

УДК 556.537; 551.435.11

А. Ю. Сидорчук, А. Е. Михинов. Морфология и динамика руслового рельефа. "Гидрология суши". Т. 5 (Итоги науки и техники ВИНТИ АН СССР). М., 1985, с. 5-160

Рассмотрены основные работы последних лет по проблемам механизма формирования, морфологии и динамики русловых образований различных структурных уровней: микро-, мезо- и макроформ, для каждого из которых показаны основные классификации русловых форм, а также зависимости их морфологии и динамики от определяющих гидрологических и гидравлических факторов. Особое внимание уделено вопросам

образования
влияния
гидродина-
мическо-
го русло-
динамики
тальных
при
ы.

ОПЕЧАТКИ

К ИНТ ГЕОГРАФИЯ Т. 5, 1985 г.

Строка	Напечатано	Следует читать
9 сверху	$\beta = 1(C_1 \cdot \operatorname{tg} \varphi)$	$\beta = 1(C_1 \operatorname{tg} \varphi)$
3 сверху	, — длина	, b — длина
17 сверху	Е И Ефимов	В И Ефимов
9 снизу	— неразмывающаяся	v_0 — неразмывающаяся
10 снизу	бегерам	берегам
3 сверху	синусоид —	синусом —
15 сверху	$\frac{\partial v_1}{\partial x_1}$	$\frac{\partial v_1}{\partial x_1}$
11 снизу	стержень	стрежень
4—5	перенос	перекос
сверху	$= \frac{A_r + A_1}{A}$	$A^* = \frac{A_r + A_1}{A}$
1 сверху		

Зак. 5375

Главный редактор информационных изданий ВИНТИ
проф. А. И. Михайлов

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

информационных изданий по географии

Главный редактор — чл.-корр. АН СССР А. П. Капица

Члены редакционной коллегии: проф. Н. П. Бенькова, д. г. н. Д. В. Борисевич,

чл.-корр. АН СССР Ю. Д. Буланже, к. г. н. О. В. Витковский,

проф. А. Г. Воронов, к. г. н. А. Н. Грацианский,

И. П. Данилина (ученый секретарь редакционной коллегии),

чл.-корр. АН СССР Е. В. Карус, академик К. Я. Кондратьев,

чл.-корр. АН СССР В. М. Котляков,

д. г. н. К. С. Лосев (заместитель главного редактора), к. г. н. В. М. Неронов,

к. г. н. Н. И. Пархоменко, к. э. н. О. И. Пономарчук, к. г. н. Э. Г. Рябцева,

проф. Р. Б. Сейфуль-Мулюков, д. г. н. Л. Р. Серебрянный,

к. ф.-м. н. К. Е. Сперанский, к. г. н. И. Н. Стеженская,

к. г. н. А. А. Толоконникова, к. г. н. В. Ф. Худолей

Научный редактор К. С. Лосев

ПРЕДИСЛОВИЕ

Возрастающий интерес к проблеме морфологии и динамики руслового рельефа определяется прежде всего необходимостью дальнейшего более глубокого изучения основных факторов формирования и развития русловых образований различных структурных уровней.

Последнее десятилетие ознаменовало существенный прогресс в изучении русловых процессов, обусловленный, в первую очередь, появлением новых, качественно отличных от предыдущих, методов и направлений исследований, большинство из которых связано с широким использованием сложного математического аппарата с применением ЭВМ.

Аналитические и численные решения различных модификаций уравнений, выписанных для руслового потока, позволили расширить круг знаний о природе возникновения грядового рельефа естественных и искусственных русел, областях существования разных классов и типов русловых образований, зависимостях их основных морфологических и динамических параметров от определяющих гидравлических факторов и предложить новые подходы к проблеме развития речных излучин в руслах с размываемыми берегами. Таким образом, в современной литературе наметился переход от получения чисто эмпирических связей между морфологией и динамикой русловых форм и основными гидравлическими характеристиками к выводу соответствующих теоретических зависимостей.

Исследование процесса взаимодействия руслового потока с его ложем с помощью гидродинамических моделей связано с большими трудностями, которые определяются прежде всего введением при постановке задачи некоторых предположений или гипотез. Это влечет за собой появление в конечном результате ряда постоянных (или переменных) параметров, определение которых в большинстве случаев невозможно без наличия большого фактического материала. Это обстоятельство, а также необходимость строгой проверки теоретических зависимостей предопределило заметное развитие в последние годы

техники экспериментальных исследований в лабораторных и натуральных условиях. Широкое использование современного арсенала гидрометрических приборов и методов, а также непосредственное привлечение при обработке полученных данных ЭВМ, позволили проводить в последние годы очень тонкие измерения и повысить степень надежности конечных результатов.

Обзор может представлять интерес для студентов старших курсов и для специалистов, интересующихся различными аспектами изучения морфологии и динамики руслового рельефа.

Отзывы и замечания на "Итоги науки и техники" по географии и геофизике просим направлять по адресу: 125219, Москва, А-219, Балтийская ул., 14, ВИНТИ, Отдел географии и геофизики.

Заказы на "Итоги науки и техники" следует направлять по адресу: 140010, г. Люберцы, 10 Московской обл., Октябрьский проспект, 403, Производственно-издательский комбинат ВИНТИ. Отдел распространения. Телефон 553-56-29.

Читатели зарубежных стран могут оформить заказы через книготорговые организации своих стран, имеющие деловые связи с В/О "Международная книга".

В И Т
Р А К

4
141
,

МОРФОЛОГИЯ И ДИНАМИКА РУСЛОВОГО РЕЛЬЕФА

А.Ю. Сидорчук, А.Е. Михинов

1. ВВЕДЕНИЕ

Последние два десятилетия ознаменовались существенным прогрессом в познании основных закономерностей руслового процесса, его физической основы — динамики русловых потоков — и конкретного морфологического и динамического выражения в различных природных условиях. Несмотря на большие, не преодоленные до конца сложности в расчете гидравлической шероховатости естественных потоков и расходов влекомых и взвешенных наносов, разработан аппарат для объяснения и предсказания появления русловых форм самых различных классов и разработаны классификации форм речного русла применительно к разным условиям протекания русловых деформаций. Накоплен значительный экспериментальный и натурный материал по морфологии и динамике руслового рельефа.

Основные итоги работ периода 1960–1975 гг. по этим направлениям обобщены в целом ряде монографий [15, 16, 25, 26, 46, 52, 102]. Результаты исследований советских ученых за последнее десятилетие также подытожены в монографиях [29, 47] и в материалах Всесоюзных совещаний по динамике русловых потоков и русловым процессам [18]. В то же время, обобщений работ зарубежных исследователей в этой области немного. Сводка Richards'a [226] охватывает статьи в основном до 1976 г., ежегодные обзоры К. Gregory [118, 119] слишком кратки. Это обстоятельство и определило преобладание в предлагаемом обзоре работ зарубежных исследователей. Из огромного количества статей последнего десятилетия по проблемам механизма формирования, морфологии и динамики русловых форм различных классов составители обзора старались отобрать такие, где наиболее ясно показана взаимосвязь форм рельефа и определяющих факторов. Особое внимание уделено работам по применению различных модифициций метода малого возмущения теории гидродинамической не-

устойчивости для объяснения происхождения русловых форм, расчета их основных морфологических характеристик. В обзоре работ по морфологии и динамике руслового рельефа в основном рассмотрены исследования на естественных реках и в больших лотках, вопросы применения математических методов анализа результатов русловых исследований и характеристики русловых образований.

2. ДОННЫЕ ФОРМЫ ВНУТРИРУСЛОВОГО РЕЛЬЕФА

(микроформы)

2.1. Классификация микроформ

Эксперименты в лотках показывают [96], что с ростом скорости потока при стабильной глубине и крупности донных наносов дно потока последовательно проходит стадии:

1. Плоское дно без движения наносов – начальное шероховатое дно.
2. Рифели – малые донные формы, с резкими гребнями с приблизительно треугольными продольными сечениями, с крутым низовым и пологим верховым откосами.
3. Рифели на дюнах – крупные формы с плоскими гребнями, крутым низовым и пологим верховым откосами; на них расположены малые формы.
4. Дюны – большие формы без малых.
5. Переходная фаза, или смытые дюны, – гораздо более длинные, низкие формы.
6. Плоское дно – нет деформаций дна, но происходит активное перемещение наносов.
7. Стоячие волны, антидюны – синусоидальные формы дна в фазе с волнами свободной поверхности похожей формы.

Первые шесть стадий – условия нижнего режима. Донные формы сползают вниз по течению, пологие волны на сводной поверхности потока находятся в противофазе с формами дна.

Подробно эволюция рельефа дна в условиях нижнего режима прослежена в лотке размерами $11,5 \times 0,92 \times 0,56$ [93]. Глубина потока сохранилась в пределах $14,5 - 16,5$ см, скорость потока увеличивалась от $0,22$ до $0,51$ м/с. Использовались 4 типа хорошо сортированного природного песка диаметром d $0,51; 0,60; 0,66; 0,79$ мм. Выявлена следующая последовательность фаз развития донных форм:

1. Нет движения наносов. Искусственные неровности дна выравниваются потоком.

2. С увеличением скорости потока при $d > 0,66$ мм начинается гладкая фаза движения наносов; при $d < 0,66$ мм формируются рифели.

3. С дальнейшим увеличением скорости потока при $d > 0,51$ рифели продолжают смещаться вниз по течению, но новых рифелей не образуется. Дно становится гладким, происходит перенос наносов.

4. При небольших скоростях течения наиболее четко выраженными формами дна становятся дюны, причем при $d \leq 0,51$ они формируются непосредственно после рифелей без переходной фазы гладкого дна. Формирование дюн проходит в 2 этапа:

а) этап двумерных регулярных дюн, относительно пологих, со слабым размывом в подвальях. При исследованиях в естественных реках такие образования называют песчаными волнами [82];

б) этап трехмерных, более высоких и коротких дюн с извилистой линией гребней и интенсивным размывом в подвальях. Это типичные дюны естественных рек.

На верховых откосах как трехмерных, так и двумерных дюн наблюдаются рифели.

Mantz [176] провел эксперименты в лотке длиной 10 м с очень тонкими наносами [0,015–0,066 мм] при глубинах потока 6 см. Когда донное касательное напряжение ненамного превысило критическое [$\tau/\tau_{кр}$ 1,0–1,3], на дне сформировались последовательно малые первичные рифели, трехмерные барханообразные изолированные рифели. С увеличением $\tau/\tau_{кр}$ до 3–5 сначала сформировались двумерные первичные рифели, затем начался процесс взмучивания наносов с их гребней, и первичные рифели перестроились в трехмерные вторичные рифели. Эти стадии наблюдались и в более крупнозернистых отложениях [137], за исключением стадии изолированных рифелей, которая существует только при малых $\tau/\tau_{кр}$.

Опыты [176] с тонкими чешуйчатыми наносами (частицы слюды размером 0,016–0,076 мм) не привели к формированию рифелей – дно лотка покрывалось узкими, шириной 3–3 мм, продольными валиками и канавками; с увеличением $\tau/\tau_{кр}$ они принимали слегка извилистую форму. По-видимому, эти продольные формы возникают в турбулентном пограничном слое в случае гладкой стенки. Однако Rachocki [220] наблю-

дал подобные песчаные валики длиной 5-40 м и шириной 3-40 см на песчано-галечных отмелях р. Радуня (Польша).

Последовательное формирование двухмерных и трехмерных рифелей у песка диаметром 0,18 мм наблюдали в 10-метровом лотке Ikeda, Awaeda [139]. В случае двухмерных рифелей область взвешивания наносов сосредоточивается на их верховом склоне. С появлением трехмерных рифелей основная область взвешивания наносов смещается на боковые склоны рифелей и в их подвалья, где формируются спиральные течения. Периодически на низовом склоне рифелей образуются присоединенные валцы, вовлекающие большое количество наносов, отрывающиеся ото дна и всплывающие к поверхности. Концентрация взвеси в потоке увеличивается в 10 раз по сравнению с потоком с двумерными рифелями.

В работе [96] дан критический обзор современных взглядов на развитие донных форм в потоке. Эти формы описываются как "рифели", "дюны", "смытые (пологие) дюны", "антидюны" и т.д. В этой качественной классификации нет критериев, по которым можно было бы отнести данную наблюдаемую форму к тому или иному классу. В [96] отмечено, что неясно, почему рифели, которые стабильны только при малых значениях донного касательного напряжения, существуют на поверхности дюн, при гораздо больших донных касательных напряжениях. Почему дюны в более крупных песках короче дюн в мелких песках. Почему размеры дюн зависят от глубины потока, а рифелей - нет.

В [96] рассмотрены следующие морфологические характеристики донных образований:

1) показатель двумерности: отношение длины гребня к высоте донной формы: L_g/h_r . При $L_g/h_r = 0$ гряды острогребневые; $0 < L_g/h_r < \infty$ - плоскогребневые; при $L_g/h_r = \infty$ - плоское дно.

2) показатель формы: отношение длины гряды к ее высоте

$$\lambda_r/h_r$$

3) размер: отношение глубины потока (до середины высоты гряды) и высоты или длины гряды: H/h_r или H/λ_r . Между показателями двумерности и формы найдена связь:

$$\lambda_r/h_r = 12 + L_g/h. \quad (2.1)$$

2.2. Формирование микроформ

Среди теорий возникновения русловых микроформ выделяются два основных подхода, один из которых связывает существование микроформ с макротурбулентностью потока, другой — рассматривает формирование донного рельефа русла с позиций теории гидродинамической устойчивости. Помимо этих двух подходов существуют, как было отмечено в [25], другие точки зрения на причину возникновения гряд: возмущающее действие микропрепятствий на дне, струйность течения, вызываемая касательными напряжениями у дна и т.д.

Впервые мысль о связи гряд с макромасштабной турбулентностью потока была высказана М.А.Великановым [7]. Позднее исследования различных авторов [16, 26, 27, 29] позволили развить идею М.А.Великанова, обосновывая это предложение полученными количественными соотношениями, связывающими элементы гряд с характеристиками турбулентности потока.

На основании экспериментов, проведенных в лотке длиной 20 м, шириной 0,55 м, высотой 0,8 м, в [31] описан процесс развития донных форм под влиянием крупномасштабной турбулентности: размеры донных форм зависят от масштаба турбулентности и от глубины потока.

В результате подробных экспериментальных исследований статистических характеристик полей скорости и деформируемого дна в [19] авторы приходят к заключению, что причиной образования песчаных волн являются низкочастотные пульсации скорости течения, на долю которых приходится максимум энергии в спектре турбулентных пульсаций.

Идея о том, что микроформы теснейшим образом связаны с макротурбулентностью природного слоя, а их влияние на турбулентность может распространяться на весь поток, высказывается в рамках современной гидроморфологической теории руслового процесса [27, 29].

Б.Ф.Снищенко [40], исходя из гипотезы о пропорциональности длины песчаных гряд шагу крупномасштабных вихрей, получил расчетную формулу для определения длины микроформ в реках, каналах и в лабораторных условиях.

В [1] дана схема образования вихрей при зернистой шероховатости дна. На основании сходства в движении вихрей над гладким дном и гряд, возникающих при движении песка, авторами теоретическим путем выведено уравнение для определения крутизны гряд.

Наблюдения в естественных водотоках показывают, что даже при гладком дне расход влекомых наносов изменяется волнообразно. Так, отбор проб мутности в водопаде в русле горного ручья [165], где все наносы переходят во взвесь, показал наличие волн мутности с периодом 25-30 мин. Предполагается, что эти волны мутности представляют собой зародыши донных форм, которые появляются в русле ручья несколько ниже изученного участка.

В [215] создана модель подобного волнового перемещения наносов на базе уравнения вида:

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + v \frac{\partial \rho}{\partial x} = k \frac{\partial^2 \rho}{\partial x^2}. \quad (2.2)$$

Эта модель проверялась на материале натуральных наблюдений динамики зоны аккумуляции продуктов горного производства, сбрасываемых в р. Каверон (Папуа - Новая Гвинея), и хорошо себя оправдала.

Если формирование дюн связывается с динамической структурой во всей толще потока, то формирование рифелей объясняется влиянием условий в придонном слое жидкости [31]. Подробно эту точку зрения разрабатывает Leeder [164], который полагает, что рифели возникают из-за существования вязкого подслоя. При наличии мелкого аллювия ниже неровностей дна возникают зоны отрыва потока, где в условиях пониженного давления начинают откладываться наносы, и зарождаются рифели. При шероховатом дне (крупности аллювия $> 0,7$ мм и числа $Re_d > 12-14$) вертикальное перемещение увеличивает статическое давление, на нижних откосах неровностей дна отрыва не происходит, и дно остается стабильным. Однако здесь формируются пологие кинематические волны (боры), которые дают импульс для зарождения дюн.

В.И.Елфимов [20] также наблюдал в лотке при крупности наносов более 0,6-0,7 мм формирование донных образований в виде плоских гряд с гребнями, нормально расположенными к оси потока, с шириной, близкой к ширине русла, и длиной в несколько глубин потока. Для них предложено название "гряды". Такие же формы наблюдались при числах Фруда $> 0,55$ для донных грунтов диаметром 0,21 и 0,53 мм. При числах Фруда $< 0,45$ на более мелких донных грунтах формируются дюны - локальные трехмерные донные образования барханного типа.

Наиболее распространенным в зарубежной литературе является объяснение возникновения донных волн с позиций теории

гидродинамической устойчивости, которая в последнее время приобрела, благодаря фундаментальным разработкам в этой области, достаточную физическую ясность. Это предопределило бурное развитие теоретических исследований в области геофизики. Появляется целый ряд работ, посвященных проблеме устойчивости крупномасштабных волновых квазигеострофических возмущений. В метеорологии и океанологии возникает основа для объяснения природы циклогенеза в атмосфере и океане, рассматриваемого в качестве некоторого вида гидродинамической неустойчивости [17].

В области динамики русловых потоков к этому периоду был накоплен фактический материал по морфологии и динамике гряд как в природе, так и в лабораторных условиях. Однако существующие рекомендации по расчету элементов гряд в большинстве случаев давали неудовлетворительные результаты. Отсутствие общепринятого представления о причинах возникновения гряд и ответа на вопрос, един ли механизм образования разных классов донных волн, продиктовало необходимость построения новых теоретических моделей. Успехи, достигнутые в метеорологии и океанологии, явились предпосылками для развития качественно нового направления в динамике русловых потоков — исследования формирования донного рельефа размываемых русел на основе изучения их плановых и высотных деформаций, как одного из видов гидродинамической неустойчивости.

Первоначально проблема устойчивости донных волн возникла в гидрологии как основа для объяснения физической природы образования микроформ донного рельефа русла.

В [103] Engelund и Fredsøe, таким образом, изучают основные предпосылки этого подхода: пусть малое возмущение поверхности дна описывается формулой

$$\eta = \eta_0 \exp[ik(x - ct)]. \quad (2.3)$$

Скорость развития возмущения c — величина комплексная

$$c = c_r + c_i, \quad (2.4)$$

тогда

$$\eta = \eta_0 \exp(kc_i t) \exp[ik(x - c_r t)]. \quad (2.5)$$

Таким образом, если $c_i > 0$, происходит увеличение амплитуды малого возмущения во времени, и дно русла неустойчиво.

Если подставить формулы для возмущения в уравнение деформации

$$\frac{\partial q_{\theta}}{\partial x} = -(1 - n) \frac{\partial \eta}{\partial t}, \quad (2.6)$$

получим

$$\Delta q_{\theta} \exp(ik\delta) = (1 - n)\eta_0 c, \quad (2.7)$$

где δ - сдвиг фаз между донным касательным напряжением и расходом наносов
или

$$c = \frac{\Delta q_{\theta}}{(1-n)\eta_0} (\cos k\delta - i \sin k\delta), \quad (2.8)$$

т.е.

$$c_i = \frac{\Delta q_{\theta}}{(1-n)\eta_0} (-\sin k\delta). \quad (2.9)$$

Одно из первых решений этой задачи выполнил Kennedy [152] (подробно математическая постановка задачи и анализ полученных результатов приведены в [15]). Работа [152] принесла ряд важных результатов и определила направление дальнейших исследований. Вслед за решением [152] появился целый ряд разработок [125, 178, 248], в которых так же, как и в [152] происхождение грядовой формы донного рельефа в деформируемых руслах связывалось с наличием волн на свободной поверхности потока. Таким образом, возникновение микроформ донного рельефа, по мнению этих авторов, обусловлено существованием сводной поверхности жидкости.

Ряд исследований [99, 101, 110] привели к иному толкованию причин возникновения донного грядового рельефа. Авторы отмечают, что главным затруднением при исследовании возникновения донных волн с точки зрения гидродинамической устойчивости является неопределенность параметра δ . В [152] для обоснования сдвига δ Kennedy рассматривал первоначально синусоидальное дно. Это предположение является сильно идеализацией явления и не отвечает на вопрос о формировании сдвига фаз δ в потоке с первоначально плоским дном. Первая попытка решения этого вопроса принадлежит Engelund'у [99] (подробно постановка задачи и анализ полученных данных при-

водятся в [15]). Дальнейшие разработки этих идей изложены в [101] и [103].

Появление сдвига между местным донным касательным напряжением и расходом наносов δ в [103] объясняется:

- 1) трением,
- 2) разной скоростью движения взвешенных и влекомых наносов,
- 3) влиянием силы тяжести на движение влекомых наносов,
- 4) инерцией движения частиц наносов,
- 5) впитыванием жидкости в дно.

В [103] рассмотрены условия $Fr^2 < \frac{thkH}{kH}$ (нижний режим) и $\Delta q_0 > 0$. Учет трения наиболее важен при малых величинах донного касательного напряжения, при движении наносов только в виде влекомых. Тогда $\delta < 0$, $c_i > 0$, дно неустойчиво, формируются дюны. При этом необходимо учитывать влияние силы тяжести, тогда расчет дает более точные значения длин донных волн.

С увеличением донного касательного напряжения наносы начинают перемещаться во взвеси, это приводит к $\delta > 0$, повышению устойчивости дна и переходу от дюн к гладкому дну. Тот же эффект оказывает повышение температуры воды.

Инерция движения частиц и впитывание воды в пористое дно приводят к $\delta > 0$, способствуют стабилизации дна при докритическом режиме. Аналогичное воздействие этих факторов на стабильность дна отмечено при $Fr^2 > cthkH/kH$, $\Delta q_0 > 0$ в закритическом режиме в области гладкого дна.

При $thkH/kH < Fr^2 < cthkH/kH$ и $\Delta q_0 < 0$ в области формирования антидюн в закритическом режиме все указанные факторы оказывают на стабильность дна обратное влияние.

В [101] эффект δ объясняется преимущественно тем, что транспорт наносов в потоке осуществляется двумя способами: во взвешенном и влекомом состояниях. Если расход влекомых наносов соответствует значению местного тангенциального напряжения на дне, то между транспортом взвешенных наносов и местной скоростью потока существует запаздывание, возникающее из-за ограниченности скорости падения (гидравлической крупности) взвешенных частиц.

Результаты анализа [101], основанного на уравнивании диффузии вихря для случая потока со свободной поверхностью, состоят в следующем.

1. Если течение сходится перед гребнем песчаной волны и расходится за гребнем, взвешенный материал выступает в ка-

честве стабилизирующего фактора, в то время как влекомые наносы оказывают противоположное действие и амплитуда возмущений нарастает во времени.

II. Если течение перед гребнем волны расходится и сходится за ним, взвешенные наносы способствуют увеличению амплитуды возмущения дна, а донные наносы их подавляют.

В [101] выделены следующие возможные случаи:

1. При малых числах Фруда, когда между профилем дна и свободной поверхностью разность фаз составляет 180° , преобладает механизм переноса донных наносов, вызывающий неустойчивость дна и образование дюн. При увеличении числа Фруда все большая часть наносов, если они достаточно тонкие, переходит во взвешенное состояние и при определенных критических скоростях образуется гладкая фаза.

2. Если число Фруда превышает значение:

$$Fr^2 = \frac{thkH}{kH},$$

где k - волновое число,

H - глубина потока, то возникает возмущение дна и свободная поверхность находится в фазе, и пока $Fr^2 < \frac{cthkH}{kH}$, ам-

плитуда поверхностных волн больше амплитуды донных. Эта ситуация соответствует случаю II, так как здесь преобладает механизм транспорта наносов во взвешенном состоянии. Эта неустойчивость соответствует антидюнам,

3. Если $Fr^2 > \frac{cthkH}{kH}$ - амплитуда поверхностных волн

меньше амплитуды донных, и снова появляется случай I, который на этот раз приводит к устойчивости (гладкая фаза).

4. В закрытом канале течение сходится перед гребнем и расходится за ним. Это соответствует случаю I, и при малых числах Fr на ровном дне могут появляться дюны. Дальнейшее увеличение скорости течения приводит к стабилизации дна. При очень больших скоростях дно будет всегда ровным.

Проведенный в [110] анализ устойчивости донных волн в закрытом канале соответствует исследованию [99, 101], однако в постановку задачи внесены два изменения.

1. Вертикальный профиль скорости потока описывается, как и ранее, с помощью гипотезы постоянства коэффициента турбулентной вязкости и скольжения на дне. Однако учитывается различие между скольжением на деформируемом дне и "твердой крышке".

