторов связаны морфо-генетические типы дельты (от блокированных на открытом берегу до многорукавных выполнения заливов), геоморфология долинно-речного комплекса в пределах приозерной равнины (от прямолинейной врезанной долины до серии вложенных аллювиальных конусов), характер связи реки с озером и реликтовой подводной долиной (река-залив-каньон или река-озеро).

Морфогенетические типы речных дельт

В литературе по устьевым процессам (И.В. Самойлов, 1952; В.Н. Михайлов и др., 1977, 1986) значительное внимание уделяется вопросам влияния уровня приемного водоема на русловые процессы в низовьях рек. Процесс устьевого удлинения реки при постоянном базисе эрозии сопровождается уменьшением уклонов и разделением русла на рукава. При стабильном уровне водоема на протяжении длительного времени происходит постепенное усложнение геоморфологического строения дельты от простого аллювиального выступа до многорукавной полигенетической аллювиально-дельтовой равнины. Значительные по амплитуде и сравнительно не продолжительные по времени трансгрессии или регрессии приемного водоема, как это имело место на озере Иссык-Куль, существенно влияют на эволюцию устьевой области реки, прерывая ее поступательное развитие и усложняя механизм формирования дельт из-за изменений направленности и интенсивности эрозионно-аккумулятивных процессов.

Все многообразие водотоков бассейна озера Иссык-Куль можно разделить на три группы, различающиеся по характеру своей связи с озером, структуре гидросети и морфологии устьевых областей: 1) реки, имеющие постоянный сток в озеро; 2) временные водотоки, впадающие в озеро; 3) утратившие связь с озером, но сохранившие подземный сток в него. Последняя группа водотоков устьевых областей в настоящее время не формирует. На предгорной равнине между окаймляющими озеро горами и низкой

озерной террасой наблюдаются “сухие дельты”, где водотоки фильтруются в толщу древних аллювиально-дельтовых отложений, утрачивая русловую форму.

Вторая группа водотоков довольно широко распространена на южном и отчасти на северном побережье, где в местах выхода к озеру селевых потоков формируются своеобразные *выдвинутые дельты* в виде аккумулятивных выступов, оконтуренных береговым валом (Коротаев, 1967). Возможны две разновидности таких дельт: а) перекрывающие селевым конусом выноса голоценовую террасу и пляж; б) с врезом русла селевого потока в отложения низкой озерной террасы и формирующие конуса выноса на пляже и подводном склоне.

Устьевые участки рек по степени волнового воздействия могут быть разделены на впадающие: а) на открытом берегу (влияние озерного фактора преобладающее); б) в открытые бухты (влияние озерного фактора велико); в) в короткие заливы длиной до 4 км (влияние озерного фактора ослаблено); г) в длинные заливы длиной более 4 км (преобладание речных факторов). Всего по особенностям динамической связи речного потока с озером и специфике устьевых морфолитодинамических процессов выделено 8 типов дельт рек Иссык-Кульского бассейна (Рис.1): 1) аллювиально-дельтовые конуса (“сухие дельты”); 2) аккумулятивные выступы селевых потоков; 3) блокированные (временно кленовидные); 4) выдвинутые неразветвленные, окаймленные береговым баром; 5) выпоиснения заливов, блокированные (временно кленовидные); 6) выпоиснения заливов неразветвленные или многорукавные, дугообразные, окаймленные береговым баром;

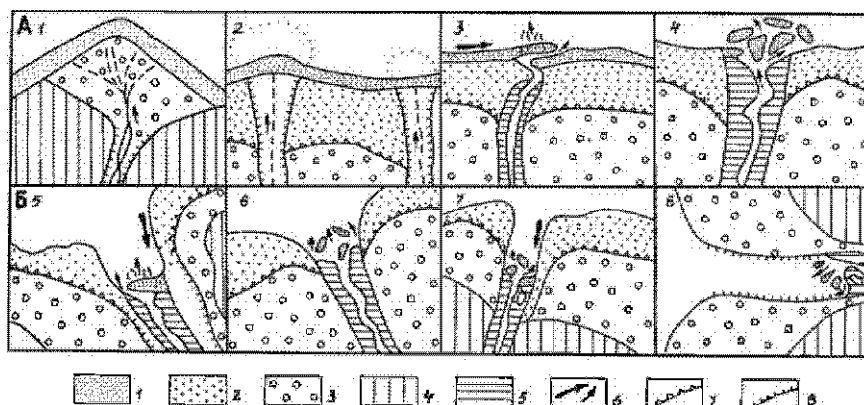


Рис.1. Основные типы дельт рек бассейна озера Иссык-Куль: А – на открытом берегу, Б – в бухтах и заливах; 1-8 – названия даны в тексте. Условные обозначения: 1 – современные пляжи и устьевые образования, 2 – голоценовая озерная терраса, 3 – верхнечетвертичные аллювиальные конуса, 4 – плейстоценовые озерные террасы, 5 – овраги долин, 6 – направления вдольбереговых потоков наносов и стоковых течений, 7 – откосы абразионные обрывы, 8 – уступы речных долин.

7) выполнения заливов неразветвленные, клювовидные и 8) выполнения заливов многорукавные, лопастные.

Речные дельты развиваются на фоне медленных (или быстрых) во времени изменений климата и геологических структур. Последнее иногда находит непосредственное отражение в морфологическом типе дельты, интенсивности накоплений аллювиальных отложений и скорости выдвижения дельты. Сопоставление особенностей тектонических структур Иссык-Кульской котловины с местоположением дельт показало, что в пределах одних и тех же структур реки формируют различные по типу дельты. На фоне быстрых и значительных по амплитуде колебаний уровня озера тектонические движения не находят своего отражения в морфологическом облике дельт. Особенности глубинной тектоники и новейшие движения проявляются в деформациях речных и озерных террас, строении береговой линии: погружение шарниров синклиналей в сторону озера обусловило появление некоторых заливов и бухт; на продолжении осей антиклиналей сформированы наиболее крупные полуострова – Сухой Хребет и Кара-Булун. Таким образом, определяющим фактором формирования иссыккульских дельт являются характеристики речного стока, особенности связи реки с озером, уклоны подводного склона. В настоящее время в условиях снижения уровня озера в среднем на 5-6 см в год все иссыккульские устьевые области развиваются на *относительно поднимающихся* берегах независимо от геологической структуры побережья.

