

СТРУКТУРА РУСЛОВОГО РЕЛЬЕФА НИЖНЕЙ ВОЛГИ

Введение

В теории руслового процесса центральным является постулат о взаимодействии потока и русла. Он восходит к работам Н.С. Лелявского [1] и был четко сформулирован М.А. Великановым [2]. Наиболее близкую к современным воззрениям формулировку в рамках этого постулата находим у Н.И. Маккавеева: “Процессы развития рельефа речного русла в основном определяются взаимодействием движущейся воды, перемещаемых водой наносов и слагающих ложе потока грунтов... В наиболее общей форме процесс руслообразования можно определить как процесс “отображения” поверхностью твердой среды (т.е. грунтами, слагающими ложе) особенностей движения воды и перемещаемых ею наносов... Исследование процессов развития форм рельефа русла нельзя отрывать от исследования структуры потока” ([3], с. 137–139).

Измерения продолжительных (до 10–16 часов) временных реализаций скоростей потока [4–6] выявили в непрерывном энергетическом спектре речной макротурбулентности наличие квазипериодических образований трех основных масштабов. Это смещающиеся вниз по течению энергонесущие структуры потока с длиной порядка: 1) глубины потока, 2) ширины потока, 3) шага излучин русла. Изучение пространственных реализаций скоростей потока показало также наличие медленных (квазистационарных) структур потока таких же масштабов [6, 7].

Спектральный анализ длинных (до нескольких сотен километров) пространственных реализаций морфологических элементов речного русла (глубин, ширин, площадей живого сечения) показал континуальность руслового рельефа – непрерывность его спектра. В то же время на этом непрерывном спектре отчетливо проявляется также дискретность руслового рельефа – наличие комплексов русловых форм с близкими морфометрическими характеристиками. Эти комплексы полностью соответствуют структурным уровням руслового рельефа, выделенных Н.Е. Кондратьевым [8], и характеризуются теми же основными пространственными масштабами, что и структурные образования руслового потока.

Близкое соответствие структур руслового потока и структур руслового рельефа, их взаимная приспособленность в результате взаимодействия, свидетельствуют о наличии единого механизма образования и развития структуры потока и русла. Этот механизм описывается линейной теорией малых возмущений [9–12], которая при условии анализа наиболее полных уравнений плановой гидравлики [13] дает возможность теоретического описания иерархии рельефа речного русла [6, 7, 14–16]. Теоретически получены области спектра развития возмущений дна речного русла, которые в целом соответствуют структурным уровням организации руслового рельефа [6]: 1) область ультрамикромформ – двумерных и трехмерных коротковолновых возмущений с хорошо выраженным максимумом скоростей роста амплитуды волн при их длинах порядка глубины потока, 2) область микромформ – трехмерных изометричных возмущений, 3) область мезоформ – трехмерных вытянутых по потоку возмущений, 4) область макроформ – трехмерных возмущений с хорошо локализованным максимумом роста амплитуды, 5) область мегаформ – трехмерных длинноволновых возмущений со слабо выраженным максимумом скорости роста амплитуды (рис. 1).

Теория формирования иерархии форм речного русла дает реальную возможность анализа региональных данных об этом явлении на единой основе. Она является хорошей базой для классификации руслового рельефа, для объективной дефиниции

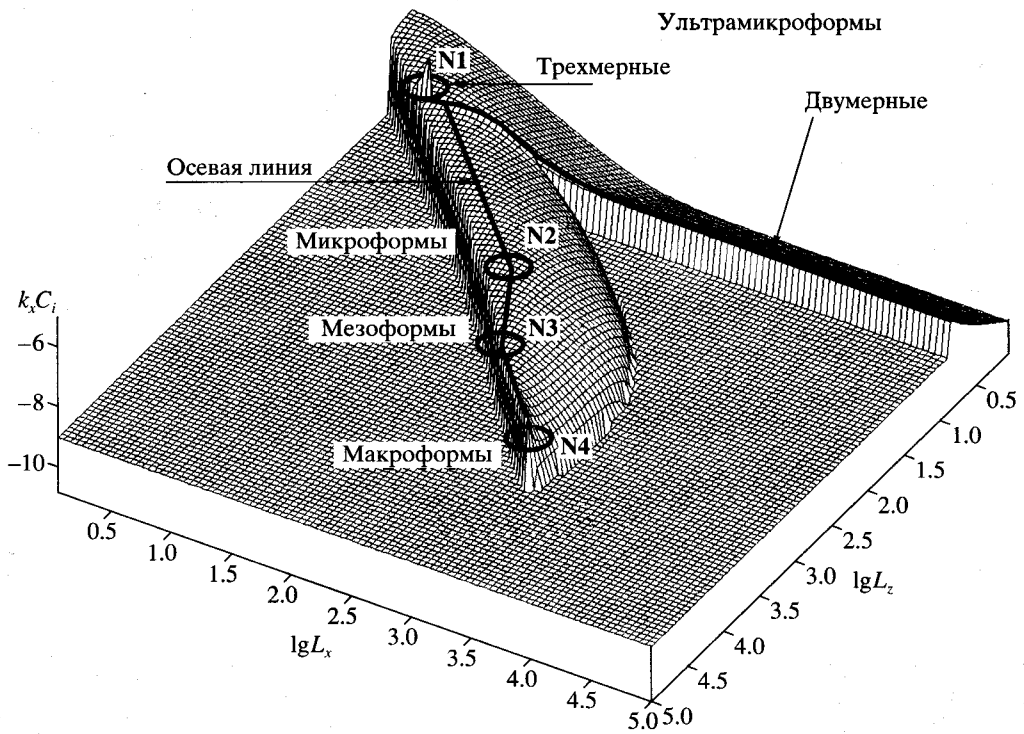


Рис. 1. Двумерный спектр волн возмущений дна руслового потока и главные типы этих возмущений. На спектре выделяются области развития различных типов возмущений: ультрамикроформы двумерные, трехмерные; микроформы; мезоформы; макроформы; мегаформы. Линиями показаны ось двумерных ультрамикроформ и осевая линия максимума спектра, точками – перегибы осевой линии (N) и границы между типами возмущений