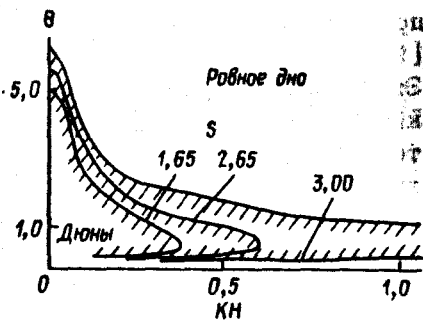
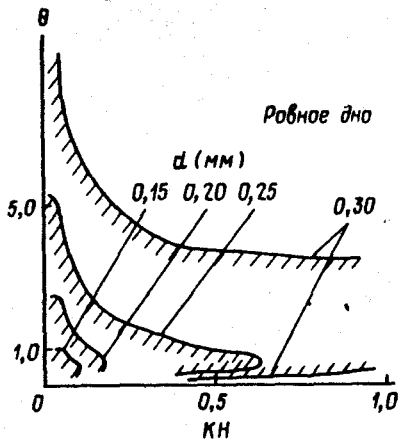


Рис. 1. Изменение диаграммы устойчивости в зависимости от диаметра донных наносов ($H = 0,2$ м; $S = 2,65$)

Рис. 2. Изменение диаграммы устойчивости в зависимости от относительной плотности грунта ($d = 0,25$ мм; $H = 0,2$ м)

2. Граничные условия вдоль верхнего пограничного слоя заменены более простыми, одно из которых — отсутствие вертикальной скорости на поверхности "крышки".

На рис. 1 и 2 изображены некоторые результаты проведенного численного решения. В качестве параметров задачи выступают безразмерные величины параметра сдвига θ и волнового числа kH . Для почти горизонтальных труб θ постоянна при одних и тех же свойствах грунта и значении тангенциального напряжения на дне τ_0 . В трубах с очень большим уклоном

$$\theta = \frac{\tau_0 d^2}{g(\rho_s/\rho_w - 1)d^3} + \mu I_T, \quad (2.10)$$

где μ — безразмерный коэффициент, имеющий значение, близкое 0,1, I_T — уклон трубы.

На рис. 1 показано изменение пределов устойчивости дна в зависимости от размера донных наносов. Этот график подтверждает выводы, сделанные ранее: для данного значения θ при увеличении отношения количества влекаемых наносов к количеству взвешенных (при увеличении диаметра частиц) возрастает тенденция к неустойчивости дна. На рис. 2 приведены границы неустойчивости в зависимости от относительной плотности грунта и волнового числа. При малых значениях ρ_s/ρ_w большее количество наносов переносится во взвешенном состо-

янии, поэтому граница перехода от дон к ровному дну встречается при меньших значениях θ .

Fredsoe провел сравнение характеристик устойчивости, представленных на рис. 1 и 2 с экспериментальными данными [94], полученными в закрытом канале с деформируемым дном. Экспериментальные данные показывают, что увеличение значения концентрации наносов приводит к увеличению длины дон до тех пор, пока дно не станет совершенно плоским. Высокие значения отношения скорости потока к гидравлической крупности наносов v/ω усиливают тенденцию к переходу во взвешенное состояние и уменьшают тенденцию к их перемещению в виде серии гряд. Эти качественные выводы полностью подтверждаются результатами расчетов по рассмотренной модели.

Таким образом, в результате проведенных в [110] исследований объяснено возникновение донных волн в трубопроводах и опровергнуто предложение, что одним из необходимых условий возникновения гряд является наличие свободной поверхности жидкости. По мнению авторов [99, 101, 110], причиной формирования грядового рельефа дна открытых и закрытых деформируемых каналов является тангенциальное напряжение на дне (трение), изменение которого приводит к различным соотношениям количества влекомых и взвешенных наносов, что, в свою очередь, определяет возникновение того или иного вида русловых микроформ.

В теориях Engelund'a [99], Fredsoe [101] достаточно полно рассмотрено формирование одного класса неустойчивых волн-дон. Richards [225] рассмотрел линейную неустойчивость дна, которая приводит к формированию волн двух типов дон и рифелей, и позволяет объяснить также появление третьего класса - мегарифелей, - форм больше рифелей, но меньше дон. Основные уравнения движения приняты в той же форме, что и в работе [99]. Для компонентов напряжений турбулентного трения приняты формулы Taylor'a, что и позволило выявить два класса неустойчивых волн.

$$r_{xz} = k \left(\frac{\partial v_x}{\partial z} + \frac{\partial v_z}{\partial x} \right); \quad (2.11)$$

$$2/3E + r_{xx} = k \left(\frac{\partial v_x}{\partial x} - \frac{\partial v_z}{\partial z} \right); \quad (2.1$$

$$2/3E + \tau_{zz} = k \left(\frac{\partial v_z}{\partial z} - \frac{\partial v_x}{\partial x} \right). \quad (2.13)$$

$$2/3E + \tau_{yy} = 0 \quad (2.14)$$

Здесь $k = k(0,25E)^{1/2}$. Длина пути смещения l и турбулентная энергия E монотонно изменяются по оси z и периодически — по x . Обращалось особое внимание на поведение турбулентных характеристик у дна, было рассмотрено несколько профилей по z для l и E .

Уравнение для транспорта наносов взято в форме

$$q_b = \frac{0,5}{\gamma g} l_b \frac{\tau_0^{1/2} (\tau_0 - \tau_{кр})}{(\text{tg}\phi + \text{tga}) \cos \alpha} \quad (2.15)$$

с учетом наклона дна α ($l_b \sim 0,1$; $\gamma = \rho_s / \rho_w - 1$).

При значениях числа Фруда $< 0,25$ поток над волнистым дном зависит от двух безразмерных параметров: kH и H/Δ . Численное решение дисперсионного уравнения для скорости роста амплитуды донных волн выявило максимум роста при $0,007 < k\Delta < 0,16$ (мода рифелей) и $0,2 < kH < 1,6$ (мода дюн). В первом случае $(k\Delta)_{\max}$ увеличивается с уменьшением $\beta = 1/\text{tg}\phi$ (при $\beta > 2,9$ рифели не формируются), во втором случае $(kH)_{\max}$ увеличивается как с уменьшением β , так и с уменьшением H/Δ .

Richards [225] отмечает, что с ростом рифелей увеличивается величина Δ — параметр шероховатости дна, в результате происходит формирование мегарифелей большей длины. При тщательном подборе величин β и Δ получено хорошее совпадение расчетных значений длин донных форм с измеренными.

В [33] при $Fr < 0,24$ также получено одновременное существование в потоке двух видов русловых микроформ: рифелей и дюн. Длина рифелей прямо пропорциональна числу Фруда и составляет в среднем $0,5-0,7 H$, а длина дюн обратно пропорциональна числу Fr и составляет в среднем $5-10 H$. При $Fr \gg 0,24$ в русловом потоке имеют место только рифели.

Увеличение значения вертикального сдвига скорости основного (невозмущенного) потока от постоянного по вертикали к параболическому приводит к увеличению длины рифелей и уменьшению длины дюн.

В [103] было отмечено, что рифели чаще связаны с гладким, а не с шероховатым, как в модели [225], дном. Для класса рифелей в [245] проведен численный анализ начальной неустойчивости рельефа дна, сложенного тонкозернистыми наносами ($dv_*/\nu < 4,0$), когда следует учитывать влияние вязкости.

Максимальной неустойчивостью (макс. скоростями увеличения амплитуды) обладают формы с волновыми числами $k = 0,09 \nu_* \beta^{-1,18} / \nu$, где $\beta = 1(C_1 \cdot \operatorname{tg} \phi)$ — параметр, отражающий совместное влияние силы тяжести и сцепления; $C_1 \sim 0,5$. При $\operatorname{tg} \phi = 0,32 \div 0,75$ диапазон изменения безразмерных длин $\lambda \nu_* / \nu = 220 \div 610$. Исходя из условий формирования, эти доинные формы отнесены к рифелям. Расчеты длин рифелей сравнивались с данными экспериментов Mantz'a [176] — единственных экспериментов по формированию рифелей на дне с очень тонкими наносами [$d \sim 0,015-0,066$ мм]. Получено хорошее сходжение результатов, несмотря на некоторую неясность в определении параметра β .

Jang [147] рассмотрел формирование дюн и рифелей в открытом русле на первоначально выровненном размываемом дне с учетом горизонтальной стратификации потока, вызванной наличием взвешенных наносов. В таком стратифицированном потоке местное малое возмущение поверхности дна или свободной поверхности может вызвать стоячие внутренние волны. Скорости потока уменьшатся в области существования волновых скоростей вверх по течению, увеличатся в области существования волновых скоростей вниз по течению. Возникнут условия для формирования дюн на дне с длинами, равными длинам внутренних волн. Решалась система двумерных уравнений движения в форме Эйлера неразрывности взвесенесущего потока и перемещения внутренней волны для широкого диапазона волновых чисел.

Гармоническое решение этой системы (т.е. наличие развитых возмущений потока) возможно при $p(z) > k_H^2$, при $p(z) < k_H^2$ начальные возмущения функции тока экспоненциально затухают. Распределение давления по глубине потока $p(z)$ зависит от вида вертикальных эпюр скорости и мутности воды. В ходе численного решения получены 3 моды амплитуд волн в потоке. Первые две моды более длинных волн связаны с условием $p(z) > k_H^2$ во всей толще потока — поток неустойчив по всей его глубине. Сделано предположение, что эти волны способствуют появлению дюн на дне потока. Третья мода связана с волнами неустойчивыми только у верхней и нижней границ по-

тока. В центральной части потока $p(z) < k_{II}^2 = (kH)^2$. Так как считается [225], что параметры рифелей зависят только от местных условий на дне, эта мода соотнесена с рифелями.

Определенный интерес представляет модель [243], в которой предложено уравнение кинематической волны, записанное в виде:

$$\frac{\partial A}{\partial t} + u_w \frac{\partial A}{\partial x} = D_w \frac{\partial^2 A}{\partial x^2} + k_w A, \quad (2.16)$$

где A - площадь живого сечения потока, $u_w = \partial Q / \partial A$ - скорость движения волны, $D_w = \partial Q / \partial s$ - коэффициент диффузии, $s = \partial A / \partial x$, $k_w = -\partial Q / \partial l_w$ - проявление отклика системы на характеристики верхнего отрезка русла, $l_w = \int_{x_0}^x A dx$.

Аналогичным образом записано уравнение деформации:

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + u_b \frac{\partial \eta}{\partial x} = D_b \frac{\partial^2 \eta}{\partial x^2} + k_b \eta + q_{ss}, \quad (2.17)$$

Здесь η - средняя отметка дна, q_{ss} - удельный расход наносов в вертикальной плоскости, характеризующий обмен наносами между потоком и руслом

$$u_b = \frac{\partial q_b}{\partial \eta}; \quad D_b = -\partial q_b / \left(\frac{\partial \eta}{\partial x} \right); \quad k_b = -\partial q_b / \int_x^{x_0} \eta dx. \quad (2.18)$$

Дальнейший анализ проводится для потенциального потока с малыми гармоническими возмущениями дна и свободной поверхности. Получена новая диаграмма стабильности, где кривыми $Fr^2 kH = thkH$ и $Fr^2 kh = cthkH$ разделяются области: I - существования дюн, II - антидюн, III - антидюн, движущихся вниз по течению, или "закритических дюн". Изменение знака коэффициента диффузии с учетом действия силы тяжести на склонах донных волн приводит к разным скорости и знаку роста песчаных волн в разных областях. Величина и знак вертикального расхода взвешенных наносов влияют на величину сдвига δ между максимальной скоростью и максимальным расходом донных наносов и на тип донных волн.

2.3. Морфология и динамика микроформ

Геометрические и кинематические характеристики донных форм наиболее удобно оценивать с помощью спектрального описания.

По опубликованным данным экспериментов в лотках и измерениям на р. Миссури (США) в [236] получены пространственные спектры донного рельефа вида

$$G(k) = f(\phi) k^{-\beta}, \quad (2.19)$$

Здесь $f(\phi)$ изменяется от 10^{-4} до $6,5 \times 10^{-4}$, β - от 3 до 4, причем $\beta = 4$ характерно для мелких донных форм (рифелей), $\beta = 3$ - для хорошо развитых дюн.

Распределение отметок дна на профилях хорошо аппроксимируется гауссовым распределением, еще лучше - распределением Edgeworth

$$p(f_*) = \frac{1}{2\pi} \exp - \left(\frac{f_*^2}{2} \right) \left\{ 1 - \frac{\gamma_3}{6} (f_*^3 - 3f_*) \right\}, \quad (2.20)$$

где γ_3 - асимметрия.

Оба вида распределения дают одинаковую вероятность пересечений профилей средней линии в интервале w_0 .

$$p(w_0) = \frac{g^2}{\Gamma(r)} w_0^{r-1} \exp(-gw_0), \quad r > 0. \quad (2.21)$$

- Функции спектральной плотности, рассчитанные с помощью этой формулы при $r = 1 \div 3$ и гауссова распределения отметок дна, хорошо аппроксимируют экспериментальные спектры, причем с ростом r увеличивается β .

Из анализа размерностей и обработки большого эмпирического материала по грядовому рельефу как Цхенисцкали, Турунчук, Риони В.И. Никора [36] получил для пространственного спектра формулу

$$G(k) = 0,0094 F r^{2,12} k^{-3}, \quad (2.22)$$

которую он рекомендует употреблять в диапазоне чисел $F r^2$ от 0,007 до 0,07.

Для частотного спектра отметок дна справедлива зависимость [236]

$$G(\omega) = f(\phi) \cdot f_1(\psi) \omega^{-\epsilon}, \quad (2,23)$$

$$\epsilon = (\beta + \theta) / (\theta + 1),$$

Jain и Kennedy [146] показали, что при больших значениях kH коэффициент $\theta = 1$. Тогда $\epsilon = 2 + 2,5$. Это соответствует экспериментальным данным: при малых числах Фруда $\epsilon \approx 3$, при больших $\epsilon \approx 2$.

Скорость смещения донных форм также можно рассчитывать по спектральным характеристикам:

$$V_{\Gamma} = \sqrt{\frac{\mu}{m}} \quad (2,24)$$

$$\mu = \int_0^{\infty} \omega^2 G(\omega) d\omega; \quad \omega = 2\pi/T;$$

$$m = \int_0^{\infty} k^2 G(k) dk; \quad k = 2\pi/\lambda.$$

Однако удобнее и проще находить ее по формуле

$$V_{\Gamma} = \frac{l_0}{T_0}, \quad (2,25)$$

где l_0 - среднее расстояние между нулевыми отметками дна;
 T_0 - среднее время прохождения гряды между нулевыми отметками [91].

В [14, 36] на основании анализа пространственно-временных спектров отметок дна грядового рельефа в лотке показано отсутствие существенной дисперсии поля грядового рельефа. Это делает правомочным использование для расчета скорости смещения гряд взаимной корреляционной функции отметок дна и формулы

$$V_{\Gamma} = \frac{\Delta l}{\Delta t}. \quad (2,26)$$

Причем предложены два варианта расчета: 1) синхронное измерение отметок дна на двух вертикалях, расположенных вдоль потока с расстоянием между ними меньше, чем преобладающая длина волн, и расчет временной корреляционной функции. Тогда

да Δl – расстояние между измерительными вертикалями, Δt – сдвиг взаимной корреляционной функции, соответствующий ее максимуму; 2) измерение продольных профилей дна с дискретностью во времени Δt , меньшей, чем преобладающий период гряд, и расчет пространственной корреляционной функции. Тогда Δl – сдвиг взаимной корреляционной функции, соответствующий ее максимуму.

Примером использования аппарата спектрального анализа для исследования морфологии и динамики донных форм являются опыты Willis'a [252].

В лотке длиной 76 м, шириной 2,8 м и глубиной 2,5 м, заполненном до глубины 0,8 м песком с медианным диаметром 0,55 мм, им проведено 20 экспериментов в диапазоне расходов воды 1,4–4,3 м³/с, глубин потока 0,53–1,55 м и чисел Фруда F_r 0,22–0,53. На дне лотка формировались дюны. Лабораторным эхолотом измерялись отметки дна по продольным профилям (пространственные реализации длиной 52 м) и в фиксированной точке (временные реализации по 6 ч 50 мин). Отметки дна через аналого-цифровой преобразователь записывались в память компьютера с частотой 10 отметок/сек (для пространственных реализаций это соответствует шагу 0,012 м). Вычислены средние и дисперсии отметок дна, получены для них функции распределения и спектральной плотности. Последние рассчитывались методом быстрого преобразования Фурье по сумме обратного Фурье-преобразования обращенной первой половины реализации и прямого Фурье-преобразования второй половины для получения преобразования симметричного типа. Коэффициент вариации отметок дна увеличивается с ростом F_r до 0,04, затем медленно уменьшается. Для соответствующих пространственных и временных реализаций значения дисперсии отметок дна близки, что свидетельствует о статической однозначности пространственных и временных реализаций, являющихся линейным преобразованием друг друга. Функции распределения отметок дна, также близкие для пространственных и временных реализаций, хорошо описываются гамма-распределением вида:

$$p(y) = (\sqrt{a}/\Gamma_a)(a - \sqrt{a}y)^{a-1} \exp[-(a - \sqrt{a}y)], \quad (2.27)$$

Ранее было определено значение $a = 6$, настоящие эксперименты показали рост a с увеличением F_r . Функции спектральной плотности одномодальны, с увеличением F_r для пространственных реализаций мода смещается в сторону низких час

тот, для временных реализаций - в сторону высоких частот. Скорости перемещения гряд, вычисленные по отношению модальных спектральных плотностей для соответствующих пространственных и временных реализаций, близки к скоростям, определенных по сдвигу гряд во времени по продольным профилям. Скорости увеличиваются с ростом Fr . Статистические характеристики гряд в большом лотке в целом подобны таковым для гряд, получаемых в малых лотках.

Однако в [103] отмечена слабость спектрального анализа, основанного на тригонометрических функциях, не описывающих форму реальных донных гряд. Вторичные пики на спектрах, например, полученные в [146] и теоретически обоснованные в [147], могут быть отражением второй гармоники, появившейся в результате несинусоидальности формы дюн. Необходимо подобрать подходящую функцию, характеризующую форму дюн, и применять ее при анализе Фурье.

Подробный статистический анализ размеров донных форм, сформировавшихся в большом лотке ($60 \times 2,4 \times 1,2$ м), провели Wang и Shen [251].

Глубина потока сохранилась практически неизменной ($\sim 0,3$ м), скорость течения изменялась в пределах $0,5 - 0,85$ м/с, уклон - $(0,58-3,80) \times 10^{-3}$, в качестве грунта применялся песок со средним диаметром $1,12$ и $1,51$ мм.

Параметры донных форм измерялись в конце каждой серии экспериментов, когда достигались условия квазиравномерного движения. Донные формы отнесены к категории дюн, для их статического анализа по критерию однородности условий образования они были разбиты на 22 группы по 200-500 дюн каждая. Обнаружено, что высоты дюн подчиняются распределению Вейбулла

$$f(x) = \frac{Bx^{B-1}}{C^B} \exp \left[-\left(\frac{x}{C} \right)^B \right], \quad (2.28)$$

При $B = 1$ оно переходит в экспоненциальное распределение, при $B = 2$ - в распределение Релея. Значения B для критических распределения высот дюн изменяются от 2 до 2,6, значения C - от 0,16 до 0,45. Высота дюн увеличивается с ростом u_* , достигает максимального в условиях эксперимента значения $0,34H$ при $u_* \sim 0,1$ м/с и с дальнейшим увеличением динамической скорости потока остается неизменной.

Длины дюн подчиняются гамма-распределению

$$f(x) = \left(\frac{x}{C}\right)^{B-1} \frac{\exp\left(-\frac{x}{C}\right)}{\Gamma(B)} \quad (2.29)$$

Параметр B изменяется от 5 до 10 и уменьшается с увеличением длины дюн. С ростом динамической скорости потока улучшается соответствие эмпирического распределения длин дюн гамма-распределению. Длины дюн также увеличиваются с ростом v_* . Крутизна верхового склона дюн увеличивается с ростом v_* , достигая $\sim 11^\circ$ при $v_* = 0,08$ м/с, с дальнейшим ростом v_* не изменяется. Она также описывается гамма-распределением с параметром формы B в пределах 3,5–5,0.

Высоты и длины индивидуальных дюн внутри группы слабо связаны с друг другом, но имеется тенденция увеличения высоты дюн с ростом их длины (коэффициент корреляции 0,4 – 0,6). Высота дюн и крутизна верхового откоса индивидуальных дюн практически взаимонезависимы. В то же время средние в группах размеры дюн обнаруживают отчетливую связь друг с другом.

Подробно вопрос о форме дюн и рифелей рассматривают Fredsøe и Engelund [102, 112].

Пусть форма дюн описывается уравнением

$$\eta = \eta(x - Vt), \quad (2.30)$$

где $V = q_{\text{втор}} / (1-n)h$ – скорость смещения дюн, $q_{\text{втор}}$ – удельный расход влекомых наносов на гребне дюны, h_n – высота дюны и n – пористость грунта, а расход влекомых наносов пропорционален отметке дна η

$$q_b = a(1-n)\eta, \quad (2.31)$$

как это следует из уравнения деформации. Тогда форма дюны опишется уравнением

$$\eta/h = q_b/q_{\text{втор}} \quad (2.32)$$

Если для расчета расхода влекомых наносов употреблять формулу Мейер-Петера, то для определения формы дюн необходимо численно решить уравнение:

$$\frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{\theta_{\text{тор}}^* - \theta_{\text{кр}}}{\mu} \left(\frac{\eta}{H} \right)^{2/3} = \frac{\theta^* - \theta_{\text{кр}}}{\mu}. \quad (2.33)$$

При этом распределение по длине потока безразмерного донного касательного напряжения $\theta^* = \tau_w / \rho_w (\rho_s / \rho_w - 1) g d$ описывается формулой

$$\frac{\theta^*}{\theta_{\text{тор}}^*} = \frac{1 - \frac{h_{\Gamma}}{2H}}{\left(1 + \frac{h_{\Gamma}}{2H} + \frac{\eta}{H} \right)^2} f\left(\frac{x}{H} \right). \quad (2.34)$$

Здесь $f\left(\frac{x}{H} \right)$ — эмпирическая функция, полученная Bradshaw и Wong [14] для распределения донного касательного напряжения в потоке за донной ступенью.

Численные решения уравнения (2.34) позволили построить зависимость между $h_{\Gamma} / \lambda_{\Gamma}$ и θ при разной крупности грунта. С ростом θ крутизна дон $h_{\Gamma} / \lambda_{\Gamma}$ увеличивается, достигая максимального значения 0,06 при $\theta_{\text{тор}}^* = 4-5 \theta_{\text{кр}}$. Если наносы перемещаются только в виде влекомых, то с дальнейшим ростом θ крутизна дон не изменяется. Тогда уравнение (2.34) решается в виде:

$$\left(\frac{\eta}{H} \right)^{2/3} = \frac{\theta^* - \theta_{\text{кр}}}{\theta_{\text{тор}}^* - \theta_{\text{кр}}}. \quad (2.35)$$

Расстояние между гребнями последующих дон составляет при этом $16 h_{\Gamma}$.

Для расчета абсолютной высоты в [112] принят следующий прием: на дюну высотой h_{Γ} накладывается малое возмущение высоты \tilde{h} и ищется такое соотношение h_{Γ} / H , когда величина \tilde{h} будет во времени уменьшаться.

Из уравнения деформации следует, что

$$(1 - n) \frac{\partial \tilde{h}}{\partial t} = \gamma \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\tilde{h}}{\eta} \right), \quad (2.36)$$

$$y = q_b - 2\theta \frac{dq_b}{d\theta} \frac{h_\Gamma/H}{1 - \left(\frac{h_\Gamma}{2H}\right)} \quad (2.37)$$

Форма дюн будет стабильна при $y = 0$, тогда

$$\frac{h_\Gamma/H}{1 - \frac{h_\Gamma}{2H}} = \frac{\bar{\phi}_b}{2\theta} \Big/ \frac{d\bar{\phi}_b}{d\theta} \quad (2.38)$$

При крупных наносах ($\theta' > 0,4$) относительная высота дюн h_Γ/H приближается к константе 0,285.

Фактическое изменение относительной высоты и крутизны дюн не совпадает с расчетным, с увеличением θ' после некоторого максимума h_Γ/H и h_Γ/λ_Γ начинают уменьшаться. В [112] это явление объясняется переходом части влекомых наносов во взвесь.

Предложено рассчитывать относительную высоту дюн по формуле:

$$\frac{h_\Gamma/H}{1 - h_\Gamma/2H} = \frac{\bar{\phi}_b}{2\theta} \Big/ \left(\frac{d\bar{\phi}_b}{d\theta} - \frac{d\phi_s}{d\theta} \right) \quad (2.39)$$

где $\bar{\phi}_b = q_b / [(\rho_s / \rho_w - 1) \rho_w g d^3]^{1/2}$, $\phi_s = q_s / [(\rho_s / \rho_w - 1) \rho_w g d^3]^{1/2}$. В таком случае при $\theta' > 0,18$ относительная высота дюн начинает уменьшаться тем быстрее, чем крупнее слагающие их наносы. Длина дюн λ_Γ увеличивается с ростом θ' за счет увеличения расстояния δ между точками дна потока с максимальным местным донным касательным напряжением и максимумом расхода наносов.

$$\lambda_\Gamma = \frac{16h_\Gamma q_b + (16h_\Gamma + \delta)q_s}{q_b + q_s} \quad (2.40)$$

Для расчета δ можно применять формулу

$$\delta = \frac{10\epsilon u_*}{\omega^2} \quad (2.41)$$

где ϵ — коэффициент турбулентной вязкости.