Наиболее многочисленная группа рек с небольшими расходами воды (менее 2-3 м³/с) и взвешенных наносов формирует *блокированные (временно клювовидные) дельты на открытом берегу*. Устьевая часть таких рек расположена на одной линии с контуром берега; русло заблокировано гипертрофированной предустьевой косой, направленной в сторону преобладающих волнений. При прохождении дождевых паводков, когда резко увеличиваются расходы воды, в блокирующей косе образуется проран и временно формируется клювовидная дельта.

Реки с расходами не менее 4 м³/с при впадении на открытом берегу формируют *выдвинутые неразветвленные дельты, окаймленные береговым баром*. Дельты этого типа на Иссык-Куле имеют устья рек Джети-Огуза, Чон-Урюктю, Дюрс-Суу.

Для рек, впадающих в бухты и заливы озера, влияние волнения несколько ослаблено. Однако в открытых бухтах и заливах длиной менее 1 км этот фактор оказывает заметное воздействие на морфологию устьевых частей, где так же формируются *блокированные (временно клювовидные) дельты выполнения заливов*. Некоторое отличие от подобных дельт на открытом побережье заключается в том, что предустьевая коса отклоняет речное русло в противоположную сторону от преобладающих волнений за счет поступления озерных наносов вдоль наветренного борта залива.

Реки с расходами более 4 м³/с и значительным твердым стоком при впадении в залив формируют *неразветвленные или многорукавные дугооб-*

разные дельты, окаймленные береговыми барами. Окаймляющий бар состоит из нескольких сегментов различной длины, и река находит выход в залив по нескольким проранам. Речные наносы накапливаются между береговым баром и устьем в виде треугольных мелей и островов. Увеличение длины залива до 4 км значительно ослабляет влияние озерного фактора, что проявляется в отсутствии окаймляющего берегового бара. Озерные наносы, мигрируя по наветренной стороне залива, формируют пересыпи, отчленяющие небольшие лагуны между "клювом" дельты и бортом залива. Реки, впадающие в такие заливы, формируют неразветвленные клювовидные дельты выполнения заливов.

Реки, впадающие в заливы длиной более 7 км, формируют *многорукавные лопастные дельты выполнения заливов*. Преобладают речные факторы дельтообразования: скорость прироста дельт связана с интенсивностью снижения уровня озера и стоком речных наносов. Лопастной характер внешнего края дельты определяется неравномерным выдвиганием отдельных рукавов в озеро. Развитие таких дельт на Иссык-Куле связано в некоторой степени со структурными особенностями устьевых областей, так как часто место впадения реки в залив приурочено к области максимального прогибания тектонической структуры и к наибольшим глубинам. Близость активных куполовидных поднятий приводит к отклонению русел рек, которые как бы "соскальзывают" по наклонной плоскости от одного борта к другому. Подобные смещения речных русел наблюдаются в долинах рек Ирдык и Джыргалана и связаны с современным поднятием брахиантиклинальной горы Большой Бир-Баш.

Реки бассейна озера Иссык-Куль, как и многие реки на побережьях Мирового океана, прошли или проходят этап развития, связанный с заполнением долинных заливов. Одни реки выполнили своими отложениями заливы и теперь формируют различные типы дельт выдвигения или блокированные устья. Другие лишь частично заполнили заливы аллювием и находятся на различном расстоянии от открытого озерного побережья. Различная степень воздействия волнового фактора на дельтовые участки таких рек приводит к специфике проявления устьевых процессов, отражающейся в морфологическом облике дельт выполнения заливов. Поскольку большинство рек в разное время проходило стадию развития, связанную с формированием дельты выполнения, оправдано в начале генетического ряда поступательного развития устьевых участков рек иссыккульского бассейна поставить неразветвленные или многорукавные дельты выполнения заливов, развивающиеся под преобладающим влиянием речных факторов. По мере заполнения залива аллювиально-дельтовыми отложениями и выдвиганием дельты в сторону открытого озера ее дальнейшее развитие будет происходить при нарастающем влиянии озерных факторов, которые становятся преобладающими после заполнения залива речными и озерными отложениями и выхода реки на открытое побережье. В обобщенном виде генетический ряд развития устьевой области реки при постепенном снижении уровня

можно представить в виде блок-диаграммы (Рис.2). Непрерывность эволюционного ряда нарушается при трансгрессии озера, когда дельты выдвижения на открытом берегу снова трансформировались в дельты выполнения долинных заливов (Коротасв, 1989).

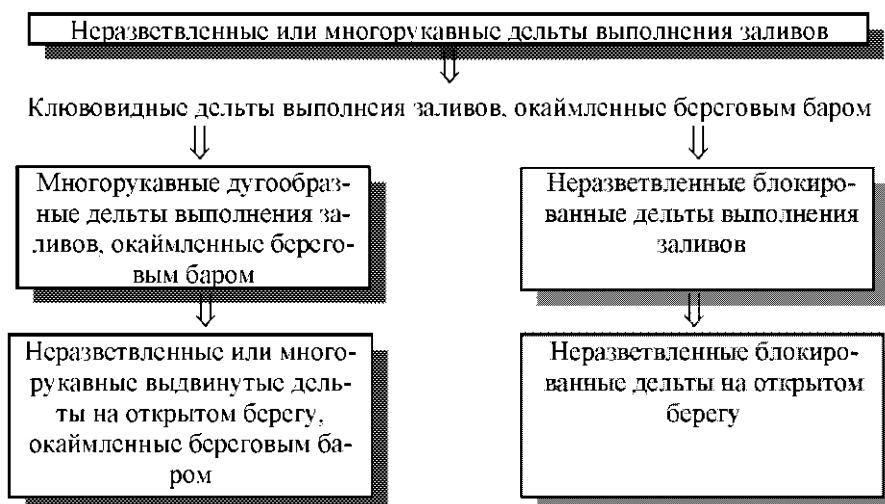


Рис.2. Генетический ряд развития устьевых областей рек, впадающих в озеро Иссык-Куль, при понижении его уровня

Морфология и динамика дельт

Для количественной оценки скорости и направленности современных геоморфологических процессов в речных дельтах иссыккульского бассейна применялись сравнительный анализ картографического материала и повторная фотограмметрическая съемка. Для получения информации о горизонтальных деформациях береговой линии и динамике гидрографической сети использованы крупномасштабные топографические карты и аэрофотоснимки различных лет залета за период 1943-1992 гг. Наземная фотограмметрическая съемка для получения стереоскопических моделей речных дельт была выполнена для устьев некоторых рек, имеющих удобные съемочные базисы и длительный период наблюдений на гидрометеорологических постах в их бассейнах (1937-1992 гг.). Были получены картограммы и стереограммы с периодичностью 10 лет для рек восточного (Тюп, Джыралан, Ирдык, Каракол), юго-восточного (Джети-Огуз, Чон- и Кичи-Кызыл-Суу, Джуука), южного (Барскоон, Тамга, Тосор, Тон, Ак-Терек и северного (Чон-Ак-Суу) побережий. Это позволило выявить не только динамику гидрографической сети для основных типов дельт, но и связь интенсивности процессов дельтообразования с гидролого-морфологическими характеристиками рек и гидродинамикой устьевого взморья (Коротасв, Богомолов, 1988; Султаналиев, 1995).

