

СОДЕРЖАНИЕ

| | |
|--|-----|
| <u>100-летию со дня рождения НИКОЛАЯ ИВАНОВИЧА МАККАВЕЕВА</u> | 5 |
| <u>Н.И. Маккавеев</u> О взаимоотношении глубинной и боковой эрозии, врезании рек и их проявлениях в образовании вееров речных террас | 9 |
| <u>ЭРОЗИЯ ПОЧВ</u> | |
| <u>Л.Ф. Литвин, Е.Ф. Зорина, Н.Г. Добровольская, З.П. Кирюхина, С.Ф. Краснов, И.И. Никольская, С.Д. Прохорова</u> Территориальное распределение основных элементов флювиальной денудации на южном мегасклоне Русской равнины | 14 |
| <u>А.Ю. Сидорчук</u> Эрозионные и денудационные процессы в Новой Зеландии и формирование стока наносов | 32 |
| <u>Г.А. Ларионов</u> Истирание почвенных агрегатов в склоновых потоках | 74 |
| <u>Н.Г. Добровольская</u> Роль микроорганизмов в истираемости почвенных агрегатов склоновыми потоками | 83 |
| <u>ОВРАЖНАЯ ЭРОЗИЯ</u> | |
| <u>Е.Ф. Зорина</u> Овраговедение – самостоятельное направление научных исследований | 92 |
| <u>М.В. Веретенникова, А.С. Завадский, Е.Ф. Зорина, С.Н. Ковалев</u> Современная овражно-балочная сеть в ландшафтном заказнике Крылатские холмы (г. Москва) | 101 |
| <u>РУСЛОВЫЕ ПРОЦЕССЫ</u> | |
| <u>Н.А. Баровский</u> Гидролого-морфологическая оценка условий формирования и трансформации широкопойменных русел средних рек | 114 |
| <u>К.М. Беркович, Н.Н. Виноградова, А.С. Завадский, С.Н. Рулева, В.В. Сурков, Р.С. Чалов</u> Нижний бьеф Новосибирской ГЭС в прошлом, настоящем и будущем (опыт исследования формирования природно-техногенной системы) | 132 |
| <u>Н.И. Алексеевский, К.М. Беркович, В.В. Иванов, А.П. Чалый</u> К учету опасных природных процессов на переходах трубопроводов через реки | 147 |
| <u>Н.Н. Виноградова, И.В. Крыленко, А.Ю. Сидорчук, В.В. Сурков</u> Изменения русла р. Баксана в районе г. Тырнауза под влиянием селей и мероприятий по ликвидации их последствий | 172 |
| <u>Н.В. Хмелева, О.В. Виноградова</u> Русловые процессы как фактор формирования аллювиальных россыпей золота | 187 |
| <u>А.С. Завадский, В.В. Сурков, Е.А. Еременко</u> Формирование и современная динамика Строгинской поймы в условиях урбанизации долинного комплекса р. Москвы | 204 |
| <u>В.В. Иванов, В.Н. Коротаев</u> Влияние гидроузлов на деформации пойменных берегов и русловых форм в низовьях Волги и Кубани | 224 |
| <u>А.А. Зайцев, О.М. Кирик, В.С. Михайлов</u> Взаимодействие речного льда с руслом на р. Лене и ее притоках | 242 |
| <u>Р.С. Чалов</u> К вопросу о типизации русловых процессов и руслоформирующих расходах воды (ответ «оппонентам») | 263 |
| <u>ГЕОМОРФОЛОГИЯ РЕЧНЫХ ДОЛИН</u> | |
| <u>В.А. Брылев</u> Происхождение и строение речных долин Волго-Донского региона | 276 |

РУСЛОВЫЕ ПРОЦЕССЫ

Н.А. Баровский

**ГИДРОЛОГО-МОРФОЛОГИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА УСЛОВИЙ
ФОРМИРОВАНИЯ И ТРАНСФОРМАЦИИ ШИРОКОПОЙМЕННЫХ
РУСЕЛ СРЕДНИХ РЕК***

[В содержание](#) [Библиография](#)

Формирование широкопойменных русел отражает специфику наиболее динамично меняющихся факторов русловых процессов – стока воды и наносов – и представляет наибольший интерес с точки зрения реакции русловых систем на изменения природной среды и климата, в то время как врезанные и адаптированные русла контролируются гораздо более консервативным фактором – геолого-геоморфологическими условиями развития русловых деформаций. Поэтому, задачей гидролого-морфологического анализа условий формирования речных русел разных морфодинамических типов является оценка связей наиболее характерных показателей основных активных факторов русловых процессов и параметров, характеризующих морфологию и динамику русел. По мере совершенствования представлений о существующих типах русел и их русловом режиме совершенствуются и методы гидролого-морфологического анализа.

Широко применяемым способом оценки условий формирования речных русел разных морфодинамических типов, в том числе при региональном анализе, является построение диаграмм «расход – уклон» (*QI*-диаграммы) [Leopold, Wolman, 1957; Ромашин, 1968; Алабян, 1992]. В последнее время распространение получили диаграммы «мощность потока – характеристика стока наносов», где в качестве характеристик стока наносов используются s – средняя мутность и W_G – сток влекомых наносов. Они позволяют более детально учесть степень реализации потоком своей транспортирующей способности и характер соотношения в стоке наносов взвешенной и влекомой составляющих [Чалов и др., 2000; Резников, 2007].

Проведенный методом *QI*-диаграмм (рис. 1) совместный анализ условий формирования свободно меандрирующих русел по бассейнам Верхней Волги, Оки, Камы, Нижней Волги, Дона и Оби (с использованием данных В.Г. Смирновой [2002] по рекам Алтайского региона) выявил некоторые региональные особенности. Можно проследить закономерный ряд в положении крайних верхних и нижних точек для разных бассейнов. Наибольшие значения произведения *QI* характерны для рек Алтая и Обь-Енисейского водораздела. Эти регионы характеризуется наибольшими уклонами речных русел (вследствие предгорного расположения), а также наибольшей обводненностью территории. Данные точки наиболее близки к значениям $QI=400$, установленным ранее как предельное значение для свободно меандрирующих рек [Ромашин, 1968]. Наименьшие значения среднемаксимальных расходов характерны для рек бассейна Дона и Нижней Волги – наиболее аридных из исследованных территорий. Реки бассейнов

* Выполнено при поддержке РФФИ (проект №06-05-64293)

Верхней Волги, Оки, Камы и Средней Оби занимают промежуточные положения.

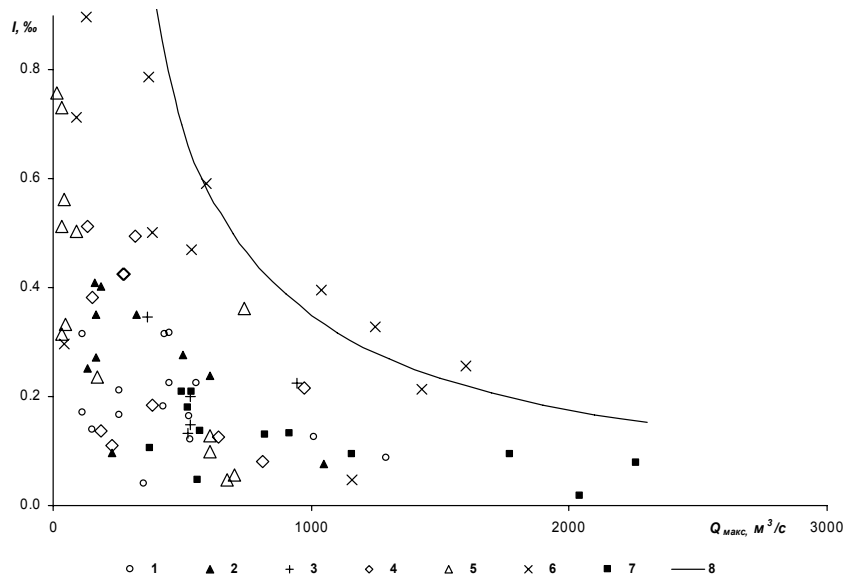


Рис. 1. QI -диаграмма свободно-меандрирующих русел рек различных бассейнов: 1 – Верхняя Волга; 2 – Ока; 3 – Кама; 4 – Нижняя Волга; 5 – Дон; 6 – Реки Алтая [Смирнова, Чалов, 2004] и Обь-Енисейского водораздела: 7 – Средняя Обь; 8 – $QI = 400$, Q_{\max} – средний максимальный расход воды; I – уклон вдоль оси пояса меандрирования.

Исследуемые группы средних и малых рек в бассейнах Волги и Дона помимо свободно меандрирующих русел характеризуются достаточно широким распространением широкопойменных прямолинейных русел. На средних и малых реках бассейна верхней и средней Оби прямолинейные русла распространены значительно меньше, что объясняется рядом причин. Во-первых, в Западной Сибири главную роль в развитии русловых деформаций играют руслоформирующие расходы воды среднего интервала («расход в пойменных бровках»), мало способствующий спрямлению сегментных излучин путем образования пойменных протоков. Излучины здесь, как правило, в своем развитии достигают стадии омеговидных или синусоидальных излучин, а далее стабилизируются или спрямляются за счет встречного размыва шпоры вторичными излучинами, образующимися на крыльях омеговидной излучины. При завершении этого процесса излучины достигают степени развитости $l/L > 3-5$. Во-вторых, на равнинных реках Западной Сибири преобладают, главным образом, свободные условия развития русловых деформаций. Это отличает их от рек Европейской территории с пестрой картиной распространения ледникового рельефа и моренных отложений, предопределяющих частое чередование свободных и ограни-

ченных условий развития русловых деформаций, и как следствие, наличие относительно суженных долин, что способствует динамической устойчивости прямолинейных русел.

Разветвленное русло на малых и средних реках данных бассейнов встречается эпизодично, главным образом в виде одиночных узлов разветвлений, обусловленных местными условиями; русло данного типа здесь формируется на больших и крупнейших реках [Чалов, 1997].

На QI -диаграмме для рек бассейнов Волги и Дона точки, соответствующие прямолинейному руслу, расположены в одном поле с меандрирующими, хотя и тяготеют в целом к их верхней границе, что соответствует данным анализа других авторов [Чалов, Алабянн и др., 1998]. Можно считать, что для формирования прямолинейного русла необходима большая осредненная мощность потока, чем для меандрирующих: в данном случае среднее значение QI для меандрирующих русел – 85, для прямолинейных – 115. Большая средняя мощность имеет следствием увеличение вероятности образования прямолинейного русла; в то же время рост мощности потока совпадает с проявлением одного из условий формирования русла этого типа – большей подвижности форм руслового рельефа [Иванов, 1989].

Влияние наносов на формирование того или иного типа русла обычно рассматривается либо через оценку транспортирующей способности потока, не отражающей реального стока наносов, главным образом, влеко- мых наносов, либо на качественном уровне, несмотря на общепризнанность положения о том, что сток наносов является одним из ведущих факторов русловых процессов. График $QI-s$ (Q – среднегодовой расход воды, s – средняя мутность потока) в целом дает картину положительной связи (рис. 2А) для меандрирующих и прямолинейных русел, с меньшими значениями мутности для прямолинейных, однако «качество» этой зависимости невысоко: коэффициент корреляции для меандрирующих русел $r = 0,26$, для прямолинейных русел $r = 0,53$.

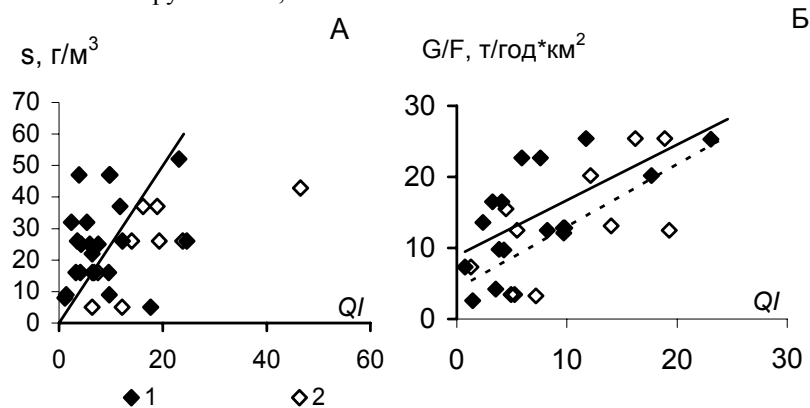


Рис. 2. Зависимости $QI-s$ для рек лесной зоны (А) и зависимость $QI-W_c/F$ (Б) для бассейна Верхней Волги. 1 – меандрирующие русла; 2 – прямолинейные русла.

Тем не менее, на графике четко выделяется граница раздела точек: меньшей мутностью при равных значениях мощности характеризуются прямолинейные русла. Разделительная линия аппроксимируется уравнением $s = 0,4QI$. Применение среднегодового расхода вместо среднемаксимального (как в QI -диаграммах) обусловлено тем, что сток наносов характеризуется здесь среднегодовыми величинами.

Слабая связь объясняется тем, что развитие тех или иных форм русла определяется количеством перемещаемых потоком руслообразующих наносов, среди которых доминируют влекомые. Однако измерения расходов влекомых наносов если и производятся, то с очень низкой точностью, приводящей к многократному занижению величины стока. Существующие расчетные формулы также не дают реальной картины стока влекомых наносов. При построении же графика использовалась мутность потока, которая, хотя и коррелирует со стоком влекомых наносов, но не отражает его реальной величины.

Выход из положения видится в применении предложенной Н.И. Алексеевским [1998] методике его определения по данным о параметрах и скоростях смещения донных гряд и их связи с порядком рек. Выполненные расчеты, а также данные Р.С. Чалова и Н.Н. Штанковой [2003] по рекам бассейна Волги, позволили построить диаграммы «мощность потока – характеристика стока наносов». Для этого в качестве характеристики стока наносов была взята величина стока влекомых наносов (W_G), рассчитанная по методике Н. И. Алексеевского и отнесенная к площади бассейна F , т.е. W_G/F , что обеспечивает возможность сравнения рек разных порядков (рис. 2Б). Прямой характер полученной зависимости объясняется тем, что на малых реках грядовые формы руслового рельефа, в виде которых осуществляется сток влекомых наносов, развиты слабее, чем у рек с большей водоносностью. Точки относительно прямолинейного русла занимают более узкую область в общем поле с меандрирующим руслом, хотя также тяготеют к верхней части графика: линии аппроксимации зависимостей описываются уравнениями для меандрирующих русел

$$\frac{W_G}{F} = 0,56QI - 0,92 \quad (r = 0,66),$$

для прямолинейных русел

$$\frac{W_G}{F} = 0,53QI + 3,07 \quad (r = 0,62)$$

и показывают, что при равной мощности потока меандрирующее русло формируется при большем стоке влекомых наносов чем прямолинейное.

Различные участки русел меандрирующих рек отличаются друг от друга преобладанием излучин разных типов, соответствующих разным стадиям развития. Эволюция излучин, сопровождающаяся увеличением степени их развитости (l/L , где l – длина излучины по руслу, L – шаг излучины), включает следующие основные стадии [Чалов и др., 2004]: сегментная пологая ($1,1 < l/L < 1,4$) → сегментная развитая ($1,4 < l/L < 1,7$) → прорванная (если спрямление излучин происходит при $l/L < 1,7$) либо сегментная крутая

($1,7 < l/L < 2,0$) → петлеобразная или синусоидальная ($l/L > 2,0$). При этом возможность трансформации сегментных развитых или крутых излучин в прорванные или петлеобразные во многом определяется особенностями прохождения руслоформирующих расходов воды Q_{ϕ} . В зависимости от них на реках с меандрирующим руслом могут преобладать излучины, находящиеся на разных стадиях развития: если в качестве граничной характеристики формы и стадии развития излучин принимать значение $l/L = 1,7$, выявляется ряд закономерностей в их распространении на разных участках рек.

Известно, что доля пологих и развитых сегментных излучин на конкретном участке меандрирующей реки зависит от ее водоносности: в нижнем течении рек практически не встречаются петлеобразные излучины ($l/L > 2,0$), тогда как на малых реках они абсолютно преобладают. Однако прямая зависимость доли пологих и развитых сегментных излучин ($1,1 < l/L < 1,7$) от среднего годового расхода воды имеет невысокий коэффициент корреляции. Более информативна зависимость, построенная как скользящее среднее для возрастающего по водоносности ряда участков меандрирующих рек (рис. 3А).

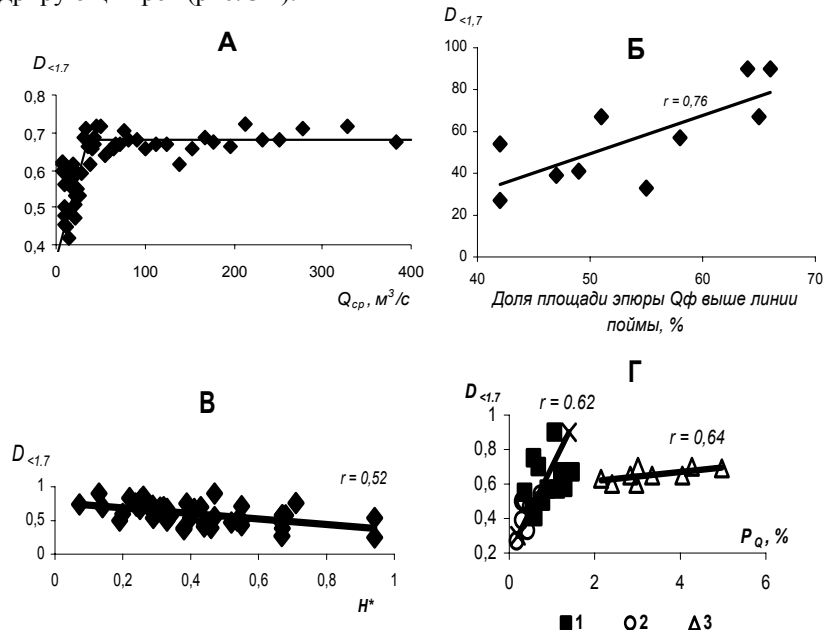


Рис. 3. Зависимость доли пологих и развитых сегментных излучин ($D_{<1,7}$) от: среднего расхода воды для рек бассейнов Волги и Оби (А), доли площади эпюры Q_{ϕ} выше линии поймы (Б), показателя высоты поймы H^* (В) и продолжительности среднего максимального расхода воды (в %). 1 – реки с Восточно-Европейским типом гидрологического режима, лесная зона; 2 – реки с Восточно-Европейским типом, степная зона; 3 – реки с Западно-Сибирским типом гидрологического режима.

Она показывает общую тенденцию изменения доли пологих и развитых сегментных излучин от общего количества излучин $D_{<1,7} = \frac{M_{1-2}}{\Sigma M}$ (здесь M_{1-2} – число пологих и развитых сегментных излучин, ΣM – число всех излучин на участке реки) в зависимости от среднего многолетнего расхода воды рек. При значениях нормы стока до $40 \text{ м}^3/\text{с}$ доля излучин на начальных стадиях ($D_{<1,7}$) при осреднении возрастает до 70%, а доля крутых сегментных и омеговидных излучин сокращается. Большее количество крутых сегментных и петлеобразных излучин для рек с $Q_{cp} < 30 \text{ м}^3/\text{с}$ объясняется характерными для них более короткими половодьями и недостаточной мощностью потока для разового выноса большого количества размываемого материала при спрямлении излучин. Кроме того, излучинам малых рек присуща более интенсивная поперечная циркуляция в потоке [Потапов, 1936; Маккавеев, 1955], обуславливающая увеличение кривизны излучин русла. При больших значениях водоносности доля пологих и развитых излучин остается примерно на одном уровне – не более 70%.

Независимо от водоносности реки доля пологих и развитых сегментных излучин на конкретном участке связана с видом «эпюры» $Q = f(\sigma Q^m IP)$, служащей для определения руслоформирующих расходов воды. Она зависит от расположения на «эпюре» линии расходов, при которых происходит затопление поймы (рис. 3Б). Чем больше доля площади эпюры руслоформирующих расходов воды, находящаяся выше линии выхода воды на пойму, тем больше на реке встречается пологих и развитых сегментных излучин (коэффициент корреляции равен 0,7). Данная зависимость объясняется тем, что важным условием спрямления сегментных излучин и их преобразования в прорванные является наличие на «эпюре» максимума выше линии поймы, т.е. прохождение Q_ϕ при затопленной пойме [Чалов, 1979, 1997]. Благодаря этому крутые излучины не формируются.

Наличие или отсутствие верхнего интервала на «эпюре» Q_ϕ и его обеспеченность зависит от двух основных условий: высоты поймы (чем выше пойма, тем меньше продолжительность ее затопления) и гидрологического режима реки, определяющего среднюю продолжительность расходов высокой обеспеченности. Для анализа влияния затопления поймы предложен показатель $H^* = \frac{H_n - H_{min}}{\Delta H}$, где H_n – уровень выхода воды на пойму, H_{min} – средний минимальный уровень, ΔH – средняя величина годовых колебаний уровня воды. Чем больше значение H^* , тем меньше продолжительность затопления поймы (выход воды на пойму происходит при уровнях воды, близких к среднемаксимальным) и, наоборот, малые значения H^* свидетельствуют о сравнительно раннем выходе воды на пойму во время подъема половодья.

Таким образом, зависимость доли излучин на ранних стадиях развития от параметра H^* – обратная (рис. 3В). Слабая теснота связи (коэффициент корреляции $r = -0,52$) объясняется тем, что в категорию излучин с $l/L < 1,7$ попадают не только излучины, развитие которых отражается этой

зависимостью, но и обусловленные стадийностью развития излучин: все излучины неизбежно проходят ранние стадии своего развития.

И.В. Попов [1965] для русел с незавершенным меандрированием (прорванными излучинами) приводит близкую по смыслу зависимость: чем выше затопляемость поймы (отношение глубины затопления поймы h_n к глубине русла при затопленной пойме h_p), тем меньшей степенью развитости характеризуются спрямленные излучины русла.

Для выявления воздействия особенностей водного режима на развитие излучин был применен показатель продолжительности среднемаксимальных расходов воды за многолетний период P_Q – число дней (в % от длительности расчетного периода) с расходами воды равными или большими, чем среднемаксимальный. Чем выше его значение, тем дольше продолжительность затопления поймы и больше вероятность спрямления излучин; соответственно, доля излучин на ранних стадиях развития находится в прямой зависимости от параметра P_Q (рис. 3Г). На приведенном графике видно отличие западно-сибирских и восточно-европейских рек, обусловленное различием в типах водных режимов. Реки бассейна средней Оби характеризуются очень небольшим разбросом значений $D_{<1,7}$ – от 0,6 до 0,7, так как все они развиваются в достаточно однородных геолого-геоморфологических (характер грунтов, ширина долин), ландшафтных (взяты только таежные притоки средней Оби) и гидрологических условиях, что соответствует данным межбассейнового осреднения по большой выборке рек, приведенным на рис. 3А.

Европейские реки характеризуются большим разбросом значений $D_{<1,7}$: от 0,25 до 0,9, так как здесь, во-первых, взят больший охват рек по их водоносности, во-вторых, больше зональные различия в гидрологическом режиме исследуемых рек. В степной зоне, вследствие большей внутrigодовой неравномерности стока ниже значения P_Q (0,15-0,80), чем у рек лесной зоны (0,40-1,50), что обуславливает большие значения показателя $D_{<1,7}$ в лесной зоне и меньшие его значения в степной. Кроме того, в степной зоне в геологическом строении территории широко и достаточно равномерно распространены песчаные и лессовидные отложения, способствующие достаточно быстрому формированию петлеобразных излучин.

Характеристикой развитости на реке процесса меандрирования может служить число излучин на участке русла отнесенное к его длине, т. е. показатель распространенности излучин. Однако количество излучин, приходящееся на единицу длины русла, зависит от размеров самих излучин, пропорциональных водоносности реки. Поэтому для анализа рек разных порядков был использован показатель [Баровский, 2007] $K_u = \frac{nL}{l_o}$, где n – число излучин на участке русла, L – средний шаг излучин (км), l_o – длина участка вдоль оси пояса меандрирования (км), включающая также отрезки немеандрирующего русла (прямолинейного или разветвленного). Этот показатель не зависит от водоносности реки и может использоваться для сравнения рек разных порядков.

Для рек бассейнов Верхней Волги и Оби получены прямые зависимости показателя K_u от стока влекомых наносов, выраженного показателем W_G/F и уклона русла $I, \%$. Эти зависимости близки по смыслу зависимости на рис. 3Б, согласно которой при одинаковой мощности потока меньшие значения стока влекомых наносов обуславливают развитие прямолинейных русел. Чем меньше значение показателя K_u , тем больше на участке меандрирующей реки встречается прямолинейное русло.

Полученные данные об условиях формирования меандрирующего русла с преобладанием на участках реки излучин, находящихся на определенных стадиях развития, а также данные о степени распространения процесса меандрирования (количестве излучин на участке русла) могут быть положены в основу разработки количественных критериев для выделения участков, различающихся по особенностям развития процесса меандрирования. Такой подход реализован в табличной форме, отражающей распределение числа участков по диапазонам значений параметров $D_{<1,7}$ и K_u (табл. 1). Оба параметра для исследуемых рек меняются в диапазоне 0,25-1,00, который был разбит на три равных интервала. Для общей выборки (по всем исследованным бассейнам) наиболее распространены русла со средними показателями по $D_{<1,7}$ и K_u (центральная ячейка таблицы).

Таблица 1. Распределение участков меандрирующих русел (% от общего числа) по диапазонам значений параметров $D_{<1,7}$ и K_u по всем исследованным рекам.

| Параметр $D_{<1,7}$ | Параметр K_u | | |
|---------------------|----------------|-----------|-----------|
| | 0,25-0,50 | 0,50-0,75 | 0,75-1,00 |
| 0,25-0,50 | 10,4 | 7,8 | 1,3 |
| 0,50-0,75 | 19,5 | 35,1 | 7,8 |
| 0,75-1,00 | 9,1 | 5,2 | 3,9 |

При региональном статистическом анализе выявляются значительные различия между бассейнами по этим показателям. Так, для свободно меандрирующих русел бассейна Верхней Волги распределение, в целом, соответствует общему. На притоках Нижней Волги (табл. 2) «центр тяжести» распределения смещается в область с низкими значениями $D_{<1,7}$ и K_u . Понижение доли излучин со степенью развитости $l/L < 1,7$ ($D_{<1,7}$) связано с положением бассейна в степной зоне (рис. 3Г).

Таблица 2. Распределение участков меандрирующих русел (% от общего числа) по диапазонам значений параметров $D_{<1,7}$ и K_u для рек бассейна Нижней Волги.

| Параметр $D_{<1,7}$ | Параметр K_u | | |
|---------------------|----------------|-----------|-----------|
| | 0,25-0,50 | 0,50-0,75 | 0,75-1,00 |
| 0,25-0,50 | 25,0 | 25,0 | 0,0 |
| 0,50-0,75 | 25,0 | 16,7 | 0,0 |
| 0,75-1,00 | 0,0 | 0,0 | 8,3 |

Снижение параметра K_n связано с тем, что для рек степной зоны характерна высокая мутность рек, т.е. транспортирующая способность потока реализуется за счет стока взвешенных наносов, и, как следствие, здесь должен снизиться сток влекомых наносов, а как отмечалось выше, показатель распространения процесса меандрирования K_n находится в прямой зависимости от стока влекомых наносов.

Полученные зависимости имеют прогностическое значение, так как рассмотренные факторы формирования свободно меандрирующего русла (и других типов) и его характеристик – водоносность рек и сток наносов, подвержены изменениям как вследствие естественных изменений природной среды и климата, так и при различных видах антропогенной деятельности.

Несмотря на достаточно долгую историю развития методов графических и количественных оценок естественных условий формирования русел, первые и пока немногочисленные приложения их к случаям антропогенного воздействия на реки и их русла стали появляться, главным образом, в последнее время. Это имеет свои объективные причины. Во многих случаях последствия возведения гидротехнических сооружений и масштабных вмешательств в речные русла, вследствие сравнительно недолгой истории их эксплуатации, начинают проявляться и давать фактический материал только сейчас. В то же время на возможность использования для прогнозных оценок указывали многие авторы подобных методик: так, В.В. Ромашин [1968], на основе полученной им QI -диаграммы объяснял возможность трансформации разветвленных русел в меандрирующие в нижних бьефах гидроузлов (вследствие понижения максимальных расходов воды).

Такой же анализ можно провести для русел рек, измененных хозяйственной деятельностью, используя данные о изменении факторов руслоформирования и ранее полученные зависимости. Наиболее характерными в этом отношении будут случаи влияния на русла рек строительства и эксплуатации ГЭС, разработки русловых карьеров стройматериалов и выправления русел в целях улучшения условий судоходства.

В нижних бьефах ГЭС из-за перехвата водохранилищами стока наносов происходит формирование и смещение вниз по течению волны эрозии, ниже которой формируется и также смещается вниз по течению волна аккумуляции поступившего в поток материала. Эти процессы сопровождаются снижением уклонов русла; кроме того ГЭС трансформируют гидрологический режим реки, снижая максимальные расходы и увеличивая расходы воды в меженные периоды. Имеющиеся данные по нижним бьефам ГЭС Влоцлавек на р. Висле [Babinski, 2000], и Новосибирской ГЭС на р.Оби [Русловые процессы..., 2001], характеризовавшихся в естественных условиях преобладанием разветвленных русел, свидетельствуют о тенденции к увеличению доли прямолинейного русла за счет размывов островов на приплотинных участках и возрастанию роли основных рукавов разветвленного русла при отмирании второстепенных вследствие активизации глубинной эрозии. Анализ изменения условий формирования русел может быть проведен методом QI -диаграмм (рис. 4). Разделительная линия для разветвленных

и прямолинейных русел $I = 5,2Q^{0,45}$, полученная для большой группы рек, в разных природных зонах [Чалов и др., 2000]. Точки как для р. Вислы, так и для р. Оби после возведения гидроузлов сместились здесь из области разветвленных русел (выше разделительной линии) в область прямолинейных русел (ниже линии).

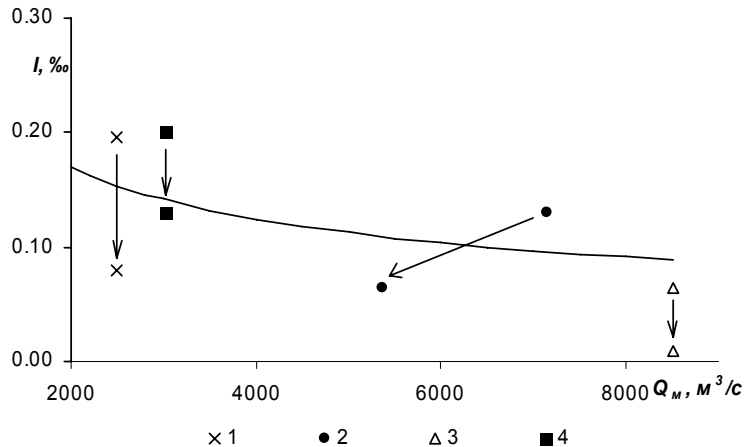


Рис. 4. Отражение тенденций к изменению типов русел вследствие антропогенных воздействий на QI -диаграмме. 1 – р. Висла, нижний бьеф ГЭС [Babinski, 2000], 2 – р. Обь, нижний бьеф ГЭС, 3 – р. Томь, разработка карьеров, русловыправление, 4 – р. Катунь, разработка карьеров, русловыправление [Беркович и др., 2000; Русловые процессы, 2001; Беркович, 2005]. Стрелкой показан переход из естественного состояния русел к антропогенно измененному.

Аналогичная картина характерна для русел, претерпевших трансформацию вследствие массовой разработки карьеров стройматериалов. На таких участках также наблюдается осветление потока (вследствие гашения скоростей при входе в карьеры и аккумуляции в них наносов) и интенсификация эрозионных процессов ниже по течению. Выше карьеров эрозия активизируется из-за возникновения кривой гидравлического спада и возрастания скоростей течений [Беркович, 2005]. Для таких участков также характерно снижение уклонов русла. Реки Томь и Катунь на участках нижнего течения, помимо массовой разработки русловых карьеров, подвергались также искусственному спрямлению или стабилизации (на Катунь [Беркович и др., 2000]) излучин и закреплению основных рукавов в разветвлениях русла. Весь комплекс мероприятий также способствовал уменьшению на реках доли разветвленного и увеличению доли прямолинейного русла. Изменения уклонов русла на Томи [Русловые процессы..., 2001] и Катунь [Русловые процессы..., 2001; Беркович, 2005] также отражают данную тенденцию при анализе их на QI -диаграмме (рис. 4). Важно отметить, что здесь русло, изменяя уклон, само как бы адаптируется к антропогенному (искусственному) изменению своего морфодинамического типа при русловыправлении.

Трансформации, сопровождающиеся сменой морфодинамического типа русла, являются, тем не менее, исключительными проявлениями реакции природной системы на антропогенное вмешательство с предельными нагрузками. Очевидно, что реакция русел в первую очередь должна заключаться в изменении темпов текущих деформаций, например, вследствие изменения водности рек.

Ряд закономерностей в динамике русел свободно меандрирующих рек может быть выявлен на основе сопоставления разновременных картографических материалов (ретроспективного анализа). Они достаточно подробно освещают состояние большинства средних и больших рек в XX веке, и, особенно, во второй его половине. Это позволяет выявлять связи характеристик русловых деформаций с изменениями факторов русловых процессов, стадиями развития излучин и антропогенными воздействиями на сами русла.

Излучины русел на разных стадиях развития отличаются направленностью и интенсивностью своего смещения и изменения формы [Маккавеев, 1955; Попов, 1965; Чалов и др., 2004]. У пологих сегментных излучин преобладают продольные смещения. По мере увеличения степени развитости l/L на последующих стадиях активизируются поперечные деформации, тогда как продольные замедляются. Для омегавидных излучин характерно достаточно активное проявление как поперечных, так и продольных смещений за счет формирования вторичной извилистости и восстановления благодаря этому гидравлической выгоды (по Н.И. Маккавееву [1955]) извилистой формы русла, утрачиваемой, когда крутая сегментная излучина получает степень развитости $l/L > 1,4-1,6$. На стадии синусоидальных излучин сохраняются только медленные поперечные смещения, поскольку для них характерна максимальная близость к критическим значениям радиусов кривизны $r = 1-3b_p$ (b_p – ширина русла), при которых нарушаются условия безотрывного обтекания потока и формируются водоворотные зоны, в том числе у вогнутых берегов, где происходит аккумуляция наносов. Эта общая схема развития извилистых русел в морфодинамическом отношении имеет в основном лишь качественные оценки, подкрепленные немногочисленными примерами, в которых указываются наблюдаемые или определенные скорости смещения излучин и размывов берегов [Евсеева, Земцов, 1978; Завадский, 2004; Чернов, Кораблева, 2003].

Анализ трансформации русел рек бассейна Оби, выполненный путем сопоставления лоцманских карт разных лет издания и данные, полученные для русла р. Оки [Баровский, Чалов, 2004; Баровский, 2005], позволили выявить ряд закономерностей в динамике излучин, находящихся на разных стадиях развития. На реках Чае (за 1970-1993 гг.) и Парабели (за 1963-1991 гг.) – левых притоках Оби, максимальные скорости поперечных смещений возрастают с 1,7 м/год у пологих сегментных до 3,1 м/год у омегавидных излучин. Аналогичный результат был получен при анализе излучин р. Оки, для которых максимальные скорости на стадии пологих сегментных составляют 2,6 м/год, на стадии крутых – 5,1 м/год. Большие значения ско-

ростей поперечных смещений у излучин Оки по сравнению являются следствием большей водоносности Оки: средний расход воды на рассматриваемом участке $Q_{cp} = 500-900 \text{ м}^3/\text{с}$, у Чаи и Парабели – 79 и 73 $\text{м}^3/\text{с}$ соответственно. На Чулыме (1970-1990 гг.) – правом притоке р. Оби, значительно превосходящим Чаю и Парабель по водоносности ($Q_{cp} = 296 \text{ м}^3/\text{с}$), изменения скорости поперечного смещения C_{non} излучин в зависимости от степени их развитости также следуют общей схеме. При этом максимальные скорости смещений на каждой стадии здесь значительно выше: у пологих сегментных излучин они составляют около 5,0 м/год, у омеговидных – до 15-20 м/год, хотя Чулым на рассматриваемом участке уступает по водоносности Оке. Это связано с большими уклонами и, как следствие, большей транспортирующей способностью (на р. Оке уклоны не превосходят 0,04‰, тогда как на р. Чулыме – 0,21‰). На р. Кети, правом притоке Оби, примерно равным Чулыму по водоносности, но протекающей в условиях, более близких к левобережным притокам (уклон русла примерно в 2 раза меньше, чем у Чулыма), максимальные зафиксированные скорости размывов берегов при поперечных смещениях омеговидных излучин не превышают 7 м/год [Евсеева, Земцов, 1978; Русловые процессы..., 2001].

У всех излучин на каждой стадии их развития наблюдается значительный диапазон значений C_{non} . Важным фактором, определяющим их, являются условия взаимодействия пойменного и руслового потоков во время половодья, сопротивляемость отложений, слагающих пойму, размыву, их неоднородность по длине фронта подмываемых берегов и высота поймы. Последняя принималась равной осредненному по длине серии излучин значению высоты затопляемой бровки поймы от уровня устойчивой летней межени – проектного уровня на лоцманских картах. Зависимости, полученные для каждой стадии, являются обратными: большие темпы поперечных смещений присущи излучинам, формирующимся среди поймы меньшей высоты. Действительно, при размыве более высокой поймы в поток поступает большее количество наносов, что обуславливает снижение скорости размыва пойменного берега. Однако полученные зависимости вида $C_{non} = A_1 H_n + A_2$, (здесь H_n – высота бровки поймы над меженным уровнем), характеризуются невысокими значениями коэффициентов корреляции (табл. 3), что, по-видимому, свидетельствует о многофакторности самого явления.

Таблица 3. Коэффициенты регрессии A_1 в зависимостях $C_{non} = A_1 H_n + A_2$ и коэффициенты корреляции (R) для рек бассейна р. Оби

| Река | Параметр | Стадия развития | | | |
|----------|----------|--------------------|---------------------|-------------------|------------------------------|
| | | сегментные пологие | сегментные развитые | сегментные крутые | омеговидные и синусоидальные |
| Парабель | A_1 | -0,76 | -0,66 | -0,39 | связь |
| | R | -0,74 | -0,57 | -0,57 | отсутствует |
| Чая | A_1 | -0,40 | -0,30 | -0,28 | связь |
| | R | -0,65 | -0,51 | -0,47 | отсутствует |
| Чулым | A_1 | -1,33 | связь | связь | -3,38 |
| | R | -0,42 | отсутствует | отсутствует | -0,72 |

В частности, играют роль ширина поймы и условия взаимодействия пойменного и руслового потоков [Барышников, 1984]. Для Чаи и Парабели зависимость $C_{поп}$ от высоты поймы прослеживаются у сегментных излучин всех стадий. У омеговидных и синусоидальных она отсутствует, что можно объяснить влиянием формы (соотношения l/h) излучин на данной стадии на скорость их поперечных смещений [Баровский, 2004, 2005]. У синусоидальных излучин ($l/L > 2,0$, $l/h < 2,7$) скорости поперечных размывов ниже, чем у омеговидных ($l/L > 2,0$, $l/h > 2,7$).

Для р. Чулыма эта зависимость проявляется слабее, так как здесь меньше вариации высоты пойменных бровок: если для р. Чаи и Парабели разброс величин превышает 3 м, то на р. Чулыме он не более 1,5 м. Повидимому, этим также объясняется отсутствие связи у сегментных развитых и сегментных крутых излучин Чулыма. Однако обратная связь скоростей поперечных смещений с высотой поймы прослеживается для р. Чулыма достаточно отчетливо у омеговидных излучин с $l/L > 2,0$. Синусоидальные излучины встречаются на Чулыме редко.

Для сегментных излучин наибольшие абсолютные значения коэффициента регрессии и коэффициента корреляции свойственны пологим излучинам: при большей высоте поймы скорости их смещения меньше, чем у развитых и крутых сегментных излучин. Это говорит о снижении значимости фактора высоты поймы по мере эволюции сегментных излучины, сопровождающейся интенсификацией циркуляционных течений, определяющих поперечное смещение излучин: в начальной стадии она выражена слабо [Маккавеев, 1955; Попов, 1965; Чалов и др., 2004], на последующих стадиях этот процесс становится более выраженным, и, следовательно, менее зависимым от прочих внешних условий. У излучин Чулыма значения коэффициента регрессии у омеговидных излучин превосходят таковые значения у сегментных пологих излучин, что связано с общим многократным увеличением скоростей поперечных смещений благодаря интенсификации циркуляционных течений в потоке на повороте русла.

Оценка продольных смещений излучин $C_{пр}$ в целом соответствует приведенным выше тенденциям их изменений по мере увеличения степени развитости: максимальные скорости убывают с ростом степени развитости излучин. На реках Чае и Парабеле максимальные скорости зафиксированы для пологих сегментных излучин – 7 м/год; на стадиях развитых и крутых сегментных излучин максимальные скорости уменьшаются до 5 м/год. Для излучин со степенью развитости в интервале значений l/L от 2,0 до 3,0 они составляют 4 м/год, при этом для излучин с $l/L > 3,0$ они уже не превышают 1,5 м/год. Для р. Чулыма характерны более высокие скорости продольных смещений излучин: у пологих сегментных излучин максимальные значения – 15 м/год, у развитых сегментных излучин – 12 м/год, у крутых сегментных излучин – 7 м/год. У омеговидных и синусоидальных излучин со степенью развитости l/L от 2,0 до 3,0 максимальные скорости продольных смещений также достигают 7 м/год, при $l/L > 3,0$ они составляют всего 3 м/год. На Оке наибольшие скорости продольного смещения излучин со-

ставляют: у пологих сегментных излучин – 11,7 м/год, у развитых сегментных – 6,1 м/год, у крутых сегментных – 4,6 м/год и у омеговидных и синусоидальных – 3,1 м/год. Причины различий по рекам здесь те же, что и для поперечных смещений. Тенденцию к уменьшению скорости плановых деформаций при достижении излучинами степени развитости $l/L = 1,5-1,6$ отмечал И.В. Попов [1969], используя показатель угловой скорости разворота излучин $\Delta\alpha/\Delta t = f(l/L)$, что соответствует стадии развитых сегментных излучин в классификации МГУ.

Зависимость продольного смещения излучин от высоты поймы $C_{np} = A_3H_n + A_4$ имеет общий характер с невысокой теснотой связи (табл. 4). Для пологих сегментных излучин прослеживается прямая зависимость скорости от высоты поймы: чем они больше, тем, при прочих равных условиях, больше скорость размыва берега и смещения излучин. Это обусловлено снижением скорости потока при затоплении более низкой поймы, так как ведущим фактором, определяющим скорости продольных смещений, является образование зон ускорения потока на крыльях излучин [Маккавеев, 1955]. Таким образом, при более низкой пойме предпосылки для поперечных смещений будут исчезать раньше. Это же может быть связано с уменьшением кривизны потока на излучине в половодье при затопленной пойме [Маккавеев, 1949; Чалов и др., 2004].

Таблица 4. Коэффициенты регрессии (A_3) и корреляции (R) в зависимостях скоростей продольных смещений излучин от высоты поймы $C_{np} = A_3H_n + A_4$ для рек бассейна р. Оби.

| Река | Параметр | Стадия развития | | | |
|----------|----------|--------------------|---------------------|-------------------|------------------------------|
| | | сегментные пологие | сегментные развитые | сегментные крутые | омеговидные и синусоидальные |
| Парабель | A_3 | 0,95 | -0,90 | 0,57 | связь отсутствует |
| | R | 0,60 | -0,50 | 0,35 | |
| Чая | A_3 | 0,83 | -0,35 | 0,65 | 0,35 |
| | R | 0,49 | -0,86 | 0,42 | 0,79 |
| Чулым | A_3 | связь | -2,69 | связь | 2,12 |
| | R | отсутствует | -0,51 | отсутствует | 0,68 |

Для сегментных развитых излучин характерна обратная зависимость $C_{np} = f(H_n)$: максимальное продольное смещение присуще участкам с меньшими высотами пойм. Данный факт может быть объяснен большим вкладом в процессы размыва берегов в нижнем крыле излучины эффектов перелива воды на верховую часть нижележащего пойменного массива, сопровождающиеся формированием в придонной части у берега циркуляционных течений с горизонтальной осью, способствующих размыву берега [Маккавеев, 1955]. Размывы осуществляются за счет образования широких вымоин в уступе поймы [Великанова, Ярных, 1970; Гендельман, 1975].

Переход излучин в стадию сегментных крутых, омеговидных и синусоидальных вновь приводит к появлению прямой зависимости скорости продольного смещения излучин от средней высоты поймы. Это связано с прекращением изменений положения стрежня потока от межени к полово-

дью из-за роста направляющего влияния вогнутых берегов. Роль эффектов перелива также снижается за счет образования и последующего увеличения размеров водоворотных зон (зон аккумуляции наносов), возникающих при взаимодействии пойменного и руслового потоков. Начало этого явления отмечается при углах пересечения их динамических осей 40° - 60° [Знаменская, Филаретова, 1970]. Наиболее выражено снижение транспортирующей способности потока при приближении углов пересечения осей пойменных и русловых потоков к 90° [Барышников, 1984], что соответствует излучинам со степенью развитости $l/L = 1,70$ - $2,00$. В случаях прямой зависимости $C_{np} = f(H_n)$, наблюдается закономерное уменьшение коэффициентов регрессии – от $0,8$ - $0,9$ на стадии сегментной пологой до $0,5$ - $0,6$ на стадии сегментной крутой, что говорит об уменьшении значимости высоты поймы по мере эволюции излучины, когда поток и его характеристики все в большей мере контролируются морфологией излучин.

Таким образом, даже при анализе двух факторов – типа излучины и высоты поймы картина их совместного влияния на темпы продольных и поперечных смещений оказывается достаточно сложной. Дальнейшее развитие данных исследований, по-видимому, должно опираться на натурные наблюдения за размывами берегов, так как средства ретроспективного анализа ограничены точностью исходного материала, детальностью учета факторов развития деформаций, разной продолжительностью временных срезов и т.д.

Основным активным фактором русловых процессов рек, как известно, является сток воды, его многолетняя и внутригодовая изменчивость. При этом адаптация руслового режима к сезонным колебаниям стока заключается главным образом в знакопеременных изменениях отметок дна, связанных с колебаниями транспортирующей способности потока, а также в смещении форм руслового рельефа. Процессы эволюции излучин и их смещения занимают значительные многолетние отрезки на временной шкале и в гораздо большей степени должны зависеть от многолетних колебаний стока. В этой связи, применение ретроспективного анализа является основным приемом выявления закономерностей переформирования русел.

Интенсивность поперечных смещений излучин характеризуют изменения стрелы прогиба h излучины. Скорость изменения стрелы прогиба C_h связана со скоростью поперечного смещения излучин C_{nop} (коэффициенты корреляции порядка $0,6$ - $0,7$). Эта связь позволяет более детально исследовать характеристики поперечных смещений на разных стадиях меандрирования, основываясь на данных об изменении стрелы прогиба, так как по ним проще подобрать необходимый статистический материал. Для анализа особенностей развития излучин внутри каждой стадии использовался пока-

затель, представляющий собой скорость ее изменения: $C_h = \frac{h_2 - h_1}{T}$, где h_1 ,

h_2 – начальное и конечное значения стрелы прогиба, T – продолжительность периода; размерность C_h – метры в год. Такой подход не приемлем для сопоставления рек с различной водоносностью, так как поперечные смещения,

приводящие к увеличению стрелы прогиба h излучин, зависят от водоносности реки. В то же время по C_h удобно сопоставлять излучины в рамках каждой стадии при одинаковой водоносности участков разных рек, так как морфометрические параметры, в т.ч. стрела прогиба h связаны с водоносностью прямой зависимостью [Завадский, 2001].

Общей тенденцией является значительное увеличение значений C_h при переходе от развитых сегментных к крутым сегментным излучинам, и от крутых сегментных излучин к омеговидным и синусоидальным. Так, осредненные показатели для близких по водоносности рек Кети и Чулыма на стадии пологих сегментных излучин равны $C_h = 1,1$ м/год, развитых сегментных – 1,5 м/год, крутых сегментных – 2,8 м/год, омеговидных и синусоидальных – 4,4 м/год.

Для оценки изменений во времени стрелы прогиба C_h был проведен анализ их связи с показателями водности расчетного периода, т. е. периода между датами выпуска лоцманских карт. В качестве характеристики водности периода была принята величина отношения среднемаксимального расхода за рассматриваемый период (Q_T) к среднемаксимальному расходу за весь период наблюдений $K_M = \frac{Q_T}{Q_{ср.макс}}$. В периоды с когда $K_M < 1$ преобладают

годы со средними и меньше средних значениями наибольших расходов воды во время половодья; в периоды с $K_M > 1$ преобладают годы с повышенными расходами половодья.

Для проведения анализа с использованием коэффициента K_M были выбраны участки рек Чулыма и Кети с близкими значениями водоносности (обе реки имеют соседние бассейны и один тип водного режима). Для всех сегментных излучин эта зависимость обратная (рис. 5А-В), что очевидно связано с тем, что в половодья повышенной водности динамическая ось потока смещается ближе к выпуклому берегу, и поперечные деформации ослабевают. При переходе в стадию омеговидных и синусоидальных излучин положение динамической оси потока в межень и половодье практически не меняется, т.к. по мере увеличения степени развитости и кривизны излучины возрастает направляющее воздействие на поток конфигурации русла (вогнутых берегов). На этой стадии ($l/L > 2,0$) зависимость уже становится прямой (рис. 5Г).

Таким образом, несмотря на единую гидромеханическую природу процессов, формирование русел определенных типов может иметь выраженную региональную специфику. Если ранее данное утверждение могло соотноситься, главным образом, с разветвленными руслами, то сейчас стало очевидным существование отличий в формировании и меандрирующих русел. Так, различия в гидрологическом режиме и характере прохождения руслоформирующих расходов воды (зональные факторы русловых процессов) определяют специфику распространения излучин разных типов (стадий развития). Распространение меандрирования в пределах участков рек (коли-

чество излучин) зависит от стока влекомых наносов, варьирующего по природным зонам, и в зависимости от геолого-геоморфологических условий.

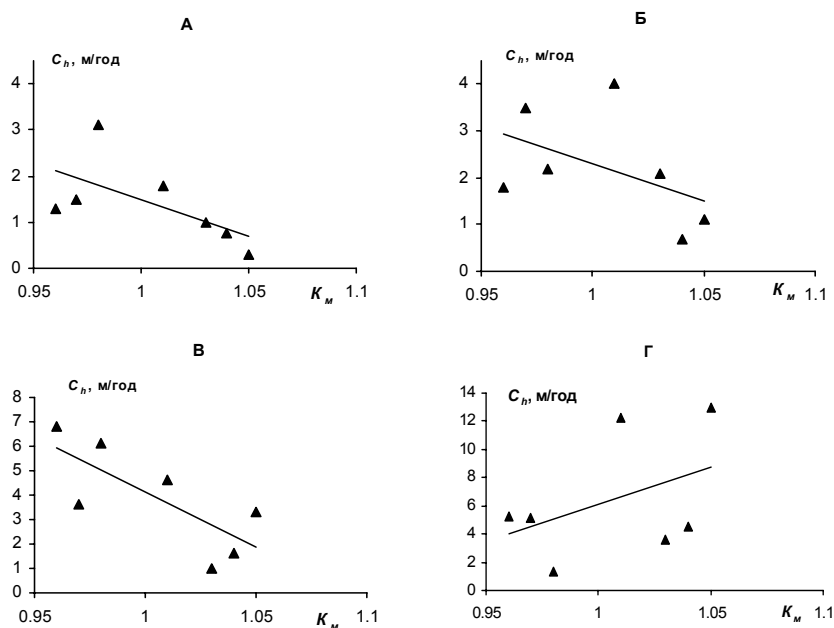


Рис. 5. Связь скорости изменения стрелы прогиба C_n излучин с показателем водности половодий в расчетные периоды. *А – пологие сегментные, Б – развитые сегментные, В – крутые сегментные, Г – омегавидные и синусоидальные излучины.*

Для меандрирующих русел, находящихся в относительно однородных геолого-геоморфологических условиях, темпы смещений излучин определяются стадией развития излучины. В зависимости от стадии, существенное влияние оказывает высота поймы и многолетние колебания водности рек.

ЛИТЕРАТУРА

Алабян А.М. Типы русел равнинных рек и факторы их формирования // Геоморфология. № 2. 1992.

Алексеевский Н.И. Формирование и движение речных наносов. М.: МГУ. 1998.

Баровский Н.А. Гидролого-морфодинамический анализ свободно меандрирующих русел на разных стадиях их развития // Геоморфология. 2005. № 4.

Баровский Н.А. Динамика меандрирующих русел притоков Средней Оби // Эрозионные, русловые процессы и проблемы гидроэкологии.

Материалы V семинара молодых ученых вузов, объединяемых советом по проблеме эрозионных, русловых и устьевых процессов. М.:МГУ. 2004.

Баровский Н.А. Оценка условий формирования свободно меандрирующих рек на разных стадиях их развития // География и природные ресурсы. 2007. №4.

Баровский Н.А., Чалов Р.С. Гидролого-морфологический анализ и условия развития русел рек в бассейне р. Оки // Вестник Моск. ун-та. Сер.5. География. 2004. № 2.

Барышников Н.Б. Морфология, гидрология и гидравлика пойм. Л.: Гидрометеиздат, 1984.

Беркович К.М. Русловые процессы и русловые карьеры. М.:МГУ. 2005.

Беркович К.М., Гаррисон Л.М., Рулева С.Н., Сурков В.В., Чалов Р.С. Русловые процессы, антропогенные изменения русла нижней Катуни и их влияние на ландшафты пойм // Эрозия почв и русловые процессы. Вып. 12. 2000.

Великанова З.М., Ярных Н.А. Натурные исследования гидравлики пойменного массива в высокое половодье // Труды ГГИ. Вып. 183. 1970.

Гендельман М.М. К вопросу о механизме переработки берегов речных русел // Метеорология и гидрология. 1975. № 12.

Евсеева Н.С., Земцов А.А. Деформация берегов р. Кети и связанные с ними процессы // Вопросы географии Сибири . 1978. Вып. 11.

Завадский А.С. Гидролого-морфологический анализ свободного меандрирования русел равнинных рек: Автореф. дисс. канд. геогр. наук. М: Издательство МГУ, 2001.

Завадский А.С. Исследования размывов берегов и обоснование их мониторинга на малых и средних реках Московской области // Эрозионные, русловые процессы и проблемы гидроэкологии. Материалы V семинара молодых ученых вузов, объединяемых советом по проблеме эрозионных, русловых и устьевых процессов. М.:МГУ. 2004.

Знаменская Н.С., Филаретова М.М. Экспериментальные исследования гидравлики пойменных русел при ограниченном меандрировании // Труды ГГИ. Вып. 183. 1970.

Иванов В.В. Условия формирования, гидроморфометрические зависимости и деформации относительно прямолинейных неразветвленных русел. Дисс. канд. геогр. наук. М.:МГУ. 1989.

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

Маккавеев Н.И. Русловой режим рек и трассирование прорезей. М.: Речиздат. 1949.

Потапов М.В. Поперечная циркуляция в открытом потоке и ее гидротехническое применение. М.: Сельхозиздат. 1936.

Резников П.Н. Сток наносов и его проявления в морфодинамике речных русел. Автореф. дисс. канд. геогр. наук. 2007.

Ромашин В.В. Типы руслового процесса в связи с определяющими факторами // Труды ГГИ. 1968. Вып. 155.

Русловые процессы и водные пути на реках Обского бассейна. Новосибирск: РИПЭЛ плюс. 2001.

Смирнова В.Г. Гидролого-морфологический анализ разветвленных русел рек Алтайского региона. Автореф. дисс. канд. геогр. наук. 2002

Чалов Р.С. Географические исследования русловых процессов. М.: МГУ. 1979.

Чалов Р.С. Общее и географическое русловедение. М.: МГУ. 1997.

Чалов Р.С., Алабян А.М., Иванов В.В., Лодина Р.В., Панин А.В. Морфодинамика русел равнинных рек. М.: МГУ. 1998 г.

Чалов Р.С., Завадский А.С., Панин А.В. Речные излуины. М.: МГУ. 2004.

Чалов Р.С., Лю Шугуан, Алексеевский Н.И. Сток наносов и русловые процессы на больших реках России и Китая. М.: МГУ. 2000.

Чалов Р.С., Штанкова Н.Н. Сток наносов, доля стока влекомых наносов в нем и их отражение в формах проявления русловых процессов на реках бассейна Волги // Труды АВН. Вып. 9. Проблемы русловедения. 2003.

Чернов А.В., Кораблева О.В. Результаты наблюдений за размывом берегов на реках Лесного Заволжья и их анализ // Проблемы русловедения. Труды АВН. Вып. 9. 2003.

Babinski Z. Wplyw zapor na procesy korytowe rzek aluwialnych // Przestrzen. 2000. № 12.

Leopold L.B., Wolman M.G. River channel patterns – braided, meandering and straight // US Geol. Surv. Prof. Pap. 282-B. 1957.

[В содержание](#) [Библиография](#)

**К.М. Беркович, Н.Н. Виноградова, А.С. Завадский, С.Н. Рулева,
В.В. Сурков, Р.С. Чалов**

НИЖНИЙ БЬЕФ НОВОСИБИРСКОЙ ГЭС В ПРОШЛОМ, НАСТОЯЩЕМ И БУДУЩЕМ (ОПЫТ ИССЛЕДОВАНИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПРИРОДНО-ТЕХНОГЕННОЙ СИСТЕМЫ)¹

Переформирования русел рек ниже крупных гидроузлов являются предметом исследования на протяжении уже многих десятилетий. Причины, вызывающие трансформацию русла, известны еще с 1930 годов. Разработана и постоянно совершенствуется методика инженерного расчета трансформации русла [Векслер, Доненберг и др., 1996]. Появились труды, обобщающие данные о переформированиях русел в нижних бьефах плотин на реках разных регионов [Babiński, 2002]. Тем не менее, в этом вопросе существует много нерешенных проблем. Одной из таких проблем является

¹ Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты № 07-05-00421 и 06-05-64293), Обского государственного бассейнового управления водных путей и судоходства и Верхне-Обского водного бассейнового управления

непрекращающееся через полвека со времени создания гидроузлов понижение (посадка) меженных уровней воды. Это обстоятельство является причиной возникновения конфликтных ситуаций при хозяйственном использовании рек ниже крупных водохранилищ. Посадка уровней затрудняет работу водозаборов, способствует уменьшению глубин и ухудшению условий судоходства, разрушению речных берегов и находящихся на них сооружений, изменению гидрологического режима поймы. Это требует серьезного мониторинга русловых процессов в нижних бьефах гидроузлов и комплексного подхода к решению практических задач, в то же время индивидуального для конкретных рек.

Новосибирский гидроузел на р. Оби был введен в промышленную эксплуатацию в 1961 г. Гидроузел включает в себя земляную и бетонную плотины с напором более 18 м, здание ГЭС и судопропускные сооружения. Ширина естественного русла в районе плотины составляла 600-800 м. Плотина образовала Новосибирское водохранилище объемом при нормальном проектном уровне $8,8 \text{ км}^3$, полезный объем водохранилища (регулирующая емкость) равен $4,4 \text{ км}^3$. Гидроузел рассчитан на пропуск среднегодового расхода величиной $1660 \text{ м}^3/\text{с}$.

Трансформация русла Оби на приплотинном участке ниже Новосибирской ГЭС оказалась очень неблагоприятной для функционирования многочисленных сооружений: причальных, водозаборных, транспортных. Первые проблемы возникли в начале 1970-х годов, менее чем через 10 лет после создания гидроузла. В связи с интенсивной, не предусмотренной проектом, посадкой меженных уровней воды затруднилась работа городских водозаборов. Это связывалось с активной разработкой русловых карьеров строительных материалов в черте г. Новосибирска. Выяснению действительных причин этого явления, его тенденций и закономерностей было посвящено комплексное исследование трансформации русла, выполненное в 1976-1978 гг. [Беркович, Векслер и др., 1981]. Тогда был разработан прогноз посадки уровней до 2000 г для условий прекращения или продолжения разработки карьеров. Однако, несмотря на некоторые принятые меры, посадка уровней продолжалась, она превысила прогнозную величину, что привело к новому затруднению работы водозаборов на рубеже XX-XXI веков.

Причиной несовпадения прогнозного и наблюдаемого состояния русла реки ниже крупных гидроузлов часто является недостаточный учет некоторых его природных особенностей. Трансформация русла реки ниже гидроузлов развивается под действием двух групп факторов: общих для большинства гидроузлов и местных, характерных для конкретных участков рек. Первые включают в себя предусмотренные проектом регулирование стока воды, задержку наносов водохранилищем и суточные колебания расходов воды, обусловленные работой гидростанции. К местным факторам относятся геологическое строение русла реки и его изменение по длине реки, состав руслообразующих наносов, а также антропогенные механические нарушения русел, по времени проявления совпавшие с регулированием стока. На важность учета геологического строения русла при анализе транс-

формации русел рек ниже плотин указывал Н.И. Маккавеев [1957]. Усиление антропогенных нарушений речных русел в 1970-1980-е годы, в первую очередь вследствие разработки русловых карьеров, во многих случаях привело к неадекватности прогнозов, разработанных при проектировании плотин.

В последние несколько десятилетий, уже после создания Новосибирской ГЭС, русло р. Оби ниже по течению претерпело значительные изменения. Приплотинный участок нижнего бьефа располагается в черте одного из крупнейших городов Сибири, перегружен различными инженерными сооружениями – водозаборами, причалами, мостовыми и подводными переходами, берегоукрепительными и регулирующими сооружениями. На участке длиной более 100 км разрабатывались русловые карьеры стройматериалов, вплоть до начала 1990-х годов выполнялись крупномасштабные дноуглубительные работы в связи с созданием современного водного пути, проводилось строительство выправительных дамб, полузапруд и т.д.