морфологического типа речного русла при сопоставлении разных рек в разных ландшафтно-климатических условиях. В то же время теоретические построения явно не охватывают всех сторон столь сложного геоморфологического комплекса, которым является русловой рельеф [7]. Поэтому исследования максимально полной иерархии русловых форм на реках самых разных размеров представляются основным путем увеличения степени понимания этого важного геоморфологического феномена. Крупные реки с песчаным аллювием, такие как нижняя Волга, наилучшим образом отвечают этой задаче, так как здесь обычно выявляется максимальная сложность руслового рельефа. По низовьям Волги имеется обширная коллекция детальнейших продольных батиметрических профилей и изображений грядового дна, собранных с помощью локатора бокового обзора В.Н. Коротаевым и его коллегами [17]. Эта коллекция была любезно предоставлена автору В.Н. Коротаевым, что и позволило провести анализ иерархии руслового рельефа.

Методика выделения элементов руслового рельефа и их комплексов

Для морфометрических измерений русловых образований и объединения их в комплексы необходимо выделить элементы – отдельные формы рельефа речного русла. Элементы руслового рельефа нижней Волги выделялись на топографических и лоцманских картах, на продольных батиметрических профилях по тальвегу русла и по изображениям локатора бокового обзора. Существование иерархии русловых форм и элементов формы речного русла приводит к необходимости применения ме-

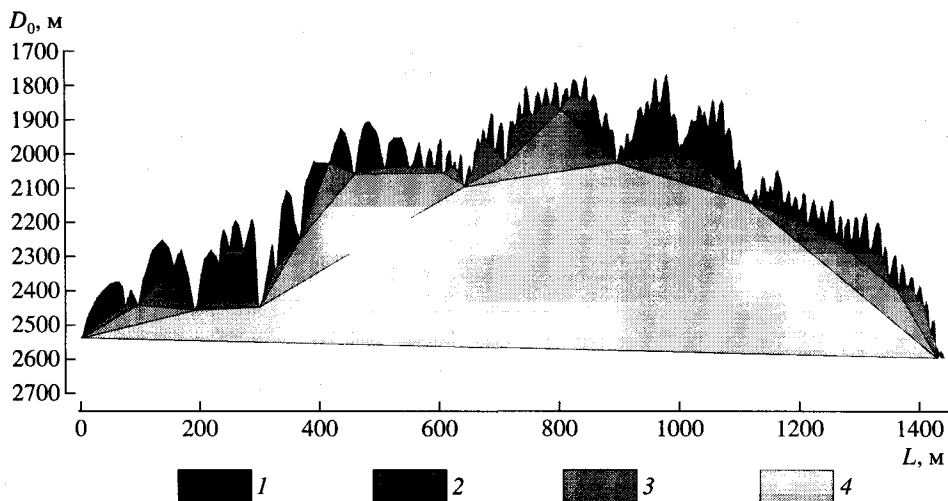


Рис. 2. Применение метода последовательной интерполяции для выделения гряд разных уровней иерархии на продольном профиле дна русла

1 – рифели, 2 – дюны, 3 – шалыги, 4 – песчаные волны

тогда последовательной интерполяции. Он был разработан при анализе грядового рельефа дна нижнего Енисея [18], в дальнейшем неоднократно успешно применялся для самых разных рек [6, 19]. На профиле дна реки (линия "0") выделяются точки, где градиент меняется с отрицательного (нулевого) на положительный. Эти особые точки фиксируют ложбины между грядами (подвалья). Затем ложбины объединяют плавной линией "1", которая отделяет самые мелкие гряды на дне реки от более крупных гряд. В свою очередь на линии "1" отмечают точки, в которых происходит смена градиента с отрицательного (нулевого) на положительный, и объединяют их линией "2". Линиями "1" и "2" ограничивают гряды более высокого ранга. Эта процедура повторяется до тех пор, пока на профиле не остается ни одной точки смены градиента с отрицательного (нулевого) на положительный (рис. 2). Для упрощения последовательной интерполяции создана специальная программа для ЭВМ, которая позволяет автоматически выделять гряды всех иерархических уровней на профиле, получать координаты их характерных точек (перегибов профиля), глубины (D , м) над вершинами гряд, и морфометрические характеристики отдельных гряд: высоту (h), длину (L), длину верхового (L_v) и низового (L_n) откосов, объем гряды на метр ширины (W). Для комплексов гряд каждого уровня строятся гистограммы перечисленных морфометрических характеристик, рассчитываются их основные статистические параметры и подбираются наиболее близкие по виду кривые распределения.