В [122] для расчета формы верхнего откоса дюны или рифеля предложена формула:

$$\frac{\eta}{\lambda_{\Gamma}} = S \left(\frac{1}{2\pi \sin \frac{k\pi}{2}} \left\{ \ln \sin \frac{\pi}{\lambda_{\Gamma}} \left[x + \frac{1}{2} \lambda_{\Gamma} (1 - k) \right] - \right. \right. \\ \left. \left. - \ln \sin \frac{1}{2} \pi (1 - k) \right\} + \frac{x}{\lambda_{\Gamma}} \right). \quad (2.42)$$

Здесь $k = b/\lambda_{\Gamma}$, — длина заложения верхового откоса, $s = h_{\Gamma}/b$. Предложено различать развитые рифели: $k = 2/3$, растущие рифели: $k < 2/3$ и разрушающиеся рифели: $k > 2/3$. В области низового откоса дюны или рифеля предложено уравнение для описания формы линии, огибающей водоворотную зону в подвалье гряды:

$$\frac{d\eta}{dx} = S \left\{ \frac{1}{2 \sin \frac{k\pi}{2}} \operatorname{ctg} \frac{\pi}{\lambda_{\Gamma}} \left[x + \frac{1}{2} \lambda_{\Gamma} (1 - k) \right] + 1 \right\}. \quad (2.43)$$

Эксперименты в лотке Yalin'a и Karahan'a [254] показали, что крутизна дюн $h_{\Gamma}/\lambda_{\Gamma}$ при числах Рейнольдса по диаметру частиц наносов $Re_d > 25$ не зависит от Re_d , а определяется параметрами $\eta = \tau_0/\tau_{0\text{кр}}$ и $z = H/d$ (τ_0 — касательное напряжение на дне потока).

При значениях $z > 400$ влияние этой величины на крутизну дюн незначительно, $h_{\Gamma}/\lambda_{\Gamma}$ зависит только от η . Обработка большого количества экспериментальных данных различных авторов показала, что с ростом η —1 от 0 до 12,8 крутизна дюн увеличивается до максимального значения 0,06, после чего с дальнейшим увеличением η —1 крутизна дюн уменьшается до формирования гладкого дна.

Специально поставленные эксперименты в лотке [254] показали влияние величины z на крутизну дюн: при $65 \leq z \leq 75$ максимум зависимости $h_{\Gamma}/\lambda_{\Gamma} = f(\eta)$ приходится на $(\eta - 1)_m = 5,78$, при этом $(h_{\Gamma}/\lambda_{\Gamma})_m = 0,027$. При $40 \leq z \leq 50$ $(\eta - 1)_m = 3,85$, $(h_{\Gamma}/\lambda_{\Gamma})_m = 0,018$. При $20 \leq z \leq 30$ $(\eta - 1)_m = 2,03$, $(h_{\Gamma}/\lambda_{\Gamma})_m = 0,0095$.

Общая зависимость $(h_{\Gamma}/\lambda_{\Gamma})_m = f(\eta)$ записана в виде

$$\frac{h_{\Gamma}/\lambda_{\Gamma}}{(h_{\Gamma}/\lambda_{\Gamma})_m} = \zeta \exp(1 - \zeta), \quad (2.44)$$

$$\zeta = \frac{\eta - 1}{(\eta - 1)_m}; \quad (h_{\Gamma}/\lambda_{\Gamma})_m = (0,0127e^{-1})(\eta - 1)_m$$

а максимальное значение крутизны гряд связано с относительной шероховатостью русла графической зависимости. Однако в [254] отмечено, что при малых значениях z формы донного рельефа следует относить не к дюнам, а к барам (мезоформам), так как их длина $\lambda_{\Gamma} > 2\pi H$.

Следует отметить, что в естественных реках возможны донные микроформы большей крутизны, чем 0,06. Так, на р. Бия [6] в половодье и межень 1978–1979 гг. максимальная крутизна гряд $h_{\Gamma}/\lambda_{\Gamma}$ составляла $0,07 \div 0,083$.

А.Ю. Умаров [45] построил зависимость h_{Γ}/H от v/v_0 (v_0 — неразрывающаяся скорость по Кнорозу) с учетом среднего диаметра донных грунтов. Формирование гряд происходит при $1,5 v/v_0 \leq 5$, относительная высота гряд максимальна при $v/v_0 = 1,2 \div 2,0$, величина максимума уменьшается и сдвигается к большим значениям v/v_0 при росте крупности донного грунта.

Е.И. Елфимов [20] для дюнно-грядового рельефа в лотке получил следующие зависимости для высот донных форм: для дюн ($d \leq 0,5$ мм):

$$\frac{h_d}{d} = \frac{5,7 \left[\frac{v}{v_0} - \left(\frac{v_g}{v_0} \right)_0 \right]^{0,76}}{Fr^{2,85}} ; \quad (2.45)$$

$$(v_g/v_0)_0 = 1,07 \div 1,1$$

для гряд ($d > 0,7$ мм):

$$\frac{h_{\Gamma}}{d} = 480 \left[\frac{v}{v_0} - \left(\frac{v_{\Gamma}}{v_0} \right)_0 \right] ; \quad (2.46)$$

$$(v_{\Gamma}/v_0)_0 = 1,15 \div 1,18$$

— неразрывающаяся скорость по Ц.Е. Мирухулава.

Б.Ф. Снщенко [43] оценил достоверность парных связей основных морфологических параметров гряд (дюн) — их высоты и длины — с характеристиками потока и русла — глубиной, скоростью и диаметром наносов. При этом использовал большой массив экспериментальных и натуральных данных. Им установлено, что величина h_{Γ}/H не является константой: при $H < 100$ см $h_{\Gamma} = 0,25 H$; при $H > 100$ см $h_{\Gamma} = 0,2 + 0,1H$ — с ростом размера водотока шероховатость дна, ха-

рактируемая величиной h_{Γ}/H , уменьшается. Имеется также хорошая зависимость между длиной гряд λ_{Γ} и глубиной: $\lambda_{\Gamma} = 4,2 H$.

Связи с остальными характеристиками потока имеют характер тенденций, анализ которых указывает на уменьшение длины грядового сопротивления с ростом глубины потока; увеличение высот, длин и скоростей смещения гряд с ростом скорости потока; уменьшение высоты и длины гряд с ростом крупности наносов и увеличение при этом скорости их смещения (табл. 1).

Более точно зависимость между шагом гряд и глубиной потока устанавливается теоретическим путем. К.В.Гришанин [16] из соображения подобия показал, что шаг турбулентных вихрей λ_0 определяется по формуле

$$\lambda_0 = H \sqrt[3]{C^2/g} \quad (2.47)$$

C - коэффициент Шези.

Б.Ф.Снищенко [29] обосновал полную применимость этой формулы для расчетов шага гряд, тем самым подтвердив положение о соответствии продольных размеров крупномасштабных вихрей в потоке и гряд на дне потока.

Для микроформ нижнего режима характерно смещение вниз по течению. В [29] сведено большое количество данных лабораторных экспериментов и натуральных измерений для скоростей смещения гряд - донных форм с длинами в диапазоне $(1-1,5)H < \lambda_{\Gamma} < (15-20)H$. Получена эмпирическая формула

$$V_{\Gamma} = 0,019\nu F_{\Gamma}^{2,9}, \quad (2.48)$$

которая удовлетворяет как грядам в лабораторных условиях, так и грядам на крупных реках, таких, как Волга и Миссисипи.

С изменением гидравлических характеристик потока во времени параметры дон изменяются. В [102] рассмотрен случай быстрого изменения расхода воды от величины Q_1 до величины Q_2 , что повлечет за собой уменьшение касательного напряжения на дне и расхода влекомых наносов от q_{b1} до q_{b2} . В этом случае (при треугольной форме дюн) из уравнения деформации следует, что

$$\frac{dh_{\Gamma}}{dt} = \frac{q_{b2}}{(1-n)\lambda_{\Gamma}} \left\{ 1 - \frac{\psi_2}{\psi_1} \right\}. \quad (2.49)$$

Качественные связи между параметрами гряд
и характеристиками руслового потока

Параметр	Характеристика потока		
	глубина Н	скорость	крупность наносов
Высота h_{Γ}	Связь прямая $r = 0,84$	Связь прямая $r = 0,37$	Связь обратная $r = -0,4$
Длина λ_{Γ}	Связь прямая линейная, $r =$ $= 0,85$	Связь прямая $r = 0,35$	Связь обратная $r = -0,38$
Крутизна $h_{\Gamma}/\lambda_{\Gamma}$	Связь обратная $r = -0,23$	Связи нет $r = -0,03$	Связи нет $r = 0,02$
Скорость V_{Γ}	Связь обратная $r = -0,25$	Связь прямая $r = 0,5$	Связь прямая $r = 0,30$

Источник: [41]

$$\psi = \frac{\theta}{q_b} \frac{dq_b}{d\theta} \quad - \text{ в случае наличия только влекомых наносов и}$$

$$\psi = \frac{\theta}{q_b} \frac{d(q_b + q_s)}{d\theta} \quad - \text{ при взмыве наносов со дна.}$$

Расчеты показывают [102], что изменение высоты дюны на $0,5 \Delta h$ занимает время, равное 2–5 ее периодам (где Δh – разность старой и новой высот равновесной дюны). Это запаздывание придает зависимостям глубины, крутизны дюн и донного касательного напряжения от расхода воды вид петель. При этом в случае только влекомых наносов при увеличении расходов воды крутизна дюн сначала уменьшается, а затем начинает увеличиваться. Крутизна дюн продолжает увеличиваться в начале уменьшения расходов воды, а затем начинает также уменьшаться. При взмыве наносов со дна в начале увеличения расходов воды крутизна дюн также увеличивается, но затем начинает уменьшаться, уменьшается на максимуме расходов воды и в начале уменьшения расходов воды. При дальнейшем уменьшении расходов воды крутизна дюн начинает увеличиваться

Соотношение влекомых и взвешенных наносов определяется влиянием температуры воды на форму дюн. С уменьшением температуры воды и увеличением вязкости увеличивается расход взвешенных наносов (за счет уменьшения гидравлической крупности наносов). Расход влекомых наносов при этом не изменяется, и крутизна дюн будет уменьшаться. Аналогичные выводы по влиянию температуры воды на расход взвешенных наносов и крутизну дюн сделаны в [237]. Они подтверждены измерениями донного рельефа дна р. Миссури у г. Омаха в 1966-1969 и 1975 гг., где каждый год при относительно стабильных расходах воды при понижении температуры воды с августа-сентября по ноябрь-декабрь с 16-27 до 2-4°С на дне сглаживались дюны и уменьшался уровень воды за счет уменьшения донной грядовой шероховатости. По данным [102], изменение высоты дюн при изменении температуры воды происходит быстрее, чем при изменении расхода воды, - 0,5 Δh за полупериод для дюн. В то же время, эксперименты в лотке показали, что с увеличением температуры воды от 14,5 до 50°С на дне потока формируется отстойка из крупных зерен. Дно делается малоподвижным. Крутизна донных форм уменьшается, пока дно не станет практически ровным.

Анализ Allen'a [54] данных детальных ежедневных измерений рельефа дюн р. Везер (ФРГ), выполненных Nasner'ом с 1966 по 1972 г., показал, что максимальные размеры дюн возникают после прохождения максимальных гидравлических характеристик потока. Соответственно, нет однозначных зависимостей между размерами дюн и гидравлическими характеристиками потока: одна и та же высота дюны может наблюдаться при различных расходах воды на подъеме и спаде паводка. Зависимости $\lambda_r = f(Q)$ и $h_r = f(Q)$ петлеобразны, в идеальном случае - замкнуты.

В год со средним стоком воды задержка во времени между максимальным расходом воды и максимальной высотой дюн составляет 6-12 недель. В маловодные годы эта задержка возрастает.

Для высот дюн время задержки больше - в год со средним стоком воды ~7-9 месяцев, в маловодные годы оно уменьшается до 1,5-5 месяцев. С увеличением годового стока воды увеличивается разброс высот и длин дюн в годичном цикле, при этом изменчивость высот дюн вдвое больше, чем изменчивость длин дюн.

Таким образом, Allen отмечает [54], что на подъеме паводка дюны меньше "нормальных", на спаде паводка - больше.

В более поздней работе Nasner [195] подчеркивает, что в этом заключается отличие реальных рек от лабораторных лотков, и подтверждает это данными по рекам Везеру, Нигеру и Паране.

Б.Ф. Снйщенко [29] проанализировал зависимости $h_{\Gamma} = f(H)$, $\lambda_{\Gamma} = f(H)$, $h_{\Gamma}/\lambda_{\Gamma} = f(H)$. Для условий паводка на реке Поломети получены сложные петлеобразные связи, показывающие, что на подъеме уровня высота и длина гряд увеличиваются быстрее, чем уменьшаются на спаде, а крутизна изменяется очень сложным образом, образуя два максимума (на подъеме и на спаде уровней) и минимум на пике волны паводка. Б.Ф. Снйщенко предлагает приводить петлеобразные кривые $h_{\Gamma} = f(H)$ к однозначному виду с помощью безразмерных параметров уровня и высоты гряд

$$\frac{h_{\Gamma}}{Hl} = f\left(\frac{H_i - H_{\min}}{H_{\max} - H_{\min}}\right) \quad (2.50)$$

H_i ; H_{\min} ; H_{\max} - высоты уровня, соответственно, в момент i ; в начале подъема уровня; на пике паводка.

В [53, 55] Allen предлагает механизм переформирования дон, подобный динамике биологических популяций: дюны развиваются и разрушаются, при этом одна замещает другую.

Каждая дюна имеет период существования Δt , за это время она проходит по дну потока определенное расстояние

$$c_T = \frac{1}{\lambda_{\Gamma}} \int_t^{t+\Delta t} V_n dt.$$

Этот период можно назвать также временем релаксации [59], как время перестройки одной русловой формы в другую при воздействии одного гидрологического режима. Оно может быть рассчитано по формуле

$$\int_t^{t+\Delta t} q_b dt = \rho_s A_r \quad (2.51)$$

A_r - площадь заполнения между гребнем и ложбиной соответствующих донных форм в моменты времени t и $t + \Delta t$, ρ_s - плотность отложений. Если происходит переход от дюн к рифелям без изменения средней отметки дна, то

$$A_{r \min} = 0,167 \lambda_{\Gamma} h_{\Gamma} \quad (2.52)$$

Изменение высоты и длины дюн предложено рассчитывать по временным шагам, намного меньшим чем Δt . Для каждой j -той дюны в момент времени n можно записать:

$$h_{n_j+1}^* = h_{n_j}^* - A \frac{V_{n_j} (h_{n_j}^* - h_{n_j+1}^*) \Delta t}{h_{n_j}^*}. \quad (2.53)$$

Здесь $0 < A < 1$ - коэффициент изменения, $h_{n_j}^*$ - фактическая высота дюны; $h_{n_j} = bH_{n_j}$ - теоретическая высота дюны; H_{n_j} - глубина над j -той дюной в момент времени n , $b = 0,167$. Скорость смещения дюн предложено рассчитывать по формуле

$$V_n = \frac{ah_R}{h_n^*} v_n^m, \quad \text{где } a = 0,0083 \text{ с}^2/\text{м}^2, \quad h_R = 0,081 \text{ м}, \quad m = 3.$$

Начальные высоты и длины дюн задаются некоторой кривой распределения.

Расчеты с помощью этой модели показывают, что разница во времени ΔT между максимумом гидрологических характеристик потока и характеристик донных форм зависит от:

1) соотношения времени существования дюн и продолжительности цикла c_T/T ; 2) диапазона расходов воды ΔQ в цикле и формы гидрографа; 3) коэффициента измерения A . Для длин дюн ΔT увеличивается с ростом c_T/T и ΔQ и не зависит от A ; для высот дюн ΔT также увеличивается с ростом c_T/T и ΔQ , но сильно зависит от A . В целом длина дюн более консервативна, чем высота. Последнее противоречит данным Nasner'a, и в работе [58] Allen устраняет это противоречие введением сложной зависимости между относительной высотой дюн и безразмерным касательным напряжением $\theta: h_r/H$ с ростом θ сначала увеличивается, а затем начинает уменьшаться

$$h_n = \frac{h_{n_j}}{h_{n_j}} H_{n_j} \left\{ 0,08 + 2,24 \left(\frac{\theta}{3} \right) - 18,13 \left(\frac{\theta}{3} \right)^2 + 70,90 \left(\frac{\theta}{3} \right)^3 - 88,33 \left(\frac{\theta}{3} \right)^4 \right\} \quad (2.54)$$

При малых величинах $\frac{\Delta T}{T}$ развитие всего ансамбля дюн не приводит к появлению многомодальности распределений высот и длин дюн. При больших $\frac{\Delta T}{T}$ появляется до 5 мод на кривых рас-

Многомерные комплексы лавоположных ловных форм [57].

Таблица 2

Река	Средне- ловый рас- ход воды, м ³ /с	Диапазон расходов воды	Число классов ловных форм	Отношение длины форм	Длина самой крупной формы	Примечание
------	---	------------------------------	------------------------------------	----------------------------	------------------------------------	------------

Пер-Дир (Канада)	180	1:15	2	1:5	20	режим лавочных, фор- мы описаны в межнь
Джамна (Индия)	600	большой	2	1:7	50	формы описаны на стаде половца
Тана (Норвегия)	1000	1:15	2	1:10	30-300	формы описаны во время лавовка, Сале крупнее формы лавочные
Миссури (США)	1200	1:1,8	2	1:5	150	длины лавочные
Луара (Франция)	1200	1:15	2	1:3-1:10	57-175	лавовок и межнь олина- ковой продолжительности
Конгари (США)	1700	1:30	2	1:10	5-44	среднеловный поток

5378

Уабан (США)	2100	1:40	2(3)	1:5	6-70	несколько лавовок за год
Колумбия (США)	7000	1:5	2	1:5-1:10	100	половца 3-4 месяца
Фрезер (Канада)	7000	1:20	2	1:5-1:10	150	половца 3 месяца, формы описаны на ста- де.
Брахманура (Бенгалия)	25 000	1:15	4	1:15:100:1000	400	половца 4-5 месяцев, формы описаны на ста- де.
Миссия (США)	25 000	1:20	2	1:5-1:10	300	формы описаны на стаде
Канго (Замб) (США)	40 000	1:2	2	1:5	350	два типа лавовца в год

5378

пределения [57], причем это более характерно для расчетных гидрографов с длинной меженью и коротким мощным половодьем. Для подтверждения этого вывода Allen [57] собрал опубликованные материалы по описанным на разных реках комплексах дюноподобных русловых форм (табл. 2) и сделал вывод, что натурные данные подтверждают появление нескольких классов донных форм при смене фаз гидрологического режима реки. Однако он отмечает [58], что предложенная численная модель носит иллюстративный характер, отражает только качественные закономерности.

На р. Юж.Саскачеван Cant [82] описал два типа крупных донных форм:

1) песчаные волны с симметричным продольным профилем, с углом при вершине $\sim 120^\circ$, амплитудой 2–40 см, длиной 1–20 м. У песчаных волн нет ярко выраженных подвалов, нет всплывающих вихрей на поверхности воды. Гребни песчаных волн прямолинейные, формы преимущественно двумерные. На песчаных волнах часто располагаются рифели;

2) дюны-формы с хорошо выраженным низовым откосом, трехмерные; линия гребня синусоидальная. Амплитуда 0,1 – 2 м; шаг 0,5–40 м. Во время паводка дюны перестраиваются в соответствии с новыми гидравлическими условиями за 2 – 3 дня.

Дюны и песчаные волны существуют одновременно на дне русла, но песчаные волны развиты в условиях меньших скоростей потока. Поэтому в [82] не сделан окончательный вывод о том, разные это формы или одни и те же в разных условиях.

В [96] показано, что в лотке при опытах с хорошо сортированным песком $d = 0,15$ мм при постоянной глубине 0,3 м с ростом донного касательного напряжения обнаружилось три уровня донных форм.

Два характерных максимума функции спектральной плотности в области волновых чисел, соответствующих дюнам, получил Jong [147] при численном решении выведенного им уравнения перемещения внутренней волны в стратифицированном потоке. Решение проведено для гидравлических условий экспериментов Jain и Kennedy [146], получены длины волн

$$\lambda_1 = \frac{2\pi}{4,19} H \text{ и } \lambda_2 = \frac{2\pi}{7,54} H,$$

что полностью соответствует данным экспериментов начальных стадий развития донных форм.

Таблица 3

Параметры и скорость движения песчаных гряд в нижнем бьефе Новосибирского гидроузла

Характеристики	Весеннее половодье		Межень	
	порядок		град	
	I	II	III	II
Длина λ_r (м)	500-600	50-70	20-25	50-70
Высота h_r (м)	2,0-3,0	0,9-1,2	0,5-0,7	0,5
Крутизна h_r/λ_r	0,004	0,02	0,02	0,01
Скорость сползания V (м/сут)	0	1,2-1,5	0,5-0,8	0,2-0,3

Источник: [32].

Сложная структура грядового рельефа дна обнаружена в русле р. Оби в нижнем бьефе Новосибирского гидроузла [32] (табл. 3).

А.Ю.Сидорчук [42] в руслах рек Вычегды, Енисея, Лены, Нигера, Терека выделил два структурных уровня малых донных форм - микроформы и ультрамикроформы. Внутри структурного уровня микроформ отмечены 2-3 самостоятельные группы донных форм соподчиненных по размерам, внутри уровня ультрамикроформ - 1-2 группы. Показано сложное взаимовлияние отдельных донных русловых форм и их групп друг на друга. Обнаружено, что в структурном уровне микроформ на более крупных донных формах в основном расположено 3-4 более мелких форм, в структурном уровне ультрамикроформ - в основном 5-6 мелких форм.

Изменение структуры микроформ во время паводка на р. Турчук у с. Яски в январе 1981 г. рассмотрел В.И.Никора [36]. Анализ изменения функций спектральной плотности отметок дна реки показал, что при прохождении пика паводка на дне зарождаются вторичные песчаные волны длиной порядка глубины потока, которые на спаде паводка увеличивают свою длину вдвое. В [36] это явление объясняется перестройкой струк-

Структуры турбулентности потока при прохождении паводка. Большой сложностью отмечается рельеф дна русла реки Д.Брахмапутры (Джамуны). Здесь выделено 4 типа гряд [114]: шрифели, мегарифели, дюны и песчаные волны. По мере увеличения расходов воды мелкие формы — мегарифели — сменяются дюнами, сначала плохо выраженными, затем регулярными. На дне половодья формируются местами крупные песчаные волны, местами гладкое дно второй фазы. В то же время, на р. Заир (Конго) в низкую воду дно покрыто дюнами длиной до 100 м и амплитудой 2 м. В высокую воду дюны выполаживаются, дно покрывается малыми формами длиной 20 м и высотой 1 м [214].

Результаты спектрального анализа отметок дна р. Конгари (шт. Юж.Каролина) на разных фазах гидрологического режима позволяли сделать вывод [168], что донные формы, созданные в паводок, быстро редуцируются при спаде воды, и на спектре нет хорошо выделяемых классов донных форм, скорее наблюдается их непрерывный ряд.

Движение антидюн мало изучено. Mehrotra [177] объясняет возможность перемещения антидюн как вниз, так и вверх по потоку тем, что действующие здесь силы местного сопротивления формы и сопротивления по длине направлены в противоположные стороны, вверх по течению и вниз. Их соотношением и определяется направление и скорость движения антидюн, а также трансформация этих гряд. Так как равнодействующая этих сил обычно мала, антидюны перемещаются очень медленно и хорошо сохраняют свою форму.

Натурные исследования антидюн еще более редки. Поэтому заслуживают внимания результаты наблюдений [234] в ручье Медано-Крик, южное Колорадо, США. Ручей протекает по периферии поля золотых дюн. Поэтому в нем имеется песчаный аллювий с диаметром частиц 0,15–0,23 мм. Во время влажного сезона скорости течения составляют 1,1–1,7 м/с, а числа Фруда — 0,5–1,7. На узких участках ручья с песчаным аллювием на дне формируются серии антидюн. Рельеф дна постоянно перестраивается: каждая из антидюн последовательно, начиная с верхней, увеличивает во времени свою амплитуду, при этом еще быстрее увеличивается глубина на ее гребне. На верховом склоне антидюны формируются гидравлический прыжок, создается подпор. Бурное течение размывает антидюну и дно выравнивается. Затем цикл повторяется. Накопившаяся вода в виде прямой положительной волны движется вниз по потоку.

Чем выше по течению формируется волна, тем больше глубина потока и больше скорость волны. Поэтому верхние волны догоняют нижние и сливаются в единую волну типа бора. Бора теряет энергию на участках расширений, но получает дополнительный импульс движению на участках сужений с антидюнами и прослеживается на расстоянии до 3 км. Период волны составляет 15–20 секунд. Аналогичное описание этого процесса приведено в [29].

В [253] проводится аналогия между формированием антидюн и образованием во время паводков своеобразных систем порогплес, часто наблюдаемых на горных реках. Пороги формируются на перегораживающих поток скоплениях крупных глыб, переливаясь через которые, поток попадает в плесы, где гасит свою энергию. С уменьшением расхода воды эти системы перестраиваются и начинают напоминать обычные плес-перекатные участки.