Гидрологические факторы трансформации русла

Новосибирское водохранилище, вследствие его небольшого полезного объема, осуществляет неглубокое сезонное регулирование стока. Коэффициент регулирования, представляющий собой отношение полезного объема водохранилища к объему стока за половодье ($19,2 \text{ км}^3$) составляет всего 0,14. Тем не менее, сток за весенний период (половодье) снизился после его создания на 20-25%, а зимний сток увеличился на 10-12%. Регулирование привело к срезке пика весенне-летнего половодья. Средний максимальный расход половодья за период существования ГЭС составляет $3900 \text{ м}^3/\text{с}$, максимальный $9600 \text{ м}^3/\text{с}$. Прослеживается тенденция снижения водности реки в половодье: за последние 20 лет максимальный расход не превысил $5600 \text{ м}^3/\text{с}$, тогда как в естественных условиях мог превышать $12000 \text{ м}^3/\text{с}$. Изменение распределения стока прослеживается на расстоянии 300 км от плотины - до впадения р. Томи.

Гораздо существеннее изменения стока наносов. Сток взвешенных наносов в Новосибирске в условиях регулирования уменьшился с 14 млн. т в год до 4 млн., а средняя годовая мутность – с 247 до $71 \text{ г}/\text{м}^3$, т.е. в 3,5 раза. Наибольшая доля стока взвешенных наносов на г.п. Новосибирск проходит в весенний период (более 80%). Сток влекомых наносов полностью перехватывается водохранилищем. В естественных условиях (до создания гидроузла) на 180-километровом участке выше Новосибирска, ныне затопленном водохранилищем, осаждалось ежегодно 4,5 млн. т взвешенных наносов. В то же время на нижележащем участке Оби длиной 450 км увеличение объема стока взвешенных наносов происходило только за счет впадения крупных притоков – Томи, Чулыма. Если не учитывать их выносы, то получается, что Обь теряла на этом участке около 3 млн. т в год взвешенных наносов. Таким образом, естественной тенденцией развития продольного профиля Оби была аккумуляция наносов [Маккавеев, Чалов, 1963]. Это подтверждается тем, что минимальные среднесуточные уровни воды за пе-

риод открытого русла в Новосибирске до создания водохранилища проявляли тенденцию к повышению. За первую половину XX века они повысились в среднем на 20-25 см. Что касается стока влекомых наносов, то его расчетная величина составляла около 1,4 млн. т в год или около 10% общего стока наносов [Чалов и др., 1999]. Создание водохранилища и задержка им наносов привело к изменению направленности вертикальных русловых деформаций. Согласно последним измерениям (2000-е годы) параметров и скорости смещения грядовых русловых форм на участке 12-30 км от плотины в этой форме переносится в средний по водности год около 550 тыс. т. Расчеты по методике Н.И. Алексеевского [1998] дали несколько большую величину – 950 тыс. т [Чалов и др., 1999]. В непосредственной близости от плотины практически весь этот объем поступает сейчас от размыва речных берегов, т.к. врезание русла здесь практически прекратилось из-за смыва аллювия и непосредственного контакта потока с коренным ложем реки; имеют значение также скальные выходы на дне реки (мыс Камешек, Кривошековский «перекат»), создающие местные базы эрозии. Однако в 1960-е – начале 1970-х годов этот процесс (врезание) и понижение отметок дна доминировал на приплотинном участке. Дефицит взвешенных наносов прослеживается также на несколько сотен километров вниз по течению.

Протяженность участка, на котором отмечается движение волн попусков суточного и недельного регулирования нагрузки ГЭС, в нижнем бьефе Новосибирской ГЭС составляет более 100 км от створа плотины, но наиболее ярко волны выражены на приплотинном 30-40-километровом отрезке. Максимальная амплитуда волн в период открытого русла у плотины составляет 70 см, они продвигаются вниз по течению со скоростью до 12 км/час. Чем больше амплитуда волн, тем быстрее они расплываются. Волна с амплитудой 70 см на приплотинном участке уменьшается до 10 см. Перемещение волн попусков сопровождается увеличением скоростей течения. При распространении волны с амплитудой 70 см максимальные скорости течения на ее гребне увеличиваются на 25-40%. В 6 км от ГЭС амплитуда изменения скоростей в придонном горизонте за период прохождения волны составляла 0,53 м/с, в 14,5 км от ГЭС – 0,35 м/с.

Местные факторы трансформации русла

Главным природным фактором, определяющим местную специфику трансформации русла Оби в нижнем бьефе, является сложное геологическое строение долины, русла и берегов реки (рис. 1).

На 100-километровом участке река пересекает несколько гранитных массивов, с которыми сопряжено высокое положение кровли коренных скальных пород палеозойского возраста, представленных трещиноватыми песчаниками и сланцами. Они образуют цоколи речных террас и вскрываются в русле Оби. Среди них встречаются также выходы гранитов. В черте города, на приплотинном участке граниты и осадочные породы залегают непосредственно под руслом и поймой, выходят на поверхность, как на правом, так и на левом борту долины.

На поверхности палеозойских пород почти повсеместно распространена глинисто-обломочная кора выветривания мощностью до 15 м. Кровля коренных пород очень неровная: наряду с выступами встречаются и глубокие «впадины» – 8-10 м и более. Мощность слоя аллювия, прикрывающего коренные скальные породы, составляет 0,5-3,5 м. За пределами 30-километ-рового приплотинного участка коренные породы выходят в правобережной части русла и в основании правого берега, образуя скальные мысы, выступающие в русло и обуславливающие его неровную линию. Это прослеживается до 110 км от плотины. Выходы коренных пород определяют колебания ширины долины и резкие повороты русла, образуют острова в русле (огрудки) и слагают ложе некоторых рукавов, ограничивая их развитие.

У плотины ширина долины составляет 6 км. Ниже долина резко расширяется и выше устья р. Ини превышает 15 км. В черте г. Новосибирска, где долина «зажата» между выходами гранитов Новосибирского массива, ее ширина вновь уменьшается до 7-9 км; пойма и террасы здесь распространены только по левому берегу. Следующее сужение находится в 66-72 км ниже плотины. Между ними долина расширяется до 40 км и более.

В целом на приплотинном участке распространение скальных пород препятствует эрозии дна, в то время как за пределами 30-40-километрового участка их роль сказывается лишь в некоторых чертах горизонтальных деформаций, не ограничивая вертикальные.

Ширина поймы также заметно меняется по длине реки. В сужениях береговая пойма может отсутствовать, в расширениях ее ширина достигает 15 км. Высота поймы составляет 5-7 м над меженью. Общая мощность аллювия, слагающего пойму, колеблется от 5-8 м в зонах пересечения рекой гранитных массивов до 25 м в расширениях дна долины [Фениксова, 1977]. Иногда встречается низкий (0,5-1 м над урезом) скальный цоколь. Преобладающим типом поймы является аккумулятивная ложбинно-островная, почти половина ее площади приходится на острова. Большие площади долины занимает более древняя наложенная пойма – образование, пережившее длительный этап перерыва в затоплении, за который сформировался горизонт черноземовидных или серых лесных почв, впоследствии погребенный под слоем наилка мощностью 25-80 см.

В естественных условиях большая часть поймы регулярно и длительно затапливалась. Затопление происходило уже при подъеме воды на 5,5-6 м, при уровне 8-9 м носило катастрофический характер.

Антропогенные факторы

Заметную роль в развитии русла средней Оби сыграли механические нарушения: разработка русловых карьеров, землечерпательные работы по трассе судового хода, строительство выправительных сооружений, мостовые переходы, береговые сооружения, освоение прибрежных территорий под строительство и пр. Эти антропогенные факторы часто выходят на первый план и затушевывают роль природных условий формирования русла.

Благодаря регулированию стока водохранилищем появилась возможность увеличения транзитной судоходной глубины и этим обстоятельством воспользовались для совершенствования судового хода. На участке от Новосибирска до устья Томи в 1960-1980-е годы извлекалось 20-50 тыс. м³ грунта в год на 1 км русла. Было выполнено несколько проектов, направленных на коренное улучшение условий судоходства. При этом к 1991 г. гарантированная глубина была увеличена с 1,7 до 2,5 м [Русловые процессы..., 2001]. Начиная с 1992-1993 гг. в результате экономического кризиса произошло снижение объемов землечерпания. Средний за последние 12 лет объем транзитного землечерпания составляет всего лишь около 4 тыс. м³/год на 1 км русла. Вплоть до настоящего времени землечерпание, хотя и в сильно сниженных объемах, остается основным средством поддержания судоходной глубины 2,3 м.

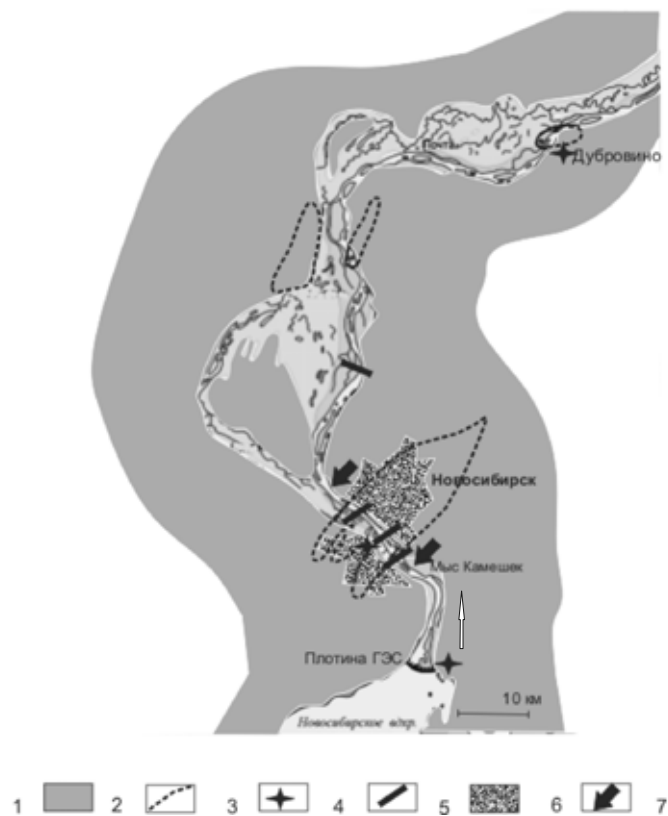


Рис. 1. Схема нижнего бьефа Новосибирского гидроузла на р. Оби.
 1 – пойма; 2 – надпойменные террасы, Приобское плато и склоны возвышенностей;
 3 – гранитные массивы; 4 – гидрологические посты; 5 – мостовые переходы;
 6 – города и населенные пункты; 7 – основные водозаборы.

Более мощным антропогенным фактором трансформации русла явилась разработка русловых карьеров. Она началась еще во время строительства плотины, т.е. более 45 лет назад. В 1960-1982 гг. добыча песчано-гравийных материалов производилась непосредственно в черте города. Первоначально ежегодный объем добычи составлял менее 1,5 млн. м³, но затем возрастал, достигнув максимума (10,1 млн. м³) в 1976-1980 гг. Всего к 1982 г на 40-километровом отрезке русла ниже плотины было извлечено более 25 млн. м³ песка и гравия. В 1982 г русловые карьеры были выведены за пределы 60-километрового участка ниже плотины, и к 2003 г на 65-85 км от плотины было извлечено более 30 млн. м³ грунта. Вместе с тем, несмотря на запрет, в 1990-2000-е гг. разрабатывались крупные карьеры в городской черте (20-25 км от плотины). Здесь в этот период было извлечено еще 4-5 млн.м³. И, хотя в последние годы при разработке карьеров были учтены уроки прошлых лет, тем не менее, последствия интенсивного механического изменения русла сказываются и в настоящее время.

Естественные характеристики русла

На участке Оби от Новосибирской ГЭС до устья р. Томи изменения уклона водной поверхности по длине реки определяются геологическим строением долины, ее морфологическим строением (сужениями и расширениями поймы). С ними связаны сравнительно крупные ступени продольного профиля. Более мелкая ступенчатость связана с чередованием форм русла, перекатных и плесовых участков. Средний уклон реки в межень в бытовом состоянии равнялся 0,09-0,11‰.

Крупность руслового аллювия в естественном состоянии реки была сравнительно невелика, несмотря на сложное геологическое строение русла и берегов. В среднем она составляла 0,2-0,3 мм, увеличиваясь в местах выхода коренных пород до 0,5 мм. Соотношение уклона и крупности русловых наносов показывает, что русло Оби в естественном состоянии было слабо устойчивым, отличаясь высокой потенциальной интенсивностью местных периодических деформаций [Беркович, Лодина и др., 1972].

Естественным типом русла р. Оби является разветвление на рукава. Формирование его связано с малой устойчивостью русла, преимущественно легкой размываемостью берегов, неравномерностью стока воды, относительно большим стоком наносов при тенденции к их аккумуляции. Основным видом переформирования разветвлений Оби – развитие сопряженных систем рукавов – «восьмерок» [Проектирование судовых ходов..., 1964; Беркович, Лодина и др., 1972; Чалов, 1979]. Однако характер русла неодинаков по длине реки. На участке длиной 30-40 км, примыкающем к плотине, русло было сравнительно узким, для него были характерны односторонние прибрежные разветвления с концентрацией значительной части стока в одном основном рукаве, прямолинейный неразветвленный отрезок в центральной части города, большое количество мелководных перекатов, выходы коренных пород, узкая пойма. Типичное сопряженное разветвление имеется ниже мыса Камешек, а ниже Новосибирска они развиты вплоть до впадения

р. Томи, лишь изредка прерываются короткими участками прямолинейного неразветвленного русла или двумя-тремя излучинами, из которых нижняя в серии обязательно является вынужденной. Выделяются два вида разветвлений: центральные и прибрежные. Первые бывают одиночными или образующими звенья сопряженных систем рукавов. Те и другие характеризуются сравнительно высокой водностью одного из рукавов и периодическим изменением роли рукавов в общем стоке воды и наносов. Прибрежные разветвления отличаются тем, что в них выделяется основной рукав с высокой водностью, а боковые рукава маловодны во все фазы гидрологического режима.

Низкая устойчивость русла способствовала тому, что преобладающим типом крупных форм руслового рельефа на р. Оби в естественных условиях были осередки и побочки. Среди последних преобладали побочки, которые по мере смещения отторгались от берегов.

Трансформация русла после создания гидроузла

Ярким признаком трансформации русла после создания гидроузла является посадка уровней воды (рис. 2). В условиях интенсивного водохозяйственного и транспортного использования реки она оказывается одним из самых тяжелых последствий регулирования стока, сказываясь на функционировании водозаборов, устойчивости мостовых переходов и набережных, состоянии водного пути и даже на самой плотине.

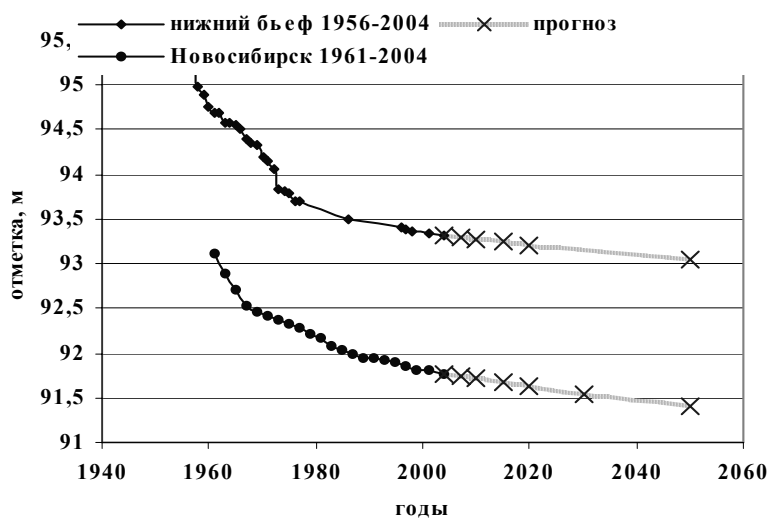


Рис. 2. Посадка уровней и ее прогноз в нижнем бьефе Новосибирской ГЭС и г. Новосибирске для расхода воды $1300 \text{ м}^3/\text{с}$

Для нижнего бьефа Новосибирской ГЭС характерна быстрая посадка меженных уровней воды. Первоначально она ярко прослеживалась вблизи плотины. К 1975 г. понижение меженных уровней в нижнем бьефе пло-

тины по сравнению с естественным состоянием составило 1,5 м при расходах воды до 2000 м³/с и 1,2 м при расходах 2000-6000 м³/с. Средняя скорость посадки уровней составила в этот период 7 см/год. Позднее посадка уровней замедлилась: в 1976-1986 гг. понижение уровней при расходе 1300 м³/с составило в нижнем бьефе 28 см (3 см/год). Еще медленнее происходила посадка уровня в 1987-1998 гг., когда ее скорость уменьшилась до 1 см в год. К 2005 г суммарная посадка уровней в нижнем бьефе при расходе воды 1300 м³/с достигла 1,86 м.

Понижение уровней, меньшее по величине, наблюдалось также в створе гидрологического поста Новосибирск, расположенного в 20 км ниже плотины. К 1975 г. понижение уровня при расходе 1300 м³/с составило здесь 0,5-0,6 м, а к 2005 г. – 1,32 м. Здесь также наблюдалось постепенное уменьшение темпов посадки: в 1961-1967 гг. при расходе 1300 м³/с она составляла почти 10 см в год, в 1968-1987 гг. – 4,5, позднее – 2 см/год.

Согласно прогнозу 1976 г. [Беркович, Векслер и др., 1981] при существовавших тогда объемах добычи песчано-гравийных материалов из русловых карьеров посадка уровня в нижнем бьефе к 2000 г должна была достичь 2,03 м, а для условия прекращения разработки карьеров – 1,96 м. Фактически посадка уровней на г.п. Нижний бьеф оказалась на 14 см меньше. Снижение темпов посадки уровней приходится на конец 1970-х гг., что связано с ограничением разработки русловых карьеров в черте города на приплотинном участке, а также произошедшим из-за размыва русла укрупнением донных отложений и экспонированием на дне коренных пород.

В то же время на г.п. Новосибирск ожидалось существенно меньшее понижение уровня воды, чем наблюдающееся: при продолжении разработки карьеров посадка уровня при расходе 1300 м³/с должна была составить в 2000 г. 1,0 м, тогда как фактически она оказалась на 0,30 м больше, хотя разработка карьеров здесь была резко сокращена и производилась эпизодически.

Таким образом, обнаружилось несовпадение прогнозных и фактических значений посадки уровней. Это связано с тем, что трансформация русла возле плотины в начале 1980-х гг. замедлилась, тогда как в Новосибирске после периода некоторого замедления в 1980-х годах несколько ускорилась. Очевидно, это связано с сильным искусственным изменением русла выше и в районе опорного гидрологического поста, более мелким составом руслообразующих наносов, чем на приплотинном участке. На ускорение посадки уровней повлияла разработка русловых карьеров, занесение уже отработанных и стеснение русла двумя новыми мостовыми переходами – мостом метро и автомобильным – Дмитриевским.

По-видимому, имело значение и практически полное прекращение размывов из-за обнажения на дне коренных пород от плотины до мыса Камешек (12 км от плотины), и чередование скальных выступов с понижениями коренного ложа (карманами), заполненными аллювием. В этих условиях глубинная эрозия, постепенно распространяясь вниз по течению [Транспортное..., 1972], проявляясь в определенном понижении уровней и отме-

ток дна, вызывает посадку уровней и на приплотинном участке, где врезание уже практически не происходит, либо локализуется в пределах аллювиальных карманов между выступами скальных пород на дне.

Для процесса глубинной эрозии, развивающейся после нарушения гидрологического режима, характерно изменение во времени согласно зависимости [Simon, 1995]:

$$z = z_0 (t)^m \quad (1)$$

где z – отметка дна или водной поверхности через промежуток времени t (годы) после нарушения, z_0 – исходная отметка, b , m , k – эмпирические коэффициенты. Эти и подобные ей зависимости могут служить для разработки прогноза дальнейшего изменения при условии достоверного определения эмпирических коэффициентов на основе данных наблюдений.

Посадка уровней на Оби у плотины (г.п. нижний бьеф) при расходе $1300 \text{ м}^3/\text{с}$ за период с 1956 по 2005 гг. описывается зависимостью:

$$H = 95,66t^{-0,0061}, \quad (2)$$

в 20 км ниже плотины (г.п. Новосибирск):

$$H = 93,42t^{-0,0042} \quad (3)$$

где H – отметка уровня, t – время (с 1956 г); коэффициент корреляции зависимостей 0,955. Видно, что посадка уровней развивается закономерно, и ее затухание происходит крайне медленно.

Причиной посадки уровней воды является трансформация русла реки в ходе глубинной эрозии, распространение последней вниз по течению, а также изменения горизонтальных деформаций под влиянием регулирования стока. Ход направленных изменений русла Оби после создания Новосибирского гидроузла распадается на два этапа. Первый этап начинается с пуско-наладочного периода и охватывает первые 25 лет работы гидроузла. Регулирование речного стока совпало на этом этапе с активной разработкой русловых карьеров на приплотинном участке, а также со строительством дамб и полузапруд, перекрытия отдельных маловодных протоков и ограничения растекания потока половодья. Объемы дноуглубительных работ по трассе судового хода на приплотинном участке были сравнительно невелики и часто ограничивались скалоуборкой, что объясняется размывами русла, его общим углублением (табл. 1) и уничтожением перекатов. В естественных условиях перекаты являются важным фактором регулирования уровня режима, особенно в межень, и их смыв, сопровождающийся выравниванием отметок дна, приводит к посадке уровней. В то же время наносы, поступающие в русла вследствие размыва берегов и дна, образуют отдельные перекаты даже на приплотинном участке выше мыса Камешек из-за подпора в связи с резким отклонением потока скальным мысом, в разветвлениях ниже по течению и др.

На приплотинном участке длиной 30-40 км интенсивная глубинная эрозия началась в пуско-наладочный период, когда русло было стеснено

строительными перемычками. Уже к 1959 г. ниже плотины образовалась яма местного размыва глубиной 12 м, позднее искусственно ликвидированная. Общий размыв, установленный на основе анализа планов русла, развивался интенсивно: уже за первые годы (1957-1960) объем размыва на приплотинном участке составил около 10 млн. м³. Это соответствовало среднему понижению отметок дна на 10-12 см в год. Позднее увеличение емкости русла происходило как за счет глубинной эрозии, так и за счет разработки русловых карьеров. К 1973 г. емкость русла увеличилась на 22 млн. м³, к 1985 г. – еще на 10 млн. м³. Скорость среднего понижения отметки дна уменьшилась сначала до 6, а затем до 4 см в год. Учитывая объем разработанных в этот период карьеров (25 млн. м³), можно полагать, что на глубинную эрозию приходится только 40% всего материала, удаленного с приплотинного участка к 1985 г. [Беркович, Векслер и др., 1981].

Таблица 1. Изменения средней глубины русла Оби на приплотинном участке

| км от плотины | Средняя глубина, м от проектного уровня | | | | | | |
|---------------|---|------|------|------|------|------|------|
| | 1956 | 1961 | 1967 | 1975 | 1985 | 1987 | 2004 |
| 1,85 | 0,9 | 1,1 | | | | | 3,7 |
| 3,05 | | 2,0 | | 3,5 | | | 3,4 |
| 4,35 | | 2,2 | | 3,4 | 2,9 | | 3,1 |
| 7,85 | | 1,4 | | 2,1 | 2,2 | | 2,7 |
| 12,0 | | | | | 2,1 | | 2,7 |
| 16,0 | | | 2,2 | 3,4 | | 3,5 | 3,5 |
| 18,0 | | | 1,7 | 3,8 | | 4,1 | 4,2 |
| 19,8 | | | 1,6 | 1,7 | | 3,0 | 3,0 |
| 24,5 | | | 4,0 | 4,8 | | 5,0 | 4,2 |
| 25,7 | | | 2,6 | 2,6 | | 2,9 | 3,7 |
| 28,0 | | | | | 2,8 | | 3,0 |

Эрозия развивалась неравномерно по длине приплотинного участка. На первых 8-10 км от плотины наибольший рост глубины замечен в 1959-1975 гг., тогда как на нижележащем участке – в 1975-1985 гг. (табл. 1). Средняя глубина увеличивалась на 5 см в год. С увеличением средней глубины происходило изменение формы поперечного сечения русла, в частности, его полноты – отношения средней глубины к максимальной. В среднем оно увеличилось с 0,4-0,5 в 1967 г до 0,65-0,7 в 1985 г.

Прекращение разработки карьеров в начале 1980-х годов не остановило эрозию, которая продолжилась и на втором этапе – до настоящего времени, но местами она прекратилась из-за проецирования потока на коренное скальное ложе, либо сменилась, очевидно, переменным накоплением наносов и их последующим смывом. Это устанавливается путем сравнения планов русла 1985-1987 гг. и 2004 г. В целом же средняя глубина русла на приплотинном участке увеличилась еще на 10-60 см (табл. 1).

Увеличение глубин в этот период происходит медленнее, чем в предыдущий, а местами осталось неизменным либо сменилось уменьшением глубины там, где рыхлый материал на дне реки отсутствует (3,05 км, 24,5 км). Если в первые годы после ввода ГЭС в эксплуатацию скорость увеличения

глубины составляла более 20 см в год, то к 1975 г. она составляла не более 10 см в год, а в за последние 20 лет – 0,6 см в год. Следует также отметить, что по некоторым створам увеличение глубины находится в пределах точности измерений, и о факту их изменений можно судить только по устойчивой тенденции.

Прекращение на втором этапе размывов дна непосредственно ниже плотины и местами, где на дне выходят скальные грунты, ниже по течению на приплотинном участке при сохранении тенденции посадки уровней, хотя и сильно замедленной по сравнению с первым этапом, свидетельствует о том, что смещение глубинной эрозии вниз по реке и связанная с ней посадка уровней регрессивно распространяется вверх вплоть до плотины, где это сопровождается уменьшением глубины.

Очень показательны данные по балансу деформаций, полученные путем наложения подробных планов русл, полученных в 1985 и 2003 гг. Деформации русла заключаются в размыве дна и берегов, а также отложении наносов в виде отмелей. Они происходят одновременно, нередко чередуются на одних и тех же участках. В подсчитанный объем деформаций входят также разработка (и занесение) карьеров и результаты дноуглубительных работ по трассе судового хода. Последние сказываются как в понижении дна на перекатах, так и в формировании отмелей и молодой поймы на отвалах грунта и на выправительных сооружениях. В целом на 100-километровом участке реки ниже плотины преобладает размыв со средней интенсивностью около 5 тыс. м³ в год на 1 км длины русла. Однако, в пределах участка баланс деформаций неоднороден: выделяются два участка с преобладанием размыва и один с преобладанием отложения наносов. Участки размыва: 0-60 км от плотины при средней интенсивности размыва 7 тыс. м³ в год; 80-100 км от плотины, средняя интенсивность размыва 12 тыс. м³ в год на 1 км русла. Между ними располагается участок длиной 20 км, где преобладает отложение наносов, составляющее 9 тыс. м³ в год на 1 км. Первый участок размыва соответствует в основном приплотинному участку. Возникновение второго участка эрозии и большая интенсивность его деформаций связаны с тем, что на нем практически не существует ограничения деформаций геологическим строением, тогда как на первом, приплотинном, участке аллювий во многих местах смыт. Действительно, в настоящее время на приплотинном участке крупность руслообразующих наносов составляет 1,4-6,6 мм, а за его пределами – 0,8-1,2 мм, что в обоих случаях в несколько раз превышает естественную их крупность. Такое увеличение крупности наносов явилось следствием глубинной эрозии, а также интенсивных дноуглубительных работ [Русловые процессы..., 2001]. Благодаря особенностям геологического строения аллювиальный материал заметно укрупняется вниз по разрезу – от дна к кровле коренных пород. Поэтому удаление верхнего слоя (эрозией или земснарядом) влечет за собой укрупнение наносов.

В пределах всего 100-километрового участка реки ниже плотины ГЭС выделяется несколько характерных черт направленной трансформации

разветвлений: 1) отмирание некоторых рукавов и перестройка систем сопряженных рукавов; 2) быстрое развитие молодой низкой поймы в узлах разветвления и слияния рукавов, а также во второстепенных рукавах; 3) развитие излучин главных рукавов, особенно при сосредоточении в них основной доли расхода воды в реке [Беркович, Рулева и др., 1996].

Отмирание отдельных рукавов в 1960-1970-е годы коснулось не только маловодных боковых рукавов, но и рукавов в сопряженных системах. Это привело к объединению многих островных массивов с береговой поймой и трансформации одного морфодинамического типа русла в другой. При этом происходило развитие наиболее крупных и многоводных рукавов, сосредоточение в них преобладающей доли стока. Относительная водность основных (судоходных) рукавов реки составляет в настоящее время 60-80% в период половодья и до 90% в межень. Перераспределению стока в пользу судоходных рукавов способствовало снижение подвижности прирусловых отмелей и их закрепление растительностью.

За последние 30 лет заметных перемещений главного течения реки по рукавам не отмечено (за исключением некоторых искусственно вызванных), морфометрические характеристики разветвлений претерпели значительные изменения. Сильно сократилась средняя меженная ширина открытого русла (с 1140 м в 1976 г. до 850 м в 2004 г.). Средняя длина центральных разветвлений несколько увеличилась (с 1350 до 1570 м). Увеличились в размерах и прибрежные разветвления. В среднем за 1976-2004 гг. площадь центральных островов увеличилась на 5%, прибрежных – на 7%. Это происходит за счет перехода прежде центральных островов в разряд прибрежных, а также за счет объединения прибрежных островов между собой массивами молодой поймы. Значительную роль в стабилизации разветвлений и закреплении главного течения сыграли продолжавшиеся несколько десятилетий дноуглубительные работы, а также несколько крупных выправительных сооружений (полузапруд).

Выделяется несколько характерных черт форм руслового рельефа Оби ниже Новосибирской ГЭС: низкие отметки поверхности; зарастание возвышенных частей; сглаженность продольного профиля форм, небольшое сезонное изменение отметок гребней. Большинство побочной и осередков стали в межень подводными с отметками 1-2 м ниже проектного уровня. Это связано как с уменьшением стока наносов, так и со снижением уровня половодья в условиях зарегулированного стока. Формы, имеющие более высокие отметки, заросли кустарником и превратились в массивы молодой поймы. Можно отметить увеличение размеров крупных форм руслового рельефа по сравнению с естественным режимом. Это связано с увеличением устойчивости русла и изменением его морфометрических характеристик.

Прогноз трансформации русла и его последствий

Прогноз дальнейшей трансформации русла имеет большое значение для всех водопользователей Новосибирска. В первую очередь это относится к системе водоснабжения, так как оголовки водозаборных устройств рассчита-

ны на фиксированную отметку минимального уровня, а изменения последней зависят от направленности и интенсивности процесса трансформации русла. Поэтому в первую очередь необходим прогноз посадки уровней. Для его разработки использованы зависимости (2, 3), однако, прежде всего, были вычислены значения показателя степени m зависимости (1) и построен график $m = f(t)$. Вплоть до конца 1980-х годов показатель степени испытывал резкие колебания на фоне постепенного уменьшения. Увеличение значений m соответствует замедлению, а их уменьшение – ускорению посадки уровней. Особенно заметное ускорение посадки уровня в Новосибирске характерно для 1977-1986 гг. Этот период совпадает со временем интенсивной разработки русловых карьеров в черте города и началом занесения уже отработанных карьеров. С начала 1980 годов у плотины и их конца в Новосибирске значения m стабилизировались, что дало основание использовать их для прогноза дальнейшего изменения уровня воды. В 1980-90-е годы величины m у плотины уменьшились в 1,5 раза по сравнению со всем периодом 1956-2004 гг., в то время, как в Новосибирске остались такими же.

Расчет показывает, что к 2020 г. посадка уровня у плотины при расходе $1300 \text{ м}^3/\text{с}$ составит еще около 15 см, а к 2050 г – 30 см по сравнению с современной величиной (рис. 2). В Новосибирске также следует ожидать дальнейшего понижения уровня, которое к 2020 г. составит 18 см и к 2050 г. – 40 см. После 2010 г уровень воды при этом расходе перестанет удовлетворять нормальной работе городских водозаборов. Посадка уровней, продолжающаяся у плотины и в Новосибирске, связана как с изменением формы поперечного сечения, хотя здесь она стимулируется также размывом русла на аллювиальных участках реки, в плесовых лощинах и аллювиальных «карманах», так и сохранением тенденции трансгрессивного смещения размывов русла вниз по течению, где абсолютно доминируют свободные условия развития русловых деформаций.

Заключение

Создание Новосибирского гидроузла привело к возникновению управляемого компонента в системе поток-русло ниже по течению и формированию природно-антропогенной системы. Этим компонентом стал активный фактор русловых процессов – сток воды. Сток стал более равномерным во времени, сгладилась его сезонная неравномерность. Это явилось благоприятным фактором улучшения судоходных условий на реке, так как уменьшилась заносимость перекатов и рассредоточение потока по рукавам. Однако для правильного управления такой системой следует учитывать факторы, сопутствующие созданию регулирующих водохранилищ: прекращение стока наносов и его восстановление за счет размывов берегов и дна, неустановившееся движение потока ниже ГЭС. Результатом их является глубинная эрозия, охватывающая значительный по протяженности участок реки. Она, тем не менее, вполне предсказуема, и понижение дна русла и уровней воды может быть учтено при проектировании и реконструкции во-

дозаборов, мостовых и подводных переходов, набережных и других сооружений. Не все сопровождающие ее явления учитываются или учитываются не в полной мере. К таковым относится изменение полноты поперечного сечения русла и продолжение посадки уровней при стабилизации отметок дна благодаря его размыву ниже по течению. Не учитываются также последствия воздействия некоторых антропогенных нарушений. К ним относится, прежде всего, разработка русловых карьеров. Она привела к негативным последствиям на многих свободных реках, а в нижних бьефах ГЭС – просто недопустима. Именно это вид нарушений помешал формированию достаточно устойчивой природно-антропогенной системы на участке р. Оби ниже Новосибирской ГЭС. Для продолжения нормального в практическом отношении функционирования требуется ее правильное обслуживание. Важнейшим требованием является прекращение посадки уровней воды или их частичное восстановление. Для этого следует избегать разработки русловых карьеров на приплотинном участке, который следует распространить, по крайней мере, на 60 км от плотины, располагая их на участках аккумуляции продуктов размыва. Для обеспечения бесперебойной работы водозаборов, возможно, потребуется строительство низконапорной плотины с судопропускными сооружениями, либо коренная реконструкция водозаборных устройств и существующего шлюза. В комплекс «ремонтных» работ по системе входят также дноуглубительные работы, поддержание в рабочем состоянии выправительных и ограждающих сооружений и т.д.

Природно-антропогенная система должна обеспечивать комплексное и бесперебойное использование водных ресурсов равноправными потребителями и пользователями. Поддержание «исправного» состояния системы должно выполняться согласованно всеми заинтересованными ведомствами и структурами, и контролироваться природоохранными органами. Важным инструментом в этом смысле является организация мониторинга русловых и гидрологических процессов.

Литература

Алексеевский Н.И. Формирование и движение речных наносов. М.: МГУ, 1998.

Беркович К.М., Векслер А.Б., Виноградова Н.Н. и др. Формирование русла р.Оби в нижнем бьефе Новосибирской ГЭС // Труды Западно-Сибирского НИИ, вып.52. Новосибирск, 1981.

Беркович К.М., Лодина Р.В., Чалов Р.С., Шутов А.М. Условия формирования, устойчивость и режим деформаций русла средней Оби // Эрозия почв и русловые процессы. Вып. 2. М.: изд-во МГУ, 1972.

Беркович К.М., Рулева С.Н., Чалов Р.С., Ботвинков, В.М., Дегтярев В.В. Русловые процессы, судходные условия и регулирование русла реки Оби // Эрозионные и русловые процессы. Вып. 2.М., 1996.

Векслер А.Б., Доненберг В.М., Мануилов В.Л., Фрид Р.С. Метод расчета трансформации русла в нижних бьефах гидроузлов // Известия ВНИИГ им. Б.Е. Веденеева, 1996. Т. 230, часть 1.

Маккавеев Н.И. Русловые процессы и путевые работы в нижних бьефах гидроузлов.// Труды ЦНИИЭВТ, Вып. XII, 1957.

Маккавеев Н.И., Чалов Р.С. О морфологических признаках современной аккумуляции в речных долинах // Известия АН СССР, серия географ., 1963, № 3.

Проектирование судовых ходов на свободных реках. Труды ЦНИИЭВТ, вып. 36. М: Транспорт, 1964.

Русловые процессы и водные пути на реках Обского бассейна. Новосибирск: РИПЭЛ плюс, 2001.

Транспортное использование водохранилищ. М.: транспорт. 1972.

Фениксова В.В. Верхний кайнозой юго-востока Западно-Сибирской низменности. М: МГУ, 1977.

Чалов Р.С. Географические исследования русловых процессов. М: издательство МГУ, 1979.

Чалов Р.С., Лю Шугуан, Алексеевский Н.И. Сток наносов и русловые процессы на больших реках России и Китая. М.: МГУ, 1999.

Babiński Z. Wpływ zapór na procesy korytowe rzek aluwialnych. Bydgoszcz, 2002.

Simon A. Energy, time, and channel evolution in catastrophically disturbed fluvial system // Geomorphology, 12, 1995.

[В содержание](#) [Библиография](#)

Н.И. Алексеевский, К.М. Беркович, В.В. Иванов, А.П. Чалый

К УЧЕТУ ОПАСНЫХ ПРИРОДНЫХ ПРОЦЕССОВ НА ПЕРЕХОДАХ ТРУБОПРОВОДОВ ЧЕРЕЗ РЕКИ*

Трубопроводный транспорт – важная составляющая топливно-энергетического комплекса России. В его состав входит разветвленная сеть магистральных продуктопроводов протяженностью 217000 км [Мазур, Молдаванов, 1999]. Строительство и эксплуатация трубопроводов связаны с решением задач обеспечения населения и производства в основном газом и нефтью. По системам продуктопроводов перемещается 100% добываемого газа, 99% нефти, более 50% продукции нефтепереработки.

Многие магистральные трубопроводы страны имеют значительный срок эксплуатации. Более 20 лет работают 25% магистральных трубопроводов, лишь 38% эксплуатируемых трубопроводов построены 10-20 лет назад [Мазур, Иванцов, 2004]. Системы трубопроводного транспорта углеводородов достаточно надежны. Однако полностью устранить аварии на объектах трубопроводного транспорта практически невозможно ввиду множества факторов, влияющих на возникновение нештатных ситуаций.

* Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проекты № 06-05-64099, 07-05-00421) и гранту Президента РФ для поддержки ведущих научных школ (проект НШ-790.2008.5)

Безопасность и надежность работы трубопроводного транспорта

Надежность характеризует свойство любых технических систем, включая трубопроводы, устойчиво выполнять заданные функции, обеспечивать эксплуатационные показатели для характерных режимов и условий их использования [Надежность..., 1975]. Нарушение надежности обычно связано с негативным изменением работоспособности (отказом) системы или ее элементов [Абрамов, 1979]. Степень надежности технических систем связана с вероятностью их эффективной работы за время T по признакам безотказности, долговечности, ремонтпригодности, сохраняемости. В частности, она зависит от воздействия природных процессов.

Безопасность трубопроводного транспорта обычно рассматривается в трех аспектах [Сергеев, 2006]. Технологическая безопасность (надежность) трубопровода определена степенью соблюдения (или нарушения) технических стандартов создания оборудования (труб). Производственно-технологическая безопасность (надежность) связана с полнотой соблюдения норм и правил сооружения и эксплуатации трубопровода, которые регламентируются соответствующими строительными нормами и правилами. Природная безопасность трубопроводов отражает большее или меньшее влияние природных процессов на надежность эксплуатации технического объекта. Развитие этих процессов способно нарушить надежность его работы. Природная безопасность также включает аспекты влияния трубопровода, его инфраструктуры (на этапах строительства и эксплуатации) на состояние окружающей среды, поскольку инженерное преобразование местности и аварии на трубопроводах – фактор негативного изменения качества воды, условий существования водных биоценозов [Алабян, Алексеевский и др., 2005 а, б]. В общем случае это влияние локализовано расположением линейной части трубопровода и компрессорных станций.

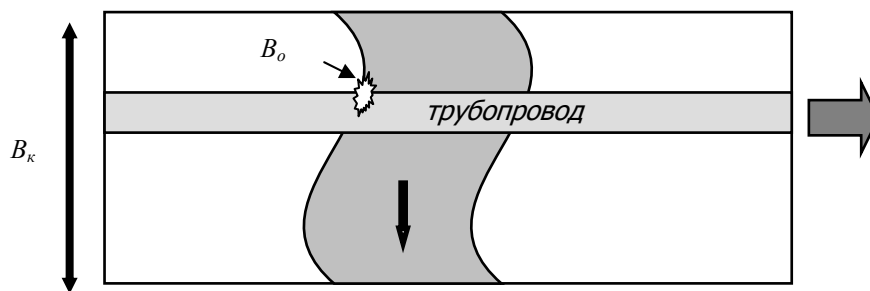


Рис. 1. Соотношение ширины транспортного коридора B_k и ширины B_o зоны проявления опасных русловых и гравитационных процессов

Линейная часть трубопроводов находится в полосе местности определенной ширины B_k , которая называется транспортным (техническим) коридором (рис. 1).

В пределах речных долин этот коридор включает участок акватории реки, поймы, периодически заливаемой во время половодий и высоких паводков, и незаливаемой местности вдоль трубопровода. Ширина транспортного коридора ограничена двумя условными границами, находящимися в 100 м левее и правее оси крайних ниток трубопроводов (при многониточном трубопроводе) или от оси единственного трубопровода. В зоне перехода трубопроводов через речные долины максимальной природной опасностью отличаются участки транспортного коридора, совпадающие с шириной меженного русла и границами зон затопления местности при максимальных расходах воды [Самойлов и др., 1995]. В общем случае ширина зоны проявления опасных природных процессов $B_0 \ll B_k$.

Одним из факторов, влияющих на надежность работы трубопроводов, является тип их расположения относительно дневной поверхности. По этому признаку различают участки воздушного, подземного и подводного расположения, а также глубокого залегания трубопровода под дном водной преграды, созданного методом горизонтального наклонного бурения. При подземном варианте расположения трубопровода большая часть его длины находится под землей. Трубы закладываются в траншеи, отличающиеся по глубине [Самойлов и др., 1995]. Чем больше заглубление трубопроводов, тем меньше вероятность аварий, связанных с русловыми деформациями и другими техногенными воздействиями на реки. Трубопроводы с глубиной залегания менее 1 м, находящиеся в районе городов, гораздо чаще подвержены внешним воздействиям по сравнению с аналогичными техническими системами, имеющими более глубокое залегание и проходящими по малонаселенной местности. Увеличение глубины залегания трубопроводов с 1 м до 2 м снижает частоту повреждений от внешних воздействий в 10 раз в сельской местности и в 3,5 раза в пригородной зоне.

Воздушный тип расположения магистральных трубопроводов используется в районах распространения многолетней мерзлоты. В любом случае линейная часть трубопровода находится выше дневной поверхности или открытой поверхности воды. Участки линейной части трубопроводов воздушного типа отличаются повышенной уязвимостью. В частности, на участках перехода трубопроводов через реки они могут испытывать негативное воздействие водного потока в период половодья и (или) паводков, а также льдин во время ледохода и заторов.

На переходах через реки более безопасен подводный способ их организации, при котором трубы размещаются в толще русловых отложений (рис. 2). Глубина их заложения в толщу отложений на 1 м и более отличается от высоты расположения плоскости предельного размыва дна реки. Длина подводного (руслового) участка перехода ограничена шириной русла при среднем многолетнем меженном расходе воды. Длина береговых участков перехода соответствует расстоянию от урезов равнинной реки при этом уровне до внешней границы зоны затопления поймы при расходе и уровне воды обеспеченностью 10%. Для горных рек положение внешней границы затопления соответствует уровням воды H обеспеченностью 2% [Самойлов

и др., 1995]. На более высоких отметках ($H_{P=1\%} > H > H_{P=10\%}$) располагается запорная аппаратура, позволяющая перекрывать участок трубопровода при возникновении аварии.

Максимальный уровень природной безопасности трубопроводов обеспечивает метод горизонтального наклонного бурения. В этом случае длина участка трубопровода глубокого залегания гораздо больше ширины меженного русла. Она примерно равна суммарной ширине зоны затопления днища долины при гидрологических условиях обеспеченностью 10% (равнинные реки) и 2% (горные водотоки) [Самойлов и др., 1995]. Очевидно, что такой метод организации перехода трубопровода через реки создает предпосылки для минимизации негативного воздействия аварий на трубопроводах на работу других водопользователей и водные экосистемы, хотя при использовании этого наиболее дорогостоящего метода строительства трубопроводов не исключена угроза загрязнения рек буровым раствором.

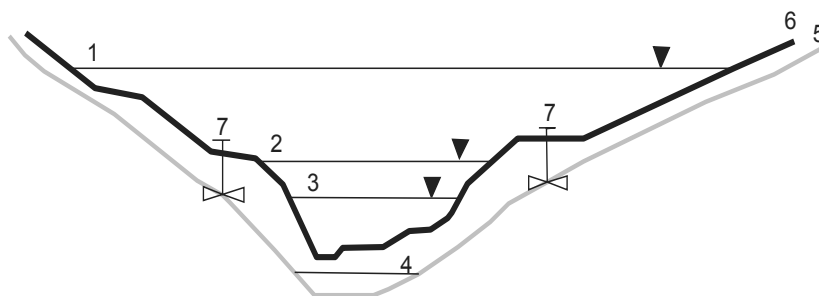


Рис. 2. Схема расположения подводного перехода трубопровода через реку с учетом характерных гидрологических явлений (1, 2, 3 – соответственно уровни обеспеченностью 1,10 и 95%, 4 – плоскость предельного размытия дна, 5 – положение трубопровода в русловых отложениях по отношению к современному поперечному профилю русла реки (6), 7 – запорная арматура)

Надежность трубопроводов связана обратно пропорциональной зависимостью с числом аварий. Чем больше число аварий, тем ниже надежность этого типа транспорта. Чаще всего аварии возникают как следствие технического состояния труб, наличия их механических повреждений, погрешностей проведения строительных работ [Техническое регулирование..., 2004; Промышленная безопасность..., 2005]. По данным Ростехнадзора, удельная (на 1000 км) интенсивность аварий на нефтепроводах России составляет $0,265 \text{ год}^{-1}$. Аварийность на европейских газопроводах в 1970-2001 гг. в среднем составляла $0,44 \text{ год}^{-1}$. Для американских газопроводов эта характеристика существенно меньше – $0,15-0,17 \text{ год}^{-1}$. Природные процессы обуславливают не более 4–20% аварий на трубопроводах.

В число опасных природных процессов, способных привести к снижению надежности трубопроводов, входят разнообразные явления. Боль-

шую или меньшую опасность для трубопроводов представляет затопление объектов инфраструктуры, подтопление местности, ледовые явления, смещение и изменение структуры водотоков в пониженной части речной долины, размыв дна и берегов водотоков, заиление русел, склоновая и овражная эрозия. В горах перечисленные опасные процессы дополняются селями, лавинами, оползнями, обвалами, осыпями. Каждый из этих процессов или их совокупность способны нарушить надежность работы трубопроводов, привести к аварийному режиму их эксплуатации, загрязнению водных объектов, значительным экономическим, социальным и экологическим потерям. Предупреждение экономических и экологических ущербов, связанных с влиянием природных процессов на техническое состояние трубопроводов и воздействием аварий на безопасность жизнедеятельности населения и водных экосистем, в основном зависит от степени учета состава, направленности и интенсивности опасных природных процессов. В соответствии с нормативными документами [СНиП III-42-80, 1997] на это направлены специальные исследования и работы на стадиях проектирования, строительства и эксплуатации трубопроводов.

Учет опасных природных процессов на этапе проектирования подводных участков трубопроводов

На стадии проектирования проводятся комплексные исследования всех природных процессов, способных нарушить безопасность функционирования перехода (атмосферных, гидрологических, геологических и т. д.). По совокупности требований минимизации их воздействия на надежность трубопровода выбирается оптимальное местоположение перехода через водную преграду. При наличии вероятности негативного влияния этих процессов на безопасность трубопровода определяется комплекс соответствующих защитных мероприятий.

Выбор участка и створа подводного перехода магистрального трубопровода является наиболее ответственной задачей решения технических, природных и экономических проблем. Местоположение участка подводного перехода назначают с учетом общего направления трассы магистрального трубопровода. Оптимизационным параметром для выбора вариантов направления трассы является наличие технических средств выполнения комплекса подводно-технических и строительно-монтажных работ, сроки их проведения, затраты на строительство перехода [Самойлов и др., 1995]. Одновременно учитывается стабильность участка реки, направленность и интенсивность переформирования ее русла. Учет перечисленных факторов обеспечивает надежность эксплуатации подводного перехода.

Русловые процессы относятся к числу наиболее опасных природных явлений, учитываемых при выборе местоположения перехода трубопроводов через реки. Это связано с высокой изменчивостью русел рек, их дна и берегов. Изменение отметок дна $Z = Z(x, y)$, где x и y – координаты длины и ширины рек, характеризует величину и направление изменений

отметок поверхности дна рек по отношению к исходной ситуации $Z_0 = Z_0(x,y)$. Разность $\Delta Z = Z - Z_0$ соответствует размыву или повышению отметок поверхности дна относительно высоты положения верхней части трубопровода, находящегося в толще русловых отложений.

Наибольшую опасность для трубопровода представляют ситуации, когда $\Delta Z > h_z$, где h_z – заглубление трубопровода. Это условие возникает в руслах рек по разным причинам. Оно может быть связано с потенциальным изменением морфодинамического типа русла [Попов, 1969; Учет деформаций..., 1985; Беркович, 2005]. Даже участки относительно прямолинейного русла, рекомендуемые для организации переходов трубопроводов через реки [Учет деформаций..., 1985], могут трансформироваться в излучины, для которых характерно продольное и поперечное смещение за относительно короткий интервал времени. В этом случае повышается вероятность вскрытия, провисания и опасной вибрации труб в зонах, где размыв русловых и пойменных отложений не прогнозировался. К аналогичным последствиям приводит спрямление излучины (рис. 3), если переход расположен на прямолинейной «вставке» между смежными излучинами [Попов, 1969], или активизация ранее стабильных или отмирающих рукавов в разветвлениях русла.

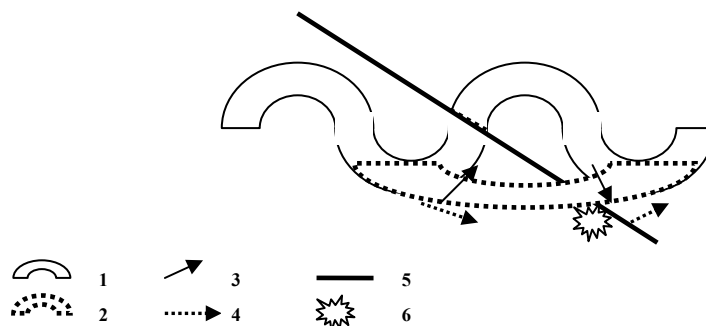


Рис. 3. Схема нарушения природной безопасности трубопровода при спрямлении излучины: 1, 2 – русло реки; 3, 4 – направление потока до и после спрямления; 5, 6 – трубопровод и место потенциальной аварии трубопровода при спрямлении излучины.

Единственным способом предупреждения риска подобных неблагоприятных процессов является квалифицированный анализ руслового режима рек, проводимый с учетом местных особенностей вертикальных и горизонтальных деформаций русла, обусловленных предшествующим, современным и возможным будущим сочетанием определяющих факторов. Для проведения такого анализа требуется специальная информация, в состав которой, в частности, входит натурное обследование участков возможного расположения переходов трубопроводов через реки. В рамках задач инженерных и инженерно-экологических изысканий оценивается современный

тип руслового режима на участке реки в районе предполагаемого перехода трубопровода через водоток. При этом длина обследуемого участка реки $L \approx 20P$, где $P = B/500$, B – меженная ширина русла, м [Самойлов и др., 1995]. Для реки с шириной $B = 500$ м, $L = 20$ км, при $B = 50$ м, $L = 2$ км. С учетом результатов полевых и аналитических работ можно определить местоположение перехода и заглубление трубопроводов, которое гарантирует надежность работы этого технического объекта при потенциально возможной смене морфодинамического типа русла. Очевидно, что в этом случае увеличивается стоимость и период строительства трубопровода.

Другой причиной возникновения условия $\Delta Z > h_z$ является (рис. 4) смещение грядовых форм руслового рельефа. При их перемещении вдоль потока отметка дна, соответствующая подвалю гряд, может оказаться ниже трубопровода, что резко повышает опасность аварий. Для предупреждения провисания трубопроводов и аварий этого типа определяется безопасное заглубление труб в речные отложения [Учет деформаций..., 1985].

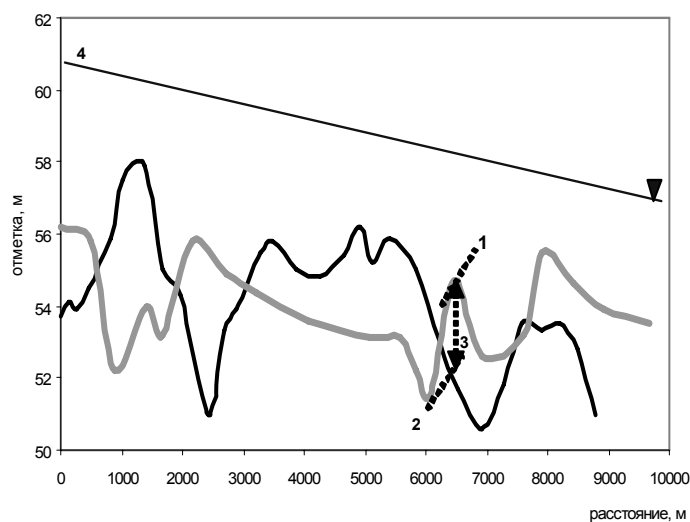


Рис. 4. Продольные профили дна за последовательные моменты времени (1, 2) и потенциальное провисание трубопровода (3) вследствие смещения гряд (4 – водная поверхность)

Заглубление подводного трубопровода определяется как толщина слоя грунта от верха балластных грузов или балластного покрытия трубопровода до поверхности дна водного объекта [Самойлов и др., 1995]. В соответствии с рекомендациями [Учет деформаций..., 1985], величина заглубления трубопроводов h_z должна учитывать возможные деформации русла и перспективы проведения дноуглубительных работ:

$$h_z = Z_{ml} - Z_m = h_g + \Delta_g + \delta. \quad (1)$$

Здесь h_g – высота микроформ, находящаяся в зависимости от средней глубины потока h [Кондратьев и др., 1982]. При глубине потока $h \leq 1,0$ м и $h > 1,0$ м высота микроформ соответственно равна:

$$h_g = 0,25 h \quad (2)$$

или

$$h_g = 0,1 h + 0,2. \quad (3)$$

Дополнительные деформации дна, обусловленные движением микроформ, находятся по формуле

$$\Delta_g = 0,1 k_g (h_{5\%} - h) \quad (4)$$

где $h_{5\%}$ и h – соответственно средняя глубина обеспеченностью 5% и фактическая средняя глубина; коэффициент k_g учитывает возможные отклонения фактической высоты гряд от расчётных значений и в среднем равен 1,3. В уравнении (1) также учитывается погрешность проведения промерных работ δ , которая обычно не превышает 0,05 м. Из этого следует, что уравнения (1)-(4) не учитывают влияния смещения мезо- и макроформ руслового рельефа на безопасность подводной части трубопровода.

В природных условиях смещение испытывают не только микроформы, но и более крупные формы руслового рельефа. Кратковременная, сезонная и многолетняя динамика характерна для всей иерархии гряд на участках рек. Максимальная сложность руслового рельефа равнинных рек с песчаным составом русловых отложений свойственна районам расположения перекатов, минимальная – плесам.

На перекатах, независимо от размера рек, представлено 5 типов гряд [Алексеевский, 1998]. Самые крупные русловые формы (гряды типа А и Б) соответствуют по длине побочным перекатам и осередкам. Их поверхность осложнена грядами с последовательно уменьшающимися линейными характеристиками (гряды типа В, Г и Д). В плесовых лощинах структура руслового рельефа упрощена. В ней представлены от одного до трех типов русловых форм (гряды типа Г, Д и реже – типа В). Смещение гряд разного типа является природной угрозой для руслового участка трубопровода.

Уравнениями (1)-(4) степень этой угрозы учитывается не в полной мере. При определении глубины заложения трубопровода в песчаные отложения в пределах плесовой лощины целесообразно предусматривать возможность понижения отметок поверхности дна за счет смещения не одного, а трех типов русловых форм. Учет продольного смещения слоя русловых отложений, соответствующего высоте одного типа гряд, недостаточен. Если в нарушение существующих рекомендаций [Попов, 1969; Учет деформаций..., 1985] подводный переход запланирован на перекате, то заглубление подводной части трубопровода должно превышать полную высоту макроформ руслового рельефа.

В условиях гравийно-галечного и галечно-валунного состава русловых отложений иерархия гряд упрощена по сравнению с перекатными участками песчаных рек [Алексеевский, Мельник, 1991]. При галечно-

валунном составе отложений структура русловых форм на перекатах включает 3-4 типа гряд (обычно типы А, Б, В, реже Г). В плесовых ложинах таких рек гряды обычно отсутствуют или представлены единственным типом (Г). Использование системы соотношений (1)-(4) для участков рек с крупным составом отложений также затруднено, поскольку для переходов через участки расположения гравийно-галечных перекатов оно дает заниженные, а через участки плесов – завышенные оценки. Важно отметить, что нормативных документах вопрос влияния типа русловых отложений на величину заглупления подводной части трубопроводов не регламентирован.

Глубину заложения трубопровода можно определять в зависимости от высоты подвижных русловых форм, представленных в иерархии рельефа дна на плесовых и перекатных участках рек. В этом случае

$$h_z = 1,05 h_{gj}, \quad (5)$$

где h_{gj} – полная высота наиболее крупного руслового образования (м), формирующегося на этих морфологических разновидностях участков рек. Например, в плесовой ложине равнинной реки с песчаными отложениями величина h_z близка к полной высоте гряд типа В, а на перекате – к полной высоте гряд типа А (табл. 1).

Таблица 1. Средняя высота, м, наиболее крупных русловых форм на перекатных (гряды типа А) и плесовых (гряды типа В) участках песчаных рек

| Тип участка | Порядок рек N_n | | | | | | | | |
|-------------|-------------------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 |
| перекат | 1,05 | 1,50 | 2,05 | 2,65 | 3,30 | 4,10 | 4,90 | 5,85 | 6,80 |
| плес | 0,35 | 0,50 | 0,60 | 0,70 | 0,85 | 1,0 | 1,15 | 1,30 | 1,50 |

Примечание. Для равнинных рек $N_n = N_m - 5$, где N_m – порядок реки по А.Шайдегеру. Если рекой первого порядка считать водоток с длиной менее 10 км, то при известном числе таких водотоков S в части бассейна реки выше конкретного створа $N_m = 1 + \log_2 S$ [Алексеевский, 2000]. В системе исчисления порядков рек по Е.А.Черных [1971] в качестве водотоков первого порядка принимаются реки длиной 10-15 км. В этом случае $N_n = m$, где m – параметр, при котором выполняется неравенство $2^{m-1} < S < 2^m - 1$ [Алексеевский, 1998].

Высота гряд типа А определяет заглупление трубопровода и на перекатных участках рек с более крупным составом русловых отложений (табл. 2).

Таблица 2. Средняя высота, м, наиболее крупных русловых форм на перекатных (гряды типа А) и плесовых (гряды типа Г) участках галечно-валунных рек

| Тип участка | Порядок рек N_n | | | | | | | | |
|-------------|-------------------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 |
| перекат | 1,70 | 1,95 | 2,20 | 2,40 | 2,60 | 2,80 | 3,00 | 3,15 | 3,30 |
| плес | 0,38 | 0,42 | 0,47 | 0,50 | 0,55 | 0,60 | 0,63 | 0,67 | 0,70 |

В этом случае глубина заложения трубопровода в плесах пропорциональна высоте гряд типа Г, поскольку в структуре руслового рельефа отсутствуют русловые формы меньшего размера [Алексеевский, Мельник, 1991]. Полная высота русловых образований, смещение которых влияет на безопасность трубопроводов на участках их перехода через реки, зависит порядка реки N_r , определенного по методике Е.А.Черных [Черных, 1971; Алексеевский, 2000]). Чем больше порядок реки, тем больше высота гряд, влияющих на периодическое изменение отметок дна.

Для условий плеса р. Оки в 5,0 км выше впадения р. Осетра средняя глубина в межень составляет около 2,8 м. Средняя глубина 5%-й обеспеченности больше средней глубины в 4 раза, т.е равна 11,2 м. Учет этих данных и использование системы соотношений (1)-(4) показывает, что $\Delta_g = 1,32$ м, $h_g = 1,12$ м, а заглубление гипотетического трубопровода в этом случае должно составлять 2,5 м. Высота гребня вышерасположенного переката относительно отметок дна реки в плесовой ложине достигает 3,6 м, а полная высота гряд типа В, которые реально могут формироваться в этой плесовой ложине, равны 0,85 м, поскольку $N_r = 9,1$ (табл. 1). Таким образом, заглубление $h_{gB} < h_z < h_{gA}$. Оно не экономично в случае стабильности положения перекатов на участке реки и недостаточно для предупреждения вскрытия трубы потоком и провисания трубопровода в условиях смещения зоны максимальных глубин в район перехода. В соответствии с данными таблицы 1 при размещении подводного перехода на перекате $h_z = 3,70$ м. В случае его расположения в плесовой ложине величина h_z должна превышать 0,85 м.

Причиной размыва отложений и опасного вскрытия трубопроводов в толще отложений могут быть условия, приводящие к возрастанию стока наносов по длине участка водотока. Поскольку результирующая баланса наносов

$$\Delta W = W_2 - W_1, \quad (6)$$

где W_1 и W_2 – сток русловых фракций речных наносов соответственно на нижней и верхней границах участка, условие $\Delta W > 0$ означает, что сток наносов (другие причины исключены) возрос за счет уменьшения объема русловых отложений. Это возможно в условиях естественного или антропогенного уменьшения стока наносов на верхней границе участка реки. При неизменности транспортирующей способности потока $W_{тр}$ на указанной границе возникает неравенство $W_1 < W_{тр}$. Обмен наносами между потоком и русловыми отложениями в этом случае сопровождается продольным увеличением W_1 до значения $W_{тр}$ за счет размыва русловых отложений (рис. 5). Такой процесс характерен, например, для нижних бьефов гидроузлов. К аналогичным последствиям приводит естественное или антропогенное увеличение $W_{тр}$ (при сохранении стока речных наносов W_1). В этом случае возникает размыв русловых отложений, поскольку $W_{тр} > W_1$. Для восстановления равенства $W_{тр} = W_1$ в системе поток-русловые отложения возникают процессы, приводящие к понижению отметок дна и снижению при-

родной безопасности трубопровода. В частности, такие процессы часто возникают ниже узлов слияния рек или на участках антропогенного увеличения их водоносности [Алексеевский, 1998].

