

А. Ю. Сидорчук

## ГЛАВНЫЕ ФОРМЫ РЕЧНЫХ РУСЕЛ: МЕАНДРЫ И РАЗВЕТВЛЕНИЯ

### **Введение**

Как известно, речным руслом называется самая нижняя часть речной долины, постоянно или временно залитая речной водой. Конфигурация речного русла может контролироваться формой неразмываемых (слабо размываемых) структурных или исторически сложившихся элементов днища речной долины – обычно это врезанные русла. С другой стороны, конфигурация речного русла может быть результатом работы речного потока, образования в днище речной долины русловых форм различных размеров, сложенных размываемым аллювием, и их дальнейшего переформирования. В этом случае неразмываемые (слабо размываемые) породы контролируют только форму бортов днища долины. Таковы свободные реки, и только свободные реки рассматриваются в дальнейшем. Все разнообразие конфигураций речных русел в плане в самых первых морфодинамических классификациях было сведено к трем главным типам – одорукавные относительно прямолинейные русла, одорукавные меандрирующие русла и русла, разветвленные на рукава (Россинский, Кузьмин, 1947; Leopold, Wolman, 1957). Дальнейшее развитие такой классификации шло по пути детализации вариантов этих основных типов (см., например, классификацию Р.С. Чалова, 2008). При этом возникают вопросы: какова причина меандрирования, одорукавности или разветвления на рукава свободной реки? Существуют ли количественные критерии для разделения свободных рек на главные типы? Ответы на эти вопросы будем искать в рамках двух главных подходов к проблеме – гидравлико-гидродинамического и ландшафтно-климатического (географического).

### **Гидродинамические причины образования русел разных типов**

М.А. Великанов (1948) сформулировал главный постулат теории руслового процесса – принцип взаимодействия потока и русла, который лежит

в основе гидродинамического подхода к решению проблемы морфодинамики речных русел. Н.И. Маккавеев (1955, стр. 137-139) так формулирует этот принцип: "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."

Для количественного описания этого процесса «отображения» наиболее эффективным показал себя метод малых возмущений (Kennedy, 1963; Гришанин, 1974). Он заключается в специальном анализе решений уравнений движения потока и деформации дна русла. Динамические и геометрические характеристики потока и русла представляются в виде суммы двух компонент – основной характеристики и ее возмущения. Возмущения записываются как бисинусоидальные волны некоторой длины и ширины, с некоторой скоростью продольного смещения и скоростью изменения амплитуды. В результате решения уравнений для возмущенного потока при заданных динамических и геометрических характеристиках основного потока и рассчитанной геометрии волны возмущения определяются знак и величина скорости изменения амплитуды такой волны. В случае отрицательной скорости изменения амплитуды возмущение со временем затухает и не вызывает деформаций дна русла. В случае положительной скорости амплитуда волны во времени увеличивается, и такое возмущение может сформировать грядовую форму руслового рельефа.

Главная сложность этого подхода заключается в невозможности современными математическими методами решить аналитически полные уравнения движения потока и деформации дна русла. Эти уравнения необходимо упростить таким образом, чтобы их можно было решить и при

этом не потерять существенные элементы решения. Было найдено такое упрощение уравнений гидродинамики, при котором результаты теоретических расчетов неплохо соответствуют данным измерений в русловых лотках и в натуральных реках (Сидорчук, 1992; Sidorchuk, 1996).

Теоретические расчеты были проведены для бисинусоидальных волн возмущений самой разной длины  $L$  и ширины  $L_y$ , которые накладывались на основной прямолинейный равномерный установившийся поток. Волны возмущений с отрицательной скоростью изменения амплитуды в дальнейшем не рассматривались, а для волн с растущей амплитудой, которым соответствуют грядовые формы руслового рельефа, строилась зависимость скорости роста амплитуды, отнесенной к длине волны, от длины и ширины волны. Для некоторого фиксированного момента времени это будет связь отношения высоты к длине волны  $h/L$  с длинами и ширинами этих волн (рис. 1).

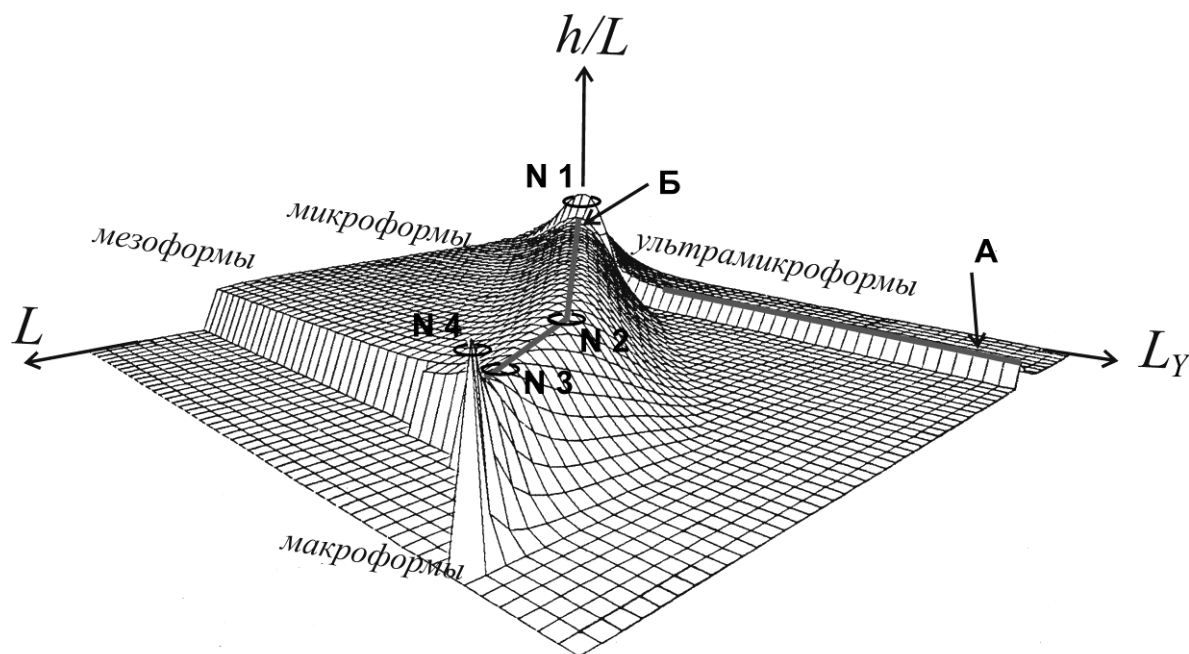


Рис. 1. Двухмерный спектр волн возмущений дна руслового потока и главные типы этих возмущений. Линиями показаны ось двухмерных ультрамикроформ (А) и осевая линия максимума спектра (Б), точками – перегибы осевой линии (N 2 и N 3) и локальные максимумы спектра (N 1 и N 4).