3. ВНУТРИРУСЛОВЫЕ ФОРМЫ РЕЛЬЕФА

(мезоформы, бары)

3.1. Классификация мезоформ

В современной русловой литературе принята в основном морфологическая классификация мезоформ. В [29] выделены три типа мезоформ: 1) ленточные гряды – языковидные, практически симметричные, перегораживающие все русло потока. Наиболее возвышена средняя часть гребня гряды, при низких уровнях она иногда обсыхает и образуется одиночный осередок. Ленточная гряда характеризуется шагом λ_r от гребня до гребня соседней гряды и высотой h_r ; 2) побочни-гряды с перекошенными в плане гребнями; направления перекоса в последовательных грядах противоположны. Прибрежные части побочней образуют отмели, примыкающие к противоположным бегерам в шахматном порядке. Побочни характеризуются шагом $\lambda_{пб}$ (расстоянием по прямой между двумя последующими точками перегиба меженного русла) и высотой $h_{пб}$. Гребни побочней часто называют перекатами, или, при значительной глубине на них, – перевалами. Как отмечено в [46], при шахматном расположении гряд каждый побочень представляет собой по сути сдвоенный (сложный) побочень, состоящий из верхнего побочня нижнего по течению переката и надвинутого на него нижнего побочня верхнего переката. 3) осередки – мезоформы кап-

левидной формы, расположенные в середине русла реки или у его берегов. Причины их образования могут быть разными: аккумуляция наносов у затонувших предметов, обсыхание гребней ленточных гряд, отторжение побочней и т.д. Характеризуются: плотностью осередков - отношением площади осередков на выбранном участке реки к полной площади этого участка русла; густотой осередков - числом осередков, приходящихся на участок реки, длина которого равна ширине русла; средней площади осередков - отношением плотности осередков к их густоте.

В зарубежной литературе употребляется очень большое количество терминов для характеристики морфологии и положения мезоформ в русле: улитковидные (scroll), катушковидные (spool), серповидные (chute), треугольные (triangular), языковидные (linguoid), ромбовидные (diamond, lozenge-shaped), дольчатые (lobate), продольные (longitudinal), поперечные (transverse, cross channel), диагональные (diagonal), боковые (side, lateral), чередующиеся (alternating), центральные (medial, braid), одиночные (unit), размещенные в вершинах излучин (point bar).

Miall [179] объединяет эти разнообразные мезоформы (бары) в те же три группы, что и [29]: 1) языковидные (серповидные, дольчатые) - форма гребня в плане ромбовидная или напоминает полумесяц. Низовой откос крутой. Верховой откос примыкает к низовому откосу вышерасположенного бара. В случае прямолинейных гребней бары именуются поперечными; 2) бары, причлененные к берегам потока (боковые, у вершин излучин). Формируются в областях понижения скоростей; 3) центральные (продольные) бары в плане ромбовидные. Вытянуты вдоль потока, окружены активными потоками. Иногда эрозионного происхождения.

В [115] выделен также выпуклый бар (convex bar), который формируется при больших В/Н и является промежуточным звеном между пляжем выпуклого берега излучины и осередком, который формируется при еще больших значениях В/Н.

Чаще всего на реках встречается широкий набор типов мезоформ. Так, например, на р. Кискинг-Хорс в провинции Британская Колумбия, Канада, ниже плесов в расширениях русла описаны [126] бары 4 типов: осередки, поперечные, пляжи у выпуклого берега и диагональные (перечислены в порядке увеличения встречаемости), а также подводные гравийные мели с размытым выпуклым низовым откосом.

Подробная морфологическая классификация перекатов, свя-

занных с разнообразными типами мезоформ, предложена Р.С.Чаловым [46]. Вслед за Н.И.Маккавеевым он выделяет: I - перекаты на разветвленных участках рек; II - перекаты на излучинах; III - перекаты в неразветвленном русле, прижатом к высокому берегу. В первой группе в [46] выделяются: а) перекаты, находящиеся в местах разделения потока в оголовках островов; б) перекаты, образующиеся в ухвостьях островов перед слиянием рукавов; в) перекаты, располагающиеся в рукавах. Во второй группе выделены: а) перекаты в вершинах излучин и б) перекаты на крыльях излучин и в местах смены знака кривизны русла. В третьей группе: а) перекаты на участках местного расширения и б) перекаты, сформированные побочными, расположенными в шахматном порядке. Выделены также подтипы перекатов с характерными режимами перформирований.

3.2. Морфология и динамика мезоформ

По данным [29], шаг ленточных гряд линейно связан с шириной русла B . На р. Оке в 50% случаев шаг ленточных гряд равен $8B$, в 25% - $9,4B$, в 75% случаев $6,83$. Отмечена также связь числа гряд с извилистостью русла: при $S/\lambda_r > 2$ ленточные гряды на Оке отсутствуют; при $S/\lambda_r = 2$ $\lambda_r = 6-8B$, при $S/\lambda_r = 1,5$ $\lambda_r = 3,8-10,5B$, в прямом русле $\lambda_r = 2-13B$. Установлена линейная связь величины шага гряд со среднемаксимальным расходом воды, что подтверждало предположение о формировании максимальных размеров ленточных гряд в половодье.

Анализ относительных длин побочной рек Оки и Вислы показал [29], что они близки к таковым для ленточных гряд (табл. 4).

Таблица 4

Значения $\lambda_{пб}/B$

Река	Обеспеченность, %		
	25	50	75
Висла	5,1	4,6	4,2
Ока	9,4	6,0	4,6

Относительный шаг побочней на р. Висле меньше, чем на р. Оке. В [29] это объясняется тем, что р. Висла меньше р. Оки, на ней больше расходы донных наносов и уклоны свободной поверхности. Обнаружена связь относительных шагов побочней со степенью извилистости русла. На однорукавных меандрирующих реках Уэльса в [72] выделено два типа побочней: 1) массивные, с наклоненной в сторону реки поверхностью часто с побочным протоком у основания пойменного яра: образуются при причленении осередков к берегу (побочневой проток — остатки заброшенного русла); 2) понижение, также с общим наклоном в сторону русла и неглубокой ложбиной в центральной части побочня, вытянутой вдоль потока высоких вод и образовавшейся в результате неравномерной эрозии и аккумуляции наносов на поверхности побочня.

Baker [65] предположил, что каплевидная форма осередка соответствует минимуму сопротивления, создаваемого им потоку. Поскольку такая форма соответствует форме симметричного крыла, Комаг [160] обработал данные экспериментов по обтеканию симметричных крыльев различной формы. Гипотеза [65] подтвердилась — минимум общего сопротивления наблюдается при L/W 3–4, при меньших L/W велико сопротивление формы, при больших — сопротивление трения (здесь L — длина осередка, W — его ширина). Эксперименты Комаг'а в лотке по обтеканию песчаных тел различной формы также показали стремление L/W к 3–4 за счет аккумуляции в области завихрений за первоначальным круглым осередком. Если L/W первоначального осередка более 4, преобразования его форм практически не происходят. Такие осередки оказывают сопротивление больше минимального. Для образования осередков с формой минимального сопротивления предпочтительны условия аккумуляции наносов.

В работе [161] Комаг показал, что форма осередков, занимающих центральную позицию в руслах рек, хорошо описывается лемниской $r = C \cos k\theta$. Здесь L — длина лемнискаты по прямой, r и θ — полярные координаты, $k = \pi L^2/4A$, A — площадь внутри кривой. С ростом k увеличивается вытянутость лемнискаты, отношение длины лемнискаты L к ее максимальной ширине W линейно зависит от k : $L/W = 0,887k + 0,048$. В [160, 161] показано, что морфология "островов" на Марсе соответствует морфологии осередков в земных реках, это дает основание для гипотезы о водноэрозионном происхождении марсианских русел.

Детальные экспериментальные исследования формирования

осередков провел Ashmore [62]. Он приводит подробное описание процесса формирования разветвлений, размыва в узлах слияния за счет поперечной двухвинтовой циркуляции и образования переката ниже зоны размыва. Осередки в этих экспериментах в большинстве случаев связаны с образованиями типа ленточных гряд и обтеканием их с двух сторон. Поэтому Ashmore предлагает различать бары первичные, аккумулятивные, и бары, образовавшиеся при расчленении первичных.

С мезоформами всех типов, как правило, связаны плес-перекатные системы [149]. Плесы представляют собой понижения рельефа русла, обычно длиной в несколько ширин русла, формируются размывом в высокую воду и могут быть занесены в малую. Обычно они связаны с соседним пляжем выпуклого берега, что и приводит к асимметрии поперечного сечения. По сравнению с плесами перекаты (перевалы) между соседними плесами характеризуются более симметричной формой поперечного сечения. На них, как правило, происходит аккумуляция в высокую воду и размыв в малую.

Р.С.Чалов [46] выделяет 3 морфологических типа перекатов: 1) нормальные, состоящие из двух побочных, соединенных между собой седловиной; 2) перекаты, составленные самостоятельными побочными или осередками; 3) перекаты-россыпи - скопления небольших гряд, образующих многочисленные побочки и осередки. С ростом неустойчивости русла количество нормальных перекатов уменьшается, чаще формируются перекаты-россыпи.

В небольших водотоках с крупным аллювием выделение систем плесо-перекат представляет собой сложную задачу.

Изменение формы живого сечения вдоль реки содержит тренд, систематическую и случайную компоненту. Для их выделения вдоль речья Кейв (бассейн р. Брокен, Южные Альпы, Новая Зеландия) на поперечниках, разбитых через 2-8 м, определялись ширины B и средние глубины H русла при руслонаполняющем расходе, рассчитывались величины B/H [157]. Статистическая обработка данных проводилась по 4 бесприточным участкам. На каждом участке выявлен линейный тренд: увеличение H и уменьшение B вниз по течению; на его фоне выделены плесы и перекаты. Кривые распределения B и H показывают, что русло шире и мельче на перекатах, чем на плесах, т.е. даже малый горный поток с крупным аллювием способен приводить в соответствие глубину и форму живого сечения. Однако автокорреляционный и спектральный анализы рядов B и H с устраненным трендом показали

отсутствие на всех участках систематической компоненты, связанной с размерами системы плес-перекат. На верхних участках систематическая компонента вообще не выявляется. На нижних имеются систематические компоненты изменения B , H , и B/H с большой длиной волны, они описываются с 95%-ной достоверностью авторегрессионными моделями первого и второго порядков. Порядок авторегрессионной модели и степень зависимости морфологии русла в данном створе от морфологии русла в вышележащих створах возрастают с увеличением размеров водотока [159]. Таким образом, с увеличением размеров потока несколько уменьшается степень случайности изменения характеристик живого сечения, но в целом систематические компоненты подавлены.

Richards [222] предложил оценивать расстояние между последующими плесами (или перекатами) либо по максимумам периодограмм или функций спектральной плотности, либо по формуле

$$\cos 2\pi f = \frac{|\phi_1|}{2\sqrt{|\phi_2|}} \quad (3.1.)$$

где f - частота авторегрессионного процесса второго порядка

$$x_t = \phi_1 x_{t-1} - \phi_2 x_{t-2} + e_t \quad (3.2.)$$

которая обратна искомой длине. Если p_1 и p_2 - сериальные корреляции при сдвиге на 1 и 2 шага, то

$$\phi_1 = \frac{p_1(1 - p_2)}{1 - p_1^2}, \quad \phi_2 = \frac{p_2 - p_1^2}{1 - p_1^2}.$$

На основании обработки литературных данных по расстояниям между плесами в [222] предполагается, что образование плесов связано с флуктуациями скорости потока с шагом $\sim 2\pi B$, в результате этих флуктуаций в областях увеличения скоростей формируются плесы, в областях уменьшения - перекаты.

Milne [181] для горных рек Шотландии и Англии с галечным аллювием выделил плесы и перекаты как повышения и понижения относительно линии тренда. Изученные [154] системы плес-перекатов имеют среднюю длину 5-7 B . На излучинах и прямых участках свободных рек, и особенно на участках ограниченных русел, следующих вдоль ведущего прямого берега,

Таблица 5

Частота плесов и перекатов на разных участках русел

	Свободные реки		Ограниченные реки	
	прямые участки	изгибы	перегибы	вдоль ведущего берега
Перекаты	17	15	34	9
Плеса	22	38	-	19

Источник: [181]

преимущественно развиты плеса, на перегибах русла - пере-
каты (табл. 5).

В [200] показано, что выделение на продольном профиле русла реки плесов и перекатов как отрицательных и положительных отклонений от линии регрессии, линейной на коротких участках приводит к ошибкам при наличии на профиле ундуляций как большей, так и меньшей длины, чем плес-перекатная система. Предложена новая техника выделения донных форм. По длине продольного профиля с шагом не более ширины русла 1) определяются первые разности отметок дна; 2) выделяются серии с непрерывными одинаковыми знаками разностей; 3) рассчитываются общие изменения отметки дна Z_i вдоль i -той серии; 4) рассчитывается кумулятивное изменение отметки дна ΣZ_i от экстремальной отметки последней выделенной формы дна. Если $\Sigma Z_i \geq T$, где T - допуск, тогда конец серии является либо плесом, либо перекатом, в зависимости от знака ΣZ_i . Проверка метода на примере продольного профиля ручья Мансфилд-Крик показала, что наилучшие результаты он дает при $T = 0,75\sigma$ (σ - среднеквадратичное отклонение отметок дна). Применение метода регрессии для того же профиля (вплоть до полиномов 4-й степени) не позволило выделить плеса и перекаты на участках с крупными ундуляциями дна.

В малых водотоках в Калифорнии, Индиане, Виргинии и Северной Каролине (ширины русла 4-30 м, извилистость 1,01-2,4) Keller и Melhorn [149] выявили относительно хорошую зависимость между расстоянием от плеса до плеса по прямой на проекции русла на ось долины L и шириной русла $B:L = 5,42 B^{1,01}$. Связь между извилистостью потока и

расположением плесов-перекатов в [149] не обнаружена, но отмечено, что это является следствием относительно малого диапазона извилистости изученных водотоков. Интересно, что оценка по критерию Колмогорова-Смирнова не обнаружила различия между соотношением L/V для рек с аллювиальным ложем и рек, врезанных в коренные породы. По F - критерию нет различий между L/V в искусственно спрямленных руслах и руслах, оставленных в естественном состоянии [148].

На р. Фой в Корнуэлле (Англия) Richards [224] рассмотрел соотношение ширины русла на плесах и перекатах. Берега реки сложены литологически неоднородным материалом, при этом на плесах в среднем плотность грунтов, определяемая пневрометром, невелика, доля мелких наносов (алеврита и глины) в их составе не более 17%. На перекатах доля мелких наносов в среднем больше 18%, плотность отложений существенно выше. Однако ширина русла на перекатах больше (8,2 м), чем на плесах (7,2 м), это обусловлено растеканием потока к берегам на мелководьях. Спектральный анализ рядов глубин и ширины русла показал наличие гармоник длиной 20-40 м, характерных как для рядов глубин, так и для ряда ширины. Для глубин эта гармоника содержит 55% общей дисперсии, для ширины - до 21%. Перепады сдвинуты на 2,7-4,6 м вверх по течению относительно зон максимального расширения русла, это предполагает первичное распластывание потока, а затем размыв берегов. В качестве границы между плесами и перекатами Richards [224] предлагает соотношение $B = 8,51 H^{0,03}$. В работе [223] он показал, что в зависимости $B \sim Q^f$ для этой реки показатель степени f на плесах равен 0,24, на перекатах - 0,41. Подробное изучение зависимостей $v \sim Q^m$, $H \sim Q^g$, $l \sim Q^z$, $n \sim Q^y$ [222] показало существенные различия их на плесах и перекатах - плесы глубже перекатов, на них меньше скорости потока, уклоны свободной поверхности и величина гидравлического сопротивления. Интересно, что величина извилистости потока не оказывает влияния на соотношение глубины и скорости на плесах и перекатах. Однако существует значительная разница в уклонах и потерях энергии на прямых и криволинейных плесах-перекатах: на прямолинейных участках изменчивость уклонов в системе плес-перекат намного больше, чем на криволинейных. Предложено разделение плесов и перекатов по значениям показателей степени в режимных уравнениях: если значения z или y больше, чем следует из связей

$$z = 6,72g - 1,72, \quad y = 6,38 - 8,63m,$$

то данный створ располагается в плесе, если меньше - на перекате. В то же время И.В.Полов [38] не обнаружил различий значений V/H и кривых их обеспеченности для плесов и перекатов на реках с разным типом русла.

Плеса и перекаты различаются по составу слагающих их наносов. На небольших реках [180] (р. Кингдрос-Берн, Пибле, Великобритания) изменение средних по ширине русла размеров частиц донных грунтов отличается значительной нерегулярностью по длине русла из-за поступления крупного материала с бортов долины и наличия в аллювии частиц, неподвижных при руслонаполняющих расходах. Их корреляция со средними по ширине отметками дна показывает лишь слабую тенденцию к укрупнению аллювия в наиболее мелководных створах. Анализ средних размеров донных частиц (d_{cp}), их дисперсии, асимметрии и эксцесса, осредненных по площади отдельных плесов, перекатов и побочней, показал, что только побочни могут быть статически достоверны по характеристикам донных грунтов (наносы здесь мельче, $d_{cp} = 8,3$ мм). Плеса и перекаты слабо различаются по характеристикам наносов (d_{cp} 36,0 и 42,8 мм соответственно). У вершин большинства побочней располагаются плеса. Чем выше побочень и глубже плес, тем мельче наносы в плесе (относительно других плесов) и крупнее наносы на побочне. Разница между средними диаметрами аллювия в парных плесе и побочне увеличивается с ростом радиуса кривизны участка русла, на котором они располагаются.

Анализ донных отложений ручья Каттарангус-Крик (штат Нью-Йорк, США) [131] также обнаружил более крупные и лучше сортированные наносы на перекатах.

Так же, как и микроформы, в естественных реках могут одновременно существовать мезоформы разных размеров и морфологии. В [82] на р. Южный Саскачеван выделены крупные песчаные отмели (sand flats) и более мелкие бары, которые расположены в протоках между песчаными отмелями.

Эксперименты в лотке позволили Schumm'y [233] наметить последовательность трансформации мезоформ по мере увеличения уклона. 1. Уклон 0,3%. В прямолинейном русле со стабильными берегами формируются поперечные серповидные гряды (ленточные гряды). 2. Уклон 0,3-0,5%. Берега стабильны, стрежень потока начинает меандрировать, формируются побочни.

3. Уклон 0,5–1,2%. Начало размыва берегов, сложные побочни, сильно извилистый тальвег. 4. Уклон 1,2–1,5%. Существенный размыв берегов, переход от меандрирующего тальвега к разветвлённому, сложные побочни с протоками; 5. Уклон 1,5%, осередковое русло. В [29] предполагается либо переход от ленточных гряд к побочням, либо переход к осередкам при увеличении транспортирующей способности потока.

З.П.Копалиани [30] предлагает определять смещение мезоформ с помощью формулы для расчета расхода наносов, перемещающихся в виде микроформ – гряд (дюн), – движущихся по поверхности мезоформ. Им выведена формула

$$L\Delta = \sum_{i=1}^n V_{\Delta} \delta T_i, \quad (3.3)$$

Здесь $L\Delta$ – расстояние (в м), на которое передвинулась мезоформа за период времени $T = \sum_{i=1}^n \delta T_i$, δT_i – отрезки времени

(в сутках), когда скорости потока превышают неразмывающие по В.Н.Гончарову;

$$V_{\Delta} = 950 \left(\frac{h}{\Delta} \right)_i v_i Fr_i^3 -$$

– скорость смещения мезоформ; h – высота микроформ на мезоформе, Δ – высота мезоформы.

Р.С.Чалов [46] показал, что скорость смещения перекатов на извилистых и разветвленных на рукава реках можно рассчитывать по формуле Н.И.Маккавеева

$$V = 0,05 \frac{Q_{\Phi}}{L}, \quad (3.4)$$

где Q_{Φ} – руслоформирующий расход воды, L – число Лохтина. Так, на Вычегде перекаты смещаются на 90–100 м/год при числе $L = 3,4$ –5,6, на Большой Сев. Двине – на 150 – 200 м/год при числе $L = 2,8$, на р. Оби смещение перекатов достигает 300 м/год при значении $L \sim 3,0$, но здесь более растянутое половодье, чем на Б.Сев.Двине. На р. Аму-Дарье при продолжительных паводках и числа $L \sim 1,0$ смещение перекатов достигает в верховьях 1 км/год.

Р.С.Чалов [46] выделяет перемещающиеся перекаты, характерные для однорукавных слабоизвилистых русел, и относительно стабильные перекаты, которые формируются в местах

перегибов крутых излучин, в узлах разветвления и слияния русла. Скорости перемещающихся побочней перекаатов уменьшаются, когда они располагаются у выпуклых берегов излучин в зонах замедления потока. В зонах ускорения течения происходит и ускорение смещения побочней. Побочень перемещающегося перекаата может надвинуться сверху на относительно стабильный перекаат. Тогда последний увеличивается в размерах. Р.С.Чалов иллюстрирует эти закономерности примером смещения побочней и осередков на р. Вычегде [46].

Наибольшей сложностью отличается динамика перекаатов на разветвленных руслах. Р.С.Чалов [46] выделяет следующие факторы, определяющие режим этих перекаатов: 1) местное расширение русла, уменьшение удельного формирующего расхода и падение транспортирующей способности потока; 2) характер циркуляционных течений, возникающих в месте разделения потока и влияющих на перераспределение наносов; 3) пропускная способность рукавов; 4) деформации русла на непосредственно прилегающем к узлу разветвления вышележащем участке. Кроме того, степень обмеления перекаатов, которая может быть охарактеризована среднегодовым объемом землечерпания W (тыс. м³) определяется морфологией узла слияния и разветвления, в частности, радиусом кривизны тальвега R [46]:

$$W = 0,52R^{-3,2} \quad (3.5)$$

для узлов разветвления и

$$W = 0,44R^{-2,3} \quad (3.6)$$

для узлов слияния:

Режим переформирований перекаатов в разветвленных руслах, на извилистых и прямолинейных реках подробно описан в [46].

На реках с крупным аллювием ниже узла слияния рукавов разветвленного русла часто формируется плесовая лощина [63]. Моделирование этого процесса в лотке и наблюдения на р. Сануолта (провинция Альберта, Канада) показали, что в диапазоне углов схождения рукавов $30^\circ < \theta < 90^\circ$ глубина этого плеса H_s может быть оценена по формуле

$$H_s = \frac{H_R + H_L}{2} (2,235 + 0,0308\theta), \quad (3.7)$$

где H_R и H_L - глубины в правом и левом сливающихся рукавах.

Для узлов слияния в русле р. Охау (Новая Зеландия) с отношениями расходов воды в сливающихся рукавах не более 1:2 Mosley [185] получил зависимость глубины образующегося здесь плеса от расхода воды вида

$$H_s = 0,531 Q^{0,343}, \quad (3.8)$$

Размыв дна происходит здесь за счет конвергенции потока и роста его турбулентности.

Parker и Peterson [212] применяют для анализа движения мезоформ типа ленточных гряд уравнение деформации. Получены качественные выводы о возможностях превращения поперечных мезоформ в диагональные за счет больших скоростей смещения более повышенных частей гряд.

Качественная модель динамики плес-перекатной системы на горной реке предложена Jackson и Beschta [143]. Модель основывается на следующих положениях: 1) поток неравномерный; 2) соседние плес-перекатные системы имеют разную морфологию; 3) донный материал крупнее на перекатах, где развит отмок; 4) при разных расходах воды в движение приходят частицы разных размеров; 5) с увеличением расхода воды придонные скорости на плесах увеличиваются быстрее, чем на перекатах; 6) соблюдается условие неразрывности для наносов. Тогда процесс транспорта наносов протекает в два этапа. На первом этапе по мере увеличения расхода воды в движение вовлекается песчаный материал, выстилающий плесы. Перекаты стабильны, русловые деформации минимальны. На втором этапе, при расходах, близких к руслонаполняющим, отмок на верхнем по течению перекате разрушается, и приходит в движение слагающий его крупный материал. Этот перекат размывается, однако из-за значительных скоростей на плесах (что согласуется с положением 5) продукты размыва не аккумулируются. Аккумуляция более вероятна на расположенном ниже по течению перекате, где транспортирующая способность потока может быть меньше из-за местных особенностей морфологии русла (положение 2). Разгрузка здесь потока от наносов может вызвать размыв следующего переката. Движение донных наносов на втором этапе происходит скачками от переката к перекату. Несмотря на тенденцию потока к выработке равновесного профиля, динамическое равновесие может быть достигнуто только локально. В целом на 2-м этапе движение наносов неравномер-

ное и неустановившееся. Для проверки модели проведены двухлетние наблюдения за движением донных наносов в двух соседних плес-перекатных системах на ручье Флинн, водотоке III порядка с площадью водосбора 202 га, шириной 3-4 м, руслонаполняющим расходом воды 1,2 м³/с. Концепция в целом подтвердилась. Оказалось возможным оценить расход донных наносов по деформациям перекатов.