Заиление русел представляет относительно меньшую опасность для трубопроводов на участках их перехода через реки. Тем не менее, она не исключена полностью. Заиление русел рек сопровождается повышением отметок дна и водной поверхности (при постоянных расходах воды). В результате возникает угроза надежной эксплуатации запорной арматуры, которая может привести к утрате функций этого элемента инфраструктуры трубопровода. Особенно остра эта проблема для переходов трубопроводов через малые реки [Беркович, Сергеев, 2006]. На таких участках выше каждой нитки трубопровода формируются аккумулятивные образования, а ниже по течению – зона размыва русловых отложений, представляющая угрозу для подводной части трубопровода

На этапе проектирования обеспечиваются условия минимизации потенциального риска для трубопроводов в связи с размывом берегов меженного русла рек. Для этой цели определяются очертания профиля предельного размыва, т.е. прогнозируется будущее положение левого и правого берегов реки (максимальная отметка дна, соответствующая безопасному заглублению трубопровода в русловые отложения, определяется по методике, рассмотренной выше). Содержательной задачей в этом случае становится выбор методики прогноза размыва (намыва) берегов. Они весьма разнообразны [Маккавеев, 1955; Попов, 1969; Чалов, 1979; Беркович, Власов, 1982; Камалова, 1988; Пахомова, 2002]. Изменение интенсивности размыва берегов C (м/год) контролируется многими факторами. Например, в методике К.М.Берковича и Б.Н. Власова [1982]

$$C = k \frac{Q^2 I}{d H_6}, \quad (7)$$

она зависит от среднегодового расхода воды (Q , м³/с), уклона I , среднего диаметр частиц отложений, слагающих берега (d , мм), высоты берега над меженным уровнем воды в реке (H_6 , м). Коэффициент k (м³/с)⁻¹ в соотношении (7) зависит от размера реки: при $Q > 5000$ м³/с и ширине реки $B > 1500$ м он равен $0,95 \cdot 10^{-5}$, а при $Q < 300$ м³/с и $B < 50$ м – $5,5 \cdot 10^{-3}$. При наличии необходимой натурной информации наиболее надежным методом прогнозирования размыва берегов является метод сопоставления разновременных съемок очертаний русла. Для неизученных водных объектов удобен метод, основанный на определении скорости размыва берегов излучин в зависимости от литологии пород, уклонов рек и их порядка [Пахомова, 2002].

На безопасность инфраструктуры трубопроводов (рис. 2) большое воздействие оказывают максимальные уровни и расходы воды, вызывающие большее или меньшее затопление территории, в пределах которой может оказаться запорная арматура. В весенний период она может испытывать механическое воздействие не только потока воды, но и льдин. В зависимости от ширины разливов рек находится длина подводной (русловой) части

трубопровода, а от глубины и продолжительности затопления – безопасность линейной части трубопровода в пределах дна речной долины. При большой глубине и продолжительности затопления поймы потоки воды способны создать новые русла, в пределах которых возможно вскрытие трубопровода, а в последующем – нарушение надежности его работы.

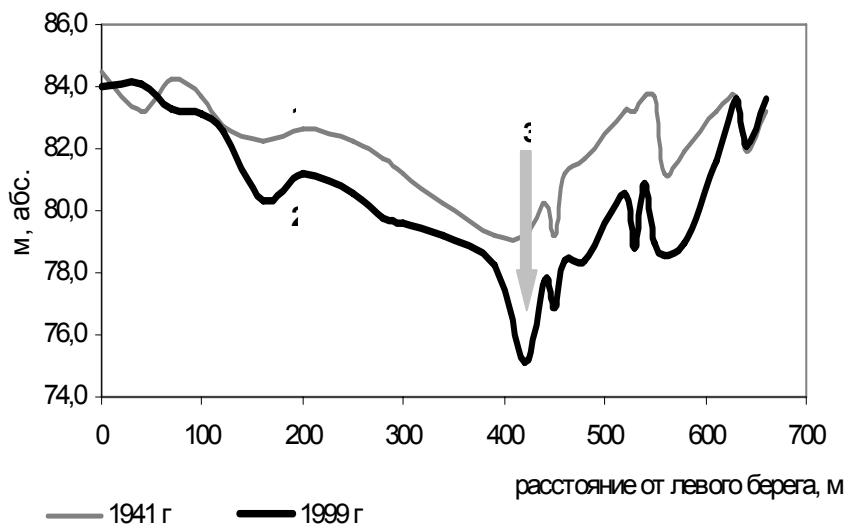


Рис. 5. Сопоставленные поперечные профили русла Волги в районе г. Рыбинска до (1) и после (2) сооружения Рыбинского водохранилища (Беркович и др., 2003). 3 – направленность вертикальных русловых деформаций

В подавляющем большинстве случаев участки речных долин, где планируется организация перехода трубопровода через водную преграду, не изучена в отношении условий затопления вследствие редкой сети пунктов стационарного гидрологического мониторинга. Полевые исследования на конкретных участках рек удается провести лишь на наиболее ответственных переходах и для условий ограниченной части гидрологического года. В этом случае существует возможность применения метода соответственных уровней (при наличии опорного гидрологического поста) для оценки режима затопления поймы в период максимального стока. При отсутствии такой возможности можно использовать приемы обобщения гидрологической информации по изученным участкам рек. Достаточно информативной гидрологической характеристикой является амплитуда стоковых колебаний уровней воды за многолетний период времени $\Delta H = H_{mx} - H_{mn}$, где H_{mx} и H_{mn} – соответственно максимальный и минимальный уровень воды в руслах изученных рек. Величина ΔH отражает зональные особенности водного режима рек России, а также влияние их размера на различия максимальных и минимальных расходов воды. Для малых и средних незарегулированных рек в центре европейской территории страны диапазон изменения уровня воды

ΔH закономерно возрастает с увеличением порядка рек и площади их водосбора F (рис. 6).

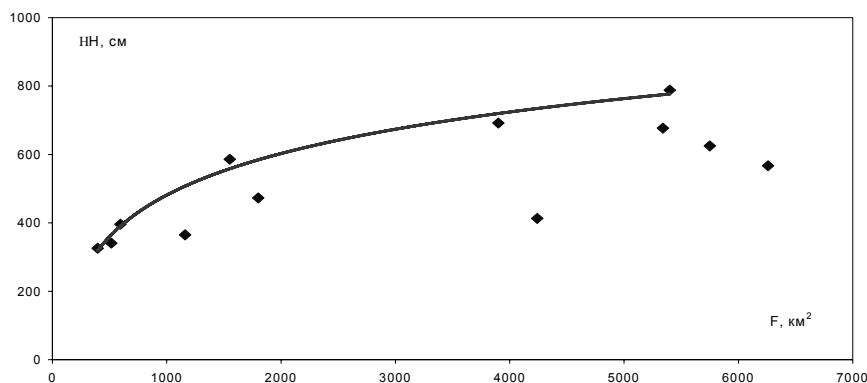


Рис. 6. Верхняя огибающая поля точек в координатах ΔH и F для малых и средних рек Тверской области

Чем больше F , тем больше разность экстремальных уровней за многолетний период. В общем случае соответствие переменных не отличается однозначностью. С учетом специфики решаемых задач эта ситуация не является критической, поскольку необходимо использовать верхнюю огибающую поля точек, позволяющую оценивать предельно большой диапазон изменения уровней воды при $F = \text{const}$. Для извилистых и относительно прямолинейных русел рек Тверской области, например, диапазон изменения уровней воды в руслах рек, имеющих площадь водосбора 396-6260 км², колеблется от 407 до 695 см. Верхняя огибающая поля точек в координатах F и ΔH описывается уравнением

$$\Delta H = 175 \ln F - 728 \quad (8)$$

характеризующим при $F > 151$ км² максимально возможное изменение уровня воды в руслах рек при сезонных колебаниях стока. При меньшей площади водосбора изменение уровня воды в реке не превышает 150 см. Для участков русел рек Бурятии с осередковой разветвленностью

$$\Delta H = 0,04F + 160 . \quad (9)$$

В результате оказывается, что при одинаковой площади водосбора ($F = 6000$ км²) амплитуда колебаний уровня воды в руслах этих рек почти в 2 раза меньше по сравнению с участками относительно прямолинейных и меандрирующих рек в центре ЕТР.

При прочих равных условиях величина ΔH больше у рек, русловая сеть которых имеет почти меридиональное направление. Крупнейшие реки с таким направлением течения имеют индивидуальный режим уровней, который может не совпадать с режимом уровней малых и средних рек. Тем не менее, и для них увеличение размера реки (площади бассейна, порядка) вы-

зывает возрастание разности ΔH . Для Енисея, Лены и Оби эта разность возрастает от верхнего течения к устью на 3-16 м и больше. В пределах России эти реки имеют максимальную сезонную изменчивость стоковых уровней воды. Увеличение размера (порядка) субширотных рек приводит к относительно меньшему стоковому увеличению амплитуды колебаний уровня воды ΔH . Относительно небольшие и стабильные по длине реки значения ΔH характерны для Амура, для которого величина $\Delta H = 6-10$ м. Регулирование стока уменьшает сезонную изменчивость уровней воды [Самохин, 2006].

Стоковая составляющая наполнения русла водой – основная, но не единственная причина многолетних и сезонных изменений уровней воды. Аналогичные последствия вызывают общие и локальные русловые деформации. При постоянном расходе воды отметки свободной поверхности выше на участках накопления и ниже – на участках размыва потоком речных отложений. Периодические повышения и понижения уровня воды в нижнем течении рек, впадающих в окраинные моря, связаны с приливами, непериодические – с нагонами и сгонами. Для многих рек страны характерны мощные заторные повышения отметок свободной поверхности, которые нередко превышают по значимости стоковые максимумы уровней воды (Северная Двина, Лена и др.). Изменение общего и местных базисов эрозии, морфологии речных долин и участков русел рек, формирование волн перемещения также является фактором флуктуаций уровней воды, при которых возможно нарушение природной безопасности трубопроводов.

Поскольку природная безопасность трубопроводов означает и относительно безопасное существование водных экосистем, то на этапе проектирования участков трубопроводов оценивается влияние возможных аварийных ситуаций, преобразование природных ландшафтов при строительстве линейной части трубопроводов и компрессорных станций, их эксплуатации. При обосновании таких оценок принципиально важно анализировать изменения состояния компонентов ландшафта вследствие строительства и эксплуатации трубопровода (табл. 3) по величине и тенденциям трансформации составляющих речного стока.

Таблица 3. Изменение компонентов ландшафта при строительстве трубопроводов и компрессорных станций

| Компонент ландшафта | Изменение |
|---------------------|---|
| воздух | состава газов, взвесей, шумовых эффектов |
| почвы | зональных признаков, структуры, уплотненности, инфильтрации, интенсивности смыва, овражной эрозии |
| растительность | плотности покрова, типа растений, транспирации, интенсивности смыва, овражной эрозии, подвижности микроэлементов |
| рельеф | уклона, потерь стока, интенсивности склоновой и овражной эрозии, гравитационных процессов, защищенности подземных вод |
| воды | стока воды, наносов, растворенных веществ, интенсивности русловых процессов, качества воды, разнообразия и продуктивности водных биоценозов |
| а) поверхностные | |
| б) подземные | защищенности водоносных горизонтов, стока и качества воды |

Только в этом случае можно оценить все аспекты их воздействия на природную среду. Учет временной или длительной трансформации фоновых составляющих речного стока (стока воды, наносов, химических веществ, биологических субстанций, тепла), а также гидравлических характеристик водного потока, вызванной строительством и последующей эксплуатацией подводных участков трубопроводов, создают объективную основу для характеристики изменений экосистем рек, их приемных водоемов, качества речных и подземных вод, условий нереста, нагула и развития ихтиофауны. На основе изменений стока воды и наносов учитываются возможные тенденции развития местных эрозионных и русловых процессов, способных влиять на безопасность трубопроводов, а также экономическую эффективность этого вида транспорта.

Анализ влияния природных процессов на безопасность давно работающего трубопровода, совпадающего по направлению с трассой Северо-Европейского газопровода, показывает, что в пределах Вологодской области максимальную угрозу надежности работы трубопровода создает размыв пойменных берегов малых рек выше и русловых отложений ниже расположения подводной части трубопровода². Эти процессы отражают техногенное изменение транспортирующей способности потока, а также стока воды и наносов. Инженерное преобразование рельефа речных долин, создание вдольтрассовых дорог, изменение площади селитебных территорий, уклонов земной и водной поверхности является главной причиной длительного или непродолжительного нарушения условий формирования различных составляющих речного стока, а также их косвенного воздействия на природную безопасность подводной части трубопроводов.

Особенности изменения природной безопасности трубопроводов на этапе их строительства

На стадии строительства важна реализация комплекса мероприятий, направленных на предупреждение негативных прямых и косвенных воздействий сооружения трубопровода на природную среду в зоне перехода. Прямые изменения экологических условий в зоне организации перехода связаны с трансформацией гидравлических характеристик водного потока и сооружением в толще русловых отложений траншеи, в которую укладывается трубопровод. В период прокладки траншеи и проведения ее засыпки после укладки трубы происходит существенное изменение мутности воды, влияющее на качество поверхностных вод и условия существования ихтиофауны (в частности, превышение фоновой мутности влияет на условия дыхания рыб). Последующее осаждение взвешенных веществ изменяет гранулометрический состав русловых отложений ниже по течению, что снижает качество нерестилищ многих ценных видов рыб. Поскольку на поверхности тонких фракций русловых отложений сорбируются химические вещества разных видов, то искусственное взмучивание грунтов при прокладке траншеи приводит к вто-

² Авторы выражают признательность за предоставленные материалы участникам полевых исследований: А.М. Алабяну, С.В. Платонову, Л.А. Турыкину, В.В. Суркову

ричному загрязнению речных вод. Еще одно следствие создания подводного перехода – изменение стока влекомых наносов (за счет их перехвата емкостью траншеи). Оно приводит к возникновению дефицита наносов ниже по течению реки и соответствующие русловые деформации. Уменьшение площади поперечного сечения русла реки за счет складирования отложений, извлекаемых из траншеи, приводит к нарушению гидравлического состояния потока и местным размывам дна реки.

Исследования на ряде магистральных трубопроводов страны показали, что важным фактором, определяющим степень изменения мутности, стока наносов и русловых деформаций при создании подводной траншеи, является вид используемой дноуглубительной техники. При прочих равных условиях работа ковшового или рефулерного земснарядов приводит к различному содержанию в потоке взвешенных частиц. Работа ковшового земснаряда вызывает изменение мутности в районе извлечения отложений почти в 2 раза большее по сравнению с работой рефулерного земснаряда. Однако размеры зоны техногенного увеличения мутности меньше при использовании этого типа дноуглубительной техники, поскольку максимальное увеличение мутности происходит в придонной области при работе ковшового земснаряда, а при использовании рефулерного земснаряда – в поверхностной области потока. В результате взвешенные частицы ниже по течению от ковшового земснаряда быстрее осаждаются на дно реки. При работе рефулерного земснаряда фоновые значения мутности восстанавливаются на участке реки, длина которого в 1,9-2,1 раза больше длины восстановления фоновых значений мутности на участках работы ковшовых земснарядов.

Последствия техногенного изменения мутности в значительной степени зависят от размера и режима водного объекта. Для одинакового вида дноуглубительной техники и условий межени линейные размеры зоны техногенного увеличения мутности определены водоносностью рек. Чем больше расход воды, тем больше длина участка реки, на которой превышаются фоновые содержания в воде взвешенных частиц (табл. 4).

Таблица 4. Характеристики зоны техногенного увеличения мутности воды ниже подводной траншеи для укладки трубопроводов через Волгу и Северную Двину в период летней межени

| Река-район | Фоновая мутность s , мг/л | Максимальная мутность s_m , мг/л | Изменение мутности, s_m/s | Характеристики зоны изменения мутности | | |
|-----------------------------------|-----------------------------|------------------------------------|-----------------------------|--|----------------|-------------|
| | | | | длина l , м | ширина b , м | форма l/b |
| При работе рефулерного земснаряда | | | | | | |
| Волга - г. Мышкин | 11 | 68 | 6,2 | 1500 | 450 | 3,3 |
| Северная Двина - г. Котлас | 8 | 450 | 56,2 | 750 | 60 | 12,5 |
| При работе ковшового земснаряда | | | | | | |
| Волга - г. Мышкин | 11,0 | 133 | 12,1 | 750 | 250 | 3,0 |
| Волга - г. Рыбинск | 11,5 | 106 | 9,2 | 1100 | 150 | 7,3 |

Значение имеет и тип водного режима на участках организации перехода трубопровода: он может носить естественный или зарегулированный характер. На реках с естественным режимом стока (Северная Двина, табл. 4) зона техногенного увеличения мутности имеет более вытянутую форму по сравнению с зарегулированными участками рек (например, в зонах переменного подпора соответственно Рыбинского и Горьковского водохранилищ на Волге). Независимо от степени преобразования водного режима рек ширина зоны повышенного содержания в воде взвешенных частиц составляет 20-50% их меженной ширины. Для Северной Двины ширина зоны повышенного содержания взвешенных частиц в воде меньше таковой на участках рек, находящихся в зонах переменного подпора. Изменение мутности под влиянием сооружения подводной траншеи больше на реках с естественным режимом стока, хотя и в условиях его регулирования местное максимальное и относительно кратковременное увеличение мутности превышает 600–1200% по сравнению с фоновым значением.

На малых реках влияние техногенного увеличения мутности ниже по течению от створа перехода достаточно быстро распространяется практически на всю ширину их русел. В этом случае лишь отдельные участки русла ниже по течению от створа перехода сохраняют фоновые значения мутности воды. Они совпадают с зонами скоростной тени, находящимися в затонской части перекатов, за заросшими макрофитами подводными отмелями. На средних по размеру реках зона повышенной мутности занимает не всю ширину русла, если сооружение подводной траншеи растянуто во времени. В этом случае определяющим является положение динамической оси потока. Если землечерпание производится у противоположного берега по отношению к динамической оси потока, то створ полного смешения вод с различным содержанием в воде взвешенных частиц находится достаточно далеко от створа перехода. При работе земснаряда в районе расположения стрежня потока полное смешение этих вод достигается на значительно меньшей длине реки. При прочих равных условиях длина пути смешения вод с различной мутностью на малых и средних реках больше по сравнению с крупными водотоками (табл. 4, 5). Кратность же техногенного увеличения мутности несколько меньше, что связано с неодинаковой интенсивностью перемешивания и отличиями состава русловых отложений в руслах рек разного размера.

Таблица 5. Особенности зон повышенного содержания взвеси ниже сооружения подводной траншеи на участках перехода трубопроводов через малые и средние реки

| Река-створ | Длина зоны техногенного изменения мутности l , м | Максимальная мутность S_m , мг/л | Фоновая мутность s , мг/л | Изменение мутности, S_m/s |
|---------------------------|--|------------------------------------|-----------------------------|-----------------------------|
| Тверца – г. Торжок | 3500 | 373 | 10 | 37,3 |
| Логовежь – 20 км от устья | 4400 | 50,2 | 8 | 6,3 |
| Суда – д. Усть-Колпь | 5600 | 260,0 | 10 | 26 |

Данные по техногенному изменению мутности ниже сооружения подводной траншеи и ее засыпки грунтом после укладки трубопровода остро необходимы для оценки наносимого гидробионтам ущерба вследствие формирования зон повышенной мутности воды [Временная методика..., 1990]. В частности, необходимы сведения о площади этой зоны или объеме воды с искусственно повышенным содержанием взвеси. Оно сопоставляется с нормативами допустимого увеличения мутности при отведении сточных вод (0,25 мг/л для водотоков высшей и 0,75 мг/л – для рек с первой категорией рыбохозяйственного значения). Проблема использования таких нормативов заключается в том, что они являются чрезвычайно жесткими, поскольку даже естественные сезонные флуктуации мутности оказываются больше по сравнению с допустимыми уровнями техногенного изменения мутности воды. На Северной Двине, например, волновое воздействие на берега вызывает локальное увеличение мутности до 186 мг/л, что сопоставимо с содержанием в воде частиц ниже работающих земснарядов (табл. 6) и превышает максимальную среднюю мутность воды.

Таблица 6. Сравнение фоновых и характерных значений мутности воды на разном удалении от работающих земснарядов

| Река-район | Максимальная мутность воды, мг/л | | |
|----------------------------|----------------------------------|--------------|------------------|
| | фон | у земснаряда | при $l_* > 0,2l$ |
| Северная Двина – г. Котлас | 170 | 450 | 35 |
| Сухона – пгт. Шуйское | 70 | 84 | 50 |
| Тверца – г. Торжок | 94 | 373 | 25 |
| Логовежь – 20 км от устья | 87 | 50 | 30 |
| Суда – д. Усть-Коль | 68 | 260 | 60 |
| Волга – г. Мышкин | 11 | 133 | 30 |
| Волга – г. Рыбинск | 12 | 106 | 35 |

Содержание взвешенных частиц в зоне техногенного увеличения мутности неоднородно, изменяясь в широком диапазоне значений по ее длине и ширине. Максимальная мутность воды обычно наблюдается в непосредственной близости от источника поступления взвешенных частиц в поток. По мере удаления от источника их поступления мутность воды быстро снижается (рис. 7, 8). Наиболее интенсивное осаждение частиц происходит на 10-20% длины зоны техногенного увеличения, что важно принимать во внимание при определении наносимого ущерба гидробионтам. Ниже по течению отклонения мутности от природного фона находятся в пределах ее естественной изменчивости. Они не могут негативно влиять на экологические условия, поскольку водные организмы адаптированы к таким изменениям содержания в воде взвеси. Эти обстоятельства нужно учитывать для объективной оценки воздействия строительства трубопроводов на экологическое состояние водотоков на участке перехода и ниже по течению.

Опыт исследований в районе сооружения подводных траншей подтверждает ряд рекомендаций, снижающих негативные последствия увеличения мутности воды. Работы по сооружению подводных переходов необ-

ходимо производить на реках, имеющих рыбохозяйственное значение, только после окончания нерестового периода. Это позволяет устранить потенциальный риск для эффективного нереста в условиях осаждения мелких фракций взвеси в зоне техногенного увеличения мутности, ограниченной условной линией $l_* > 0,2l$, где l – длина участка реки, в пределах которого прослеживается эта зона.

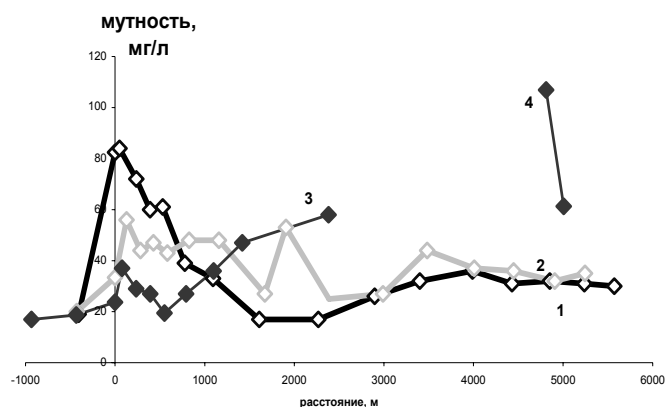


Рис. 7. Изменение мутности воды у берегов (1 – левый, 2 – правый) и на стрежне р. Сухоны (3) ниже по течению от создаваемой подводной траншеи для укладки трубопровода (межень 2006 г.), 4 – мутность воды в районе разгрузки шаланд.

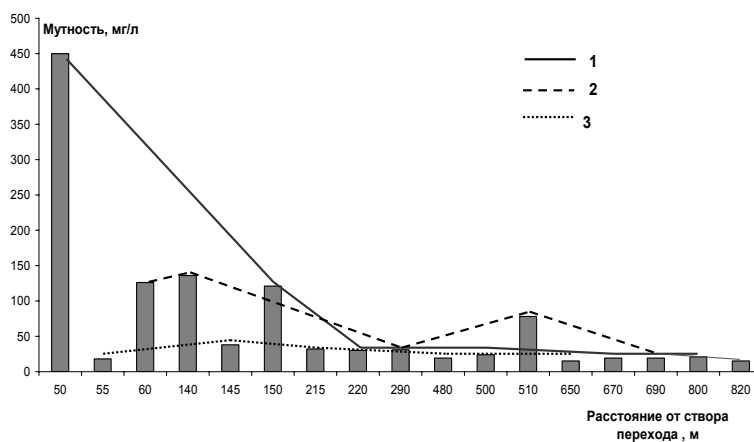


Рис. 8. Изменение мутности воды у берега, где работал земснаряд (1), на стрежне (2) и на границе зоны смешения (р. Северная Двина, г. Котлас) в летнюю межень 2006 г.

Для обоснованного определения характеристик зоны техногенного увеличения мутности необходимо проводить специальные наблюдения и

гидрометеорологические работы. В состав полевых изысканий входят: съемка русла и промерные работы в районе проведения дноуглубления и ниже по течению, определение особенностей скоростного поля потока, отбор проб воды для оценки содержания органического углерода, мутности (по длине, ширине реки, выше и ниже перехода) и гранулометрического состава взвешенных частиц, отбор проб русловых отложений для определения их гранулометрического состава и содержания загрязняющих веществ. Целью этих работ является выявление гидравлических условий движения взвешенных частиц после их взвешивания в водном потоке в процессе извлечения грунта из подводной траншеи. Скоростное поле потока во многом определяет границы зоны техногенного увеличения мутности и интенсивность снижения ее значений по длине рек. В зависимости от гидравлических особенностей участка реки находятся разнообразные химические и биологические процессы, влияющие на развитие водных биоценозов.

Общее количество и расположение станций наблюдений за изменением мутности воды должно удовлетворять задачам получения объективных данных о распространении техногенного пятна мутности по длине и ширине русла. Для этого необходимы гидрологические характеристики (ширина русла, расход воды и др.). Количество горизонтов отбора проб на мутность зависит от глубины потока и степени выраженности турбулентного его режима. Дополнительно необходимо исследовать осредненные характеристики механического состава взвешенных наносов.

На участках наблюдений важно провести параллельный комплекс гидрхимических и гидробиологических наблюдений. Его целью является оценка содержания загрязняющих веществ в русловых отложениях выше, ниже и в районе створа подводного перехода. Одновременно требуется оценить фактическое состояние nekтона, бентоса, водной растительности на участках как их фонового состояния, так и производства землечерпательных работ.

Мониторинг опасных процессов на участках эксплуатации подводных участков трубопроводов

На стадии эксплуатации исключительно важно осуществлять мониторинг опасных природных процессов и явлений с целью оценки тенденций изменения природной безопасности трубопровода (рис. 9). Для этой цели производится сбор, обобщение и интерпретация характеристик опасных природных процессов для выработки управленческих решений по мерам снижения вредного воздействия вод (затопление, подтопление, размыв или заиление русел рек и т.п.). Максимальное внимание требуется уделять качеству рекультивационных работ, влияющих на вероятность возникновения техногенной обусловленной ускоренной эрозии в долинах рек и гравитационных процессов на их склонах.

Обследование участков действующих трубопроводов в Вологодской, Ярославской, Тверской и Ивановской областях указывает на существование ряда причин возникновения опасных природных процессов. Достаточно часто они связаны с погрешностями определения пропускной спо-

собности водоводов в насыпях вдольтрассовых дорог, организации отвода ливневых и талых вод с селитебных территорий, возникающих при создании инфраструктуры трубопроводного транспорта, в частности, с площадок компрессорных станций.

Однако чаще всего изменение природной безопасности трубопроводного транспорта на участках пересечения речных долин возникает вследствие ошибок в выборе створа перехода, определения величины, направленности и интенсивности русловых деформаций, тенденций развития гравитационных процессов на склонах речных долин. Важную профилактическую роль в этих условиях имеет создание системы наблюдений и осуществление мониторинга русловых и гравитационных процессов. Ключевое значение при этом приобретает периодичность проведения и масштабность рекогносцировочных обследований участков рек выше и ниже перехода трубопроводов.



Рис. 9. Схема организации мониторинга опасных природных процессов на участках перехода трубопроводов через реки [Сергеев, 2006]

Для своевременной оценки тенденций изменения морфодинамического типа русла, русловых деформаций, формирования оврагов, оползневых, селевых и других опасных процессов целесообразно осуществлять ежегодно (после фазы максимального стока и перед ледоставом) обследо-

ние участка расположения подводного перехода в первые 3 года его эксплуатации. В дальнейшем этот участок можно обследовать 1 раз в 3-5 лет. Существенное значение имеет протяженность участка рекогносцировочных работ. Она не должна ограничиваться собственно шириной транспортного коридора. Для объективной характеристики опасных процессов необходимо проводить обследования на участке рек длиной до 20 ширин меженного русла. Одной из задач таких работ является поиск признаков потенциального спрямления излучин, развития и обмеления рукавов и в целом изменения морфодинамического типа русла.

Мониторинг перемещения макроформ руслового рельефа является базовым элементом системы наблюдений за развитием русловых процессов выше и в районе расположения подводной части трубопровода. Он должен организовываться на участке реки, длина которого составляет 8–10 ширин меженного русла. Периодичность определения местоположения макро- и мезоформ руслового рельефа не должна превышать 1 год. С учетом полученных сведений оценивается величина будущего их смещения вдоль реки и понижения отметок дна в зоне подводного перехода трубопровода на неразветвленном участке реки. На участках многорукавного русла прогноз перемещения наиболее крупных гряд необходим для оценки изменения стабильности водотоков разветвления. Хорошо известно, что блокирование крупными грядами истоков, например, правобережных рукавов разветвлений в левобережных рукавах [Чалов, 1979 и др.]. Природная безопасность переходов через заиливающиеся водотоки при этом повышается, а через активизирующиеся (размываемые), наоборот, снижается. О степени влияния этих переформирований на природную безопасность трубопроводов можно судить на основе учета данных об изменчивости скорости смещения побочной и осередков, устойчивости русловых отложений и т.п. [Беркович и др., 2000].

Непосредственно в зоне транспортного коридора объектами обследования являются береговые склоны долины, пойма, берега рек, а также поверхность дна по ширине реки. При прокладке трубопровода нарушается естественный рельеф речных русел и пойм, что ведет к изменению скоростной структуры потока и размеров стока наносов. В результате возникают предпосылки для снижения стабильности русел рек. Если на переходах через крупные и средние реки осуществляется полноценный комплекс мер предупреждения опасного размыва берегов и дна рек, то на переходах трубопроводов через небольшие водотоки они реализуются существенно в меньшей степени, что увеличивает экономические и экологические ущербы от аварий на переходах через малые реки [Алабян, Алексеевский и др., 2005б; Беркович, Сергеев, 2006; Сергеев, 2006]. На таких участках выделяются две главные причины нарушения стабильности русел: недостаточное заглубление трубопровода под дном реки и строительство переездов вдольтрассовых дорог через реки. В первом случае возникает подпорный режим движения потока вследствие частичного или полного перекрытия рус-

ла реки трубопроводом. Вместе с отсыпкой грунта трубопровод создает значительный подпор меженному потоку. В условиях снижения транспортирующей способности рек выше перехода происходит накопление русловых отложений. При многониточном переходе трубопровода через реку формируются крупные аккумулятивные образования, разделенные короткими отрезками течения с очень большими уклонами (рис. 10). В результате ниже перехода возникает зона размыва русла, при регрессивном смещении которой возрастает угроза аварийных ситуаций.

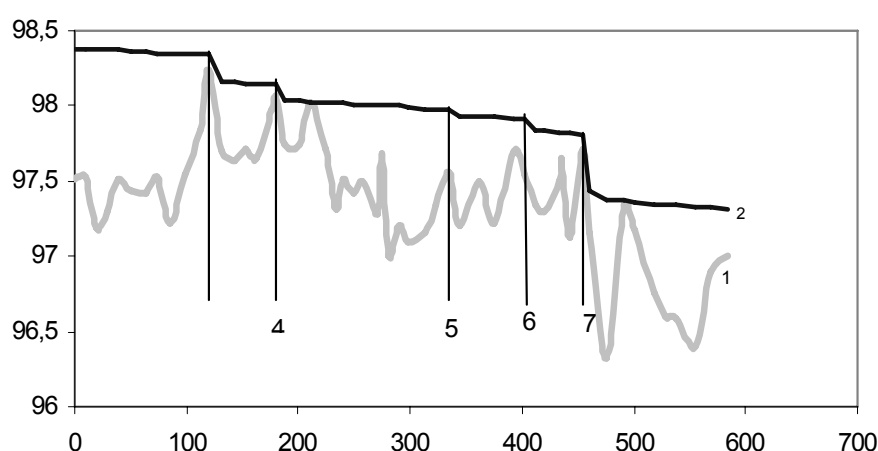


Рис. 10. Продольный профиль дна (1) и водной поверхности (2) в районе многониточного (3, 4,...7) перехода трубопровода через малую реку [Беркович, Сергеев, 2006]

Угроза для безопасности трубопроводов возникает и в том случае, если водопропускные сооружения вдольтрассовых дорог на переходах через малые реки не вмещают весь поступающий сток воды. В этом случае может возникать направленный размыв русла ниже переходов вследствие искусственного увеличения скорости течения, что создает угрозу не только для трубопровода, но и для безопасной эксплуатации дорог. Выше перехода дорог возникают условия подпора водотоков, происходит заболачивание территории, накопление отложений и загрязняющих веществ.

Обобщение данных о специфике вертикальных и горизонтальных деформаций русла позволяет оценить состояние трубопровода, степень нарушения его природной безопасности, оценить срочность, сложность и стоимость работ по предупреждению аварийных ситуаций. Состав мониторинговых наблюдений по ширине транспортного коридора не должен ограничиваться исключительно русловыми процессами, поскольку природная безопасность трубопроводов зависит также от эрозионных, гравитационных и других опасных процессов на склонах речных долин и в их пониженных частях. В основном природная безопасность перехода повышается, если

отсутствуют опасные не только русловые, но и гравитационные процессы [Алабян, Алексеевский и др., 2005 а, б]. Чем больше ширина транспортного коридора, подверженная влиянию этих опасных процессов и больше их интенсивность, тем опаснее эксплуатация подводного перехода. Слабое постоянное влияние этих процессов на природную безопасность трубопроводов соответствует практически нулевой вероятности их возникновения P . Следовательно, природная надежность таких переходов устойчиво высока. Обработка данных по участкам перехода трубопроводов через реки Ярославской и Тверской областей показала, что средним и постоянным условиям влияния этих процессов на природную безопасность трубопроводов соответствуют условия $P < 0,1$ и $B_0/B_k < 0,1$. Это воздействие является существенным, однако безопасность трубопроводов остается достаточной для надежной работы перехода в ограниченный период времени. Надежность работы подводного участка трубопровода утрачивается, если $P = 0,1-0,3$, а $B_0/B_k = 0,1-0,3$. Ситуация будет ухудшаться, если при сильном влиянии русловых и гравитационных процессов на безопасность трубопроводов их воздействие является нарастающим во времени.

В целом для крупных территорий природная безопасность трубопроводов на участках их перехода через реки стабильно высока в 34% случаев. Почти половина переходов (45%) характеризуется достаточной надежностью, а на 21% переходов надежность работы трубопроводов постепенно или достаточно быстро утрачивается. Позитивных изменений условий, приводящих к росту природной безопасности трубопровода, обычно не происходит. Лишь в 3% случаев уровень природной безопасности за период эксплуатации подводного участка трубопровода повысился (по сравнению с проектными условиями). В основном вероятность опасных природных процессов на таких участках сохраняется на фоновом уровне, а в 45% случаев она возрастает во времени. Поэтому мониторинг подводных участков трубопроводов целесообразно осуществлять регулярно и независимо от времени его эксплуатации.

Заключение

Строительство и эксплуатация трубопроводов сопряжено с опасностью нарушения безопасности этих технических систем. Природная безопасность трубопроводов определяет степень влияния опасных гидрологических и гравитационных процессов на риск невыполнения ими ожидаемых функций. Кроме того, этот вид безопасности может нарушаться вследствие загрязнения вод, снижения эффективности работы других водопользователей при авариях на переходах трубопроводов через реки. Обеспечение природной безопасности трубопроводов предполагает решение комплекса изыскательских, научных, проектных, технологических и экологических задач на этапах их проектирования, строительства и эксплуатации. Снижение вероятности негативного изменения надежности трубопроводов на переходах через реки, минимизация опасности техногенного загрязнения поверхностных вод требует дальнейшего совершенствования методологии решения

задач, связанных с выбором местоположения подводного перехода, определения профиля предельного размыва, оценкой величины и изменения опасных уровней затопления линейной части трубопроводов, а также объективным определением экологических последствий их строительства.

ЛИТЕРАТУРА

Абрамов Н.Н. Надежность систем водоснабжения. М., Стройиздат, 1979.

Алабян А.М., Алексеевский Н.И., Власов Б.Н., Сергеев О.Н., Старцев Ю.П. Опыт экологического сопровождения проектирования и строительства магистральных газопроводов // Вузовская наука - региону. Вологда. 2005а.

Алабян А.М., Алексеевский Н.И., Сергеев О.Н., Турькин Л.А. Безопасность строительства и эксплуатации трубопроводного транспорта на участках переходов через реки // Вузовская наука – региону. Вологда. 2005б.

Алексеевский Н.И., Мельник О.А. Грядовое перемещение наносов на горных и полугорных реках // Геоморфология. №3. 1991.

Алексеевский Н.И. Формирование и движение речных наносов. М.: МГУ. 1998.

Алексеевский Н.И. Индикационные методы гидроморфологических исследований // Эрозия почв и русловые процессы. Вып. 12. М.: Изд-во МГУ. 2000.

Андреев О.В. Проектирование мостовых переходов. М.: Транспорт. 1980.

Беркович К.М., Власов Б.Н. Особенности русловых процессов на реках Нечерноземной зоны РСФСР // Вестник МГУ. Сер. 5. География. 1982. № 3.

Беркович К.М. Переформирования русла на подводных переходах магистральных трубопроводов через реки и мониторинг русловых процессов // Эрозия почв и русловые процессы. М.: Изд-во МГУ. Вып.15. 2005.

Беркович К.М., Чалов Р.С., Чернов А.В. Экологическое русловедение. М.: ГЕОС. 2000.

Беркович К.М., Злотина Л.В., Турькин Л.А. Механизм переформирования берегов Волги в Рыбинске // Эрозия почв и русловые процессы. Вып. 14. М.: МГУ. 2003.

Беркович К.М., Сергеев О.Н. Влияние прокладки магистральных трубопроводов на русловые процессы и экологическое состояние малых рек // Труды академии проблем водохозяйственных наук. Вып.11. Русловедение и восстановление водных объектов. М.: Географический факультет МГУ. 2006.

Временная методика оценки ущерба, наносимых рыбным запасам в результате строительства, реконструкции и расширения предприятий, сооружений и других объектов и проведения различных видов работ на рыбохозяйственных водоемах. М. 1990.

Камалова Е.В. Размывы берегов и горизонтальные деформации русел малых и средних рек бассейнов Волги и Верхнего Дона // Малые реки центра Русской равнины, их использование и охрана. М. 1988.

Кондратьев Н.Е., Попов И.В., Смищенко Б.Ф. Основы гидроморфологической теории русловых процессов. Л.: Гидрометеиздат. 1982.

Мазур И.И., Иванцов О.М. Безопасность трубопроводных систем. М.: Елома. 2004.

Надежность в технике. Термины и определения. ГОСТ 13337-75. – М., 1975.

Пахомова О. М. Горизонтальные русловые деформации и их связь с порядковой структурной речной сети // Геоморфология. 2002. № 4.

Попов И.В. Деформации речных русел и гидротехническое строительство. Л.: Гидрометеиздат. 1969.

Промышленная безопасность магистрального трубопроводного транспорта. М.: НП «Национальный институт нефти и газа». 2005.

Самойлов Б.В., Ким Б.И., Зоненко В.И., Клеини В.И. Сооружение подводных трубопроводов. М.: Недра. 1995.

Самохин М.А. Генетические особенности формирования уровня режима рек в различных регионах России. Автореф. дисс. канд. геогр. наук. М.: МГУ. 2006.

Сергеев О.Н. Физико-географические подходы к изучению русловых процессов на участках подводных переходов магистральных трубопроводов через реки таяжной зоны. Автореф. дисс. канд. геогр. наук. Ярославль. Изд-во ЯГУ. 2006.

СНиП III-42-80. Магистральные трубопроводы. М.: ГУП ЦПП, 1997.

Техническое регулирование и промышленная безопасность. Магистральные трубопроводы. М.: НП «Национальный институт нефти и газа». 2004.

Учет деформаций речных русел и берегов водоемов в зоне подводных переходов магистральных трубопроводов (нефтегазопроводов). Л.: Гидрометеиздат, 1985.

Чалов Р.С. Географические исследования русловых процессов. М.: Изд-во МГУ. 1979.

Черных Е.А. Гидрография и гидроморфологический метод исследования рек. Автореферат. дисс. канд. геогр. наук. Пермь. Изд-во ПГУ. 1971.

[В содержание](#) [Библиография](#)

Н.Н. Виноградова, И.В. Крыленко, А.Ю. Сидорчук, В.В. Сурков

ИЗМЕНЕНИЯ РУСЛА р. БАКСАНА В РАЙОНЕ г. ТЫРНЫАУЗА ПОД ВЛИЯНИЕМ СЕЛЕЙ И МЕРОПРИЯТИЙ ПО ЛИКВИДАЦИИ ИХ ПОСЛЕДСТВИЙ*

Селевые потоки, поступающие из притоков в принимающую их горную реку, оказывают большое влияние как на ее русло, формируя при впадении конус выноса, так и на прилегающую к реке территорию. Устра-

* Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты 07-05-00116, 07-05-00421) и гранту Президента РФ для поддержки ведущих научных школ (проект НШ-790.2008.5)

нение последствий наиболее разрушительных селей требует выполнения ряда инженерных работ. Большую роль в выборе тех или иных мероприятий по ликвидации последствий схода селей играет моделирование природных процессов. Показательным примером изменений русла крупной горной реки под влиянием селей и активных антропогенных воздействий, а также их моделирования является р. Баксан в районе г. Тырнауза, расположенного на обширном конусе выноса р. Герхожансу, наиболее селеопасного притока Баксана в Приэльбрусье.

Рассматриваемый отрезок русла (далее Тырнаузский участок исследований) протяженностью около 15 км расположен в верхнем течении Баксана на высотах 1400-1200 м в 40-50 км от истока (рис. 1).

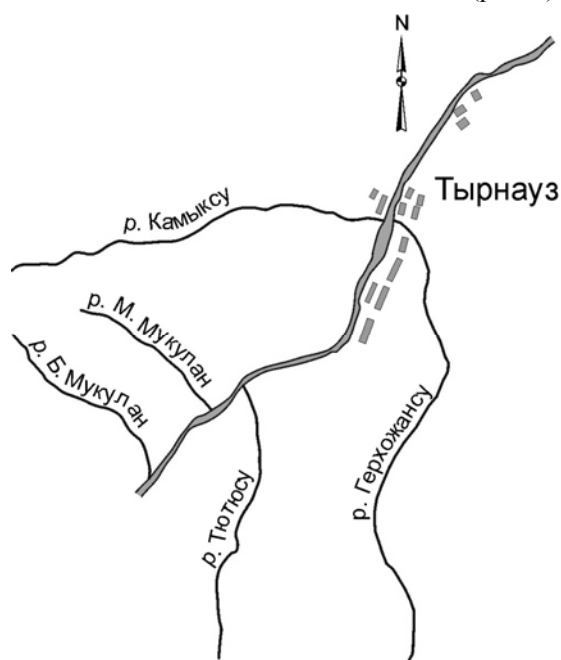


Рис. 1. Схема Тырнаузского участка р. Баксана.

Баксан здесь – типично горная река, характеризующаяся большими уклонами и скоростями течения, валунно-галечным составом руслообразующих наносов, продолжительным весенне-летним половодьем, формирующимся при значительной доле талых ледниковых и снеговых вод. Среднегодовое количество годового расхода воды Баксана (г. Тырнауз) равен $23,7 \text{ м}^3/\text{с}$, максимальный превышает $200 \text{ м}^3/\text{с}$, суммарный сток наносов составляет более 1 млн. т/год.

Существенное влияние на развитие русла Баксана оказывают геолого-геоморфологические условия, склоновые и селевые процессы. Одни из них ограничивают русловые деформации, другие, наоборот, способствуют

их развитию. В пределах Тырнаузского участка исследований река выходит из узкого Эльджуртинского ущелья в Нижнебаксанскую межгорную котловину. При этом резко увеличивается ширина долины, скальные породы с маломощным слоем аллювия заменяются многометровыми толщами рыхлообломочного материала разнородного происхождения (флювиогляциального, селевого, аллювиального). Значительное воздействие на русло Баксана оказывает активная селевая деятельность на притоках, впадающих как выше города (реки Тютюсу, Бол. и Мал. Мукуланы), так и в его пределах (реки Герхожансу и Камыксу). Наиболее мощные периодически повторяющиеся сели наблюдаются в бассейне р. Герхожансу. Последние сели, прошедшие по Герхожансу с 18 по 25 июля 2000 г., носили катастрофический характер, привели к человеческим жертвам и значительному материальному ущербу. Помимо естественных процессов существенное влияние на русло Баксана оказывают продолжающиеся более 60 лет значительные по объемам прямые и косвенные техногенные воздействия, связанные с деятельностью крупного горнодобывающего Тырнаузского вольфрамо-молибденового комбината (ТВМК), развитием инфраструктуры г. Тырнауза, устройством берего- и селезащитных сооружений, ликвидацией последствий селевых потоков.

Естественные и антропогенные деформации русла Баксана

Выше г. Тырнауза фоновой тенденцией развития русла является слабое врезание. Естественные деформации русла Баксана ограничены и проявляются, главным образом, в незначительных смещениях и размыве берегов при сходе селей на притоках. Наиболее существенным антропогенным воздействием на русло является резкое увеличение, начиная с 70-х годов XX века, поступления наносов из левых притоков Бол. и Мал. Мукуланов в результате схода техногенных селей, формирующихся из отвалов карьера ТВМК в их верховьях. Небольшая крупность поступающего селевого материала, большие уклоны русла (до 30-40%) и сужение долины способствуют быстрому транзиту его вниз по течению. Однако при сходе значительных селей по притокам на Баксане ниже устья Бол. Мукулана формируются протяженные (длиной около 200 м) селевые террасы, постепенно размываемые рекой и являющиеся дополнительным источником поступления наносов. Сели, проходящие по р. Тютюсу, сформировали в ее устье конус выноса селевых отложений. Он способствовал образованию вынужденной излучины Баксана и короткого отрезка порожисто-водопадного русла с уклонами до 50%. Ниже устья Тютюсу уклоны снижаются до 10-15%. Местами вдоль русла прослеживаются фрагменты узкой, равной не более одной ширине русла, поймы. Высота бровки поймы над меженным урезом составляет 3-4 м. Русловые формы представлены маломощными, узкими, вытянутыми вдоль русла побочными, сформированными относительно сортированным средним и мелким валунником. На большей части речного ложа формируется отмостка из крупных и средних валунов, практически не подверженных размыву. Преобладающим является горное русло с неразвитыми и

развитыми аллювиальными формами, врезанное, относительно прямолинейное [Чалов, 1979]. Русло практически стабильное. Горизонтальные деформации проявляются лишь в переформировании побочной, вертикальные – в незначительном (менее 0,5 м) разнонаправленном изменении отметок дна в пределах поперечных сечений.

Длительное воздействие селей из Герхожансу на русло Баксана привело к образованию обширного селевого конуса выноса притока и выраженного перегиба продольного профиля принимающей реки с формированием в ее русле трех характерных участков, различающихся морфологией русла, гидрологическим режимом, составом руслообразующих наносов и, как следствие, типами русла. Это – участки подпора, непосредственного воздействия селей на русло и активной переработки селевых отложений, выносимых вниз по течению [Богомолов и др., 2000]. Общая протяженность этих участков составляет около 10 км.

Баксан от верхней границы г. Тырнауза почти до устьев находящихся напротив друг друга левобережного притока р. Камыксу и правобережного р. Герхожансу, отличается интенсивными русловыми деформациями. Здесь происходит резкое уменьшение уклонов (от 10‰ до 1‰), связанное, главным образом, с формированием за многолетний период участка подпора выше селевого конуса выноса Герхожансу, а также с выходом реки из теснины в расширение долины. Это обуславливает направленную аккумуляцию значительной части наносов, поступающих по реке с вышележащего участка, формирование русла с развитыми аллювиальными формами, слабоустойчивого, широкопойменного, разветвленного на рукава; в русле развиты обширные отмели и побочки, сложенные галькой и мелкими валунами. Вниз по течению по длине участка подпора по мере снижения уклонов крупность руслообразующих наносов уменьшается. Горизонтальные деформации выражаются в блуждании основного русла, размыве пойменных массивов, смещении побочной и осередков. Амплитуда вертикальных деформаций соответствует размерам русловых форм, достигая первых метров.

Помимо естественных деформаций участок подпора подвергался активным антропогенным воздействиям. В 1950-е годы в пойме Баксана был обустроен шламоотстойник ТВМК, в 70-80-е годы обширный массив поймы с помощью искусственной отсыпки грунта был отторгнут под жилую застройку. Русло было стеснено и канализировано, берега укреплены берегозащитными стенками. Это привело к ограничению горизонтальных русловых деформаций и, благодаря повышению транспортирующей способности потока, способствовало увеличению транзита наносов на участке, активизации смещения аллювиальных форм; однако, в целом, устойчивость русла повысилась.

Русловой режим на участке подпора в значительной степени зависит от интенсивности селепроявлений на р. Герхожансу. В 2000 г. после катастрофических селей, прошедших по Герхожансу и перекрывших дно долины Баксана в полосе шириной более 400 м, в пределах участка подпора возник обширный, длиной около 2 км временный водоем. За лето 2000 г. он был поч-

ти полностью занесен гравийно-галечными и песчаными наносами, поступающими по Баксану. Наибольшее повышение отметок дна составило свыше 4 м, общий объем отложившихся наносов превосходил 1,0 млн.т. Выше запруды уровень воды в Баксане повысился более чем на 6 м, в результате было затоплено несколько городских микрорайонов, автодорога и пр.

Русло Баксана на протяжении 2 км ниже устья р. Камыксу относится к участку непосредственного воздействия селей на русло. В многолетнем плане длина этого отрезка реки несколько меняется в зависимости от объемов разовых выносов селей и продолжительности периодов между сходами селей. В настоящее время его положение соответствует современному селевому конусу выноса Герхожансу, сформировавшемуся после селей в 1999 и 2000 гг. Непосредственно в пределах селевого конуса наблюдается резкий перегиб продольного профиля реки и значительное (в несколько раз выше фоновых) увеличение уклонов (до 50-60%). До схода селей 2000 г. на этом участке русло было врезанное порожиисто-водопадное, оттесненное к высокому левому берегу старым конусом выноса Герхожансу. В районе противоселевого лотка на р. Герхожансу берега Баксана были укреплены бетонными берегозащитными стенками. Ниже река со слабоизвилистым руслом и с частично укрепленными берегами пересекала область аккумуляции перемытых селевых отложений прошлых лет. В процессе схода селей в июле 2000 г. селевыми отложениями объемом около 4 млн. м³ было полностью перекрыто днище долины Баксана, в том числе и русло. В пределах области аккумуляции селевых отложений (конусе выноса) отметки дна Баксана по сравнению с доселевыми повысились на 5-15 м. Непосредственное воздействие селей вызвало размыв высокой левобережной террасы, расположенной напротив конуса выноса, захоронение старого русла и возникновение нового блуждающего русла. Высотные отметки и плановые очертания вновь образованного русла не согласовывались с прежними. Формирование нового, поверх селевой запруды, русла началось у высокого левого берега, уже пострадавшего от непосредственного ударного воздействия селевых потоков, вызвав дополнительный его размыв. На селевом конусе выноса непрерывные селевые отложения представляли собой плохосортированные разнофракционные наносы, в составе которых преобладали грубоокатанные валуны и галька. В период между селепроявлениями в целом идет размыв селевых отложений и формирование вынужденного русла, оттесненного конусом выноса к противоположному борту долины. В процессе схода селей происходит массовое отложение селевого материала и большая или меньшая перестройка русла, вплоть до полного его уничтожения.

Ниже селевого конуса выноса на участке переработки селевых отложений уклоны постепенно уменьшаются. Отличительной особенностью здесь является наличие разноуровневых аккумулятивных образований и их активная переработка потоком. Формирование наиболее высоких гряд, побочней и осередков происходит непосредственно в момент массового поступления наносов при сходе селя на притоках и сразу после него при прохождении послеселевого паводка на Баксане. Более низкие аккумулятивные

формы возникают при постепенной переработке водным потоком послеселевых образований. На этом отрезке река течет в русле, врезанном в древние террасы. Днище вреза достаточно широкое, имеется пойма, формируется адаптированное слабоизвилистое, местами разветвленное русло с хорошо выраженными побочными, осередками, перекатами. При бытовых условиях русло на участке достаточно стабильное, русловые деформации связаны главным образом с перемещением гряд (перекатов). В 2000 г. во время мощных селей на Герхожансу с послеселевыми паводками на участок поступило избыточное количество наносов. Это привело к аккумуляции значительной их части и активизации русловых деформаций. Они выразились в формировании высоких побочных, размыве берегов, занесении русловым аллювием низких пойменных массивов, смене положения ведущего рукава, возникновении новых рукавов.

Русловые деформации под влиянием мероприятий по ликвидации последствий селей 2000 г. на Герхожансу

Для устранения последствий воздействия селей 2000 г. был выполнен ряд инженерных работ, которые существенно преобразовали русло Баксана. Основными мероприятиями, проведенными в конце 2000 и 2001 гг., были: сооружение прокопа в селевом конусе выноса Герхожансу (рис. 2); перевод стока Баксана на участке подпора сначала во временное русло у левого берега, а затем вновь в старый правый рукав реки; обвалование и углубление русла на участке подпора в зоне затопления 2000 г.; обвалование и спрямление основного рукава Баксана ниже прокопа. На нижележащем участке в 2000-2001 гг. значительных работ по регулированию русла не проводилось.



Рис. 2. Подпрудное озеро и прокоп в конусе выноса р. Герхожансу в октябре 2000 г.

Наиболее интенсивные переформирования русла на участке подпора в 2001 г. связаны с созданием прокопа. Через прокоп в селевых отложениях был спущен подпрудный водоем. Поскольку старые берегозащитные стенки на значительном протяжении были погребены под наносами, русло Баксана было искусственно углублено и обваловано. Эти мероприятия позволили к половодью 2001 г. вернуть реку в старое русло, однако высотные отметки дна оставались на 1-3 м выше доселевых. В половодья 2001-2002 гг. отложения на участке подпора были практически полностью размывы. При этом в 2002 году на Баксане в г. Тырнаузе после дождей 26-27 июня был зарегистрирован мощный паводок, во время которого подъем уровней составил около 1,5 м, расход воды на пике – 168 м³/с (соответствуя примерно 10%-й обеспеченности максимальных расходов). При прохождении паводка на участке подпора происходили интенсивные переформирования побочней и осередков, однако вода не выходила за пределы русла, так как отметки дна здесь были искусственно понижены до доселевых. Наиболее важным последствием прохождения паводка и половодья 2002 г. на русловой режим Баксана в пределах Тырнауза стал массовый размыв и перенос в черту города селевых отложений Бол. Мукулана, накопившихся непосредственно ниже его устья за несколько лет с селепроявлениями.

В русле Баксана в начале участка подпора появились отмели из плохокатанного крупного галечника, в нижней части произошло увеличение крупности наносов отмести, окатанность гальки в ней ухудшилась. В результате поступления наносов с вышележащего отрезка реки и размыва дамб обвалования сформировались галечно-валунные побочни и осередки. Проводимое в межень искусственное повторное дноуглубление и руслоформирующая деятельность самой реки в половодье привели к восстановлению здесь к 2003 г. на абсолютных отметках, близких к доселевым, широкопойменного, разветвленного на рукава русла, существовавшего на участке подпора до схода катастрофических селей 2000 г. Масштаб непосредственных искусственных механических воздействий на русло в послеселевой период здесь был сопоставим с интенсивностью руслоформирующей деятельности Баксана.

В последующие годы на участке подпора в меженный период продолжались выемка аллювия из русловых карьеров и строительство дамб обвалования. Приблизительные объемы извлекаемого из русла аллювия составили 10-30 тыс. м³ в год, что существенно меньше объема наносов, отложившихся в 2000 г. в подпрудном водоеме и дельте выдвижения (до 700 тыс. м³). Однако после каждого половодья происходило восстановление русловых форм на прежних отметках. Следует заметить, что в 2003-2004 гг. половодья на Баксане были близкими к средним, и русло за эти годы изменилось незначительно (рис. 3, А, Б).

Половодье 2005 г. было выше предыдущих. Максимальные расходы воды несколько превышали среднемноголетние величины, в то время как водность и продолжительность основной волны половодья заметно превосходили их среднемноголетние значения. Весной во время снеготаяния Бол. и

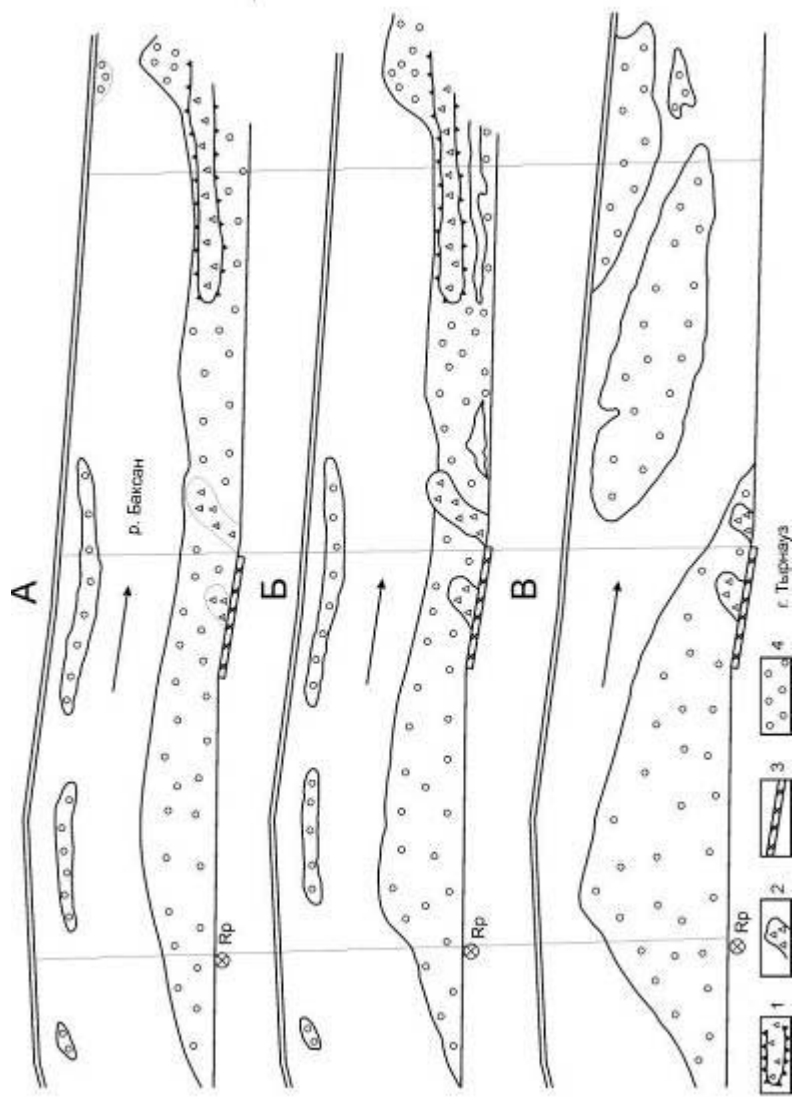


Рис. 3. Динамика русла Баксана в начале участка подпора в 2003-2005 гг.: А – 2003 г.; Б – 2004 г.; В – 2005 г.
 1 – дамба; 2 – отсыпки грунта; 3 – берегозащитная стенка; 4 – аккумулятивные формы руслового рельефа

Мал Мукуланы вынесли в русло Баксана очередную порцию селевого материала (до 60 тыс. м³ в совокупности). В половодье почти весь этот материал поступил в начало участка подпора, где произошли значительные изменения (рис. 3, В). Область аккумуляции сместилась вверх по течению, сформировались новые побочни и осередки, на протяженных участках в пределах разветвлений изменилось положение ведущего рукава. На 300-метровом отрезке русла в самом начале участка подпора на правобережном побочне с 2004 по 2005 гг. отложилось 1,6 тыс. м³, на осередке – 2,5 тыс. м³. Вследствие поступления в Баксан более мелких наносов из Мукуланов крупность наносов, слагающих отмотку побочня, уменьшилась более чем в 2 раза (с 6,8 до 2,5 см). Увеличение размеров и отметок обширного побочня у правого берега в половодье 2005 г. привели к снижению пропускной способности канализированного русла на участке. Ниже по течению значительно увеличился фронт размыва ограждающей дамбы хвостохранилища; между тем интенсивность перестроения русловых отmelей была здесь значительно ниже, чем выше по течению, и общие очертания русловых форм сохранились.

Ниже участка подпора невыработанное разбросанное русло, сформировавшееся после селей в пределах конуса выноса, уже осенью 2000 г. было искусственно отчленено, и Баксан пущен по глубокому и узкому прокопу длиной около 600 м. Весь сток реки в половодье был сконцентрирован в этом новом русле, вследствие чего прекратился размыв высокой левобережной террасы. Стеснение потока в прокопе и сопутствующее ему увеличение скоростей течения определили врезание русла. Однако грубообломочный материал, слагающий днище прокопа и нижнюю часть откосов (средние и крупные валуны перемытых селевых отложений), ограничивает углубление реки. Стабилизирующую роль сыграло и наличие в днище прокопа фрагментов старого селепропускного лотка на р. Герхожансу. Большая часть селевого материала, поступившего в период паводка из Камыксу, была тут же транспортирована за пределы участка, а оставшая часть перемыта и из нее сформировалась отмотка. В нижней части конуса выноса, образовавшегося в 2000 г., Баксан частично размыв ограждающие дамбы и сформировал извилистое русло. В целом значительных изменений русла за период половодья не произошло, русло несколько врезалось, что способствовало его стабилизации. В прокопе русло оставалось устойчивым.