Описанный способ естественным образом распространяется на выделение элементов формы русла (меженного и половодного) при наличии подробной батиметрической карты русла. Можно выделить два типа границ элементов формы русла: незамкнутые и замкнутые, каждая из которых имеет две стороны – смоченную и несмоченную. Замкнутые границы очерчивают острова и осередки. Рукава русла имеют, по меньшей мере, одну замкнутую границу, а русло в целом описывается как минимум двумя незамкнутыми границами. Иногда форму русла более удобно описывать не с помощью границ, а с помощью осевых линий. Построение осевых линий сводится к отысканию наименьшего расстояния между смоченными точками соседних границ и проведению осевой линии через центры этих отрезков. В качестве осевых линий также можно использовать линии тальвега или стрежня потока. На осевых линиях выделяются точки: изгиба, перегиба, вершины, разветвления, слияния. В точке изгиба прямой участок осевой линии сменяется изогнутым и наоборот.

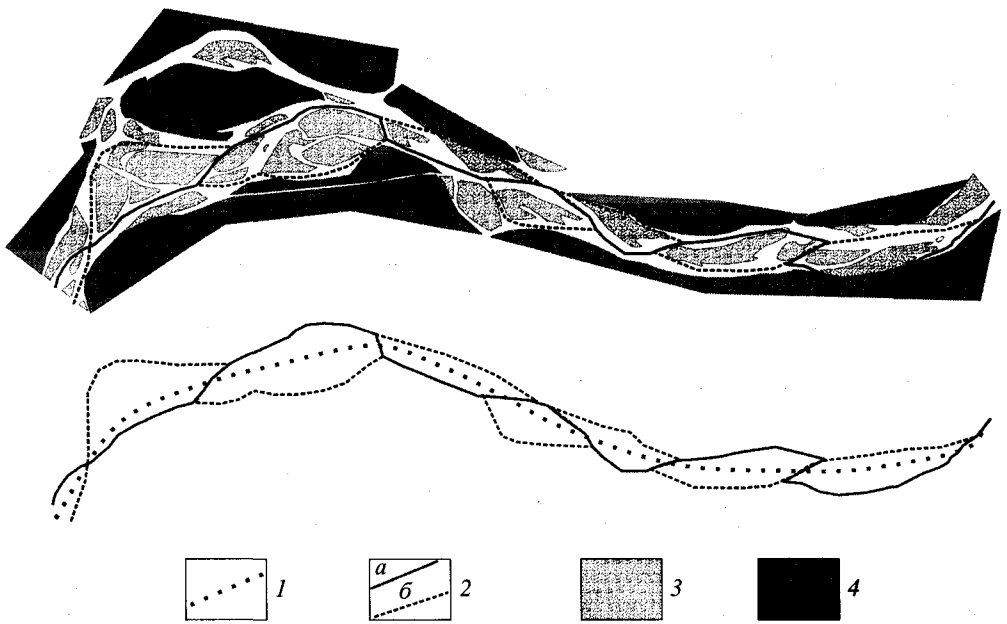


Рис. 3. Применение метода последовательной интерполяции для выделения форм речного русла разных уровней иерархии на батиметрической карте русла

Осевые линии: 1 – макроформ русла, 2 – крупных мезоформ русла (*a* – основного рукава, *b* – второстепенного рукава); массивы: 3 – песчаные, 4 – пойменные с растительностью

В точке перегиба изменяется знак кривизны осевой линии. В точке вершины изгиба кривизна осевой линии достигает максимального значения. При неизменной по длине участка кривизне осевой линии (дуга круга) точка вершины определяется по максимуму стрелы прогиба кривой. Точки оголовья и ухвостья принадлежат замкнутым границам и соответствуют минимальному и максимальному значению натуральной продольной координаты для контура. На осевых линиях им соответствуют узлы разветвления и слияния, которые располагаются выше и ниже оголовья и ухвостья. Форма осевой линии не всегда адекватно описывает морфологию участка русла. Например, расширение и сужение русла часто выражается только в рисунке границ русла.

Сочетание точек и линий определяет главные морфологические типы элементов формы русла: прямой участок, осередок, излучина. В речном русле обычно выделяется иерархия особых точек и линий, что существенно увеличивает количество возможных элементов формы русла. Процедура выявления иерархии элементов формы русла мало отличается от описанной выше процедуры разделения гряд разного ранга. Обычно при этом используют осевые линии. В разветвленном на рукава русле выделяется система линий 1-го порядка – оси рукавов, которые образуют каркас самых малых элементов формы речного русла. Линии 2-го порядка, соединяющие точки перегиба линий 1-го порядка (или узлы разветвления и слияния) образуют каркас элементов формы речного русла следующего ранга. Линии 3-го порядка, соединяющие точки перегиба линии 2-го порядка (или узлы разветвления и слияния) образуют каркас элементов формы речного русла более высокого ранга (рис. 3). Процедура последовательной интерполяции применяется до тех пор, пока не будет получена ось долины. Соответственно, измеряются морфометрические характеристики отдельных элементов формы русла: высота h , длина L и пр., для каждого комплекса элементов формы речного русла строятся гистограммы морфометрических характеристик и рассчитываются их основные статистические параметры.

Приведенные методы выделения целостных элементов формы руслового рельефа не вполне совпадают с широко распространенными в геоморфологическом анализе способами описания рельефа характерными точками и структурными линиями [20]. Следует согласиться с А.Н. Ласточкиным [21], что структурные линии и характерные точки определенных типов позволяют однозначно описать любую форму рельефа. Но выделение точек и линий в качестве главных геоморфологических элементов противоречит принципу взаимодействия потока и русла, согласно которому каждому элементу в комплексе руслового рельефа (гряде) соответствует квазиволновой элемент в потоке. Волновой элемент обладает целостностью только в пределах всей грядовой русловой формы, для описания которой обычно требуется несколько характерных точек и линейных геометрических элементов.