Деформации плесов и перекатов в небольших, часто пересыхающих водотоках связаны в основном с катастрофическими паводками. Baker [64] описал паводок с расходом воды 1130 м³/с в сухом водотоке Элм-Крик, длиной ~ 13 км с руслом, сложенным известняками и заросшим кустарником. Во время паводка уклон составил 0,0045, скорость потока ~ 6,4 м/с, глубина 5-7 м, число Фруда - 0,8. В плесах русло размывало на 3 м в глубину на протяжении 30-100 м, перемещались валуны 0,9-2,5 м в диаметре, обнаружилось скальное дно, были вымыты отдельные блоки. Галечные перебаты сместились вниз по течению, на них сформировалась отмостка из валунов 0,3-1,2 м в диаметре. Аналогичный процесс описан в [61] для плесов (в сужениях русла) и перекатов (в расширениях русла) р. Ист-Форк (шт. Вайоминг, США). Однако еще более катастрофический паводок 1964 года в Калифорнии, по данным Lisle [115], практически ликвидировал различия между плесами и перекатами. Плесы были завалены наносами, глубины здесь уменьшились, ширины увеличились. Перебаты были эродированы. Тем самым была уменьшена шероховатость русла, это позволило потоку переносить большое количество наносов. В дальнейшем рельеф плесов и перекатов восстановился. Характер перестройки мезоформ на спаде половодья и в межень изучался на р. Пур. Здесь во время половодья к оголовку острова примкнула гряда, в межень превратившаяся в осередок. Началось расширение протоки между оголовком острова и лобовой частью осередка за счет размыва последней со скоростью 2 м/сут. Наносы, поступавшие от размыва, образовывали перекошенные гряды, которые сползали вниз по течению и причленились к нижележащему побочно.

Трансформация мезоформ в русле горной р. Асиарайдани (приток р. Дзинцу, префектура Гифу, Япония) прослеживалась [232] на протяжении паводков с помощью телекамер. Количество систем плес - серповидный бар длиной ~ 11 м резко увеличивается с увеличением расхода воды, при этом уменьшается кривизна обтекающих их струй потока.

На р. Бялке (Карпаты, ПНР) [66] с осередковым руслом в

период с 1975 по 1980 г. при макс. расходах $50 \text{ м}^3/\text{с}$ русловой рельеф был в целом стабильным, высокие осередки зарастали ольхой, их берега подмывались. На затопляемых осередках перемещался материал 0,1–0,3 м в диаметре. Во время паводка 1980 г. с максимальным расходом $200\text{--}250 \text{ м}^3/\text{с}$ на участке русла шириной 50–75 м с уклоном 13% и высокой (до 2 м) поймой на плесах произошел размыв. Ниже, в зонах аккумуляции, образовались побочни и осередки с перекатами. Мощность активного слоя наносов $\sim 1 \text{ м}$. Площадь новых осередков составила 52 тыс. м^2 на 2 км длины русла. На участке широкого (150–200 м) днища долины (уклон 10%) с двумя рукавами 25–35 м шириной, разделенными осередками до 100 м шириной, сформировался третий рукав шириной 50 м. В старых рукавах система внутрirusловых форм полностью перестроилась.

4. МАКРОФОРМЫ

(типы русла, формы русла, river channel pattern)

4.1. Классификация макроформ

Большинство современных типизаций форм речных русел базируется на типизации К.И.Россинского и И.А.Кузьмина [39]. Согласно этим авторам, русла рек разделяются на: 1) прямолинейные (периодически расширяющиеся); 2) меандрирующие; 3) разветвленные на рукава. В системе Государственного гидрологического института [29] в качестве ведущего классификационного признака принималась извилистость русла, тесно связанная с транспортирующей способностью потока. Предложена следующая типизация русловых макроформ и связанных с ними типов: 1) ленточно-грядовый тип; 2) побочной тип – русло прямое, извилистый тальвег, мезоформы – побочни; 3) ограниченное меандрирование – извилистость присуща уже паводочному потоку, стесненному бортами долины; 4) свободное меандрирование, для которого характерно увеличение во времени угла разворота излучины, сближение крыльев последовательных излучин, образование узкого перешейка между ними и его прорыв; 5) незавершенное меандрирование, для которого характерно наличие на пойме спрямляющего излучину конкурирующего протока, в который постепенно переходит основной сток воды. Извилистость русла больше, чем при ограниченном меандрировании и меньше, чем при свободном; 6) пойменная многорукавность – дальнейшее развитие незавершенного меандрирования, когда на пойме разви-

Средние значения критерия А

Тип процесса	Критерий А	Стандарт σ
Свободное меандрирование	36,6	11,50
Незавершенное меандрирование	14,65	4,01
Пойменная многорукавность	7,93	2,43
Ограниченное меандрирование	5,93	1,34
Побочной тип	2,60	0,59
Русловая многорукавность	1,97	0,63

Источник: [29].

вается множество протоков, из которых не всегда можно выделить основное русло; 7) русловая многорукавность - распластанное, мелкое русло с осередками и островами. Б.Ф.Снищенко [29] предложил критерий для отделения одного типа русла и руслового процесса от другого

$$A = \frac{I_0 B_0}{I B},$$

где I_0 и B_0 - уклон и ширина для дна долины, I и B - то же для русла. На основе проработки большого натурального и экспериментального материала им установлены величины A , характеризующие каждый из типов русла (табл. 6).

Б.Ф.Снищенко отмечает, что с уменьшением критерия A происходит уменьшение дефицита уклонов, т.е. приближение уклона потока к уклону дна долины и рост расхода наносов при переходе от меандрирующих русел к прямым.

И.В. Попов [38] установил на основании обработки обширного морфометрического материала по 35 участкам рек с ширинами 5-2000 м, с разными типами руслового процесса (типами русла) по классификации [29] характерные относительные ширины русел (табл. 7). При этом ширина и глубина русла измерялись по длине русла в пойменных бровках (включая всю полосу перемещаемых рекой скоплений наносов), составлялись кривые обеспеченности величины B/N , и в качестве характерной принималась B/N 50%-ной обеспеченности.

Таблица 7

Значения В/Н 50%-ной обеспеченности при разных типах руслового процесса

Тип руслового процесса	В/Н	
	наименьшая	наибольшая
Русловая многорукавность	30	350
Побочевой тип	50	140
Незавершенное меандрирование	2	160
Свободное меандрирование	2	85
Ограниченное меандрирование	6	85

Для условий свободного меандрирования установлен рост В/Н с увеличением размеров реки.

В классификации Р.С.Чалова [46, 47] для широкопойменных полугорных и равнинных рек также выделяются меандрирующие, разветвленные на рукава и неразветвленные, относительно прямолинейные русла. Меандрирующие, в свою очередь, делятся на вынужденные (адаптированные) и свободные. Промежуточными между меандрирующими и разветвленными руслами являются разветленно-извилистые русла. Наиболее подробна классификация Р.С.Чалова для разветвленных русел. Им выделяются: одиночные разветвления (простые и сложные); сопряженные разветвления (простые и сложные); односторонние разветвления; расбросанные разветвления; дельтовые разветвления (дельт выполения заливов и дельт выдвигения). Пойменная многорукавность выделяется отдельно, как присущая и меандрирующим, и разветвленным рекам.

Сочетание динамической и морфологической типизации с учетом транспортирующей способности потока предложил Schumm [233]. Среди рек с аллювиальным ложем, формирующих свое русло, он выделяет 3 класса: 1) реки с влекомыми наносами (влекомых > 11% от общего стока наносов); 2) реки со смешанными наносами (влекомых - 3-11%) и 3) реки со взвешенными наносами (< 3% влекомых). Доля алевритов и глин в береговых и донных отложениях составляет соответственно 5,5-20 и > 20%. В каждом классе рек могут быть два типа - однорукавные и многорукавные. Кроме того, они подразделяются на стабильные, врезающиеся и аккумулярующие (табл. 8).

Таблица 8

Типы русел	С донными наносами	Со смешанными наносами	Со взвешенными наносами
Форма русла	В/Н 40 $P < 1,3$ большой уклон	10 В/Н 40 $1,3 < P < 2,0$ умеренный уклон	В/Н 10 $P > 2,0$ малый уклон
Однорукавные	прямое осередковое (braided) слабоизвилистое	меандрирующее	с крутыми излучинами
Многорукавные	конуса выноса	пойменная многорукавность	пойменная многорукавность (переплетающиеся русла)
Аккумуляционные	аккумуляция на дне и формирование осередков и островов	аккумуляция на дне и сужение русла	сужение русла
Размывающие	размыв берегов, минимальное углубление	размыв дна и берегов	в основном размыв дна при стабильной ширине

Близкая по виду классификация приведена в [79]. В [179] также принята подобная классификация, но осередковое (braided) русло отнесено к многорукавным, а не однорукавным руслам.

Большинство исследователей [151, 229, 235] осередковые русла (braided, аналог русловой многорукавности [29]) относят к разветвленным руслам. Rust [229] предлагает следующую морфологическую классификацию:

	Однорусловые реки $PR < 1$	Многорусловые реки $PR > 1$
Малоизвилистые $R < 1,5$	прямые	осередковые, русловая многорукавность (braided)
Сильноизвилистые $R > 1,5$	меандрирующие	переплетающиеся, пойменная многорукавность (anastomosing)

Richards [224] вводит промежуточный между меандрирующим и прямым с побочными тип русла: прямое русло с изменяющейся по длине шириной. В таком русле скорость изменения удельной энергии потока минимизируется по длине, так как уклон водной поверхности и ширина русла изменяются однонаправленно. Riley [227] предлагает следующие критерии разделения реки с русловой (braided) и пойменной (distributing, anabranching) многорукавностью: при русловой многорукавности отдельные рукава редко длиннее 10 своих ширин. При подъеме уровня воды они обычно соединяются между собой и формируется однорукавное русло. В случае пойменной многорукавности рукава имеют длину более четырех характерных длин излучины русла (или 40 ширин). Они относительно независимы от главного водотока, самостоятельно формируют пойму. При уровнях руслонаполнения редки переливы из одного рукава в другой.

По степени стабильности в [238] речные русла располагаются в следующей последовательности:

1. Прямолинейные, с одинаковой по длине русла шириной, прямым тальвегом — стабильные.
2. Прямые, с меандрирующим тальвегом — обычно стабильные, но наблюдается смещение побочной.
3. Меандрирующие, с одинаковой по длине русла шириной, с небольшими пляжами у выпуклых берегов — стабильные, могут быть отторгнуты пляжи.
- 3а. Меандрирующие, с широкими излучинами с обширным пляжем выпуклого берега и подмываемым вогнутым берегом — относительно стабильные, наблюдаются отторжения пляжей и прорывы шеек излучин, смещение излучин и их рост.
4. Переход от меандрирования к разветвлениям. Обширные пляжи у выпуклых берегов излучин, часто со спрямляющим потоком — нестабильные.
5. Многорукавные русла (braided), со множеством тальвегов,

смещающихся осередков и островов - нестабильные, Как видно, этот ряд, практически, повторяет систему, предложенную в [29]. В [238] предполагается, что от 1 типа русла к 5 увеличиваются максимальный расход воды, скорость течения, сдвигающая сила потока, крупность и расход влекомых наносов.

Kellerhals и др. [151] предложили комплексную морфодинамическую характеристику типа участка русла и долины реки, основанную на выборе присущих ему свойств из таблицы 9 (Такого же типа таблицы предложены для характеристики долины реки и соотношения русла с долиной).

234

Таблица 9

Классификация поймы и русла

Название участка
 Номер участка
 Описание поймы:

<u>Наличие</u>	<u>Ширина</u>	<u>Средняя ширина, км</u>
0 нет	0 нет	макс. ширина, км
1 неопределенная	1 узкая (1В)	длина сегментов поймы:
2 фрагменты	2 средняя (1-5В)	по правому берегу, в %
3 выдержанная	3 широкая (5В)	по левому берегу, в %

Растительность

- 000 не определяется
- 111 практически отсутствует
- 222 травянистая
- 333 кустарниковая
- 444 редколесье (0-25%)
- 555 умеренно залесенная (25-75%)
- 666 сильно залесенная (75-100%)
- 777 болото

Тип леса

- 000 не определяется
- 111 лиственный
- 222 хвойный

Характер землепользования

- 00 нет сельскохозяйственных или застроенных земель
- 11 частично сельскохозяйственное

- 22 главным образом сельскохозяйственное
 33 частично застроено
 44 урбанизирована

Описание русла:

<u>Тип русла</u>	<u>Острова</u>
1 прямое	0 нет
2 извилистое	1 редко
3 нерегулярное	2 часто
4 правильные меандры	3 отторженные побочни
5 неправильные меандры	4 разветвленное русло
6 крутые меандры	

Характер потока

- 1 ровная поверхность
 2 ровная поверхность с быстринами
 3 неровная поверхность
 4 плес - перекатный тип
 5 поток с гидравлическими прыжками

Типы мезоформ

- 000 нет
 111 побочни
 222 пляжи на меандрах
 333 косы в узлах слияния
 444 осередки
 555 ромбовидные бары
 666 перебаты
 777 песчаные волны или большие дюны

Размеры меандров

- ширина пояса меандрирования (в км)
 шаг (в км)
 извилистость

Естественные препятствия

- 00 нет
 11 бревна
 22 бобровые плотины
 33 валуны
 44 растительность

Степень стесненности потока

- 00 нет
 11 редко невелика
 22 редко велика
 33 часто невелика
 44 часто велика

Горизонтальные деформации

- 0 не определяются
- 1 сползание вниз по течению
- 2 поперечное развитие и прорывы
- 3 прорывы
- 4 развитие врезанных излучин
- 5 нерегулярные деформации
- 6 отчленение

Стабильность русла

- 0 стабильное
- 1 слегка нестабильное
- 2 умеренно нестабильное
- 3 резко нестабильное

Берега и дно русла

Аллювиальный материал берегов

- 000 нет аллювиальных берегов
- 111 глина и алеврит (связные)
- 222 алеврит и песок (не связные)
- 333 песок и галька ($\lt; 64 \text{ мм}$)
- 444 от песка до валунов
- 555 песок перекрыт алевритом
- 666 галька перекрыта алевритом
- 777 валуны перекрыты алевритом

Неаллювиальный материал берегов

- 000 аллювий
- 111 озерные отложения
- 222 морена
- 333 легко размываемые скальные выходы
- 444 умеренно размываемые скалы
- 555 прочные скалы
- 666 глыбы

Lewin [171] провел критический анализ существующих методов обозначения типа русла и его изменений. Он выделяет следующие методы:

1. Качественные классификации а) реки однорукавные (внутри них - осередковые), б) реки много-рукавные.

- | | |
|-----------------------------------|--|
| 2. Графическое изображение | а) карта, б) фотография, в) диаграмма. |
| 3. Подбор кривой | а) дуги окружности, б) синусоидообразованной линии, в) проч. |
| 4. Статистические характеристики | а) шаг, амплитуда, б) извилистость, в) индексы разветвленности, г) топологические индексы. |
| 5. Анализ пространственных рядов. | |

Lewin, отмечает, что, по-видимому, только значительные различия в типе русла такие, как переход от однорукавного к многорукавному руслу, можно описать качественными терминами. Графическая информация также недостаточно точно определяет тип русла, так как она либо отражает свойства конкретного объекта, либо чрезвычайно схематизирована. Кривые, описывающие рисунок русла, часто подбираются субъективно, могут не описывать характерные свойства русловых форм. Например, многие кривые не описывают асимметрии излучин. Статистические характеристики не унифицированы, часто трудно сказать, особенно для старых работ, что именно было измерено.

Как показано в [127], за последние 30 лет исследователи морфологии речных русел пришли к выводу, что свободные русла обладают пятью степенями свободы: шириной B , глубиной H , скоростью v , уклоном свободной поверхности I и извилистостью P . Из необходимых для определения этих параметров пяти уравнений известны три: неразрывности, сопротивления, стока наносов. Для замыкания системы предлагаются различные энергетические концепции, термодинамические аналогии и т.д. Neu [127] отмечает, что перечисленные пять степеней свободы не определяют полностью геометрию русла. При одной и той же ширине и средней глубине форма живого сечения может быть различной, необходима информация о величинах смоченного периметра p , гидравлического радиуса R и максимальной глубины H_m . На дне русла существуют донные формы, необходимы формулы для расчета их высоты h_r и длины λ_r . Извилистость также не определяет форму русла в плане, необходимо знать шаг излучины L .

Таким образом, морфология свободных рек имеет 9 степеней свободы. Морфологические параметры русла являются функциями руслообразующих (руслонаполняющих) расходов воды и наносов Q и Q_s , средних диаметров донных грунтов d и дисперсии размеров донных грунтов σ , средних диаметров

Таблица 10

Литология берегов и дна	Коэффициент, a	Показатель степени, f
Дно с высоким содержанием глины и алеврита (> 60%)	5,1	0,47
Дно со средним содержанием глины и алеврита (31-60%)	7,0	0,57
Дно с низким содержанием глины и алеврита (11-30%)	7,5	0,58
Песчаное дно, < 11% глины и алеврита, 2 мм; берега сложены алевритом (> 70%)	8,4	0,59
Песчаные берега (< 70% алеврита) и дно (< 11% алеврита и глины, $d_{50} < 2$ мм)	9,0	0,62
То же, осередковое русло	3,0	1,0
Галечное дно $2,0 \leq d_{50} < 64$ мм	8,0	0,55
Валунное дно $64 \leq d_{50} \leq 256$ мм	7,5	0,54
Глыбы на дне $d_{50} > 256$ мм	7,7	0,51

частиц, слагающих правый и левый берег d_r и d_e и дисперсий для них σ_r и σ_e , уклона днища долины i_0 .

Большое распространение имеют степенные зависимости морфометрических характеристик русла от руслоформирующего расхода воды.

$$V = aQ^f; H = bQ^g; v = cQ^m \quad (4.1)$$

$$f + g + m = 1,0,$$

Коэффициенты и показатели степени изменяются в зависимости от литологии берегов и дна русла, от повторяемости руслонаполняющего расхода воды [203]. В [89] приведена сводка зависимостей $V = aQ^f$ для рек с разной литологией берегов и дна (табл. 10).

Park [208] провел анализ показателей степени $f-g-m$ с помощью треугольной диаграммы для рек разных климатических зон: приледниковой, гумидной, аридной, тропической. Как для показателей степени в связях морфологических параметров

Таблица 11

Пределы колебаний показателей степени

	В створе		
	f	g	m
Диапазон	0,0-0,59	0,06-0,73	0,07-0,71
Мода	0,0-0,1	0,3-0,4	0,4-0,5
Теоретическое значение по [137]	0,23	0,42	0,35
	По длине реки		
	f	g	m
Диапазон	0,03-0,89	0,09-0,70	0,51-0,75
Мода	0,4-0,5	0,3-0,4	0,1-0,2
Теоретическое значение по [137]	0,55	0,36	0,09

Источник: [208]

с расходом в конкретных створах, так и для $f-g-m$, рассчитанных по изменениям характеристики потока и русла по длине реки, не обнаружено какой-либо зависимости от климатических условий. Показатели степени изменяются в очень широком диапазоне (табл. 11).

Knighton [155] также отмечает, что в простых степенных зависимостях типа (4.1) обнаруживается большой разброс. Источниками разброса являются: 1) ошибки измерений; 2) аналитические ошибки; 3) случайные изменения в геометрии русла; 4) систематические изменения.

Ошибки 1 рода относительно невелики при тщательном измерении геометрии русла, особенно у берегов. Ошибки 2 рода объясняются возможностью существования более сложных связей геометрии и расхода (типа логквадратичных зависимостей [223]). Более существенны ошибки за счет знакопеременных быстрых деформаций русла за счет прохождения в створе измерения русловых форм. Эти ошибки могут создать впечатление отступления от простых степенных зависимостей. Однонаправленные деформации русла приводят к весьма значительному разбросу и даже изменению знака экспонент. Так, для трех профилей рек Дин и Боллин, где происходили однонаправленные

Таблица 12

Изменение экспонент $f-g-m$ на разных стадиях развития речного русла

	Стадия	f	g	m
Река Дин	1	0,61	0,40	-0,01
меандрирующий	2	0,31	0,49	0,20
участок	3	0,29	0,11	0,60
Река Дин	1	0,44	0,23	0,34
разветвленный	2	0,12	0,47	0,42
участок	3	0,38	0,37	0,24
Река Боллин	1	0,06	0,44	0,50
плес	2	0,32	0,25	0,42
	3	0,20	0,38	0,42

изменения геометрии русла, для каждой стадии найдены значения экспонент (табл. 12).

Стадии характеризуют направленность русловых деформаций; например, для меандрирующего участка р. Дин 1 стадия - углубление, 2 - стабилизация, 3 - обмеление русла. На других участках последовательность может быть иной. Knighton приходит к выводу, что необходимо подбирать некоторые средние значения показателей степени, которые минимизируют функцию $f^2 + g^2 + m^2$.

Richards [223] предлагает при сложной форме речного русла зависимости морфологических характеристик от расхода записывать в виде:

$$\lg B = a + f \lg Q + f_1 (\lg Q)^2, \quad (4.2)$$

тогда будет выполняться равенство:

$$(f + g + m) + 2(f_1 + g_1 + m_1) \lg Q = 1,0. \quad (4.3)$$

Если и такой формы недостаточно, необходимо применить более сложный кубический полином. Pickup и Rieger [216] считают применение уравнений типа $y = f(Q)$ неверным. Такое уравнение предполагает наличие доминантного расхода воды, в то время как каждый расход воды влияет на рельеф

русла. Эта модель может применяться только в случае малых изменений расхода воды и "хорошей памяти" системы. Предполагается, что лучшее соответствие между морфологией русла и характеристиками потока опишет обладающая такой "памятью" модель

$$y(t) = \int_0^t h(u)Q(t-u)du \quad (4.4)$$

4.2. Условия образования прямолинейных русел и мезоформ в них

Относительно часто такая макроформа, как прямолинейное русло, встречается на горных реках [2, 46]. На равнинных реках необходимым условием для развития этого типа русла является наличие односторонней поймы и коренного ведущего берега [47]. Р.С.Чалов полагает [47], что во время половодья устанавливается поперечный уклон водной поверхности, направленный в сторону затопленной поймы, и русло вдоль коренного берега размывается, а вдоль пойменного яра происходит аккумуляция наносов.

Условия образования и развития внутрирусловых форм в прямолинейных руслах известны гораздо лучше. Р.С.Чалов [47] приводит соотношения уклонов и расходов воды для горных русел без внутрирусловых форм (порожисто-водопадные), с неразвитыми аллювиальными формами (табл. 13).

Ближкие типы горных русел и формы транспорта наносов предлагает А.Н.Крошкин [2], табл. 14.

В условиях равнинных рек, как было указано выше, на прямолинейных участках русел развиты мезоформы типа ленточных гряд, побочней или осередков. Условия их существования в [29] определяются значениями числа $A = \frac{I_0 B_0}{I B}$, найденными Б.Ф.Снищенко на большом натурном материале.

Некоторые критерии существования того или иного типа мезоформ в прямолинейном русле найдены экспериментально. Так, Nakagawa и Hotsuta [191] выдвинули следующую гипотезу: если донное касательное напряжение максимально в центральной части русла и уменьшается к берегам, то поток меандрирует; при обратном соотношении поток не меандрирует. Для проверки гипотезы Nakagawa [190] провел пять экспериментов в лотке длиной 25 м, шириной 2 м, с песком медианным диа-

Таблица 13

Типы русел горных рек и соответствующие им значения критических падений

Тип русла	Критические уклоны ‰, у рек с площадью бассейна		
	100 км ²	10-100 км ²	10 км ²
Полугорный	0,2-6	6-26	14-50
Горный			
а) с развитыми аллювиальными формами;	5-16	25-60	40-80
б) с неразвитыми аллювиальными формами;	15-27	55-105	70-105
в) порожиствоводопадный.	23-27	100-105	120-125

Источник: [47]

Таблица 14

Основные формы транспортировки руслообразующих наносов на однорукавных аллювиальных участках русел горных рек при значении $V/H > 10$ и спокойном состоянии потока

Форма транспортировки	$H/d_{отм}$	$\delta/d_{отм}$	H/δ	I
Безгрядовая	3	1	4	0,02
Переходная	3-30	1-5	4-6	0,02-0,002
Грядовая	30	5	6	0,002

(δ - толщина придонного слоя.)

Источник: [2]

метром 0,43 мм. Скорости потока изменялись от 0,17 до 0,37 м/с, глубины от 0,3 до 2,5 см. Число Фруда в первых трех экспериментах составляло 0,44-0,61, в последних двух -

1,21-2,18. В первом эксперименте пионерная канавка шириной по верху 9,2 см (глубина канавки во всех экспериментах 5 см) была проложена в песке. В потоке с расходом воды 0,5 л/с возникли поперечные волны, начался размыв берегов и уменьшение глубины, сформировалось меандрирующее русло с тенденцией к разветвлению на рукава. Извилины потока с шагом 2 м смещались вниз по течению со скоростями до 7,2 см/мин. Во втором эксперименте дно канавки выстлано плексигласом. В результате размыва берегов жесткое дно было занесено песком и также сформировалось меандрирующее русло. В третьем эксперименте у канавки шириной 20 см борта были закреплены плексигласом. В русле сформировалась цепочка гряд с шагом 3 м и высотой 1 см, смещающихся вниз по течению со скоростью до 3 мм/с. В четвертом эксперименте ширина канавки с закрепленными бортами составляла 40 см. В русле сформировалась цепочка расположенных в шахматном порядке побочней с шагом до 2 м и скоростью смещения вниз по руслу до 0,44 мм/с. В пятом эксперименте и борта, и дно канавки были закреплены плексигласом, в потоке возникли поперечные волны с амплитудой 4,2 см при расходе воды 0,34 л/с, 3,8 см при расходе 0,43 л/с и 3,6 см при расходе 0,73 л/с.

Обоснован критерий $\frac{2r_s H}{r_b B}$, при значении которого $< 0,2$ поток меандрирует и формируются побочни. При $\frac{2r_s H}{r_b B} > 0,2$ на

дне потока формируются различные донные гряды (r_b и r_s - касательное напряжение на дне и бортах русла).