Ниже прокопа в конце 2000 – начале 2001 гг. русло Баксана было канализировано путем обвалования и спрямления основного рукава. В половодья 2002-2005 гг. здесь происходил размыв дамб обвалования и формирование извилистого русла. На месте бесструктурного послеселевого рельефа происходило восстановление аллювиальных форм и образование перекапов. В целом на отрезке Баксана в нижней части бывшего конуса выноса Герхожансу в результате руслоформирующей деятельности водного потока за период после 2000 г. сформировалось динамически устойчивое русло.

На участке переработки селевых отложений продолжалось активное образование русловых форм из вынесенного и перемытого селевого материала. За два-три года вследствие размыва и поступления наносов с

вышележащего отрезка реки сформировались побочни и осередки на абсолютных отметках на 1,5-2 м ниже русловых форм, возникших в период схода селей и после них; в дальнейшем русло оставалось практически стабильным.

Таким образом, аномально высокое поступление наносов после схода селей и отсутствие заметных искусственных воздействий привели к восстановлению естественных тенденций развития русла Баксана менее чем за 5 лет. Вновь сформировалось русло с неразвитыми и развитыми аллювиальными формами, образующее адаптированные излучины. В верхней части участка переработки формируется своеобразный неустойчивый тип горного русла, внешний облик которого напоминает русло с развитыми аллювиальными формами, но характеризующийся значительно большими уклонами. При затухании селевой активности этот тип русла постепенно трансформируется – при избытке поступления наносов с вышележащего отрезка Баксана идет образование русла с развитыми или неразвитыми аллювиальными формами, при их дефиците – врезанного порожиисто-водопадного русла.

Моделирование развития русла Баксана для обоснования проектов мероприятий по защите г. Тырнауза

Разработка проекта защиты города от неблагоприятных последствий селевых потоков, в том числе и от вероятных наводнений, требует обоснования принимаемых решений с учетом многофакторности и трудной предсказуемости как самого селепроявления, так и русловых процессов на Баксане. Обычно подобное обоснование получают на основе имеющегося ряда наблюдений с использованием статистических закономерностей о характере развития процесса. Однако для таких выдающихся событий, как катастрофический сход селей 2000 г. в Тырнаузе, этот подход неприменим. В подобной ситуации более плодотворным оказывается компьютерное моделирование явления или процесса, позволяющее получить представление об их количественных характеристиках в условиях слабой изученности, недостатке наблюдений и (или) высокой неопределенности возможного развития событий. Основные проблемы при компьютерном моделировании природных и, в частности, русловых процессов – правдоподобное представление моделью реальных явлений и обеспеченность качественными исходными данными. При условии адекватного отражения моделью реальных процессов и наличия достаточной исходной информации моделированием можно реализовать различные сценарии развития и отобрать соответствующие поставленной задаче варианты – либо наиболее вероятные, либо, как при разработке проектных решений по защите Тырнауза, наиболее неблагоприятные случаи.

Для моделирования развития русла реки Баксан после воздействия на него катастрофических селевых потоков и последующих естественных и антропогенных преобразований использовалась модель трансформации продольного профиля русла реки, разработанная А.Ю. Сидорчуком [Сидорчук и др., 2004]. Задача трансформации продольного профиля реки решает-

ся в одномерной постановке с учетом двухмерных эффектов, связанных с неравномерностью средних по глубине скоростей потока в поперечном сечении русла. Согласно принятой модели, профили свободной поверхности воды и дна русла рассчитывались по уравнениям одномерной гидравлики и деформации. Шероховатость русла оценивалась по формуле Маннинга-Штриклера с переменным коэффициентом; расход влекомых наносов задавался формулой Г.И. Шамова; гранулометрический состав донных грунтов принимался по данным измерений. Расход взвешенных наносов не учитывался, так как мелкие фракции наносов в основном кольматируют поры между крупными частицами (галькой) и не участвуют в изменении отметок дна.

Модель состоит из трех основных блоков: 1) расчет отметок свободной поверхности воды; 2) расчет расхода влекомых наносов; 3) расчет деформаций продольного профиля дна.

При расчете кривой свободной поверхности поток принимается установившимся, неравномерным. Ширина русла изменяется по длине реки. На верхних и нижних границах участка задаются уровни воды, дно русла задается неразмываемым, продольный профиль дна на этапе расчета принимается неизменным.

Расчет расхода влекомых наносов ведется по фракциям. Для учета неравномерности распределения расхода влекомых наносов по ширине русла в одномерной модели реализована поструйная схема расчета. Расход наносов вычисляется для каждой крупности донных грунтов для отдельной струи со свойственной ей скоростью потока, а затем суммируется по всей ширине русла для всех струй и крупностей. Распределение скоростей по ширине потока принимается параболическим.

Расчет трансформации продольного профиля дна за единицу времени проводится по уравнению деформации при заданном начальном продольном профиле дна, заданном расходе воды, рассчитанном продольном профиле свободной поверхности и гидравлических характеристиках потока, заданном гранулометрическом составе наносов на верхней границе участка и размываемой толщине, заданной формуле для расчета расхода разнозернистых наносов.

При моделировании для каждого ежедневного расхода воды (цикла расчета) определяются морфологические и гидравлические характеристики потока и русла, расход наносов, величина деформаций речного дна, гранулометрический состав влекомых наносов и донных отложений для каждого расчетного створа по всей длине участка. Цикл может быть реализован для любого по продолжительности периода, что позволяет получить оценку изменений как при единичных воздействиях (например, прохождение выдающегося паводка), так и для протяженного периода (прогноз многолетней трансформации продольного профиля русла).

Для калибровки модели была воспроизведена ситуация лета 2000 г., т.е. был проведен расчет трансформации продольного профиля реки в период схода селевых потоков и после него. Модель удовлетворительно воспроизвела процесс образования подпрудного водоема выше селевой запруды.

Расчетные и измеренные отметки уровня высоких вод (УВВ) при максимальном подъеме воды выше центрального моста в г. Тырнаузе отличались менее чем на 30 см. Также вполне удовлетворительно было смоделировано послеселевое формирование внутренней дельты Баксана выше селевой запруды. Рассмотрение ситуации 2000 г. позволило придти к выводу, что разработанная модель адекватно описывает механизм развития продольного профиля (в рамках заданной схематизации) и ее можно использовать для прогноза дальнейших переформирований продольного профиля реки.

В 2001-2005 гг. с учетом планируемых и осуществляемых мероприятий по ликвидации последствий селей (разработка искусственного русла-прокопа Баксана в селевых массах, искусственный спуск подпрудного озера, строительство селепропускного лотка на р. Герхожансу) были рассмотрены различные сценарии развития продольного профиля Баксана. Они включали в себя:

а) определение отметок воды в реке при прохождении паводков различной обеспеченности в условиях искусственных воздействий и деформируемого дна;

б) моделирование развития продольного профиля за многолетний (20 лет) период при отсутствии селевых воздействий (данный сценарий позволил оценить время, необходимое для формирования устойчивого продольного профиля реки);

в) выбор проектных схем противоселевых сооружений путем реализации различных вариантов перекрытия русла Баксана селевыми потоками из притоков Герхожансу и Камыксу, позволивших оценить дальность распространения подпора и максимальный подъем воды выше селевых запруд.

Также было рассмотрено развитие продольного профиля с возникновением селевых запруд в многоводный год 1%-й обеспеченности, что позволило оценить дальность распространения вверх по реке подпора от селевых запруд при крайне неблагоприятной ситуации совпадения прохождения максимального расхода 1%-й обеспеченности с перекрытием русла селевым потоком редкой повторяемости.

Наиболее важными, с практической точки зрения результатами моделирования стали следующие выводы.

1. В 2000 г. расчеты по модели показали высокую вероятность направленной аккумуляции наносов в начале участка подпора примерно в 2 км выше центрального городского моста. Продолжительность и величина аккумуляции здесь определяется поступлением влекомых наносов сверху по реке. Последующие натурные наблюдения в 2001-2006 гг. подтвердили выявленную при помощи модели тенденцию развития направленной аккумуляции на данном участке русла. К 2005 г. на Баксане в пределах Тырнауза в 1,5-1,8 км выше центрального городского моста через Баксан (в 50м выше устья Камыксу), у верхнего края водооградительной габионной стенки правого берега возникла критическая ситуация, связанная с увеличением размеров и отметок обширного побочня у правого берега и снижением пропускной способности русла. Создалась реальная угроза прорыва реки в жилую

застройку в ближайшие высокие половодья с обеспеченностью максимальных расходов около 7-8% (более 180 м³/с). Реальность данного прогноза сохранялась и на осень 2007 г.

2. При штатной работе сооружаемого противоселевого лотка на р. Герхожансу в случае возможного формирования селевой запруды в устье лотка, аналогичной 2000 г. (высота запруды 12 м), подпорный подъем уровня воды в р. Баксане на лимитирующем участке вверх от центрального городского моста будет в пределах бытовых колебаний уровня и не превысит отметок воды на пике низкого половодья.

При возможном возникновении селевой запруды у современного устья Камыксу на Баксане в пределах бывшего подпрудного водоема 2000 г. будет наблюдаться образование озера. Уровни высоких вод (УВВ) на лимитирующем участке при расходах обеспеченностью менее 10% для селевой запруды высотой 10 м будут находиться в интервале высот от 1278 м до 1279,5 м, что всего на 2,5-4 м ниже максимальных отметок подпрудного водоема 2000 г. (1282 м). Подпор при наивысших отметках распространится вверх по течению на 1,7 км. Незначительное (на 100-120 м) искусственное смещение устья Камыксу вниз по течению вследствие небольших уклонов в прокопе не изменяет условия подтопления – УВВ в этом случае понижаются примерно на 1 м, до отметок 1277,8-1278 м.

При возможном возникновении селевой запруды в прокопе Баксана у выхода проектируемого селепропускного лотка Камыксу в 200 м ниже современного устья на лимитирующем участке также будет наблюдаться превышение УВВ над горизонтами, определенными по кривой $Q=f(H)$, и происходить образование подпрудного водоема. УВВ в районе центрального городского моста при расходах обеспеченностью менее 10% для селевой запруды высотой 10 м будут находиться в интервале высот от 1273,9 м до 1274,8 м, что соответствует отметке верха пролета центрального городского моста через Баксан (1274,85 м). В результате возникает угроза затопления моста. Подпор при наивысших отметках распространится вверх по течению на 1,3 км, то-есть примерно на 1 км вверх от моста. Городская застройка подтоплению подвергаться не будет.

Предлагаемых инженерных мероприятий по защите от селей из Камыксу (перенос устья селепропускного лотка на Камыксу максимально вниз по течению Баксана) недостаточно для того, чтобы избежать вызванных селями неблагоприятных последствий опасных гидрологических явлений (возможное затопление моста). Возникает необходимость проведения дополнительных мероприятий (строительство нового моста с высоким пролетом, оборудование аварийных водосбросов в Баксане, срезка левого борта искусственного русла Баксана в селевых отложениях 2000 г. и др.), направленных на уменьшение высоты потенциальной селевой запруды.

3. При возможном одновременном образовании селевых запруд на Герхожансу и Камыксу (вариант запруды в устье проектируемого селепропускного лотка) даже для наиболее неблагоприятного варианта одновременного формирования максимальных селевых запруд критической ситуа-

ции не возникает – при высоте запруды у устья проектируемого лотка на Камыксу более 8 м образуется "каскад", уровень воды в верхней ступени которого определяется высотой запруды из Камыксу. По мере размыва верхней запруды (он будет идти быстрее, чем запруды у Герхожансу, вследствие меньших размеров запруды и большей доли мелких фракций в селевых выносах из Камыксу) или при высоте запруды у устья проектируемого лотка на Камыксу менее 8 м возникают условия "затопленного водослива". При этом выше запруды Камыксу на лимитирующем участке уровень воды будет больше, чем подпорные отметки в случае одиночной запруды Герхожансу (1269,0), но меньше, чем при десятиметровой запруде у устья проектируемого лотка на Камыксу (1274,8м).

Необходимо отметить, что рассматривалась ситуация для штатной работы селепропускных лотков в их законченном виде. Однако, учитывая, что возведение селепропускного лотка на Герхожансу длится уже 7 лет и еще далеко до завершения, а реконструкция селепропускного лотка на Камыксу так и не началась, более вероятным вариантом развития событий может быть неконтролируемое прохождение выдающихся селевых потоков или их серий. В данном случае не исключено формирование селевой запруды со всеми вытекающими последствиями по незапланированному сценарию, в том числе и перекрытие Баксана по варианту 2000 г.

4. Размыв селевых запруд будет зависеть от ряда условий, главными из которых являются время формирования запруды и скорость образования отмытки на гребне запруд. Наиболее ярко это проявляется в случае перекрытия Баксана селевыми выносами из Камыксу с меньшей крупностью селевого материала, чем селевых отложений Герхожансу. Расчетный размыв селевой запруды, сформировавшейся в половодье у устья р. Камыксу, при высоких расходах воды в Баксане, происходит достаточно быстро. Вследствие этого идет быстрый спад отметок уровня воды в подпрудном водоеме и относительно небольшая аккумуляция речных наносов на участке русла Баксана выше запруды – прогнозируемое повышение отметок дна не превышает 1 м.

Если формирование запруды будет происходить при малых расходах воды на Баксане (в случае схода селя по Камыксу в апреле-мае перед половодьем на Баксане), то подпрудный водоем будет сохраняться достаточно долго, вплоть до прохождения по Баксану расходов более 50-60 м³/с. При этом выше запруды будет наблюдаться аккумуляция наносов, идущая более интенсивно, чем размыв гребня запруды. Наибольшая расчетная аккумуляция (формирование дельты) будет иметь место в 0.4-1.3 км выше устья Камыксу; максимальное прогнозируемое повышение отметок дна при этом составит 1,5-2 м.

Вариант сценарного расчета в условиях отсутствия самоотмытки русла на гребне запруды показывает, что в типовое половодье с пиком, близким к среднесезонному максимуму, будет наблюдаться достаточно быстрый (за 7-14 дней) размыв селевой запруды и понижение отметок уровня воды на ее гребне. Вследствие этого к концу половодья отметки дна Бак-

сана в области аккумуляции наносов выше запруды стабилизируются на отметках примерно на 0,5-1 м выше исходных.

При формировании отмостки на гребне, размыв запруды резко замедляется, продолжительность ее существования значительно возрастает. К концу половодья в этом случае понижение отметок дна на гребне запруды у устья Камыксу составит около 1,5 м (при исходной высоте запруды 10 м), отметки дна в области аккумуляции возрастут на 1,5-2 м относительно исходных.

5. Моделирование многолетней динамики продольного профиля Баксана в пределах селевого конуса выноса Герхожансу позволило выявить разнонаправленные тенденции развития русла на данном участке. Так, в процессе размыва селевой запруды у устья Камыксу непосредственно ниже ее (в нижней части прокопа с достаточно высокими уклонами) может происходить заметное (до 2-3 м) понижение отметок дна. При этом область размыва будет постепенно смещаться вверх по течению, что со временем приведет к нарушению устойчивости фундамента стенок лотка и опор центрального городского моста. Ниже по течению размыв сменится тенденцией к слабой аккумуляции выносимого сверху материала, что может в будущем вызвать занесение подмостового отверстия нижнего городского моста, расположенного в пределах области аккумуляции в 2,4 км ниже устья Камыксу.

Полученные при моделировании расчетные характеристики во многом зависят от принятых допущений и исходных данных. Они имеют высокую степень неопределенности, назначаются субъективно, на уровне экспертных оценок (высота селевых запруд, гранулометрический состав слагающих запруды селевых отложений, мощность деятельного слоя руслообразующих наносов, положение запруд на исходном продольном профиле и т.д.). Поэтому реальное развитие событий может существенно отличаться от прогнозируемого.

Заключение

Основными факторами, под влиянием которых в настоящее время формируется современный облик русла Баксана у г. Тырнауза, являются селевая деятельность на притоках, антропогенные воздействия и руслоформирующая работа водного потока. Протяженность участков, где тип и форма русла определяются первыми двумя факторами невелика (первые километры). Однако интенсивность и масштабы преобразования русла при этом значительно превосходят динамику русла, обусловленную руслоформирующей деятельностью водного потока. После масштабных внешних воздействий резко возрастает интенсивность русловых процессов и на большем протяжении реки происходит быстрое (в течение нескольких гидрологических сезонов) восстановление естественных тенденций развития русла. Это указывает на устойчивость (повышенную сопротивляемость к внешним воздействиям) русла р. Баксан, главной причиной которой является высокая энергия горного руслового потока.

Сопоставление результатов натуральных наблюдений в 2000-2001 гг. с прогнозом деформаций продольного профиля, выполненным по разработанной модели, показывает, что модель адекватно описывает механизм развития продольного профиля. Результаты проведенных расчетов, реализованные при проведении защитных мероприятий, оправдались. Проверить расчетные варианты одновременного схода селей по Герхожансу и Камыксу не удалось из-за отсутствия на них селей.

Подытоживая общую картину русловых переформирований Баксана в пределах Тырнауза, можно отметить, что, несмотря на значительные антропогенные воздействия на его русло в 2000-2001 гг., начиная с 2002 г. при отсутствии селевых выносов определяющим фактором динамики русла становится руслоформирующая деятельность самого водного потока.

ЛИТЕРАТУРА

Богомолов А.Л., Виноградова Н.Н., Власов Б.Н., Крыленко И.В., Чалов Р.С. Влияние катастрофических селей в г. Тырнаузе на русло р. Баксан // Геоморфология. 2002. № 1.

Сидорчук А.Ю., Виноградова Н.Н., Крыленко И.В. Трансформация продольного профиля реки Баксан у г. Тырнауза после прохождения катастрофического селя // Динамика и термика рек, водохранилищ и прибрежной зоны морей. М., 2004.

Чалов Р.С. Географические исследования русловых процессов. М.: Изд-во МГУ, 1979.

[В содержание](#) [Библиография](#)

Н.В. Хмелева, О.В. Виноградова

РУСЛОВЫЕ ПРОЦЕССЫ КАК ФАКТОР ФОРМИРОВАНИЯ АЛЛЮВИАЛЬНЫХ РОССЫПЕЙ ЗОЛОТА *

Выявление закономерностей строения аллювиальных россыпей золота является основой их эффективной разведки и эксплуатации. Изучение россыпей, начавшееся практически с их открытия, к середине XX века выделилось в отдельный раздел науки, включающей в себя многие направления. Одним из них является изучение россыпей как результата деятельности рельефообразующих процессов. К настоящему времени многие вопросы, касающиеся этого направления, детально изучены и результаты их исследований применяются в практике геологоразведочных работ. В то же время роль основного фактора аллювиального россыпеобразования – русловых процессов в формировании структуры россыпи оценена недостаточно. В связи с этим разработана концепция формирования россыпей вследствие переноса и отложения металла в процессе транспорта наносов водными по-

* Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект №07-05-00-421) и гранту Президента РФ для поддержки ведущих научных школ (проект НШ-790.2008.5)

токама является актуальной задачей. Ее решение позволяет повысить точность прогноза и эффективность геологоразведочных работ по россыпным месторождениям.

В статье обобщены наиболее важные результаты исследований закономерностей формирования россыпей золота, обусловленных русловыми процессами. Исследования проведены в трех крупных рудно-россыпных районах Восточной Сибири: Алданском, Куларском и Ленском. Каждый из этих районов характеризуется специфическими геолого-геоморфологическими особенностями строения и развития. Исследованиями охвачено более 100 россыпесодержащих долин от крупных полугорных рек V-VII порядков протяженностью более 100 км до их небольших коротких притоков I-II порядков. Исследуемые россыпи являются мелкозалегающими, сформированными в современных долинах (Алданский район), погребенными в долинах с унаследованным развитием (Ленский район), сформированными в долинах древней гидросети полностью перекрытых мощной толщей рыхлых отложений (Куларский район).

Различия в условиях формирования и залегания россыпей позволили выявить наиболее существенные закономерности их строения, обусловленные русловыми процессами, свойственные, по-видимому, большинству аллювиальных россыпей золота.

Гранулометрический состав россыпей. Дифференциация частиц золота по длине гидросети

Ю.А. Билибиним [1938] была установлена зависимость дальности переноса частиц золота от их веса, выделены два типа россыпных скоплений золота – пластового, состоящего из частиц, перемещавшихся в потоке путем волочения по дну, и косового, включающего мелкие частицы, транспортируемые во взвешенном состоянии. Позднее А.В. Хрипков [1958] в зависимости от способности металла к переносу в водной среде выделил активные и пассивные фракции золота. К пассивным фракциям он относил частицы золота диаметром больше 3,0-5,0 мм, активным – более мелкие частицы. Способность частиц золота диаметром менее 3,0 мм к перемещению русловыми потоками доказывают результаты экспериментальных исследований [Львович, 1938, Экспериментальная геоморфология, 1978]. Для исследования особенностей строения россыпей, связанных с деятельностью русловых процессов необходимо оценить крупность частиц золота, слагающих россыпи районов исследований и их способность к перемещению русловыми потоками.

Проведенный анализ гранулометрического состава россыпного золота показал, что, несмотря на различия рудных формаций, во всех россыпях районов исследований преобладают частицы, крупностью до 3,0 мм (рис. 1). Крупные, мало подвижные частицы металла играют небольшую роль в запасах золота. Преобладание в россыпях мелких и весьма мелких частиц золота представляет наиболее типичную картину и характерно для большинства россыпных районов. Так, судя по опубликованной литературе, в россыпях Тимптонского и Певекского районов преобладает мелкое золото

с диаметром от 0,5 до 2,0 мм. В россыпях Аллах-Юньского района, Енисейского края, Восточного Саяна, Кузнецкого Алатау, бассейна Вилюя, Севера Чукотки, Забайкалья, Среднего и Южного Урала преобладает весьма мелкое золото с диаметром до 1,0 мм. По аналогии с руслообразующими фракциями аллювия мы предлагаем называть мелкие частицы металла «россыпеобразующими», так как именно им принадлежит основная роль в формировании структуры россыпей.

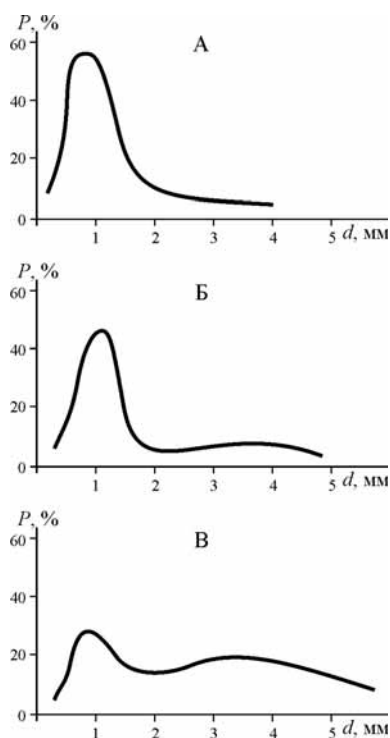


Рис. 1. Типичные кривые гранулометрического состава золота в россыпях районов исследований. Размер фракций, мм: 1 > 3,0; 2 – 3,0-1,0; 3 – <1,0.

Для исследования закономерностей дифференциации частиц золота последовательно сверху вниз по течению по каждой разведочной линии анализировались графики изменения среднего диаметра частиц, процентного содержания разноразмерных фракций и интегральные графики доли содержания каждой фракции в запасе металла. Результаты проведенного анализа показывают, что как и для аллювиальных отложений, крупность частиц золота закономерно снижается по длине долин и от долин горных рек низких порядков к долинам полугорных рек. В процессе транспорта частиц золота происходит их дифференциация, выраженная в изменении гранулометрического состава золота по длине долин и в целом по системе гидросети

(рис. 2). Крупные мало транспортируемые потоком частицы (>3,0 мм), доля которых от общего количества металла невелика, откладываются на участке поступления, формируя зону нарастания запасов, тогда как частицы средних (1,0-3,0 мм) и мелких (1,0-0,5 мм и менее 0,5 мм) фракций образуют, соответственно, зоны накопления и спада продуктивности. Процесс дифференциации металла контролируется уклонами долин, с которыми связана транспортирующая способность потоков. С увеличением уклонов дальность смещения основной массы частиц диаметром 0,5-1,0 мм увеличивается, а более мелкие частицы уносятся потоком далее вниз по течению. При более крупном металле даже при больших уклонах основная масса частиц золота откладывается непосредственно на участке поступления, тогда как мелкие частицы продолжают транспортироваться потоком.

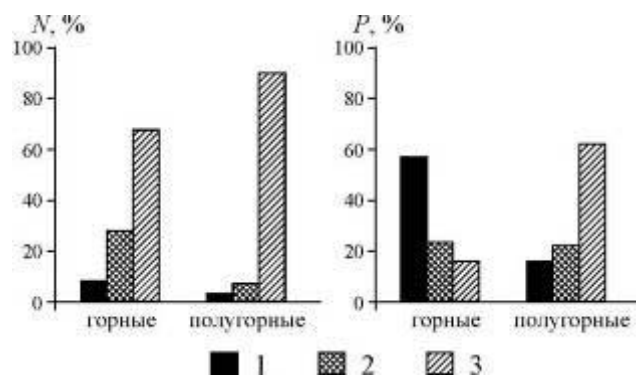


Рис. 2. Диаграммы средних значений количества частиц золота (N) и их суммарных весов (P) в россыпях горных и полугорных долин. Усл. обозн. см. рис. 1.

Преобладание в россыпях районов исследований мелкого золота и хорошо выраженная дифференциация частиц золота по крупности позволяют считать, что частицы золота являются одним из компонентов тяжелой фракции аллювия и подчиняются общим закономерностям формирования наносов.

Особенности проявления русловых процессов и связанные с ними закономерности формирования россыпей

Россыпи золота при определенных предпосылках коренной металлоносности формируются в долинах горных и полугорных рек, обычно в условиях средне-низкогорного рельефа. Характерной особенностью этих рек является большая крутизна продольного профиля, большие скорости течения и высокая кинетичность потоков. Эти характеристики меняются в зависимости от ряда факторов, обуславливающих изменение гидродинамических характеристик потоков, смену типов русловых процессов и морфодинамических типов русел, с которыми связаны особенности транспорта частиц золота и строения россыпей.

В основу типизации русловых процессов и русел рек положен принцип, предложенный Р.С. Чаловым [1968; Маккавеев, Чалов, 1986]. Он

основывается на взаимосвязи русловых процессов и их проявлений в виде морфологического строения русел. Каждому типу русла соответствуют определенные диапазоны уклонов, водности рек, площадей бассейна и кинетичности потоков. На основании этой классификации на исследованных россыпесодержащих реках выделены следующие типы русел: горные с неразвитыми аллювиальными формами, горные с развитыми аллювиальными формами и полугорные. Особенности русловых процессов в каждом из этих типов определяют механизм формирования россыпей (табл. 1).

Таблица 1. Типы русел и соответствующие им значения уклонов (%).

| Районы | Куларский | Ленский | | | Алданский | | |
|--|----------------|---------|--------|--------|-----------|--------|--------|
| | | 100-10 | ≥100 | 100-10 | ≤10 | ≥100 | 100-10 |
| Площади бассейнов (км ²) | 100-10 | ≥100 | 100-10 | ≤10 | ≥100 | 100-10 | ≤10 |
| Горные с неразвитыми аллювиальными формами | Не исследованы | - | - | 80-140 | - | - | 75-120 |
| Горное с развитыми русловыми формами | 15-20 | - | 50-70 | 40-60 | - | - | 45-60 |
| Полугорные | 7-5 | 6-5 | 7-9 | - | 1,4-4,0 | 30-45 | - |
| Крупные полугорные | Не исследованы | 4-2 | - | - | 2-1 | - | - |

К горным с неразвитыми аллювиальными формами относятся русла рек I-II порядков небольшой протяженности, малыми площадями водосборов, крутыми уклонами. Реки характеризуются бурным течением. Для них характерны прямолинейные русла, занимающие все узкое днище долины. Пойма и террасы не развиты. Форма продольных профилей долин слабоогнутая, часто прямолинейная. Аллювий имеет незначительную мощность (до 3-4 м) и характеризуется грубым составом – преобладает галечно-глыбовый, слабо окатанный материал.

К горным с развитыми аллювиальными формами относятся русла рек I-II (реже III) порядков, также имеющие небольшую протяженность и малые площади водосборов, но с меньшими уклонами (табл. 1). Долины их узкие, местами развита пойма и прослеживаются фрагменты низких террас. Днище приобретает первые признаки четковидности, на некоторых участках отмечается извилистость русла. Мощность аллювия в среднем составляет 4-6 м. Продольные профили в большинстве случаев имеют слабоогнутую форму.

К полугорным относятся русла рек III-IV порядков. Уклоны их значительно меньше по сравнению с горными реками. Протяженность больших полугорных рек колеблется от 5 до 20 км, площади водосборов достигают 30 км². Отчетливо выражено четковидное строение днища, практически по всей длине русла меандрируют. Мощность аллювия увеличивается до 5-8 м. Продольные профили имеют сильно вогнутую форму.

Более крупные полугорные реки V-VII порядков с площадями водосборов более 100 км² и протяженностью от нескольких десятков до 100 км имеют меньшие уклоны. Для них характерна частая смена участков с разными типами русел, обусловленная изменением литолого-тектонических условий.

Различия в степени кинетичности и скоростях течения определяют форму транспорта наносов и условия формирования россыпей. Однако долгое время последние определялись для россыпей только уклонами и порядками долин. Было установлено, что в долинах самых низких порядков с большими уклонами россыпи не образуются, а наиболее благоприятные условия для их формирования создаются в долинах III-IV порядков с небольшими уклонами. Сущность этих эмпирических закономерностей практически не выяснялась. Вместе с тем процесс формирования россыпей неразрывно связан с движением влекомых наносов, которое осуществляется на горных и полугорных реках только во время паводков и половодья. При этом в активном слое аллювия происходит процесс концентрации частиц золота, которые, благодаря своему большому удельному весу и малым размерам, быстро проникают в нижние горизонты, образуя металлоносный пласт. Особенности русловых процессов в каждом типе русла определяют условия, при которых может осуществляться механизм формирования россыпей, их количество, содержание золота и продуктивность. Наибольшее количество водотоков в долинах с руслами горного типа с неразвитыми аллювиальными формами. Однако россыпи в них характеризуются низкой продуктивностью, не достигающей промышленных значений. Небольшие расходы воды при огромной массе обломочного материала, поступающего со склонов в русла, определяют неблагоприятные условия для формирования выдержанного металлоносного пласта. Лишь на участках снижения уклонов и повышенной шероховатости ложа возможно образование локальных обогащенных золотом гнезд аллювия. Горные реки этого типа являются, каналами, по которым частицы золота выносятся в нижерасположенные звенья гидросети.

На реках, имеющих русла горного типа с развитыми аллювиальными формами, создаются более благоприятные условия для процесса россыпеобразования. Расходы воды в них значительно больше. Во время паводков и половодий происходит массовое движение наносов, в том числе и частиц золота. Основное количество наносов перемещается в русле, но и на пойме также происходит их активный транспорт, так как бурный поток заполняет узкое днище по всей его ширине. При благоприятных условиях в таких долинах могут формироваться небольшие по протяженности россыпи. Россыпи в долинах рек с этим типом русла преобладают по количеству среди общего числа россыпей районов исследований. Их продуктивность возрастает.

На полугорных реках с более спокойным гидродинамическим режимом транспорт донных наносов осуществляется в виде гряд. Активный транспорт большого количества наносов, поступающих в них, как со склонов, так и из притоков, способствует концентрации частиц золота и формированию продуктивного выдержанного по длине долин золотоносного пласта. В руслах этого типа создаются наиболее благоприятные условия для формирования россыпей. Длина россыпей в долинах крупных полугорных рек может достигать десятков километров. Их продуктивность максимальна

Рассматривая условия локализации россыпей в различных районах и характер распределения продуктивности по их длине, многие исследователи пришли к выводу, что чем больше уклоны дна долины, тем ниже по течению располагается россыпь даже при условии нахождения коренного источника в верховьях. Получены эмпирические зависимости протяженности россыпей от средних уклонов. [Геология россыпей Северо-Востока СССР, 1979]. В то же время значения уклонов варьируют по длине долин, определяя разные условия движения наносов и формирования россыпей. Общий характер распределения уклонов по длине долин обусловлен степенью выработанности и формой продольных профилей. Выделяется два основных типа продольных профилей – слабо выработанный, имеющий практически прямолинейную форму и выработанные, имеющие вогнутую форму. Если для первого типа уклоны остаются значительными по всей длине долины, для профилей вогнутого типа, наиболее свойственных полугорным рекам, условия транспорта наносов постоянно меняются по их длине. Наиболее благоприятные условия для глубинной эрозии создаются на участках долин с максимальной вогнутостью продольных профилей. Мерой вогнутости продольного профиля принято считать стрелу прогиба. Она определяется величиной перпендикуляра, восстановленного из точки максимального врезания на прямую, соединяющую верховье и устье реки. Положение стрелы прогиба при вогнутой форме продольного профиля является границей изменения направленности эрозивно-аккумулятивных процессов [Экспериментальная геоморфология, 1978]. Выше по течению от стрелы прогиба происходит врезание потока и вынос эродируемого материала. На участках, расположенных непосредственно ниже стрелы прогиба вследствие резкого уменьшения уклонов происходит отложение наносов, в том числе и частиц золота. Поэтому положение стрелы прогиба для рек с продольным профилем вогнутого типа определяет начало россыпи и, нередко, максимум ее продуктивности (рис. 3).

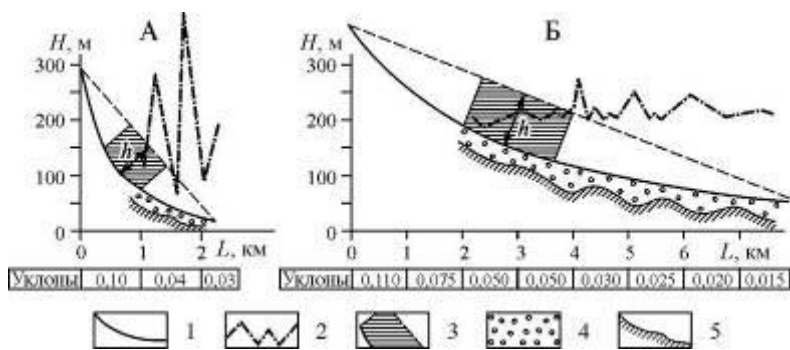


Рис. 3. Положение россыпей относительно стрелы прогиба продольного профиля в водотоках А – горного типа с развитыми русловыми формами; Б – полугорного типов. 1 – продольный профиль; 2 – график обогащенности; 3 – участок положения стрелы прогиба; 4 – аллювиальные отложения; 5 – номера разведочных линий; 6 – мощность аллювия; 7 – коренные породы.

На фоне общего закономерного снижения уклонов от верховий к низовьям и ниже стрелы прогиба продольного профиля по длине русел наблюдаются местные изменения уклонов. Особенно ярко это проявляется на полугорных реках, для которых характерно чередование крутых и пологих участков. Многими исследователями отмечалось, что на участках с большими уклонами происходит резкое обеднение и даже разрыв россыпи. Такие уклоны Е.И. Тищенко [1966] предложил называть критическими уклонами россыпеобразования. При сравнении критических уклонов в районах исследований выяснилось, что их значения определяются сочетанием крупности металла и транспортирующей способности потоков. Чем крупнее частицы, тем больше уклоны, при которых возможно образование россыпей.

Так, для россыпей Алданского района, сложенных в основном весьма мелким металлом, критический уклон составляет 60%. Для Ленского района с более крупным металлом значения критического уклона возрастают до 80%. Для россыпей Северо-Востока с еще более крупным металлом критические уклоны увеличиваются до 100% [Геология россыпей....., 1979]. В Куларском районе при небольших уклонах россыпи формируются практически во всех долинах. Таким образом, при определении критического уклона россыпеобразования в различных районах необходимо учитывать как крупность металла, так и уклоны рек.

Связь строения россыпей с рельефом плотика и с морфодинамическими типами русел

Общая структура россыпей, их конфигурация и характер распределения золота определяются морфодинамическими типами русел, морфология которых отражается в рельефе коренного ложа. На участках с узким днищем россыпи, сформированные в относительно прямолинейном неразветвленном русле, имеют форму узкой ленточной залежи, приуроченной к глубоко врезанной в коренные породы эрозионной борозде – «глубокому тальвегу» (рис. 4 А). Связь распределения золота с рельефом коренного ложа проявляется в резком обогащении аллювия частицами золота в западинах и обеднении на повышениях скального ложа. При этом в первом случае тяжелая фракция рассеяна по разрезу аллювия, а во втором сопровождается резким увеличением концентрации частиц золота в нижнем базальном горизонте. Морфология россыпей, формирующихся на участках с меандрированием руслом, зависит от характера горизонтальных деформаций. На участках развития врезанных излучин контур россыпи повторяет их форму (рис. 4Б). У вогнутого берега формируются глубокие западины скального ложа. В них в результате интенсивного транзита наносов происходит накопление частиц золота в базальном горизонте. У выпуклых берегов содержание золота снижается. Также как и в прямолинейном неразветвленном русле положение участков транспорта наносов и концентрации золота здесь устойчиво в течение всего периода формирования аллювия.

На участках свободно меандрирующих русел меандры выражены в коренном рельефе в виде обрывков эрозионных борозд, к которым приуро-

чены обогащенные золотом струи аллювия (рис. 4В). Ширина россыпи может достигать сотен метров. Морфология скального ложа на участках многоорукавного русла характеризуется большим количеством островов и эрозионных борозд. Они имеют различную конфигурацию, протяженность и ориентировку (рис. 4Г).

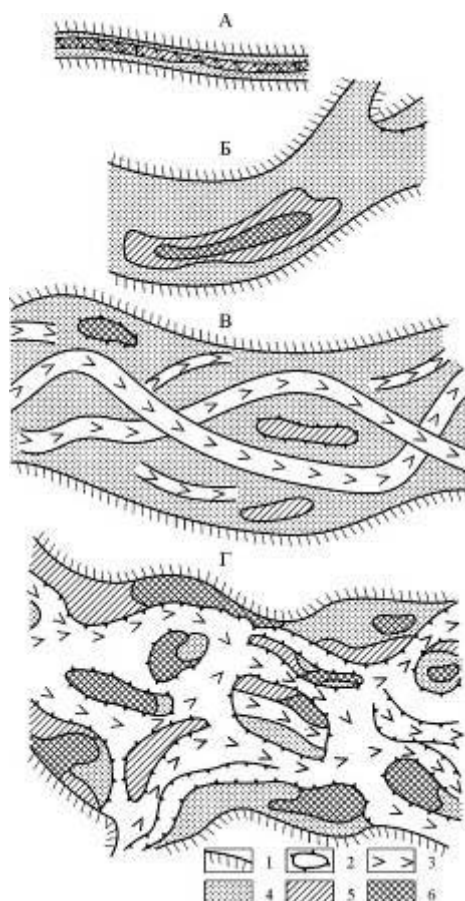


Рис. 4. Изменение контура россыпи и характера распределения металла в зависимости от морфодинамических типов русел. 1 – борт долины; 2 – эрозионно-скульптурные формы; 3 – обогащенные тяжелой фракцией струи аллювия, приуроченные к эрозионным ложбинам. Обогащенность россыпи: 4 – низкая, 5 – средняя, 6 – высокая.

Распределение золота практически не контролируется рельефом скального ложа. Здесь происходит активное перераспределение участков транспорта и аккумуляции наносов и частиц золота по ширине дна, их неоднократный перемыв. Ширина россыпи достигает значительных разме-

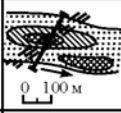
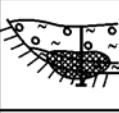


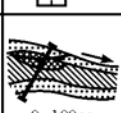
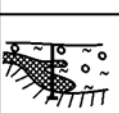
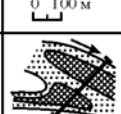
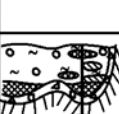
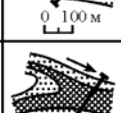
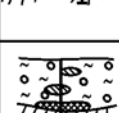
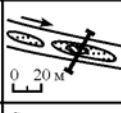

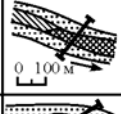
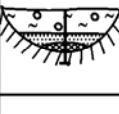
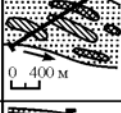
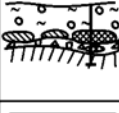
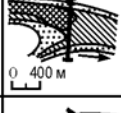
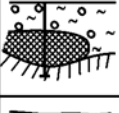
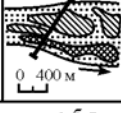
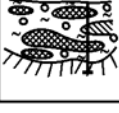
ров, а ее внутренняя структура характеризуется сложным гнездово-струйчатым распределением золота. Характер распределения золота свидетельствует о четко выраженной зависимости положения участков аккумуляции и транзита наносов от мезоформ коренного ложа. Высокое содержание золота, определяющее максимальную продуктивность россыпей, приурочены к эрозионным ложбинам – глубоким тальвегам, по которым осуществляется основной транспорт наносов. Обогащение россыпи происходит на головных частях островов, в эрозионных котлах.

Проведенные исследования показали, что основные типы рельефа коренного ложа долин отражают тип русла и его горизонтальные деформации в процессе врезания потока, определяя конфигурацию и общую структуру россыпи. В соответствии с морфодинамическими типами русел как современные, так и погребенные россыпи могут быть подразделены на россыпи, сформированные 1) в относительно прямолинейном неразветвленном русле; 2) в свободно меандрирующем русле; 3) во врезанных излучинах, 4) в многорукавном русле.

Генетические концентрации

Являясь одним из компонентов тяжелой фракции аллювия частицы золота при переносе русловым потоком, чутко реагируют на местные изменения гидродинамической обстановки, образуя в структуре россыпи различные по продуктивности и характеру распределения металла участки. Фациальная обстановка формирования таких участков определяется уклонами дна долин, положением участка относительно впадения притока и рельефом коренного ложа. Последний является жестким каркасом, контролирующим стабильность участков транзита и аккумуляции наносов в относительно прямолинейных неразветвленных и меандрирующих типах русла. Такие неоднородные по своему генезису участки названы генетическими концентрациями.

Впервые понятие генетического типа концентрации было введено Н.И. Маккавеевым [Экспериментальная геоморфология, 1978] в несколько более широком смысле – генетических комплексов россыпесодержащего аллювия: привноса, транзита и аккумуляции. Каждый из них характеризуется определенными диагностическими признаками, являющимися следствием особенностей их формирования и позволяющими судить о дальности переноса образующих их частиц от источника поступления. Механизм формирования концентраций определяет все основные характеристики россыпи на том или ином участке долины – особенности планового распределения металла, характера его концентрации в вертикальном разрезе аллювия, морфологические признаки и размеры частиц золота. Генетические концентрации по механизму своего образования могут быть объединены в три основных генетических комплекса, соответствующих россыпесодержащим комплексам аллювия: привноса, транзита и аккумуляции (рис. 5). Их диагностическими признаками являются: 1) изменение крупности и формы частиц золота по длине участка; 2) положение металлоносного пласта; 3) связь характера распределения золота с неровностями плотика.

| Комплексы концентраций | | Типы концентраций | Распределение металла в плане по схеме вертикальных запасов | Положение металлоносного пласта в поперечном разрезе и его характеристика | Эпюры распределения содержания металла в вертикальном разрезе аллювия | Общая характеристика золота: крупность, окатанность, сортированность | |
|--------------------------|--|--|---|--|---|---|--|
| Концентрация приноса | | 1 |  | Обогащенное гнездо или их серия изометричной формы |  | В трещинах коренных пород и в аллювиальном горизонте | Увеличивается процент крупных частиц, золото неокатанное, сортированность плохая |
| | | 2 |  | Обогащенное гнездо в прибортовой части дна, вытянутое по направлению течения |  | Серия металлоносных пропластков, металлоносность в шлейфе склоновых отложений на борту долины | |
| | | 3 |  | Обогащенное гнездо, вытянутое по направлению течения у подножия террасы |  | Металлоносный шлейф, залегающий на склоне террасы, в разрезе аллювия отмечается серия пропластков | Как правило, увеличивается процент крупных частиц, золото окатанное, сортированность средняя |
| | | 4 |  | Обогащенное гнездо в форме дельты выдвигается на участке впадения притока |  | Пласт большой мощности в приустьевом горизонте, пропластки в верхнем горизонте аллювия | |
| |  | Обогащенная струя, протягивающаяся из устьевой зоны притока и сливающаяся с россыпью основной долины |  | | | | |
| Концентрация гранзига | | 1 |  | Серия слабо-обогащенных гнезд, вытянутых вдоль тальвега |  | Незначительная металлоносность, рассеянная по всему разрезу проuvia | Преобладают золотинки средней крупности, окатанность увеличивается вниз по течению |
| | | 2 |  | Обогащенная струя вдоль тальвега, в бортах дна слабая металлоносность |  | Пласт небольшой мощности в базальном горизонте аллювия | |
| | | 3 |  | Серия обогащенных гнезд и струй небольшой протяженности и различной ориентировки |  | | |
| Концентрация аккумуляции | | 1 |  | Обогащенная струя делится на несколько веерообразно расходящихся струй |  | Большая мощность пласта в базальном горизонте | Преобладают золотинки средней крупности, окатанность хорошая и средняя, сортированность плохая |
| | | 2 |  | Серия обогащенных гнезд изометричной формы и небольшой протяженности |  | Пласт большой мощности, растянутый по разрезу аллювия, либо серия обогащенных пропластков | |

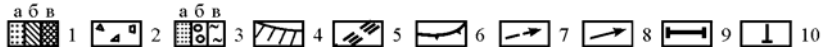


Рис. 5. Основные типы генетических концентраций золота и их диагностические признаки.

В комплексе концентраций привноса выделяются две основные группы: первичная, сформированная в результате размыва рудопоявлений, и вторичная, которая формируется из частиц, поступивших со склонов и из притоков. Общим их признаком является отсутствие связи с рельефом потока. Роль руслового процесса в их формировании незначительна. В первую группу входит концентрация плиточного привноса, образующаяся при врезаии потока в коренные породы в случае нахождения в них рудных зон.

Непосредственно на участке поступления в россыпь золота из потока характерно резкое увеличение крупности частиц, появление большого количества не окатанных и зерновидных форм. Высокое содержание металла фиксируется на значительной глубине в трещинах коренных пород. В плане образуется обогащенное металлом гнездо изометричной формы, имеющее тенденцию в нижней части вытягиваться по направлению течения. Иногда концентрации плиточного привноса формируются за счет рассеянной металлоносности в коренных породах. В таких случаях резкого обогащения россыпи не происходит.

Вторичная группа концентраций привноса, формируется за счет промежуточных коллекторов и включает концентрации склонового привноса, выносов временных водотоков, перемыва древних золотоносных террас. Формирование концентраций склонового привноса происходит при подмыве рекой склонов долин и поступлении склоновых отложений, содержащих золото в результате обвалов, оползней, плоскостного смыва, крипа, солифлюкции. Отложившиеся у подмываемого борта долины склоновые отложения с включенными в них мелкими частицами золота постепенно вовлекаются в сферу действия речного потока, тогда как крупные частицы благодаря своему большому удельному весу остаются непосредственно на участке поступления. Характерным признаком концентрации склонового привноса является образование на фоне низких содержаний металла обогащенных гнезд в прибортовых частях россыпи в сочетании с присутствием во вмещающих их отложениях большого количества склонового материала. Характерно рассеянное распределение золота в вертикальном разрезе.

Концентрации, возникающие за счет поступления частиц золота из временных водотоков (оврагов, промоин, ложков), образуют серию слабо обогащенных гнезд, ориентированных по линиям тока. Они наиболее распространены в верховьях долин и на водосборах в виде привершинных струй, являющихся морфологическим отражением процесса «стягивания» обломочного материала. Характерно неравномерное распределение золота в вертикальном разрезе. По существу такие концентрации имеют делювиально-аллювиальный генезис и слабо влияют на продуктивность россыпи. Поступление металла в россыпь может происходить за счет перемыва отложений более высоких золотоносных террас. В этом случае струи небольшой протяженности локализуются у подножия размываемой террасы. Мощность пласта обычно большая. Металл характеризуется хорошей окатанностью, поскольку уже прошел обработку водным потоком в процессе формирования террасовой россыпи.

Концентрации выносов притоков формируются в узлах их слияния с основной рекой. К этим участкам (в случае поступления частиц золота из притока) приурочены продуктивные россыпи. Узел слияния рек включает два участка: 1) устье притока; и 2) зону на основной реке, находящуюся под влиянием притока. В целом узел слияния характеризуется специфическими формами проявления русловых процессов, обусловленных непрерывным взаимодействием сливающихся рек, имеющих различные гидравлические характеристики и отличающихся по величинам стока воды и наносов, а также морфометрическим характеристикам долин, вмещающих эти водотоки. В зависимости от сочетания этих факторов в узлах слияния формируются три основные модификации концентраций: 1) формирующиеся на крутых участках основной долины, когда золото вынесенное притоком, транспортируется вниз по течению, образуя стрежневую струю, постепенно сливающуюся с основной россыпью, 2) формирующиеся в условиях динамического подпора притока, при которых золото откладывается в устьевой зоне самого притока; 3) формирующиеся на выположенных участках основной долины по типу конуса выноса, когда металл, вынесенный притоком, откладывается непосредственно на участке впадения (рис. 6).

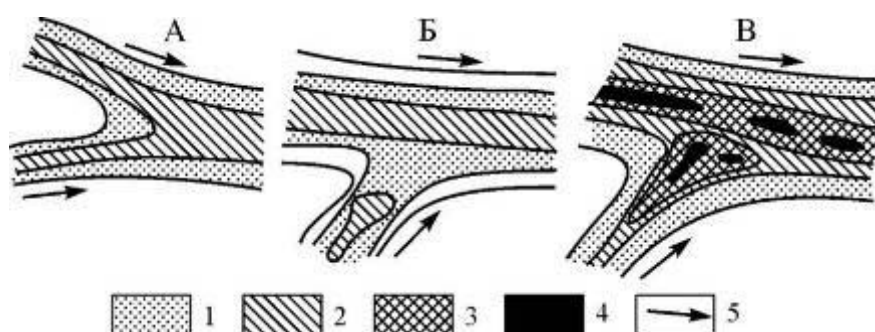


Рис. 6. Изменение морфологического строения россыпи в узлах слияния долин: А, Б, В, – при впадении притока в основную долину: А – под острым углом на крутом участке, Б – пологопадающего под прямым углом на пологом участке, В – крутопадающего на пологом участке; 1-4 – обогащенность россыпи: 1 – низкая 2 – средняя, 3 – высокая, 4 – максимальная; 5 – направление течения.

Попадая в основную долину, золото становится одним из компонентов наносов переносимых рекой и транспортируется русловым потоком вниз по течению, образуя комплекс концентраций транзита. В этот комплекс входит наибольшее число концентраций, а морфологическое выражение их в структуре россыпи наиболее разнообразно.

Основными концентрациями, входящими в комплекс транзита, является стрежневая концентрация, формирующаяся в стрежневой зоне потока в процессе транспорта наносов, и прибортовая, формирующаяся на поверхности поймы (рис. 5). Стрежневая концентрация в плане представляет собой

узкую (до 60-80 м) обогащенную золотом струю аллювия протяженностью от несколько сотен метров до 1,5 км. Эта струя прослеживается вдоль эрозионной борозды, выработанной врезавшимся руслом. Для концентрации стержневой струи характерна резкая дифференциация металла по длине участка и небольшая мощность металлоносного пласта. Четкая выраженность этих концентраций и связь их с рельефом коренного ложа наиболее отчетливо проявляется на участках стабильного положения русел (относительно прямолинейное неразветвленное, врезанные меандры). В некоторых случаях наблюдается две или несколько стержневых струй, существование которых связано с горизонтальными деформациями русла. На участках развития свободного меандрирования и деления русла на рукава стержневая концентрация выражена в виде фрагментов металлоносных струй с разной ориентировкой и конфигурацией.

На выровненных площадках днища, представляющих собой скальное основание поймы, во время половодий также осуществляется транспорт наносов. По мере уменьшения расходов воды и снижения скоростей течения вследствие увеличения шероховатости происходит обеднения россыпи и образуется прибортовая (пойменная) концентрация. На общем фоне незначительного содержания золота металл на пойме осаждается в водоворотных зонах в виде беспорядочно ориентированных гнезд аллювия с повышенными содержаниями золота. На участках со свободно меандрирующим и разветвленным типами русла между стержневыми струями, также как и на прибортовых участках формируется рассеянный тип распределения золота (межструйная концентрация).

В меандрующих руслах, помимо концентраций стержневой струи и прибортовой, выделяется еще два подтипа концентраций: на плесе у подмываемого берега с максимальными глубинами и скоростями течения формируется концентрация плеса – значительно обогащенное крупными частицами золота гнездо аллювия. У выпуклого берега откладываются в основном мелкие фракция золота с рассеянным характером распределения в плане и по вертикальному разрезу аллювия.

Таким образом, комплекс концентраций транзита максимально связан с рельефом коренного ложа, с различными фациальными обстановками формирования наносов, отражающих характер русловых процессов на различных участках рек и формах русла.

Концентрации аккумуляции формируются на участках долин с повышенной мощностью аллювия, на участках резкого снижения скоростей течения, на локально опускающихся участках долин, в условиях подпора перед впадением притока, в устьях притоков (рис. 5). Характерной особенностью концентраций этого типа является отсутствие вертикальной дифференциации частиц золота. При постоянном поступлении металла формируется пласт повышенной мощности либо несколько подвешенных пластов. В плане эти концентрации имеют струйчато-гнездовую форму. Продуктивность россыпи возрастает за счет увеличения мощности пласта. Перед впадением притока в результате динамического подпора формируется обога-

щенная золотом концентрация внутренней дельты. В плане она представляет собой серию веерообразно расходящихся перед впадением притока струй обогащенных золотом аллювия.

Практическое применение результатов исследований

На основе выявленных закономерностей формирования россыпей разработан метод генетического анализа их строения. Основная цель метода – получить максимально достоверное представление о строении каждой конкретной россыпи в процессе ее поиска, разведки и эксплуатации. Сущность метода состоит в определении генезиса неоднородных по характеру распределения золота участков и прогнозировании строения россыпи на неразведанных участках долин и на участках, расположенных между поисковыми и разведочными линиями. Учет генезиса концентраций имеет большое практическое значение при проведении разведочных работ. В настоящее время контуры россыпей, как правило, определяются по кондиционным содержаниям золота. При этом в блоки подсчета запасов нередко объединяются участки, имеющие различный генезис, между которыми строение россыпи и ее запасы могут значительно меняться. Без учета генезиса подсеченных разведочными линиями неоднородных участков россыпей могут быть допущены серьезные ошибки, приводящие к значительным расхождениям подсчитанных и действительных запасов. Формальный подход ведет, в одних случаях – к потере металла в недрах, в других – к нерентабельной переработке больших объемов пустых пород. Применение предложенного метода в процессе геологоразведочных работ позволяет более точно провести экстраполяцию полученных данных для оконтуривания россыпей и повысить точность подсчета запасов.

Каждая россыпь индивидуальна и неповторима. Она питается за счет разных источников, поступление золота в нее может происходить на разных участках; неодинаковы и гидродинамические условия и типы русел и характер плотика в каждой долине и на отдельных ее участках. Разработанная концепция связи строения россыпей с проявлениями русловых процессов позволяет реконструировать механизм формирования россыпи на каждом конкретном участке долины, определить тип образованной на нем генетической концентрации. Фрагменты генетических схем представлены на рис. 7, на котором отражено строение россыпей в долинах разных порядков. Генетическое строение россыпей усложняется при возрастании порядка рек и в зависимости от типа руслового процесса, определяющего механизм формирования россыпей. Так, по притоку I порядка, имеющему горное русло с неразвитыми аллювиальными формами, россыпь представлена вершинной струей, переходящей в стрежневую концентрацию, которая на участке его впадения преобразуется в концентрацию аккумуляции (рис. 7А).

На рис. 7Б показан участок среднего течения реки II-III порядков и выявленные в результате генетического анализа россыпи в устьях притоков, впадающих с обоих бортов долины. Основным типом концентраций здесь является стрежневая струя с участками относительного обеднения и обога-

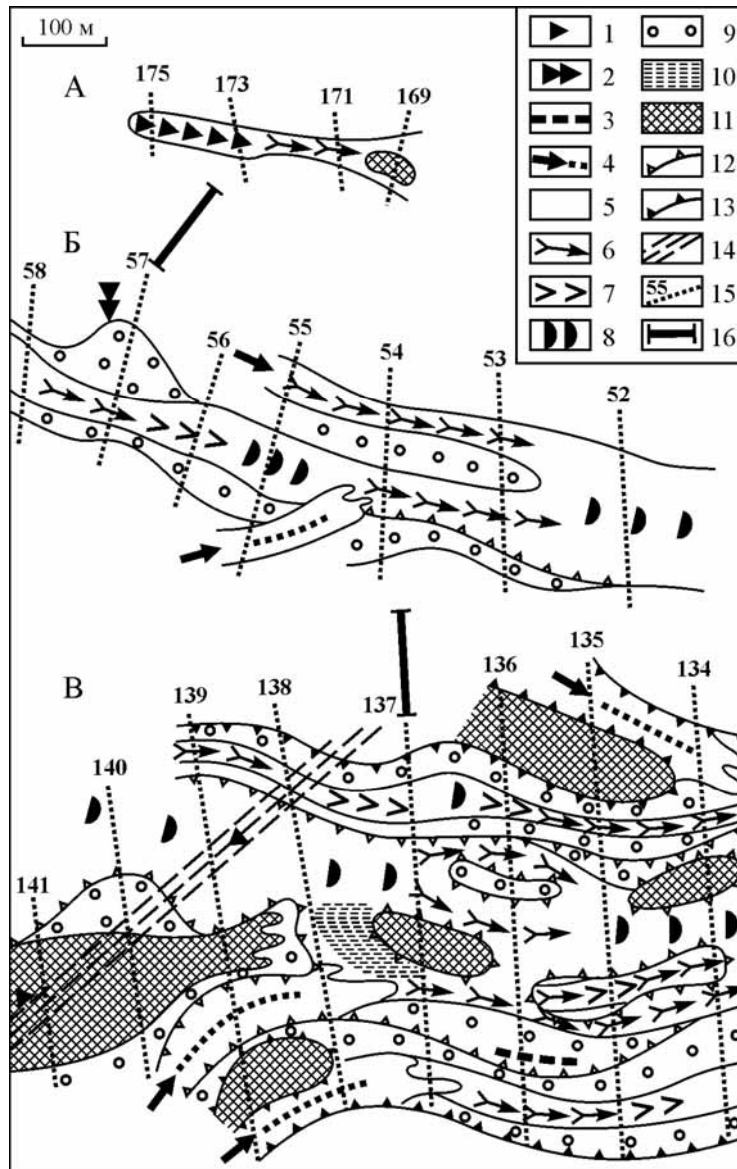


Рис. 7. Фрагменты генетических схем россыпей, сформированных в долинах разных порядков. Генетические концентрации привноса металла в россыпь: 1 – плотиковый, 2 – склоновый, 3 – перемыка террас; 4 – выносы металла притоками; концентрации транзита: 5 – вершинная струя, 6 – стрежневая струя, 7 – обеднение россыпи в сужениях днища, 8 – обогащение россыпи в расширениях днища, 9 – прибортовая и межструйная концентрации, 10 – участки разубоживания стрежневых струй, 11 – концентрации аккумуляции металла (а – на террасах, б – на участках подпора)

щения. Увеличение обогащенности наблюдается в расширении днища и в приустьевой части долины. Выявленная концентрация склонового привноса на левом борту позволяет предположить наличие коренного источника в верховьях притока, впадающего с левого борта. В нижней части этого притока на основании разведочных данных установлена обогащенная золотом строжневая струя. Ее продолжение можно ожидать в притоке выше по течению от разведочной линии 55. На основании этого здесь рекомендуется пробурить разведочную линию. Реконструированный участок россыпи в погребенной долине V порядка (рис. 7В), перекрытый рыхлыми отложениями мощностью 30-50 м, дает представление о многообразии генетических концентраций металла. Строение россыпей днища и террасы свидетельствует о том, что питание россыпи происходило не только за счет золота, транспорт которого осуществлялся с выше расположенных участков, но и из локальных зон привноса металла, непосредственно на анализируемом участке. Так, россыпь, расположенная на первой террасе, подпитывалась за счет поступления металла при размыве днища (плотиковый привнос). Вторым источником ее подпитки служили два палеопритока, один из которых реконструирован на основании генетического анализа. Преобладание гнездового типа распределения металла на участках днища и фрагментах террас ниже по течению – показатель того, что россыпь здесь была сформирована многорукавным руслом или при интенсивных деформациях свободно меандрирующего русла. Участок выше по течению от разведочных линий 137-135 оказался неразведанным, хотя здесь мог сформироваться фрагмент россыпи со значительной продуктивностью. В результате рекомендовано провести разведку этого участка.

Рассмотренные примеры касаются наиболее простых случаев применения генетического анализа. Заложенные в основу метода принципы, касающиеся связи строения россыпей с особенностями русловых процессов и фациальными условиями транспорта и аккумуляции наносов, позволяют решать разнообразные задачи, связанные с поисковыми геологоразведочными и эксплуатационными работами. На основе анализа структуры россыпи метод дает возможность выявить участки поступления золота в долину и прогнозировать местоположение коренных источников, питающих россыпи. Применение метода имеет особенно большое значение при поиске и разведке погребенных россыпей, особенно россыпей погребенной сети, для которых разведочные материалы являются практически единственной информацией об их строении. В этом случае метод позволяет прогнозировать продуктивность и строение россыпей, определять положение устьевых зон палеопритоков и дать прогнозную оценку их металлоносности.