Устье р. Тюпа берущей начало на северном склоне хребта Терской Ала-Тоо, является второй по водности речкой Иссык-Кульского бассейна. Тюп имеет средний многолетний расход воды (1937-1992 гг.; г.п. Тюп) – 10.84 м³/с, объем стока воды – 0.34 км³; средний расход взвешенных наносов – 2.4 кг/с, объем стока наносов – 75.7 тыс. т/год.

На приозерной равнине река выработала плоскодонную долину шириной 1.5-2 км; русло свободно меандрирует, врезааясь в толщу древних аллювиально-дельтовых и озерных отложений. За последние 1000 лет река на придельтовом участке врезалась на 5-6 м, выработав продольный профиль русла с уклоном 0.008-0.0116. В вершине дельты, расположенной в 1.4 км от ее озерного края, русло реки разделяется на два рукава. Левый рукав, забирающий до 80% стока воды, ниже по течению делится еще на два, впадающие в озеро и образующие многочисленные острова и мели, характерные для многорукавной дельты выполнения залива. Дно залива является подводным продолжением долины Тюпа.

Изобата 5 м удалена от озерного края дельты на 125 м, 10 м – на 625 м. Наибольшие глубины в заливе (до 17 м) расположены на его сопряжении с открытой акваторией озера. Средняя глубина Тюпского залива – 12.5 м при общей длине залива – 4.5 м.

Анализ аэроснимков 1943, 1956, 1986 и 1988 гг., а также топографических карт крупного масштаба (1970 и 1988 гг.) позволяет представить схему заполнения залива: 1) после завершения лиманной стадии и прорыва реки к озеру аллювиально-дельтовые отложения заполнили долинный залив примерно на участке длиной 2.5 км; 2) за последние 50 лет произошло перераспределение речного стока в пользу левого рукава дельты; 3) постепенно отмирают и не выдвигаются в озеро участки дельты, связанные с системой правых рукавов; 4) выдвигание дельты за счет устьевое удлинения активных рукавов составило за период 1943-1956 гг. от 175 до 200 м; за период 1943-1986 гг. – 1.5 км. За это время уровень озера понизился на 2.41 м, количество вынесенного речкой материала составило около 4.25 млн тонн. Отмелость вершинной части Тюпского залива, а также большая мутность речных вод обусловили повышенную скорость выдвигания дельты по сравнению с другими реками бассейна. Прирост площади дельты Тюпа происходил следующим образом: 1870-1943 гг. – 1406 м², 1943-1965 гг. – 984 м², 1965-1976 гг. – 313 м² и 1976-1986 гг. – 703 м². Средняя скорость прироста дельты за 1870-1986 гг. – 46.5 м². Общий объем дельтового конуса реки Тюп за этот же период составил 8.97 млн м³.

Устье р. Джыргалана – наиболее многоводной реки бассейна озера Иссык-Куль. Среднемноголетний расход воды за период 1930-1992 гг. – 21.3 м³/с, объем стока воды – 0.67 км³; расход взвешенных наносов – 2.97 кг/с, объем стока наносов – 94 тыс. тонн (г.п. Михайловка). При выходе из предгорий Терской Ала-Тоо река имеет меандрирующее русло в пределах плоскодонной долины с крутостенными бортами высотой 10-30 м, выработанной в древнеозерных отложениях. Долина расширяется вниз по течению:

от 0.9 км в районе с. Джыргалана до 1.9 км у с. Михайловки. На этом участке река формирует 11 синусоидальных и омеговидных излучин.

На поверхности дельтовой поймы выделяются несколько береговых линий, фиксирующих стояние уровня озера на отметках +3 м (от уровня 1992 г.), +8 м и +13 м, что соответствует 1930, 1870 и 1800 г.г. В настоящее время река врезалась в отложения этих террасовых поверхностей на глубину 4-6 м, следуя за понижающимся уровнем озера; высота современной поймы – 1 м.

Средний уклон продольного профиля Джыргалана в пределах приозерной равнины составляет 0.000875, увеличиваясь на верхнем конце участка до 0.000937. Ширина русла реки на придельтовом участке – от 30 до 50 м, глубина реки – 1.8-2 м, скорость течения – 1 м/с. У вершины дельты ширина русла уменьшается до 20 м, глубина до 1 м, скорость течения – до 0.5 м/с.

Вершина дельты расположена в 1.7 км от озерного края дельты, где русло Джыргалана разделяется на два магистральных и один второстепенный рукав. В зоне впадения рукавов в озеро их русла дробятся на множество коротких и мелких рукавов и протоков, формирующих дельтовые острова, мели и образующих сложную систему многорукавных дельтовых разветвлений. Подводным продолжением долины реки Джыргалан является залив Пржевальского, где глубины более 10 м начинаются в 50 м от озерного края дельты. Подводный склон в заливе до глубины 12 м круто обрывается, имея уклон 0.2; в интервале глубин 12-30 м дно выполаживается и уклоны составляют не более 0.007. Устьевое взморье р. Джыргалана относится к приглубым, с крутым свалом глубин.

Динамика гидрографической сети дельты и скорость заполнения долинного залива в устье Джыргалана изучена на основе сравнительного анализа карт издания 1976 г., аэроснимков 1986 г. и фототеодолитных съемок за период 1943-1988 гг. Сравнительный анализ картографических материалов и полевое геоморфологическое картографирование территории позволили сделать вывод, что за последние 300-400 лет река заполнила своими отложениями долинный залив длиной около 6 км, при понижении уровня озера за это время на 13-14 м. Положение старых дельтовых рукавов и лагунных озер указывает на постепенное смещение главного русла Джыргалана к правому борту долины. Формирование современного дельтового разветвления оказалось приуроченным к стоянию уровня озера на отметке 1610 м абс. в 1920-1930 гг. Тенденция к отмиранию левых систем рукавов и перемещение стока в правые рукава сохраняется и сейчас.