Аналогичные выводы получены в результате проведения серии экспериментов в 10-метровом лотке с разными соотношениями шероховатости дна и бортов русла [191]. Во всех опытах наблюдался поток с меандрирующим тальвегом. Амплитуда изгибов A_{\max} и входящий угол уменьшались с ростом H/B . При заданном H/B наиболее крупные и крутые изгибы наблюдались в русле с шероховатым дном и гладкими стенками, наименьшие - в русле с гладким дном и шероховатыми стенками.

Обширные эксперименты по формированию побочней в лотке длиной 25 м в диапазоне уклонов 0,4-1,2%, расходов воды 0,25-41 л/с и с 4 типами грунта (песок с диаметром 0,52; 1,8; 4,0 мм и гранулированный полихлорвинил с диаметром гранул 3 мм) проведены Jaeggi [144, 145].

Установлены верхняя

$$\eta = 2,93 \ln \eta_B - 3,13 z_B^{0,15} \quad (4.5)$$

и нижняя

$$\eta = \left(\frac{d_{90}}{d_m} \right)^{0,67} \quad (4.6)$$

границы области существования побочной. Здесь $\eta = \frac{H}{d_m}$
 $= Hl / [\theta_{кр} d_m (\rho_s / \rho_w - 1)]$; $\eta_B = Bl / [\theta_{кр} d_m (\rho_s / \rho_w - 1)]$; $z = \frac{H}{d_m}$;

$z_B = \frac{B}{d_m}$; $\theta_{кр}$ — критическое число Шильдса. Показано, что

эти границы лучше описывают область существования побочной, чем границы Sukegawa [246].

$$\frac{B}{H} = \frac{\eta^2}{125l} \quad (4.7)$$

или Muramoto и Fujita [83]

$$z/z_B^{0,67} < 0,45 \quad (4.8)$$

$$1 < \eta < 12.$$

Из (4.5) выводится выражение для критического уклона водной поверхности, при значениях меньше которого побочки в потоке не формируются:

$$l_{кр} = \frac{\exp[1,07 \frac{B^{0,15}}{d} + M]}{12,9B/d} \quad (4.9)$$

M изменяется от 0,34 (при однородных донных грунтах) до 0,7 (при несортированном грунте). При уклонах меньше критического либо дно равное, либо формируются более мелкие, чем побочки, формы.

По данным лабораторных экспериментов [48], побочки формируются в диапазоне условий $0,04 \leq r_* \leq 0,70$ и $10 \leq \frac{B}{H} \leq 40$.

Эксперименты [48] также показали, что в русле без выправительных сооружений шаг побочной составляет 3–10 B, их высота $\Delta_{пб}$ в 30–200 раз меньше шага. Относительная максимальная высота побочной $\frac{\Delta_{max}}{H}$ увеличивается с ростом величины $\frac{B}{\sqrt{D}}$.

Сооружение в русле донных опоясков с относительными расстояниями между ними $\frac{L}{B} = 1,5$ и донных запруд - порогов с $\frac{L}{B} = 2,4,6$ не изменяет в значительной мере границ области существования побочной. Длина побочной уменьшается и располагается в пределах 2-4 ширин русла. Соответственно уменьшается высота побочной. При $L/B = 4$ максимальная высота побочной мало отличается от их высот в невыправленном русле. При $\frac{L}{B} = 1,5$ или $\Delta_{пд}$ уменьшается и вместо побочной может образоваться группа осередков. Характерно, что при $\frac{L}{B} = 2$ и $\frac{B}{\sqrt{Q}} < 10$ можно подобрать такую ширину русла, чтобы относительная максимальная высота побочной $\frac{\Delta_{max}}{H}$ не превышала 2, если же $\frac{B}{\sqrt{Q}} > 10$, $\frac{\Delta_{max}}{H}$ всегда > 2 .

В литературе описан процесс формирования мезоформ в природных условиях в первоначально прямолинейном русле [160]. Река Истут в среднем Уэльсе была спрямлена в 1864 г. За последующие 100 лет восстановился меандрирующий тип русла. В октябре 1969 г. русло реки снова было спрямлено, превращено в канал шириной 36 м (поверху), глубиной 2,1 м, уклоном 0,0037. Наносы галечные, 5-50 мм в диаметре. Уже в ноябре 1969 г. во время паводка с расходом воды $> 40 \text{ м}^3/\text{с}$ в трапециевидном русле начала образовываться серия регулярных поперечных баров. Постепенно основной сток воды сосредоточился в одном из рукавов, огибающих бары. В результате сформировались расположенные в шахматном порядке побочки с шагом $\lambda_{пд} = 110$ м, шириной 33 м, высотой < 1 м, которые начали сползать вниз по течению.

Формирование осередков в русле р. Платт описано Blodgett и Stahley [73]. В высокую воду при руслоформирующих расходах дно рек системы р. Платт покрыто ленточными грядами (linguoid bars), часто образующими ячеистый рисунок. По мере уменьшения уровня воды происходит размыв гряд по бокам, вышоложивание их вершин; единые гряды расчленяются и смещаются вниз по потоку в виде отдельных небольших конусов выноса, при этом передний край гряды становится извилистым. Ранее единый поток разделяется на рукава осередками. Cheetham [90] называет следующие причины формирования осередкового русла: легко эродируемые берега; быстрое и значительное изменение расхода воды; большой региональный уклон; значительный сток влекомых наносов; местные потери

транспортирующей способности потока; неустойчивость потока в условиях больших скоростей. Прямые измерения донного касательного напряжения в разбросанном русле реки Спэтфельдаллен (Сев. Норвегия) показали, что при больших расходах воды донное касательное напряжение было велико и в главном русле, и в боковом рукаве. При больших расходах воды скорости течения в главном рукаве были больше, чем в боковом рукаве, при малых расходах — меньше. При уменьшении расхода воды в боковом рукаве донное касательное напряжение уменьшилось менее интенсивно, чем в главном рукаве.

В 50–60-х годах зародилась математическая модель формирования мезоформ различного типа в прямолинейных руслах с неразмываемыми берегами, основанная на теории гидродинамической неустойчивости. Хотя авторы этих работ в большинстве случаев говорят о меандрировании и делении русла на рукава, имеется в виду процесс образования первичных мезоформ в прямолинейном русле.

Подробную постановку и решение этой задачи провел Callander [80]. Описание содержания этой работы приведено в [15]. В своем исследовании Callander, рассматривая двухмерную задачу, приходит к заключению, что, если касательное напряжение на дне русла уменьшается при увеличении скорости, то русло неустойчиво и наоборот. Теория Callander'а допускает только нечетные числа рукавов, в то время как в природе очень часто наблюдаются, например, двухрукавные русла.

В работе Engelund'а и Skovgaard'а [104] задача дополнена учетом трехмерности течения. В рассмотренной ими модели сделано предположение, что ширина канала B достаточно велика по сравнению с глубиной H , поэтому влиянием боковых стенок можно пренебречь. Вертикальный профиль скорости основного течения представляется в виде

$$v = U_0 \cos \beta \zeta, \quad (4.10)$$

где v — скорость течения на глубине x_3 , U_0 — скорость течения на свободной поверхности потока, $\zeta = x_3/H$,

$$\beta = \sqrt{\frac{14,0v_*}{U_0}}. \quad (4.11)$$

Следует отметить, что коэффициент β выбран таким об-

разом, что распределение скорости соответствует параболическому профилю скорости, полученному в [99] в предположении постоянства коэффициента турбулентного обмена.

Для исследования устойчивости рассматриваемого потока на него накладываются возмущения. Это предполагает деформацию дна на величину h , которая представлена в виде двухпериодической функции.

$$h = h_0 \cos k_2 x_2 \exp(ik_1 x_1), \quad (4.12)$$

где h_0 - амплитуда изменения отметок дна, k_1 и k_2 - волновые числа. Возмущенное движение описано уравнением:

$$v_j \frac{\partial v_i}{\partial x_j} = - \frac{1}{\rho_m} \frac{\partial p}{\partial x_i} + g_i - \frac{1}{\rho_m} \frac{\partial r_{ij}}{\partial x_j}, \quad (4.13)$$

где v_i - вектор скорости течения, p_i - давления, g_i - вектор ускорения свободного падения, r_{ij} - тензор турбулентных напряжений, который может быть представлен в виде:

$$\frac{1}{\rho_m} r_{ij} = - \epsilon \left(\frac{\partial v_i}{\partial x_j} + \frac{\partial v_j}{\partial x_i} \right). \quad (4.14)$$

В рассматриваемой модели предполагается, что напряжение в направлении осей x_1 и x_2 малы по сравнению с напряжением для оси x_3 . Вектор скорости представлен в виде суммы основного потока и возмущений: $v_i = U_i + u_i$, причем для основного потока $U_1 = U(x_3)$; $U_2 = U_3 = 0$. Для гравитационной составляющей записывается $g_i = - \frac{\partial(gz)}{\partial x_i}$, где z - уровень свободной поверхности.

С учетом изложенного (4.13) приобретает вид:

$$\frac{\partial}{\partial x_1} \left(\frac{p}{\rho_w} + gz \right) = -U \frac{\partial u_1}{\partial x_1} - U' u_3 + \epsilon \left(U'' + \frac{\partial^2 u_1}{\partial x_3^2} \right), \quad (4.15)$$

$$\frac{\partial}{\partial x_2} \left(\frac{p}{\rho_w} + gz \right) = -U \frac{\partial u_2}{\partial x_1} + \epsilon \frac{\partial^2 u_2}{\partial x_3^2}, \quad (4.16)$$

$$\frac{\partial}{\partial x_3} \left(\frac{p}{\rho_w} + gz \right) = -U \frac{\partial u_3}{\partial x_1}. \quad (4.17)$$

Знак "/" означает дифференцирование по x_3 . Выделив в выражениях левой части уравнений (4.15) и (4.17) непериодическую часть, получим

$$\frac{p}{\rho_w} + gz = g(z_0 + H) + \tilde{p}. \quad (4.18)$$

Индекс "0" относится к уровню невозмущенного дна, \tilde{p} - периодическая функция, описывающая возмущение давления

$$\frac{\partial}{\partial x_1} (gz_0 + gH) = -gl_0, \quad (4.19)$$

где l_0 - средний уклон дна.

Основное движение описывается уравнением:

$$\varepsilon U'' = -g_0 l_0, \quad (4.20)$$

Учитывая (4.18)-(4.20), систему уравнений (4.15)-(4.17) можно записать в виде

$$\frac{\partial \tilde{p}}{\partial x_1} = -U \frac{\partial u_1}{\partial x_1} - u_3 U' + \varepsilon \frac{\partial^2 u_1}{\partial x_3^2}, \quad (4.21)$$

$$\frac{\partial \tilde{p}}{\partial x_2} = -U \frac{\partial u_2}{\partial x_1} + \varepsilon \frac{\partial^2 u_2}{\partial x_3^2}, \quad (4.22)$$

$$\frac{\partial \tilde{p}}{\partial x_3} = -U \frac{\partial u_3}{\partial x_1}, \quad (4.23)$$

Кроме этого, имеем уравнение неразрывности:

$$\frac{\partial u_i}{\partial x_i} = 0.$$

Периодические переменные представляются в виде

$$\tilde{p} = U_{b0}^2 \phi(\zeta) \cos k_2 x_2 \exp(ik_1 x_1), \quad (4.24)$$

$$u_1 = U_{b0} f_1'(\zeta) \cos k_2 x_2 \exp(ik_1 x_1), \quad (4.25)$$

$$u_2 = iU_{b0} f_2'(\zeta) \sin k_2 x_2 \exp(ik_1 x_1), \quad (4.26)$$

$$u_3 = iU_{b0} f_3(\zeta) \cos k_2 x_2 \exp(ik_1 x_1) \quad (4.27)$$

ϕ и f_i - комплексные функции от ζ . $U_{b0} = U_0 \cos \beta$ - скорость основного потока на дне. Уравнение неразрывности приводит к соотношению

$$f_1 = - \frac{k_2}{k_1} f_2 - \frac{1}{k_1 H} f_3. \quad (4.28)$$

Представляя (4.24)-(4.27) в (4.21)-4.23), получаем

$$\phi = - \frac{U}{U_{b0}} f_1' - \frac{U'}{k_1 H U_{b0}} f_3 - i \frac{\varepsilon}{k_1 H^2 U_{b0}} f_1''', \quad (4.29)$$

$$\phi = - \frac{U}{U_{b0}} \frac{k_1}{k_2} f_2'' - i \frac{\varepsilon}{k_2 H^2 U_{b0}} f_2''', \quad (4.30)$$

$$\phi' = \frac{U}{U_{b0}} k_1 H f_3. \quad (4.31)$$

Здесь штрихи обозначают дифференцирование по ζ .

Далее вычисления проводятся в следующем порядке: f_2 определяется из (4.28) и подставляется в (4.30). Исключая ϕ и приравнявая (4.29) к (4.30), находим соотношение между f_1 и f_3 . Дифференцируя (4.29) по ζ и приравнявая полученное выражение к уравнению (4.31), получаем систему двух дифференциальных уравнений с двумя неизвестными f_1 и f_3 , решая которую относительно f_3 , получаем:

$$\frac{i\varepsilon}{k_1 H^2 U_{b0}} f_3^{IV} + f_3'' = \frac{U}{U_{b0}} + (k_1^2 + k_2^2) H^2 f_3. \quad (4.32)$$

Дифференцирую (4.30) по ζ и приравнявая полученное выражение для ϕ' (4.31), имеем:

$$\frac{d}{d\zeta} \left[\frac{U}{U_{b0}} f_2' + \frac{i\epsilon}{k_1 H^2 U_{b0}} f_2''' \right] = \frac{U}{U_{b0}} k_2 H f_3 \quad (4.33)$$

Значение f_2 находим из (4.28).

Значение для ϕ может быть получено из (4.28), (4.29), (4.30):

$$\left(1 + \frac{k_2^2}{k_1^2} \right) \phi = - \frac{U}{k_1 H U_{b0}} f_3 + \frac{1}{k_1 H} \left(\frac{U}{U_{b0}} f_3' + \frac{i\epsilon}{k_1 H^2 U_{b0}} f_3''' \right) \quad (4.34)$$

Граничные условия

1. На бортах русла должно выполняться следующее условие: $U_2 = 0$ при $x_2 = 0, x_2 = B$, что достигается, как следует из (4.26), при $k_2 B = m\pi$ или $mL_2 = 2B$.

Здесь L_2 - длина волны в направлении оси x_2 , $m = 1, 2, 3, \dots$. Значения $m = 1$ соответствуют меандрированию, $m \geq 2$ - разветвлению на рукава.

2. На дне $\zeta = 1 - \frac{h}{H}$ должно выполняться кинетическое условие $u_3 = -U \frac{\partial h}{\partial x_1}$. Подставляя это выражение в (4.12) и (4.27), получим

$$f_3(1) = -h_0 k_1 \quad (4.35)$$

Следует отметить, что линейная теория позволяет отметку невозмущенного дна ($\zeta = 1$) использовать вместо значения $\zeta = 1 - \frac{h}{H}$.

3. На свободной поверхности должны осуществляться следующие условия:

а) давление \tilde{p} равно нулю, а поверхность воды должна совпадать с линиями тока. В математическом виде это условие можно представить в следующей форме:

$$v_i \frac{\partial p}{\partial x_i} = 0 \quad \zeta = \Delta z,$$

где Δz - отклонение от свободной поверхности невозмущенного уровня. Выражая градиент давления из (4.18) и учиты-

вая, что $v_i = U_i + u_i$, получаем граничное условие в виде:

$$\frac{1}{g} \frac{\partial \tilde{p}}{\partial x_1} = - \frac{u_3}{U_0}$$

или, используя (4.24), (4.27),

$$f_3(0) = - \frac{k_1 U_0 U_{b0}}{g} \phi(0), \quad (4.37)$$

Линейная теория допускает использование $\zeta = 0$, вместо $\zeta = \Delta z$. Используя уравнение гидростатики, получим также

$$-g \Delta z = \tilde{p}_{\zeta = \Delta z}; \quad (4.38)$$

б) две компоненты тензора турбулентных напряжений τ_{13} и τ_{23} должны быть пренебрежимо малыми.

Поперечная компонента τ_{23} мала, если:

$$\frac{\partial x_2}{\partial x_3} = 0 \text{ или, используя (4.26),}$$

$$f''(0) = 0,$$

Для продольной компоненты τ_{13} запишем:

$$\frac{\partial(U + u_1)}{\partial \zeta} = 0. \quad (4.40)$$

В (4.40) за счет кривизны профиля скорости невозмущенного течения дополнительно вводится линейный член.

Используя разложение в ряд Тэйлора, имеем:

$$(U')_{\zeta = \Delta z} = U'(0) + \frac{U''(0)\Delta z}{H} + \dots = \frac{U''(0)\Delta z}{H}.$$

Подставив это выражение последовательно в (4.14), (4.15), (4.18), (4.37)-(4.39), получим условие (4.40) в виде

$$f_3''(0) + \beta^2 f_3(0) = 0; \quad (4.41)$$

в) эти два граничных условия связываются с гидравлическими сопротивлениями вдоль речного дна. Так как дно сложно эродируемым материалом, значительный вклад в гидравли-

ческие сопротивления вносят русловые микроформы (рифели и дюны), морфология которых постоянно изменяется в зависимости от гидравлики потока. Таким образом, русловые микроформы следует считать элементом шероховатости. Следовательно, необходимо введение связи морфологии дна потока с параметрами течения. В работе сделано предположение, что значения продольных гидравлических сопротивлений можно рассчитать по формуле

$$\theta' = 0,06 + 0,04\theta'^2, \quad (4.42)$$

где $\theta' = IH'/[d(\rho_s/\rho_w - 1)]$.
 ρ_s/ρ_w - относительная плотность наносов, d - репрезентативный диаметр донных наносов, I - уклон.
 H' рассчитывается по формуле:

$$u/\sqrt{gH\gamma} = 6 + 2,5\ln(0,4H'/d). \quad (4.43)$$

Для постоянного потока из (4.42), (4.43) получаем:

$$H'/H = \frac{0,06(\rho_s/\rho_w - 1)}{I_0H/d} + \frac{0,4U_0H/d}{(\rho_s/\rho_w - 1)}, \quad (4.44)$$

$$U_0/u_* = \{6 + 2,5\ln(0,4H'/d)\}\sqrt{H'/H}. \quad (4.45)$$

Здесь независимые параметры H'/d ; $J_0; \rho_s/\rho_w$ определяют зависимые U_0/u_* и число Фруда $Fr = \sqrt{I_0}U_0/u_*$, U_0 - средняя скорость потока. Для возмущений из (4.41), (4.43) после преобразований (линейная теория) получаем:

$$c_1 f_3'(1) + c_2 f_2(1) + c_3 f_3(0) = c_4 - c_1 k_2 H f_2''(1) - c_2 k_2 H [f_2(1) - f_2(0)], \quad (4.46)$$

где c_1, c_2, c_3, c_4 - коэффициенты, сложным образом зависящие от гидравлики потока и характеристики грунтов.

г) Englund и Skovgaard принимают, что напряжение сдвига на дне имеет одинаковое направление с вектором скорости течения:

$$\frac{\tau_{23}}{\rho_w} = -\varepsilon \frac{\partial u_2}{\partial x_3} = u_* \frac{u_2}{U_{b0}}. \quad (4.47)$$

Это дает последнее граничное условие:

$$f_2''(1) + \frac{Nu_*^2}{\varepsilon U b_0} f_2'(1) = 0. \quad (4.48)$$

Во всех дальнейших расчетах принимается

$$\varepsilon = 0,077 Nu_*. \quad (4.49)$$

Решение задачи устойчивости связано с получением выражения для критерия устойчивости возмущений. Для этого Engelund и Skovgaard вводят периодичность возмущений во времени с помощью экспоненциального параметра: $E = \exp[ik_1(x_1 - ct)]$, в котором $c = c_r + ic_i$ — комплексная скорость распространения донных волн.

$$\text{Тогда можно, например, записать: } h = h_0(\cos k_2 x_2)E, \quad (4.50)$$

Записываем уравнение деформации

$$\frac{\partial q_{s1}}{\partial x_1} + \frac{\partial q_{s2}}{\partial x_2} = -(1-n) \frac{\partial h}{\partial t} \quad (4.51)$$

и используем формулу для расчета расхода влекомых наносов Энгелунда

$$f\phi = 0,1\theta^{5/2}, \quad (4.52)$$

в которых q_s — удельный расход наносов, n — пористость донных наносов, f — фактор трения, определяемый как $f = 2 \frac{\tau_{13}}{\rho_w u^2}$ при $\zeta = 1 - \frac{h}{H}$, $\phi = q_{s1} / [(\rho_s / \rho_w - 1) g d^3]^{1/2}$ — безразмерный расход наносов.

Для поперечной составляющей q_{s2} принимаем:

$$q_{s2} = q_{s0} \left[\frac{u_2}{U b_0} - c_1 \frac{\partial h}{\partial x_2} \right]_{\zeta = 1 - h/H}, \quad (4.53)$$

где c_1 — безразмерный коэффициент, q_{s0} — значение транспорта наносов для основного потока.

Далее, в результате численного решения с привлечением метода ортогональной коллокации системы уравнений (4.32)–(4.33) с использованием граничных условий и выражений (4.51)–(4.53) рассчитаны при фиксированном значении пара-

метра c_1 связи коэффициента нарастания амплитуды возмущений во времени $A = k_1 c_1$ с безразмерными волновыми числами $k_1 H$ и $k_2 H$ (рис. 3).

В результате анализа полученных связей авторами сделан вывод, что все потоки в размываемых руслах либо меандрируют, либо разветвляются на рукава. Отмечено,

что одним из важных свойств параметра A является его способность принимать максимальные значения при определенных величинах волновых чисел $k_2 H$. В результате анализа связи $A_{\max} = f(k_2 H)$ было сделано заключение, что заданным глубине потока и сопротивлению дна отвечает некоторое критическое значение ширины русла $B_{кр}$, такое, что при $B < B_{кр}$ развивается меандрирование, а при $B > B_{кр}$ — деление на рукава.

Модель [104] наиболее полно учитывает влияющие на процесс факторы. Однако качественный анализ результатов в [104] проведен недостаточно полно.

В [109] Parker рассмотрел двумерную модель, напоминающую модель Callander'a [80], но избежал условия $m = 1, 3, 5 \dots$. Необходимыми условиями неустойчивости Parker называет наличие транспорта наносов и шероховатости. Им составлено дисперсионное уравнение 4 степени, решение которого содержит 4 корня. При $\epsilon \ll 1$ неустойчивость приводит к формированию извилин

$$k^2/K = K_w^2 (1 + \epsilon a_1 + \dots) \quad (4.54)$$

(решение типа Werher'a);

$$k^2/k = \epsilon k_A^2 (1 + \epsilon B_1 + \dots) \quad (4.55)$$

(решение типа Anderson'a).

При $\epsilon^{-1} \ll 1$ неустойчивость приводит к формированию разветвлений.

$$k^2/c_0^2 = k_H (1 + \epsilon^{-2} c_1 + \dots) \quad (4.56)$$

(решения типа Hansen'a);

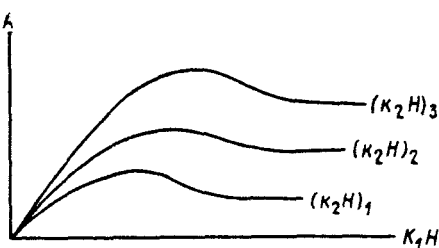


Рис. 3. График связи $A = f(k_1 H, k_2 H)$ [104]

$$k^2/c_0^2 = \epsilon^{-3} k_E (1 + \epsilon^{-1} d_1 + \dots) \quad (4.57)$$

Здесь $\epsilon = c_0/K$; $K = \frac{1}{2} m F^{-1} k_B$; $k_B = \frac{2\pi}{B^*}$; $B^* = \frac{B}{H}$; $c_0 = \frac{gH}{u^2}$.