Иерархия форм руслового рельефа и элементов формы русла на нижней Волге

Нижняя Волга на участке Волгоград – Астрахань характеризуется разветвленно-извилистым основным руслом у правого борта широкой поймы, и меандрирующим руслом Ахтубы у ее левого борта. Среднегодовой расход воды у в/п Верхнее Лебяжье составляет 7240 м³/с, максимальный расход в этом створе превосходит 28000 м³/с. Грядовые формы руслового рельефа анализировались на батиметрическом профиле и изображении локатора бокового обзора, полученном 03.10.1999 на участке русла Волги от 2755 до 2774 км (Черный Яр – Соленое Займище). Участок характеризуется наименьшей степенью разветвленности меженного русла. Элементы формы речного русла выделялись по топографическим и лоцманским картам на отрезке Волгоград – Астрахань.

Самые малые гряды в русле нижней Волги представлены рифелями, характерная длина которых (расстояние между соседними ложбинами) 2–5 м и высота (превышение гребня над нижней ложбиной) <0.1 м. На изображениях локатора бокового обзора рифели отражаются в виде зернистой текстуры, что указывает на их трехмерность. Обычно для более детального анализа морфологии рифелей проводятся специальные исследования, которых не было выполнено на нижней Волге.

Малые гряды представляют собой наиболее широко распространенные гряды на дне русла нижней Волги. Они отчетливо отображаются на батиметрическом профиле речного дна в виде сложного комплекса: заструги – гряды со средней длиной 140 м и средней высотой 1.0 м, моделируются дюнами – грядами со средней длиной 45 м и средней высотой 0.8 м. Малые гряды представляют собой на нижней Волге в основном донные формы и не выражаются в форме даже меженного русла.

Распределение длин дюн L_1 хорошо описывается кривой гамма распределения:

$$dP_L = \frac{\eta^\mu}{\Gamma(\mu)} L_1^{\mu-1} \exp(-\eta L_1) dL_1 \quad (1)$$

Параметры μ и η гамма распределения связаны со средней длиной и ее среднеквадратическим отклонением: $L_{1m} = \mu/\eta$; $\sigma_L = \sqrt{\mu/\eta^2}$. Для дюн нижней Волги $\mu = 3.51$ и $\eta = 0.089$. Другие двухпараметрические функции плотности распределения описывают эмпирические данные по длинам дюн с меньшей точностью (исходя из критерия Колмогорова-Смирнова). Это полностью соответствует данным о характере распределения длин дюн в экспериментальных лотках [22] и на других крупных реках с песчаным аллювием [6].

На изображениях локатора бокового обзора дюны (малые гряды 1 порядка) отчетливо дешифрируются как двумерные образования (рис. 4). Гребни дюн практически прямолинейны и протягиваются параллельно друг другу поперек направления течения на расстояния, превышающие шаг дюн. Это означает, что статистические характеристики длин дюн, полученные по одной реализации отметок дна русла по

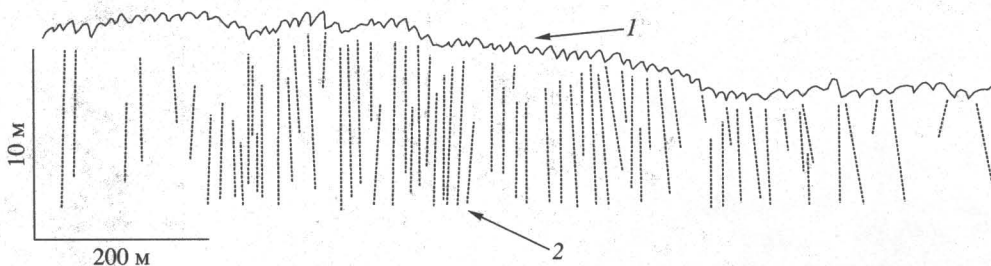
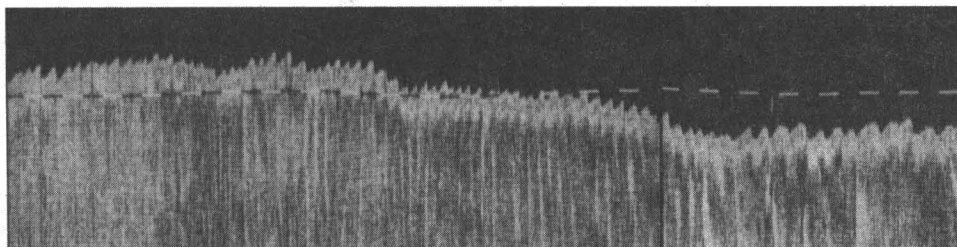


Рис. 4. Изображение микроформ (дюн и заструг) в русле нижней Волги, полученное с помощью локатора бокового обзора

1 – профиль, 2 – плановое изображение

продольнику вдоль тальвега реки, полностью соответствуют морфометрии дюн пристрежневой зоны потока нижней Волги.