За последние 50-60 лет устьевое удлинение дельты составило около 1.2 км. Уровень озера за это время понизился на 3-4 м, а река вынесла к вершине залива около 4.4 млн тонн взвешенных наносов. Площадь прироста наземной дельты за период 1955-1976 гг. равна 111.6 тыс.м², 1976-1986 гг. – 209 тыс.м² и 1986-1992 гг. – 154.4 тыс.м². Среднегодовая скорость прироста

дельты за 37 лет составила 12.8 тыс.м², объем дельтовых накоплений за период 1870-1992 гг. – около 9 млн м³.

Устье р. Ирдык. При выходе из предгорий северного склона хр. Терской Ала-Тоо река образует сеть мелких водотоков на поверхности верхнечетвертичного аллювиального конуса выноса. Ниже с.Ирдык она вновь собирается в единый поток, который формирует долину, врезающую в древнечетвертичные отложения. По данным за 1930-1973 гг. среднегодовой расход воды равен 1.34 м³/с, объем стока – 0.042 км³; среднегодовой расход взвешенных наносов (1964-1971 гг.) – 2.46 кг/с, объем стока наносов – 77.6 тыс.тонн в год. Уклоны водной поверхности на придельтовом участке 0.0025; в дельте – 0.0035. Глубины русла не превышают 1 м, ширина – 20 м.

Хорошо выраженная в рельефе крутостенная и плоскодонная долина образована рекой вдоль южного склона горы Бир-Баш. На днище русло реки формирует крутые излучины среди старых лиманно-дельтовых отложений при высоте поймы 3-4 м. Ниже береговой линии 1870 г. высота поймы уменьшается до 2 м и река образует пологие излучины, часто меняет положение русла, иногда используя для прорывов пониженные участки (бывшие остаточные заливы).

Вершина дельты р.Ирдык приурочена к береговой линии на абсолютной отметке 1610 м, где русло разделено на рукава, впадающие в залив Ирдык. В настоящее время длина залива от вершины до выхода в залив Пржевальского составляет 1.9 км. В конце XIX в. (1870 г.), когда уровень озера был на 8-9 м выше современного, длина залива была не менее 3 км. От края наземной дельты подводный склон круто (уклон 0.058) опускается до глубины 31 м, где он выполаживается в интервале глубин 50-60 м до уклонов 0.016, а затем снова увеличивает крутизну до 0.062 на глубине 80 м.

Река Ирдык впадает в залив двумя рукавами, примерно одинаковой длины (1.5 км), устья которых расположены под крутыми бортами долины; левый рукав забирает большую часть стока. Механизм заполнения долинного залива речными отложениями на протяжении последних 60 лет не был одинаков: в период 30-60 гг. русло формировало неразветвленную дельту по оси залива, оставляя незаполненными боковые остаточные заливы вдоль обоих бортов долины; в 70-е годы произошли прорыв в один из остаточных заливов и разделение русла на два рукава, которые стали выдвигать свои региональные дельты в залив вдоль бортов долины, оставляя между собой часть акватории залива Ирдык.

Площади дельтовых накоплений за период 1870-1955 гг. увеличились на 121.25 тыс.м², 1955-1976 гг. – на 247 тыс.м², 1976-1986 гг. – на 77.5 тыс.м², 1986-1992 гг. – на 73.75 тыс.м². Среднегодовая скорость прироста составила 14.05 тыс.м² в год. Объем дельтового конуса за период 1870-1992 гг. составил 3.815 млн м³.

Устье р. Каракола. берущей начало на северном склоне хр.Терской Алатоо. По выходе из горного ущелья она формирует аллювиальный конус выноса, на котором расположен г.Каракол. Ниже его река сформировала в

древнеозерных отложениях плоскодонную долину шириной до 550 м. Борта долины крутые, местами обрывистые, высотой до 23 м. Мсандрируя и образуя сегментные излучины, река впадает в небольшой боковой залив, открывающийся в залив Пржевальского. Уклоны русла в дельте колеблются в пределах 0.0020-0.0023; на придельтовом участке – от 0.003 до 0.005.

Основной гидрометрический пост расположен в устье р.Кашка-Су, в районе высоких предгорий. Среднегодовое расхождение воды за период 1937-1992 гг. – 6.99 м³/с, взвешенных наносов – 0.7 кг/с; годовой объем стока воды равен 0.22 км³, наносов – 23.02 тыс. тонн.

За последние 50-60 лет устьевая область р.Каракола подверглась мощному антропогенному прессу: берега реки в устьевой части укреплены дамбами, построены водяные мельницы и мосты. В 1870 г. залив имел длину около 1.8 км, а береговая линия располагалась на отметке 1615 м абс. За последующие 50 лет река выдвинула свою дельту на 1 км, следуя за отступающим озером и оставляя по обоим бортам узкие остаточные заливы. В 1943 г. река впадала в левый остаточный залив и полностью его заполнила. Позднее (с 1960 г.) река круто поворачивает на север и формирует в заливе Пржевальского много рукавную дельту выдвигания. Аэрофотосъемка 1988 г. показывает, что за период 1960-1988 гг. заметных изменений в динамике устья р.Каракол не было.

Прирост дельты р. Каракола характеризуется следующими данными: 1870-1943 гг. – 132.5 тыс.м²; 1943-1955 гг. – 145 тыс.м²; 1955-1965 гг. – 120 тыс.м²; 1965-1976 гг. – 127 тыс.м² и 1976-1988 гг. – 35 тыс.м². Средняя скорость прироста составила 13 тыс.м² в год. Объем дельтовых накоплений за период 1870-1988 гг. равен 1.48 млн м³.

Устья рек Чон- и Кичи-Кызыл-Суу, берущих начало на северном склоне хр.Терской Алатау. При выходе из полосы предгорных увалов на приозерную равнину большая часть их вод разбирается на орошение, долины V-образной формы сменяются плоскодонными крутостенными долинами на приозерной равнине. Ширина долины Чон-Кызыл-Суу – от 0.5 до 1 км, Кичи-Кызыл-Суу – от 0.2 до 0.5 км. Уклоны на придельтовом участке обеих рек 0.022, в нижнем течении 0.0013. В настоящее время реки интенсивно врезаются в собственные отложения, образуя узкие ящикообразные каньоны глубиной до 5 м. Ширина русла в нижнем течении колеблется от 120 до 400 м; глубины не более 0.5 м; скорости течения до 1 м/с. Современный аллювий – мелкий гравий и песок. После прорыва блокирующих пересыпей и выхода на озерную голоценовую террасу, реки мсандрируют.