Анализ физического смысла параметра

$$\epsilon(m) = \tau_0 (B/m\pi) / [(\rho_w u^2 H_0)^{1/2} (\rho_w g H_0^2)^{1/2}] \quad (4.57)$$

показывает, что он характеризует отношение работы, которая должна быть выполнена потоком для развития максимальных осцилляций в m рукавах русла, к имеющейся в потоке с m рукавами энергии. Если при некотором m величина ϵ достаточно мала, так что имеющаяся энергия больше, чем необходимая для преодоления шероховатости русла, будет уменьшаться число рукавов для увеличения ϵ . Этим Parker объясняет прямолинейность берегов русел рек с осередками. Так как эрозия берегов осуществляется за счет энергии поперечных осцилляций, которая может быть избыточна при малых ϵ , в этом случае может происходить размыв берегов. Но при $m > 1$ (разветвленном русле) ϵ не может стать малым, так как для достижения меньшей избыточной энергии будет уменьшаться число рукавов. Если русло станет одорукавным ($m = 1$), тогда меандрирующий стержень потока вызовет эрозию берегов. При больших значениях ϵ шероховатость русла подавит часть осцилляций, увеличится количество рукавов (величина m), и ϵ будет уменьшаться до тех пор, пока отношение необходимой к имеющейся энергии не станет оптимальным. Parker [209] анализирует критерий: $\epsilon^* = \frac{IB}{\pi FH}$, который позволяет построить диаграмму $\frac{I}{F} \sim \frac{H}{B}$ для разделения меандрирующих и разветвленных русел. Подробно проанализировано решение типа Anderson'a, которое записывается в виде:

$$\frac{\lambda}{(BH_0)^{1/2}} = 2\psi\pi^{1/2} c_0^{-1/2} F^{1/2}, \quad (4.58)$$

$$\psi = \left[\frac{(1+N_2)(1+M_2) + M_2(1-N_1) + F^{-2}(1-N_1)(M_1-M_2-1)}{M_2 M_1 (N_1 - 1)} \right]^{1/4}$$

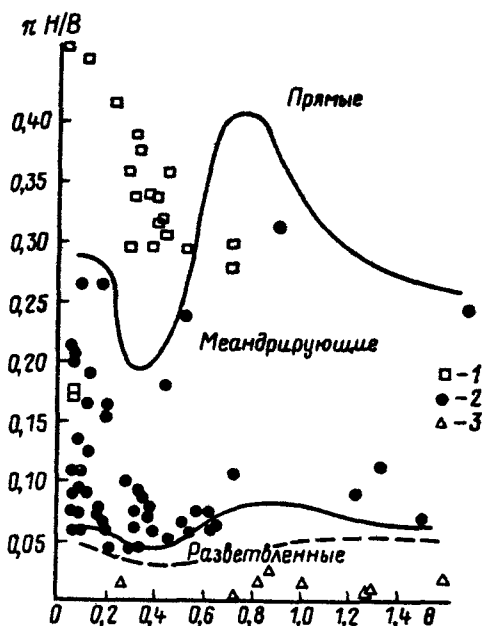


Рис. 4. Диаграмма устойчивости для меандрирующих и разветвленных рек: 1 - прямые реки, 2 - меандрирующие реки, 3 - разветвленные реки

$$F = u/\sqrt{gH_0}; M_1 = 2 \left(1 - \frac{I}{c_0} \frac{\partial c_p}{\partial \xi} \right)^{-1} \left(1 + \frac{1}{2} \frac{u}{c_0} \frac{\partial c_0}{\partial u} \right);$$

$$M_2 = \left(1 - \frac{1}{c_0} \frac{\partial c_0}{\partial l} \right)^{-1}; N_1 = \frac{u}{q_0} \frac{\partial q_0}{\partial u} + \frac{1}{q_0} \frac{\partial q_0}{\partial l} M_1,$$

$$N_2 = \frac{1}{q_0} \frac{\partial q_0}{\partial l} M_2,$$

q_0 - расход наносов.

Сравнение шагов излучин, вычисленных по формуле (4,58) с измеренными (для пологих меандр) дало удовлетворительное совпадение. Fredsøe [111] учитывает в рамках двумерной модели:

- 1) расходы влекомых и взвешенных наносов,
- 2) эффект поперечного уклона дна, который имеет большое значение, так как без его учета русло реки может дробиться на бесконечное количество рукавов. Линеаризованные уравнения движения и неразрывности решаются численно, без использования метода малого параметра, но большое количество вариантов условий формирования русел позволило Fredsøe построить диаграмму существования различных типов русел (рис. 4).

В [205] рассматривается аналогичная система четырех дифференциальных уравнений движения жидкости, неразрывности и деформации русла. Расход наносов в уравнении деформации принимается по формуле Эйнштейна-Брауна. Система уравнений линеаризуется и приводится к безразмерному виду (в качестве безразмерного параметра используется число Фруда). В результате решения линеаризованной системы для возмущений получены формулы для определения отношения длины изгиба потока к ширине русла. При $(Bl/\pi H_0)^2 \ll 1$

$$L/B = 3,65/(1/F + 0,9F). \quad (4.59)$$

При $(Bl/\pi H_0)^2 \approx 1$

$$L/B = 2\sqrt{2}[(18 - 10F^2 + 7F^4)/(9 + 5F^2)]^{1/2}. \quad (4.60)$$

В результате рассмотрения основных работ, посвященных проблеме формирования донных волн в русловых потоках, можно сделать вывод, что ввиду чрезвычайно больших трудностей анализа с помощью метода волновых возмущений были исследованы сильно идеализированные модели при ряде ограничивающих предположений, которые соответствовали определенному классу волн. Таким образом, неустойчивость волновых движений в русле не была исследована как явление в целом.

Попытка объяснения различий в функциональных связях разных классов донных волн (микро- и мезоформ) и разрешения вопроса о единстве причин их возникновения с позиций теории гидродинамической устойчивости была предпринята в [33]. На основании уравнений Рейвольдса, выписанных для турбулентного потока в большом ($B/H > 10$) прямолинейном канале с неразрываемыми берегами и деформируемым дном, с помощью метода малых возмущений в линейном приближении получено дисперсионное соотношение, описывающее одновременное существование в потоке трех типов волн: поверхностных гравитационных (прямых и обратных) волн, распространяющихся в направлении и со скоростью потока и затухающих во времени, и двух классов донных волн — русловых микро- и мезоформ.

Рассмотрены два способа отфильтровывания поверхностных волн. В приближении "жесткой крышки" [33] выяснена двойственная роль свободной поверхности жидкости: определяя возникновение и развитие русловых микроформ, она ограничивает при больших числах Фруда область существования каждого из классов донных волн.

В качестве второго способа отфильтровывания гравитационных волн использовано введение в уравнения неразрывности операции $\frac{\partial}{\partial t} = 0$. В результате использования этого ограничения в [33] выведено дисперсионное соотношение, анализ которого дал возможность получить три необходимых условия существования микро- и мезоформ: 1) деформируемость дна русла, 2) двумерная структура донных волн (наличие возмущений вдоль и поперек потока), 3) существование гидравлических сопротивлений. Кроме этих условий, получено выражение, которое показывает ограничение области существования донных волн при достаточно больших числах Фруда. Последнее выражение можно представить в качестве достаточного условия возникновения микро- и мезоформ. Анализ условий формирования донных волн позволил сделать предположение, что в основе образования микро- и мезоформ лежит, по-видимому, одинаковый механизм. Он связан с наличием в реальных потоках сопротивлений русла, которые формируют сдвиг фаз между отдельными компонентами возмущений. Это порождает напряжение Рейнольдса, передающее энергию от основного течения к возмущениям, что приводит к экспоненциальному нарастанию их амплитуды во времени (неустойчивость Лия-Гейзенберга).

Оценка членов полученного дисперсионного соотношения [33] привела к определению критерия разделения микро- и мезоформ. Анализ этих выражений на максимум показал, что длина мезоформ, имеющих максимальную начальную скорость роста, уменьшается с ростом известного в плановой гидравлике критерия $\frac{B \sqrt{2g}}{H C}$ и для равнинных русловых потоков не

зависит прямым образом от числа Фруда. Определены условия формирования мезоформ типа ленточных гряд, побочней и осередков в прямолинейном русле.

4.3. Морфология и динамика прямолинейных русел

Исследования прямолинейных естественных русел как макроформ рельефа редки, чаще всего они носят теоретический характер. Так, в [228] рассмотрено условие равновесия сил для крупной частицы на дне прямолинейного русла с незначительными поперечными течениями и теоретически выведены зависимости между расходом воды в реке, соответствующим критической устойчивости дна русла, и гидравлично-морфометри-

ческими характеристиками русла (все характеристики изменяются по длине реки).

$$H_0 \sim Q_0^{0,46}, V_0 \sim Q_0^{0,46}, I_{\text{дн}} \sim Q_0^{-0,46}, v_0 \sim Q_0^{0,08}.$$

Величины показателей степени практически не зависят от диаметра донных наносов, если он не изменяется по длине реки. Связь между геометрией русла и расходами воды в конкретном створе выражается формулами: $V \sim Q^{0,24}$, $H \sim Q^{0,46}$, $I_{\text{дн}} \sim Q^{0,0}$. Parker [210] отмечает, что естественные русла с крупнозернистым аллювием гораздо шире, чем это следует из теории устойчивого поперечного сечения. Отношение V/H теоретически должно быть близко к 6-7, фактически же оно более 30. Расхождение объясняется в [210] тем, что донное касательное напряжение не является простой функцией глубины и угла откоса берега. Из-за поперечной диффузии продольной составляющей количества турбулентного движения потока происходит перераспределение донного касательного напряжения от берегов к центру потока. В результате на широком дне, где $r_* > r_{\text{кр}}$ наносы перемещаются. У берегов $r_* < r_{\text{кр}}$ здесь можно рассчитывать форму откосов по теории устойчивых каналов. Parker [210] исходит из эмпирических выражений для донного касательного напряжения в центре потока

$$r_* - r_{\text{кр}}^* \approx 0,2r_{\text{кр}}^* \quad (4.61)$$

расхода донных наносов

$$q_s^* = 11,2 \frac{(r_* - 0,03)^{4,5}}{r_*^3} \quad (4.62)$$

сопротивления

$$\frac{\tau_*}{\rho g H} = 2,5 \ln(11H/d_{90}) \quad (4.63)$$

зависимости ширины потока от расхода воды,

$$B^* = 4,4\bar{Q}^{0,5} \quad (4.64)$$

получает гидравлично-морфометрические зависимости:

$$H_m^* = 0,0553I^{-1,013} \quad (4.65)$$

$$H_m^* = 0,253\bar{Q}^{-0,415}; \quad (4.66)$$

$$v^* = 0,898 \bar{Q}^{0,085}; \quad (4.67)$$

$$Q_s^* = 3,08 \cdot 10^{-5} \bar{Q}^{0,614}. \quad (4.68)$$

Здесь $\bar{Q} = Q/[d_{50}^2 \sqrt{gd_{50}(\rho_s/\rho_w - 1)}]$;

$$Q_s^* = Q_s/[d_{50}^2 \sqrt{gd_{50}(\rho_s/\rho_w - 1)}];$$

$$H^* = H/d_{50}; B^* = B/d_{50}; v^* = v/\sqrt{gd_{50}(\rho_s/\rho_w - 1)};$$

$$r^* = r/[gd_{50}(\rho_s/\rho_w - 1)],$$

H_m^* - максимальное значение H^* .

Ikeda [138] провел эксперименты в лотках длиной 15 м и 2 м, по самсформированию прямолинейного русла. Эти опыты подтвердили формулы Parker'a [210]. Ikeda [138] получил также эмпирическую зависимость для формы дна русла

$$\frac{H}{H_m} = 1 - \exp\left(-\frac{y}{\Delta}\right), \quad (4.69)$$

где H - местная глубина; y - поперечная координата,

$$\Delta = \frac{1}{H_m} \int_0^{B/2} (H_m - H) d\xi - \text{мощность снятого слоя.}$$

Pizzuto [118] показал, что модель [210] может быть применена и для рек с песчаным аллювием, когда размыв берега происходит в форме размыва нижнего песчаного слоя, подмыва и обрушения верхнего супесчано-суглинистого слоя. Такая модификация модели [210] дает для формы песчаного русла у берега на протяжении участка L_b формулу:

$$y/L_b = k_1 \int_0^x \frac{dx}{(x^2 - 1,25x^{1,6} + 0,25)^{1/2}}, \quad (4.70)$$

$$x = (H/H_b)^{2,5},$$

$$k_1 = \frac{25,75 H_b g^{0,4} d_s^{2,2}}{L_b \nu^{0,8}},$$

$$L_b = \frac{34,67 H_b^{1/2} d_s^{1,1} g^{0,2}}{\nu^{0,4}}.$$

Для определения глубины H_b при среднегодовом расходе воды рекомендуется эмпирическая формула

$$H_b = 0,33d_s^{0,54}/I^{0,63}, \quad (4.71)$$

а ширину реки B предложено вычислять по формуле

$$H_b^{3,6} = [0,0219d_s^{1,2} Q^{1,6}/(I^{1,8} B^{1,6})] - 0,3403d_s^2 H_b^{1,6}/I^2. \quad (4.72)$$

Проверка этих формул на материале 16 рек штатов Миннесота, Айова, Небраска (США) показала удовлетворительное совпадение расчетов с измерениями как для формы русла у берега, так и для H_b и B . Griffith [120] выводит формулы для расчета морфологии прямолинейных русел с крупным аллювием из уравнений Шези и неразрывности формул для расчета коэффициента шероховатости и условия неподвижности частиц наносов. Он получает для створов русла реки с отсутствием русловых деформаций:

$$B = 5,28QI^{1,26}/d_{50}^{1,5}. \quad (4.73)$$

Проверка этой формулы по материалам рек Новой Зеландии показала, что ошибка определения ширины в среднем не менее 160% и достигает 3000%. Однако Griffith полагает, что этот разброс вызван нестабильностью отдельных створов, по которым взята морфометрическая информация, и изменчивостью от реки к реке значения индекса стабильности:

$$\Lambda = B d_{50}^{1,5} g^{0,5} / Q_s^{1,26}. \quad (4.74)$$

Этот индекс предложено оценивать для каждой конкретной реки для заведомо стабильных створов и с его помощью рассчитывать устойчивые размеры русла в других створах.

В.А.Базилевич [3, 4] на основании лабораторного эксперимента получил формулу для расчета максимальной скорости размыва берегов прямолинейных гравийно-галечных русел.

$$\left(\frac{\Delta B}{\Delta t}\right)_{\max} = 0,012 \frac{d_\delta \omega_\delta}{H_\delta} \frac{p}{1-p}. \quad (4.75)$$

Здесь d_{δ} , ω_{δ} - диаметр частиц грунта, слагающего берега, и его гидравлическая крупность, H_{δ} - высота берега, p - вероятность влечения наносов, слагающих берега, по Г.Эйнштейну,

$$p = 1 - 0,5\{\operatorname{erf}[(T - 1)/0,5] - \operatorname{erf}[(-T + 1)/0,5]\};$$

ж

$$T = 2(u_{*кр\delta}/u_{*})^2.$$

зд

Хотя скорость размыва берегов прямолинейных русел с осередками в большинстве случаев бывает невелика, в условиях неравномерного гидрологического режима ширина таких рек испытывает периодические во времени расширения. В [69] описаны длиннопериодные изменения ширины русла р. Коваи, Новая Зеландия, - небольшого горного водотока. По реке прошла "волна" размыва берегов с скоростью несколько километров за 10 лет, связанная со смещением вниз по реке областей размыва берегов и аккумуляции наносов. Все статистически значимые величины размыва берегов были связаны с ливневыми паводками и повышенным стоком наносов из притоков.

4.4. Условия образования речных меандров и разветвленных на рукава русел

Одна из самых сложных задач теории русловых процессов - изучение закономерностей образования макроформ. Наиболее многочисленны гипотезы, объясняющие процесс образования меандров. Гораздо меньше работ посвящено условиям образования разветвленных русел.

В [235] (подробно данная работа рассмотрена в [22]) описаны результаты экспериментальных исследований, которые проводились в условиях трех гидравлических режимов:

- а) вода поступала с песком по прямому руслу;
- б) вода поступала вместе с песком по короткому подводному каналу под углом 40° ;
- в) помимо всего прочего, вводились взвешенные наносы при одновременном уменьшении количества подаваемого песка.

В первых двух случаях наблюдалось меандрирование тальвега русла без размыва берегов и формирование побочня. В третьем случае на поверхности побочней накапливался наилок, происходило врезание русла в области тальвега при одновременном понижении уровня воды. В результате побочни обсыхали - русло с побочнями приобретало вид меандрирующего русла.

Это обстоятельство позволило авторам высказать предположение: причиной меандрирования современных рек явились климатические изменения, в результате которых преобладание донных наносов сменилось преобладанием взвешенных наносов.

Обзор ряда работ [231] показал, что развитие плановых изгибов русла обусловлено взаимодействием ряда факторов, важнейшим из которых является поперечная циркуляция в потоке. Изменение направления силового воздействия потока дает толчок начальному изгибу спрямленного русла, вслед за которым на вогнутых берегах начинается размыв, а на выпуклых — аккумуляция наносов. Автор обзора указывает на тот факт, что вторичные течения которые, по его мнению, являются первопричиной меандрирования, образуются до начала меандрирования в потоке с прямым руслом.

В [100] приведены данные о поперечной циркуляции и показано, что она приводит к возникновению касательного напряжения и переносу наносов у дна в сторону выпуклого берега.

К причинам меандрирования авторы [238] относят: вторичные течения, несоответствие гидрологических и топографических условий, поперечную неустойчивость, создаваемую влиянием притоков или разнородной сопротивляемостью грунта, эрозионно-аккумулятивные процессы, вызванные тенденцией к минимальной изменчивости характеристик и др. Причинами возникновения разветвленного русла считаются: избыток наносов, превышающий транспортирующую способность потока, а также большие уклоны и большие расходы наносов, при которых формируются широкие и мелкие русла.

Авторы [201] и [170] также придерживаются концепции вторичных течений и констатируют, что причина меандрирования — вторичные циркуляционные течения с отрывом потока и взвешиванием наносов, а также образование в начально прямолинейном русле плес-перекатных систем.

Образование плесов и перекатов, вызывающее поперечное отклонение потока, которое усиливается по мере развития излучин, отмечено в [250] как первопричина образования меандров.

Подобного мнения придерживаются авторы [49, 50], которые на основании экспериментальных исследований сделали вывод: меандрирование первоначально прямолинейного русла начинается тогда, когда наблюдается неустойчивость донных наносов, выражающаяся в появлении побочной. Только после того, как эти побочки становятся "выступающими", возникает

синусоидальный размыв берегов (подробно результаты данных экспериментальных исследований изложены в [25]).

В [201] отмечена большая усложненность гидравлических характеристик потока в меандрирующем русле: существует перенос свободной поверхности; вторичные течения, перераспределение скоростей и донного касательно напряжения поперек и по длине русла, возможность отрыва потока от берега. Эксперименты в лотке показывают, что расход наносов на единицу ширины в меандрирующем русле больше, чем в прямолинейном, за счет действия поперечной циркуляции и неравномерности скоростей в поперечном сечении потока. Меньше в меандрирующем русле и потери энергии по длине из-за меньшей, чем в прямом русле, шероховатости за счет донных форм. Поэтому меандрирующие русла энергетически выгоднее, чем прямые.

В [166] выдвинут постулат: поведение рек таково, что при этом минимизируются вариации некоторых их свойств. В дальнейшем [163] этот постулат был применен к проблеме меандрирования, причем геометрия меандра рассматривалась как геометрия случайного блуждания, наиболее вероятная форма которого минимизирует сумму квадратов изменений дирекционных углов на каждой последующей единице длины. Jang [255, 256] предложил закон, который можно записать так: $\Delta H/\Delta t = \min$, где ΔH - потеря потенциальной энергии единицы массы воды за среднее время Δt , затрачиваемое потоком на прохождение участка определенной длины. Утверждается следующее: наиболее вероятен такой путь потока, при котором скорость потери потенциальной энергии на единицу массы воды по длине пути минимальна.

Исследовав взаимосвязи некоторых величин, влияющих на характеристики меандрирующего русла, и влияние изменений одной из них на значения других, Jang сделал вывод: для того чтобы в потоке минимизировалась величина $\Delta H/\Delta t$, необходимо, чтобы:

а) уменьшался уклон русла, что достигается меандрированием; б) увеличивалась ширина; в) уменьшался расход воды (подробно эта работа Jang'a рассмотрена в [22]).

В [257] Jang уточнил основные положения теории минимальных затрат энергии при формировании меандрирующего русла, предложенной ранее в [155, 156]. Он констатирует, что в естественных потоках формируются такие уклон и ширина, чтобы в результате такого приспособления величина потерь потенциальной энергии во времени стала минимальной. Увели-

чение извилистости вызывает уменьшение ширины русла настолько, чтобы величина потерь потенциальной энергии во времени оставалась неизменной. Таким образом, Jang'ом сделан вывод: для хорошо развитых меандров большая извилистость связана с формированием узких русел.

Концепции наименьшей скорости потери энергии придерживаются также авторы [85, 87, 244]. В [85] на основе гипотезы о минимуме потери энергии потока Chang разработал математическую модель для расчета геометрии речных русел, находящихся в состоянии "режима".

В [87] Chang показал, что в речных потоках соблюдаются условия минимума диссипации энергии на единицу длины потока и постоянства энергии живого сечения по длине реки. Первое условие приводит при заданных расходах воды и наносов к минимуму уклона, реализующему транспорт наносов. Поскольку этот уклон обычно меньше уклона долины, реки меандрируют. Ширина реки B , при которой выполняются энергетические условия, получается практически постоянной по длине излучины, отношение R_c/B (где R_c - радиус кривизны центральной линии русла) близко к 3. При $R_c/B < 2,2$ прекращается движение наносов, при $R_c/B > 4$ русло разбивается на рукава. По длине излучины сохраняется общая энергия потока, необходимая для перемещения наносов, хотя на поворотах русла увеличивается диссипация энергии и уменьшается продольный уклон за счет возникновения поперечной циркуляции, но за счет циркуляции увеличивается транспортирующая способность потока.

По мнению авторов [244], в закрытых диссипативных системах состояние динамического равновесия достигается при условии $\frac{d\phi}{dt} = 0$, где $\phi = -dE/dt$; E - энергия системы; t - время. На примере механических, гидродинамических и русловых систем показано, что равновесие в реальных системах достигается при $\phi = \min$.

В [70] высказана гипотеза, что меандрирование или разветвление на рукава возникает в результате несоответствия уклона дна долины I_0 уклону равновесного русла I_1 . При $I_1 = I_0$ русло прямое и равновесное. Если $I_1 < I_0$ - река меандрирует, если $I_1 > I_0$ - начинается либо эрозия, либо аккумуляция наносов. Однако если река с уклоном равновесного русла I_1 разделится на два рукава, то ее уклон равновесного русла увеличится до $I_2 > I_1$, при трех рукавах $I_1 > I_2$ и т.д. Для случая $I_1 < I_0 < I_2$ анализ уклона равновесного русла

и минимума мощности потока указывает на большую вероятность образования однорукавного русла. При $I_0 \approx I_2$ для реализации условий равновесного русла река будет либо меандрировать с извилистостью I_0/I_1 , либо будет течь прямо, разделившись на два рукава. Для двухрукавного русла мощность потока на единицу его длины $g\rho_w Q I_2/2$ меньше, чем у меандрирующего однорукавного русла $g\rho_w Q I_1$. Однако двухрукавное русло неустойчиво, так как происходит постепенное перераспределение расходов воды в пользу рукава с первоначально большим расходом. Поэтому более вероятно разветвление русла на рукава при $I_0 \approx I_3$ или даже больше. Лабораторные и натурные данные в целом подтверждают изложенную концепцию.

Аналогичные рассуждения приводит Chang [86] для объяснения появления несоответствующих размеру долин меандрирующих потоков.

Уклон свободной поверхности устойчивого русла зависит от среднего диаметра (мм) донных грунтов; руслонаполняющего расхода воды Q (куб. футы/с) и расхода наносов Q_s (куб. футы/с):

$$I_c/\sqrt{d} = 0,433 (Q_s^{0,736}/Q^{0,789}) + 0,00238 Q^{0,51}$$

В большинстве случаев при уменьшении расхода воды расход наносов уменьшается сильнее за счет отмирания притоков и уменьшения подвижности донного грунта. Уклон водной поверхности потока становится меньше уклона дна старого русла - днища долины нового русла. Новое русло начинает меандрировать. Brotherton [79] полагает, что прямолинейное русло с размываемыми берегами будет нестабильно из-за формирования в нем пары спиральных вторичных потоков, направленных у дна к центру русла. Эти потоки способствуют уменьшению глубины и росту неустойчивости берегов. В [79] утверждается, что прямое русло стабилизируется в случае формирования побочней, расположенных в шахматном порядке. Предложены также схемы вторичной циркуляции, приводящие к формированию прямолинейного русла с плесами и перекатами и чередованием расширений и сужений, меандрирующего и разветвленного русла. Эти схемы рассмотрены как для аккумулярующих, так и для врезающихся русел. Brotherton [79] считает определяющим тип русла фактором соотношения податливости материала берегов эрозии E и транспортируемости частиц наносов на дне. При $E > T$ формируются многорукавные (braided) русла, при $E = T$ - меандрирующие; при $E < T$ - однорукавные прямые.

Wallis [250] придерживается точки зрения, что формирование излучин русла существенно случайный процесс. Для доказательства этого им проведено 60 экспериментов (каждый продолжительностью 210 с) в малом лотке с расходом воды 0,05 л/с, уклоном 0,023 и донным грунтом из гранулированного полиэтилена диаметром 2,6 мм. Условия всех экспериментов были практически одинаковы. Через каждые 30 с поток фотографировался и на фотографиях измерялись A и L излучины. Получено близкое к нормальному распределение этих параметров с коэффициентами вариации $C_V = 0,43-0,5$ для амплитуд и 0,22 для шагов излучин. Сделан вывод, что этот разброс указывает на случайную природу образования излучин при взаимодействии поперечных случайных течений с общим течением по уклону долины.