Форма дюн в продольном разрезе более чем в 30% случаев близка к симметричной (отношение длины низового откоса к общей длине дюны находится в диапазоне 0.4–0.6). При этом и верховой, и низовой откосы выпуклые, так что дюны имеют эллипсовидную форму. Значительное число дюн (~15%) имеет обратную асимметрию – низовой откос длиннее верхового. Кривая распределения асимметрии дюн – отношения длины низового откоса L_n к общей длине дюны L , хорошо аппроксимируется нормальным распределением.

Для длин дюн пристрежневой зоны потока нижней Волги не выявлено зависимости от местной глубины потока (над гребнем дюны) и средней скоростью течения. Однако наблюдается уменьшение средних длин дюн до 20–30 м (при скользящем осреднении по 50 дюн) на плесовых участках с одновременным уменьшением изменчивости длин дюн (среднеквадратическое отклонение здесь составляет 10–15 м), и увеличение средних длин дюн до 40–50 м на перекатных участках с одновременным увеличением изменчивости длин дюн (среднеквадратическое отклонение здесь составляет 20–55 м). Этим же объясняется многомодальность кривой распределения дюн, с модами на значениях 20–30 и 40–50 м. Это явление может быть связано с разным характером переформирования дюнного рельефа при переходе от половодья к межени на плесовых и на перекатных участках. Например, при изучении грядового рельефа среднего Нигера возможно было наблюдать морфологию и динамику гряд на всех фазах водного режима [23]. Здесь на плесовых участках при уменьшении расходов воды в реке и скоростей потока происходила консервация тех гряд, которые сформировались во время половодья, или их трансформация в более мелкие гряды в соответствии с уменьшением глубин и скоростей потока. На перекатных участках с понижением уровня воды и значительной перестройкой поля скоростей мелкие соседние дюны объединяются в более длинные гряды, с более пологим верховым и с более крутым низовым откосом. Вероятно и на нижней Волге в условиях межени на плесовых участках формируются более мелкие дюны, чем во время половодья, а на перекатных участках – более длинные.

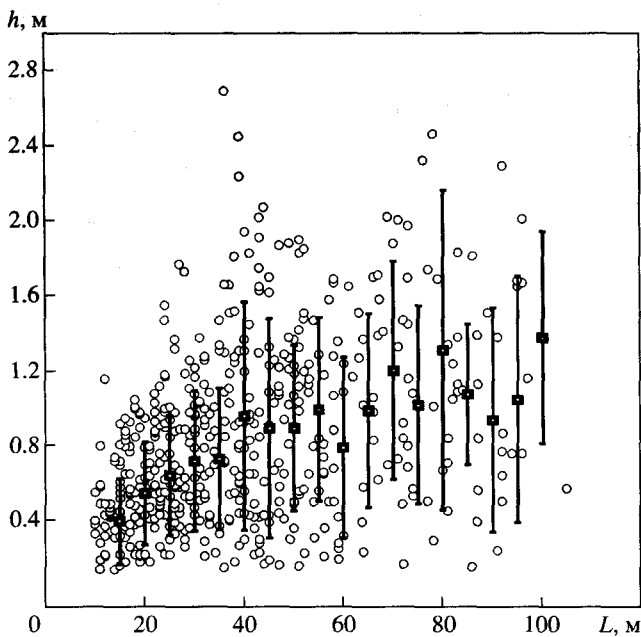


Рис. 5. Связь между длинами (L) и высотами (h) дюн в русле нижней Волги
Кружками показаны данные величины, квадратами – средние, линиями – среднееквадратическое отклонение

Распределение высот дюн h_1 хорошо описывается кривой распределения Вейбулла:

$$dp_h = \alpha \lambda h_1^{\alpha-1} \exp(-\lambda h_1^\alpha) dh_1. \quad (2)$$

Параметры распределения Вейбулла связаны со средней высотой дюн и ее среднееквадратическим отклонением соотношениями:

$$h_{1m} = \lambda^{-1/\alpha} \Gamma\left(\frac{1+\alpha}{\alpha}\right); \quad \sigma_h = \lambda^{-1/\alpha} \sqrt{\frac{2}{\alpha} \Gamma\left(\frac{2}{\alpha}\right) - \frac{1}{\alpha^2} \left[\Gamma\left(\frac{1}{\alpha}\right)\right]^2}.$$

Для дюн нижней Волги $\alpha = 1.89$, $\lambda = 1.11$. Другие двухпараметрические асимметричные распределения описывают эмпирические данные по высотам дюн с меньшей точностью (исходя из критерия Колмогорова-Смирнова). Это полностью соответствует данным о характере распределения высот дюн на других крупных реках с песчаным аллювием [6].

Между длиной и высотой дюн имеется стохастическая зависимость (рис. 5), при этом среднееквадратическое отклонение для высот дюн увеличивается с увеличением длины. В диапазоне длин дюн 10–30 м (что соответствует плесовым участкам) зависимость между высотами и длинами дюн более выражена и близка к линейной, при длинах дюн более 30 м наблюдается значительный разброс точек на графике связи и зависимость становится нелинейной. Средняя крутизна дюн h/L составляет 0.024 при среднееквадратическом отклонении 0.014. Средняя крутизна низового откоса дюн h/L_n составляет 0.052 при среднееквадратическом отклонении 0.037. Крутизна низового откоса дюн хорошо описывается кривой гамма распределения с параметрами $\mu = 1.95$, $\eta = 37.8$.