У этого теоретического распределения два важных свойства. Во-первых, оно непрерывно, континуально. Внутри поля существования волн возмущений с растущей амплитудой (грядовых русловых форм) нет областей с их отсутствием. Во-вторых, оно имеет сложный рельеф. Имеются локальные максимумы скорости роста амплитуд волн возмущений, форма волн возмущений в плане меняется. Прослеживаются черты дискретности – выделяются группы волн возмущений (грядовых форм), обладающих близкими свойствами. Таких главных групп четыре: ультрамикрорформы, микрорформы, мезорформы и макроформы.

Группа **ультрамикроформ** выделяется по отчетливым локальным максимумам в области наиболее коротких волн возмущений. Один из этих максимумов (линия А на рис. 1) соответствует волнам с шириной существенно большей, чем длина – это двумерные ультрамикрорформы. Другой максимум (точка N 1 на осевой линии Б) соответствует изометрическим трехмерным коротким волнам возмущений, у которых длина и ширина примерно одинаковы. Верхней границей области развития ультрамикрорформ (самые длинные ультрамикрорформы) является точка резкого уменьшения скорости роста амплитуды возмущений. Нижняя граница этой области (самые короткие ультрамикрорформы) теоретически не выделяется, физический нижний предел для размеров русловых гряд связан с крупностью аллювия.

Длины ультрамикрорформ  $L_1$  увеличиваются с ростом глубины потока  $D$  и числа Фруда  $Fr = U/\sqrt{gD}$  ( $U$  – скорость потока,  $g$  – ускорение свободного падения). Длины двумерных (вытянутых поперек потока) ультрамикрорформ описываются формулой А.Е. Михинова (1983):

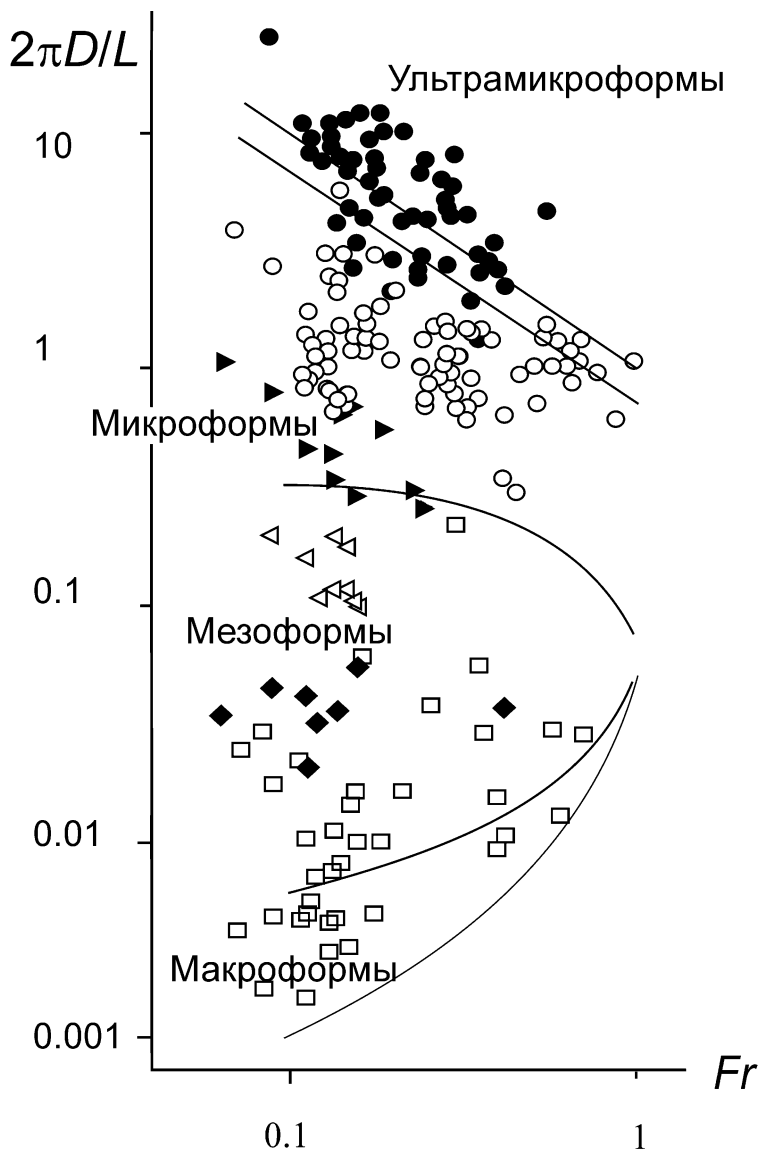
$$L_1 = 5.4DFr \quad (1)$$

Трехмерные изометрические ультрамикрорформы несколько более длинные:

$$L_1 = 7.1DFr \quad (2)$$

Этим зависимостям хорошо соответствуют данные о рифелях, т.е. о самых малых грядах, длина которых порядка глубины потока (рис. 2). Длины рифелей

на равнинных реках составляют около одной глубины потока и менее, на горных – до трех и более глубин потока.



- – рифели;
- – антидюны;
- – дюны\_1;
- ▶ – дюны\_2;
- ◁ – дюны\_3, побочни (осередки)\_1;
- ◆ – побочни (осередки)\_2;
- – побочни (осередки)\_3, некоторые покрытые пойменным наилком и заросшие.

Рис. 2. Соотношения между показателем  $2\pi D/L$  и числом Фруда для натуральных русловых образований (показаны значками) и теоретических групп грядовых форм руслового рельефа. Границы между группами показаны линиями, проведёнными в соответствии с формулами (сверху вниз): (1), (2), (3), (6) и (8), характеризующими (см. текст) основные группы волн возмущений.

В группе **микроформ** максимум скорости роста амплитуд волн возмущений приходится на линию равенства длины и ширины волн, т.е. грядовые формы этой группы изометричны в плане. Верхней границей области развития микроформ (самые длинные микроформы) будет точка N 2 на осевой линии Б, когда гряды начинают терять изометричность (рис. 1).