Основные гидрологические показатели р. Чон-Кызыл-Суу (г.п.Лесной Кордон) за период 1930-1992 гг.: среднегодовое расхождение воды – 4.89 м³/с, взвешенных наносов – 0.6 кг/с; объем стока воды – 0.15 км³, наносов – 19 тыс.тонн в год; р.Кичи-Кызыл-Суу (г.п.Покровка), соответственно 1.2 м³/с и 0.53 кг/с; 0.04 км³ и 16 тыс.тонн в год.

Обе реки образуют единую устьевую область при впадении в Покровскую бухту озера. До 1960 г. р.Чон-Кызыл-Суу впадала в юго-восточной части

бухты, но затем ее русло было искусственно обваловано и выведено под левый борт долины.

В верхнем плейстоцене, когда уровень озера Иссык-Куль понижался на 100 м (до 1500 м абс.), обе реки сливались, образуя единое русло, о чем свидетельствует их подводное продолжение в виде расширяющегося вниз по течению каньона. В трансгрессивные фазы голоценового периода долины обеих рек были перегорожены песчаной пересыпью на отметках 1615 м абс. и превращены в лиманы. Около 300-400 лет назад реки прорвали естественную дамбу и стали впадать в озеро, формируя дельты выполнения в вершине бухты, образованной на месте подтопленных речных долин.

Механизм занолнения Покровской бухты наносами обеих рек проходил следующим образом: 1) до прорыва блокирующей пересыпи позднеголоценового возраста реки заполняли лиманы в подтопленных и отчлененных от озера долинах; 2) после прорыва пересыпи 300-400 лет назад они начали формировать региональные дельты выполнения. Более многоводная и насыщенная наносами Чон-Кызыл-Суу активно наращивала свою дельту, постепенно отклоняясь к левому борту долины под действием вдольбереговых течений направленных к вершине бухты. Геоморфологический анализ аэроснимков показывает, что ее дельтовый конус после прорыва блокирующей пересыпи выдвинулся на 1 км.

Последовательность наращивания площади дельт обеих рек за период 1870-1988 гг. была следующей: 1870-1943 гг. – 320 тыс.м² 1943-1955 гг. – 90 тыс.м² 1955-1965 гг. – 117.5 тыс.м²; 1965-1976 гг. – 150 тыс.м² и 1976-1988 гг. – 53 тыс.м². Общий прирост берега, включая смежные участки осушек, составил 730 тыс.м², среднегодовая скорость прироста – 6.35 тыс.м² в год. Объем дельтовых накоплений за период 1870-1988 гг. равен 1.656 млн. м³.

Устье р. Джуука. В пределах наклонной подгорной равнины выработала узкую, U-образную долину с высотой бортов до 30 м. Ширина долины увеличивается от 0.55 км в среднем течении до 1.5 км в низовьях. Современное русло шириной от 3 до 8 м в пределах придельтового участка разветвляется на многочисленные рукава. Уклоны здесь составляют от 0.0179 до 0.023, в дельте уменьшаются до 0.004-0.009. Русло реки врезано в песчано-галечные отложения древней пересыпи на глубину 2-3 м. В настоящее время р.Джуука впадает неразветвленным руслом в Покровский залив, формируя клювовидную дельту, окаймленную береговым баром.

Современная долина р.Джуука имеет продолжение на подводном склоне, переходя в подводный каньон пра-Чон-Кызыл-Суу. Средний уклон тальвега подводной долины до глубины 40 м составляет 0.0225; более крутой участок подводного склона с уклонами 0.111 располагается на озерном склоне выдвинутого дельтового конуса.

Среднегодовой расход воды р.Джуука за период 1932-1992 гг. (г.п.Джуукучак) равен 6.31 м³/с, взвешенных наносов – 0.55 кг/с; объем стока воды – 0.20 км³, наносов – 17.3 тыс.тонн.

Анализ топографических карт (1943, 1988 гг.) и аэрофотоснимков (1956, 1986 гг.) выявляет довольно простой механизм заполнения долинного залива: с 1870 по 1943 гг. река постепенно выдвигает свою дельту вслед за понижающимся уровнем озера, постепенно отклоняясь к левому борту залива под действием вдольбереговых течений.

За период инструментальных наблюдений и по данным геоморфологического анализа за период 1870-1986 гг. площади дельтовых накоплений составили: в 1870-1943 гг. – 180 тыс.м²; 1943-1955 гг. – 40 тыс.м²; 1965-1976 гг. – 40 тыс.м²; 1976-1988 гг. – 33 тыс.м². Среднегодовая скорость прироста наземной дельты составила 6.13 тыс.м². Объем дельтового конуса за период 120 лет равен 1.75 млн м³.

Устье р. Барскоона расположено на южном берегу оз. Иссык-Куль. Долина ее является типичной для этой части побережья – узкая, глубоко врезаемая, имеет крутые борта и плоское днище с меандрирующим руслом. В нижнем течении русло разветвлено. Магистральный рукав имеет ширину 16 м, глубину 0.5 м. Средние уклоны на придельтовом участке и в дельте от 0.023 до 0.015; скорости течения достигают 1 м/с.

В настоящее время воды реки разбиваются на орошенные и лишь незначительная их часть во время поливного сезона достигает озера. По данным гидрометрического поста в устье р.Сасык за период 1937-1992 гг. среднегодовой расход воды равен 4.28 м³/с, взвешенных наносов – 0.9 кг/с; объем стока воды – 0.13 км³, наносов – 28.4 тыс.тонн в год.

В вершине устьевой области долину р.Барскоона перегораживает массивная песчанная пересыпь шириной до 200 м, прорезанная руслом под левым бортом долины. В заливе и на продолжении долины, развита ее подводная (подтопленная) часть до глубины 100 м. Длина залива 550 м при средней ширине – 600 м. Уклоны подводного склона по тальвегу затопленной долины колеблются от 0.051 до 0.055. В вершинной части залива река формирует клювовидную дельту, окаймленную береговым баром.

История формирования дельтового конуса началась после завершения лиманной стадии развития долины и прорыва реки через пересыпь к озеру. За период 1950-1986 гг. морфология дельты не претерпела серьезных изменений. Клювовидная дельта постепенно и медленно выдвигалась по оси залива. Площади дельтовых накоплений за 120-ти летний период следующие: 1870-1965 гг. – 35 тыс.м²; 1965-1976 гг. – 22.5 тыс.м² и 1976-1986 гг. – 12.5 тыс.м². Средняя скорость прироста равна 1.66 м² в год, объем дельтовых накоплений за 120 лет составил 1.8 млн м³.