Эмпирические распределения морфометрических характеристик заструг хорошо аппроксимируются тем же набором кривых распределения. Длины заструг хорошо

описываются гамма распределением с параметрами $\mu = 3.09$, $\eta = 0.0217$. Асимметрия заструг, также как и в случае дюн, более чем в 30% случаев невелика, и часто отрицательна, эмпирические данные хорошо описываются нормальным распределением. Высоты заструг вполне удовлетворительно описываются распределением Вейбулла с параметрами $\alpha = 1.60$, $\lambda = 0.87$. Средняя крутизна заструг составляет 0.0084 при среднеквадратическом отклонении 0.0066. Средняя крутизна низового откоса заструг составляет 0.0234 при среднеквадратическом отклонении 0.027. Крутизна заструг и крутизна их низового откоса хорошо описываются кривыми гамма распределения с параметрами $\mu = 1.32$, $\eta = 56.6$ и $\mu = 2.05$, $\eta = 244.5$ соответственно.

Относительно малая крутизна заструг (особенно их низового откоса) приводит к тому, что на изображениях локатора бокового обзора этот класс дюнных гряд не выражается в изменении мощности отраженного сигнала. На этих изображениях более пологие заструги полностью подавляются рисунком более крутых дюн. Аналогичное явление отмечено А.Б. Клавеном [24] при анализе фотоизображений иерархического комплекса гряд в лабораторном лотке. Оптическое изображение обладает тем же свойством, что и изображение локатора бокового обзора – мелкие гряды с более крутыми низовыми откосами доминируют на фотографии, в то время как в реальном рельефе сильнее проявляются более крупные пологие гряды, которые характеризуются большими высотами.

Следующий в иерархии класс гряд 3 порядка – шалыги следует отнести уже к средним грядам рельефа речного русла, так как во время межи некоторые из них начинают определять форму русла нижней Волги, образуя отдельные косы и мелкие осередки. Однако в массе своей шалыги все еще являются донными формами и большую часть гидрологического года покрыты водой. Средняя длина шалыг 580 м, и средняя высота 1.2 м, характерна ярко выраженная трехмерность – их ширина существенно меньше длины.

Эмпирические распределения морфометрических характеристик шалыг хорошо аппроксимируются стандартным набором кривых распределения. Длины шалыг описываются гамма распределением с параметрами $\mu = 3.41$, $\eta = 0.0058$. Асимметрия шалыг невелика. Эмпирические данные указывают на бимодальность кривой распределения, с модами в области как положительной, так и отрицательной асимметрии. Высоты шалыг удовлетворительно описываются распределением Вейбулла с параметрами $\alpha = 1.49$, $\lambda = 0.69$. Средняя крутизна шалыг 0.0024 при среднеквадратическом отклонении 0.0016. Средняя крутизна низового откоса заструг 0.0067 при среднеквадратическом отклонении 0.0048. Крутизна заструг и крутизна их низового откоса хорошо описывается кривыми гамма распределения с параметрами $\mu = 2.24$, $\eta = 92.9$ и $\mu = 2.13$, $\eta = 318.5$ соответственно.

Следующий класс средних гряд – песчаные волны, их характерная средняя длина 3100 м (среднеквадратическое отклонение 830 м), высота (превышение гребня над подвалем) от 2–3 до 11–12 м. Это трехмерные крупные гряды, образующие в меженном русле многочисленные побочни и осередки, обычно не покрытые растительностью. Осередки имеют эллипсовидную и каплевидную форму в плане со средним соотношением длин по продольной и поперечной оси 4:1, побочни часто отрезаны от берега побочневым протоком. Распределение длин песчаных волн аппроксимируется гамма распределением с параметрами $\mu = 14.46$, $\eta = 0.0046$.

Средняя длина самых крупных средних гряд на нижней Волге 5900 м (среднеквадратическое отклонение 1410 м), высота от 4–5 до 12–15 м. Это системы слабо заросших побочней, часто сложных, с хорошо выраженными побочневыми протоками вдоль пойменных берегов, реже небольшие излучины русла с покрытым растительностью пойменным массивом, обычно рассеченным мелкими протоками. Эти формы руслового рельефа полностью определяют морфологию меженного, и, частично, поводного русла нижней Волги. Распределение длин крупных побочней с побочневыми протоками также описывается гамма распределением с параметрами $\mu = 20.5$, $\eta = 0.0035$.

Структурная организация руслового рельефа нижней Волги

| Структурные уровни | Комплексы русловых форм | Средняя длина форм/среднеквадратическое отклонение (м) | Средняя высота форм/среднеквадратическое отклонение (м) |
|--------------------|--|--|---|
| Ультрамикроформы | Рифели | ~5 | ~0.1 |
| Микроформы | Дюны | 43/31 | 0.8/0.5 |
| | Заструги | 140/83 | 1.0/0.67 |
| Мезоформы | Шальги | 580/310 | 1.2/0.76 |
| | Песчаные волны (малые побочни и осередки) | 3100/830 | до 12 |
| | Большие побочни и осередки, острова | 5900/1410 | до 15 |
| Макроформы | Крупные островные разветвления, излучины половодного русла | 13000 | до 20 |
| Мегаформы | Параллельно-рукавные разветвления | >100000 | >20 |

Большие гряды русла нижней Волги представляют собой крупные узлы разветвления средней длины 13000 м (по прямой между узлами разветвления и слияния). Здесь основное русло Волги и крупная протока (воложка) разделяются сложным островным массивом высотой до 18–20 м (над плесовыми лощинами), иногда консолидированным, часто разбитым на отдельные острова мелкими протоками. Реже макроформы представляют собой крупные излучины половодного русла Волги.