Длины микроформ  $L_2$  увеличиваются с ростом глубины потока и числа Фруда. Однако определенной зависимости этой длины от гидравлических характеристик потока не существует. Нижнюю границу области описывает формула (2). Для верхней границы области, проходящей через точку N 2, можно использовать формулу

$$L_2 = 8.2D \exp(2.0Fr) \quad (3)$$

Для равнинных рек длина микроформ на верхней границе области составляет 10 глубин и менее, для горных – несколько десятков глубин потока. Между этими двумя границами нет локальных максимумов скорости роста амплитуд волн возмущений: вероятность формирования изометрических гряд самой разной длины в этом диапазоне примерно одинакова.

Этой области хорошо соответствуют дюны, т.е. гряды в натуральных реках и больших гидравлических лотках, размеры которых больше размеров рифелей. Часто рифели и/или более мелкие дюны моделируют поверхность более крупных дюн, образуется иерархия гряд. Как видно на рис. 2, эмпирические точки для отдельных дюн разных иерархических уровней (дюны\_1, дюны\_2, и т.д.) покрывают всю область теоретических микроформ.

В высококинетических потоках с числами Фруда около единицы образуются своеобразные формы руслового рельефа, т.н. антидюны. Эксперименты Саймонса и Ричардсона (Guy et al., 1966) в большом лотке дали возможность определить не только гидравлические условия образования антидюн, но и их морфометрию – длину и высоту этих гряд. Эти измерения хорошо ложатся на зависимость для длины трехмерных ультрамикроформ (рис. 2). Таким образом, антидюны являются не дюнами, а рифелями в условиях высококинетического потока.

Число микроформ, которые укладываются по ширине реки  $W$ , определяется неравенством

$$0.12 \frac{W}{D} \exp(-2.0Fr) \geq \frac{W}{L_2} \geq 0.14 \frac{W}{DFr} \quad (4)$$

Это означает, что на горных реках при числах Фруда более 0.5 в условиях узкого стесненного коренными бортами русла с отношением ширины к глубине 20-60 вся ширина реки будет занята одной микроформой. При условии

$$\frac{W}{D} = 8.2 \exp(2.0Fr) \quad (5)$$

возникает полная гидродинамическая одноруканность реки, когда разделение потока на отдельные струи происходит только при наличии структурных неоднородностей дна речной долины или при обтекании частиц аллювия (которые в этом случае обычно являются валунами). Грядовый рельеф такого типа представляет собой системы порог-плес, где пороги состоят из валунов и крупной гальки и перегораживают все русло (рис. 3).



Рис. 3. Системы порог-плёс (выделяются характерными волнами на свободной поверхности потока) в русле р. Варзоб (Таджикистан) в среднем течении (фото автора)

Дальнейшее увеличение длины волн возмущений приводит к изменению их конфигурации в плане – пропадает изометричность, и длина волн становится больше их ширины. Степень удлиненности увеличивается с увеличением длины волны. Эти удлиненные волны отнесем к **мезоформам**. Длины мезоформ  $L_3$  увеличиваются с глубиной потока, но в отличие от микроформ уменьшаются с ростом числа Фруда. Длина мезоформ уменьшается также с ростом гидравлических сопротивлений, обратной величине коэффициента  $C$  в формуле Шези. Определенной зависимости этой длины от гидравлических условий потока нет. Нижняя граница области описывается формулой (3). Для верхней границы области, проходящей через точку N 3, можно использовать формулу

$$L_3 = 8.0D \left( \frac{C^2}{2g} \right) \exp(-1.8Fr) \quad (6)$$

Для равнинных рек  $L_3$  составляет несколько сотен глубин, для горных – до сотни глубин потока. Между этими двумя границами расположена область мезоформ, в которой нет локальных максимумов скорости роста амплитуд волн возмущений – вероятность формирования удлиненных гряд самой разной длины в этом диапазоне примерно одинакова. Степень удлиненности мезоформ (отношение длины волны  $L_3$  к ширине волны  $L_{3y}$ ) увеличивается с увеличением их длины от 1 (изометрия) до некоторой максимальной величины

$$\frac{L_3}{L_{3y}} \approx 0.1C$$

$$L_{3y} = 80D \left( \frac{C}{2g} \right) \exp(-1.8Fr) \quad (7)$$

При обычных значениях коэффициента  $C$  в формуле Шези для равнинных рек 40-50 эта максимальная величина удлиненности составляет 4-5, что совпадает с данными наблюдений. На горных реках удлиненность мезоформ меньше.

В равнинных реках мезоформам соответствуют многочисленные крупные грядовые русловые формы – песчаные волны, побочни и осередки (рис. 2), которые разделяют поток на большое количество струй. Часто более мелкие гряды накладываются на более крупные, образуется иерархия мезоформ. На

горных реках при числах Фруда более 0.6 мезоформы трудно отличить от микроформ, и структура грядового рельефа существенно упрощается, в том числе возникают условия для реализации гидродинамической однорукавности.

Группа **макроформ** выделяется по локальному максимуму скорости роста амплитуды волн возмущений (точка N 4 на рис. 1). Этому максимуму соответствуют удлиненные грядовые формы с высокой вероятностью реализации вполне определенных морфометрических характеристик.

$$L_4 = 4.2D \left( \frac{C^2}{2g} \right) Fr^{-1.1} \quad 0.1 \leq Fr \leq 0.5$$

$$L_4 = 42.0D \left( \frac{C^2}{2g} \right) \exp(-3.1Fr) \quad Fr > 0.5$$
(8)

Длины макроформ  $L_4$  увеличиваются с глубиной потока и уменьшаются с ростом числа Фруда и гидравлических сопротивлений. Величина удлинения макроформ описывается формулой (9).

$$L_4 / L_{4Y} = \sqrt{\frac{C^2 \gamma_0}{g}} \quad (9)$$

где коэффициент  $\gamma_0$  уменьшается с увеличением интенсивности поперечной циркуляции на повороте русла. Обычно значение этого коэффициента изменяется в диапазоне 0.08 – 0.1.

В равнинных реках макроформам соответствуют как самые большие грядовые русловые формы – побочни и осередки, так и стабилизированные растительностью и пойменным наилком острова и излучины, которые определяют уже форму всего русла (рис. 2).