Выводы

Русловым процессам принадлежит определяющая роль в формировании структуры аллювиальных россыпей золота. Особенности проявления русловых процессов в водотоках с различными типами русел определяют пограничные условия, при которых возможен механизм россыпеобразования, и расположение россыпей в долине. Контуры россыпей, общий харак-

тер распределения золота определяется морфодинамическими типами русел, являющихся морфологическим выражением русловых процессов.

Локальные гидродинамические условия, определяющиеся рельефом коренного ложа, положением участка относительно впадения притока, уклонами продольного профиля обуславливают формирование генетических концентраций – неоднородных по характеру распределения участков россыпи, в совокупности составляющих ее структуру. Специфические особенности русловых процессов в узлах слияния притока с основной долиной определяют морфологию россыпи и распределение продуктивности на участках впадения притоков. Россыпь является организованной структурой с закономерным сочетанием различных генетических концентраций металла.

ЛИТЕРАТУРА

Билибин Ю.А. Основы геологии россыпей. М.-Л: Изд-во ГОНТИ, 1938.

Геология россыпей золота Северо-Востока СССР. Магадан: Магаданское книж. изд-во. 1979.

Львович М.И. Русловые процессы и золотоносность участка р. Сутар. Труды Золоторазведка. Вып.8. М.: Изд-во ОНТИ. НКТП. СССР. 1938.

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

Маккавеев Н.И., Чалов Р.С. Русловые процессы. М.: Изд-во МГУ. 1986.

Тищенко Е.И. К вопросу о переносе золота русловыми потоками // Вестник науч. информ. Забайкальского фил. ГО СССР. №6. 1966.

Хрипков А.В. Распределение золота в россыпях Северо-Востока и густота поисковой разведки. Магадан: Изд-во ОТИСНХ. 1958.

Экспериментальная геоморфология. Вып. 3.. М.: Изд-во МГУ. 1978.

[В содержание](#) [Библиография](#)

А.С. Завадский, В.В. Сурков, Е.А. Еременко

ФОРМИРОВАНИЕ И СОВРЕМЕННАЯ ДИНАМИКА СТРОГИНСКОЙ ПОЙМЫ В УСЛОВИЯХ УРБАНИЗАЦИИ ДОЛИННОГО КОМПЛЕКСА р. МОСКВЫ*

Строгинская пойма по своему положению в черте г. Москвы, физико-географическим условиям, микроклиматическим особенностям является уникальным природным объектом. Разнообразие ландшафтов, флоры и фауны, включающее большое число видов животного и растительного мира, занесенных в Красную книгу города Москвы, формируют настоящий памятник природы среди окружающей урбанизированной среды.

* Работа выполнена при поддержке гранту Президента РФ для поддержки ведущих научных школ (проект НШ-790.2008.5)

Границы Строгинской поймы утверждены постановлением Правительства Москвы №372-ПП от 31 мая 2005 г., по которому ей придан статус «особо ценной природной территории». В соответствии с этим постановлением, Строгинская пойма, как природно-административный объект, расположена в Северо-Западном административном округе г. Москвы, в восточной части района «Строгино» и ограничена Строгинским шоссе на северо-западе, р. Москвой – на севере, востоке, юге и проездом №5433 – на западе. Территория имеет общую площадь 368 га из которых 197 га занимает водная акватория (рис. 1).



Рис. 1. Аэрофотоснимок территории Строгинской поймы.

Наиболее ценным в природном отношении является Шукинский полуостров, соединяющийся с основной территорией поймы узким перешейком. Решением еще президиума Моссовета от 17 октября 1991 г. Шукинский полуостров был объявлен памятником природы (площадь 65 га).

В юго-западной части Строгинской поймы расположен Строгинский мыс, также сохранивший высокое природное разнообразие и территория которого активно используется местными жителями в качестве зоны отдыха.

В настоящее время вся территория Строгинской поймы имеет важное общегородское значение: во-первых, как структурный элемент системы

особо охраняемых природных территорий регионального значения (входя в состав Природно-исторического парка «Москворецкий»); во-вторых – как одно из самых привлекательных мест отдыха жителей г. Москвы.

В 2005 г специалистами МГУ им. М.В. Ломоносова было проведено обследование Строгинской поймы с целью природной инвентаризации территории, разработки программы мероприятий по сохранению и восстановлению природных объектов, предложений программы мониторинга состояния окружающей среды. Одним из направлений работ была характеристика темпов и направленности современных рельефообразующих процессов в пределах Строгинской поймы и оценка трансформации структуры ландшафтных комплексов в условиях последовательной урбанизации долинного комплекса р. Москвы на протяжении XX века.

Геолого-геоморфологическое строение долинного комплекса р. Москвы в пределах северо-западной части г. Москвы*

Строгинская пойма является элементом долинного комплекса реки Москвы, формирующей в пределах города серию макроизлучин. Правобережный сегмент в шпоре одной из таких макроизлучин и носит название «Строгинская пойма».

Долина р. Москвы здесь унаследована с доюрского времени, будучи заложеной по зоне повышенной трещиноватости пород каменноугольного возраста, подстилающих более поздние юрские осадки. Для нее характерно ярусное строение, ширина составляет около 10 км.

В долине выделяется три надпойменные террасы и разновысотная пойма (рис. 2). Третья надпойменная терраса (послемосковская, ходынская) занимает наибольшую площадь. Ширина ее превышает местами (на правобережье, к юго-западу от Строгинской поймы) 3-4 км. Она представляет собой субгоризонтальную поверхность со слабым уклоном в сторону русла р. Москвы (около 1,5°-3°). Относительная высота террасы над меженным урезом р. Москвы 30-35 м, абсолютная высота – 135-160 м. Формирование этой террасы происходило в условиях прогрессирующего потепления в конце московской ледниковой эпохи. Толща отложений, слагающих террасу, имеет двучленное строение: сверху залегают среднезернистые горизонтально-слоистые пески (аллювиальные отложения), в цоколе – разноезернистые пески с гравием и галькой (флювиогляциальные отложения). От более низких надпойменных террас она отделена, как правило, пологим уступом, а от русла р. Москвы – крутым уступом высотой до 25-30 м (например, южнее Строгино на правобережье). Врезание реки и образование уступа террасы сопоставляется с микулинским межледниковьем. Третья терраса сильно расчленена эрозионной сетью – в ее поверхность врезаны многочисленные овраги и балки.

* При написании раздела данные по составу и стратиграфии отложений структурных уровней долинного комплекса р. Москвы взяты из монографии: Москва: геология и город // М.: АО «Московские учебники и Картолитография». 1997.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ СХЕМА
долинного комплекса р. Москвы в пределах
Природно-исторического парка "Москворецкий"



Рис. 2. Геоморфологическая схема долинного комплекса р. Москвы в пределах Природно-исторического парка «Москворецкий».

Вторая надпойменная терраса р. Москвы (калининская, мневниковская) имеет меньшую ширину – не более 2 км. Ее относительная высота составляет от 18 до 25 м, при этом выделяются две ступени – высокая (20-25 м) и низкая (18-20 м), разделенные слабозаметным в рельефе пологим уступом. Аллювиальные отложения, слагающие верхнюю ступень, представлены разнородными песками с гравием и галькой. Общая мощность аллювиальных отложений верхней ступени составляет 10-12 м. Низкая ступень сложена песками (реже – с примесью суглинков и глин). Общая мощность отложений низкой ступени – до 12 м. Абсолютные отметки субгоризонтальной (около 1,5°) поверхности террасы составляют 130-140 м.

Формирование второй террасы в долине р. Москвы происходило в условиях холодного климата раннего валдая. Наиболее отчетливо она выражена в микрорайоне Нижние Мневники, в восточной части Серебряно-

борской излучины и в районе Фили. Небольшой фрагмент второй террасы расположен на правом берегу р. Москвы севернее микрорайона Крылатские холмы, а также к северу от Строгинского шоссе. От первой надпойменной террасы она отделена пологим уступом, образовавшимся в результате врезания реки в молодого-шекснинское время (средневалдайский межстадиал).

Первая надпойменная терраса р. Москвы (осташковская, серебряноборская) также достаточно ограничено распространена в пределах долины. Ее небольшие фрагменты встречаются в долине р. Москвы восточнее района Строгино на правом берегу, в центральной части Серебряноборской излучины (на острове), к востоку от Крылатских холмов, а также в пределах Нижних Мневников. Относительная высота серебряноборской террасы составляет 8-10 м, абсолютная – 126-130 м. Она сформировалась в поздневалдайское время в условиях холодного климата перигляциальной зоны. Аллювиальные отложения первой террасы представлены мелко- и среднезернистыми песками с гравием и галькой (реже – глинами, суглинками и супесями). Общая мощность аллювиальных отложений составляет не более 12 м.

Непосредственно у района Строгино наибольшие площади в долине занимает третья надпойменная терраса и пойма р. Москвы. Фрагмент второй надпойменной террасы находится на левом берегу (к югу от Строгинского моста) и на правом берегу в северной части Строгино, первой террасы – на правом берегу к северу от Строгинского шоссе. Таким образом, Строгинская пойма ограничена с северо-запада пологим уступом первой надпойменной террасы, с запада – уступом третьей террасы.

С середины XX столетия развитие поймы р. Москвы определяется хозяйственной, градостроительной и гидротехнической деятельностью. Гидрологический режим поймы за прошедшее столетие был существенно преобразован в результате регулирования стока воды Москворецкой водной системой и комплексом гидротехнических сооружений канала им. Москвы. Таким образом, изменение уровня воды в р. Москве определяется характером регулирования проходящей волны весеннего половодья системой водохранилищ, расположенных выше по течению, подпором от расположенных ниже плотин шлюзов, а также графиком осуществления санитарных пусков. В результате отмеченных изменений гидрологического режима, большая часть Строгинской поймы в настоящее время вышла из режима ежегодного затопления. В весенний период регулярно подтапливаются лишь прибрежные пониженные участки Щукинского полуострова и Строгинского мыса. Практически на всем протяжении примыкающая к Строгинской пойме часть русла р. Москвы сохранилась в естественных берегах. Исключение составляет короткий отрезок выше и ниже Строгинского моста, где река заключена в вертикальные бетонные волноотбойные стенки высотой не более 1,5 м.

Территория Строгинской поймы имеет сложное геоморфологическое строение, сочетая в себе сохранившиеся фрагменты естественного пойменного рельефа и разнообразные антропогенные формы (карьерные выемки, отвалы и пр.). До начала активной техногенной трансформации выделялись 3 пойменных ступени: высокая (относительная высота 6-8 м), основная (4-6 м)

и низкая (1-2 м). В настоящее время они частично выражены в рельефе лишь на участках, наименее затронутых хозяйственной деятельностью. Литологический состав голоценовых отложений, слагающих ступени Строгинской поймы чрезвычайно разнообразен. Отчетливо выделяются пойменная (верхняя суглинистая) и русловая (нижняя песчаная) фации аллювия. Местами в скважинах прослеживается старичный аллювий (глины, оторфованные суглинки, торф). Общая мощность пойменного аллювия в пределах изучаемого участка составляет не более 10-12 м. В настоящее время его накопление прекратилось в связи с выходом поймы из поемного режима за счет повышения отметок подсыпкой грунта и регулирования стока.

Естественный пойменный рельеф территории в первой половине XX столетия представлял собой сочетание пойменных грив, разделенных между собой межгрядовыми понижениями. Отдельные понижения были заняты небольшими озерами и болотами. Перепад высот в пределах Строгинской поймы составлял 7-8 м. Наименьшие относительные отметки были характерны для центральной и восточной частей поймы. Еще в 1920-х годах (рис. 3) в этой, местами заболоченной, части поймы располагались пять небольших озер.



Рис. 3. Фрагмент топографической карты. Съемка 1922-1925 гг. (горизонтали проведены через 5 м).

Наиболее возвышенной являлась южная часть Строгинской поймы, в настоящее время соответствующая Щукинскому полуострову. Здесь вдоль русла реки Москвы протягивались две крупные дугообразные пойменные гривы. Их длина составляла около 1-1,5 км, ширина – до 300 м, относительная высота над поверхностью поймы не превышала 6-7 м.

В 60-х годах XX века естественный рельеф Строгинской поймы подвергся активному техногенному воздействию в связи с началом организации здесь рекреационной зоны. В то же время на прилегающих к Строгинской пойме территориях началось крупномасштабное жилищное строительство. В центральной части Строгинской поймы был организован карьер по добыче строительных материалов (песка, гравия). На его месте располагается сейчас Большой Строгинский залив, наиболее крупная акватория в пределах как Строгинской поймы, так и на всей территории г. Москвы. Его протяженность с севера на юг – 1,4 км, с запада на восток – 2,1 км. От русла р. Москвы залив отделен искусственным перешейком и продолжающим его Щукинским полуостровом. С рекой залив соединяется узким проливом между этим полуостровом и Строгинским мысом. Чистый залив, расположенный к югу от Большого Строгинского, разделяет на северную и южную части Щукинский полуостров. Он также представляет собой заполненный водой карьер, сформировавшийся в период разработки месторождения песчано-гравийной смеси в Большом Строгинском заливе. Донный рельеф акваторий Строгинской поймы характерен для руслового рельефа карьерных разработок и представлен хаотичным чередованием ям и менее глубоких участков, не соответствуя естественной структуре донного рельефа природных водоемов. В ходе добычи строительных материалов на прилегающие участки поймы производился отвал извлеченного грунта, полностью изменивший естественный гривистый рельеф. Эти антропогенные формы рельефа особенно четко выражены на территории Щукинского полуострова. В поперечнике некоторые из них достигают 50 м, бровки вершинных поверхностей четкие, местами обрывистые. Относительная высота отвалов составляет 4-5 м. В результате разработки карьеров и отсыпок грунта естественный рельеф Строгинской поймы практически не сохранился. В частности, некогда наиболее низкая восточная часть поймы в настоящее время по уровню соответствует средней, а местами даже высокой.

Современные рельефообразующие процессы на территории Строгинской поймы

Характер пойменного рельефа не способствует развитию овражных процессов. На некоторых участках можно встретить отдельные эрозионные промоины и рытвины, незначительные по размерам и малоактивные в своей динамике. Близкое залегание грунтовых вод, имеющих гидравлическую связь с уровнем воды в реке Москве, способствует развитию суффозионных процессов. Протяженная береговая линия ежегодно подвергается эрозионному воздействию потока, которое активизирует развитие оползневых процессов.

Наиболее широко суффозионные процессы распространены на Строгинском мысу. Они формируют воронки проседания грунта диаметром до 10-15 м. В меньшем масштабе эти процессы проявляются также в районе Щукинского полуострова. Но они не представляют в естественных условиях опасности и не требуют проведения защитных мероприятий.

В результате зарегулирования стока воды системой шлюзов и плотин в XX веке интенсивность деформации береговой линии водной эрозией существенно уступает темпам, характерным для участков реки Москвы в историческом прошлом. Однако и в современных условиях на территории Строгинской поймы можно выделить участки береговой линии, подверженные активной эрозионной деятельности потока.

Малозаметные на первый взгляд, но весьма интенсивные, если рассматривать их за многолетний период, переформирования береговой линии происходят на участке Большого Строгинского залива. Здесь особую роль в динамике прибрежных песчаных отмелей, пляжей и пойменных бровок играет волновое воздействие и вдольбереговые течения, переносящие и перекладывающие продукты абразионного разрушения берегов. Абразия берегов связана с формирующимися волнами, вызванными ветровым воздействием (преимущественно северо-западного направления) на обширную открытую акваторию Большого Строгинского залива. Дополнительное воздействие на процесс разрушения берегов оказывают маломерные суда, передвижения по заливу которых способствуют усилению волновой нагрузки. Для правобережных участков реки Москвы эрозионная опасность связана с попусками шлюзов №№7 и 8 Химкинского узла, периодически проводящихся в весенний период для очистки русла санитарных попусков, волнового воздействия от судоходства. Поддержание береговых участков в эрозионноопасном состоянии приводит к развитию комплекса склоновых процессов на уступах высокой поймы: оползни, солифлюкционные процессы, осы (крупное блочное оседание прибрежных частей).

Если сравнивать современную береговую линию с линией берега 70-х годов XX века, то можно отметить следующие изменения:

- были размыты и полностью затоплены песчаные острова в центральной и восточной частях залива, включая большой (несколько сотен метров) вытянутый с севера на юг остров;
- существенно трансформирована береговая линия Строгинского мыса, смыты выступающие его части и расширен заход со стороны р. Москвы;
- отступила береговая линия на отдельных участках Щукинского полуострова.

Общая протяженность береговой линии Строгинской поймы составляет 15,5 км, 20% из которых (более 3 км) подвержены относительно сильному эрозионному воздействию, что, учитывая высокую значимость территории, представляется весьма существенным.

Размывы берегов достигают за год до десяти квадратных метров, что в многолетнем плане составляет значительные потери пойменных площадей.

С целью инвентаризации прибрежных участков и оценки степени их эрозионной опасности было проведено подробное обследование всей береговой линии Строгинской поймы. При этом выполнялось описание прибрежной части по следующим критериям: высота и характер берегового уступа, степень эрозионной опасности, оползни, осывы, характер прибрежного растительного комплекса, состав прибрежных донных отложений. Результатом обследования стала комплексная карта береговой линии, на которой также приведены результаты статистической обработки полученных материалов (рис. 4).

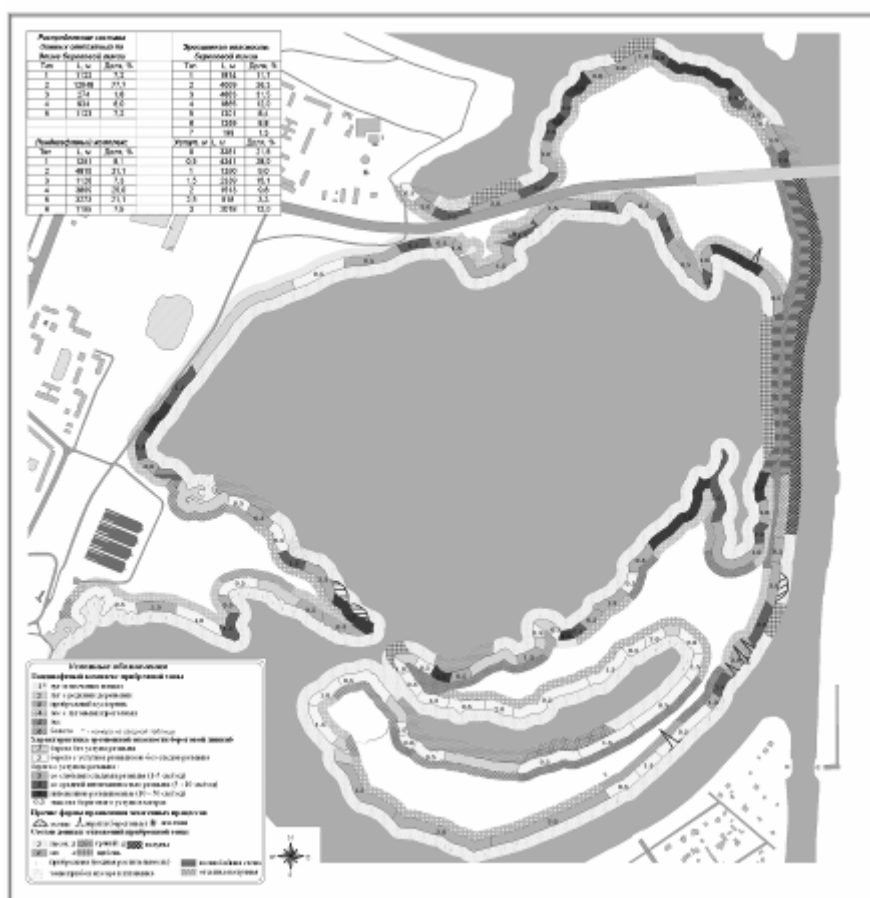


Рис. 4. Схема состояния береговой линии территории Строгинской поймы.

Ландшафты Строгинской поймы

Основной процесс, формирующий ландшафтную структуру Строгинской поймы – восстановление природных урочищ, нарушенных при освоении её территории. Особенности ее освоения во второй половине XX

века (карьеры, прокладка шоссе, дорог и газотрасс, разбивка парков и мест отдыха, жилищная застройка, стабилизация уровня воды в р. Москве, изрытый рельеф с выемками, насыпями, канавами, техногенные грунты, сильно нарушенный почвенно-растительный покров) определяют условия, при которых происходит восстановление. В результате ландшафтная структура территории пёстрая и сложная (193 фации 96 видов, объединяемых в 23 вида простых урочищ) (рис. 5).

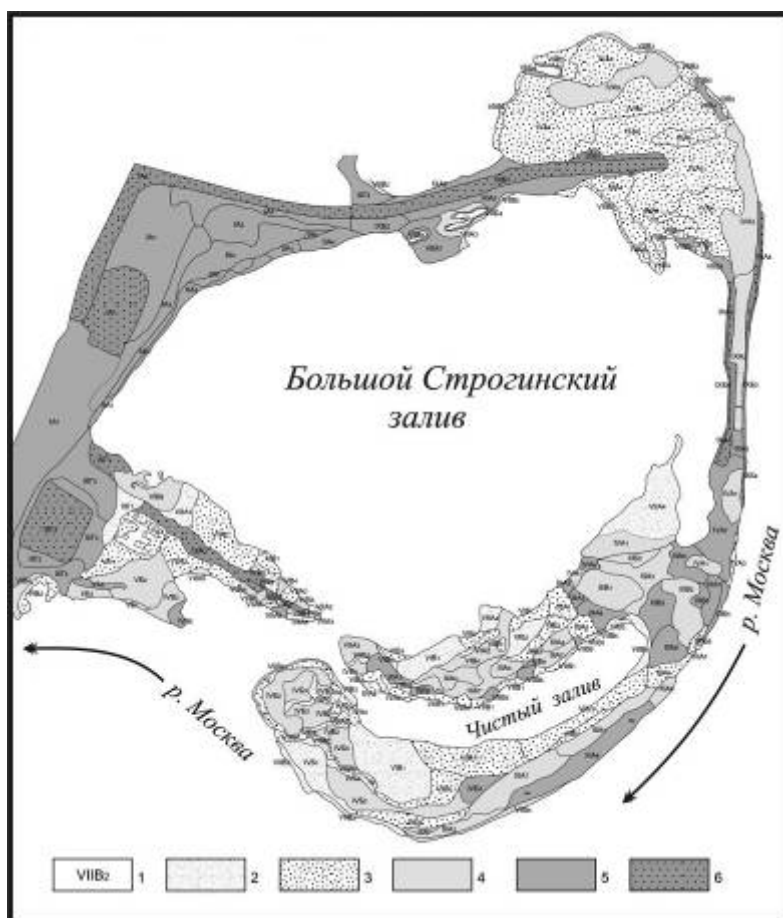


Рис. 5. Структура и схема нарушенности природных комплексов Строгинской поймы: 1 – индексы фаций, 2 – ненарушенные (естественные) фации, 3 – слабонарушенные фации, 4 – средненарушенные фации, 5 – сильнонарушенные фации, 6 – техногенные фации.

Как и для любых городских территорий, ландшафтную структуру Строгинской поймы отличает мелкоконтурность и чересполосица выделов, относительно слабая связь почвенно-растительного покрова с рельефом,

характером грунтов и условиями увлажнения, большое количество техногенных и «экзотических» элементов, например, присутствие в растительном покрове видов, нехарактерных не только для пойм, но и для региона вообще – черешни, кизильника, манчжурского ореха.

Строгинская пойма в его современном виде имеет *восстанавливающуюся естественную ландшафтную структуру низкой надпойменной террасы*: леса, луга и мелколесья по видовому составу имеют облик скорее зональный, чем пойменный, подверженный регулярным затоплениям, формируются зональные подзолистые почвы. На бывшей высокой пойме границы растительных сообществ и их видовой состав во многом определяются хозяйственной целесообразностью. Характерные для пойм ивняки и болота занимают только самые низкие местоположения и молодые массивы.

Ее современная ландшафтная структура сформировалась после того, как в центре сегмента возник большой карьер (диаметром 1,4 км), затопленный водами реки. При выработке карьера центральная часть сегмента была уничтожена, сохранились лишь периферийные, примыкающие непосредственно к руслу реки, участки. Тем не менее, различия в ландшафтной структуре между центральной, прирусловой и притеррасной частями поймы прослеживаются и сейчас, и весьма резко выражены особенности молодых и более древних пойм. Остатки *старой высокой прирусловой поймы с гривисто-дюнным рельефом (ПТК III)* и *междюнные понижения (ПТК VI)* составляют основу Щукинского полуострова. *Сохранившиеся массивы центральной луговой поймы (ПТК IV)* образовали северо-восточный массив, пересекаемый Строгинским шоссе; они же располагаются на южном мысу Щукинского полуострова. Генезис Строгинского мыса мозаичный и комплексный. Наряду с сохранившимися участками старых прирусловых и *затопленных притеррасных пойм (ПТК V)* здесь большие площади занимают *молодые прирусловые поймы (ПТК VII)*, возникшие в последние 30 лет на отвалах грунта из карьера и при сооружении коммуникаций.

От *старой прирусловой гривисто-дюнной поймы (ПТК III)*, протягивавшейся по южной периферии сегмента полосой шириной 400-600 м, уцелели только две дюны (ША) высотой до 8 м над урезом реки. Они сложены мелко- и среднезернистыми песками, в верхних горизонтах пылеватыми. Вершины дюн не затапливаются уже давно, о чём свидетельствуют хорошо сохранившиеся на их вершинах зональные дерново-подзолистые и подзолистые почвы мощностью 0,8-1 м. На ненарушенных участках они имеют темно-серый гумусовый горизонт мощностью 10-15 см, хорошо выраженный белесоватый подзолистый, мощностью 5-6 см, и охристый или буро-коричневый иллювиальный. Фации прирусловой поймы сильно изменены при хозяйственном освоении. Естественные сосняки сохранились только кое-где на вершине и склоне южной дюны; их сменили редкостойные и куртинные сосново-берёзовые леса и более поздние посадки – березняки, злаково-разнотравные тополёвники, а на склонах (ШБ) – сырые разнотравно-хвощёвые осинники с ветлой, свидиной и ясенелистным клёном. В подросте вторичных лесов много экзотических видов, попадающих сюда

с плодами и ягодами – яблони, вишни, черешни, груши. Более половины дюн покрыты луговыми сообществами. Участки с клеверово-разнотравно-злаково-выми (вейниково-пырейными, мятликово-полевицевыми) лугами (ША7) составляют «близкую к естественной» фацию. Травостой этих лугов очень разнообразен, но по видовому составу они являются типичными суходольными. Эти луга – основной ареал распространения занесённой в Красную книгу гвоздики Фишера, практически не встречающейся на поймах. Фации с бурьянистыми разнотравно-злаковыми лугами (ША8) являются «техногенным» вариантом. Они занимают зоны, активно используемые в рекреационных целях, территорию воднольжного клуба и т. п. Травостой здесь низкий и не сплошной, с многочисленными проплешинами, тропинками и дорожками. Видовой состав более бедный: цветущее разнотравье практически отсутствует, вдоль заборов, остатков строений распространяется крапива и высокие сорняки – чертополох, осот, конский щавель. На бывшем пляжном комплексе луга сильно замусорены, повсюду остатки ржавого оборудования, сгоревшие и полуразрушенные строения, вагончики, старые киоски, металлолом, бытовой мусор. Почвенный покров сильно нарушен, на ряде участков возникли участки открытых песков. Закустаренные луга (ША9) представляют собой этап трансформации луговых сообществ в лесокустарниковые. Эти фации малодоступны, непривлекательны, практически не посещаются, и луга здесь активно зарастают кустарником и порослью клёна, сосны, осины, берёзы, тополя, ивы.

Поверхность дюн серьёзно пострадала при разработке карьеров и прокладке коммуникаций: на них имеются многочисленные бугристые выемки (до 200-300 м в диаметре и глубиной до 2-4 м), длинные насыпи, ямы и канавы (ШВ). Формирующиеся в карьерах сообщества оказываются в изолированных «ямах», что создаёт избыточное увлажнение, несмотря на песчаный грунт. Днища карьеров имеют бугристый рельеф с насыпями и отвалами песка высотой 3-4 м и диаметром до 10 м. Почвы здесь примитивные дерновые и болотные оторфованные (мощность торфа и перегноя местами достигает 5 см). Выемки зарастают осинниками и березняками с примесью самых разнообразных пород – ели, лиственницы, клёна, сосны, яблони. Не менее богат и разнообразен здесь подрост и кустарниковый ярус; кроме этих видов, здесь встречается рябина, свидина, жимолость татарская, бузина, в подрасте – дуб, ясень, ель.

На пустырях, возникших при земляных работах, возникают особые фации – поляны с куртинами сосен и разреженным сухотравно-вейниковым травостоем (ША3). Они отличаются изрытым бугристым и колеиным рельефом. Почвенно-растительный покров здесь был уничтожен; поверхность пустырей представляла собой сыпучие развеиваемые пески. Сейчас они задернованы, но большие «окна» лишённые растительности песков ещё имеются вдоль многочисленных дорожек и тропинок. Почвообразование находится в самой начальной стадии: на лугах под опадом хвои и листьев формируются рыхлая непрочная дернина мощностью 1-2 см, и зачатки гумусового горизонта. Сосна и осина активно осваивают эти местообитания. Еди-

нично встречаются старые высокие раскидистые сосны, сохранившиеся от прежних лесов. Группы сосен занимают не более четверти площади природного комплекса; между ними располагаются широкие (50-70 м в поперечнике) участки лугов из злаков, хвощей, сухолюбивого разнотравья. Сосновые поляны красивы как летом, так и зимой. Они легкодоступны, хороши для прогулок, пикников, различных игр (чистый песок, низкий травостой, отсутствие колючих бурьянистых зарослей, большие открытые пространства) и активно посещаются населением. Избыточная рекреационная нагрузка замедляет процессы восстановления естественных урочищ.

Аналогичные дюны находились в прошлом на территории, образующей Строгинский мыс, но рельеф здесь был выровнен при прокладке газопровода и ливневого коллектора, а почвенно-растительный покров уничтожен. В настоящее время освоенные и окультуренные участки (ППГ), примыкающие к уступу I-й террасы, представляют собой выровненную, сложенную песками площадку с примитивными почвами. Её центральная часть занята прудотстойниками предприятия «Мосводосток»; их окружают луговые пустыри, газоны и посадки из ивы, ясеня, дуба, тополя и березы шириной 20-50 м, образующие регулярные аллеи.

Большая часть *междюнных понижений (ПТК VI)* в настоящее время затоплена. Вне зоны затопления остались нижние части склонов дюн. Пески здесь перекрыты плотными средними суглинками, в верхних горизонтах заиленными. Почвы пойменные дерновые глеевые; оглеение развито по всему профилю, в том числе и в верхних горизонтах. На заиленной топкой поверхности формируется тонкая (1-4 см) перегнойная подстилка из плохо разложившихся листьев, ветоши и опада. В условиях периодического подтопления и затопления стоячей водой почвы постепенно трансформируются в болотные. Низкие прибрежные участки занимают таволгово-, рогозово- и тростниково-осоковые болота и сырые таволгово-вейниково-сорнотравные луга. На более высоких участках растительность лесная и кустарниковая – толстоствольные ветляники, кустарниковые березняки и осиново-берёзовые леса. Фацию с березняками, протягивающуюся на 600 м вдоль берега Чистого залива полосой шириной 25-70 м, следует отнести к особо охраняемому, т. к. в её травостое много редких и красиво цветущих видов, в том числе орхидей, занесённых в Красную книгу.

Центральные луговые поймы (ПТК IV) в прошлом составляли единый массив, частично занят сенокосными лугами, частично распаханый. Его сохранившиеся урочища имеют выровненный рельеф, местами с неглубокими лощинами – остатками бывших межгрядных понижений. Высота пойм 2-2,5 м над урезом реки. На северо-восточном массиве преобладают песчаные поймы (IVA). Они имеют типичные пойменные луговые почвы, хотя и нарушенные при распашке и земляных работах. Луговые сообщества занимают сейчас плоские участки в центре, примыкающие к Строгинскому шоссе; на прибрежных территориях как со стороны Большого Строгинского залива, так и со стороны основного русла реки их сменили разреженные посадки, редколесья и островные леса из липы, клёна, осины, тополя и берёзы. Луга и посадки используются как место для отдыха и пикников. Ле-

том рекреационная нагрузка на них избыточная. Травостой вытаптывается и выбивается, из-за чего он низкорослый, а проективное покрытие не превышает 60-70%. Господствуют низкорослые овсяницы и клевера, практически отсутствует луговое разнотравье.

Компактные кленовые, тополёво-кленовые и осиново-березово-ивовые и осиново-березово-ивовые леса (IVА3) протягиваются по правому берегу р. Москвы на перешейке между северо-восточным массивом и Щукинским полуостровом. Основу насаждений образуют старые тополёвые аллеи. Аллеи заросли клёном, ольхой, ивой и ясенем, которые образовали сомкнутый ярус высотой 15 -18 м, образовав единый лесной массив. Большая часть перешейка имеет изрытую поверхность, с многочисленными ямами, канавами, грунтовыми дорогами. Грунт здесь насыпной супесчано-щебнистый, с гравием и дресвой, содержание которых достигает в верхних горизонтах 50%. На нем формируются примитивные дерновые почвы, старые же луговые пойменные почвы находятся на глубине 30-100 см.

В северной части массива возник оригинальный природный комплекс – бугристая лугово-лесная пойма. Особенностью его являются многочисленные округлые и изометричные бугры высотой 1-1,5 м, на которых произрастают старые толстые вётлы, тополя и берёзы. При выравнивании рельефа пойма была «срезана» примерно на 1 м, часть грунта пошла на засыпку старичных понижений. При этом высокие и приметные деревья были оставлены, и сейчас они располагаются на своеобразных «останцах». Основная поверхность поймы здесь плоская, занята низкорослыми лугами и замусоренными осиново-берёзовыми перелесками.

Центральная пойма Щукинского полуострова (IVБ) сложена легкими и средними опесчаненными суглинками. Растительность здесь луговая. Особенности рельефа южной оконечности полуострова, поверхность которого полого понижается от периферии к центру, определяет кольцеобразное расположение фаций. Прибрежные участки, наиболее высокие и «сухие», заняты разнотравно-злаковыми, преимущественно ежовыми лугами. Более низкие внутренние участки занимают высокотравные (до 2, местами 2,5 м) бурьянистые осоково-вейниково-чертополоховые луга. Они располагаются на бывших пашнях, почвы здесь глееватые и глеевые. Чертополох, крапива и вейник составляют 80% травостоя, присутствуют также кипрей, пижма, осот, полыни, тапинамбур, кусты малины. Высота зарослей достигает 3 м, и они практически непроходимы. Наконец, наиболее низкие поверхности с лугово-болотными почвами покрыты высокими и плотными таволгово-осоковыми лугами (IVБ3).

На Строгинском мысу центральная пойма занимает незначительные островки, «вкрапленные» в массивы более молодых пойм. Это высокие пологовыпуклые бугры-останцы, изрытые, с ямами, траншеями и канавами. Отличительной особенностью этих участков является двучленное строение пойменных дерновых почв. Плотные легкие и средние серовато-коричневые и буро-коричневые суглинки мощностью 0,5-0,7 м подстилаются желтоватыми и палево-охристыми мелкозернистыми песками. Растительность поймы преимущественно лесокустарниковая. Эти участки активно посещаются

населением, в результате травостой и кустарниковый ярус часто вытоптан и разрежен.

Таким образом, растительность и природные комплексы центральной поймы в настоящее время не связаны с воздействием на них речного потока (нет типичных пойменных лугов, отсутствует связанная с регулярным затоплением ярусность растительных сообществ), основными факторами ландшафтной дифференциации является хозяйственная деятельность и режим увлажнения, который зависит от рельефа поймы.

Заболоченные притеррасные поймы (ПТК V) при сооружении карьера были практически полностью уничтожены. От них сохранился только небольшой участок, расположенный в основании Строгинского мыса. Его фации являются примером техногенной деградации. Часть поймы занимает озеро. Конфигурация озера (это система из нескольких бассейнов прямоугольной формы, соединенных проранами в осоковых зарослях) свидетельствуют о его искусственном происхождении. По-видимому, это – старые каналы и траншеи, использовавшиеся или для выемок грунта, или как отстойники дренажных систем, или как пруды. Глубина озера около 1 м. Грунт дна – плохо разложившийся осоковый торф и заиленные суглинки.

Котловина, окаймляющая озеро (VA) – это плоское понижение, ограниченное насыпью газотрассы и более высокими массивами поймы. Днище понижения выполнено суглинками, мощность осокового торфа (вместе с плотной дерниной) на перемычках между бассейнами достигает 0,5 м. Северные и западные берега озера покрыты густым низкорослым кустарниковым ивняком с участием ольхи, ясенелистного клёна, молодой тонкоствольной осины и практически недоступны. Подобные сообщества на регулярно затапливаемых поймах не встречаются, но они характерны для сырых городских пустырей и неиспользуемых в хозяйстве земель, тянутся вдоль теплотрасс, железных дорог и коммуникаций, распространены по свалкам, заброшенным стройплощадкам и т. п. Южный берег озера открытый, здесь сохранилось топкое кочкарное тростниково-осоковое болото. Санитарное состояние природного комплекса неудовлетворительное – он используется, как свалка бытовых отходов, старой мебели, строительного мусора. Более высокая (на 1,5 м) часть притеррасной поймы, расположенная между озером и берегом р. Москвы, покрыта бурьянистым сорнотравно-вейниковым лугом (VB2).

Молодые прирусловые поймы (ПТК VII) занимают наиболее низкие местоположения (менее 2 м над урезом р. Москвы) по периферии пойменных массивов. Они составляют большую часть Строгинского мыса. В отличие от естественных пойм, формирующихся речным потоком, эти комплексы характеризуются техногенным бугристым неровным рельефом с отвалами и ямами, смешанным механическим составом отложений (супеси и легкие суглинки с щебнем, галькой, строительным мусором, обломками бетона и кирпича, перегноем и включениями чернозёма с городских скверов). Здесь формируются примитивные почвы, широко распространены кустарники, мелкокося, молодые леса из осины, ивы козьей, берёзы, ясенелистного клёна.

Бугристые поверхности всевозможных отвалов и насыпей с щебнистыми грунтами осваивают леса из ясенелистного клёна и ивы козьей. Их подлесок не отличается разнообразием – ива, свидина, бузина; травостой крапивно-сорнотравный. Многочисленные ямы и канавы глубиной до 1 м затоплены и зарастают осокой. Прибрежные низкие песчаные участки с примитивными почвами поросли густым кустарниковым ивняком с участием ясенелистного клёна, шиповника, смородины. Они перевиты высокой крапивой и разнотравьем и представляют собой почти непроходимую чашу. В естественных условиях подобные ассоциации формируются на поймах среднего и высокого уровня, не имеющих регулярного затопления.

Особенность Строгинской поймы – наличие береговых выемок небольшого размера – несколько десятков метров в длину и в ширину. Они имеют как искусственное, так и естественное происхождение (устья подтопленных старичных понижений, расширения оврагов), крутые и отвесные борта и значительную, до 4 м, глубину. Искусственные выемки (карьеры) сложены песчано-щебнистыми грунтами и заняты таволгово-разнотравно-злаковыми березняками с ивой и осинкой и зарослями из ясенелистного клёна. Травостой куртинный, в верхних частях крапивно-вейниковый, в нижних частях склонов – тростниковый. Эти депрессии, расположенные вблизи пляжей, используются как свалки бытовых отходов. Устья старичных понижений (VIIIБ3) менее глубокие (не более 2 м), с относительно пологими склонами и выполнены суглинками. В днищах располагаются остаточные озера, затянутые ряской и окружённые ивовыми кустами и тростниково-осоковыми болотами с зарослями айра. Борта же поросли густым ивняком или осинником.

От разветвлённой сети *старичных понижений и пойменных проток (ПТК VIII)* сохранились только несколько узких, длинных, прихотливо извилистых ложбин на Щукинском полуострове. Они имеют ширину 8-10 м, плоское дно, крутые и обрывистые борта высотой 1-2 м.

В ложбинах формируются три типа фаций – кочкарные осоковые болота с куртинами низкорослой ивы (VIIIА1), сырые таволговые, осоковые и хвощёвые луга (VIIIА2) и зарастающие остаточные озёра (VIIIБ1) со стоячей водой и топким илистым дном. Почвы болот и лугов перегнойно-глеевые и торфянисто-глеевые, слой торфа всего 5-10 см. Проективное покрытие густого плотного травостоя повсеместно составляет 100%, высота – 0,7-0,8 м. Ширина озёр 3-5 м. Они зарастают ряской, нитяными водорослями, кубышкой, по бортам – осокой и тростником.

Таким образом, современная приустьевая пойма формируется преимущественно на техногенных отвалах при нерегулярном затоплении. Роль речного потока в формировании её природных комплексов минимальна – здесь не происходит отложение ила, а характер растительности в береговых фестолах и старичных понижениях свидетельствует об их развитии в застойных условиях.

Элементы городской инфраструктуры (ПТК IX) - насыпные перешейки, соединяющие массивы поймы в единое кольцо вокруг Большого

Строгинского залива, дамбы, набережные, - образуют фации двух типов. Во-первых, это собственно техногенные объекты (IXБ) - широкополосное Строгинское шоссе, всевозможные клубы, кафе, склады и базы с легкими постройками, дорожками и автостоянками, песчаные набережные с бетонными откосами, габионы и берегоукрепления. Во-вторых, это всевозможные отсыпки и намывные участки (IXА) с «естественным» песчаным или суглинистым грунтом, которые постепенно зарастают и трансформируются в природные фации. Грунты отсыпок, в частности, газотрассы, содержат в большом количестве щебень и плохо окатанную гальку (до 40-50%). Вдоль насыпей на примитивных щебнистых почвах развиваются мелколесья из берёзы, осины и ясенелистного клёна, пырейно-сорнотравные и вейниковые луга. Из других подобных комплексов выделяются низкорослые злаковые газоны с разреженным травостоем (IXА4), разбитые на дамбах и песчаных набережных перешейка, соединяющего северо-восточный массив и Щукинский полуостров.

На северо-западе к Строгинской пойме примыкает *первая надпойменная терраса р. Москвы (ПТК I)*. Она преимущественно песчаная, высотой 8-12 м над урезом реки. Это ее наиболее освоенная и изменённая часть.

Основная поверхность террасы (IA) при строительстве жилой зоны была выровнена и спланирована. Был нарушен естественный почвенный покров: срезан не только гумусовый горизонт подзолистых почв, но и нижние слои почвы, местами производилась подсыпка черноземного грунта. На этом смешанном субстрате заново формируются песчаные и супесчаные серо-коричневые «урбо-зёмь», без ясной дифференциации на горизонты. Тыловая часть основной поверхности занята травяными газонами с разреженными посадками деревьев и кустарников (IA1). В насаждениях преобладают клён остролистный и берёза, много лиственницы, присутствуют липы, ясенелистный клён, редко – вяз, дуб, ясень. Южная часть фации представляет собой бугристый бурьянистый крапивно-вейниковый луг с сорнотравьем, низким кустарником.

Фацию, примыкающую к Строгинскому шоссе, образует сквер (IA2) – разреженные посадки деревьев, почти лишённые кустарникового яруса. Посадки разбиты аккуратными дорожками, основные из которых асфальтированы или покрыты дощатым настилом и ограждены декоративными металлическими заборчиками. Со стороны Москвы-реки преобладают насаждения из ивы белой и липы мелколистной. В западной части господствуют тополь и берёза. Сквер включает остатки яблоневых садов, вязовую аллею, которая тянется вдоль берегового яра террасы. Под посадками сохранились песчаные подзолистые почвы. На перекрёстках дорожек летом устанавливаются киоски и кафе; на месте снятых временных построек проводится рекультивация почв. Понижение террасы между сквером и береговым откосом (IA4) покрыто низкорослым выбитым мятликово-разнотравным лугом. Летом оно используется как пляж; до 1/3 луга занимают временные кафе, ресторанчики, столики, зонтики, открытые веранды, разбираемые в конце пляжного сезона. Из-за огромной рекреационной нагрузки условия для растительности здесь крайне неблагоприятные. Волейбольные площадки и некоторые участки под временными строениями не зарастают вообще. Спорткомплекс и Строгинское шоссе образуют особые техногенные фации.

Песчаный яр первой надпойменной террасы (ПТК II) формирует отдельное урочище шириной до 50 м. Он используется как пляж; здесь же, в неглубоких «распадках», находятся выходы ливневых стоков и подземных коммуникаций. Пологие и невысокие (2-2,5 м) его отрезки у Строгинского шоссе заняты мятликово-разнотравными лугами с тысячелистником, подорожниками и птичьей гречихой. Травостой здесь редкий, много бытового мусора. Высокие (7-9 м) и крутые участки яра к северу от Строгинского яхт-клуба поросли сорнотравным вейниково-полынным лугом с пижмой и крапивой. Вдоль многочисленных тропинок травостой почти отсутствует, по ним развиваются эрозионные рытвины, канавы и промоины, глубиной до 0,5 м.

Несмотря на особо охраняемый природный статус Строгинской поймы и участка первой террасы, нарушенность его ландшафтной структуры высока. Она связана с прежним освоением территории. Из 193 фаций лишь 22 комплекса (11%) сохранили близкий к естественным облик. Около 1/3 (62 фации) от их общего числа имеют слабую степень нарушенности (таблица). 46 фаций (24%) имеют среднюю, 49 фаций (26%) – сильную степень нарушенности, 14 фаций (7%) можно считать техногенными, т. е. полностью, включая рельеф и «литологический фундамент», созданными человеком. Сюда входят площадки под хозяйственными и служебными постройками, шоссе, дамбы, берегоукрепительные сооружения.

Таблица. Антропогенная трансформация природных комплексов на территории Строгинской поймы.

| Урочища | Число фаций | | | | | Всего |
|-------------------------------------|-----------------|-----------------|------------------|------------------|----------------|------------|
| | Естественных | Слабоизмененных | Среднеизмененных | Сильноизмененных | Техногенных | |
| Основная поверхность первой террасы | 0 | 0 | 0 | 6 (75%) | 2 (25%) | 8 |
| Крутой склон первой террасы | 0 | 0 | 0 | 6 (100%) | 0 | 6 |
| Высокие песчаные дюны | 0 | 8 (23%) | 11 (32%) | 13 (39%) | 2 (6%) | 34 |
| Центральные луговые поймы | 0 | 22 (51%) | 17 (40%) | 4 (9%) | 0 | 43 |
| Притеррасные заболоченные поймы | 0 | 1 (17%) | 3 (49%) | 2 (34%) | 0 | 6 |
| Бывшие междюнные понижения | 7 (35%) | 9 (45%) | 3 (15%) | 0 | 1 (5%) | 20 |
| Молодые прирусловые поймы | 12 (22%) | 20 (36%) | 11 (20%) | 12 (22%) | 0 | 55 |
| Старичные понижения | 3 (60%) | 2 (40%) | 0 | 0 | 0 | 5 |
| Техногенные объекты и территории | 0 | 0 | 1 (6%) | 6 (38%) | 9 (56%) | 16 |
| Всего | 22 (11%) | 62 (32%) | 46 (24%) | 49 (26%) | 14 (7%) | 193 |

К естественным фациям и урочищам относятся природные комплексы, непосредственно не используемые в хозяйстве, с нетронутым рельефом, почти полностью сохранившие зональный почвенно-растительный

покров, соответствующий условиям увлажнения. В эту категорию попадают природные комплексы с восстановленной после вырубок близкой к естественной растительностью. Единичные тропы, грунтовые дороги, вырубки, каналы и т. п. занимают не более 5% территории урочища и не влияют на режим увлажнения, поверхностный и подземный сток. Слабонарушенные урочища имеют изменённый видовой состав растительности (например, мелкокошья, луга и кустарники вместо ельников и сосняков) и нарушенные свойства почв (структуру, характер оглеения). Вырубки, пустоши, легкие постройки, дороги, каналы, карьерные выемки, свалки мусора, кострища могут занимать до 20% площади. Сюда входят фации с искусственными посадками, молодые вторичные лесные насаждения из мелколиственных пород с участием видов – космополитов (ясенелистный клён, ива). Средняя степень нарушения включает вырубку леса с изменением почвенного покрова, частичную или полную распашку территории с последующим образованием бурьянистых лугов и пустошей, частичное изменение рельефа, условий поверхностного и подземного стока (сооружение карьеров, прокладка коммуникаций с насыпями и выемками, многочисленных троп и дорог, сооружение прудов, мелиоративные работы). Пустоши, застроенные участки, карьеры, изрытые и спланированные участки занимают от 20 до 50% площади природного комплекса. Сюда же относятся фации со «снятой» техногенной нагрузкой (заброшенными и разрушенными строениями, зарастающими карьерами и канавами). Сильную степень нарушения определяет уничтожение естественного почвенно-растительного покрова, формирование техногенных и искусственных почв на насыпных грунтах, создание искусственных фитоценозов (в том числе разбивка парков и скверов), изменение рельефа или застройка более 50% площади урочища, регулирование стока и режима увлажнения плотинами и водохранилищами, мелиоративными системами. От природного комплекса остаётся практически один геологический фундамент. В этих условиях восстановление прежних урочищ невозможно, и с прекращением хозяйственной деятельности на месте подобных систем формируются новые, нехарактерные для ландшафта. При застройке территории, прокладке коллекторов и трубопроводов вырубается лес, разрушается почвенный покров, изменяется рельеф природных комплексов, нарушаются условия увлажнения и стока, но не затрагивается их геологический фундамент. Такие фации и урочища относятся к сильнонарушенным. Дорожные насыпи, дамбы, хозяйственные объекты на искусственных грунтах образуют уже полностью техногенные фации.

Близкие к естественным и слабонарушенные природные комплексы Строгинской поймы, во-первых, образуются на молодых прирусловых поймах, возникших уже после прекращения карьерных и прочих работ (их общая доля здесь 58%), во-вторых, сохраняются в относительно недоступных и малопригодных для хозяйственной деятельности территориях – уцелевших старичных понижениях, болотных массивах, береговых фестолах (более 80%). На бывших центральных поймах и песчаных дюнах много восстанавливающихся лесных и луговых фаций с более или менее сохранившимся

почвенным покровом. Они относятся к слаборазрушенным (их доля 23-51%). Близких к естественным урочищ здесь не сохранилось. На песчаных дюнах, сильно пострадавших при карьерных работах, высока доля фаций с сильной степенью нарушенности (почти 40%). На сохранившихся массивах центральных пойм она в несколько раз ниже – их всего 9%. Здесь не было крупных земляных работ, и, к тому же, фации луговых пойм более устойчивы к техногенным нагрузкам и легче восстанавливаются, чем фации песчаных дюн с сосняками. Сильно пострадали заболоченные притеррасные поймы – доля сильно нарушенных фаций составляет 34%. На основной поверхности первой надпойменной террасы, расположенной фактически в пределах жилой застройки, все фации либо имеют сильную степень нарушенности, либо являются техногенными. Территориально большинство слаборазрушенных фаций находятся в наиболее удалённых от жилых кварталов и малодоступных местах – на южной оконечности Щукинского полуострова и на Строгинском мысу (рис. 5).

Современная техногенная нагрузка на природные комплексы Строгинской поймы невелика, и не носит разрушительного характера. Тем не менее зоны экологической напряжённости возникают и сейчас. Территория представляет собой плохо оборудованную и стихийно развивающуюся рекреационную зону. Основные её элементы – аллеи, скверы, кафе, пляжи, яхт- и сёрфинг-клубы – располагаются на северной и западной периферии, примыкающей к Строгинскому шоссе. Щукинский полуостров и Строгинский мыс являются свободными для посещения зонами с неконтролируемой нагрузкой. Изменение характера использования территории с хозяйственного на рекреационный приводит к территориальному перераспределению техногенных нагрузок – они увеличиваются в прибрежных комплексах, в относительно доступных зонах вблизи дорог, тропинок, в «открытых» фациях (луговых, с редколесьями, без колючих кустарников и сорнотравья), и снижаются в центральных частях массивов, лесных, болотных и склоновых фациях.

Эта структура еще достаточно хрупкая и подвижная, находящаяся на начальных стадиях формирования: в ней много фаций с примитивными почвами, бурьянистыми лугами, молодыми мелколиственными лесами и мелколесьями.

Заключение

Проведенные исследования позволили дать оценку современной структуре и динамике природно-территориальных комплексов Строгинской поймы. Анализ полученного материала позволил разработать комплекс рекомендаций по биотехническим, научно-исследовательским, природоохранным и восстановительным мероприятиям, направленных на сохранение этого уникального для городской среды уголка природы.

Отдельно была предложена общая концепция и детальная программа мониторинга природных объектов на территории Строгинской поймы. Актуальность и необходимость внедрения подобной программы обусловлена не только тем, что территория Строгинской поймы является уникальным объектом в плане рекреации и зоны отдыха, но и может служить идеальным научным полигоном для оценки влияния антропогенного фактора

на самые разнообразные элементы природной среды. Природное разнообразие, наличие на ее территории заповедных участков требует научно-обоснованного проведения работ по их сохранению в условиях мегаполиса.

Предлагаемые методы природоохранных мероприятий и подходы в реализации программы мониторинга вызвали интерес и одобрение со стороны руководства крупнейших научно-исследовательских и общественных организаций России (МГУ им. М.В. Ломоносова, ИПЭЭ РАН им. А.Н. Северцова, Союз охраны птиц России). В настоящий момент возможность реализации предложенных мероприятий находится в стадии рассмотрения в Департаменте природопользования и охраны окружающей среды г. Москвы.

[В содержание](#) [Библиография](#)

В.В. Иванов, В.Н. Кортаев

ВЛИЯНИЕ ГИДРОУЗЛОВ НА ДЕФОРМАЦИИ ПОЙМЕННЫХ БЕРЕГОВ И РУСЛОВЫХ ФОРМ В НИЗОВЬЯХ ВОЛГИ И КУБАНИ*

Изменение естественного гидрологического режима рек в нижних бьефах равнинных водохранилищ заключается в перераспределении стока воды, снижении максимальных расходов, уменьшении объема стока взвешенных наносов и практически полном перехвате стока влекомых наносов, изменении ледо-термического и уровня режимов. Трансформация потоков энергии и вещества водохранилищами приводит к изменению руслового режима, выражающегося в общем размыве русла, связанного с поступлением осветленных вод из водохранилища [Векслер, Доненберг, 1983]. В дальнейшем в нижнем бьефе проявляется тенденция к затуханию русловых деформаций и приобретению руслом относительной устойчивости. При известной универсальности руслоформирующих процессов, обусловленных созданием водохранилищ, в каждом конкретном случае деформации русел имеют региональные особенности и связаны с решением различных задач. Нижний бьеф Краснодарского водохранилища располагается в пределах устьевой области Кубани и вопросы русловой морфодинамики имеют здесь важное значение как для сохранения нормального функционирования дельтового комплекса как уникальной природной системы, так и для устранения потенциальной угрозы для жизни и хозяйственной деятельности людей. Нижний бьеф Волгоградского водохранилища охватывает обширную территорию Волго-Ахтубинской поймы в долине Волги и магистральное русло р. Волги, являющейся главным судоходным путем из Каспия в бассейны Черного и Балтийского морей.

Нижняя Кубань

Гидрологический режим. При условно естественном режиме (1929-1948 гг.) среднемноголетние и максимальные расходы воды в вершине

* Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 07-05-00525) и гранту Президента РФ для поддержки ведущих научных школ (проект НШ-790.2008.5)

дельты Кубани составляли около 410 и 1150 м³/с. После сооружения Краснодарского водохранилища эти величины уменьшились соответственно до 292 и 800 м³/с. Сток взвешенных наносов Кубани также уменьшился: в 1929-1948 гг. он был равен 8, 51 млн. т/год, а в 1973-1986 гг. – только 0,90 млн. т/год. С 1987 г. сток Кубани заметно увеличился вследствие естественных причин: за период 1987-2000 гг. Q_{cp} – 414 м³/с, Q_{max} – 895 м³/с; сток наносов увеличился до 2,12 млн. т/год. Регулирование стока в нижнем бьефе привело к существенному понижению уровней воды в среднем за период 1958-1998 гг. на 70 см и размыву русла [Симонов, 1958; Богучарсков, Иванов, 1979; Магрицкий, Иванов, 2003].

До 80-х годов около 54-55% и 45-46% общего расхода воды поступало в дельтовый рукав Кубань и рукав Протоку. За последние 20 лет на придельтовом участке русла р. Кубани произошли существенные изменения: построены новые гидроузлы, водозаборные и водосбросные каналы, проведены дноуглубительные работы в истоке рукава Кубань. В настоящее время более 50% стока воды и взвешенных наносов поступает в рукав Протоку, а рукав Кубань играет роль «наносоотсасывающего» водотока, забирая большую часть расхода влекомых наносов.

Руслообразующие наносы. Анализ данных эхолотирования, гидролокационного картирования и грунтовой съемки показал, что рельеф дна и механический состав донных отложений в дельтовых рукавах довольно хорошо отражает современное распределение стока воды и наносов в дельте Кубани. В рукаве Кубань от истока до устья распространены песчаные грунты, средний диаметр которых колеблется от 0,30 до 0,12 мм. Большая часть дна сложена мелкими песками (0,20-0,15 мм). В рукаве Протока наблюдается постепенное уменьшение крупности русловых отложений вниз по течению; в 60 км от устья песчаные наносы сменяются тонкими песками и алевритами (средний диаметр наносов составляет 0,10-0,05 мм).

Морфодинамические типы русла. Русло Нижней Кубани представлено тремя основными морфодинамическими типами и некоторыми их разновидностями. На участке от Краснодарской ГЭС до разветвления Кубани на магистральные дельтовые рукава русло преимущественно *меандрирующее*. Доля извилистого русла от общей протяженности участка составляет 78,6%, причем около 7% приходится на долю прорванных излучин. *Относительно прямолинейное* русло существенно уступает меандрирующему, его протяженность составляет 17,8% с учетом прямолинейных вставок. Доля последних не превышает 3,4% от общей длины русла. Доля разветвленного русла составляет 3,6%.

В дельтовых рукавах р. Кубани показал, преобладающим типом русла являются *излучины*, занимающие в процентном отношении более половины длины рукавов. Для рукава Кубань их доля составляет 59%, а для рукава Протока – 52,6% от общей длины. Извилистое русло представлено как одиночными излучинами, так и сериями, состоящими из 3-5 излучин. Форма излучин варьирует от простых сегментных до сложных (сундучных и омеговидных). Широкое распространение получили пальцеобразные и

заваленные излучины, что свидетельствует о развитии процесса меандрирования в условиях ограничения развития русловых деформаций как за счет сплошного обвалования русел, так и за счет распространения пород с относительно высокой противозрозийной устойчивостью.

Диапазон изменения радиусов кривизны излучин на отдельных участках Нижней Кубани показали, что достаточно велик – от 0,1 до 1,4 км. На участке русла Кубани от Краснодарской ГЭС до Раздерского узла разветвления наиболее часто встречаются излучины с радиусами кривизны от 0,6 до 0,8 км. Эти размеры соответствуют 2-4 ширинам русла. Излучины в магистральных дельтовых рукавах имеют гораздо меньшие характерные радиусы кривизны – 0,2-0,4 км в рукаве Кубань и 0,1-0,2 км в рукаве Протока. Такое их уменьшение объясняется общим снижением водности при разделении на рукава.

На отдельных участках русла серии излучин разделяются *прямолинейными вставками* длиной 0,4-1,0 км, соединяющими крылья смежных излучин. Собственно прямолинейные русла занимают от общей длины дельтовых водотоков 41% в рукаве Кубань и 39,8% в рукаве Протока. Протяженность *относительно прямолинейных* русел изменяется от 1 до 5 км. На отдельных участках в пределах прямолинейного русла могут встречаться участки с вторичной разветвленностью. Разветвления занимают 2,3% от общей длины рукава Протока и практически отсутствуют в рукаве Кубань. В большинстве случаев эти разветвления представляют собой результат прорыва излучин в их вершинах.

Структура руслового рельефа. Анализ русловых форм и их классификация выполнялись на основе метода последовательной интерполяции продольных эхолотных профилей дна [Алексеевский, 1987; Сидорчук, 1992] и по картограммам непрерывной гидролокационной съемки дельтовых рукавов. Выделены следующие комплексы русловых образований: ультрамикрорельефы – рифели (длина менее 10 м, высота до 0,1 м); микрорельефы (гряды 1-го и 2-го порядков) – дюны (длина от 20-40 м до 100-250 м, высота 0,25-1,2 м); мезорельефы (гряды 3-го и 4-го порядков) – перекапы и песчаные волны (длина от 400-800 м до 1000-1900 м, высота 1,5-6 м).

На прямолинейных участках русла в дельтовых рукавах Кубань и Протока наиболее распространенными являются *песчаные гряды 1-го и 2-го порядков* длиной от 400 до 900 м и высотой 1,5-2,5 м, на поверхности которых формируются подвижные *дюны* длиной от 30 до 250 м и высотами от 0,2 до 1,0 м [Коротаяев и др., 2002].

На извилистых участках русла дельтовых рукавов Кубань и Протока, составленных из серии крутых излучин, обычно формируются хорошо выраженные *песчаные волны* длиной от 1000 до 1900 м и высотой от 3 до 6 м, расположенные между вершинами отдельных излучин. Поверхность гряд 4-го порядка осложнена крупными грядами длиной 400-750 м и высотой 2,4-6,0 м, а также песчаными дюнами длиной от 50-60 до 100-250 м и высотой от 0,7-0,8 до 1,0-2,5 м).

В прямолинейных руслах ериков приморской зоны наблюдаются гряды 3-го порядка длиной до 500 м, высотой 0,7-1,0 м и мелкие дюны длиной от 20 до 60 м, высотой 0,25-0,40 м (рукав Кубань). В ериках Протоки в условиях дефицита влекомых наносов, формируются только крупные и мелкие дюны длиной от 60 до 100 м, высотой 0,6-1,0 м.

Русловые деформации. Вертикальные деформации русла исследованы методом сопоставления продольных профилей дна по линии максимальных глубин за различные годы на основе совмещения разновременных съемок русла (лоцманских карт 1965 и 1985 гг.) и материалов полевых исследований 2001 г. В результате совмещения (с учетом изменения километража лоцманских карт и приведения отметок дна к одному проектному уровню) удалось получить тренды изменения глубин по длине рукавов за различные интервалы времени (1965-1985 гг. и 1985-2001 гг.).