Низовья Волги – один из примеров формирования самых больших форм руслового рельефа в пределах Волго-Ахтубинской поймы. Речной поток ниже Волгограда разделяется на два самостоятельных, мало связанных друг с другом русла – разветвлено-извилистое русло собственно Волги и меандрирующее русло Ахтубы. Они следуют параллельно по разные стороны массива Волго-Ахтубинской поймы на расстоянии около 350 км, и каждое характеризуется особым русловым режимом. В пределах Волго-Ахтубинской поймы выделяются два участка (у Ахтубинска и у Цаган-Амана), где русла Волги и Ахтубы тесно сближаются, и где происходит максимальное взаимодействие волжского и ахтубинского потоков. В результате на Волго-Ахтубинской пойме можно выделить три мегаформы длиной 100–130 км, с амплитудой руслового рельефа до 23–25 м.

Основные закономерности структурной организации руслового рельефа нижней Волги

В русле нижней Волги выявлено 8 комплексов русловых образований, образующих отчетливый иерархический ряд (таблица). Наиболее общие черты организации рельефа русла полностью соответствуют ранее полученным закономерностям структуры рельефа русел крупных рек с песчаным аллювием [6]. При характерной для нижней Волги гидравлике потока во время половодья (средняя скорость течения $U = 1.1–1.2$ м/с и средняя глубина $D = 16–18$ м) число Фруда $Fr = U/\sqrt{gD}$ равно 0.087. Безразмерное волновое число $k_D = 2\pi D/L$ равно для рифелей 21.4; для дюн – 2.48; для заструг – 0.78; для шальг – 0.197; для песчаных волн – 0.043; для побочней – 0.017; для крупных узлов разветвления – 0.0048; для параллельно-рукавных разветвлений – 0.00069. Если эти данные положить на теоретическую диаграмму соответствия структуры руслового рельефа кинетичности потока [6], то они хорошо дополняют ее в области малых чисел Фруда (рис. 6). Теоретическая диаграмма позволяет русловые формы на нижней Волге поставить в соответствие с русловыми формами на

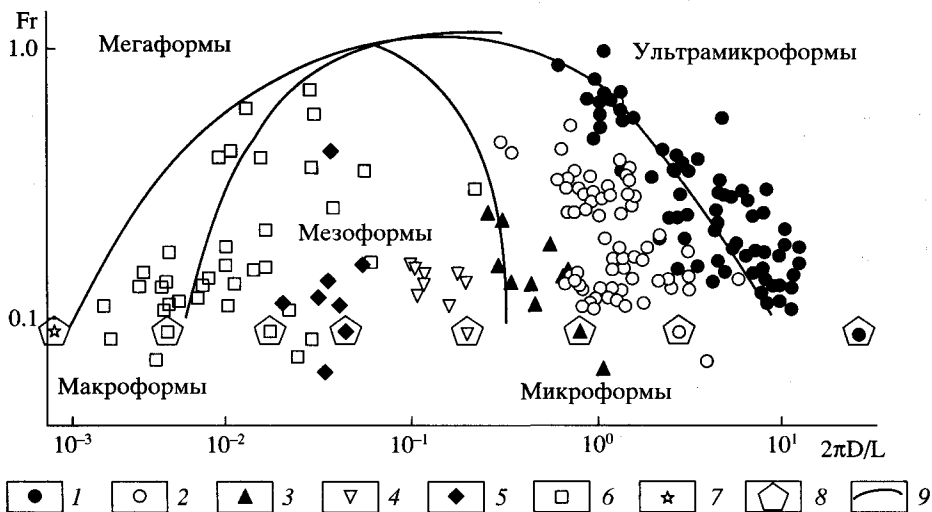


Рис. 6. Сопоставление теоретических типов возмущений речного дна и русловых форм в больших лотках и реках

1 – рифели, 2 – дюны, 3 – заструги, 4 – шалыги, 5 – песчаные волны, 6 – побочни, меандры, острова, 7 – параллельные разветвления, 8 – формы руслового рельефа на нижней Волге, 9 – теоретические границы областей с разными типами руслового рельефа

других реках с песчаным аллювием, что практически невозможно сделать на основании отдельных иерархических рядов. Теоретическая диаграмма также дает возможность классифицировать рельеф русла нижней Волги по структурным уровням (таблица): рифели относятся к структурному уровню ультрамикроформ; дюны и заструги – микроформ; шалыги, песчаные волны и побочни – мезоформ; крупные узлы разветвления и большие меандры – макроформ; параллельно-рукавные разветвления относятся к структурному уровню мегаформ.

Эмпирические кривые распределения длин русловых форм всех классов хорошо аппроксимируются гамма распределением, что указывает на единство процесса их формирования, вероятно, пуассоновского типа [25]. Изменчивость длин русловых образований внутри каждого класса (коэффициент вариации C_v) уменьшается с увеличением иерархического уровня формы руслового рельефа, что также характерно для других рек. Изменчивость длин дюн, заструг и шалыг ($C_v = 0.72; 0.59$ и 0.53 соответственно) несколько больше, чем на других реках и в экспериментальных лотках (там $C_v \sim 0.4$). Это можно объяснить тем, что на нижней Волге анализировались данные по грядовому рельефу в меженных условиях, когда велика доля пассивных форм, размеры которых не соответствуют текущим гидравлическим условиям.