Следует иметь в виду, что максимальная длина макроформы, описываемая формулой (8), реализуется только в случае ширины русла не меньше полуширины макроформы. В более узком русле могут образоваться только макроформы меньшей длины, такой, чтобы выдерживалось соотношение (9). Это означает, что шаг побочней и осередков зависит от ширины русла. Если длина макроформы полностью реализуется, то

$$L_4 = 0.2CW \approx 8 \div 10W \quad (10)$$

Если русло уже, чем полуширина наиболее вероятной макроформы, то реализуются более короткие (и менее развитые) макроформы, ширина которых равна двум ширинам более узкого русла. Такие макроформы менее вытянуты, чем полностью развитые, и коэффициент в формуле (10) становится меньше 8-10

$$L_4 \leq 0.2CW \approx \left(0.2C - \frac{k}{W}\right)W \quad (11)$$

Отношение ширины русла к ширине макроформы

$$\frac{W}{L_{4Y}} = 0.32 \frac{W}{D} C^{-1} Fr = 0.1 \frac{W}{D} \sqrt{S} \quad 0.1 \leq Fr \leq 0.5; \quad C > 20 \quad (12)$$

$$\frac{W}{L_{4Y}} = 0.032 \frac{W}{D} C^{-1} \exp(3.1Fr) = 0.032 \frac{W}{D} C^{-1} \exp(C\sqrt{S}) \quad 0.5 < Fr < 1.0$$

является важным морфологическим критерием, так как часто именно макроформы доминируют в рельефе речного русла. Здесь  $S$  – уклон свободной поверхности в реке. Если ширина русла меньше или равна полуширине макроформы, то реализуется побочной тип русла (рис. 4, а1). При этом возникает асимметричное расположение макроформ руслового рельефа, когда побочни чередуются в шахматном порядке. Возможно также симметричное расположение макроформ руслового рельефа, тогда формируется русло с ленточными грядами (рис. 4, а2). Эта вторая конфигурация обычно бывает неустойчивой, ленточные гряды перекашиваются, и формируется русло с чередованием правобережных и левобережных побочней.

Если ширина русла больше, чем полуширина макроформы, то формируется русло, разделенное на рукава крупными грядовыми русловыми формами. Когда отношение (12) увеличивается до единицы, то русло с побочнями сменяется руслом с осередками, разделенным на рукава этими крупными грядами. По мере увеличения отношения (12) сначала один из рукавов шире другого, а затем оба рукава становятся равноценными (рис. 4б). По мере дальнейшего увеличения отношения (12) русло становится все более сложным, трехрукавным и т.д. Если учесть, что многорукавность

поддерживается и более мелкими грядовыми русловыми формами, то при больших значениях отношения (12) русло приобретает вид разбросанного.

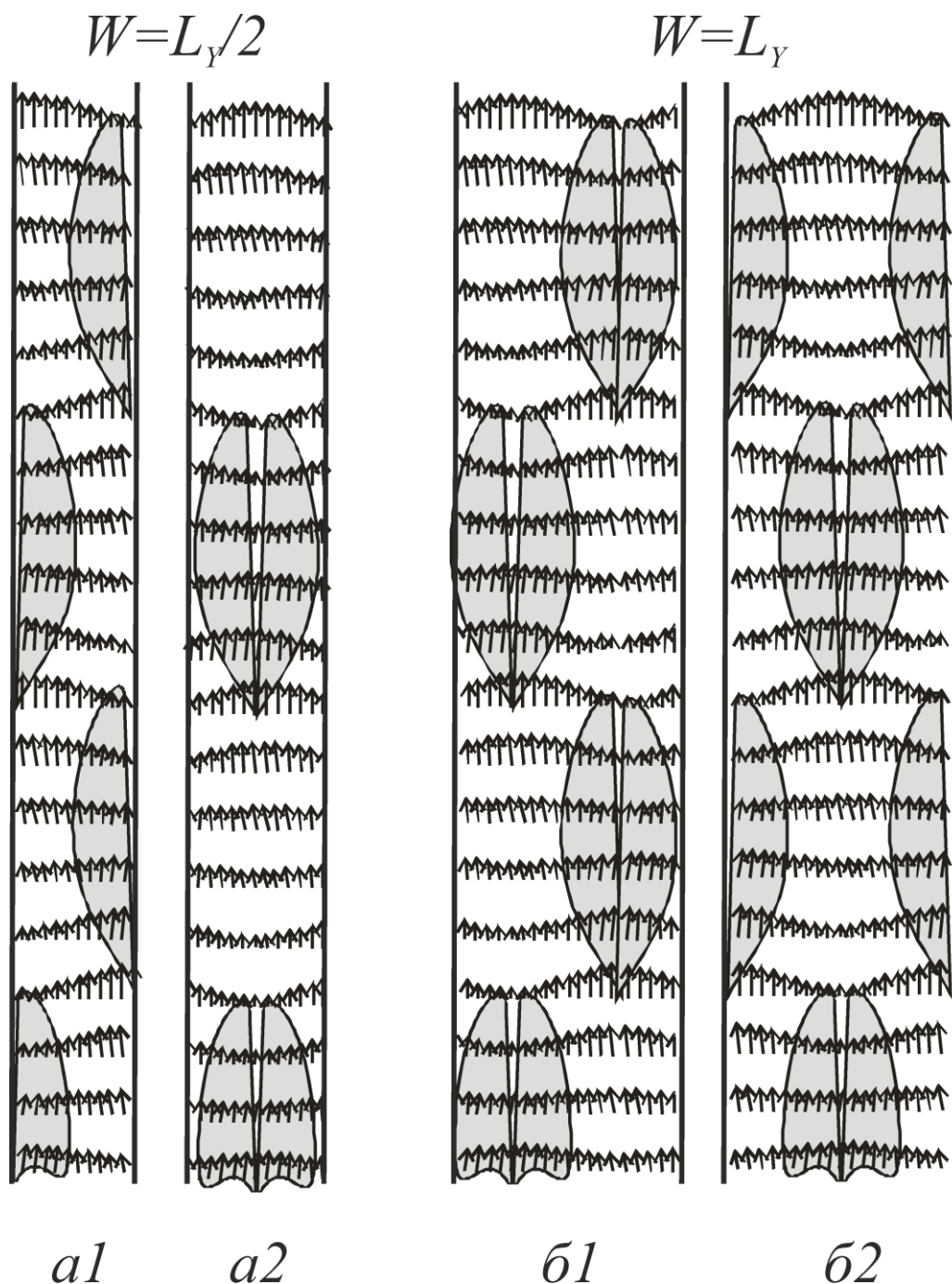


Рис. 4. Конфигурация возмущений гидравлических характеристик потока (бисинусоидальные волны, показаны стрелками, длина которых соответствует скорости потока), на основе которых образуются макроформы грядового рельефа русла (показаны полуовалами), и их соотношения с бортами днища долины (прямые линии), дающие асимметричные (*a1*, *б1*) и симметричные (*a2*, *б2*) морфологические типы

Таким образом, в рамках гидродинамического подхода оказывается возможным описать основные морфодинамические черты речных русел. Из-за неустойчивости прямолинейного движения частиц жидкости в потоке возникают волнообразные структуры самых разных размеров. У части этих волн амплитуда увеличивается во времени, такие структуры потока «отображаются» в размываемом русле реки, и формируются грядовые формы руслового рельефа. Грядовые формы имеют размеры и конфигурацию, зависящие от гидравлических характеристик потока. Это ультрамикроформы, микроформы, мезоформы и макроформы. Если известны ширина и уклон днища речной долины, расход воды и величина гидравлических сопротивлений, то на основе гидродинамического подхода по формулам (1)-(12) можно дать оценку размеров (или диапазонов размеров) этих русловых образований и их влияния на форму речного русла.