Устье р. Тамги, имеющей V-образную ушлековидную долину, открывающуюся в одноименный залив. Близость предгорьев обуславливает селевой характер потока. По данным г.п. Тамга за период 1936-1992 гг. среднегодовой расход воды равен 1.14 м³/с, взвешенных наносов – 0.002 кг/с; объем стока воды – 0.04 км³, наносов – 0.06 тыс.тонн в год.

Русло р.Тамга в нижнем течении укреплено дамбами, прямолинейное, ширина его – 5 м, глубина – 0.5 м; скорости течения – 1.2-1.3 м/с; вы-

стлано гравийно-галечным косами с песчаным заполнителем. Долину р.Тамги продолжает в озере короткий (до 500 м) и узкий залив (ширина 400-500 м). Максимальные глубины в заливе около 50 м; изобата 10 м начинается в 50 м от края наземной дельты. Средние уклоны подводного склона в пределах устьевоего взморья 0.014.

Динамика дельты не сложная: после прорыва блокирующей пересыпи река слабо меандрировала по голоценовой озерной террасе, перекрывая ее своими отложениями (1956 г.). Русло постепенно отклонялось блокирующей косой длиной 100 м под левый борт долины (1969 г.). В 1986 г. река прорвала блокирующую косу в осевой части залива и стала впадать в озеро двумя рукавами. Площади дельтовых накоплений следующие: 1870-1943 гг. – 112.5 тыс.м²; 1943-1965 гг. – 17.5 тыс.м²; 1965-1976 гг. – 10 тыс.м² и 1976-1986 гг. – 15 тыс.м². Средняя скорость прироста дельты – 1.0 тыс.м² в год; объем дельтового конуса за 120 лет – 0.87 млн м³.

Устье р. Тосора, берущего начало на северном склоне хр.Терской Алатоо. Прорезав узким и глубоким ущельем предгорные системы хр. Кызыл-Кунгей и Узун-Кыр, река на приозерной равнине образует раструбообразную долину с крутыми бортами. Ширина долины постепенно увеличивается от 100 до 600 м. Дно долины сложено гравийно-галечным материалом, где Тосор образует многорукавное русло. Ширина русел рукавов достигает 5 м при глубине 0.8 м. Скорость течения убывает по мере приближения к устью от 1.5 до 1.0 м/с. Средний уклон от устья до предгорий – 0.0343.

По данным г.п. Кодол (10 км от устья) среднегодовой расход воды за период 1937-1992 гг. равен 2.42 м³/с, взвешенных наносов 0.29 кг/с; объем стока воды – 0.08 км³, наносов – 9 тыс.тонн в год.

Долина р.Тосора в период максимума голоценовой трансгрессии была блокирована мощной пересыпью шириной 500 м. Перед ней во время современной регрессии озера была сформирована озерная терраса шириной 200 м. Река Тосор в настоящее время впадает в вершину Тосорской бухты, формируя блокированное устье. Приглубое устьевое взморье (уклоны 0.047) и волновые явления не позволяет этой реке образовать дельту.

За 30-ти летний период (1956-1986 гг.) река дважды меняла место втекания в озеро, мигрируя в зависимости от преобладающих волнений и направления вдольбереговых течений. В 1968 г. река впадала в озеро прямолинейным руслом по центру бухты, в 1985 г. она разделилось на два рукава, один из которых наследовал старое русло, а второй блокирующей косой был отклонен к правому борту долины. Береговая линия в районе устья реки Тосор сместилась в сторону берега на расстояние 100 м за счет его размыва во время подъема уровня озера на 16 см за период 1976-1982 гг.

Устье р. Тона, впадающей в одноименный залив. Выше слияния с р.Ак-Сасм в 3.5 км от устья обе реки имеют валунно-галечные порожиство-водопадные русла в крутостенных глубоко врезаемых ущельях. Ширина долин не превышает 200-250 м, высота бортов над днищем достигает 100 м, ширина русел – от 7 до 10 м, глубина – 0.4-0.5 м. После слияния рек ширина

долины Тона увеличивается до 400-550 м. форма долины приобретает ящикообразный характер. Ширина русла увеличивается до 20 м, глубины – до 1 м. Большая часть долины Тона обвалована и превращена в рыбаководные пруды, русло до самого устья канализовано. Уклоны после слияния с р. Ак-Сасм – 0.0055 (р. Ак-Сай до слияния имеет уклоны 0.018, р. Тон – 0.027).

По данным г.п. Тура-Суу среднегодовой расход воды Тона после слияния с Ак-Сасм равен $5.2 \text{ м}^3/\text{с}$, взвешенных наносов 0.6 кг/с ; объем стока воды – 1.04 км^3 , стока наносов – 18.9 тыс. тонн.

Большие уклоны не позволяли трансгрессирующим водам озера далеко заходить вверх по долине. Во время максимума трансгрессии длина залива составляла 5-7 км, а в 20-30-е годы – 4 км. За последние 50-60 лет река образовала клювовидную дельту выполнения залива в ее вершинной части. Прибортовые остаточные емкости в виде узких заливов заполнялись озерными наносами и частично аллювием, когда река выходила к ним. На карте 1943 г. хорошо виден брошенный рекой аллювиальный выступ в осевой части залива, а река впадает в левый залив. Фототермодегратационная съемка 1964 г. показала, что этот залив был полностью выполнен речными наносами, а залив справа от “клюва” дельты начал постепенно отшнуровываться от озера песчаной косой. После 1974 г. озерная пересыпь отделила лагуну от озера, а река снова стала выдвигаться в залив неразветвленным руслом у его левого борта, постоянно смещая русло влево. Устьевое взморье р. Тона приглубое: до глубины 7 м идет крутой склон (уклоны 0.103), который затем по тальвегу подводной долины несколько выполаживается до глубины 50-55 м (0.028-0.055).

Прирост дельты составил за период 1955-1965 гг. – 10.3 тыс. м^2 , 1965-1976 гг. – 10 тыс. м^2 и 1976-1986 гг. – 15 тыс. м^2 . Общий прирост дельты за период 1870-1986 гг. равен 155 тыс. м^2 . Средняя скорость прироста за год – 1.66 тыс. м^2 ; объем дельтовых накоплений – 1.01 млн м^3 .