Анализ сопоставленных продольных профилей дна за 1965 г. и 1985 г. на участке русла Кубани от г. Краснодара до вершины дельты показал, что понижение отметок дна наиболее активно происходило не только на приплотинном участке, но и ниже г. Краснодара в районе расположения русловых карьеров (212-197 км). Здесь среднее значение понижений отметок дна по линии максимальных глубин составило около 5 м (рис. 1). Ниже по течению проявилось подпорное влияние Федоровского гидроузла (153 км). Здесь, на прилегающем сверху по течению к створу плотины участке русла протяженностью около 10 км, в период между 1965 г. и 1985 г. наблюдалась аккумуляция наносов. Средняя толщина слоя аккумуляции по линии максимальных глубин достигла почти 2 м.

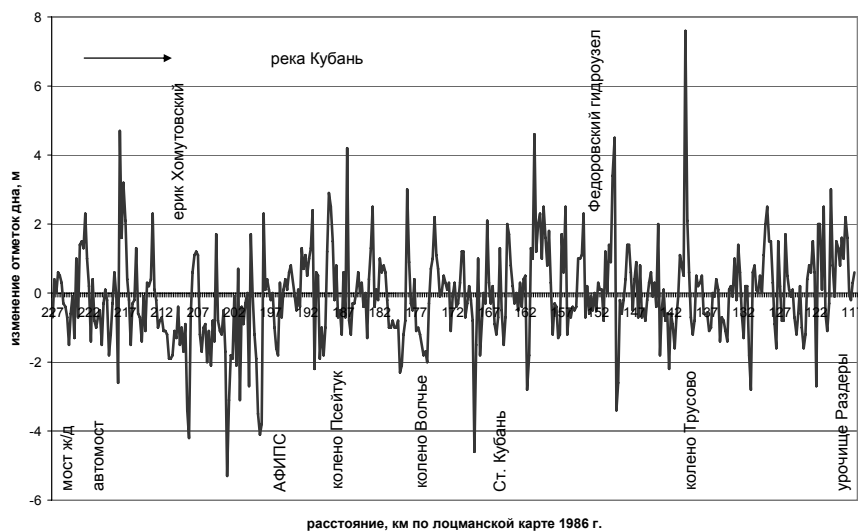


Рис. 1. Изменение отметок дна р. Кубань от плотины до урочища Раздеры (1965-1985 гг.).

В магистральных рукавах дельты Кубани – рукава Кубань и Протока в период между 1965 и 2001 гг. направленность процессов аккумуляции и размыва существенно менялась по длине участков. В рукаве Кубань (рис. 2) в период между 1965 и 1985 гг. по длине преобладали знакопеременные деформации. На участке 117-75 км судового хода (по лоцманской карте 1985 г.) процессы размыва по своей интенсивности превалировали над процессами аккумуляции. Ниже по течению, приблизительно до 60 км, в русле рукава в большей степени наблюдалась аккумуляция. Затем до 45 км вновь река размывала русло, еще ниже (до 24 км) вновь аккумуляровались наносы. Процесс аккумуляции сменялся размывом вплоть до 9 км. На приустьевом участке происходило накопление наносов, выносимых с вышележащего участка. Средняя толщина слоя аккумуляции и размыва достигала 0,5-0,6 м на 1 км.

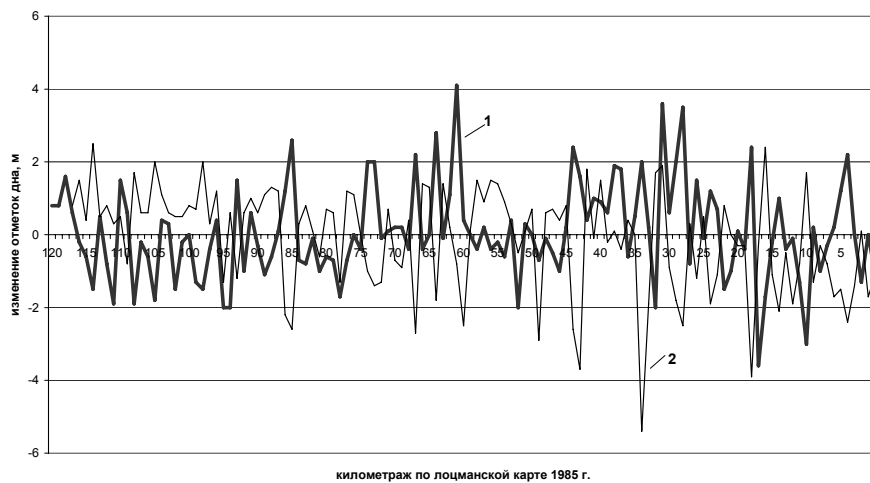


Рис. 2. Изменение отметок дна рукава Кубань за 1965-1985 (1) и за 1985-2001 (2) гг.

После 1985 г. при наличии знакопеременных деформаций по длине произошло изменение протяженности участков размыва и аккумуляции наносов. Участок аккумуляции стал более протяженным – от истока рукава до 40 км. Ниже он сменился участком преобладания размыва русла, вплоть до морского края дельты. При этом изменилась и интенсивность процессов. Средняя величина размыва или аккумуляции не превышала 0,3 м на 1 км.

Реакция русловых деформаций на изменения водного режима и стока наносов из-за их регулирования Краснодарской ГЭС в рукаве Протока была несколько иная (рис. 3). В период 1965-1985 гг. по его длине преобладали аккумулятивные процессы; исключение представлял только участок от истока до 110 км, где наблюдался размыв дна рукава. Интенсивность накопления отложений на дне или его размыва не превышала в среднем 0,1-0,2 м

на 1 км за период сопоставления. После 1985 г участки размыва и аккумуляции практически поменялись местами. В истоке рукава наблюдалась небольшая аккумуляция наносов, а ниже по течению дно рукава размывалось. Наибольшая интенсивность размыва дна рукава проявилась на участке от 55 км до устья. Средняя толщина размытого слоя донных отложений достигала 0,7 м. Интенсивный размыв на этом участке подтверждается и данными о крупности донных отложений и их составе, полученными в ходе полевых исследований 2001 г. Крупность донных отложений на участке 55 км – устье резко падает (до значений $>0,1$ мм). На дне по оси русла достаточно часто встречаются выходы глин.

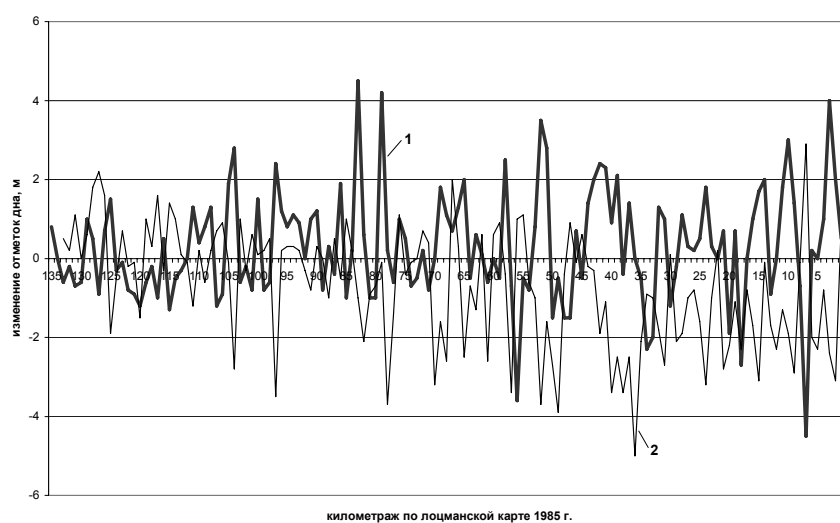


Рис. 3. Изменение отметок дна рукава Протока в 1965-1985 (1) и 1985-2001 (2) гг.

Горизонтальные деформации Нижней Кубани изучались на основе анализа совещенных лощманских карт и планов за период 1912-2000 гг., в том числе материалов института «Кубаньводпроект».

На участке нижнего течения Кубани от Краснодарского водохранилища до узла разветвления на магистральные дельтовые рукава (урочище Раздеры) происходят достаточно интенсивные переформирования русла. Наиболее активно изменение морфодинамических типов русла наблюдалось до 1949 г, когда отмечались прорывы излучин и сокращение доли разветвленного русла (рис. 4). Уменьшение темпов переформирований после 1949 г. связано с проведением мероприятий, направленных на сведение к минимуму условий затопления прилегающих территорий и населенных пунктов (обвалование и берегозащитные мероприятия) и улучшение условий судоходства (дноуглубление и выправительные работы в русле). Наиболее интенсивные переформирования русла после 1949 г. отмечаются на верхнем отрезке от Краснодарской ГЭС до Федоровского гидроузла. Ниже

по течению к Раздерскому узлу разветвления происходило постепенное затухание процессов перестройки русла.

Снижение темпов размыва берегов и динамики русловых форм наиболее заметны после 1965 г. За исторический период времени с 1912 по 1985-2002 гг. темпы размыва берегов составляли от 0,5 до 7,0 м в год в зависимости от литологии берегов и их устойчивости к размыву. Характерным является то, что максимальная скорость размыва берегов после 1965 г. понизилась в среднем до 1,0-3,0 м в год, что, по-видимому, связано с регулированием стока воды Краснодарским гидроузлом. Наиболее активно размыв берегов фиксируется на вогнутых берегах крутых излучин. Переформирования русла в основном были связаны с циклическим процессом увеличения размеров побочной у выпуклого берега в вершинах излучин и их периодическим отторжением. К 1985 г процесс отторжения побочной практически полностью приостановился, хотя в некоторых случаях их площадь продолжает увеличиваться.

Горизонтальные деформации в дельтовых рукавах р. Кубани происходят в основном на незащищенных участках русла. Темпы деформаций относительно малы и в среднем не превышают 3-5 м за последние 20 лет. Возможно, это связано с высокой противэрозионной устойчивостью берегов дельтовой поймы, сложенной в основном суглинистыми отложениями, и с мощной корневой системой деревьев, растущих вдоль рукавов [Зубкова, Зубков, 1983; Чебанова, 1983, 1987]. Наиболее интенсивно отступают вогнутые берега излучин (до 1 м/год). В некоторых случаях на крутых излучинах при утере ими гидравлической выгодности ($l/l_1 \geq 1,7$) и нарушении условий обтекания берегов за последние 7-10 лет происходит размыв выпуклых берегов излучин с интенсивностью 10-20 м.

В целом для Нижней Кубани сделаны следующие выводы:

1. Антропогенная нагрузка в бассейне р. Кубани за последнее десятилетие постоянно возрастает в результате строительства и эксплуатации новых гидроузлов, оросительных систем, водозаборов и обвалования русла, что находит непосредственное отражение в направленности и интенсивности русловых деформаций.

2. Полный перехват влекомых наносов и частичный перехват взвешенных наносов (до 94%) Краснодарским водохранилищем привел к интенсивному размыву дна на приплотинном участке русла Кубани на расстоянии 20 км. Усилению темпов вертикальных деформаций способствовала добыча песчано-гравийной смеси из русловых карьеров ниже г. Краснодара. Локальные изменения направленности вертикальных деформаций на Нижней Кубани отмечаются в результате подпорного воздействия плотины Федоровского и Тиховского гидроузлов.

3. В естественный период развития русла Нижней Кубани отмечались интенсивные горизонтальные деформации, связанные с прорывом излучин и сокращением доли разветвленных русел. После 1949 г. наметилось общее уменьшение темпов русловых переформирований в результате проведения комплекса мероприятий по обвалованию и защите берегов от раз-

мыва. Наиболее значительные деформации русла происходили на участке русла от Краснодарского водохранилища до Федоровского гидроузла. Ниже по течению к Раздерскому узлу разветвления русла Кубани на магистральные дельтовые рукава интенсивность процессов перестройки русла постепенно уменьшалась.

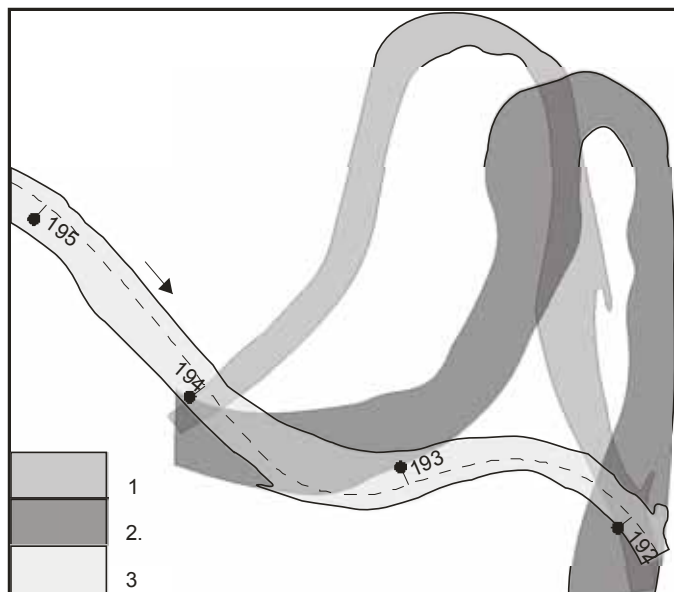


Рис. 4. Переформирование русла р. Кубани в районе с. Афиписил. Положение русла: 1 – в 1912 г.; 2 – в 1949 г.; 3 – в 1985 г.

Снижение темпов размыва берегов и динамики русловых форм наиболее заметно после 1965 г. За период времени с 1912 по 1985-2002 гг. темпы размыва берегов составляли от 0,5 до 7, м в год в зависимости от литологии берегов и их противозерозионной устойчивости к размыву. После 1965 г. максимальная скорость размыва берегов сократилась в среднем до 1 м;

4. В дельтовых рукавах Кубани общая интенсивность русловых деформаций за 1912-1985 гг. существенно уступает темпам переформирования русла р. Кубани вследствие уменьшения расходов воды и уклонов ниже Раздерского узла. Наибольшие темпы деформаций присущи верхним частям рукавов Кубань и Протока. По мере приближения к морскому краю дельты темпы переформирований снижаются в связи с обвалованием русла. Для рукава Протока характерным являлось прорыв (спрямление) ряда излучин или их серии и формирование на месте извилистого русла относительно прямолинейного, а также отторжение побочней в вершинах излучин и превращения их в острова (прорванные излучины).

5. Изменение интенсивности русловых деформаций в дельтовых рукавах произошло в период 1949-1965 гг., когда были выполнено сплош-

ное обвалование русла, проведены работы по улучшению условий судоходства и сделан ряд берегозащитных мероприятий. На большинстве аккумулярующих (до 1965 г) участков стал преобладать размыв, однако средние скорости размыва берегов уменьшились с 1,0 м/год на верхнем участке до 0,5 м/год на приустьевом.

Нижняя Волга

Гидрологический режим. В XX в. на гидрологический режим Нижней Волги большое влияние оказал каскад Волжско-Камских водохранилищ. Особенно значимый вклад в изменение гидрологического режима внесло создание в 1959 г. Волжской ГЭС и Волгоградского водохранилища, являющихся замыкающими в каскаде.

В период с 1929 по 1959 гг. средние годовые расходы воды ниже Волгограда изменялись от 9720 (1929, 1947 гг.) до 5120 м³/с (1937 г.). В результате регулирующего воздействия ГЭС произошло уменьшение расходов воды, поступающей на участок ниже плотины. Так в период до сооружения плотины среднесуточный расход воды на г/п Дубовка равнялся 8380 м³/с, во время работы ГЭС он понизился до 7240 м³/с.

После сооружения Волжской ГЭС произошло значительное внутригодовое перераспределение стока воды. При существующем режиме попусков в нижний бьеф гидроузла половодье стало начинаться раньше, а его средняя продолжительность сократилось до 51 суток. При этом подъем и спад половодья стали более резкими. Время прохождения максимальных расходов воды сдвинулось с первой декады июня на последнюю декаду мая. Наиболее существенно изменились максимальные расходы воды – их экстремальные значения снизились с 51900 м³/с (1926 г.) до 34100 м³/с (1979 г.). В период 1959-1999 гг. среднее значение максимального расхода воды в половодье составило около 26800 м³/с.

Регулирование стока воды ГЭС и сопровождающая его срезка пиков половодья повлекло за собой снижение максимальных уровней воды. Снижение уровней воды на участке, непосредственно прилегающем к створу плотины, последовало и в результате размыва дна, наблюдающегося после создания Волжской ГЭС. Размыв дна в нижнем бьефе в основном обусловлен поступлением «осветленных» (практически не содержащих наносов) вод из водохранилища. В немалой степени процессу размыва способствует неустановившееся движение воды в нижнем бьефе ГЭС. При прохождении волн попусков изменение уровня воды на участке, прилегающем к створу плотины, составляет 2,5 м в сутки. Скорости течения на пике волны попуска в придонном горизонте достигают 1,0 м/с и более, что достаточно для песчаных отложений со средним диаметром 0,3-0,4 мм. К 1998 г. размыв дна привел к понижению уровня воды на 1,3-1,4 м (для расходов воды близких к 10000 м³/с).

Создание водохранилища оказало заметное влияние на речной сток в зимний период. После 1961 г. объем стока зимой возрос до 26% от общего

объема. В отдельные годы минимальный расход воды в районе г. Волгограда снижался до $550 \text{ м}^3/\text{с}$ (1968 г.).

Задержка наносов (частичная взвешенных и практически полностью влекомых) привела к существенному снижению стока наносов в нижнем течении Волги. В период 1934-1953 гг. значение среднегодового объема взвешенных наносов в районе г/п Дубовка составляло 18,5 млн. тонн. Средний годовой сток взвешенных наносов после создания водохранилища сократился более чем вдвое [Байдин и др., 1956; Устьевая область Волги..., 1998]. По длине участка к вершине дельты в настоящее время наблюдается некоторое восстановление стока взвешенных наносов (до 7,3 млн. т).

Руслообразующие наносы. В механическом составе донных грунтов р. Волги на участке русла ниже плотины Волгоградской ГЭС преобладающим типом русловых отложений являются разнотернистые пески со средним диаметром от 0,15 до 0,50 мм. Более тонкие отложения (пылеватые пески, алевриты, илы) накапливаются в период половодья на затопляемой части Волго-Ахтубинской поймы и на поверхности дельты Волги.

В придельтовом районе Нижней Волги маршрутное обследование с отбором проб донного грунта и непрерывным гидролокационным картированием участка русла в 1997-2002 гг. от Волгограда до Астраханского вододельителя дна показало, что наибольшее распространение здесь имеют среднетернистые пески ($M_d=0,25-0,50$ мм). Реже встречаются мелкие пески ($M_d=0,10-0,25$ мм) и алевриты ($M_d=0,05-0,10$ мм). Местное увеличение крупности донных отложений до 0,6-0,7 мм (Черный Яр, Соленое Займище, Никольское) связано, очевидно, с поступлением плохо сортированных наносов с близко расположенных участков размыва коренных пород (рис. 5).

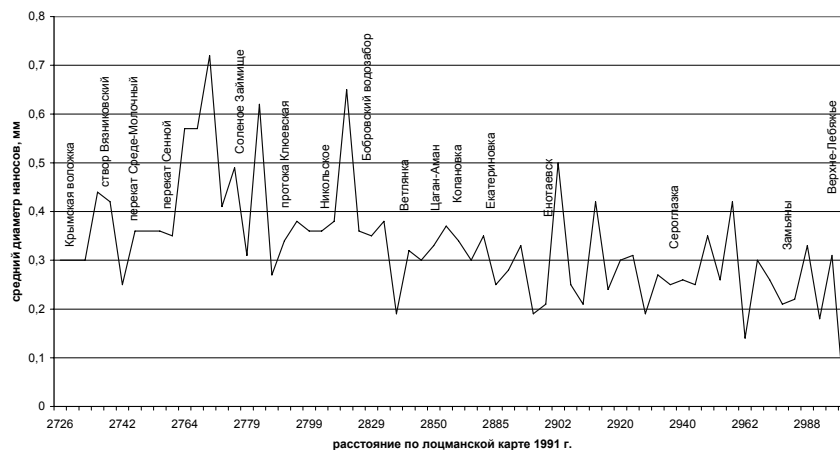


Рис. 5. Изменение крупности руслообразующих наносов на Нижней Волге от ур. Крымские Пески до п. Верхне-Лебяжье

Вдоль коренных размываемых берегов на прямолинейных участках русла (Копановка, Сероглазка, Речной) и на излучинах с активно размываемыми

мым пойменным берегом (яры Чилимный, Цаганский, Копановский, Кузнецовский, Даниловский, Парашкин, Арбузный и Шамбайский) на дне, как правило, вскрываются морские глины или пойменные суглинки с очень характерным полосчатым микрорельефом из продольных бороздин и валиков. Выходы глин представляют собой приподнятые участки дна (на 2-4 м), являющиеся местными препятствиями для движущихся песчаных гряд. Граница «песок-глина» всегда очень резкая, без переходов, за исключением участков активного нарастания побочной, где глинистую поверхность дна перекрывают подводные косы. На участках дна, где глины или суглинки прикрыты тонким (менее 1 м) слоем русловых наносов из мелкозернистого песка, формируются мелкие рифели или рябь, через которую «просвечивает» структура коренного рельефа.

Пойменный аллювий Волги в междуречье Волги и Ахтубы представлен преимущественно глинистыми отложениями. На центральной пойме преобладают глины, на прирусловой – супеси. Мощность отложений обычно не превышает 2-3 м, достигая в прирусловой части 5-7 м, в центральной – 10 м. Старичные отложения представлены высокопористыми илами, глинами, суглинками и супесями. Мощность староречий достигает от 8-10 до 20 м.

Непрерывное сейсмоакустическое профилирование, выполненное в русле р. Волги от Ахтубинска до Астрахани и в дельтовых рукавах Бузан, Бахтемир, Бушма, Кривая Болда и протоках, позволило проследить изменчивость положения кровли морских отложений вдоль речных рукавов и определить реальную мощность современного руслового аллювия. Анализ сейсмоакустических диаграмм показал, что в русле Волги на придельтовом участке от Волгограда до Верхнее-Лебяжьего мощность аллювия составляет в среднем не более 6-8 м. Вдоль размываемых правобережных коренных обрывов, где близко к поверхности подходят морские глины, мощность русловых отложений не превышает 1-2 м. На некоторых участках русло Волги лишено аллювия и дно на 1/3 сложено коренными глинами (яры Черный, Никольский, Ветлянский, Печинистый, Копановский, Сероглазовский, Замьяновский) или пойменными суглинками – «печинами» (яры Солёный, Герасимовский, Болхунский, Чилимный, Цаганский, Нижнекопановский, Кузнецовский, Даниловский, Енотаевский, Парашкин, Арбузный, Шамбайский) (рис. 6).

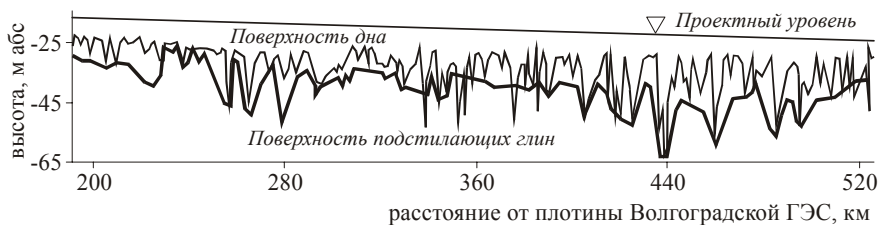


Рис. 6. Положение кровли подстилающих пород и мощность руслового аллювия Нижней Волги от Ахтубинска до Астрахани

Морфодинамические типы русла. Основные морфодинамические типы главного русла Волги и их разновидности распространены в нижнем течении Волги приблизительно в равном долевым соотношении. Наибольшее распространение имеет относительно прямолинейное русло. На его долю приходится около 40% длины участка Волги. Доля меандрирующих и разветвленных составляет соответственно 31,8% и 28,5%.

Наибольшую протяженность имеют относительно прямолинейные русла с разветвлениями второго порядка (21%). Прямолинейные русла с двухсторонней поймой и с ведущим коренным берегом только в сумме достигают приблизительно такой же величины (около 19%). Среди меандрирующих наибольшей протяженностью характеризуются участки со свободными излучинами – около 12%. На долю вынужденных и адаптированных излучин приходится около 9%, на долю прорванных – около 11%. Разновидности разветвленного русла представлены в нижнем течении Волги либо пойменно-русловыми разветвлениями (14% от длины участка), либо одиночными разветвлениями (около 14%).

Морфология русла. Структурная организация руслового рельефа в водотоках Нижней Волги на участке Волгоград-Астрахань исследована на основе анализа топографических и лоцманских карт, эхограмм и данных акустического профилирования.

Из песчаных наносов в русле Нижней Волги формируются различные типы грядового рельефа, морфометрические показатели которых зависят от гидравлических характеристик потока, крупности и мощности русловых отложений. На основе анализа эхолотных профилей и данных гидролокационного картирования дна на Нижней Волге выделено 5 главных типов гряд и 3 структурных уровня руслового рельефа: микроформы (рябь, рифели), мезоформы (мегорифели, дюны) и макроформы (перекаты, песчаные волны).

Микроформы в русле Нижней Волги представлены самыми малыми грядами, имеющими длину не более 10 м и высоту до 0,10 м. Мезоформы являются наиболее широко распространенными малыми грядами, которые быстро перемещаются по поверхности относительно статичных крупных гряд. Длина их колеблется от 20-50 до 100-150 м, а высота составляет 0,2-1,5 м. Макроформы представлены песчаными волнами длиной от 0,2 до 6 км и высотами от 2 до 15 м.

На крутых излучинах (участки Цаган-Аманский, Шапошниковский, Замьяновский) и на прямолинейных участках русла (Дембинский-Капитанский) русло на всю ширину заполнено песчаным мелкогрядовым рельефом, параметры которого варьируют по высоте от 1,5 до 2,5 м и по длине от 25 до 40 м. В вершинах и на нижних крыльях излучин, а также в расширениях прямолинейного русла пески слагают крупные грядовые формы, длина которых достигает 130-160 м при высоте до 3 м.

Русловые деформации. Анализ картографического материала за период 1914-1980 гг. и полевых наблюдений за период 1990-2002 гг. показал сложную динамику русловых переформирований, неоднозначных по на-

правленности и интенсивности горизонтальных деформаций [Попов, 1965; Коротаяев, Иванов, 2000]. В целом, на Нижней Волге от Волгограда до верхней границы дельтового района (п. Верхнее-Лебяжье) выделяются участки, различающиеся по направленности и интенсивности деформаций: 1) два мегоучастка *слабых деформаций русла* (100-километровый от плотины Волгоградской ГЭС до с. Солодников и 50-километровый участок от д. Сероглазовки до Астраханского вододелителя); 2) один мегоучасток *интенсивных переформирований русла* (290-километровый от Солодников до д. Сероглазовки).

На мегоучастках с четко обозначенной многолетней направленной тенденцией руслоформирования слабой интенсивности (средняя скорость заполнения карманов вогнутых берегов – до 1 км² в год, средняя скорость размыва пойменных берегов – 5-8 м в год) наиболее существенные изменения произошли за период естественного развития русла (1914-1955 гг.), когда были заложены современные очертания береговой линии. Интенсивная перестройка русла (формирование новых русловых разветвлений, спрямление излучин, периодическое перераспределение стока в узлах разветвлений), наоборот, совпала с периодом зарегулированного стока (после 1961 г.).

На первом мегоучастке, от створа плотины Волжской ГЭС до Саралевского узла разветвления (104 км от створа плотины), отмечаются, в основном, местные деформации, выражающиеся в незначительных переформированиях берегов и развитии вторичной извилистости на фоне достаточно стабильного расположения основного русла в плане. Во многом повышенная стабильность русла была предопределена адаптацией основного рукава Волги к ведущему коренному берегу на протяжении практически всего участка. Единственным местом, где изменения воздействия внешних факторов привели к явно выраженным переформированиям русла, стал отрезок русла, непосредственно примыкающий к створу плотины (0-14 км). Здесь был отмечен интенсивный размыв островов (Спорный, Денежный) и изменение положения главного рукава. Все преобразования были обусловлены не только изменением стока воды и наносов после создания Волгоградского водохранилища, но и дноуглубительными работами в подходном канале Волжского гидроузла.

Для второго крупного мегоучастка Нижней Волги (интенсивной перестройки русла) характерна частая изменчивость типов русла по длине участка, нестабильность планового положения главных рукавов и большие скорости русловых деформаций (средняя скорость нарастания кос и заполнения карманов вогнутых берегов – до 2-3 км² в год, средняя скорость размыва пойменных берегов – 15-20 м в год).

Наиболее ярко горизонтальные русловые деформации проявились на участках крупных узлов разветвления: Саралевском (104-137 км от плотины), Вязниковском (182-213 км), Ветлянском (279-293 км), Цаган-Аманском (299-313 км), Копановском (318-326 км), Енотаевском (352-369 км). Характерным для них было последовательное развитие извилистости ведущих рукавов и их спрямление, что неоднократно приводило к изме-

нению положения главного рукава. При этом этот процесс сопровождался развитием вторичной извилистости и разветвленности, образованием новых островов и их массивов, развитием и отмиранием пойменных проток.

Кроме того, на рассматриваемом мегоучастке были зафиксированы отрезки русла относительно стабильные, где трансформация и перестройка русла практически не отмечалась. В основном это участки, связанные с наличием ведущего коренного берега, где деформации проявлялись в постепенном отступании и выравнивании линии коренного берега и сокращении ширины русла за счет аккумуляции наносов у противоположного берега. К ним также можно отнести 30 километровый участок русла от о. Дембинского до д. Сероглазовки, где за последние 80 лет наблюдается образование осередков и побочней и увеличение кривизны динамической оси потока при относительно стабильном положении главного русла Волги.

Третий крупный русловой мегоучасток на Нижней Волге расположен в привершинной части дельты Волги (396-450 км от плотины). Характерной его особенностью является развитие местных деформаций русла, выражающихся, в основном, в размывах берегов, наращивании побочней у выпуклых берегов излучин и изменении положения динамической оси потока в пределах относительно стабильного русла. Возможно это обусловлено как гидравлическими особенностями данного участка (общим снижением уклонов водной поверхности, усилении поемности), так и относительной молодостью этого участка Волго-Ахтубинской поймы, сформированного в регрессивную стадию новокаспийской трансгрессии.

Для 15 наиболее характерных морфо-динамических участков русла Нижней Волги от Волгограда до Астраханского вододеливателя произведен подсчет площадей горизонтальных русловых деформаций за периоды 1917-1944, 1944-1965, 1965-1982 и 1982-2000 гг. (рис. 7).

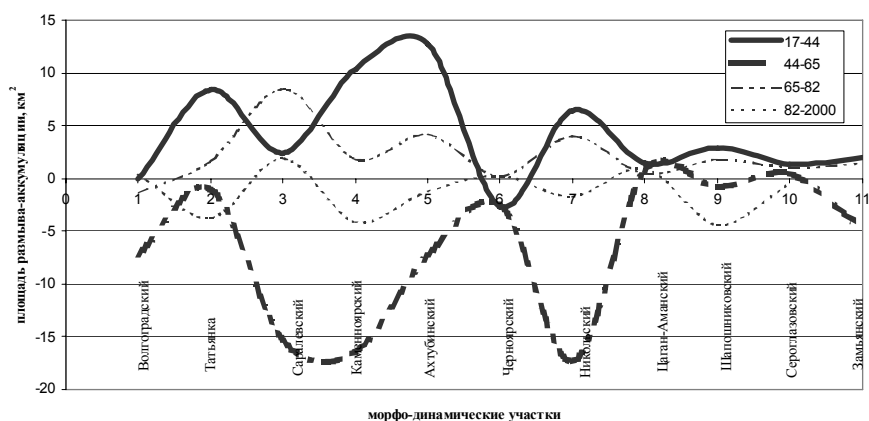


Рис. 7. График изменчивости эрозионно-аккумулятивных процессов на Нижней Волге за 1917-2000 гг.

Из анализа рис. 7 видно, что на Нижней Волге преобладала аккумуляция наносов практически по всей длине в период 1917-1944 гг. Преобладание аккумуляции объяснимо с точки зрения положения данного участка как замыкающего в бассейне и было описано в 50-х годах прошлого века Н.И. Маккавеевым. После вступления в действие Волжского каскада водохранилищ (1944-1965 гг.), перехватывающего большую часть стока наносов, на Нижней Волге аккумуляция сменилась размывом. В период 1965-1982 гг. в большей степени проявилось регулирующее воздействие Волгоградского водохранилища (после 1961 г), когда вновь стала преобладать аккумуляция наносов, за исключением участка непосредственно примыкающего к створу плотины. В это время происходило активное приспособление русла к новым условиям стока воды. В дальнейшем (1982-2000 гг.), в процессе взаимодействия системы “поток-русло” вновь стал преобладать размыв. По-видимому, это связано с общим дефицитом стока наносов.

Вертикальные деформации на Нижней Волге разделяются на два вида: 1) направленные, связанные с изменчивостью стока наносов; 2) локальные, сопровождающие местные горизонтальные деформации.

Направленные деформации наблюдаются на приплотинном участке р. Волги. Сопоставление продольных профилей дна за 1940, 1964 и 1980 гг. позволило установить следующие закономерности: 1) к середине 60-х годов на 110-километровом участке ниже плотины наблюдался преимущественный размыв дна; 2) на 30-километровом участке, непосредственно примыкающем к плотине, произошла аккумуляция в первые годы после перекрытия Волги; 3) тело аккумуляции постепенно перерабатывалось осветленными водами, но часть его сохранилась до 80-х годов, что хорошо видно на графиках интегральной разности глубин за периоды 1940-1964 гг. и 1964-1980 гг. (рис.8); 4) на участке 35-110 км ниже плотины глубины постоянно увеличивались, на что указывает тренд увеличения отрицательной суммы разности глубин за период 1940-1964 гг.; при сопоставлении глубин за период 1964-1980 гг. этот тренд прослеживается до 270 км ниже плотины. Вместе с тем исследование направленности вертикальных деформаций на участке русла Волги методом построения интегральной кривой изменения глубин по продольным профилям не вполне корректно для участка коренных переформирований русла (110-400 км ниже плотины) вследствие периодического изменения положения фарватера, обусловленного развитием или отмиранием конкурирующих рукавов, спрямлением излучин и т.п.

Оценка вертикальных деформаций на нестабильных участках речного русла может быть проведена на основе изучения эволюции русловых форм и изменения морфодинамического типа русла. Для участка русла Волги 110-400 км ниже плотины в последние годы стала характерна тенденция горизонтальных переформирований русла, при которых происходил переход разветвленного русла в разветленно-извилистое и развития излучин одного из конкурирующих рукавов. Этому процессу, очевидно, способствовало уменьшение продолжительности и глубины затопления поймы, при которых конкурирующие рукава теряли способность развиваться, а сток

концентрировался в одном из рукавов. Сопоставление максимальных глубин в плесовых ложбинах меандрирующих развивающихся рукавов показало, что глубины в них за период 1940-1980 гг. возросли более чем на 10 м.

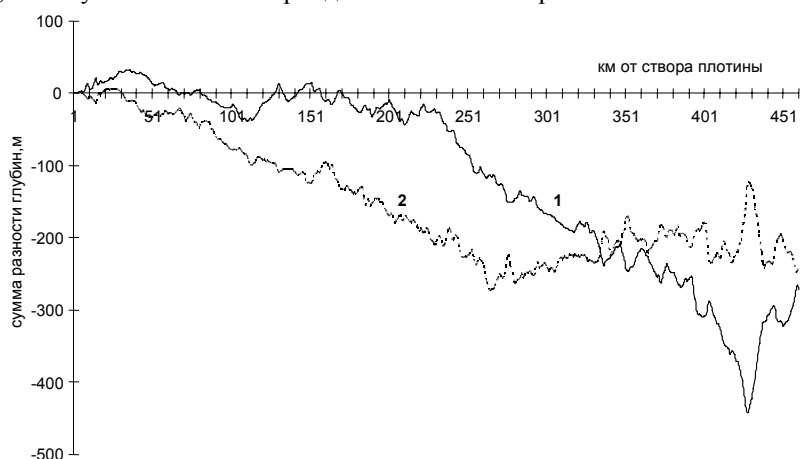


Рис. 8. Интегральная кривая изменения глубин на Нижней Волге от плотины до вершины дельты в 1940-1960 (1) гг. (1) и 1960-1980 (2) гг.

Анализ переформирований русла Нижней Волги позволил прийти к следующим выводам.

1. Исторический период времени (с 1914 года) характеризовался общей тенденцией смещения русла Нижней Волги в сторону правого берега относительно своей оси. Эта тенденция отмечается практически на всех выделенных участках Нижней Волги и заключается в преобладании размыва правых берегов. Такие процессы особенно ярко проявляются на относительно прямолинейных отрезках русла Нижней Волги. Деформации левых берегов отмечаются только в вершинах излучин, ориентированных в сторону левого борта долины.

2. Совмещение разновременных съемок русла (лоцманские карты 1917, 1944, 1965, 1974, 1982 гг.) показало, что относительно прямолинейные участки и участки с одиночными и односторонними разветвлениями являются весьма устойчивыми в плане образованиями. Они имеют практически стабильные берега (исключая берега одиночных излучин в рукавах), а переформирования заключаются в смещении вниз по течению аккумулятивных русловых форм (побочней, осередков, кос и т.д.).

Извилистые участки неустойчивы. Наиболее характерным типом деформаций здесь являются увеличение крутизны и смещение вниз по течению излучин. При достижении критической кривизны ($K_{изв} = 1,57$) наблюдается их спрямление и формирование разветвленно-извилистого русла. Спрямление происходит вследствие разработки узких спрямляющих протоков. При этом в русле могут образовываться новые небольшие пойменные острова за счет удлинения и отторжения кос и последующего их зарастания.

3. До строительства каскада волжско-камских водохранилищ процессы руслоформирования в низовье Волги во многом определялись естественной изменчивостью речного стока и колебаниями уровня Каспийского моря. На мегоучастках с относительно низкими темпами переформирования за период естественного развития русла (до 1955 г.) наблюдалась многолетняя направленная тенденция наращивания выпуклых и размыв вогнутых берегов излучин в пределах относительно стабильного русла. На мегоучастках интенсивных русловых переформирований активная перестройка русла (формирование новых разветвлений, спрямление излучин, перераспределение стока) совпала с периодом регулирования стока.

4. В настоящее время деформации русла на Нижней Волге тесно связаны с регулирующим воздействием Волгоградского водохранилища. Первые 10-15 лет после его создания заметные деформации отмечались на наименее устойчивых участках русла, тогда как на устойчивых участках регулирование стока повлекло за собой только сохранение деформаций предшествующих данному периоду времени. По прошествии 20-25 лет основные тенденции переформирований различных участков русла Нижней Волги сохранились. Особенностью для данного периода времени стало заметное снижение интенсивности деформаций.

5. В период эксплуатации ГЭС можно выделить два этапа изменения интенсивности размыва берегов на Нижней Волге. Первый этап – с начала 60-х до середины 80-х годов XX века – характеризовался повышенными темпами размывов, что явилось определяющим для приспособления русла к новым условиям стока воды. После середины 80-х годов XX века отмечается относительная стабилизация темпов размыва берегов.

6. Общие исторические тенденции и особенности развития русловых процессов на Нижней Волге будут способствовать сохранению в ближайшие 10-15 лет достаточно стабильного состояния русла. Для участков меандрирующего русла ожидается увеличение крутизны излучин. На участках относительно прямолинейного русла наиболее характерным процессом будет медленный размыв коренного ведущего берега и блуждание динамической оси потока при относительной стабильности положения русла в плане. Ожидается постепенное закрепление осередков растительностью превращение их в острова и медленная трансформация прямолинейного русла в разветвленное. Наиболее существенные русловые переформирования следует ожидать на участках пойменно-русловых разветвлений и на участках меандрирующего русла с прорванными излучинами.

Анализ полученных данных позволяют установить как общие закономерности, так и основные различия влияния гидроузлов на переформирование русла в нижнем течении Волги и Кубани.

1. К общим закономерностям для вертикальных деформаций можно отнести размыв дна на приплотинных участках русла в нижних бьефах и сопровождающее его понижение уровня воды. Однако пространственные масштабы и длительность этого процесса для двух рек различаются. Размыв дна в нижнем бьефе Волжской ГЭС отмечается на участке более 100 км,

тогда как в нижнем бьефе Краснодарского водохранилища протяженность зоны размыва не превышает 40 км. Различия в протяженности участков размыва дна во многом обусловлены различиями в величине сбросных расходов воды. На Кубани понижение уровня воды к настоящему времени прекратилось из-за влияния местных условий (выход в зону контакта с потоком коренных пород). В нижнем бьефе Волгоградского водохранилища понижение уровня продолжается.

2. Ниже по течению от участков направленного размыва дна для русел обеих рек характерно развитие местных вертикальных деформаций. При прочих равных условиях отмечается увеличение глубин в пределах плесов и снижение на перекатах. Другими словами регулирование стока воды и наносов водохранилищами привело к изменению условий транспорта наносов и их перераспределению в системе “плес-перекат”. Во многом это было обусловлено внутригодовым перераспределением стока воды.

3. К общим закономерностям горизонтальных деформаций, характерным для нижних участков течения рек Волги и Кубани, относится временное изменение темпов их развития. В целом, для обеих рек отмечается снижение темпов размывов берегов в период регулирования стока воды по сравнению с естественным периодом. Однако, по абсолютным значениям горизонтальные деформации Нижней Волги превосходят аналогичные на Кубани. Во многом это обусловлено как естественными причинами (литологическим строением берегов), так и антропогенным воздействием (различной степенью регулирования стока воды, проведения берегозащитных работ, обвалования русла).

4. Регулирование стока воды и наносов Краснодарским водохранилищем и вызванные этим деформационные процессы стали способствовать отмиранию второстепенных рукавов на участках одиночных узлов разветвления. При сохранении этих условий можно ожидать полного исчезновения разветвленных русел в нижнем течении Кубани. В низовьях Волги, наоборот, степень разветвленности русла может увеличиться вследствие постепенного превращения осередков в острова.

ЛИТЕРАТУРА

Алексеевский Н.И. Характеристики руслового рельефа и их связь со структурой речной сети // Вестник Моск. ун-та. Сер.5. География. 1987. №3.

Байдин С.С., Линберг Ф.Н., Самойлов И.В. Гидрология дельты Волги. Л.: Гидрометеиздат, 1956.

Богучарсков В.Т., Иванов А.А. Дельта Кубани. Ростов-на-Дону: Изд-во РГУ, 1979.

Векслер А.Б., Доненберг В.М. Переформирование русла в нижних бьефах гидроэлектростанций. М.: Энергоатомиздат, 1983.

Зубкова К.М., Зубков Н.С. Сток наносов Нижней Кубани в условиях зарегулированного режима реки // Исследование русловых процессов для практики народного хозяйства. М.: Изд-во МГУ, 1983.

Коротаев В.Н., Иванов В.В. Русловые деформации на Нижней Волге // Вестник Моск. ун-та. Сер.5. География. 2000. №6.

Коротаев В.Н., Иванов, Римский-Корсаков Н.А. Русловая морфодинамика дельтовых рукавов Кубани // XVIII пленарное межвузовское координационное совещание по проблеме эрозионных, русловых и устьевых процессов. Краснодар: Изд-во КГАУ, 2002.

Магрицкий Д.В., Иванов А.А. Оценка влияния водохозяйственных мероприятий на режим стока Нижней Кубани // Вестн. Моск. Ун-та. Сер.5. География. 2003. №5.

Попов И.В. Русловые переформирования р. Волги на участке Волгоград-Астрахань // Труды ГГИ. 1965. Вып.108.

Сидорчук А.Ю. Структура рельефа речного русла. Санкт-Петербург: Гидрометеоиздат, 1992.

Симонов А.И. Гидрология устьевой области Кубани. М.: Гидрометеоиздат, 1958.

Устьевая область Волги: гидролого-морфологические процессы, сток загрязняющих веществ и колебания уровня Каспийского моря (ред. В.Ф. Полонский, В.Н. Михайлов, С.В. Кирьянов). М.: ГЕОС, 1998.

Чебанова Е.Ф. Влияние отморстки на деформацию берегов при общем размыве русла реки Кубани // Исследование русловых процессов для практики народного хозяйства. М.: Изд-во МГУ, 1983.

Чебанова Е.Ф. Общий размыв русла Кубани в нижнем бьефе Краснодарского гидроузла // Закономерности проявления эрозионных и русловых процессов в различных природных условиях. М.: Изд-во МГУ, 1987

[В содержание](#) [Библиография](#)

А.А. Зайцев, О.М. Кирик, В.С. Михайлов

ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ РЕЧНОГО ЛЬДА С РУСЛОМ НА р. ЛЕНЕ И ЕЕ ПРИТОКАХ

Ледовые явления наблюдаются на всех реках страны. Общим для большинства рек России является продолжительный период ледостава. На крупных реках, текущих в северном направлении, приход весны сопровождается сходом снега в южной части бассейнов. Формируется мощное половодье, волна которого перемещается вниз по течению, взламывая ледовый покров реки на участках, где весна еще не началась. Это является основной причиной образования многочисленных заторов, которые представляют собой многослойные скопления льда в русле реки, стесняющие ее живое сечение и вызывающие подъем уровня воды в месте скопления льда и на некотором участке выше по течению. Непосредственная опасность заторов льда заключается в резком и значительном подъеме уровня воды в реке, при котором вода выходит из берегов и затопляет прилегающую местность. В Восточной Сибири с резко континентальным климатом, снеготаяние наступает в условиях быстрого прихода тепла. На фоне преимущественно горного рельефа и широкого распространения скальных и многолетнемерзлых пород быстрый сход снега способствует образованию резкой волны полово-

дья. На крупных реках продвижение волны половодья вниз по течению заметно опережает приход весны и вызывает механическое разрушение льда.

Механизму вскрытия льда и перемещения потоком отдельных льдин и ледовых массивов уделено в научной литературе достаточное внимание. Наиболее полно описано термическое разрушение ледового покрова, наименее – взаимодействие ледовых полей с потоком, но почти не описаны процессы взаимодействия перемещаемого льда с берегами и дном реки, практически не изучены вопросы, связанные с физическим разрушением и переносом льдом обломков горных пород [Лисер, 1967; Донченко, 1984; Бузин, 2004].

Лена – одна из крупнейших рек востока России – отличается своеобразным ледовым режимом и мощными заторами льда. Здесь прочный и толстый лед образуется в условиях чрезвычайно холодной, продолжительной и малоснежной зимы. Однако сведения об объемах замерзшей воды очень различаются. Так общий объем речного льда в бассейне Лены к концу зимы, по расчетам В.М. Котлякова [1964], достигает до 10 км^3 . Это составляет около 2% объема годового стока реки (516 км^3) и 20-30% зимнего стока. По другим данным объем льда только в главном русле Лены составляет 20 км^3 . По нашим подсчетам величина объема аккумулятивной льдом воды находится между названными значениями и сильно варьирует в зависимости от уровня воды в период замерзания водоема и последующих зимних климатических условий.

Систематические заторы льда тормозят продвижение волны половодья на реках, что приводит к резкому подъему уровней воды и наводнениям, которые часто носят катастрофический характер. Регулярными и мощными заторами льда особенно отличаются р. Лена и её крупные притоки в нижнем течении.

На Сибирских реках лед играет заметную роль в преобразовании русел и берегов. Несмотря на это механизм воздействия на берега и сооружения ледовых явлений в столь суровых природных условиях изучены недостаточно, существующие рекомендации в строительных нормах и методиках по борьбе с заторами не бесспорны. Например, ледовые нагрузки на гидротехнические сооружения рекомендовано рассчитывать для скорости течения не более 2,5 м/с, в то же время при прорыве затора наблюдаются скорости перемещения ледовых полей свыше 5 м/с [Зайцев, 1994].

Большинство исследователей ледовых процессов связывают места образования заторов с морфологией русла. Отмечены ежегодные задержки перемещения льда и частые образования заторов на крутых изгибах фарватера как в неразветвленном, так и в многоруканном русле. Анализируя характер заторов на р. Лене, С.С. Коржув [Рельеф среды жизни человека, 2002] назвал места ежегодных остановок движения весеннего ледохода «морфологическими ловушками».

Большие объемы воды на длительное зимнее время превращаются в твердую горную породу, крепко сцементированную с подстилающей поверхностью. Наиболее очевидно проявляется руслоформирующая деятельность ледохода. Поэтому, наряду с гидрометеорологическими факторами,

образование заторов связано с морфологией русла и отчасти долины реки. Инвариантность и многофакторность процессов в бассейне реки, а также слабая изученность не позволяют пока сделать количественное описание процесса взаимодействия ледового покрова и русла.

Характеристика ледовых явлений на Лене

Ледообразование на Лене обычно начинается в октябре и быстро распространяется по всей длине реки; одновременно лед появляется на участках длиной до 1000 км. Верховья Лены, расположенные в горах, и нижнее течение замерзают раньше и быстрее, чем среднее течение реки. В первую очередь замерзают участки со спокойным течением, в последнюю – быстротoki, замерзающие в условиях переохлаждения водной массы и образования донного льда. При прочих равных условиях толщина и время становления поверхностного льда в зимний период находится в обратной зависимости от скорости течения. При больших скоростях течения роль внутриводного и донного льда становится преобладающей. При условии, что р. Лена на всем своем протяжении в 4000 км покрывается льдом от истока до устья с разницей всего около 20 дней (с конца сентября до середины октября), быстротoki среднего течения долго остаются открытыми. Так, на участке Лены в районе п. Пеледуга в 1978 г. отмечено замерзание реки только 30 ноября. Кроме Лены длинные участки быстроток имеют на Витиме, Олекме, Алдане и Вилуе от плотины Вилюйской ГЭС до п. Сельдюкара. После строительства каскада Вилюйских ГЭС в незамерзающих полынях нижних бьефов резко возросло образование зажоров.

Замерзание Лены и ее крупных притоков обычно сопровождается заметным повышением уровня воды, что объясняется сжатием живого сечения потока льдом. Подъем уровня составляет 40-150 см на Лене и 110-360 см на некоторых участках крупных притоков. Часто повышение уровня в этот период вызвано заторами, реже зазорами льда. Уровень воды при замерзании водоема определяет массу льда, накапливающегося в русле в течение последующего продолжительного зимнего периода (рис. 1). На плесах уровни в реке не влияют на объем образующегося льда. На мелководных участках, где изменение уровня всего на 1-2 м приводит к заметному увеличению пространства водного зеркала, повышение уровня воды приводит к образованию дополнительной массы льда (рис. 2). Таким образом, связь с морфологией русла прослеживается уже в период замерзания реки, когда ледовый покров только формируется.

На большинстве притоков, как и на Лене, с образованием ледостава начинается медленное падение уровня, продолжающееся до конца февраля – начала апреля. Зимние уровни являются минимальными. Лишь на некоторых малых притоках, а также на р. Амге, наинизшими являются летние уровни.

Максимальная толщина льда на реках бассейна варьирует в пределах 90-250 см. У склонов террас встречаются наледи. Толщина льда существенно возрастает в местах торошения и возникновения заторов в период предзимне-

го ледохода. Обычно это наблюдается у вогнутых берегов изгибов русла и у фронтальной части прирусловых отмелей.

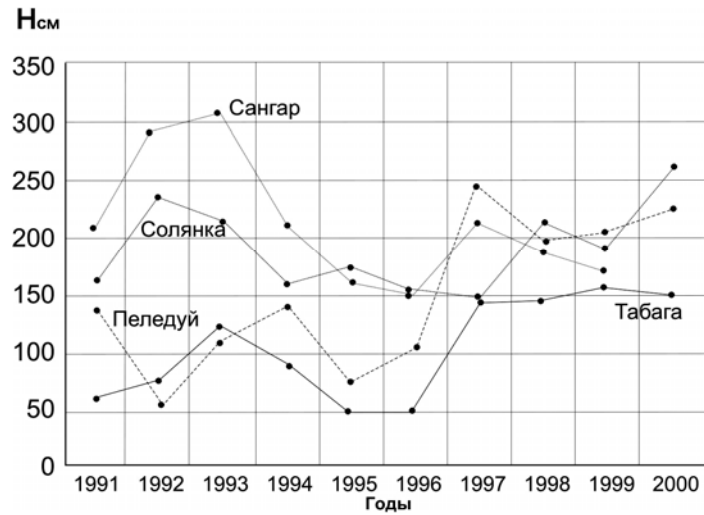


Рис. 1. Уровень воды в начальный период ледостава.

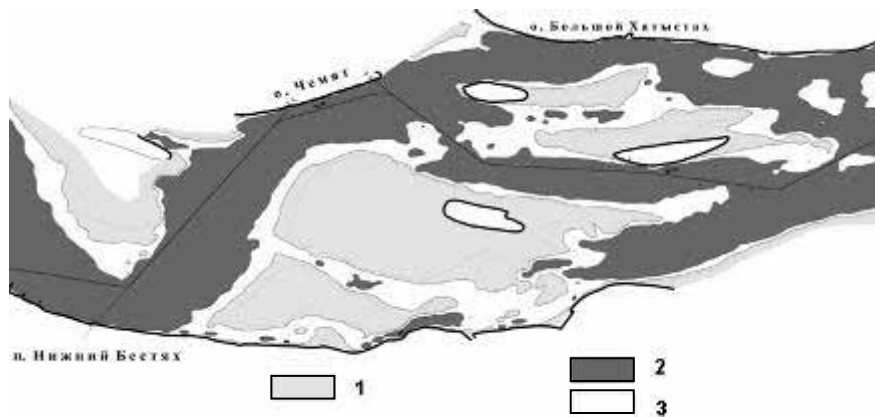


Рис. 2. Площади русла занятые льдом при высоких и низких уровнях воды в реке в период формирования ледостава. 1 – прирусловые отмели; площади занятые льдом в зимний период: 2 – при низких уровнях, 3 – при высоких уровнях.

В пристрежневой зоне потока и на быстротоках долго сохраняется полынья, и лед здесь наименее толстый: к началу весеннего ледохода его толщина редко превышает 100 см. Наиболее прочный и однородный лед характерен для плесов со спокойным и равномерным течением. В целом толщина льда зависит от суммы отрицательных зимних температур воздуха. Средняя толщина льда в 90-е годы XX века изменялась у г. Ленска в диапазо-

не 80-100 см, у г. Якутска – 90-140 см. Средняя температура зимы в этот же период варьировала в Ленске от $-15,3^{\circ}$ до $-19,8^{\circ}$, в Якутске от $-23,2^{\circ}$ до $-26,3^{\circ}$. Ежегодное изменение значения среднесуточного модульного коэффициента (индекса холода) для Якутии составляет $\pm 20\%$. На толщину льда существенно влияет также мощность снежного покрова, ветер, интенсивность притока грунтовых вод в зимний период и ряд других причин. Поэтому прямой связи между толщиной льда и суровостью зимы нет. Средняя продолжительность зимнего межленного периода в верховьях Лены составляет 190-200 дней, в нижнем течении – 230-240 дней.

Рост уровней в реке начинается в конце ледостава. В предвесенний период ледовый покров подвергается разрушающему воздействию солнечной радиации, уменьшающей толщину и прочность льда. Чем ближе к вскрытию, тем более заметным становится разрушение льда на реках за счет местных условий (в местах выхода грунтовых вод, на перекатах, при впадении притоков и т.д.). Наибольшему разрушению подвергается ледовый покров в южной части бассейна Лены. На севере лед остается достаточно прочным до самого вскрытия, что является одной из основных причин тяжёлого ледохода и образования мощных заторов льда.

На крупных реках бассейна весеннее разрушение льда начинается с появлением на нем воды, а затем закраин и промоин. С подъемом уровня воды, вызванным поступлением талого стока, ледовый покров всплывает и отрывается от берегов, вызывая местные подвижки ледового поля и его торошение. Вскрытие крупных рек во многом зависит от режима половодья на их притоках. Например, Витим и Алдан в низовьях могут вскрыться либо раньше, либо позже Лены, тогда как Олёкма в большинстве случаев вскрывается раньше. Волна половодья на притоке выносит лед в русло главной реки, где взламывает ледовый покров. Вследствие этого здесь часто образуются заторы льда. Мощность таких заторов зависит от количества и прочности льда и характера половодья на притоке.

Своеобразно вскрываются разветвленные участки рек: характер их вскрытия определяется условиями замерзания в предшествующую осень. В русле с большим количеством островов сплошной ледовый покров образуется в основном рукаве, тогда как большая часть второстепенных оказывается обсохшей. Только в некоторых из них сохраняются небольшие озёрки воды, покрытые льдом, соединенные или разобщенные между собой. С началом весеннего подъема уровня воды в реке лед, образовавшийся на таких озёрках, всплывает намного раньше, чем ледовый покров в основном русле, и перемещается потоком вниз по течению. Поэтому лед, поступающий с верхних, вскрывающихся участков реки сначала устремляется в рукава, очистившиеся от местного льда.

Ледовый покров, сохраняющийся в основном русле, под воздействием радиационных, тепловых и механических факторов постепенно ослабевает. Однако ко времени заполнения боковых рукавов транзитным льдом в нем также может начаться ледоход. Если же ледовый покров в основном русле сохранит достаточную прочность, то вместо ледохода начнется фор-

мирование затора льда. В любом случае подвижки льда и местный ледоход происходят в условиях заметного подъема уровня в реке и образования обширных закраин вдоль берегов. Массовый ледоход начинается по времени ближе к моменту прохождения пика половодья. В этот период наблюдается массовое образование заторов вдоль реки. На Лене при низких уровнях прохождения ледохода, малой толщине и пониженной прочности ледового покрова формируется большое количество не продолжительных заторов небольшой мощности. При высоких уровнях воды и быстром формировании волны половодья, а также при прочном ледовом покрове заторы на реке встречаются реже, но их мощность и продолжительность бывают значительными, часто с катастрофическими последствиями.

Мощность затора зависит от толщины льда в месте его образования и от водности реки в период ледостава, а также от общей массы льда в русле. Вероятность образования заторов зависит также от водности реки в период ледохода и обусловлена климатическими условиями весеннего периода. На Лене одной из причин заторов, кроме дружности весны, является также вторичное похолодание в период вскрытия, которое часто приводит к смерзанию полей льда. Существенную роль в режиме вскрытия главной реки играют притоки. Обычно основные правые притоки Лены вскрываются первыми, предопределяя поступление дополнительных масс льда в основную реку.

Техногенные причины, мешающие продвижению льда, для р. Лены пока не характерны. Однако по мере освоения долины они оказывают всё возрастающее воздействие на ледоход. К ним относятся причалы и русловыправительные сооружения, выдвинутые в русло (верхняя Лена), высокие ограждения искусственных затонов и дамбы обвалования территорий населенных пунктов (среднее течение реки). В ближайшем будущем будет построен мост в районе Табагинского мыса, насыпь, на подходах к которому перегородит обширную пойму и второстепенные рукава, что не может не сказаться на условиях ледохода.

Катастрофические наводнения, связанные с заторами льда

На рубеже XX и XXI веков, когда полыми водами рек были затоплены города Великий Устюг на Северной Двине и Ленск на Лене, многие процессы, связанные с ледовыми заторами начали относить к катастрофическим, вызванным изменением климата, или считать случайными и непредсказуемыми событиями. Однако катастрофичность наводнений на севере России и в Сибири обусловлена особенностями заселения территории. Большинство населенных пунктов в отдаленных районах России расположено вблизи крупных и средних рек. Возле городов и поселков интенсивно осваиваются поймы: строятся жилые дома, дороги и производственные помещения, выделяются дачные участки, земли вовлечены в сельскохозяйственный оборот, пойма перегораживается дорожными насыпями, вдоль речных берегов устраиваются водозаборы, причалы, склады, оборудуются набережные и т.д.

При этом ещё на этапе освоения территории места для обитания на берегах реки выбирались по наитию и не безошибочно. Город Якутск с мо-

мента своего основания два раза был перенесен на десятки километров вверх по течению, так как место его первоначального расположения регулярно затоплялось. Несмотря на это дальнейший рост города в новых границах, после того как исторический центр обосновался на не затапливаемых гривах высокой поймы, привел к появлению строений на более низкой территории. Например, появившийся в середине XX века новый район деревянных домов Якутска – Даркылах (Самострой) занял поверхность относительно низкой поймы, хотя к этому времени уже существовали известные нормы строительства.

Также был перенесен выше по течению Лены г. Олёкминск, основанный в XVII веке напротив устья р. Олёкмы. Несмотря на то, что первопоселенцами на прежнем месте была воздвигнута прочная противопаводковая дамба, сохранившаяся до наших дней, город подвергался разрушительным наводнениям из-за весенних ледовых явлений, вызванных более ранним вскрытием правого притока – р. Олёкмы.

В период активного освоения обширной территории Сибири в основном в XX веке некоторые исторические населенные пункты явились опорными при создании новой инфраструктуры. Другие, находившиеся в стороне от мест нового освоения, отмирали, утрачивая свое назначение. Например, с развитием Северного Морского пути, исчезли такие важные и крупные для своего времени поселения как Зашиверск на Индигирке и Булун на Лене. С появлением Амуро-Якутской магистрали небольшой поселок Укулан на Алдане преобразовался в город Томмот. При подходе железной дороги к верховьям Лены и строительстве перевалочного порта Осетрово образовался г. Усть-Кут, растянувшийся на 12 км вдоль реки. Развитие алмазной промышленности превратило малоизвестное село Мухтуя в город-порт Ленск. Наряду с этим росла концентрация населения.

Катастрофичность наводнения в первую очередь зависит от степени освоенности территории. Само понятие катастрофического природного явления связано с безопасностью жизнедеятельностью человека. Поэтому наряду с природными процессами, которые носят волновой характер, обостряясь и ослабевая в соответствии с климатическими циклами, причиной природных катастроф все больше становятся антропогенные факторы, т.е. занятие человеком пространств опасных для освоения. Пойменную территорию целесообразно считать частью водоема, поскольку она периодически, но обязательно затопливается. В этом случае строения на пойме будут отнесены к разряду гидротехнических сооружений. Это позволит законодательно отделить катастрофы на реках, вызванные не предсказанными природными явлениями, от проявлений, вызванных человеческой беспечностью. В дальнейшем, для создания технических норм освоения затопляемых территорий целесообразно создать шкалу в баллах потенциального риска. В энергетике, например, при определении рисков в случае катастрофического разрушения плотин предложено использовать ранжированную по ступеням шкалу произведения глубины на скорость течения, отражающую потенциал и гидродинамический напор потока при наводнении.