Гидравлически однорукавным может быть только узкое русло горной реки с высококинетическим потоком, где даже микроформы занимают всю ширину русла (см. формулу 5). Все остальные реки являются гидравлически многорукавными, когда поток разбивается на отдельные струи аллювиальными грядами тех или иных размеров. Это явление наиболее ярко выражено в расширениях днищ долин горных рек, но и русла сравнительно узких равнинных рек не обходятся без деления на рукава осередками или островками.

Казалось бы, количество многорукавных рек должно быть существенно больше, чем однорукавных. Тем не менее, имеющиеся оценки распространения рек разных типов на территории Северной Евразии показывают абсолютное преобладание однорукавных относительно прямых и меандрирующих рек (Кондратьев и др., 1982; Русловой режим..., 1994). Несоответствие данных наблюдений гидродинамическим расчетам требует привлечения дополнительных подходов к решению проблемы.

## Формирование пойменно-русловых комплексов

Таким подходом является учет климатических и ландшафтных факторов формирования рельефа речных русел. Главным процессом является уменьшение активной ширины днища речной долины и образование речных пойм за счет освоения грядовых русловых форм растительностью и аккумуляции пойменного аллювия. Уменьшение активной ширины днища речной долины происходит также при врезании рек, формировании в днищах речных долин вечной мерзлоты, при долговременных изменениях водоносности рек и темпов поступления в реку наносов с водосбора.

Растительность есть неотъемлемый компонент речной долины. С речными долинами связаны целые группы пионерных растений, быстро заселяющих аллювиальные отмели, переносящих длительное затопление корневой системы. Хорошо изучены характерные сукцессии растительного покрова на речных поймах (Максимов, 1974).

Для процесса уменьшения активной ширины днища речной долины и формирования поймы основными являются два свойства растительного покрова: стволы и стебли растений увеличивают шероховатость поверхности; корневые системы растений увеличивают сцепление грунта.

Согласно широко применяемой в гидравлике открытых русел формуле Шези-Маннинга, скорость потока  $U$  прямо пропорциональна корню квадратному из уклона реки  $S$  и глубине  $D$  в степени «2/3» и обратно пропорциональна коэффициенту шероховатости  $n$

$$U = \frac{\sqrt{S}}{n} D^{2/3} \quad (13)$$

Минимальные значения коэффициентов шероховатости для потока с дном, покрытым низкой травой, составляют 0.04, что уже вдвое больше, чем для потока с аллювиальным дном. Для пойм с густой растительностью коэффициент шероховатости увеличивается до 0.2-0.4 и более (Соколов, 1980). Скорости течения потока в условиях наличия растительности в 2-20 раз меньше, чем при ее отсутствии. Особую роль играют области резкого

изменения шероховатости: так, при переходе от русла к пойме происходит замедление потока и аккумуляция наносов. То же самое происходит и на пойме в местах изменения густоты растительности. За счет аккумуляции наносов происходит рост отметок поверхности поймы и формируется пойменный рельеф. В свою очередь, перепады отметок поверхности поймы также приводят к образованию областей замедления потока и выпадению из воды наносов разных фракций. Области аккумуляции наносов в растительности, вплоть до самых тонких фракций, формируются на спаде паводков даже в самых высококинетических потоках.

Отложение пойменного аллювия, обычно включающего частицы пелитового размера и органические остатки, приводит к формированию связных грунтов на речной пойме. Связные грунты, насыщенные органикой, способствуют еще лучшему укоренению растительности. В свою очередь, корневая система растений очень существенно увеличивает связность грунтов на пойме. Все это приводит к увеличению критических скоростей, необходимых для размыва поверхности поймы. Для начала размыва поверхности суглинистой поймы с луговой растительностью требуются скорости потока более 1.2-1.6 м/с. В условиях лесной растительности на пойме критические скорости начала размыва существенно больше.

В результате, на горных реках могут временно образоваться участки поймы с укоренившейся растительностью среди галечного русла. Эти участки обычно размываются во время паводков, но на большинстве полугорных и равнинных рек образование стабильной поймы неизбежно и необратимо.

Когда русловые гряды покрываются растительностью и перекрываются относительно тонким пойменным аллювием, возникают условия для стабилизации их поверхности. Формирование стабильных массивов поймы, где даже во время паводков и половодий скорости потока не превышают необходимых для начала интенсивного размыва, кардинально изменяет русловой режим реки. Уменьшается площадь живого сечения днища речной долины. Возникает пойменная часть днища долины, где наносы в основном

аккумулируются, и русловая часть, где продолжается грядовое перемещение влекомых наносов и размываются берега одного или нескольких русел.

Формируются пойменно-русловые комплексы различной степени сложности (Чернов, 2009).

Непосредственный переход от многорукавного беспойменного русла с многочисленными осередками и побочными к пойменно-русловым комплексам, обычно малорукавным (часто одорукавным) выявляется при прослеживании изменения морфодинамического типа речного русла по длине реки. Например, на р. Терек такой переход происходит на участке реки от Владикавказа до устья Малки (Лодина и др., 1987).