Устье р. Ак-Терек. Минус предгорные увалы (горы Кокон-Адыр, Думана, Кызыл-Коо, Кара-Коо, Тегерек) в 2 км ниже с. Кызыл-Туу долина меняет каньонообразный характер на плоскодонный, и ширина ее увеличивается до 500 м. Средний уклон в придельтовой части составляет 0.0035. Водный сток реки по г.п. Кызыл-Туу имеет следующие характеристики: среднегодовой расход воды – $4.07 \text{ м}^3/\text{с}$, объем стока – 0.13 км^3 .

От истоков до устья р. Ак-Терек неразветвленное мелкое гравийно-галечное русло. В 4 км ниже с. Кызыл-Туу река формирует пойму, а русло образует излучины. Ширина русла 10-12 м, глубина – 0.3-0.5 м; скорость течения 0.3-0.4 м/с. Река Ак-Терек впадает в озеро в вершине залива Ордо-Кочор, глубина которого достигает 55 м. От устья реки глубины быстро нарастают: изобата 10 м находится в 150 м от берега, уклоны подводного склона 0.047-0.20.

В 20-30-е годы река впадала на 700 м выше современного устья. За последующие 20 лет она выдвинула клювовидную дельту на 0.5 км в залив, образовав вдоль правого борта остаточный залив, который впоследствии (к

60-м годам) был отделен от озера нересынью и превратился в лагуну. В середине 60-х годов река сформировала на приустьевом участке две омега-видные излучины и внадела клювовидным устьем в центральной части залива; в конце 70-х годов русло резко ушло вправо и река стала заполнять остаточный залив под правым бортом долины. Заполнив его за 10 последних лет, река опять нашла выход в озеро в центральной части залива Ордо-Кочор (1987 г.), образовав теперь уже слева небольшой остаточный залив.

Площади дельтовых накоплений за период 1955-1965 гг. составили 71.25 тыс.м², 1965-1976 гг. – 57.5 тыс.м², 1976-1986 гг. – 12.5 тыс.м². Общий прирост дельты за период 1870-1986 гг. – 300 тыс.м²; среднегодовая скорость прироста – 2.6 тыс.м². Объем дельтовых накоплений в целом составил 1.43 млн м³ (Рис.3).

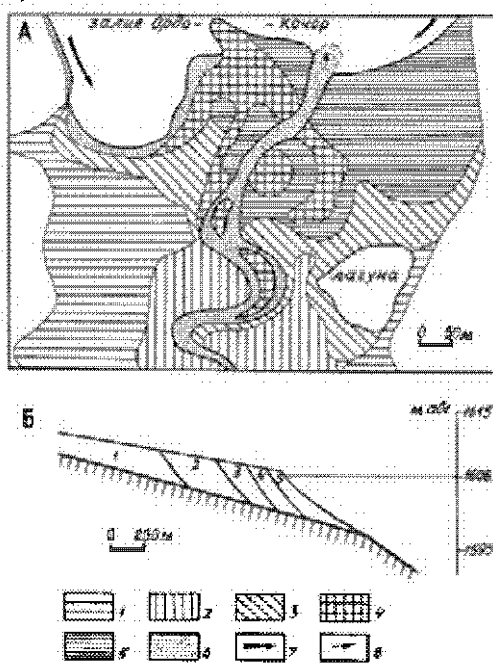


Рис.3. Динамика устьевой области (А) и схема выдвигания дельты (Б) р.Ак-Терск за период с 1955 по 1986 гг. Условные обозначения дельтовой поймы, образовавшейся в: 1 1870-1943 гг., 2 1943-1955 гг., 3 1955-1965 гг., 4 1965-1976 гг., 5 1976-1986 гг., 6- современные пляжи и дельтовые рукава, 7- направления вдольбереговых потоков наносов и стоковых течений.

Выводы

Бассейн озера Иссык-Куль представляет собой уникальную природную лабораторию, значительные колебания уровня которого и специфика структурно-геологических условий отразились на морфологии долин,

руслых процессах и эволюции устьевых областей рек. Глубокая *регрессия* озера в позднем плейстоцене (110 м ниже современного уровня) привела к коренной перестройке гидрографической сети, врезанию рек в отложения подгорных равнин и поверхность осушающегося иссыккульского шельфа. Врезание русел рек происходило одновременно с выдвижением речных дельт вслед за падающим уровнем озера. Была сформирована густая сеть каньонообразных эрозионных долин шириной 0,6-2 км с глубиной вреза от 10 до 50 м.

Главным результатом голоценовой *трансгрессии* Иссык-Куля (10-13 м выше современного уровня) стало превращение всех речных долин сначала в ингрессионные заливы, а затем – в лиманы, когда в долинах были сформированы пересыпи, а реки утратили связь с озером. Лиманная стадия развития иссыккульских речных долин закончилась не ранее 100-150 лет назад, когда реки занесли лиманы аллювием и, прорвав блокирующие пересыпи, восстановили связь с озером Иссык-Куль.

Современная фаза развития устьевых областей рек иссыккульского бассейна происходит на фоне устойчивой тенденции уровня озера к снижению в среднем на 5-6 см в год. За последние 150 лет уровень озера упал на 12 м и достиг отметки 1606,3 м абс. (1992 г.). Возраст современных речных дельт (120-150 лет), сформированных реками уже за пределами древних пересыпей, определяется временем последнего высокого стояния уровня озера – второй половиной XIX в. Устьевое удлинение наиболее многоводных рек за этот период составило от 0,5 до 3 км, средняя скорость прироста площади речных дельт – от 0,001 до 0,05 км² в год и объемы дельтовых накоплений – от 0,9 до 9 млн м³.

Анализ многолетней динамики речных дельт иссыккульского бассейна позволил описать механизм заполнения долинных заливов и выделить три типа заполнения заливов (Рис.4).

А. Миграционный тип характерен для заливов длиной более 4 км, где в процессах дельтообразования преобладает речной фактор (рр. Тюп, Джергалан). Здесь формируется многорукавная лопастная дельта выполнения залива с устьевым удлинением барового типа. Река постепенно выдвигает дельту вдоль одного из бортов подтопленной долины, оставляя боковой остаточный залив вдоль другого борта (стадия 1 на рис.4А). После прорыва дельтовый конус начинает смещаться в сторону бокового залива, заполняя его и выдвигая многорукавную дельту вдоль противоположного борта залива (стадия 2). Второстепенные дельтовые рукава либо отмирают (стадия 3), либо имеют очень короткий период активного развития (в половодье или паводки). Процесс миграции речного русла повторяется многократно, пока ингрессионный залив не заполнится полностью.