Влияние морфологии долины на ледовые процессы

По общим признакам проявления ледовых процессов р. Лену можно условно подразделить на шесть участков. Это, в первую очередь, обусловлено морфологией долины, которая пересекает крупные геотектонические провинции. Водность реки при этом играет второстепенную роль. Она характеризуется ступенчатым поступлением стока из крупных притоков и постепенным распластыванием волны половодья вниз по течению.

В верхнем течении долина Лены глубоко прорезает Лено-Ангарское плато, где в котловинах имеет относительно большую ширину. Но в основном долина узкая. Река здесь немногочисленна, расход воды возрастает скачкообразно по мере впадения крупных притоков, что, в целом, обуславливает многочисленные нерегулярные пики гидрографа стока. Полые воды редко выходят за бровки высокой поймы. Весна в южную часть бассейна Лены от истоков и почти до устья р. Куты приходит, как правило, постепенно. Наиболее высокие уровни на верхней Лене обычно наблюдаются после схода льда и вызваны таянием снега в горах и дождями. К началу половодья лед на реке бывает заметно ослаблен, мощных заторов не наблюдается.

Ниже устья р. Куты и до устья Витима долина Лены и ее левые притоки пересекают Приленское плато. Многочисленные правобережные притоки формируются в пределах Северо-Байкальского и Патомкого нагорий. Заторные участки начинаются на Лене от порта Осетрово (Каталог заторных и зажорных участков рек СССР, 1976). Здесь приостановка перемещения льда в первую очередь вызвана подпором основной реки со стороны крупных притоков – Куты, Улькана, Таюры и Киренги.

В верхнем течении Лены встречается ряд крутых поворотов русла, следующего по глубокой долине. Вершины врезанных излучин часто ограничены мощными выступами скальных пород, обработанных потоком и льдом – «бычками» (районы Кривой Луки, Ленских Щек и др.). Здесь весной также наблюдается приостановка льда, возникают заторы. Однако до устья Витима они не носят катастрофического характера.

Ниже устья Витима Лену принято относить к среднему течению. Часть реки до г. Олекминска можно отнести к третьему участку с особым проявлением ледовых процессов. Витим, протекая в горах, имеет резкие и высокие паводки. Объем воды, выносимой этим притоком в Лену, почти удваивает ее сток. Узкая долина, повышенные уклоны и врезанное русло Лены способствуют быстрому росту уровней воды и формированию крутой волны половодья; поток имеет наибольшие скорости течения и Витимское половодье как бы обрушивается в Лену, взламывая еще не подготовленный к перемещению лед. На выделенном отрезке следует по сравнительно узкой долине и. Движение крупных ледовых полей на Лене приостанавливается у островов и на отмелях, образуя заторы. Все ленские острова – Романов, Дубов, Половинный, Батамайский, Самнагас, Нюйские и др. вплоть до о-ва Кыллах имеют в своем основании скальные выступы и в той или иной степени сдерживают продвижение льда вниз по реке. Заторы у островов образуются быстро и также быстро разрушаются, формируя мощные волны про-

рыва. Поэтому катастрофические наводнения связаны как с повышением уровня воды выше затора (например, в г. Ленске), так и с волной прорыва заторов на вышележащих участках реки (в г. Олекминске). Быстро формирующиеся волны прорыва приводят к мощным размывам берегов, так как мгновенные расходы воды могут значительно превосходить естественный сток реки [Беликов, Кочетков и др., 2003].

Четвертый участок располагается ниже устья р. Олекмы до устья Ботомы. Характер заторообразования здесь несколько меняется. Олекма, как правило, вскрывается ото льда раньше Лены. Ниже её устья крутые изгибы реки не характерны, но существенно (примерно в 1,5 раза) увеличивается ширина русла. Вследствие этого заметно возрастает площадь ледовых полей, которым при их перемещении даже плавные повороты оказывают заметное сопротивление. Из-за этого на отмелях образуются массивные торосы, являющиеся дополнительным препятствием движения льда. Ниже устья р. Толбачана на Лене появляются крупные острова и конкурирующие с основным руслом параллельные рукава. При возникновении затора поток главного русла частично устремляется в параллельный рукав. Наполняясь в весенний период водой, второстепенные рукава снижают льдонесущую способность основного течения. Вследствие этого затор на реке может сохраняться достаточно продолжительное время. Образование естественной ледовой плотины приводит к дополнительным подъемам уровня в реке на несколько метров, а вода затапливает населенные пункты, расположенные на высокой пойме (наводнения в поселках Исить, Кытыл-Дюра и т.д.).

Равнинная часть Лены, которая начинается от устья р. Ботомы и пересекает всю Центрально-Якутскую низменность вплоть до п. Жиганска относится к пятому участку. Морфология русла существенно меняется. Русло становится сложно разветвленным. Поток расплывается по многочисленным рукавам и протокам на несколько километров в ширину, русло становится песчаным, заметно расширяясь к устью Алдана. Часто параллельные рукава и протоки следуют независимо друг от друга на протяжении десятков километров.

Большое число отмелей и невысокие острова мешают продвижению крупных полей льда и провоцируют заторы, создавая впечатление хаотичности и случайности ледовых процессов. Однако заторы льда, хотя и не периодически, возникают почти в одних и тех же местах. Лед задерживается иногда на несколько минут, в другие разы – на часы и даже сутки, что естественно приводит к резким подъемам уровня воды выше затора. Заторы образующиеся сразу же ниже п. Покровска, у п. Нижнего Бестяха, о-ва Софон, в районе Петровской Курьи и др., не вызвали мощных затоплений. Наиболее сильно г. Якутск и его окрестности страдали от наводнений, вызванных заторами у п. Партизанского в 90 км ниже города. Несмотря на то, что глубины при ледоходе непосредственно в местах возникновения заторов составляют в стрежневой зоне потока более 15-20 м, большая часть русла по ширине реки отмелая. Обширные ледовые поля здесь задерживаются, образуя сплошную перемычку. Подпор, вызванный дополнительным трением потока о лед, рас-

пространяется вплоть до г. Якутска, вызывая здесь катастрофические наводнения. Аналогичный по протяженности катастрофический затор наблюдался в 2002 г. на р. Алдане. Голова затора располагалась в районе Мамонтовой горы, где глубина потока в это время превышала 50 м. Затор распространился более чем на 80 км, были полностью затоплены поселки Сайды и Хандыга.

Отмечено, что заторы льда, формирующиеся ниже п. Кангалассы на р. Лене, иногда являются причиной размыва потоком, обходящим ледовую перемычку, ранее маловодного второстепенного рукава. За последние 50 лет благодаря заторам льда произошли заметные и резкие русловые переформирования в районе Буденовского переката, Хатыйаллахской и Ат-Арынской проток. Мощные заторы льда встречаются и на других отрезках Лены, но они практически не исследованы, так как расположены вдали от населенных пунктов.

В заполярной части реки ниже п. Жиганска и до устья долина реки вновь постепенно сужается, что существенно сказывается на характере заторообразования. Поэтому этот участок реки по характеру проявления ледовых процессов можно отнести к самостоятельному шестому участка. Здесь отмечены крупные заторы льда вблизи п. Джарджана. Наиболее исследованы заторы, возникающие в районе Ленской трубы у п. Кюсюра и Чекуровки, у о-ва Тит-Ары. Здесь в сужении реки до 2-х км кряжем Чекановского и Хараулахскими горами ледовые заторы имеют грандиозные размеры, приводя к суммарному подъему уровня воды почти на 30 м. Огромная масса льда, скопившегося на отмелях после прорыва затора, вследствие резкого растекания потока по просторам обширной дельты, остается на поверхности песков и на островах все лето, вплоть до следующей зимы. Однако мощные подъемы уровня воды в низовьях не создают катастрофические наводнения, так как не затрагивают сферу деятельности человека. В обширной устьевой области поток расплывается по дельтовым рукавам, сохраняя существенные уклоны вплоть до морского края дельты. По этим рукавам речной лед, не осевший на отмелях перед дельтой, выносится в море.

Разрушение берегов

Русло Лены и ее крупнейших притоков по строению берегов и аллювиальной толщине подразделяются на два типа: трудно размываемое (скальные, валунные и валунно-галечные) и легко размываемые (сложенные галечным, гравелистым и песчаным аллювием). Первое характерно для областей ограниченного развития русловых деформаций, где реки имеют узкие глубокие долины, второе – для областей свободного развития русловых деформаций [Русловой режим..., 1994]. Несмотря на схожесть картины ледовых явлений, руслоформирующая деятельность льда в разных горных породах имеет отличия.

Цокольные террасы встречаются на Лене повсеместно. Особенно широко они распространены там, где долина глубоко врезана в скальные породы плато или близко подступает к отрогам горных хребтов. Здесь образуются выдвинутые в русло мысы (Табагинский и Кангаласский утесы в среднем течении Лены), а также скалы-«бычки» в верхнем течении реки и отвесные скалы в Ленской трубе. Часто они составляют шпory врезанных

излучин, возле них образуются мощные водовороты и, естественно, при ледоходе активно подмываются берега.

Берега, сложенные гранитами, обладают высокой прочностью, имеют пологие откосы подобные «бараньим лбам» и напоминают рельеф троговых долин в миниатюре. Это, по-видимому, подчеркивает роль льда в формировании облика приречной части долины. Такие берега широко распространены в среднем течении Витима и Алдана.

Прочные осадочные скальные породы, подтачиваясь льдом, обрушаются по всей высоте почти вертикального берегового склона. Поэтому отдельные массивы вертикальных уступов скал, обрушившиеся в реку, можно встретить в бассейне Лены повсеместно. Склоны сложенные более слабыми породами (известняками, песчаниками или алевролитами) обычно имеют крутые откосы берега. В прибрежной части имеются выходы скальных пород; остальное пространство вдоль меженного уреза бронируется аллювиальной отмосткой. На урезе высоких вод берега защищены от размыва полосой густого кустарника и древесной растительностью. В местах навалов льда растительность бывает срезана, отмостка нарушена. Здесь образуются локальные эрозионные котлы, из подошвы склона потоком выносятся большое количество грунта. Вследствие этого равновесное состояние склона нарушается, на нём образуются эрозионные борозды. Новые борозды появляются после каждого ледохода (рис. 3). По каналам эрозионных борозд в русло реки попадают крупные обломки пород. Особенно велика роль привноса в реку крупного обломочного материала с курумных и осыпных склонов.



Рис. 3. Образование эрозионной борозды на осыпном склоне в среднем течении р. Лены после прохождения ледохода.

При разрушении пойменных берегов и склонов надпойменных террас ледоходом определенную роль играет мерзлота, которая цементирует по-

роду, придавая ей заметную прочность. Летом вдоль нижней части крутого склона подмываемого берега образуется глубокая ниша. Ее происхождение связано с воздействием на урезе прогретого потока воды, обеспечивающего более быстрое оттаивание и унос грунта в узкой полосе откоса берега. Вследствие этого образуются козырьки нависших над водой берегов. В нижнем течении Лены, где скорость потока не столь велика, образование ниш обычно происходит после штормового волнения. Высотное положение эрозионной ниши связано с эффективным воздействием потока в летнюю межень. Осенью, ближе к ледоставу, уровни в реке падают ниже горизонта образования ниши и козырьки нависшего берега сохраняются даже в зимний период. Во время ледохода уровни в реке высокие, перемещаемый рекой лед воздействует на вертикальные откосы мерзлого берега существенно выше уровня эрозионной ниши. Берег активно размывается потоком только на спаде половодья. К наступлению летней межени совместная деятельность ледохода и потока воды практически полностью уничтожает козырьки нависшего берега. Летом образование ниши вновь возобновляется.

Процесс разрушения берега льдом и эрозионную деятельность потока разделить невозможно. Суммарный результат этих явлений объясняет высокие скорости разрушения подмываемых откосов берегов, сложенных рыхлыми породами. Натурные наблюдения показали, что размыв берегов песчаных террас, цоколь которых расположен ниже уреза воды, на нижнем Вилюе (высотой 18-22 м) и средней Лене (высотой 28-50 м) происходит с той же интенсивностью что и пойменных берегов, имеющих высоту 4-8 м над меженью. Темпы разрушения берега на Лене, составляющие от нескольких до десятков метров за половодье, сопоставимы с подобными процессами на реках вне мерзлотной зоны.

Роль ледохода в разрушении мерзлых берегов столь велика, что эксперименты по применению инженерной защиты береговых склонов от размыва с помощью искусственного создания на склоне ледового панциря не имели успеха. Подобным образом от размыва весенним потоком защищали складированный на берегу грунт, предназначенный для строительства дамбы в Олекминске. Намороженный слой грунта был разрушен ледоходом, и в реку было смыто около 20 тыс. м³ песчано-гравийной смеси. Также пока не удачно заканчиваются попытки перекрытия проток ледяными плотинами на крупных реках бассейна Лены. Например, искусственная ледовая плотина на Амге, воздвигнутая примерно 10 лет назад, при разрушении вызвала мощные русловые переформирования на нижележащих перекатах, что полностью нарушило судоходство на отрезке в десятки километров. Попытка сдерживать ледоход в Ленске с помощью ледовой дамбы у о-ва Половинного окончилась неудачей. Искусственная плотина разрушалась при первых же подвижках льда.

Воздействие на русло

На Лене и ее притоках образование льда проходит при низких уровнях. После становления ледового покрова происходит краткосрочный подъем уровня. Как правило, подъемы воды не опасный, но именно в это время

происходит механическое разрушение осенним ледоходом поверхности речного дна. Торошение льда на отмелях участках реки приводит к разрушению отмостки и появлению локальных неровностей на дне. При замерзании воды в начале зимы происходит расклинивание трещин на поверхности скальных пород и каменных глыб в русле и т.д. Таким образом, руслоформирующая деятельность льда проявляется уже в начальный зимний период.

При снижении горизонтов воды в потоке в течение зимы усиливается дифференциация скорости течения. В глубоких плесах и у кромки берега течение заметно ослабевает, резко усиливаясь в корыте перекатов. Ледовые явления усугубляют этот процесс. В результате текущая вода на некоторых перекатных участках занимает меньше места, чем площади льда на дне. Кроме того, при полном замерзании реки имеет место стеснение потока и дополнительный напор, что вызывает повышение скорости течения в стрежневой зоне потока. Поэтому перекаты зимой размываются, происходит углубление узкого корыта. Перекаты углубляются по направлению узкого корыта. Например, в начале зимы на гребнях Павловского и Нижнего Бестяхского перекатов в Якутском узле разветвления р. Лены глубина составляла всего 1,5-2,5 м; к концу зимы, благодаря стеснению корыта переката льдом, глубина выросла до 4-6 м.

На валунно-галечных участках размыв корыта перекатов нередко происходит вплоть до скального основания. При ледоходе и зимних подвижках льда в аллювиальном валунно-галечном ложе выпахиваются длинные регулярные продольные борозды глубиной до 40 см. Их длина может быть до нескольких километров. Подобные борозды обнаружены при гидролокационном исследовании дна реки и были визуальным образом зафиксированы на перекате Хатын-Тумул (р. Лена) водолазами, которые опускались под воду в зимний период. Вместе с тем, на реках с валунно-галечным руслом часто наблюдаются процессы сглаживания движущимся льдом и утрамбовка аллювиальной отмостки. С годами отмостка кольматируется и превращается в естественную «булыжную мостовую» (Лодина, Чалов, 1994). Между хорошо пригнанными камнями прорастает трава. Такие участки дна не размываются потоком и способны выдержать очень большие скорости течения.

Однако, в определенный момент времени может происходить разрушение такой плотно уложенной отмостки льдом. В этом случае из отмостки в первый же год выносятся до 80% слагающего ее материала. При этом, чем ниже уровень положения отмостки, тем чаще она переформируется рекой, в первую очередь – льдом. При низких уровнях отмостка может быть разрушена либо при осенних подвижках льда, либо в момент самого начала подъема уровня весной, когда грунт, примерзший к нижней кромке льда, будет сдернут с места. Отметим, что в период весеннего ледохода и даже при первой подвижке льда уровни воды на реках бассейна Лены, как правило, достаточно высокие и нижняя кромка льда находится над поверхностью большинства русловых отмелей.

На реках с валунно-галечным руслом или скальным ложем крупный материал – валуны, глыбы курумов и обломки скал, который не спосо-

бен перенести поток, могут вмержнуть в лед и перемещаться им в последствие на некоторое расстояние. Кроме того, движущийся по реке лед может работать как бульдозер, выталкивая отдельные обломки на некоторое расстояние и утрамбовывая валунно-галечную отмостку.

При замерзании реки на быстротоках в переохлажденной воде лед образуется и на дне. Интересно описание руслоформирующей деятельности внутриводного и донного льда (Миллер, 1888): «...когда до ледохода шел снег, комья его, смачиваясь не застывшею водою, упадают также на дно и таким же способом застывают в ледяные глыбы. Они потом поднимаются с шумом на поверхность, вынося на себе неизбежно примерзшие к льдинам крепкие песчаники, гранитные камни с диоритами, глину и другие земли (крепкий, мелкозернистый гранит Ангары, тяжелый на вес, звонкий как металл, залегают поперек реки почти во всех местах перед порогами). Этот лед вода несет затем вниз до тех пор, пока он не задержится на окраинах замерзшей реки, где-нибудь на открытом плесе. Здесь лед примерзает ко дну только в неглубоких местах. В таких местах, когда идет шуга или начинается осенний ледоход, льдин набивается так много, что делаются из них плотины, и вода поднимается от 2 до 5 сажень, затопляя берега и разрушая селения. В Иркутске осенью и зимой скапливается глубинный лед в таком количестве, что производит заторы, причем вода поднимается так высоко, что вливается в городские улицы и производит наводнения, к счастью редкие».

В процессе подготовки к поступлению в русло грубообломочного материала – крупных валунов и даже огромных скальных обломков – большую роль играет речной лед. Он поступает на лед главным образом с крутых склонов долин. На поверхности горизонтального дна реки его перемещение может происходить только под натиском льда. К такому выводу удалось прийти, исследуя перемещение материала, слагающего дно верхнего Алдана: в районе переката Бюктелях в 1980 г. после обрушения нависшей над рекой гранитной скалы в русло вблизи фарватера попал крупный обломок длиной около 10-12 м и до 2 м в поперечнике. В этот момент его большая ось располагалась под углом 45° к направлению потока. В 1981 г. монолит был обнаружен развернутым ортогонально течению, а в 1985 г. на прежнем месте его уже не было.

Крупные обломки скал в русле рек бассейна Лены встречаются достаточно редко, преимущественно в местах пересечения гранитных массивов. На участках рек с врезанными руслами часто встречаются камни-одинцы объемом до 1 м³. Эти камни, периодически попадая на фарватер, оказываются препятствиями для судоходства, требуя проведения очистки дна. Так на судоходных реках бассейна Лены только в 1972 г. было удалено с фарватера более 5 тыс. камней-одинцов. Интенсивность поступления в русло реки камней зависит от их распространения на склонах. Например, камни-одинцы, извлеченные из русла р. Киренги во время Отечественной войны, в последующем на фарватере не встречались. В то же время на верхнем Алдане, где широко распространены курумные склоны, массовое извлечение камней-одинцов из русла реки не приносит ожидаемого эффекта, т.к. они продолжа-

ют поступать в прежнем количестве. На судоходном отрезке русла нижнего Витима «новые» поступления камней-одинцов, после массового извлечения их с фарватера на протяжении многих десятков лет, в настоящее время встречаются редко, но, однако, имеет место их новообразование.

Поступив в русло реки, камни-одинцы не могут перемещаться под действием влекущей силы водного потока, которая, особенно в придонной части потока явно недостаточна. На горных реках, имеющих большие уклоны, перемещение подобных камней частично можно объяснить аблювиальным эффектом. На крупных реках бассейна Лены, имеющих небольшие уклоны, перенос камней-одинцов вдоль русла может быть вызван только льдом. Сдвиг каждого камня-одинца льдом возможен либо после того, как он вмерж в толщу льда на отмелой части русла, либо путем выталкивания камня льдом по направлению течения. Перенос камней-одинцов на поверхности ледовых полей в естественных условиях не наблюдался. Если камень случайно оказывается на поверхности льда, то весной, по мере прогрева солнцем, лед под камнем успевает протаивать ещё до начала ледохода, и он проецируется на дно.

Первые весенние явления начинаются с постепенного подъема воды в реке и образования закраин. Однако наблюдения за процессами взаимодействия ледового покрова с руслом реки и берегами в этот период не проводятся. Поэтому мало что известно о процессах, которые наблюдаются в момент отрыва ледового припая от промерзшего дна. Единое поле льда разной толщины при всплытии подвержено неоднородным напряжениям, вызванным напором потока, и это должно находить отражение в воздействии льда на дно и берега реки (рис. 4). Локальный ледоход во второстепенных рукавах и на прибрежных мелководьях проходит спокойно, не вызывая видимых разрушений.

Подвижки льда, а их в период вскрытия может быть несколько, наиболее активны в местах перехода от плеса к перекату уже при достаточно высоких уровнях воды. При таких подвижках происходит «вспахивание» рыхлой поверхности бечевников и отмелей. Навалы льда и торосы, вызванные ими, как правило, образуются в одних и тех же местах. С одной стороны, образовавшиеся торосы препятствуют дальнейшему разрушению поверхности дна и берегов в период ледохода, с другой – подготавливают поверхность к разрушению потоком высокой воды после прохождения ледохода. К сожалению, места образования навалов льда не фиксируются при ледовой авиаразведке. Теоретически места торошения можно определить по анализу векторов поверхностных скоростей течения при уровнях начала подвижки льда. Цепочка образовавшихся торосов ограничивает проникновение воды на мелководные участки реки при дальнейшем подъеме уровня, сосредоточивая сток реки в сравнительно узкой стрежневой зоне. В период образования торосов, при навале на берега и отмели массивных ледяных полей, происходит «вспахивание» грунта. Лед захватывает слой земли или песка толщиной от 0,5 до 1,0 м и выталкивает его в направлении своего движения на расстояние от 5 до 20 м, в зависимости от уклона бере-

гового откоса. Далее лед ломается и нагромождает торосы. Нагромодившись у оголовков островов и отмелей, окаймляющие урез торосы «бронировать» берег от разрушения в период начала весеннего ледохода.

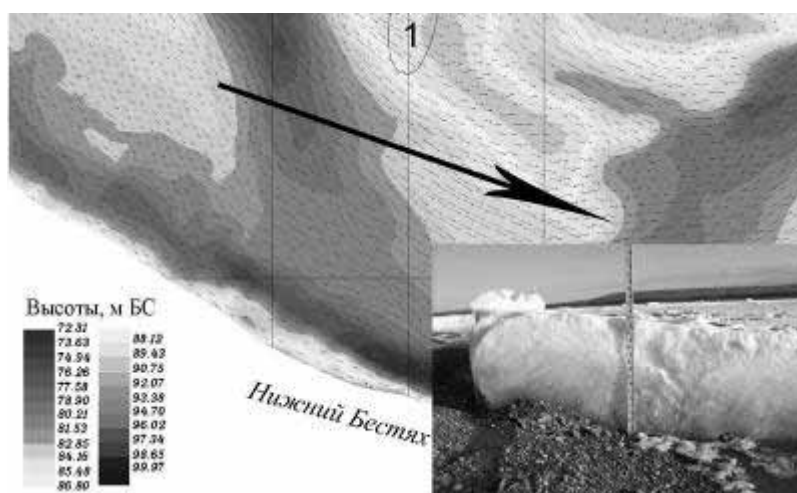


Рис. 4. Скорости течения, как показатель тензора напряжений в период начала подвижки льда (по данным компьютерного моделирования). Стрелка показывает результирующий вектор смещения ледового поля. 1 – места образования торосов. На фотографии – надвиг льда на берег.

В ледоход прослеживается прямая зависимость интенсивности заторных явлений от высоты уровня воды в начале ледостава. Это связано с увеличением массы льда в реке. Кроме того, при более высоких горизонтах воды снижается составляющая подземного, более минерализованного стока, что делает лед прочнее. Наряду с этим увеличиваются площади взаимодействия льда с ложем реки.

При ледоходе образовавшиеся торосы создают препятствие течению. Это часто приводит к образованию прорывов течения на поверхности островов и в шпорах меандр, появляются новые рукава даже на тех реках, в которых русловые переформирования происходят очень медленно. Например, в 1976 г. на р. Киренге в районе д. Юхты произошло формирование поперечного рукава, соединившего две параллельные протоки. Новый рукав прорезал поверхность острова, ширина его составляла несколько сотен метров. Благодаря затору льда, в конце 50-х годов на средней Лене быстро разработалась Хайтылахская протока, находившаяся в стороне от основного русла. Она остается глубокой до настоящего времени, а на протяжении 50 лет была даже судоходной. Подобные русловые переформирования, вызванные ледовыми явлениями, происходят бурно, но носят редкий и, зачастую, случайный характер. Здесь же на Лене в первые годы XXI века в истоках Буденновской протоки, вследствие перекрытия основного русла затором, произошло образование нового обходного рукава, прорезавшего по-

верхность пойменного острова. В настоящее время по нему проходит судовой ход, а в месте образования затора сформировалась обширная отмель.

Роль заторов льда

Торосы и навалы льда являются промежуточной стадией задержки в продвижении льда вниз по течению; следующей стадией являются заторы. Однако руслоформирующая роль заторов льда неоднозначна. На р. Лене и ее притоках следы работы заторов встречаются крайне редко. Исследование русла сразу же после прохождения ледохода, не выявило аномалий в его рельефе, которые могут быть объяснены только заторами. При этом результаты борьбы с заторами, в виде мощных воронок от взрывов на дне реки встречаются повсеместно. Так, при ликвидации затора в районе Петровской курьи (20 км ниже по течению от г. Якутска) на плесе в песчаном русле реки образовалась воронка глубиной в центре до 7 м от поверхности дна. Диаметр воронки – около 100 м. До середины лета воронка проявлялась в виде мощного водоворота, и занеслась наносами только на следующий год. В галечном русле средней Лены в районе г. Олекминска после подрыва в 1998 г. контейнера с взрывчаткой осталась воронка глубиной до 3 м от поверхности дна. Слой рыхлого материала был полностью вынесен до скального основания. Образовавшийся в узкой части реки глубокий плес сохраняется до настоящего времени.

Мощные навалы льда сохраняются после ледохода в виде скоплений на вершинах отмелей, берегах и оголовках островов (рис. 5). В вершине дельты Лены скопления льда на отмелях часто не тают до следующей зимы. Однако и в этом случае руслоформирующая деятельность заторов малозаметна, в песчаных руслах обычно нивелируясь потоком во время продолжительного половодья.



Рис. 5. Навалы льда на Ленских берегах после ледохода.

Сильные размывы в русле происходят при прорыве затора. Так при быстром разрушении катастрофического затора в районе г. Ленска в 2001 г. пиковые расходы воды достигали 58000 м³/с, это почти в два раза превышает максимальные расходы в реке в без заторных условиях. Однако этот рас-

ход быстро распластывается по длине участка и во времени (Беликов, Кочетков..., 2003). Прорыв затора приводит к перестройке продольного профиля водной поверхности реки: ниже места затора уровень воды повышается, а выше его падает. Образуется волна прорыва, опасная для населения и хозяйственных объектов. Скорость движения заторных масс может составлять 2-5 м/с. Волна прорыва обладает разрушительной силой, и результаты ее деятельности можно наблюдать даже на устойчивых к размыву участках реки. Так, после прорыва катастрофического затора, вызвавшего затопление Ленска в 2001 г., произошел мощный размыв берега высокой надпойменной террасы, на которой расположен п. Нюя. Дополнительное расширение русла Лены на этом участке привело к образованию острова над отмелью Самнагас, что является также еще одним очагом затора.

Теоретические исследования показали, что при прочих равных условиях затор возникает на участках рек, где происходит значительное увеличение глубины [Зайцев, Милитеев, 2003]. Формально образование затора можно описать исходя из следующих постулатов.

1. Внутренние напряжения в заторе уравновешены, т.е. на каждой выделенной площадке ледового поля

$$\tau = tg\varphi\delta + C,$$

где, τ и δ – касательное и нормальное напряжение на площадке, φ – коэффициент внутреннего трения, C – сцепление.

2. Нижняя (подводная) поверхность затора определяется из условий равенства касательного напряжения и сцепления. В первом (линейном) приближении оно условно выглядит:

$$\zeta_l = hC / \tau_{e_l}$$

где, ζ_l – отсчитывается от внешней поверхности льда.

3. Составляющей от веса льда вдоль направления потока x можно пренебречь по сравнению с трением о берега, т.е. рассмотрим равнинные реки с малыми уклонами. Тогда уравнения движения (сохранения импульса и массы) ледохода можно записать в виде:

$$\frac{\partial U\omega}{\partial t} + \frac{\partial \alpha UQ}{\partial x} = \lambda_0(U - U_0)^2 B - \lambda U^2 h;$$

$$\frac{\partial S\omega}{\partial t} + \frac{\partial US\omega}{\partial x} = 0.$$

Здесь: U – средняя по ширине реки и толщине ледоходного поля скорость движения льдин; U_0 – скорость течения воды; S – концентрация льда;

$$\omega = \begin{cases} \frac{hdB}{hBS_{кр}} & , \text{если } S < S_{кр} - \text{площадь сечения ледового поля} \\ a, & \text{если } S = S_{кр}. \end{cases}$$

где: h_d – толщина льдин; h – толщина ледового поля (может складываться из нескольких льдин); B – ширина реки во время ледохода; $S_{кр}$ – критическая

концентрация льда; $Q=U\omega$; λ_g – коэффициент гидравлического трения ледоходного поля о воду; λ – коэффициент трения ледового поля о берега;

$$\lambda = f\left(\frac{B}{L}, \frac{R}{L}, \frac{R\alpha}{SqL}, \frac{L}{hd}\right) \quad (2)$$

L – характерный размер льдин, R – радиус кривизны русла в плане; $R\alpha$ – нормативное сопротивление льда изгибу; α – коэффициент, характеризующий неравномерность скорости.

Рассмотрим случай, когда инерционными слагаемыми можно пренебречь. Тогда из (2) имеем:

$$\lambda(U - U_g)^2 B = \lambda U^2 h,$$

или

$$U = U_g / 1 + \sqrt{\lambda / \lambda_g h / B} \quad (3)$$

Пусть также рассматривается случай, когда стационарный ледоход происходит с предельной концентрацией. Тогда из второго уравнения (2) получим:

$$UhB = const \quad (4)$$

Подставляя в (4) в (3), получим:

$$\frac{h / h_g}{1 + \sqrt{\lambda / \lambda_g h / B}} = const \quad (6)$$

Рассмотрим два створа реки во время ледохода. Из (6) следует, что

$$\left(\frac{h / h_g}{1 + \sqrt{\lambda / \lambda_g h / B}} \right)_{\text{створ } \#1} = \left[\left(\frac{h / h_g}{1 + \sqrt{\lambda / \lambda_g h_0 / B_0}} \right) \right]_{\text{створ } \#2} \quad (7)$$

Далее всем параметрам в створе 0 дадим индекс «0». Тогда запишем:

$$\frac{h}{h_0} = \frac{h_g}{h_{g0}} \frac{1 + \sqrt{\lambda / \lambda_g h / B}}{1 + \sqrt{\lambda / \lambda_g h_0 / B_0}} \quad (8)$$

$$\frac{h}{h_0} = \frac{h_g}{h_{g0}} \frac{2(1 + \epsilon) + \epsilon(h\epsilon / h\epsilon_0) + \sqrt{(4 + 4\sqrt{\epsilon_0 + \epsilon(h\epsilon / h\epsilon_0)})(\epsilon(h\epsilon / h\epsilon_0))}}{2(1 + \sqrt{\epsilon_0})^2}, \quad (9)$$

где, $\epsilon = \lambda / \lambda_g$; $\epsilon_0 = \frac{\lambda_0}{\lambda_{g0}} h_0 / B_0$.

Анализ формулы (9) позволяет судить о параметрах реки, где может возникнуть затор. Пусть створ «0» характеризуется отсутствием нагромождения льдин ($h_0 = hd$). Из формулы (9) видно, что отношение толщины ледового поля в створах пропорционально отношению глубин. Поэтому при прочих равных условиях затор возникает на участках реки, где происходит значительное увеличение глубины.

Далее, при фиксированном vo чем больше v , тем больше h/ho . Из этого можно сделать следующие выводы:

- при прочих равных условиях заторы возникают при сужении русла;

- поскольку очевидно, что f в формуле (2) убывающая функция от R/L , то изгиб русла стимулирует образование заторов;

- аналогично из формулы (2) вытекает, что высокая прочность льда также стимулирует образование затора.

Следует отметить, что за ширину Bo (B) следует принимать ширину русла за вычетом ширины мелких участков, глубина в которых меньше или равна толщине льда.

Таким образом, формула (9) позволяет сформулировать основные морфологические особенности рек, стимулирующие образование заторов. Для прямолинейных русел наиболее опасным участком является углубляющееся русло с резким сужением. Узкая часть реки характеризуется эффективной шириной, т.е. шириной реки за вычетом мелководных участков, глубина в которых меньше или равна толщине льда. Для прямолинейных русел наиболее опасным участком является углубляющееся русло с резким сужением. В свою очередь высокая прочность льда стимулирует образование затора, но не является его причиной.

Ледоход и гидротехнические сооружения

Наиболее заметны результаты деятельности плывущего льда в начале ледохода в тех местах, где отсутствуют или всплывают с подъемом уровня воды бронирующие берег торосы. При повышении уровня в реке, поперечные перекосы водной поверхности, направленные в сторону берега, способствуют заталкиванию льда в устья притоков рек, во второстепенные протоки, в естественные и искусственные затоны. По мере снижения интенсивности ледохода разрушительное воздействие ледовых полей резко уменьшается.

Руслоформирующая деятельность плывущего льда в дальнейшем полностью вуалируется половодьем и летними паводками. Его следы обнаруживаются лишь там, где поток не в состоянии преобразовать берег и дно реки. Как правило, это места выхода в русло коренных пород, где лед прорезает ниши или отполировывает скалу до состояния «бараньих лбов». Гидротехнические сооружения – причалы, головные части и напорные откосы русловыправительных дамб, способные выдержать напор воды, зачастую, также серьёзно страдают от ледохода и со временем полностью выходят из строя. Наиболее мощное воздействие ледохода на гидротехнические сооружения наблюдается на быстротоках среднего течения Лены и ее крупнейших притоков, где русло сложено галькой и валунами. Например, во время одного половодья были разрушены все грунтовые полузапруды на верхнем Алдане (перекаты Солёный и другие), в течение нескольких лет ледоход уничтожил мощные полузапруды на Олекминском перекате р. Лены, воздвигнутые для сосредоточения течения в его корыте. Вследствие этого сле-

дует обратить самое пристальное внимание на защиту от ледохода противопаводковых дамб, возведенных в городах Ленске и Олекминске. В Ленске речной откос противопаводковой дамбы облицован армированным монолитным бетоном. Для защиты городской дамбы г. Олекминска, выполнена её облицовка габионными покрытиями. Для предотвращения напора льда непосредственно на дамбу предусмотрено строительство выдвинутых в русло полузапруд, которые, кроме защитных функций, имеют различные дополнительные предназначения: защиту приёмного устройства водозабора и портовых причалов и т.д.

На спокойных участках плесов и в песчаном русле гидротехнические сооружения более устойчивые и дольше противостоят ледоходу и половодью. Так, сохранилось большинство сооружений на верхней Лене, несмотря на отсутствие эксплуатационного ремонта в течение более 20 лет. Хотя за этот срок гидротехнические сооружения заметно разрушились. Количество сооружений на песчаном участке Лены не велико. Здесь они выполняют функции ограждения затонов, водозаборов и берега от размыва. В середине 90-х годов XX века нами были проведены специальные наблюдения за воздействием льда на эти сооружения. В период ледохода лед надвигался на сооружения на большую высоту, и он частично переваливал через вершину полузапруды. При этом фронтальная часть сооружений подвергалась большим разрушениям. Было предложено отсыпать перед сооружением песчаный пляж, а головную его часть защитить гравийным материалом. После выполнения предложенных рекомендаций перед фронтальной частью полузапруды образовывались мощные торосы, которые бронировали сооружение в течение всего периода ледохода. Разрушение торосов происходило только на пике половодья, когда прекращалась наиболее активная деятельность пльвущего льда.

Роль ледовых явлений в процессе подготовки поверхности ложа и берегов рек к дальнейшему разрушению потоком достаточно велика и требует более тщательного исследования. Расширение гидротехнического строительства и, особенно освоение пойменных пространств, требует более детального изучения воздействия ледовых явлений на инженерные конструкции. К сожалению, изучение ледовых процессов на реках проводятся от случая к случаю, и только в связи с катастрофическими последствиями, вызванными заторными наводнениями. Кроме этого требуется глубже разобраться в вопросах транспорта наносов речным льдом. В первую очередь это касается валунно-галечного материала, а также крупных камней, которыми часто бронируют поверхность гидротехнических сооружений.

ЛИТЕРАТУРА

Беликов В.В., Кочетков В.В., Зайцев А.А., Савельев Р.А., Сосуннов И.В. Компьютерное моделирование катастрофического заторного наводнения в районе г. Ленска. В сб. «Безопасность энергетических сооружений». Вып. 12. ОАО «НИИЭС». М.: 2003.

Бузин В.А. Заторы льда и заторные наводнения на реках. С-Пб: Гидрометеоиздат, 2004.

Донченко Р.В. Ледовый режим рек СССР. Л.: Гидрометеоиздат. 1984.

Зайцев А.А. Роль ледостава и весеннего ледохода в процессе формирования русла крупной реки (на примере среднего течения р. Лены). В кн. «Водохозяйственные проблемы русловедения». Тр. Академии водохозяйственных наук, М., 1994.

Зайцев А.А., Милитеев А.Н. Ледовые заторы и русловые процессы на р. Лене. В кн. «Безопасность энергетических сооружений». Вып. 11. М. 2003.

Котляков В.М. Мир снега и льда. М.: Наука, 1994.

Каталог заторных и зажорных участков рек СССР. Т. 2, Азиатская часть. Л.: Гидрометеоиздат, 1976.

Лисер И.Я. Весенние заторы на реках Сибири. Л.: Гидрометеоиздат, 1967.

Лодина Р.В., Чалов Р.С. Булыжная мостовая на больших реках. Природа. 1994. №7.

Методические рекомендации по предотвращению образования ледовых заторов на реках Российской Федерации и борьбе с ними. Шахраманьян М.А., Векслер А.Б., Пчелкин В.И. и др. – М.: ФЦ ВНИИ ГОЧС, 2003.

Миллер Ф.Ф. Восточная Сибирь. В кн. «Живописная Россия», изд-во «Товарищество М.О.Вольф», 1888.

Образование заторов и зажоров льда на реках. Труды ГГИ, 1972, Вып. 201, Л.: Гидрометеоиздат.

Рельеф среды жизни человека (экологическая геоморфология). М., Медиа-ПРЕСС, 2002.

Русловой режим рек Северной Евразии. М., 1994.

Р.С. Чалов

К ВОПРОСУ О ТИПИЗАЦИИ РУСЛОВЫХ ПРОЦЕССОВ И РУСЛОФОРМИРУЮЩИХ РАСХОДАХ ВОДЫ (ОТВЕТ «ОППОНЕНТАМ»)

[В содержание](#) [Библиография](#)

Учение о русловых процессах – сравнительно молодая наука. Даже сам термин «русловые процессы» появился лишь в 30-е годы XX столетия, а первое его определение – в середине 40-х годов. Поэтому до сих пор идут дискуссии даже о предмете самой отрасли знаний, изучающей русловые процессы, месте ее в системе наук, имеются различные подходы к оценке тех или иных явлений и направления в разработке теоретических основ науки и ее практических приложений. В принципе это свойственно любой науке на разных этапах ее развития. Дискуссии возникают, затухают, вновь появляются. Существуют в одной и той же научной дисциплине иногда несколько научных школ, возникновение которых обычно бывает связано с именами крупных ученых. И это никого, как правило, не смущает, т.к., во-

первых, «в спорах рождается истина», а, во-вторых, абсолютной истины не бывает, а время и практика определяют объективность и правильность того или иного подхода к решению задач.

На секции русловых процессов VI Всероссийского гидрологического съезда (сентябрь 2004 г.) З.Д. Копалиани выступил с критикой некоторых положений теории русловых процессов, развиваемых «маккавеевской школой» в МГУ. Через год (ноябрь 2005 г.) на ежегодном собрании секции «Русловедение и восстановление рек» Академии проблем водохозяйственных наук состоялся доклад З.Д. Копалиани, в котором он также пытался доказать, что развиваемое в МГУ направление, в том числе и некоторые положения, выдвинутые еще Н.И. Маккавеевым, бесперспективны. В конце 2006 г. вышли из печати «Труды VI Всероссийского гидрологического съезда», в которых была опубликована статья З.Д. Копалиани. В ней сформулированы эти его соображения, которые под флагом дискуссии по существу декларируют в качестве единственно возможного только направление, созданное в Государственном Гидрологическом институте. Уже поэтому они не могут быть оставлены без внимания; но в них не только содержатся несправедливые упреки, но, главным образом, искажаются или тенденциозно трактуются некоторые положения «маккавеевской школы».

Есть, всегда были и будут дискуссионные вопросы. Но дискуссия только тогда есть дискуссия, когда обе стороны спорят, но не обвиняют друг друга, стараются понять альтернативные аргументы, сопоставить их со своими, согласовать взгляды, увидеть сходство и различия. Но если одна из сторон при этом добивается только собственной монополии, отменяя взгляды другой стороны – наука вступает в кризис, если не найдутся силы, противостоящие такой монополии.

Прочтение статьи З.Д. Копалиани в «Трудах VI Всероссийского гидрологического съезда» позволяет «подписаться» без всяких замечаний под многими выдвинутыми им положениями в ряде ее разделов. Можно лишь говорить о частностях, которые не меняют общего существа концепции, и в них нет предмета для дискуссии. Но есть проблемы – классификации русел (типизации русловых процессов), руслоформирующих расходов воды и стока наносов как фактора русловых процессов, которые решаются неоднозначно, возникают принципиальные расхождения. Но каждый ученый (или группа ученых) имеет право на свое видение проблемы и пути ее решения. В настоящее время в учении о русловых процессах, точнее – в его географо-гидрологическом направлении, сложились две научные школы – ГГИ и МГУ. Между ними существуют разногласия, но есть и много общего. Иногда споры носят терминологический характер. Поэтому не раз возникали дискуссии, но одновременно и неоднократно согласовывались подходы и позиции. Б.Ф. Снищенко стал одним из разработчиков содержания карты «Русловые процессы на реках СССР» [1990], которая создавалась в МГУ. В ее легенде были сопоставлены основные термины, чтобы потребителями могли быть приверженцы как школы МГУ, так и ГГИ. В тех же «Трудах VI Всероссийского гидрологического съезда...» в общем докладе, составлен-

ном представителями разных научных школ, есть фраза: «В наибольшей степени сближение школ видно при сравнении типизации русловых процессов ГГИ и МГУ» и далее: «такой подход... в принципиальном плане обеспечивает согласование научных подходов МГУ и ГГИ» [Снищенко, Дебольский и др., 2006, с. 10].

В статье З.Д. Копалиани, опубликованной в «Трудах...», также есть такое высказывание: «Необходимо (*подчеркнуто нами – РСЧ*) сближение взглядов различных школ и направлений, изучающих русловую процесс... Необходимо также согласование и унификация содержания принципиальных положений, терминологии... и классификации руслового процесса, используемых различными научными школами и отдельными авторами» (с. 17). Все это можно было бы только приветствовать. Но предшествующие этим словам З.Д. Копалиани заключения не могут не поставить под сомнение искренность этих его утверждений. Таковы безапелляционные выводы об абсолютной безупречности классификации ГГИ и неудачности из-за чрезмерно большого числа выделенных типов классификации МГУ, о том, что «понятие «руслоформирующего расхода воды» как некоторого «логического расхода воды» (оно наиболее часто «используется в работах МГУ») представляется несостоятельным и поэтому устаревшим» (с. 13). То-есть, З.Д. Копалиани призывает к директивной отмене одного из важных (но не главных, как это пытается внедрить в сознание читателя З.Д. Копалиани) понятий и о дискредитации разработанной в МГУ классификации (последнее в наиболее полной мере делает М.М. Гендельман [2006] в статье, помещенной в тех же «Трудах...»).

Читая статью З.Д. Копалиани, можно выделить несколько вопросов, по которым он выражает принципиальное несогласие с позицией МГУ и которые, следовательно, требуют соответствующего ответа.

З.Д. Копалиани пишет: «Примером классификаций с чрезмерно большим числом выделенных типов является классификация МГУ [14] (*в квадратных скобках – ссылка на монографию Р.С. Чалова, Лю Шугуана и Н.И. Алексеевского «Сток наносов и русловые процессы на больших реках России и Китая» [2000], в которой только приводится эта классификация, но не обосновывается: не в этом была задача книги; в то же время не упоминаются специальные работы по этой проблеме [Чалов, 1996; Чалов, Алабян и др., 1998 и др.] – РСЧ*). В этой классификации в отличие от типизации ГГИ, в качестве классификационного признака используется качественный критерий – характер проявления ограничивающего фактора. Выделены врезанные, адаптированные и широкопойменные типы русел, в рамках которого детализируется 48 разновидностей речных русел». Мне, как автору этой классификации, представляется, что со временем их может быть еще больше: все зависит от уровня наших знаний речных русел, их морфологии и деформаций. Когда-то говорилось о руслах рек вообще, а классификация МГУ неоднократно дополнялась новыми разновидностями, которые ранее не были описаны.

З.Д. Копалиани, формально сложил все ячейки классификационной таблицы, в которых разновидности разветвлений, излучин, прямолинейных русел неоднократно (до трех раз) повторяются, будучи соотношенными с их проявлениями (а, следовательно, с их морфологией и соответствующими им схемами деформаций) в разных условиях. Жаль, что оппонент не знает, что излучины, прямолинейные русла и разветвления имеют различные гидролого-морфологические характеристики, по-разному развиваются в широкопойменном (свободные условия), врезанном и адаптированном русле (аналог последнего – ограниченное меандрирование, в классификации ГГИ). Именно выделение этих трех типов – основа классификации МГУ. В этом она совпадает с классификациями К.И. Россинского и И.А. Кузьмина, к которым апеллирует З.Д. Копалиани, Н.И. Маккавеева, О.В. Андреева и И.А. Ярославцева и др. Но эта основа отсутствует в типизации ГГИ. З.Д. Копалиани же классификацию ГГИ трансформирует, выделяя в ней «с необходимой (? – РСЧ) детализацией прямолинейные русла (такого термина просто нет в трудах основоположников гидроморфологической теории ГГИ [Кондратьев и др., 1982]), меандрирующие русла (в классификации ГГИ есть свободное, ограниченное и незавершенное меандрирование), разветвленные русла (у ГГИ – пойменная и русловая или осередковая многорукавность) и отступая при этом от строгой последовательности в расположении типов русла.

Три основных морфодинамических типа русла выделяются практически всеми исследователями, и в этом отношении классификация МГУ стоит в их ряду. На этом уровне классификации или можно остановиться, или развивать ее для учета большего или меньшего разнообразия форм русел и условий их формирования. Последнее и сделано при разработке классификации МГУ. Классификация ГГИ тоже содержит больше типов русел, чем классификация К.И. Россинского и И.А. Кузьмина (если считать, по З.Д. Копалиани, что последняя составляет ее основу). Но МГУ и ГГИ пошли разными путями ...

Одно из различий – учет того, что русловые процессы неодинаковы по механизмам развития и формам проявления на горных и равнинных реках. З.Д. Копалиани – автор интересной работы по русловым процессам на горных реках Кавказа; тем не менее, он не заметил разницы между ними на реках в горах и на равнинах. Взаимодействие же бурного или спокойного потока с разными по составу отложениями – песчаными, преобладающими на равнинных реках и галечно-валунными на горных) определяет очень сильные отличия в морфологии и динамике их русел, и это нашло отражение в типизации МГУ. Не видеть этой разницы означает игнорирование не только идей Н.И. Маккавеева и его последователей в МГУ, но и результатов исследований таких ученых как В.Ф. Талмаза и А.Н. Крошкин [1968], К.Ф. Артамонов, В.В. Ромашин, которые плодотворно работали в области изучения русловых процессов на горных реках. Такая позиция увеличивает риск ошибок при решении практических задач. Не даром же З.Д. Копалиани, приспособившая типизацию ГГИ к горным рекам, говорит, например, о

«горной пойменной многорукавности». Прилагательное «горное» еще мало еще что проясняет, т.к. остается за скобками вопрос о схемах деформаций этого типа русла, но и это уже прогресс.

Предметом критики З.Д. Копалиани стал «качественный критерий – характер проявления ограничивающего фактора» в классификации МГУ. Но, во-первых, он не носит «качественный» характер: еще 30 лет назад были предложены соответствующие количественные критерии для отнесения русел рек к широкопойменным (свободные условия развития русловых деформаций), врезанным (ограниченные условия) или адаптированным (промежуточные) [Чалов, 1979]. Во-вторых, это замечание связано с использованием термина «ограничивающий фактор» русловых процессов. Ограничивающий фактор – чего? Ограничить процесс – нельзя. Можно изменить скорость деформации русла, создать ограничивающие условия для них как формы проявления русловых процессов. Но ведь нельзя ставить знак равенства между понятиями «русловые процессы» и «русловые деформации». В этом вопросе, действительно существуют расхождения между научными школами МГУ и ГГИ. Показательно сравнение определений этих терминов в «Гидрологическом словаре» А.И. Чеботарева [1964]: «Русловой процесс – постоянно происходящие изменения морфологического строения речного русла и поймы, обусловленные действиями текущей воды» (с. 162); «русловые деформации – изменения размеров и положения в пространстве речного русла и отдельных русловых образований, обусловленные работой потока и связанными с перемещением наносов» (с. 163). В чем разница? Только в словах, а не в сущности определяемых ими терминов. Первое из этих определений – основополагающее в гидроморфологической теории ГГИ. По определению, принятому в МГУ, русловые процессы ... совокупность явлений, связанных с взаимодействием потока и грунтов, слагающих ложе реки, эрозией, транспортом и аккумуляцией наносов, определяющих размывы (намывы) дна и берегов рек, развитию различных форм русел и форм руслового рельефа, режим их сезонных, многолетних и вековых изменений [Маккавеев, Чалов, 1986; Чалов, 1997, 2008].

Излучины, разветвления русел, относительно прямолинейное русло по-разному развиваются в узкой долине, при отсутствии поймы или в очень широкой долине, когда пойма намного, иногда в десятки, раз превышает ширину русла. Отсюда вытекает необходимость выделения широкопойменных, врезанных и адаптированных русел. Эти геоморфологические типы русел соотносятся с каждым из основных морфодинамических типов. В классификации ГГИ именно по этому признаку выделяются свободное и ограниченное меандрирование [Кондратьев и др., 1982].

Основные морфодинамические типы русла, которые были выделены еще К.И. Россинским и И.А. Кузьминым, внутренне очень различны. Эти различия Н.И. Маккавеев [1955] объяснял особенностями гидравлической структуры потока. Однако З.Д. Копалиани не видит разницы между различными излучинами и тем более разветвлениями. Последние вообще практически выпадают из сферы его внимания, очевидно потому, что в ти-

пизации ГГИ их разнообразие сводится к выделению русловой и пойменной многоорукавности. Может быть этого было достаточно на уровне знаний 50-начала 60-х годов. Но уже тогда Н.И. Маккавеев показал на примере разработки схем проектирования судовых ходов необходимость учета морфологических и динамических различий разветвленных русел [Проектирование судовых ходов ..., 1964], а Ф.М. Чернышов [1973] опубликовал специальную книгу о разветвлениях на больших судоходных реках и приемах их выправления. Чтобы знать, как развиваются разветвленные русла и какими морфологически они бывают, с ними нужно познакомиться, проведя исследования на средней и нижней Лене, Оби, Северной Двине. В лабораторных условиях и на малых реках разветвления редки, морфологически просты или отсутствуют. Это разнообразие разветвлений, как и излучин и прямолинейных русел (причем на уровне форм самого русла, а не грядовых форм руслового рельефа) в полной мере учтено в классификации МГУ. Совсем недавно В.А. Седых и др. [2007] показали, что для рек с разными типами разветвлений разработаны особые методы и приемы регулирования русел для обеспечения безопасности водных путей.

Проблема «числа» типов русел поэтому вызывает удивление. Почему их обязательно должно быть мало? Может быть, Д.И. Менделеев выделил чрезмерно большое число химических элементов, А.Е. Ферсман – чрезмерно большое число минералогических комплексов? Н.И. Маккавеев [1976], выступая на IV Всесоюзном гидрологическом съезде, говорил, обосновывая применение закона «ограниченности морфологических комплексов» к русловым процессам: «при действительно бесконечном количестве возможных сочетаний химических элементов и типов структур кристаллических решеток количество существующих минералов ограничено тремя-четырьмя десятками тысяч» (!) (с. 12). Конечно, стольких разновидностей русел выделять, нет смысла, но и ограничиться тремя основными типами – извилистым (меандрирующим), разветвленным, прямолинейным тоже нельзя. Необходимо также учесть их различия на горных и равнинных реках, в широкопойменном и врезанном русле, а далее, в зависимости от целей и задач, – разновидности каждого из них. В одном случае использование упрощенной классификации достаточно, в другом это приведет к ошибкам в оценках русловых деформаций. Использование подробной классификации русел рек может оказаться излишним, но при этом оно снижает риск ошибок в прогнозах русловых деформаций. Именно поэтому классификация МГУ известна в двух вариантах. Первый вариант – подробный. В нем типизация русел представлена в виде системы блоков: I – горные, полугорные и равнинные реки; II – широкопойменные, врезанные и адаптированные русла; III – собственно морфодинамические типы русла: прямолинейные, меандрирующие (извилистые) и разветвленные русла; блок IV – формы русла второго порядка; V – типы русла по развитости форм руслового рельефа; и т.д. Дополнительно приводится перечень всех разновидностей основных типов раздельно для широкопойменных, врезанных и адаптированных русел (свободных, ограниченных и промежуточных условий развития русло-

вых деформаций). Второй вариант – сокращенный, включает только три первых из перечисленных выше блока классификации, рассчитанных на учет основных черт подобия и отличий русел рек.

В опубликованной в тех же «Трудах ...» статье М.М. Гендельмана [2006] утверждается также в отношении классификации МГУ, что «в ней отсутствует классификационный признак» [с. 91]. Зная эти мнения (еще по докладам на съезде), было выполнено обобщение уже опубликованных ранее работ [Чалов, 2007], которое показывает, что классификационные признаки разработаны для каждой (из чрезмерно большого числа, по З.Д. Копалиани) разновидности излучин, разветвлений, прямолинейных русел, для них даны принципиальные схемы развития деформаций. Возможно, это поможет оппонентам сориентироваться в имеющихся публикациях и более обоснованно выбирать объекты критики. Пока что создается впечатление, что, не принимая разработки МГУ а'ріогі и не желая читать соответствующие статьи и книги, оппоненты следуют принципу, вытекающему из двух русских поговорок: «слово – не воробей, вылетит – не поймаешь» и «что написано пером – не вырубишь топором». Главное – сказать и написать ...

Руслоформирующие расходы воды – еще одно «революционное» соображение З.Д. Копалиани, заключающееся в утверждении, что само это понятие «представляется несостоятельным и поэтому устаревшим» (с. 13). Однако его используют многие исследователи (И.Ф. Карасев, В.С. Лапшенков, В.И. Антроповский), а не только Н.И. Маккавеев и его последователи, хотя у каждого из них существуют свое видение этого понятия и свои методы его определения. Подход Н.И. Маккавеева в отношении Q_{ϕ} был принят М.А. Великановым [1958] и К.В. Гришаниным [Руководство ..., 1974]. Он является основой для определения радиусов кривизны выправительных трасс и судовых ходов на перекатах. Анализ эффективности разных подходов к выбору Q_{ϕ} изложен в специальной статье [Чалов, 2006]. В ней же содержится обоснование методики Н.И. Маккавеева.

Первый критический тезис З.Д. Копалиани в отношении определения Q_{ϕ} по методике Н.И. Маккавеева: «в расчет берется общий сток наносов (мутность), а не донные наносы, которые определяют русловые деформации» (с. 13). Уже в использовании терминов можно найти повод для дискуссии. З.Д. Копалиани полагает, а это видно из приведенной цитаты, что общий сток наносов и мутность – это синонимы. Но уже студент первого курса знает, что мутность определяет не общий сток наносов, и даже не сток взвешенных наносов, а их содержание в воде. Удивительно, что между ними ставится знак равенства! Во-вторых, Н.И. Маккавеев и его последователи не включают общий сток наносов в расчетную формулу. Обратимся к первоисточнику: «Примененный нами метод определения руслоформирующего расхода основывается на использовании уравнения, связывающего твердый расход с двумя гидравлическими параметрами потока (подчеркнуто нами – РСЧ): расходом воды и продольным уклоном» [Маккавеев, 1955, с. 184]. То-есть, в расчет включается не сама величина стока наносов, а только значение того расхода воды, при котором он получает наибольшее

значение для данной реки и в данном створе. При этом речь идет о вероятностной характеристике, поскольку «для расчета нужно иметь кривую вероятности расходов воды (за 20-25 лет)» [Проектирование..., 1964, с. 22]. Это определяет и формулировку понятия «руслоформирующие расходы»: «расходы воды, при которых переносится (в многолетнем разрезе) максимальное количество наносов, вследствие чего их влияние на формирование русла оказывается наибольшим» [там же].

Итак, не величина расхода наносов, а только уравнение, связывающее этот расход с определяющими факторами – расходом воды и уклоном, плюс повторяемость расходов за последовательные периоды повышений и понижений водности рек (20-25 лет) входят в расчетную формулу. При этом Н.И. Маккавеев, вводя в расчет Q_{ϕ} повторяемость расходов воды в многолетнем плане, подчеркивал, что «даже в низкую межень поток все же переносит некоторое количество наносов, суммарный объем которых может быть довольно значительным вследствие продолжительности меженного периода» [1955, с. 183]. В результате «на большей части перекатных участков деятельность половодья и межени по формированию русла примерно равноценны» [Проектирование..., 1964, с. 23]. Можно рекомендовать З.Д. Копалиани внимательно изучить первоисточники, а не пренебрегать ими лишь на основании, что излагаемые в них методы и подходы не совпадают с его взглядами на взаимодействие потока и русла.

Второй тезис З.Д. Копалиани, который, с его точки зрения, опровергает маккавеевский подход к определению Q_{ϕ} , следующий: «... на равнинных реках, доля стока неруслоформирующих транзитных наносов в общем стоке наносов может достигать 90%» (с. 13). Исходя из этого, донные наносы которые и являются, следовательно, руслоформирующими, составляют 10% и менее общего стока наносов.

Но, во-первых, руслоформирующими наносами являются не только донные, но и часть, большая или меньшая, взвешенных. Граница между ними достаточно условна: в разные фазы водного режима, в половодье и межень, один и те же наносы могут быть руслообразующими или транзитными в зависимости от гидравлических характеристик потока. Аналогичная ситуация характерна и для разных частей поперечного сечения русла, где очень различны скорости и глубина потока. Это обнаружил сам З.Д. Копалиани [1985] при анализе соотношения кумулятивных кривых гранулометрического состава взвешенных и влекомых наносов. На Хуанхэ во время летних паводков практически все наносы перемещаются во взвеси; но на спаде, когда расходы воды и транспортирующая способность потока снижаются, они перемещаются по дну, а затем переходят в состав русловых отложений. В конечном счете, взвешенными или влекомыми наносы называются в зависимости от способа их измерения: батометрами – бутылками для отбора проб воды на мутность, донными батометрами или по параметрам и скоростям смещения донных гряд. В зависимости от фазы режима или места измерения наносы одной и той же крупности могут оказаться взвешенными или влекомыми.

Более или менее четкого определения термина «транзитные» наносы в литературе нет. По-видимому, к ним следует относить те частицы, которые во все фазы водного режима находятся в толще потока и никогда не попадают в русловые отложения. Но тогда, следуя высказыванию З.Д. Копалиани, 90% всех наносов транзитом проходит по реке и выносится в приемный бассейн. Если в общем стоке наносов так мало (меньше 10%) руслообразующих, то почему они являются важнейшим фактором русловых процессов?

Утверждение З.Д. Копалиани [2004] об абсолютном доминировании в стоке наносов взвешенных частиц до недавнего времени было господствующим в гидрологической литературе. Но как не задуматься о том, что многие реки в межень буквально «тонут» с песчаных отложениях, образующих обширные прирусловые отмели, составляющие большую часть ширины русла в пойменных бровках? Эти отложения в составе форм руслового рельефа перемещаются на десятки и сотни метров в год. Их возникновение и смещение в разные фазы водного режима формируют сток влекомых наносов.

Скорее всего такое расхождение с данными наблюдений связано с отсутствием надежных гидрометрических средств определения расходов влекомых наносов. Имеющиеся расчетные методы дают большой разброс определенных по ним расходов. обстоятельный анализ их был выполнен З.Д. Копалиани [2004], и с его выводами и рекомендациями можно согласиться, но ... только для малых рек – Поломети, Лабе, которые явились полигонами для проверки формул. Это реки действительно имеют малый сток влекомых наносов. А почему не осуществить проверку формул для малых и тем более средних и больших рек, которых в межень обсыхают огромные побочни, по ширине превышающие ширину водной поверхности – для на нижней Оки или среднего Дона, Вычегды или Северной Двины? По данным Н.И. Маккавеева [1955] смещение только побочней на разных реках во время половодья обеспечивает от 1 до 25% стока влекомых наносов от общего. Но ведь и в другие фазы режима идет перемещение гряд; в межень идет активное смещение микроформ грядового рельефа, мелеют или размываются перекаты. По нашим расчетам [Чалов, 1964], на Вычегде в побочнях в половодье перемещается 75% стока влекомых наносов, определенного с учетом всех форм грядового смещения наносов в течении года, а он составляет на этой реке 35% от общего стока речных наносов [Резников, Чалов, 2005].

В этой связи несколько слов о методике расчета средних многолетних характеристик стока влекомых наносов для неизученных рек, предложенной Н.И. Алексеевским [1987, 1998]. Она неоднократно проверялась на малых и больших (Оби, Северной Двине, Лене) реках. Соответствующие расчеты показали, что доля стока влекомых наносов от общего стока речных наносов достигает иногда 50% и более, снижаясь в определенных условиях до 10% и менее.