Процесс перехода от русла с многочисленными осередками и побочными к пойменно-русловым комплексам иногда реализуется во времени при изменении характера растительности в речной долине. Показателен пример распространения тамариска в Северной Америке. По данным Графа (Graf, 1978), тамариск был завезен сюда в 1800 г. Растет тамариск группами из нескольких высоких (10-12 м) деревьев, окруженных большим количеством кустов 5-6 м высотой, и селится в основном на песках, закрепляя их. В результате на реках плато Колорадо осередки и побочники превратились в острова и массивы поймы, стали длиннее и шире. Блэкберн с соавторами (Blackburn et al., 1982) описали расселение тамариска на реке Бразос (Техас, США). До 1940 г. тамариск не произрастал в русле. К 1950 г. большая часть песчаных побочней покрылась этим кустарником (22% первоначальной площади русла реки), к 1963 г. – 47%, к 1979 г. – 57% площади русла. Песчаные побочники полностью стабилизировались и были включены в состав поймы. Ширина русла уменьшилась со 157 м в 1941 г. до 67 м в 1979 г., извилистое русло преобразовалось в меандрирующее. Надлер и Шамм (Nadler, Schumm, 1981) описали смену морфологического типа русел рек Южный Платт и Арканзас в условиях изменения гидрологического режима рек. В середине XIX в. их бассейны осваивались под орошаемое земледелие. Это привело в начале XX в. к повышению уровня грунтовых вод, которое вызвало прекращение

пересыхания рек летом, значительное уменьшение внутригодовой неравномерности стока и увеличение густоты прибрежной растительности, расселение тамариска. В результате на р. Южный Платт произошло преобразование широкого (450 м шириной) прямолинейного русла с многочисленными осередками в слабо меандрирующее узкое (100 м) однорукавное русло. Осередки покрылись растительностью, превратились в острова, которые объединились в массивы, причленились к берегу и образовали пойму, заполнившую 0,75 ширины прежнего русла. На р. Арканзас слабоизвилистое широкое (180 м) осередковое русло преобразовалось в меандрирующее однорукавное узкое (~ 30 м) русло.

Пойменно-русловые комплексы формируются длительное время, сопоставимое с этапами геологического времени, например, с голоценом. За это время водоносность рек, гидрологический режим, морфодинамический тип русел могут претерпевать существенные изменения. Так, для территории Северной Евразии хорошо выделяются следующие три этапа формирования пойм (Панин и др., 2011). В позднеледниковье поймы формировались реками очень больших размеров: ширина русел, шаг и амплитуда излучин этих рек превосходили размеры современных рек до 13–15 раз. На этом первом этапе возникли очень широкие поймы, соответствующие поясу меандрирования этих больших рек. На втором этапе во время атлантического периода голоцена поймы формировались реками в 1.5–2 раза меньших размеров, чем современные, но с более крутыми излучинами. Часто поймы этого этапа занимают лишь небольшую часть пойменных массивов, созданных большими руслами предшествующего этапа. Третий, современный этап формирования речных пойм связан с увеличением размеров рек и уменьшением кривизны и амплитуды излучин речных русел. В результате пояс меандрирования рек стал уже, что способствовало сохранению рельефа пойм предыдущих этапов на многих участках речных долин.

Уменьшение активной ширины дна речной долины при формировании пойменных массивов не может идти до бесконечности. Должны сохраняться

способность русел пропускать расходы воды, вплоть до максимальных, и способность транспортировать поступающие с водосбора наносы, вплоть до самых крупных фракций. Кроме того, процесс формирования пойменно-руслового комплекса регулируется двумя критическими скоростями: критической скоростью размыва поверхности, закрепленной растительностью и тонким аллювием  $U_{fp\_cr}$ , и критической скоростью перемещения влекомых наносов в речном русле  $U_{ch\_cr}$ . Скорость в русловой части потока должна быть несколько больше  $U_{ch\_cr}$  но меньше  $U_{fp\_cr}$ . Все эти условия приводят к неравенству

$$\left[ \frac{Q_0 \left( \frac{S_0}{P} \right)^{\frac{3}{4}}}{W_0 n_0^{\frac{3}{2}} (U_{fp\_cr})^{\frac{5}{2}}} \right]^m \leq \left( \frac{W}{W_0} \right)^{\frac{5}{2}} \leq \left[ \frac{Q_0 \left( \frac{S_0}{P} \right)^{\frac{3}{4}}}{W_0 n_0^{\frac{3}{2}} (U_{ch\_cr})^{\frac{5}{2}}} \right] \quad (14)$$

Показатель степени  $m$  входит в связь расхода наносов и скорости потока и варьирует в диапазоне 2÷4. Неравенство (14) показывает очень сложную зависимость ширины русловой части пойменно-руслового комплекса  $W$  от определяющих факторов. Поскольку это неравенство, точно рассчитать ширину речного русла в пойменно-русловом комплексе невозможно, можно оценить только некоторый диапазон значений. В этом диапазоне ширина увеличивается и с увеличением общего расхода воды  $Q_0$ , и с увеличением уклона дна долины  $S_0$  (с учетом извилистости русла  $P$ ). Ширина русла также быстро увеличивается с уменьшением критических скоростей, в первую очередь, критической скорости для начала размыва руслового аллювия, а также с уменьшением шероховатости русла. Одновременно, ширина русла (русел) уменьшается (при прочих равных условиях) с увеличением ширины днища речной долины  $W_0$ .

Большой эмпирический материал, показывающий связи различных морфодинамических типов речных русел с относительной шириной русел, был собран Б.Ф. Сنيщенко (Кондратьев и др., 1982). Было показано, что при  $0.03 < W/W_0 < 0.09$  формируются однорукавные меандрирующие русла, при  $0.09 < W/W_0 < 0.22$  – русла с пойменной многорукавностью (т.е. реки с

несколькими меандрирующими руслами), при  $0.22 < W/W_0 < 0.39$  – разветвленно-извилистые русла (переходные между пойменной и русловой многорукавностью) и при  $W/W_0 > 0.39$  – русловая многорукавность (т.е. единое русло, разделенное на рукава островами и осередками).

### **Меандрирование русел рек**

С образованием пойменно-русловых комплексов связано еще одно важное изменение руслового режима – возникновение нового качества в морфодинамике речного русла – меандрирования.

Когда в днище речной долины происходит только грядовое движение наносов, если нет стабильных пойменных массивов, меандрирующее русло не формируется. То, что настоящее меандрирование возможно только при наличии стабильных пойменных массивов и размываемых берегов, хорошо было известно исследователям, которые изучали русловые процессы в больших лотках. При отсутствии поймы обычно наблюдалось перемещение системы русловых гряд самых разных размеров, причем наиболее крупные гряды образовывали одно или несколько полого извилистых русел. Хорошо выраженные меандры формировались только при стабилизации гряд слоем глины (Schumm, Khan, 1972) или гальки или за счет врезания русла при понижении базиса эрозии (Экспериментальная..., 1969).