Б. Прорывной тип характерен для закрытых заливов, где в процессе формирования дельтового участка преобладает речной фактор (Рис.4, Б). Однако здесь происходит чередование периодов развития клювовидной неравносторонней дельты выполнения с периодами формирования многорукав-

ной лопастной дельты (стадии 2 и 3), что обусловлено прорывным характером устьевое удлинения (р.Ирдык). Прорывы русел и дробление дельтовых водотоков на рукава происходит вследствие резкого изменения гидравлических характеристик речного потока (потери напора по длине, уменьшение уклонов водной поверхности, временного увеличения насыщенности потока наносов за счет селевых паводков). Как правило, прорыв главного водотока происходит в пониженные участки, ранее бывшие остаточными заливами.

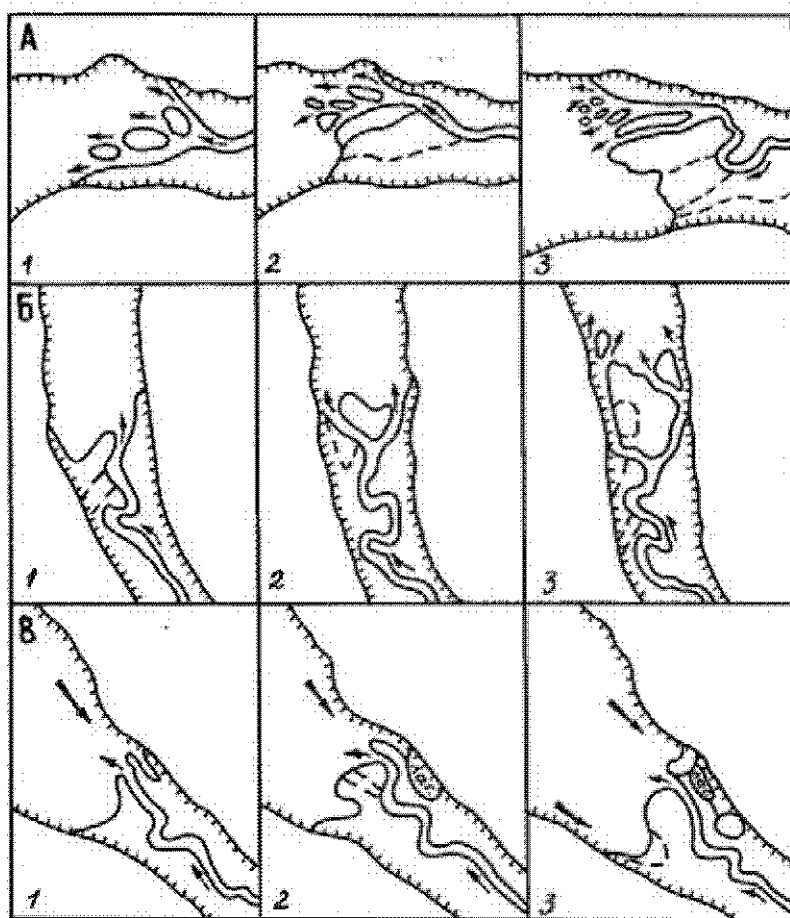


Рис.4. Типы заполнения заливов в результате эволюции дельт: А- миграционный, Б- прорывной, В- лагунно-пересыпной; 1-3 – стадии эволюции дельт.

В.Лагунно-пересыпной тип (Рис.4. В) заполнения характерен для заливов длиной менее 4 км, где в процессах формирования дельты помимо речных начинают участвовать и озерные факторы (волнение, вдольберего-

вые течения). Река, как правило, образует клювовидную дельту, смещенную к одному из бортов залива в зависимости от направления преобладающих в этом районе волновых течений (рр. Тон, Ак-Терек). Перемещение вдоль навстреченного берега залива озерных наносов приводит к отклонению выдвигающегося дельтового конуса к противоположному борту и периодическому формированию песчаных пересыпей между берегом и “клювом” дельты, появлению лагунных озер.

ЛИТЕРАТУРА

Алешинская З.В., Бондарев Л.Г., Воскресенская Т.Н., Лефлат О.Н. Разрез новейших отложений Иссык-Кульской впадины. М.: изд-во МГУ. 1971.

Букин В.М. Морфология и рельеф дна озера Иссык-Куль // Автореферат, дисс. на соиск. уч. степ. канд. геогр. наук. Фрунзе. 1975.

Горячев А.В. Мезо-кайнозойская структура, история тектонического развития и сейсмичность района озера Иссык-Куль. М.: изд-во АН СССР. 1959.

Забилов Р.Д., Коротаев В.Н., Никифоров Л.Г. Некоторые вопросы четвертичной истории Иссык-Куля // Геоморфология. 1973. №4.

Квасов Д.Д., Селиверстов Ю.П. Некоторые вопросы палеогеографии Иссык-Кульской котловины // Тр. Лаборатории озероведения АН СССР. Том 10 (Проблемы исторического озероведения). М.-Л.: изд-во АН СССР. 1960.

Коротаев В.Н. Береговая зона озера Иссык-Куль. Фрунзе: Илим. 1967.

Коротаев В.Н. Формирование устьев рек в условиях колеблющегося уровня (на примере рек внутриконтинентальных водоемов) // Вестник МГУ. Сер.5. География. 1989. №6.

Коротаев В.Н., Богомолов А.Л. Дельты малых рек как природные модели процессов дельтообразования // Физико-географические исследования озера Иссык-Куль и его берегов. Фрунзе: Илим. 1988.

Озера Тянь-Шаня и их история (физическая география и палеогеография). Л.: Наука. 1980.

Ранцман Е.Я. Геоморфология Иссык-Кульской котловины и ее горного обрамления. М.: изд-во АН СССР. 1959.

Султаналиев Э.Н. Современная морфодинамика и история развития устьевых областей рек иссыккульского бассейна // Автореф. дисс. на соиск. уч. степ. канд. геогр. наук. М.: изд-во МГУ. 1995.

Научное издание
Эрозия почв и русловые процессы
Выпуск 12

Ответственный за выпуск – *М.Ю.Белоцерковский*
Подготовка оригинал-макета – *С.Н.Ковалев*
Графические иллюстрации выполнены *Н.В.Анисимовой*,
компьютерная графика – *С.Н.Ковалев*

ЛР №021098 от 28.02.97
Подписано в печать 25.09.2000, Формат 60х90/16
Офсетная печать, Усл. печ. л. – 18,6
Тираж 300 экз. Заказ №

Типография ордена "Знак Почета" издательства МГУ 119899, Москва,
Воробьевы горы