Методике Н.И. Алексеевского и ее использованию – уже более 20 лет. Тем не менее З.Д. Копалиани [2004] не нашел возможным включить ее обзор существующих подходов и методов в оценке стока влекомых наносов. Возможно, это связано с непониманием подходов других специалистов,

использующих иные соотношения между стоком наносов и определяющими факторами. Но очевидно ближе к истинной причине мнение, высказанное в статье М.М. Гендельмана [2006, с. 91]: чужие (в данном случае ученых МГУ) публикации он бездоказательно квалифицирует как «весьма некорректные», использующие «абсурдные аргументы и аналогии». Другими словами, всех, кто не развивает гидроморфологическую теорию ГГИ, можно и должно игнорировать. В обзорных же статьях это приводит к дезинформации читателя.

Во всяком случае, выступая с докладом о концептуально-методологических аспектах современной теории руслового процесса, З.Д. Копалиани обнаружил весьма слабое знание литературы, умышленно исказил смысл представлений, не соответствующих его воззрениям и откровенно игнорировал результаты исследований, полученные в других научных школах. В частности, речь идет о большой величине стока влекомых наносов; о значительной части руслообразующих частиц в составе взвешенных наносов. Поэтому «принципиальное» возражение в отношении учета общего стока наносов при определении Q_{ϕ} является беспочвенным.

Третий тезис-возражение З.Д. Копалиани по поводу Q_{ϕ} касается несоответствия уровня воды при руслоформирующем расходе и высоты поверхности побочной и мезоформ, которые этот расход должен формировать. Поскольку он ниже их, то, по мнению З.Д. Копалиани, использование Q_{ϕ} лишено смысла. Это – удивительное заключение исследователя, занимающегося русловыми процессами и развитием гряд. Микроформы образуются, смещаются, размываются, трансформируются и в межень, когда наиболее высокие части побочной обсыхают. Но нижняя их часть, подводная в низкую межень, другие части русла продолжают развиваться, что сказывается на размывах и обмелениях перекаатов уже после спада половодья, в заносимости прорезей в межень. А как быть с известной качественной формулой Г.И. Шамова: перекааты намываются в половодье, размывается в межень? Если это незнание русловых процессов, то можно посоветовать оппонентам почитать хотя бы монографию Н.И. Маккавеева «Русловой режим рек и трассирование прорезей» [1949].

Еще один, четвертый, аспект «критики» З.Д. Копалиани сводится к тому, что «на реках, сложенных из крупных наносов, их массовая подвижка происходит только при высоких паводках менее 10% обеспеченности»;... «при расходах воды, обеспеченностью более 10%, т.е. при неподвижных донных отложениях», проходит только сток взвешенных наносов, и, следовательно, говорить о руслоформировании «также лишено смысла» (с. 13). Но кто и где обосновал это критическое значение – 10% обеспеченности, выше которого русловые частицы не перемещаются? В.Ф. Талмаза и А.Н. Крошкин [1968] для горных (!) рек Киргизии «в первом приближении» (с. 62) показали, что деформации наблюдаются при расходе воды вплоть до 20% обеспеченности в зависимости от величины деформации (их соотношения с размерами выступов шероховатости). Если же обратиться к нашим данным [Чалов, 1979], то оказывается, что на реках с галечно-валунным руслом самая боль-

шая обеспеченность руслоформирующего расхода (между прочим ниже отметок побочной) очень редко превышает эти 10%. В целом обеспеченность Q_{ϕ} колеблется в очень широких пределах, а снижение ее величины характерно для рек с крупными (галечно-валунными) отложениями.

И еще один факт: на верхней Лене с галечно-валунным руслом пролезаются в течении навигации и требуют проведения ремонтных дноуглубительных работ. В этих условиях трудно согласиться с мнением З.Д. Копалиани, что на реках с галечно-валунными наносами русло формируется только в половодье.

На этом можно было бы и завершить. Но З.Д. Копалиани, предлагая исключить понятие «руслоформирующий расход воды», выдвигает понятие «руслонаполняющий расход». По его мнению (без доказательств), его использование «физически более обосновано». Подобных «назначенных» расходов достаточно много..., в том числе и под этим термином. Но общие, зачастую правильные, рассуждения о том, что при этом происходит в русле, требует обоснований. Но З.Д. Копалиани этого не делает, очевидно, считая, что предлагаемое им есть абсолютная истина.

В заключение следует отметить, что всегда бывают расхождения в подходах, классификациях, других элементах научного анализа и синтеза. Можно и нужно вести дискуссии, но они должны быть корректными и взаимообразными. Если же в них преследуется цель доказать, что только оппоненты владеют абсолютной истиной, а другие только заблуждаются, то это не дискуссия, а приговор. К счастью, для науки это не является правилом, а скорее неприятным исключением.

ЛИТЕРАТУРА

Алексеевский Н.И. Формирование и движение речных наносов. М.: Изд-во МГУ. 1998.

Алексеевский Н.И., Гайкович А.Б. К расчету стока влекомых наносов на неизученных реках в период межени // Метеорология и гидрология. 1987. № 8.

Великанов М.А. Русловой процесс. М.: Госфизматиздат. 1958.

Гендельман М.М. Гидролого-морфологическая теория руслового процесса: от постулатов к методам расчета деформаций речных русел // VI Всероссийский гидрологический съезд. Доклады. Секция 6. Проблемы русловых процессов, эрозии и наносов. М.: Метеоагентство Росгидромета. 2006.

Кондратьев Н.Е., Попов И.В., Снисченко Б.Ф. Основы гидро-морфологической теории руслового процесса. Л.: Гидрометеиздат. 1982.

Копалиани З.Д. О соотношении расходов донных и взвешенных наносов в реках // Гидрофизические процессы в реках и водохранилищах. М.: Наука. 1985.

Копалиани З.Д. Концептуально-методологические и прикладные аспекты современной теории руслового процесса // VI Всероссийский гидрологический съезд. Доклады. Секция 6. Проблемы русловых процессов, эрозии и наносов. М.: Метеоагентство Росгидромета. 2006.

Копалиани З.Д., Костюченко А.А. Расчеты расхода донных наносов в реках // Сб. работ по гидрологии. № 27. СПб: Гидрометеиздат. 2004.

Маккавеев Н.И. Руслевой режим рек и трассирование прорезей. М.: Речиздат. 1949.

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

Маккавеев Н.И. Общие закономерности эрозионно-руслевых процессов // Труды IV Всесоюзного гидрологического съезда. Том 10. Руслевые процессы. Л.: Гидрометеиздат. 1976.

Проектирование судовых ходов на свободных реках / Труды ЦНИИЭВТ. Вып. 36. 1964.

Руководство по проектированию коренного улучшения судоходных условий судоходных рек на затруднительных участках свободных рек. Л.: Транспорт. 1974.

Руслевые процессы на реках СССР. Масштаб 1:4 000 000. М.: ГУГК СССР. 1990.

Седых В.А., Ботвинков В.М., Дегтярев В.В. Безопасность жизнедеятельности на внутренних водных путях. Новосибирск: Сибирское соглашение. 2007.

Снищенко Б.Ф., Дебольский В.К., Чалов Р.С., Гладков Г.Л., Кузнецов М.С. Проблемы изучения и мониторинга руслевых процессов, эрозии и стока наносов для обеспечения современных потребностей экономики // VI Всероссийский гидрологический съезд. Доклады. Секция 6. Проблемы руслевых процессов, эрозии и наносов. М.: Метеоагентство Росгидромета. 2006.

Талмаза В.Ф., Крошкин А.Н. Гидроморфометрические характеристики горных рек. Фрунзе. Кыргызстан. 1968.

Чалов Р.С. Определение расхода донных наносов по скорости смещения аккумулятивных форм рельефа речного русла // Количественные методы в географии. М.: Изд-во МГУ. 1964.

Чалов Р.С. Географические исследования руслевых процессов. М.: Изд-во МГУ. 1979.

Чалов Р.С. Типы руслевых процессов и принципы морфодинамической классификации речных русел // Геоморфология. 1996. № 1.

Чалов Р.С. Руслформирующие расходы воды // Вестник Моск. ун-та. Сер. 5. География. 2006. № 1.

Чалов Р.С. Руслевые процессы и морфодинамика речных русел: критерии типизации // Вестник Моск. ун-та. Сер. 5. География. 2007. № 2.

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

Чалов Р.С., Лю Шугуан, Алексеевский Н.И. Сток наносов и руслевые процессы на больших реках России и Китая. М.: Изд-во МГУ. 2000.

Чеботарев А.И. Гидрологический словарь. Л.: Гидрометеиздат. 1964.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ РЕЧНЫХ ДОЛИН

В.А. Брылев

ПРОИСХОЖДЕНИЕ И СТРОЕНИЕ РЕЧНЫХ ДОЛИН ВОЛГО- ДОНСКОГО РЕГИОНА

[В содержание](#) [Библиография](#)

Волго-Донской регион в понимании автора – территория Среднего Дона и Нижней Волги, где две великие русские реки сходятся на минимальное расстояние (60 км), а затем вновь расходятся и впадают в Каспийское и Азовское моря на расстоянии 600 км друг от друга. Известный географ А.И. Воейков писал: «Ничего подобного более нет на земном шаре, т.е. нигде столь значительные реки, принадлежащие к различным морским бассейнам, не сближаются так, как Дон и Волга близ Царицына...». В тектоническом отношении регион на протяжении «геоморфологического этапа» [Герасимов, 1970] характерен устойчивым унаследованным развитием главнейших структур – склонов Воронежской антеклизы и сопряженного с ними Пачелмского авлакогена и Прикаспийской синеклизы.

Как следствие тектонического развития территории большое значение на новейшем этапе имели резко усиливающиеся колебания приемных бассейнов палеорек, связанные с формированием Кавказского орогена.

Автор на протяжении ряда лет изучал как древние, так и современные долины региона [Брылев, 1984, 2000, 2005], опираясь на предшествующие исследования геологов [Горецкий, 1966; Милановский, 1940; Миоцен ..., 1977] и геоморфологов [Леонтьев и др., 1977]. К сожалению, количество публикаций по данной проблеме за последние полтора десятилетия резко сократилось, что связано с определенными экономическими событиями в стране.

Рассмотреть проблему, соединив воедино бассейны двух рек, – не легкая задача, потребовавшая сбора и обработки разновременного и разрозненного бурового материала, осмысления большого массива опубликованного материала, проведения полевых исследований. Она усугубляется неравномерностью в изученности палеогеоморфологии в бассейнах Волги и Дона, большая для Нижней Волги, меньшая для Среднего Дона.

Важнейшим исходным материалом для бассейна среднего Дона (его древних этапов формирования) служили данные структурного, гидрогеологического и картировочного бурения, тогда как для Нижней Волги, наряду с таковыми результаты инженерно-геологического бурения, связанные с выбором створов для сооружения ГЭС [Горецкий, 1966]. Система долин исследуемого региона представлена «узлом» древних погребенных, частично экспонированных палеодолин и современных (четвертичных) долин Среднего Дона с притоками и Нижней Волги.

Древние палеодолины. В процессе картировочных и поисковых работ выяснилась картина устойчивого во времени (юра – современный этап) палеодренажного направления из центра на юго-восток. Еще Н.С. Шатский [1946] предполагал, что Пачелмский авлакоген, связывающий

Московскую и Прикаспийскую синеклизы, мог быть зоной развития палеорек.

К настоящему времени выявлены следующие древние дочетвертичные системы палеорек: 1) Московские (раннеюрские); 2) Ламкинско-Гуровские (среднемиоценовые); 3) Ергенинские (раннеплиоценовые); 4) Кривоборские и Кушумские (среднеплиоценовые). Разделенные между собой толщами морских осадков, системы этих палеорек имели на протяжении 150 миллионов лет геологической истории устойчивое генеральное «пачелмско-каспийское» направление (рис. 1).



Рис. 1. Палеореки кайнозоя юго-востока Русской равнины [Батурин, 1947; Грищенко, 1952; Востряков, 1967; Родзянко, 1967; Застрожнов, 1974; Обедиентова, 1977; Брылев, 2000, 2006]. 1 – Ранне-среднеюрская (Московская) палеорека; 2 – Гуровская (ламкинская среднемиоценовая) долина; 3 – аллювиально-дельтовые образования Ергень-реки (ранний, начало среднего плиоцена); 4 – палео-Волга и палео-Дон (среднепозднеплиоценовые – кушумские, чебеньковские, Андреевские, хоперские и др. переуглубления); 5 – то же, предполагаемые; 6- направление течений.

Это – следствие унаследованного развития на отмеченном возрастном интервале возвышенностей: антеклиз – Воронежской и Волго-Уральской и синеклиз (низменностей) – Московской и Прикаспийской. По-

следняя, по крайней мере с триаса, была гипсометрически ниже, стягивая к себе поверхностный сток из центра и юго-востока Русской платформы. Пачелмский авлакоген – желоб являлся тем направлением, которое контролировало заложение и развитие палеорек.

С началом раннеальпийских движений в ранне-среднеюрское время из Подмосковья к Прикаспийской впадине протянулась крупная палеорека «Московская», ее устье располагалось в западной части Прикаспийской впадины. Река начиналась на западе Московской области и следовала через г. Можайск к Москве, в пределах которой принимала несколько притоков – Мытищинский, Тушинский, Чертановский [Голодковская и др., 1981]. Южнее Москвы установлены Коломенский, Рязанский и другие притоки.

Палеодолины врезаны в каменноугольные известняки и перекрыты средне- и верхнеюрскими отложениями. Это – серые глинистые пески, гумусированные глины с обуглившимися остатками древесины мощностью 15-50 м. Сохранившаяся от размыва глубина долины по отношению к водоразделам составляет 20-50 м. Ниже Рязани древняя река, вероятно, имела «пачелмское» направление и принимала ряд притоков со склонов Воронежской антеклизы. Здесь ее следы теряются.

Вновь реликты палеореки появляются на Кленовских и Жирновских поднятиях. В районе г. Жирновска выделяется эрозионный желоб юго-восточного простирания, заполненный светлыми косослоистыми кварцевыми песками, в основании с базальным конгломератом. Эти песчаные образования он считал древним аллювием. Юго-восточное направление древнего водотока на отрезке Кленовка – р. Медведица подтверждается замерами простираний осей галек известняков карбона и некоторых других пород. По данным Ф.У. Сапрыкина [Цыганков и др., 1969], ориентировка длинных осей – 345°.

В районе г. Жирновска древняя река приобретала южное направление. Полоса юрских аллювиальных отложений наиболее выражена вдоль современной долины р. Медведицы, где в ряде скважин также фиксировались аллювиальные отложения, сохранившиеся от последующего размыва морем. Например, в скважинах Тарасовско-Слюсаревской площади, совпадающих с осевой частью погребенной долины, на известняках казанского яруса залегает песчаная тридцатиметровая пачка (рис. 2), которая на западном и восточном бортах палеодолины отсутствует. Слой глин, перекрывающих пески, хорошо прослеживается по всем скважинам.

Из анализа мощностей отложений, залегающих ниже байосского репера, видно, что глубина долин к моменту байосской трансгрессии в районе современной р. Медведицы составляла 20-50 м. Ширина долин колебалась от нескольких километров до 20 км в наиболее расширенных участках.

В районе г. Фролово в основании байосса также залегает толща, представленная светло-серыми косослоистыми песками в обнажении, образовавшимися, возможно, в зоне прилива и отлива. Характерно, что на контакте песков с триасовыми глинами наблюдается галька кремня и известняка каменноугольного возраста.

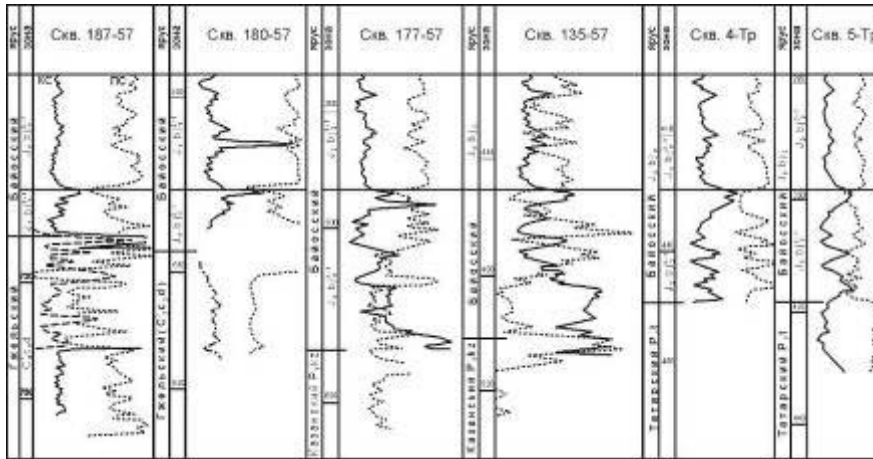


Рис. 2. Корреляция юрских отложений северной части Волгоградской области и выделение проблематичной аллювиальной толщи – $J_2b_j^{3-1}_2$ (по Ф.У. Сапрыкину [Цыганков и др., 1969])

Полоса распространения описанных отложений прослеживается по линии Фролово-Волгоград, отмечая, по-видимому, левый пологий борт палеореки. Установить местоположение правого берега на этом участке не представляется возможным, т.к. юрские отложения были размывы в ранне-меловое время в результате формирования Задонского выступа и Арчедино-Донских поднятий. Так, на Саушинском и Верховском поднятиях на поверхности карбона можно встретить россыпи гальки аллювиального облика, а в оврагах в районе станции Старо-Григорьевской аллювий виден в ряде обнажений (табл. 1).

Таблица 1. Гранулометрический состав юрского аллювия

| Место отбора | Процентное содержание фракций в мм | | | | | |
|--|------------------------------------|-----|-------|----------|----------|-----|
| | 5-2 | 2-1 | 1-0,5 | 0,5-0,25 | 0,25-0,1 | 0,1 |
| Овраг Большой Каменный, севернее Жирновска* | | | 1,8 | 31,6 | 64,4 | 1,2 |
| Овраг в районе станции Старо-Григорьевской (Большая излучина Дона)** | | 1,3 | 15,6 | 50,1 | 31,5 | 1,5 |
| Бассейн балки Липовой (Большая излучина Дона)*** | 0,3 | 4,5 | 18,5 | 60,8 | 13,9 | 2,0 |
| Там-же*** | 0,2 | 2,9 | 13,6 | 70,8 | 10,9 | 1,6 |

Образцы характеризуют: * – верхний горизонт аллювия; ** – средний горизонт аллювия; *** – базальный горизонт палеореки.

Между Волгоградом и Астраханью повышенные мощности юрских (аллювиальных) отложений вскрыты на отдельных поисковых площадках (глубокие эксплуатационные скважины проходили без керна). Устьевая

часть московской палеореки предположительно располагалась в лейасовом бассейне в пределах современной акватории Северо-Западного Прикаспия.

Максимальная фаза юрской трансгрессии, возможно, наступала в направлении с севера на юг [Геология СССР, 1970]. Древние речные долины были погребены и до неогена преобладал в основном морской режим.

Миоценовые палеодолины. С миоцена прогрессируют континентальные условия, что связано с тектоническими движениями и эволюцией мезопаратетиса, который разделился на Восточный и Западный. Послепоплавская регрессия достигла минимального уровня в тарханское время, когда морские воды были собраны в узком водоеме, занимавшем Предкавказский прогиб. Таким образом, интенсивные тектонические движения в Кавказской геосинклинали выразились в осушении южной окраины ЕТР. Континентальные обстановки преобладали и в последующее эпохи – чокракское и караганское время.

Тектонические движения Кавказа активизировали разновозрастные и разнородные структуры Скифской и Русской платформ. Для среднемиоценовой тектонической фазы отмечается поднятие положительных структур – Доно-Медведицкого вала, Саратовских дислокаций.

Динамика среднемиоценовых водоемов имела важное рельефообразующее следствие. Так, с тарханской регрессией связывается заложение магистральной гуровской речной долины, протянувшейся из Окско-Донской низменности до Маныча, и обособление Приволжской возвышенности от Среднерусской. Безморозный климат среднего миоцена с годовым количеством осадков до 1000 мм объясняет интенсивную эрозию той эпохи. В тарханско-караганское время глубина расчленения была максимальной. По нашим реконструкциям она составляет для верхней части гуровской (ламкинской) долины 150-200 м, для средней – 250-300 м и нижней (склон кряжа к яшкульской мульде) – 200-250 м. Лишь после пересечения восточной части кряжа Карпинского врез уменьшался.

Миоценовые долины обычно погребены под более молодыми (ергенинскими) образованиями и поэтому долгое время были не известны. В обнажениях проблематичные толщи, заполняющие врезы, выходят на поверхность на Медведицко-Иловлинском междуречье, где они открыты еще А.Н. Мазаровичем [1922]. Однако он считал, что горизонт гуровских глин завершает разрез ергенинской (флювиогляциальной) толщи и образовался в озерных условиях в апшеронское время.

В 30-40-х годах прошлого века в разных пунктах Ергеней Ф.Ф. Голынец, С.Т.Коротков, Ф.Н. Пантелеев, Г.Н. Родзянко открыли и изучали немые песчано-глинистые отложения, залегающие на размывтой поверхности майкопских глин и перекрытые сверху ергенинскими песками. Позднее в Центральных Ергенях было установлено, что под покровом лессовидных суглинков, скифских глин и ергенинских песков также находятся древние долины относительной глубины до 200 м.

В 1947 г. геологическую съемку в бассейнах рек Ольховки и Казанки проводил Ф.П. Пантелеев [1947]. Собранный им из глин фаунистический

и флористический материал был определен А.С. Пересветовым и Б.П. Жижченко как олигоцен-миоценовый. На основании этого и литологического сходства Ф.П. Пантелеев считал слоистые коричневые глины (гуровский горизонт) аналогами майкопских морских отложений, а подстилающие их пески, вероятнее всего – палеогеновыми.

В 50-е годы при бурении поисково-разведочных скважин в верховьях р. Бузулук нефтяники установили врез в меловых породах, заполненный песками и глинами с трудноопределимыми отпечатками листьев. Здесь проблематичный неоген перекрыт ергенинскими и ледниковыми отложениями.

60-е и 70-е годы знаменуются резким усилением внимания к неогеновым отложениям в связи с гидрогеологическими работами и разработкой стратиграфической схемы неогена. Неогеновые отложения Волго-Хоперского междуречья исследовал С.И. Застрожнов [1974]. Между Хопром и Окой континентально-морские осадки миоцена и русла палеорек были детально изучены геологами управления центральных районов [Миоцен ..., 1977]. Миоценовый аллювий в их работах получил название ламкинской и других свит.

Полевые наблюдения и обработка данных бурения, произведенная нами, позволили проследить положение долины на протяжении 700 км и выявить ее палеогеоморфологические особенности. Установлено, что палеодолина представляет собой глубокую ложбину, образующую огромную излучину от г. Борисоглебска к верховьям р. Бузулука, широтно пересекающую Доно-Медведицкий вал от устьев рек Березовой и Лычака в направлении х. Гурово и далее следующую в юго-восточном направлении. В бассейне Бузулука долина врезана до 0 м абс. высоты, высота бортов достигает 100 м, ширина – 20-25 км. При пересечении Доно-Медведицкого вала абсолютные отметки дна составляют +40;50 м. У с. Оленья долина срезана Волгой, а ее западный борт известен в обнажении б. Татаркиной (у с. Ерзовки) и, по сообщению Г.А. Бражникова, у Латашинки. Излучина Волги у Волгограда уничтожила миоценовую долину. Дальнейшее ее появление в Ергенях южнее балки Тингута подтверждается установлением здесь вреза, заполненного неогеном. В этом районе нами изучен разрез скважины, вскрывающий долину с отметкой днища до минус 40 м. Мощность миоценового аллювия достигает 67 м.

Далее положение долины определяется выходами аллювиальной толщи в балках Каменная, Кегульта и Яшкуль. В Яшкульской мульде ширина палеовреза – до 25 км, мощность миоценовых континентальных и морских отложений достигает 150-200 м (рис. 3). Анализ бурового материала позволяет реконструировать яшкульскую долину в виде огромной излучины.

На карте изопахит русловых отложений миоценовые врезы имеют мощность русловой фации аллювия до 70 м. Наибольшая мощность гуровских отложений отмечена в верховьях р. Бузулука, в районе х. Гурова, к югу от балки Тингута и в Яшкульской мульде.

В основании гуровской толщи, по данным бурения, залегает базальный горизонт, состоящий из крупных окатанных галек меловых пород. Выше расположены белые косослоистые кварцевые пески с линзами ожелезненных

песчаников синевато-черного цвета (балки Поливная, Игрище) мощностью до 70-80 м. Гуровские пески характерны повышенным содержанием крупных фракций среди других аллювиальных свит (табл. 2). Вверх по разрезу пески становятся более мелкозернистыми и перекрыты горизонтом ранее охарактеризованных шоколадных и лиловых глин мощностью до 30 м.

Таблица 2. Гранулометрический состав неогеновых и современных аллювиальных отложений (образцы автора), % содержание фракций

| Возраст аллювия | 3-1 | 1-0,5 | 0,5-0,25 | 0,25-0,1 | 0,1-0,01 | Менее 0,01 | Место отбора |
|--|-------|-------|----------|----------|----------|------------|---|
| Миоценовый (гуровский) аллювий | 6,04 | 15,65 | 69,96 | 7,39 | 0,67 | 0,29 | Овраг Олений |
| | 10,08 | 45,07 | 42,72 | 1,5 | 0,01 | 0 | Карьер у с.Оленье |
| | 31,62 | 29,05 | 28,81 | 2,88 | 2,05 | 5,59 | Залив балки Оленьей |
| | 3,9 | 28,0 | 56,3 | 8,3 | 3,5 | - | Правый берег Волги (дачный коопер. «Центральный») |
| | 5,6 | 14,5 | 57,6 | 21,0 | 1,3 | - | Челоскинский карьер |
| | 6,3 | 22,4 | 51,0 | 16,6 | 2,3 | - | Балка Татаркина |
| | 48,7 | 32,6 | 7,6 | 4,4 | 2,2 | - | Балка Татаркина |
| Неогеновый аллювий (ергенинская свита) | - | 0,47 | 3,94 | 78,93 | 12,64 | 4,02 | Балка Прямая |
| | - | 0,86 | 35,46 | 52,01 | 6,88 | 4,79 | Разгуляевский карьер (низ) |
| | - | - | 0,32 | 97,51 | 2,17 | 0 | Разгуляевский карьер (верх) |
| | - | - | 17,37 | 71,36 | 7,34 | 3,93 | Мамаев курган |
| | - | 58,51 | 35,09 | 4,41 | 0,25 | 1,74 | Латашинский карьер |
| Современный аллювий Волги и Ахтубы | - | - | 29,42 | 68,92 | 0,8 | 9,86 | р. Волга, г. Красная Слобода |
| | - | - | 17,68 | 79,11 | 2,11 | 1,10 | р. Куропатка |
| | - | - | 46,82 | 46,82 | 2,02 | 4,34 | Иловые площадки |
| | - | - | 81,76 | 18,25 | 0,20 | 0,19 | Левый берег Куропатки (пляж) |
| | - | - | 20,48 | 76,81 | 1,29 | 1,42 | р. Судомойка |
| | - | - | 1,06 | 87,5 | 10,89 | 0,55 | оз. Дегтярное (Бурковка) |
| | - | - | 1,86 | 75,63 | 19,83 | 2,64 | Ерик Рыбачий |
| | - | - | 25,45 | 68,8 | 3,98 | 1,77 | Ерик осинки п. Новенький |
| | - | - | 2,1 | 72,12 | 22,33 | 3,45 | Колхозная Ахтуба |
| | - | 0,23 | 25,4 | 67,27 | 5,25 | 8,15 | Средняя Ахтуба, у моста |

Время формирования гуровской толщи – одна из интереснейших проблем, имеющая межрегиональное значение. Образцы пород, отобранные из шоколадно-коричневых глин балки Развилистой, содержат споропыльцевые спектры, в которых, по заключению Т.А. Кузнецовой, основную роль играют сосновые и листопадные широколиственные породы; таксодиевые и кипарисовые представлены единичными зёрнами. Постоянна при-

мель *Tsuga*, *Abies*. Заметно участие в спектрах пыльцы широколиственных (*Ulmus*, *Carya*, *Carpinus*, *Pterocarya*). Характерно присутствие *Juglans*, *Platanus*, *Liquidambar*, *Corylis*. По возрасту спектры близки конкско-нижнесарматским, от майкопских отличаются отсутствием заметной роли таксодиевых, субтропических растений, папоротников семейств *Heichenia*, *Dicksoniaceae*, *Cyeteae*.

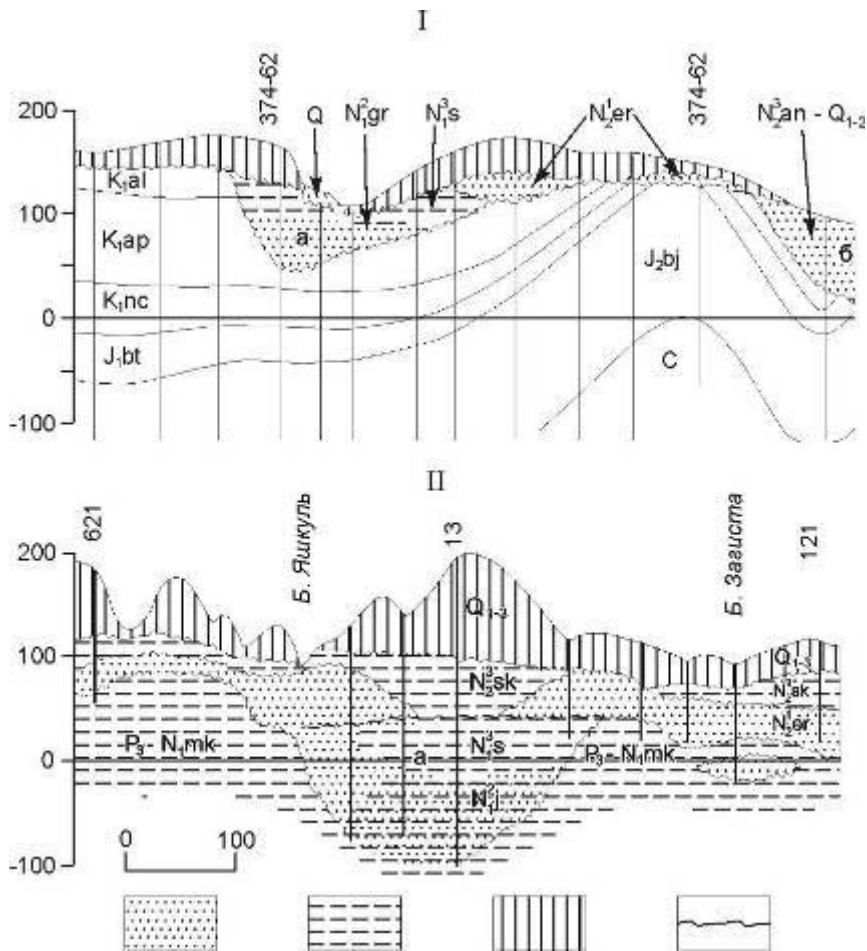


Рис. 3. Условия залегания миоценовых отложений: I – в Ольховской мульде (Волгоградская область); II – в Яшкульской мульде (Калмыкия) 1 – пески, 2 – глины, 3 – суглинки, 4 – размывы.

Теплоумеренная гуровская флора отличается от субтропической полтавской, и поэтому гуровские отложения не могут входить в полтавскую серию. На Русской плите на протяжении большей части среднего миоцена

отмечается эрозионная фаза, а последующие конкско-сарматские ингрессивные горизонты залегают в бассейне Среднего Дона на 100-120 м гипсометрически ниже полтавских.

С.И. Застрожнов [1974] все послеполтавские миоценовые отложения Волго-Хоперского междуречья (чокрак-мэотис) объединил в Иловлинско-Гуровскую серию, которая включает гуровскую свиту среднемиоценовых палеодолин, нижнесреднесарматскую иловлинскую свиту и верхнесарматско-мэотическую себряковскую свиту – аналог ергенинских отложений.

Проблематичный неоген Восточных Ергеней сопоставлялся с чокракскими слоями Каменного бугра Маныча [Родзянко, 1976]. В дальнейшем отложения палеодолин названы яшкульской свитой, которая имеет литологическое сходство с гуровскими отложениями. Это желтовато-серые пески, серые и коричневые глины. Врез яшкульской долины в майкопско-онкофоровые отложения и перекрытие ее морскими слоями мэотиса определяют среднемиоценовый возраст реки.

Ю.И. Иосифова с соавторами [Миоцен ..., 1977] устанавливает среднемиоценовый возраст ламкинских, гуровских и яшкульских речных врезов, которые являются частями единой мощной долины древнейшего Дона. В то время миоценовый палео-Дон был главной рекой европейского юго-востока России. Он начинался в Подмосковье, достигал Волгограда, далее следовал вдоль восточного уступа Ергеней в верховья балок Кегульта и Яшкуль, а затем – на юго-восток, в тектонические депрессии кряжа Карпинского. За этой речной долиной можно оставить наименование «Гуровская».

Устьевой участок реки, вероятно, располагался в районе современных низовий рек Кумы и Терека. На существование здесь миоценовой дельты указывают данные В.А. Гроссгейма [1981] о распространении обломочного материала в Предкавказье, а также исследования В.Н. Холодова и Р.И. Недумова [1981] о литологии, геохимии и текстурах чокракско-караганских осадков. Перегруженные взвесьями стоки миоценовой палеореки, возможно, подтекали под воды чокракско-караганского бассейна, образуя врезанную дельту. Кроме магистральной гуровской палеодолины на юго-востоке и юге ЕТР врезы не известны.

В конце среднего миоцена развивается конкская трансгрессия, которая переросла в сарматскую. Южная окраина европейской территории России была затоплена, по долине палео-Дона воды проникли до современной Оки и ее притоков. Амплитуда рельефа в бассейне Дона уменьшилась на 100 м. Расчленение сменилось выравниванием.

Ергень-река и понтическая полигенетическая поверхность. В конце миоцена (мэотис) отмечается регрессия. Моря отступают до Маныча, в бассейне палео-Дона вновь наблюдается оживление эрозии. Рельеф юго-востока Русской плиты в регрессивную фазу позднего миоцена, вероятно, в сглаженной форме повторял рельеф предыдущего среднемиоценового цикла. Однако С.И. Застрожнов [1974] считает, что мэотические размывы были более глубокими, чем гуровские, и «иловлиньские» долины существовали к западу от гуровских примерно там же, где и среднепозднеплиоценовые долины. На наш

взгляд, такая перестройка гидросети могла произойти позднее – в послергенинское время. Таким образом, мобильная фаза этого цикла изучена еще недостаточно и не подтверждается палеогеоморфологической картой.

Плиоценовое время начинается понтической трансгрессией. С высоким стоянием моря связано выравнивание рельефа и образование полигенетической аллювиально-морской понтическо-ергенинской равнины и проблематичных отложений.

Ергенинские пески широко развиты среди других континентальных осадков Европейского юго-востока Российской Федерации. В Ергенях они прорезаны глубокими балками и именуется «водораздельными» (термин В.М. Каменского). В пределах Окско-Донской равнины эти пески почти не выходят на поверхность, чередуясь с другими неогеновыми породами. По данным около тысячи скважин, нами построена карта распространения и мощностей ергенинской водораздельной толщи.

Полоса ергенинских отложений шириной 50-70 км на Волго-Донском водоразделе сужается до 20 км и в целом укладывается между миоценовой и плиоценовой долинами, иногда перекрывая первую. Наибольшая мощность отмечена в Северных Ергенях и составляет 56 м. В Окско-Донской равнине стратиграфическим эквивалентом ергенинских пород являются усманские отложения [Красенков, 1977]. Это мелко- и среднезернистые пески, выстилающие огромное по ширине поле. Мощность усманских отложений до 40 м. Их ложе расположено на абсолютных отметках 100-120 м. Подошва ергенинских отложений в бассейне Хопра и Бузулука располагается на абсолютной высоте 60-100 м; на Волго-Донском водоразделе – 80-100 м; В Ергенях – 80-60 м. В сторону Прикаспийской синеклизы ергенинские отложения по восточному уступу Ергеней спускаются до отметок 20-0 м. Крайние южные выходы ергенинской свиты известны к северо-востоку от оз. Маньч-Гудило. Характерно залегание ергенинских пород на разновозрастных образованиях – от нижнепонтических, онкофоровых и майкопских в Ергенях до каменноугольных в зоне Доно-Медведицкого вала.

Ергенинская свита представлена преимущественно косослоистыми песчаными пачками кварцевых крупно- и среднезернистых песков. Общей закономерностью строения разреза ергенинских отложений является постепенное уменьшение крупности зерен песка снизу вверх. Материалы иммерсионного анализа свидетельствуют о слабых различиях между вещественным составом палеогеновых и неогеновых (ергенинских) отложений, т.к. последние формировались за счет размыва палеогеновых отложений.

Схема строения ергенинской толщи правобережья Волги в районе Волгограда предложена М.Н. Грищенко [1971], который выделил четыре свиты, формировавшиеся в течение всего плиоцена до акчагыла включительно. Из них ергенинская (в узком понимании) является лишь наиболее древней «водораздельной» толщей. С.И. Застрожнов [1974] в пределах Медведицко-Хоперского междуречья выделяет две песчаные свиты (эквивалент ергенинских отложений) – себряковскую (сармат) и панфиловскую – понтического возраста.

Относительно возраста и генезиса ергенинской толщи высказывались самые разнообразные соображения. Гипотезы о морском и флювиогляциальном происхождении ергенинских отложений имеют незначительное количество сторонников. Точка зрения о том, что ергенинская свита формировалась в условиях обширных и мощных речных потоков, а также в дельтовых и прибрежных условиях, получила преобладающее распространение.

В ретроспективном плане можно отметить взгляды А.Н. Мазаровича [1927], Г.Н. Родзянко [1947], С.К. Горелова [1957], А.И. Москвитина [1962] об акчагыльском и апшеронском возрасте ергенинской свиты. Однако, несмотря на большой объем буровых работ, выполненных в бортовой зоне Прикаспийской впадины, переход ергенинских песков в песчано-глинистые осадки верхнего плиоцена не обнаружен.

По данным Ю.И. Иосифовой и др. [Миоцен ..., 1977], Г.Н. Родзянко [1981] и др., формирование ергенинской толщи увязывается с плиоценовой понтической трансгрессией. Однако в тектонически опущенных зонах ергенинские отложения в основании могут быть «приращены» более древними горизонтами. Например, в Хопреско-Медведицком междуречье себряковская свита отвечает позднему сармату-мэотису, а панфиловская (ергенинская) сопоставляется с понтической трансгрессией [Застрожнов, 1974].

Время накопления ергенинской свиты достаточно надежно определяется возрастными границами определенного стратиграфического положения. Нижний возрастной рубеж образует среднемиоценовые отложения гуровской свиты, которые иногда перекрыты ергенинскими песками, а также сарматские и нижнепонтические отложения Южных Ергеней, подстилающие ергенинскую свиту. Верхний предел возраста устанавливается врезанием палео-Дона в толщу ергенинских отложений (Волго-Донской водораздел). Переуглубленные по отношению к ергенинским отложениям на 100-120 м врезы палео-Дона, выполненные верхнеплиоценовым аллювием донской (кривоборской) свиты, доказывают то, что формирование ергенинской толщи закончилось к позднему плиоцену в связи с общим подъемом территории в среднем плиоцене.

Несомненно, что мощные толщи песков ергенинской свиты формировались в условиях многоводной и многорусловой равнинной реки, впадавшей в понтический бассейн. Истоки реки, вероятно, находились в бассейне Верхней Волги. Они были уничтожены ледниковой экзарацией. Колебания уровня бассейна, в который впадала река, вызывали неоднократные врезания и размыв как в толще ергенинских отложений, так и в коренных породах. В результате получается сложно построенный комплекс свит ергенинских отложений.

Среди ергенинских песков встречаются угловатые глыбы инородных пород (известняки карбона) размерами до 0,5 м в поперечнике, необходимые в 100- 200 км от места коренного выхода. Разнос таких глыб мог происходить только льдинами. В целом же уменьшение крупности осадков вверх по разрезу говорит о постепенном затухании и отмирании к концу среднего плиоцена системы Ергень-реки.

Таким образом, в раннем и в начале среднего плиоцена на европейском юго-востоке России сформировалась обширная аллювиально-дельтовая равнина, которая, видимо, образована аккумулярующей деятельностью не только палео-Дона (Ергень-реки), но, возможно, и палео-Волги. Дельта последней, вероятно, располагалась в районе Восточно-Маньчжурского прогиба, но эта территория изучена слабо. Однако допустить образование огромного поля ергенинских осадков совместной деятельностью великих рек вполне логично. С ергенинско-понтическим временем мы связываем образование нижнего полигенетического яруса рельефа в бассейне Дона, денудационные участки которого развиты по правому берегу, а аккумулятивные – в южной части Доно-Медведицкой гряды.

Палеореки Эвксино-Каспия. Среднеплиоценовое время характеризуется усилением тектонических движений, что связано с орогенцией Кавказа [Горелов, Хрисанов, 2002; 22 Милановский, 1968; Сафронов, 1972]. В связи с этим тектонические структуры юго-востока европейской части России испытали дифференцированные движения, выраженные, прежде всего, в поднятиях антеклиз и авлакогенов и опускании Прикаспийской впадины.

В среднем плиоцене формируется долина палео-Дона, которая врезана относительно подошвы ергенинской свиты на 120-160 м, что дает представление о величине поднятия. Таким образом, в период от позднего миоцена до позднего плиоцена происходило углубление долины Дона, составившее 150-280-300 м.

Обращает на себя внимание густая система палеорек, относящихся к бассейнам палео-Дона и палео-Волги. Древние их долины изучались Е.В. Милановским [1940], В.П. Батуриным [1947], Г.В. Обидиентовой [1956], Л.Э. Левиным и В.М. Лихолатниковым [1963], Г.И. Горецким [1966], А.В. Востряковым [1967], З.С. Чернышевой [1970] и др.

Палео-Дон. Ергенинские водные потоки со временем локализовались и превратились в переуглубленные долины палео-Дона. Его бассейн в целом унаследовал миоценовую гуровскую (ламкинскую) гидросеть, однако сместился вправо на запад от нее на 50-100 км, а в Ергенях – до 150 км и более. Палео-Дон, по-видимому, начинался в Подмосковье. Устьевой участок палео-Дона в послеергенинское время (к концу среднего плиоцена) занял ниже г. Цимлянска свое нынешнее положение. В бассейне Среднего Дона две плиоценовые долины огибают Калачскую возвышенность.

К востоку от современного нижнего течения Хопра ширина палеодолин колеблется от 8 до 15 км абс. отметки днищ +40,0 м. При пересечении Доно-Медведицкого вала долины сливаются в одну, суживаясь, а далее вновь расширяясь. Наиболее четко долина палео-Дона выражена в пределах Волго-Донского водораздела. Здесь ее ширина от 15 до 25 км, врез в коренные породы более 100 м, а абс. отметки дна – 0; -20 м [Брылев, 1984]. Основное русло принимает ряд притоков – палео-Хопер и Иловлю. В нижнем течении древний Дон совпадает в плане с современным, а врез достигает глубины минус 50 м.

Долина заполнена толщей аллювиальных осадков, которые состоят из песков с прослоями глин, образующих ритмы, каждый мощностью в 12-15 м. Суммарная мощность плиоценового аллювия бассейна Дона достигает 90 м.

Вверх по разрезу отложения среднеплиоценовых долин переходят в плейстоценовые террасы Дона или перекрыты скифскими и покровными суглинками. Непосредственно на устьевом участке Дона плиоценовые отложения оказались сильно размытыми в четвертичное время.

На Волго-Донском водоразделе отложения переуглубленной долины именуется андреевскими [Милановский, 1940]; в нижнем течении Хопра – кардаильскими и хоперскими [Застрожнов, 1974]. На территории Окско-Донской равнины эти отложения именуется кривоборской свитой [Миоцен ..., 1977]. В последние годы исследование палеодолин практически прекратилось.

Палео-Волга. Проблема палео-Волги привлекает все большее внимание, однако до сих пор остается ряд нерешенных вопросов, главные из которых: 1) проблема миоценовой Волги; 2) местоположение неогеновых долин на территории Прикаспия, к югу от озера Эльтон.

На карте неоген-четвертичных отложений погребенная долина палео-Волги в Заволжье распознается по переуглублению до 500-700 м и характерному долинному рисунку. Ширина ее в изученной части 15-20 км, т.е. такая же, как и палео-Дона.

Отложения, выполняющие врез, названы кушумскими [Жидовинов и др., 1966]; внизу они представлены галечником и гравием палеогеновых и меловых опок, песчаников и мергелей, реже – палеозойских известняков. Выше залегают пески, переслаивающиеся с глинами, иногда ленточного типа. Общая мощность свиты достигает 83 м, а врез в доакчагыльский рельеф до 300-350 м.

Доакчагыльские отложения описаны к югу от п. Демидова до широты г. Волжского. Скважинами здесь вскрыты пески серые слюдистые средне- и мелкозернистые с мелкой галькой. Выше залегают серые тонкослоистые глины с присыпками разнозернистого песка и иногда прослоями рыхлого глауконито-кварцевого песчаника. Мощность толщи до 180 м. Проблематичные отложения выполняют здесь наиболее пониженные, переуглубленные участки преакчагыльского рельефа. Кровля свиты прослежена на отметках от -136 до -270 м, а основание – от -171 до -370 м. Относительно высокая гипсометрия толщи указывает, вероятно, на то, что здесь вскрыты западные притоки и, возможно, лишь борт долины палео-Волги.

Аллювиальный характер доакчагыльских осадков подтверждается вещественным составом пород и комплексом пресноводным и наземных моллюсков, которые позволили отнести верхнюю часть толщи к низам акчагыльского яруса – кушумская свита. Основание свиты отвечает, вероятно, среднему плиоцену.

По единичным скважинам долина угадывается до северной оконечности оз. Эльтона. Вскрытые в районе Черного Яра доакчагыльские конти-

ментальные слои – галечники, пески, глины, суглинки – дают основание предполагать близость палео-Волги.

До сих пор проблематично положение русла плиоценовой Волги к югу от Эльтона. Одни исследователи [Батулин, 1947; Обедиентова, 1977; Востряков, 1967; Брылев, 1984] в своих схемах показывают долину среднеплиоценовой Волги по линии Эльтон – Астрахань. Здесь палео-Волга и ее притоки вскрыты на отдельных площадях структурными и гидрогеологическими скважинами. И все-таки вопрос о положении древней долины Волги и о палеогеоморфологических условиях плиоцена Прикаспийской впадины до сих пор однозначно не решен. Бурение компанией «Лукойл» скважин в северной части акватории Каспийского моря может пролить свет на эту проблему.

За последние годы А.А. Свиточем [2004] проведена переинтерпретация ранее выполненных работ, но существенно новых данных им не получено. На сегодняшний день ясно, что переуглубленные участки долины в Заволжье являлись южным продолжением палео-Волги и ее притоков. Образование их достигло максимума к концу среднего плиоцена, а заполнение переуглубленных долин происходило в раннеакчагыльское время.

Учитывая некоторую асинхронность формирования аллювиальных свит древних долин Волги и Дона, на основании палеогеоморфологических и палеогеографических данных, можно считать, что переуглубления – образования послеергенинские для бассейна палео-Дона и послепонтические – для бассейна палео-Волги [Брылев, 1984; Востряков, 1967; Свиточ, Бадюкова, 2004].

С тюркянской регрессией (-150 м) связывается заложение четвертичной пра-Волги. Следуя за уходящим Апшеронским морем, она при выходе в Прикаспийскую низменность не унаследовала плиоценовую долину Волги и сместилась на запад. Ее положение в раннем и среднем плейстоцене примерно совпадало с восточной окраиной Приволжской песчаной гряды. Пра-Волга срезала излучину у Волгограда, направляясь в район Светлого Яра. Вероятно, она огибала с севера Каменноярское поднятие. Южнее положение раннесреднеплейстоценовой Волги близко к современному, что фиксируется черноморским аллювием.

Долина раннеплейстоценовой Волги имеет довольно глубокий (десятки метров) врез в породы плиоцена и коренные отложения [Обедиентова, 1977] и заполнена нижнеплейстоценовыми аллювиальными свитами – соликамской и венедекой [Горещкий, 1966].

Вероятно, в раннем плейстоцене заложилась и интенсивно разрабатывалась древняя излучина Дона, расположенная между устьями рек Цимлы и Чира. Ширина аллювиальных отложений здесь достигает 50-60 км, а основание расположено на отметках -30 – -20 м. Эта огромная меандра представляет собой комплекс преимущественно песчаных отложений; часть их, расположенная в непосредственной близости к Цимлянскому водохранилищу, морфологически дифференцируется на послеледниковые террасы Дона и изучена слабо.

Западная часть Цимлянских песков перекрыта делювиальной толщей покровных суглинков, и тыловой шов древней перигляциальной террасы выражен слабо. В Прицимлянском районе среднеплейстоценовый и плиоценовый аллювии Дона приведены на один уровень. Однако более древний из них – нагавский аллювий – расположен восточнее и, в свою очередь, врезан в ергенинские водораздельные пески, а нижнеплейстоценовый погребен под более молодыми. В бассейне Дона (внеледниковая зона) тектонические подвижки начала плейстоцена и колебания базиса эрозии характеризуются данными о строении речных террас. Так, IV терраса Дона приподнята на 50-60 м относительно плиоценового аллювия; III надпойменная терраса углублена относительно IV на 30-40 м.

Доледниковые долины Окско-Донской равнины – пра-Хопер, Бузулук и их притоки – были погребены под мореной. Ее основание колеблется от 50 (Окско-Донская равнина) до 220 м (Калачская возвышенность), а поверхность ледниковых пород – 130-160 м в пределах центральной части низменности, поднимаясь по краям до 220-230 м (Медведицкие Яры, Калачская возвышенность). В нижнем течении р. Медведицы сформировался зандровый комплекс, конус которого достигал устья р. Иловли (100 км от основания). Поверхность флювиогляциальных отложений имеет отметки 130-100 м.

Для долины Дона и его притоков – Хопра с Бузулуком, Медведицы и Иловли – характерны разработанность, большая ширина, развитие комплекса речных террас. С учетом палеогеографических особенностей долина Дона подразделяется на две части. Выше устья Медведицы бассейн реки был погребен Днепровским ледником. В послеледниковых долинах Дона, Хопра. Медведицы, Бузулука выделяется пойма, первая терраса (Q_3^2) и две перигляциальные обширные террасы – вторая (Q_3^1) и третья (Q_2^2).

Ниже устья р. Медведицы морфологически выражены четыре надпойменные террасы. Большой ширины – до 20-25 км достигают третья (Q_2^2) и четвертая (Q_2^1) террасы, представляющие собой перигляциальные потоки и зандры донского и московского ледников. Влияние последних выразилось в накоплении Арчединских, Голубинских и Цимлянских песчаных массивов.

Современная долина Волги – послехвалынская, молодость которой возрастает к низовьям реки. Ниже Волгограда располагается обширная Волго-Ахтубинская пойма. Севернее Волгограда первая терраса затоплена водохранилищем, а более древние – вторая, третья, четвертая террасы – скрыты под нижнехвалынскими отложениями и появляются из-под них выше устья р. Еруслан. Возраст волжских террас таков: первой – позднихвалынский (Q_3^2); второй – раннехвалынский (Q_2^1); третьей – московский (Q_2^2); четвертой – днепровский (Q_2^1). Более древние аллювиальные толщи заполняют врезы и погребены [Горецкий, 1966; Обедиентова, 1977].

Характерным элементом морфоскульптуры является овражно-балочная сеть. Глубины врезов и густота эрозионного расчленения дости-

гают для Приволжской возвышенности 200 м и 2,5 км на 1 км²; Восточно-Донской гряды, Калачской возвышенности – 150 м и 2 км на 1 км²; Ергеней – 100 м и 1,0 км на 1 км² (восточный склон); Хоперско-Бузулукской равнины (по склонам речных долин) – 50 м и 1,0 км на 1 км²; Низкого Заволжья – 30 м и 0,3 км на 1 км²; Прикаспийской низменности по берегам Волги и Ахтубы, котловинам озер – менее 0,1 км на 1 км².

Особенно густо прорезаны оврагами и балками Большая излучина Дона в районе п. Клетского и между станицами Сиротинской и Трехостровской. Здесь эрозионные формы в обоих случаях врезаются в пласты туронского мела – «прочная толща», а подстилаемые альб-сеноманскими песками – «слабая толща». Другой район с наивысшей эрозионной расчлененностью характерен для долины р. Балыклейки, в районе п. Горного Балыклея, где эрозионная сеть развивается в палеоцен-верхнемеловых песках, песчаниках, глинах Приволжской моноклинали, осложненных веером разломов, входящих в систему Балыклейского грабена. Линейная густота эрозионного расчленения в обоих случаях превышает 3 км/км².

Плейстоценовый цикл связан с выработкой четвертичной долины, когда сформировалась современная экспонированная долина Дона. Ее особенность – разновозрастность, четковидное строение и, местами, очень большая ширина. Разновозрастность заключается в том, что до устья р. Медведицы врезы Пра-Дона и Ергень-реки перекрывались «Донским ледником». По современным представлениям, этот ледник является наиболее древним в бассейне Дона, относится к раннему нео-плейстоцену, имея возраст более 0,5 млн. лет [Шик, 2004].

В послеледниковое время сформировались три надпойменные террасы, хорошо выраженные в долине нижнего Хопра и Дона. Ниже устья Медведицы к названным трем террасам прибавляется четвертая, сложенная флювиальными песками, образованными Донской фазой оледенения.

Между устьями Медведицы и Иловли Донская долина поражает своей обширностью, достигает ширины до 40 км. Причина этого в её: перигляциальном положении и преградой, созданной Доно-Медведицким валом.

Второе крупное четковидное расширение находится на стыке Волгоградской и Ростовской областей. Это – широко известные Цимлянские пески. Таким образом, возраст четырех террас может быть датирован как Донской – IV, Окский – III, Московский – II, Валдайский – I террасы. Все они достаточно обширные и четко отделяющиеся друг от друга, кроме I – Валдайской террасы. Ее узкие полоски относительной высотой 4-6 м развиты фрагментарно, что можно объяснить малым влиянием Валдайского ледника на рельеф юго-востока Европейской России. Ширина поймы Среднего Дона, достигает в районе ст. Качалинской ширины 6 км, а в Михайловском расширении долины р. Медведицы – 5 км. Пойма слабо дифференцируется на высокую и низкую, отражая, по-видимому, мощный послевалдайский Атлантический пльвиал, убывающий к современным эпохам.

Три речные террасы и широкая пойма характерны и для Иловли, что указывает на общность развития этих долин. Что касается Цимлянских

песков, то они также могут коррелироваться с таянием Донского ледника. Однако, низкие террасы Цимлянского массива выражены не столь четко, как на Среднем Дону, что является здесь результатом последующего усиленного врезания Дона.

Наконец, отметим морфологические особенности правых берегов Дона, Хопра, Медведицы, Иловли. Все они – возвышенные до 250 м у ст. Трехостровской. В большой излучине Дона рельеф расчленяется на ряд денудационных ступеней, из которых главные – высокие плато, где еще сохранились осадки раннемиоценового полтавского моря, и нижнее плато на отметках +120 – +140 м, сформировавшееся по типу денудационной поверхности снижения. Оно наиболее поражено овражно-балочной сетью, густота которой достигает 3-х км на 1 км² (ст. Клетская, ст. Сиротинская).

Современные (четвертичные) долины региона – Дона, Волги и их притоков имеют на конкретных участках различный возраст. Наиболее древними, с позднего плиоцена являются Жигулевская излучина Волги и Средняя излучина Дона. В обоих случаях долина врезана в тектонические структуры – Жигулевский и Доно-Медведицкий валы. Выше и ниже этих структур в формировании речных долин важное значение имели ледниковые события, трансгрессии Каспия и отчасти Черноморско-Азовского бассейна.

Так, верхняя часть долины Дона практически полностью была погребена раннеплейстоценовым Донским ледником – максимальным для Русской равнины, а послеледниковая долина Дона на отрезке Калач (Воронежский – устье Хопра) сместилась на запад, отчленив от Среднерусской возвышенности Калачскую возвышенность. Долины Нижнего Хопра, Бузулука послеледниковые, а долина р. Медведицы заложилась по краю Донской ледниковой лопасти.

Ниже устья р. Иловли долина Дона с позднего плиоцена развивалась до настоящего времени и сместилась к западу на 20- 40 км, оставив серию высоких речных террас, среди которых выделяются перигляциальные массивы Арчединско-Донских и Цимлянских песков.

Долина Нижней Волги ниже Жигулей и в Прикаспийской впадине формировались под влиянием трансгрессией, облегчавших миграцию русла на запад, а в регрессивные фазы формировавших врезы – кривичские, венедские. Наиболее молодой возраст имеет долина Волги ниже устья р. Еруслан. Здесь она позднехвалынская; в ней были развиты участки I террасы (выше Волгограда) и обширная пойма, ныне затопленная водами Волгоградского водохранилища.

Литература

Батулин В.П. Палеогеографический анализ геологического прошлого по терригенным компонентам. М; Л.: Изд-во АН СССР. 1947.

Брылев В.А. Палеогеоморфология речных долин юго-востока Русской равнины // Геоморфология, 1984, № 3.

Брылев В.А. Древние и современные речные долины на Европейском юго-востоке России // Эрозионные и русловые процессы. Вып. 3. 2000.

Брылев В.А. Эволюционная геоморфология юго-востока Русской равнины: монография. Волгоград: Перемена, 2005.

Востряков А.В. Неогеновые и четвертичные отложения, рельеф и неотектоника юго-востока Русской платформы. Саратов: Изд-во Саратов. ун-та, 1967.

Геология СССР. Т.46. М.: Недра, 1970.

Голодковская Г.А., Лихачева О.А., Петренко С.И. Палеогеоморфологический анализ и его значение для инженерно-геологического районирования (на примере Москвы) // Вестник Московского ун-та. Сер. 4, геология, 1981. №6.

Горелов С.К. Геоморфология и новейшая тектоника Правобережья Нижней Волги // Труды Института географии. М., 1957. Вып. 19.

Горецкий Г.И. Формирование долины р. Волги в раннем и среднем антропогене. Аллювий пра-Волги. М.: Наука. 1966.

Грищенко М.Н. Стратиграфия неогена Окско-Донской низменности и его сопоставление с неогеном восточных районов европейской части СССР // Стратиграфия неогена востока европейской части СССР. М.: 1971.

Гроссгейм В.А. История терригенных минералов в мезозое и кайнозое Северного Кавказа и Предкавказья. Л.: Гостоптехиздат. 1981.

Жидовинов Н.Я., Курлаев В.И., Коваленко Н.О. О доакчагыльских плиоценовых отложениях северного Прикаспия // Вопросы геологии Южного Урала и Поволжья. Саратов, 1966. Вып. 3, ч. III: Кайнозой.

Застрожнов С.И. О строении и возрасте иловлинско-гуровской свиты Волго-Хоперского междуречья // Бюл. МОИП. Нов. Сер. Т. 80. Отд. геогр., 1974. Т. 50, вып. 1.

Леонтьев О.К., Маев Е.Г., Рычагов Г.И. Геоморфология берегов и дна Каспийского моря. М.: Изд-во МГУ. 1977.

Мазарович А.Н. О ледниковых отложениях Южного Поволжья // Вестник Моск. горн. акад., 1922. Т1, №1.

Милановский Е.В. Очерк геологии Среднего и Нижнего Поволжья. М.: Гостоптехиздат. 1940.

Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра. 1968.

Миоцен Окско-Донской равнины / М.: Недра, 1977.

Москвитин А.И. Плейстоцен Нижнего Поволжья М.: Изд-во АН СССР. 1962. (Труды ГИН АН СССР; вып. 64).

Обедиентова Г.В. Доакчагыльском русло Волги // Зив. АН СССР. Сер. геогр. 1956. №6.

Обедиентова Г.В. Эрозионные циклы и формирование долины Волги. М.: Наука, 1977.

Пантелеев Ф.П. Геологическое строение и газоносность Южных Ергеней. М.: Гостоптехиздат. 1947.

Родзянко Г.Н. Континентальный и континентально-морской миоцен Нижнего Дона и Нижней Волги // Состояние изученности стратиграфии

плиоценовых и плейстоценовых отложений Волго-Уральской области задачи дальнейших исследований. Уфа. 1976.

Родзянко Г.Н. Стратиграфия плиоценовых отложений Северо-Восточного Приазовья, Нижнего Дона, Приманычья, Ергеней и Волго-Хоперского междуречья // Плиоцен и плейстоцен Волго-Уральской области. М.: 1981.

Сафронов И.Н. Палеогеоморфология Северного Кавказа. М.: Недра, 1972.

Свиточ А.А., Бадюкова Е.И. Погребенные долины Волги (Нижнее Поволжье) // Геоморфология. 2004. № 2.

Холодов В.Н., Недумов Р.И. Литология и геохимия среднего миоцена Восточного Предкавказья. М.: Наука. 1981.

Цыганков А.В., Брылев В.А., Сапрыкин Ф.У. Новейшие тектонические движения и этапы их проявления в Волгоградском Поволжье // Вопросы геологии и нефтегазоносности Нижнего Поволжья. ВНИИНГП, вып. 14. Волгоград. 1969.

Чернышева З.С. Долина Волги и рельеф Поволжья в апшеронское время. М.: Наука. 1970.

Шатский Н.С. Основные черты строения и развития Восточно-Европейской платформы. М.: Изд-во АН СССР, сер. геол. 1946. № 1.

Шик С.М. О проекте региональной стратиграфической схемы четвертичных отложений Европейской России // Экология антропогена и современность: природа и человек: материалы конф. Волгоград-Астрахань. 24-27 сент. 2004 г. СПб.: Гуманистика. 2004.

Научное издание
Эрозия почв и русловые процессы
Выпуск 16

Ответственный за выпуск – *С.Н. Ковалев*
Подготовка оригинал-макета – *С.Н. Ковалев*
Графические иллюстрации выполнены – *Н.В. Анисимовой*

ЛР №021098 от 28.02.97
Подписано в печать 4.09. 2008 Формат 60x90/16
Офсетная печать. Усл. печ. л. – 18,5. Тираж 300 экз.
Заказ №

Типография ордена "Знак Почета" Издательства МГУ 119899, Москва.
Воробьевы горы