Первоначальный изгиб русла появляется за счет гидродинамической неустойчивости прямолинейного потока. Его величина невелика – отношение длины гряды к ее полуширине составляет 2-2.5. Такие русла обычно классифицируются как извилистые, а не меандрирующие. Процесс меандрирования русла есть увеличение этого начального изгиба по мере последовательного причленения к выпуклому берегу русла грядовых русловых форм, их зарастания, стабилизации и включения в пойменный массив. Описание многочисленных вариантов этого процесса можно найти у Р.С. Чалова (1979). Таким способом формируются различные морфологические разновидности грядистых пойм, а русло приобретает характерный рисунок меандра

(рис. 5). Каждый причленившийся к выпуклому берегу русла побочень или осередок вызывает дополнительное стеснение русла и изгиб потока, что приводит к размыву противоположного вогнутого берега русла и увеличению амплитуды меандра. Одновременно происходит смещение излучины русла вниз по течению согласно расположению зон ускорения и замедления потока (Маккавеев, 1971).



Рис. 5. Гривистый рельеф на пойме р. Идь-яха выше слияния с р. Се-яха (западный Ямал, фото И.В. Крыленко).

Меандрирующие однорукавные русла обычно формируются на относительно широких поймах, когда русло в 10-20 раз уже днища долины. Макроформы в меандрирующих реках перестают быть грядовыми русловыми формами и начинают определять форму всего русла. При этом длина таких макроформ определяется шириной русла в пойменных бровках и величиной гидравлических сопротивлений (см. формулы 10 и 11). Длина макроформ становится длиной волны меандра – расстоянием по прямой между двумя последующими вершинами излучин вдоль одного берега. Все более мелкие грядовые русловые формы остаются подвижными, они не закрепляются на сколько-нибудь продолжительное время растительностью и пойменным аллювием и поэтому не создают массового разделения русла на рукава. Но если относительная ширина русловой части пойменно-руслового комплекса достаточно велика (там, где русло только в 5–10 раз уже днища долины), то на

достаточно широкой пойме при соответствующем гидрологическом режиме (Чалов, 2008) могут развиваться несколько меандрирующих русел – реализуется пойменная многорукавность.

### **Реки с русловой многорукавностью**

Если ширина русловой части пойменно-руслового комплекса становится сопоставимой с шириной полностью развитых макроформ, то в таких условиях образуется многорукавное русло. Это обычно происходит, когда русло только в 1.5 – 2.5 раза уже днища долины. Из-за относительно малой ширины поймы меандрирование не развивается – русла остаются полого извилистыми. Макроформы стабилизированы растительностью и пойменным аллювием, но во многом сохраняют форму первичных русловых гряд (рис. 6) – образуется т.н. островная пойма (Чалов, 1979). Если же пойма формируется и на грядах меньшего размера, то многорукавность руслового типа существенно усложняется. Типичным примером является русло верхней Оби, где часть мелких пойменных островов сформирована на базе микроформ грядового руслового рельефа.

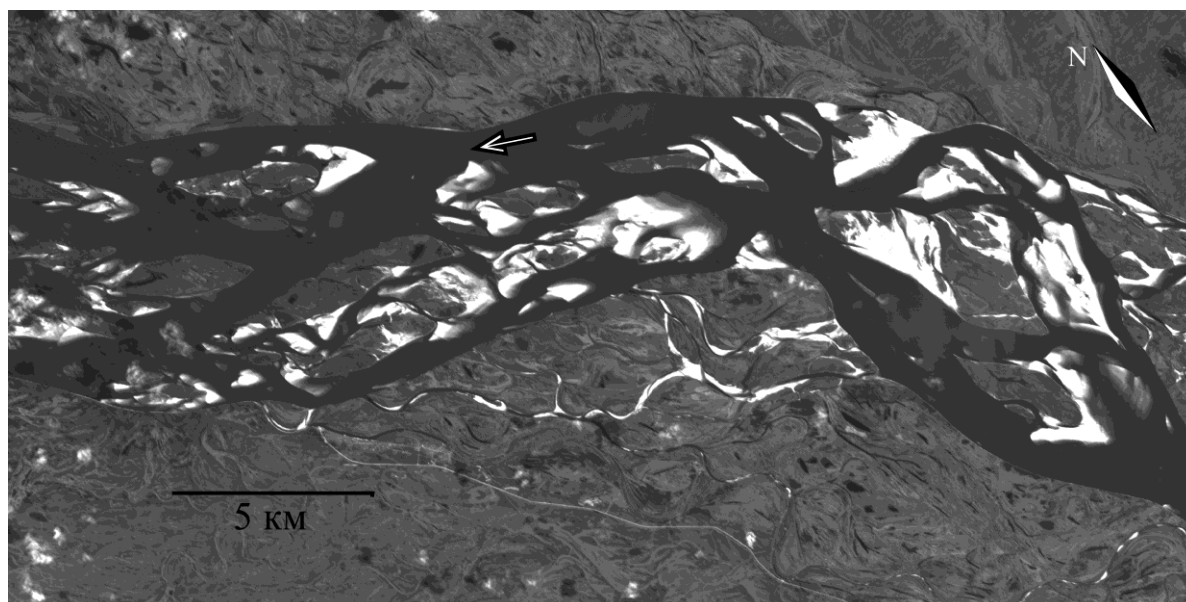


Рис. 6. Сложная многорукавность на р. Лена выше устья р. Алдан (снимок SPOT-4 от 02.09.2012, предоставлен Геопорталом МГУ).

## **Заключение**

В середине прошлого века Леопольд и Вольман (Leopold, Wolman, 1957) предложили простую критериальную диаграмму «расход-уклон» для разделения рек на прямолинейные, меандрирующие и разветвленные на рукава. Проведенный анализ показывает, что столь простого решения этой проблемы не существует – слишком много факторов определяет морфодинамический тип речного русла.

Главной причиной формирования речных русел разных типов является неустойчивость прямолинейного движения частиц жидкости в потоке. В результате возникают волнообразные структуры самых разных размеров. У части этих волн амплитуда увеличивается во времени, такие структуры потока «отображаются» в размываемом русле реки, и формируются грядовые формы руслового рельефа. Это ультрамикрорельефы, микрорельефы, мезорельефы и макрорельефы. Если известны ширина и уклон дна речной долины, расход воды и величина гидравлических сопротивлений, то на основе гидродинамического подхода по формулам (1)-(12) можно дать оценку размеров (или диапазонов размеров) этих русловых образований и их влияния на форму речного русла.

Наиболее определенные связи возникают между морфологией русла и гидродинамическими факторами на высококинетических реках, в днищах долин которых не формируются устойчивые поймы. Достаточно точно можно выделить гидравлически одорукавные русла (см. рис. 3) на основе формулы (5). Все остальные русла являются гидравлически многорукавными. Днище речной долины разделяется на многочисленные рукава за счет формирования грядовых форм руслового рельефа разнообразных размеров.