Эмпирические распределения высот гряд на нижней Волге хорошо аппроксимируются распределением Вейбулла (которое часто используется для описания распределения экстремумов). Такие типы кривых распределения полностью соответствуют природе явления. Изменчивость высот дюн, заструг и шалыг ($C_v = 0.63-0.67$) на нижней Волге также больше, чем на других реках ($C_v \sim 0.5$), что подтверждает большую неоднородность грядового рельефа в условиях межени.

В настоящее время в нашем распоряжении нет данных о донном рельефе русла нижней Волги периода половодья, а также съемок гидравлических характеристик потока для периода формирования донного рельефа. Эта информация даст возможность более детального анализа структуры рельефа речного русла. Полевые изыскания ближайшего времени будут нацелены на получение подобной информации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вопросы гидротехники свободных рек // Сб. избр. тр. основоположников русской гидротехники. М.: Речиздат, 1948. 363 с.
2. Великанов М.А. Динамика русловых потоков. М.: Гостехиздат, 1955. Т. 2. 323 с.
3. Маккавеев Н.И. Русло реки и эрозия в ее бассейне. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 346 с.
4. Гринвальд Д.И., Никора В.И. Речная турбулентность. Л.: Гидрометеоздат, 1988. 152 с.
5. Сидорчук А.Ю. Структура потока и руслового рельефа // Закономерности проявления эрозионных и русловых процессов в различных природных условиях. М.: Изд-во МГУ, 1981. С. 261–262.
6. Сидорчук А.Ю. Структура рельефа речного русла. СПб.: Гидрометеоздат, 1992. 126 с.
7. Сидорчук А.Ю. О механизме взаимодействия потока и русла // Тр. АВН. Гидрология и русловые процессы. 1998. Вып. 5. С. 119–136.
8. Кондратьев Н.Е. О дискретности русловых процессов // Проблема русловых процессов. Л.: Гидрометеоздат, 1953. С. 16–20.
9. Callander R.A. Instability and river channels // J. Fluid. Mech. 1969. V. 36. P. 465–480.
10. Callander, R.A. River Meandering. // Annual Rev. on Fluid. Mech. 1978. V. 10. P. 129–158.
11. Parker G. On the cause and characteristic scales of meandering and braiding in rivers // J. Fluid. Mech. 1976. V. 76. P. 457–480.
12. Fredsoe J. Meandering and braiding of rivers // J. Fluid. Mech. 1978. V. 84. P. 609–624.
13. Картвелишвили Н.А. Потоки в недеформируемых руслах. Л.: Гидрометеоздат, 1973. 279 с.
14. Михинов А.Е. Неустойчивость донных волн в деформируемом русле // Метеорология и гидрология. 1983. № 11. С. 84–91.
15. Михинов А.Е. Определение элементов плановых и высотных деформаций больших земляных каналов по морфологическим характеристикам: Автореф. дис. ... канд. техн. наук. М.: ИВП РАН, 1985. 23 с.
16. Sidorchuk A. The structure of river bed relief // Coherent flow structures in open channels. Wiley. 1996. P. 397–421.
17. Коротаев В.Н., Римский-Корсаков Н.А. Исследование рельефа и отложений речных русел методами гидроакустики. // Геоморфология на рубеже XXI века. М.: Изд-во МГУ, 2000. С. 543–554.
18. Коротаев В.Н., Милошевич В.А., Михайлов В.Н. и др. Оценка возможных изменений морфологии водотоков и гидрографической сети дельты Енисея // Природа Арктики в условиях межзонального перераспределения водных ресурсов. Л.: Гидрометеоздат, 1980. С. 50–53.
19. Алексеевский Н.И. Характеристики руслового рельефа и их связь со структурой речной сети // Вестн. МГУ. Сер. 5. География. 1987. № 3. С. 41–47.
20. Спиридонов А.И. Физиономические черты рельефа как показатель его происхождения и развития. // Индикационные географические исследования. М.: Изд-во МГУ, 1970. С. 92–104
21. Ласточкин А.Н. Морфодинамический анализ. Л.: Недра, 1987. 256 с.
22. Nordin C.F. Statistical properties of dune profiles // U. S. Geol. Survey Prof. Pap. 462-K. 1971. 41 p.
23. Сидорчук А.Ю. Динамика грядового рельефа русла р. Нигер // Гидрофизические процессы на реках и водохранилищах. М.: Наука, 1985. С. 162–168.
24. Клаевен А.Б. Моделирование русловых форм в потоках с открытой водной поверхностью. // Тр. V Всесоюз. гидрологического съезда. Л.: Гидрометеоздат, 1988. Т. 10. С. 237–249.
25. Wang W.C., Shen H.W. Statistical properties of alluvial bed forms // Proc. 3rd International Symposium on Stochastic Hydraulics. Tokyo. 1980. P. 371–389.

Московский государственный университет
Географический факультет

Поступила в редакцию
11.12.2001

THE STRUCTURE OF CHANNEL LANDFORMS OF LOWER VOLGA

A.Yu. SIDORCHOUK

Summary

The hierarchical classification of Lower Volga channel landforms is put forward. The classification consists of 8 complexes and 5 classes. The class of nanofoms includes riffles; microforms – dunes and zastrugas; mezoforms – sand waves and alternate bars; macroforms – big meanders and large ramification junctions; megaforms – ramifications with parallel arms or the river. The main channel of Volga and its branch – Akhtuba form a parallel-channel system. Empirical probability density of channel forms length (for each class) may be fitted well by Gamma distribution; the height may be fitted by Weibull distribution.