Образование поймы, которое контролируется уже ландшафтно-климатическими факторами, приводит к сужению активной части дна речной долины. К гидродинамическим характеристикам потока и русла добавляется значительное количество часто трудно измеряемых, варьирующих

в пространстве и во времени показателей, входящих в неравенство (14), от которых зависит рельеф речного русла. Однако при этом морфология речных русел упрощается тем больше, чем меньше относительная ширина русла. Когда ширины русловой и пойменной частей днища речной долины, а также ширины макроформ грядового рельефа сопоставимы, рельеф русел с такой поймой еще близок к рельефу беспойменных русел: это русловая многорукавность.

Опираясь на формулу (12), можно количественно определить тип такого русла (см. рис. 4). С увеличением ширины пойменной части днища долины и уменьшением относительной ширины русловой части формируются меандрирующие русла, многорукавные (т.н. пойменная многорукавность) и однорукавные. Такие русла наиболее многочисленны в природе, так как образуются в широком диапазоне определяющих факторов (см. неравенство (14)). Для их формирования необходимо, чтобы ширина русловой части пойменно-руслового комплекса была равна или меньше полуширины наиболее развитых макроформ, которую можно определить по формуле (12). Тогда длина волны меандра определяется размерами макроформ или шириной русла (формулы 10-11). Динамика речных излучин контролируется распределением скоростей потока на изгибе русла. Необходимо еще раз подчеркнуть, что процесс меандрирования (увеличения начального изгиба русла за счет приращения гряд к выпуклому берегу и размыва вогнутого берега) развивается при наличии поймы.

Чтобы установить морфодинамический тип русла и размеры основных его морфологических элементов, необходимо знать независимые факторы (расчетный расход воды, уклон дна долины, ширину днища долины) и зависимые факторы (величину извилистости русла, гидравлические сопротивления и, при наличии поймы, ширину русловой части пойменно-руслового комплекса). Независимые факторы измеряются, хотя для определения некоторых, таких как руслоформирующий расход воды, применяются расчетные методы. Зависимые факторы рассчитываются, и это часто сложная задача. Она наиболее сложна в случае необходимости расчета

ширины речного русла при наличии поймы. Ширина русла контролируется всем комплексом гидродинамических и ландшафтно-климатических факторов, причем в виде неравенства (14), которое позволяет установить только диапазон возможных значений. В результате ширину русла возможно оценить в настоящее время только эмпирически, что существенно увеличивает количество рассматриваемых (часто в неявном виде) факторов и процессов, от которых зависит морфологический тип речного русла.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Великанов М.А. Гидрология суши. Л.: Гидрометеиздат, 1948. 530 с.
2. Гришанин К.В. Устойчивость русел рек и каналов. Л.: Гидрометеиздат, 1974. 143 с.
3. Кондратьев Н.Е., Попов И.В., Смищенко Б.Ф. Основы гидроморфологической теории руслового процесса. Л.: Гидрометеиздат, 1982. 271 с.
4. Лодина Р.В., Рашутин Д.В., Сидорчук А.Ю., Чалов Р.С. Изменение морфологии русла и руслообразующих наносов от истока до устья (на примере р. Терек) // Геоморфология. 1987. № 1. С. 86–94.
5. Маккавеев Н.И. Русло реки и эрозия в ее бассейне. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 346 с.
6. Маккавеев Н.И. Сток и русловые процессы. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1971. 116 с.
7. Максимов А.А. Структура и динамика биогеоценозов речных долин. Новосибирск: Наука, 1974. 260 с.
8. Михинов А.Е. Неустойчивость донных волн в деформируемом русле // Метеорология и гидрология. 1983. № 11. С. 84–91.
9. Панин А.В., Сидорчук А.Ю., Чернов А.В. Основные этапы формирования пойм равнинных рек Северной Евразии // Геоморфология. 2011. № 3. С. 20–31.

10. Россинский К.И., Кузьмин И.А. Некоторые вопросы прикладной теории формирования речных русел // Проблемы регулирования речного стока. М.: Изд-во АН СССР, 1947. С. 88–129.
11. Русловой режим рек Северной Евразии (в пределах бывшего СССР) / Р.С. Чалов. М.: Изд-во МГУ, 1994. 336 с.
12. Сидорчук А.Ю. Структура рельефа речного русла. СПб: Гидрометеоздат, 1992. 126 с.
13. Соколов Ю.Н. Гидравлическое сопротивление пойм // Водные ресурсы. 1980. № 6. С. 143–154.
14. Чалов Р.С. Географические исследования русловых процессов. М.: Изд-во МГУ, 1979. 232 с.
15. Чалов Р.С. Русловедение: теория, география, практика. Том 1. М.: Изд-во ЛКИ, 2008. 607 с.
16. Чернов А.В. География и геоэкологическое состояние русел и пойм рек Северной Евразии. М.: Крона, 2009. С. 654.
17. Экспериментальная геоморфология. Вып. 2. М.: Изд-во МГУ, 1969. 255 с.
18. Blackburn W.H., Knight R.W., Schuster J.L. Salt cedar influence on sedimentation in the Brazos River // J. of Soil and Water Conservation. 1982. V. 37. No. 5. P. 298–301.
19. Graf W.L. Fluvial adjustments to the spread of tamarisk in the Colorado Plateau region // Bull. Geol. Soc. Amer. 1978. V. 89. P. 1491–1504.
20. Guy H.P., Simons D.B., Richardson E.V. Summary of alluvial channel data from flume experiments, 1956-61 // Professional Paper 462-I. 1966. 96 p.
21. Kennedy J.F. The mechanics of dunes and antidunes in erodible-bed channels // J. of Fluid Mechanics. 1963. V. 16. No. 4. P. 521–544.
22. Leopold L.B., Wolman M.G. River Channel Patterns: Braided, Meandering and Straight // U.S. Geological Survey Professional Paper 282-B. 1957. 51 p.
23. Nadler C.T., Schumm S.A. Metamorphosis of South Platte and Arkansas Rivers, eastern Colorado // Physical Geography. 1981. V. 2. No. 2. P. 95–115.

24. Schumm S.A., Khan H.R. Experimental study of channel patterns // Bull. Geol. Soc. Amer. 1972. V. 83. P. 1755–1770.
25. Sidorchuk A. The structure of river bed relief // Coherent flow structures in open channels / P. Ashworth, S.J. Bennett, J.L. Best, S. McLelland. Wiley, 1996. P. 397–421.