Существуют объяснения меандрирования русла с позиций механики. Известно, что тонкий стержень при изгибе принимает устойчивую синусоидальную форму при следующих условиях: 1) стержень испытывает продольное осевое сжатие, 2) материал стержня таков, что при изгибе в нем возникает момент сопротивления изгибу, пропорциональный местной кривизне. Вежан [68] считает, что возможна аналогия между таким стержнем и системой поток - русло. За счет трения о дно в живом сечении реки возникает среднее продольное сжимающее давление:

$$P = \rho_w v_0^2 W H (1 + gH/2v_0^2) \quad (4.76),$$

следовательно, выполняется условие. 1) При слабом изгибе русла за счет центробежной силы появляется перекося свободной поверхности. Центр масс в поперечном сечении реки смещается от центральной линии, возникает изгибающий момент относительно вертикальной линии, проходящей через центр масс

$$M = \rho v_0^2 H W^3 / 8R_\infty, \quad (4.77)$$

выполняется второе условие. Тогда из уравнения статического равновесия и приближенного выражения кривизны $1/R_\infty$ через $q^2 y/dx^2$ следуют формулы для формы устойчивого русла в плане

$$y(x) = M[\cos(2\pi x/L) - 1]/c \quad (4.78)$$

и для соотношения длины волны изгиба русла и его ширины

$$L/B = \frac{\pi}{(2 + gH/v_0^2)^{1/2}} \quad (4.79)$$

В [113] обнаружена аналогия в форме изгибов проволоки и траектории вихрей в атмосфере. Подобная форма изгибов свойственна также речным меандрам и меандрам Гольфстрима. Отмечается универсальность "идеальных" кривых, свойственных разным явлениям. Рассмотрено уравнение, описывающее такие кривые.

Это обстоятельство дает возможность сделать предположение, что в основе образования вихрей в атмосфере и океане, а также речных меандров, лежит, по-видимому, механизм, который может быть описан с использованием единого подхода. Поскольку возникновение крупномасштабных возмущений в океане и атмосфере с достаточной степенью точности описывается с позиций теории гидродинамической устойчивости, рядом отечественных и зарубежных авторов была предпринята попытка исследования на этой основе речных меандров и получения связи между элементами излучин и гидравлическими характеристиками потока.

Исследование формирования меандров с позиций основных положений теории гидродинамической устойчивости началось с рассмотрения гидродинамических моделей каналов, имеющих деформируемое дно и прямолинейные неподвижные берега [80, 104, 209, 205]. Авторы этих разработок придерживаются мнения, что причиной образования меандров являются чередующиеся побочни, которые искривляют в плане динамическую ось потока и дают начало образованию речных излучин. Таким образом, полученная в результате теоретических исследований длина возмущений вдоль потока, которая в натуре соответствует расстоянию между двумя последовательными гребнями примыкающих к одному берегу побочней, принималось за начальную длину меандров. С этой точки зрения меандрирование является как бы замыкающим этапом в развитии побочней, т.е. начало меандрирования должно соответствовать максимуму выраженности побочневого типа русла. Подобная точка зрения подтверждается экспериментами в лотке [235]. Переход от побочней к излучинам наблюдал Lewin на р. Истуйт на заключительной стадии развития процесса изменения формы спрямленного русла [169].

Р.С.Чалов отмечает, что импульсом для развития излучин служат побочни, расположенные в шахматном порядке. Они

обуславливают извилистость динамической оси потока, в котором создаются своеобразное скоростное поле и циркуляционные течения. Благодаря им интенсивно размываются берега, противоположные побочным, происходит увеличение кривизны излучин [47].

Разработки в области плановой неустойчивости русловых потоков, использующие теорию гидродинамической устойчивости, проведены Ikeda, Parker, Sawai [140, 213]. В первой части исследования они рассматривают уравнение движения турбулентного квазиустановившегося потока жидкости в криволинейном канале с деформируемыми берегами и дном. Предполагается, что скорость размыва вогнутого берега прямо пропорциональна скорости потока у берега и некоторой функции координат. В уравнения движения вводится поперечный уклон дна, прямо пропорциональный кривизне динамической оси потока $1/R$, в виде:

$$\frac{\eta}{H_0} = \frac{-Ay}{R}, \quad (4.80)$$

где H_0 - средняя по сечению глубина потока, A - коэффициент пропорциональности, который авторы, опираясь на экспериментальные данные [10, 150], считают постоянным и равным 2,89. Таким образом, с физической точки зрения, авторы "вписывают" в вершины исследуемых излучин побочки и рассматривают полученный рельеф дна в качестве исходного. Фактически это приближение позволяет авторам учитывать некоторым образом высотные деформации русла (заметим, что в исходной системе уравнений уравнение деформации не рассматривается). Решая начальную систему уравнений с учетом сделанных предположений относительно скорости потока в координате $y = B_0$ (координата выпуклого берега) и делая обратный переход от скорости у берега к скорости деформации береговой линии, авторы получают уравнение деформируемого берега для слабо извилистого русла в декартовых координатах (в ходе решения, при переходе от криволинейных координат к декартовым авторы использовали линейное приближение $\frac{\partial}{\partial s} \approx \frac{\partial}{\partial x}$) в виде:

$$\frac{\partial^2 y}{\partial x \partial t} + 2C_f \frac{\partial y}{\partial t} = \frac{\partial^3 y}{\partial x^3} - C_f (A + Fr^2) \frac{\partial^2 y}{\partial x^2}. \quad (4.81)$$

Здесь координаты x, y, t пронормированы, соответственно, на

величины H_0 и U_0/H_0 , где U_0 - средняя скорость прямолинейного потока с той же шириной, глубиной и уклоном, что и у извилистого; $C_f = \frac{q}{C^2}$, C - коэффициент Шези (полагаемый постоянным), $Fr = U_0/\sqrt{gH}$.

Устойчивость берегов исследуется при введении возмущения береговой линии в виде:

$$y = a_0^t \cos(k_H x - \omega_0 t). \quad (4.82)$$

где a_0 - показатель скорости роста амплитуды возмущения a ;

ω_0 - частота колебания; $k_H = \frac{2\pi H_0}{L}$ - волновое число;

L - длина возмущения. Путем подстановки (4.82) в (4.81) получено выражение для фазовой скорости возмущения, в результате анализа которого были определены условия неустойчивости

$$k_H < \sqrt{2C_f(A + Fr^2)} \quad (4.83)$$

и выражение для волнового числа реализуемых в потоке возмущений

$$k_{0_{\max}} = 2C_f \sqrt{1 + \frac{1}{2}(A + Fr^2)} - 1 \}^{1/2}. \quad (4.84)$$

Для аллювиальных меандров $Fr^2 \ll A$, тогда $k_{0_{\max}} = 1,5 C_f$. Если дно реки плоское ($A = 0$), что характерно для некоторых врезанных меандров:

$$k_{0_{\max}} = C_f Fr. \quad (4.85)$$

Сравнение длин меандров, полученных расчетом по предложенной "теории меандр", с результатами расчетов по ранее разработанной "побочевой теории" [209], натурными и экспериментальными данными показывает, что для аллювиальных меандров обе теории дают близкие значения длин излучин. Корреляция с фактическими данными хуже у "теории меандр" вследствие неизменности параметра A . Врезанные в коренные породы излучины несколько лучше описываются "теорией меандр", врезанные в лед - "побочевой". Рассмотренная модель объясняет тот факт, что врезанные излучины крупнее аллювиальных, что вначале происходит образование врезанных излучин, а затем во врезанном русле - меньших по размеру побочней.

Развивая основные идеи, высказанные в [140], [213, 211], авторы вводят в уравнение деформации вогнутого берега члены, учитывающие форму излучин. Таким образом, в отличие от первой части исследования, решалась нелинейная задача. Для этого применялся модифицированный подход Стокса, т.е. при разложении формулы возмущения формы в ряд учитывался 2-й член, домноженный на весовую функцию скорости роста возмущения. В результате было выведено трехчленное уравнение развития формы излучины конечной амплитуды (отметим, что в линейном случае амплитуда возмущения нарастала до бесконечности), где 1-й член характеризует развитие формы меандра линейного приближения, т.е. синусоиды; 2-й член характеризует изменение "наполненности" формы меандра, приближая синусоиду к синусоидально-порожденной кривой Леопольда и Лангбейна [163]; 3-й член определяет развитие асимметрии меандра. В криволинейных координатах, перемещающихся со скоростью c в отрицательном направлении, уравнение имеет вид:

$$1 + \epsilon(\chi - 1) \frac{\partial^2 \theta}{\partial s^2} + \{ c \cos \theta - [1 - \epsilon(\chi - 1)] C_f (Fr^2 \chi^5 + A \chi^2) \frac{\partial \theta}{\partial s} + 2\chi C_f c \sin \theta = 0. \quad (4.86)$$

Приближенное решение уравнения (4.86) методом малого параметра дает для формы излучины формулу

$$\theta = \theta_0 \sin k_H s + \theta_0^3 \{ (\sin 3k_H s) / 192 + \cos 3k_H s [\sqrt{2(A + Fr^2)} / 128] \}, \quad (4.87)$$

которую предлагается называть кривой Киношита; для скорости смещения излучин вниз по долине - формулу

$$c = c_e \{ 1 - \theta_0^2 [A(1 + 2\epsilon) + Fr^2(7 + 2\epsilon)] / [24(A + Fr^2)] \} \quad (4.88)$$

для волнового числа - формулу:

$$k_H^* = (1 - \theta_0^2 / 4) k_H = k_c \{ [1 + \theta_0^2 (4A + Fr^2)] / [24(A + Fr^2)] \}. \quad (4.89)$$

Величина θ_0 связана с входящим углом θ_0^* соотношением $\theta_0^* = \theta_0 (1 - \theta_0^2 / 192)$. Здесь θ - угол между осью x и осью русла; s - расстояние по оси русла, ϵ - коэффициент эрозии берега, $Fr = U_0 / \sqrt{gH_0}$; U_0 и H_0 - скорость и глубина первоначального прямолинейного русла; A - коэффициент размыва, учитывающий поперечную циркуляцию $\chi = \cos^{-1} \theta$ (черта означает осреднение по живому сечению); $C_f = f/8$; f - коэффициент

Дарси-Вейсбаха; волновое число в декартовых координатах $k_H = 2\pi H_0/L$; L - шаг излуины; $k_c = \sqrt{2 C_f(A + Fr^2)^{1/2}}$; $c_c = C_f(Fr^2 + A)$ - волновое число и скорость для условий нейтральной стабильности. Сравнение кривых киношита при $A \sim 3$ с формой реальных крутых излучин показало хорошее их совпадение. Скорость смещения излучин поперек и вдоль оси долины меньше, чем в линейном случае, и уменьшается со временем и ростом амплитуды. По мере деформации излуины несколько выше ее вершины появляется точка минимальных деформаций, к этой точке стремится приблизиться точка смены знака кривизны оси русла. Увеличивается асимметрия излуины. Отсутствие поперечного перемещения крутых асимметричных излучин объясняется тем, что при заваливании вершины излуины вверх по течению и уменьшении длины верхнего крыла излуины стержень потока отрывается от вогнутого берега в области вершины излуины, где на очень крутых излуинах может существовать зона аккумуляции наносов.

В модели В.И.Замышляева [213] также рассмотрено двумерное вихревое движение идеальной жидкости в прямолинейном канале прямоугольного сечения с размываемыми берегами. В невозмущенном состоянии движение потока равномерное, и эпюра продольных скоростей $v(y)$ имеет вид параболы:

$$v(y) = v_m - v^* (4y^2/B^2), \quad (4.90)$$

где y - поперечная координата $\left(-\frac{B}{2} \leq y \leq \frac{B}{2}\right)$, v_m - максимальная скорость на оси русла, v_0 - скорость у берега, $v^* = \frac{v_m - v_0}{v_0}$. Наглядная на поток, движение которого описывается системой уравнений Эйлера, малое возмущение, получаем уравнение Рэлея. Разложение его в ряд по малому параметру v^* с использованием условия непроницаемости берегов позволяет найти дисперсионное соотношение, связывающее комплексную скорость распространения возмущения c с волновым числом k . Далее постулируется уравнение деформации берегов:

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} = \pm D \frac{\partial^2 v'}{\partial x^2} \Big|_{y = \pm \frac{B}{2}}, \quad (4.91),$$

где v' - возмущение прибрежных скоростей; D - коэффициент, характеризующий устойчивость берега к размыву. С помощью уравнения (4.91) получаются формулы для длин нейтральных

волн $L_H(c_i = 0)$ и длин доминирующих L^* возмущений:

$$L_H/B = \pi \sqrt{\frac{k_1}{2(1 - k_1)}}; \quad (4.92)$$

$$L^*/B = \pi \sqrt{\frac{k_1}{1 - k_1}}. \quad (4.93)$$

Здесь k_1 - отношение средней по сечению скорости потока к осредненной по ширине русла поверхностной скорости течения.

Полученные формулы были проверены по данным 462 природных меандров рек СССР. Проверка показала удовлетворительное соответствие натуральных и теоретических данных.

В [34] использована модель, предложенная в [140], которая была дополнена введением в исходные уравнения движения и неразрывности уравнения деформации. В результате решения задачи плановой неустойчивости турбулентного потока в криволинейном канале с деформируемыми берегами и дном с помощью метода малых возмущений в линейном приближении получены выражения для фазовой скорости плановых возмущений русла и дисперсионное соотношение, описывающее условие возникновения процесса меандрирования при наличии транспортирующей способности потока:

$$k_H < \sqrt{2N^2 Fr^2 \left(1 + \frac{S}{N Fr^2 A}\right) \left[1 + \frac{S}{2N Fr^2 A} (W - 1)\right]}, \quad (4.94)$$

где $k_H = \frac{2\pi H}{L}$ - безразмерное волновое число; S - транспортирующая способность потока; $A = E_0 B_0 / H_0$; $E_0 = (3,16 \text{ м})^{-5,5}$ -

эмпирический коэффициент; $M = \frac{H(\beta b_0)^{1/4}}{Q^{1/2}}$ - показатель устойчивости по К.В.Гришанину; $W = \frac{4v_0}{v_0 - v_H}$; v_H - неразрывающая скорость.

В [34], в отличие от [148], где коэффициент пропорциональности A (в обозначениях [148]) принимался равным 2,89, получена связь указанного коэффициента с гидравликой потока. Он приобретает вид: $A = \frac{SC^2 H}{gEB}$, что указывает на сильную зависимость коэффициента, связывающего поперечный уклон дна с радиусом кривизны меандра, от гидравлических параметров потока.

Анализ выражения (4.94) показывает, что с увеличением подвижности наносов и связанной с ней мутности потока уменьшается критическая длина волны, т.е. граница существования меандров сдвигается в сторону коротковолновой части спектра.

С использованием гипотезы о реализации в потоке волн, имеющих максимальную начальную скорость роста, получено выражение для начальной длины реализуемых в потоке при данных гидравлических условиях меандров:

$$L = \frac{\pi HC^2}{g} \left[\sqrt{1 + \frac{1}{2} \left(Fr^2 + \frac{SWHC^2}{2EBg} \right)} - 1 \right]^{-1/2} \quad (4.95)$$

Многие авторы ищут различия в условиях формирования речных русел разного морфологического типа в рамках диаграммы уклон l - расхода Q . Работа по совершенствованию этой диаграммы продолжается. Osterkamp [202] показал, что большое значение для проведения линии, разделяющей осередковые и меандрирующие реки, имеют диаметр и сортированность грунтов, слагающих дно реки. Для 76 рек штата Канзас (США) с рядами наблюдений > 20 лет получены следующие формулы для этой линии:

При

$$d_{50} < 0,1 \text{ мм}, l = 0,0005Q^{-0,25},$$

$$d_{50} = 0,1 + 2 \text{ мм}, l = 0,0009Q^{-0,25}$$

и сортированности

$$s > 3,$$

$$d_{50} = 0,1 + 2 \text{ мм}, l = 0,0013Q^{-0,25},$$

$$s < 3.$$

Вегин [67] обобщил данные по 359 водотокам и обнаружил зависимость типа русла на диаграмме уклон - расход от донного касательного напряжения τ_0 . Так, в формуле

$$l = 0,00506 \frac{\tau_0}{r_{cp}} Q^{-0,327} \quad (4.96)$$

однорукавным сильноизвилистым потокам ($P > 1,5$) соответствует $\tau_0/r_{cp} = 0,56$; однорукавным слабоизвилистым ($P < 1,5$) - $1,25$; для осередковых русел $\tau_0/r_{cp} = 1,70$. Однако связь τ_0/r_{cp} с типом русла вероятностная: потоки с ма-

лыми значениями τ_0/τ_{cp} с большей вероятностью будут меандрировать, но в них могут быть осередки и острова, с увеличением τ_0/τ_{cp} вероятность фуркаций потока увеличивается, но возможно существование одорукавного меандрирующего русла. Зависимость типа русла от τ_0/τ_{cp} Begin объясняет ростом интенсивности размыва берегов и переходу извилистого русла к прямому с осередками (braided).

Обзор работ по разделению меандрирующих и разветвленных на рукава рек с помощью диаграммы расход – уклон (Q-I) привел Carson [83]. Он показал, что разные авторы используют различные показатели расхода воды и уклона. Нецелесообразно использовать среднегодовой расход, так как она зависит от характера распределения стока во времени; расход при руслонаполнении зависит от площади живого сечения на этой стадии, поэтому будет заведомо большим для разветвленных на рукава русел; уклон по оси русла зависит от извилистости реки, он заведомо уменьшается для меандрирующих рек. Поэтому предпочтительно строить графики в координатах уклон дна долины – среднемаксимальный расход или расход повторяемостью раз в 2 года. На таких графиках можно провести несколько линий, разделяющих точки для меандрирующих и разветвленных русел в зависимости от диаметра слагающих русла донных грунтов. Типизация разветвленных русел неоднозначна: реки с пойменной рукавностью (anastomosing) имеют гораздо меньшие уклоны, чем реки с осередковым руслом (outwash braiding), однако часто выделяются как один тип. Так, в [227] показано, что реки системы Намой – Гуайдир (Австралия) с пойменной рукавностью не попадают на диаграмме уклон – расход в область разветвленных (braided) русел. Хорошим критерием начала деления на рукава (но не отделения от меандрирующих русел) Carson [83] считает превышение удельной мощности потока над ее критической величиной при начале движения донных наносов. Пороговая удельная мощность сильно варьирует в зависимости от состава грунтов дна и берегов русла, она больше для рек с галечным ложем, чем для рек с песчаным дном. Интересно, что на большинстве диаграмм Q-I линия, разделяющая меандрирующие и осередковые русла, совпадает с линией, разделяющей реки с песчаным и галечным аллювием. Широкий диапазон условий образования разветвленных русел в натуре требует детального анализа конкретных русловых процессов, даже если они не поддаются количественному описанию. Кроме того, при использовании различных классификационных признаков следует учитывать, что русла многих

рек в настоящее время перестраиваются под воздействием антропогенных факторов. Например [172], в бассейне р. Ист-тут с 1800 по 1920 г. велась интенсивная добыча руд цветных металлов, что при неизменном расходе воды привело к увеличению стока наносов реки как за счет сброса в нее мелкозернистых отходов горного производства, так и за счет ускоренной эрозии более грубых древних аллювиальных отложений нарушенных террас реки. В результате существовавшее в 1800 г. однорукавное русло с уклоном 0,0045 и извилистостью 1,51 к 1904 г. превратилось в русло с уклоном 0,0065-0,012, с пойменными рукавами и осередками в рукавах, аккумуляция на пойме составила 4 м, общая извилистость увеличилась за счет многорукавности до 1,84, но извилистость отдельных рукавов не превосходила 1,2-1,3. К 1946 г. русло врезалось в отложения XX века, снова стало однорукавным с извилистостью 1,2-1,3, но осередки в русле сохранились. К 1957 г. осередки исчезают, заменяются подводными перекатами. В 1978 г. извилистость русла уменьшилась до 1,04. Однако уклон реки все еще велик (0,008), так что при руслонаполняющем расходе ($60 \text{ м}^3/\text{с}$) она еще попадает в класс разветвленных русел на диаграмме уклон - расход морфологических типов русел.

Важной причиной перехода мезоформ (внутрируслового рельефа) в формы русла является их зарастание. В этом отношении показателен пример распространения тамариска в Северной Америке. По данным [116], тамариск был завезен сюда в 1800 г. и к 1960 г. занимал уже территорию 500 000 га. Растет тамариск группами из нескольких высоких (10-12 м) деревьев, окруженных большим количеством кустов 5-6 м высотой, селится в основном на песках, закрепляя их. В результате на реках плато Колорадо осередки и побочни превратились в острова и массивы поймы. Они стали длиннее и шире, изменилось соотношение их длины L и ширины W (табл. 15).

На реке Бразос (Техас, США) [71] до 1940 г. тамариск не произрастал в русле. К 1950 г. большая часть песчаных побочней покрылась этим кустарником (32% первоначальной площади русла реки, к 1963 г. - 47%, к 1979 г. - 57% площади русла). Песчаные побочни полностью стабилизировались и были включены в состав поймы. Ширина русла уменьшилась со 157 м в 1941 г. до 67 м в 1979 г. В бассейне р. Платт (штат Небраска, США), начиная с 1895 г. системой водохранилищ были уменьшены максимальные расходы по-

Таблица 15

Связь ширины русловых форм с их длиной $W=aL^b$ до и после их зарастания тамариском на реках плато Колорадо (США)

До зарастания	<i>a</i>	<i>b</i>	После зарастания	<i>a</i>	<i>b</i>
Осередки	0,58	0,84			
Побочни	2,21	0,56	Заросшие побочни	9,03	0,48
Пляжи выпуклых берегов излучин	2,29	0,52	Заросшие пляжи	9,47	0,42

ловодья и увеличены меженные расходы воды [121]. При этом среднегодовой расход воды в реке уменьшился за счет разбора воды на орошение. Соответственно изменилась и морфология русла. В верхнем течении реки Платт (у г. Козад) ширина русла с 1860 по 1979 г. уменьшилась более чем в 10 раз, в среднем течении (у г. Карни) – почти в 7 раз, в низовьях (у г. Ашленд) – лишь на 3%. Уменьшение ширины русла происходило за счет зарастания осередков растительностью, формирования островов и причленения их к пойме по мере отмирания боковых рукавов. Размеры островов увеличивались, число рукавов уменьшилось. Nadler и Schumm [189] описывают смену морфологического типа русла рек Южный Платт и Арканзас в условиях небольших изменений гидрологического режима. В середине XIX в. бассейны этих рек осваивались под орошаемое земледелие. Это привело в начале XX в. к повышению уровня грунтовых вод, которое вызвало: 1) прекращение пересыхания рек летом, значительное уменьшение внутригодовой неравномерности стока; 2) увеличение густоты прибрежной растительности, расселение вдоль р. Арканзас тамариска. В результате на р. Южный Платт произошло преобразование широкого (450 м шириной) прямолинейного русла с многочисленными осередками в слабomeандрлирующее узкое (100 м) однорукавное русло. Осередки покрывались растительностью, превращались в острова, которые объединялись в массивы, причленялись к берегу и образовывали пойму, заполняющую 0,75 ширины прежнего русла. В верхней части р. Арканзас (выше регулирующего водохранилища, которое увеличило равномерность стока реки) слабоизвилистое ($P=1,2$) широкое

(200 м) осередковое русло преобразовалось в крутомеандрирующее ($P = 1,9$) однорукавное узкое (~ 30 м) русло. Основными процессами, приведшими к перестройке русла, явилось приращение осередков к берегам, закрепление их растительностью, рост крутизны излучин у этих закрепленных форм и увеличение ширины поймы за счет уменьшения ширины реки. Ниже водохранилища преобразование русла р. Арканзас происходило так же, как и на р. Южный Платт – осередковое русло шириной 350 м превратилось в однорукавное извилистое ($P = 1,4-1,5$) русло шириной 34 м. Глубины на обеих реках при преобразовании остались прежними, соответственно, сильно уменьшилась относительная ширина.

Процесс перехода от русловой многорукавности к однорукавному руслу в нижнем бьефе Новосибирского гидроузла наблюдается в [32]. Здесь отмечен интенсивный размыв островов (7-12 м/год), приращение островов к берегам, перераспределение стока воды в пользу основного русла.

Miall [179] выделяет 4 морфологических уровня, которые характеризуют переход от осередкового русла к руслу с островной рукавностью:

- 1) уровень основных русел и зона транспорта наносов, растительность практически отсутствует, осередки обсыхают в низкую воду;
- 2) уровень активности в паводок, в низкую воду мало действующих рукавов, разреженный растительный покров;
- 3) маломощный поток в паводки, умеренный растительный покров;
- 4) сухие острова с густой растительностью, т.е. практически террасы.

Lewin [173] перечислил основные источники данных о переходах от одного типа русла к другому (аллогенные изменения), а также о русловых переформированиях в рамках одного типа русла (аутогенные изменения):

- | | | |
|--------------------------------|---------------------------------------|--|
| 1. Непосредственные наблюдения | от нескольких часов до нескольких лет | а) визуальные,
б) топографические,
в) фотографические |
| 2. Исторические источники | 100-150 лет | а) дневники, заметки путешественников,
б) топоматериалы,
в) фотографии |

- | | | |
|---------------------------------------|--------------------------|---|
| <p>3. Седиментоло-гические данные</p> | <p>несколько сот лет</p> | <p>а) датирование по наземной растительности,
б) относительное датирование,
в) осадочные текстуры</p> |
|---------------------------------------|--------------------------|---|

Вопрос совмещения разновозрастных карт для этих целей специально исследовал Б.К.Трахтенберг [44]. Им предложены метод устранения возможности субъективной оценки совмещения, метод оценки точности совмещения и определения пределов ошибок в определении плановых деформаций. Предложена система условных опорных ориентиров при отсутствии безусловных.

4.5. Морфология и динамика меандрирующих (извилистых) русел

Типология меандрирующих рек разработана наиболее подробно. Изгибы русла реки подразделяются по форме на синусоидальные, круговые, эллиптические, петлеобразные, пальцевидные, омеговидные, сундучные, сложные, сегментные, синусом – образованные, асимметричные, заваленные, незавершенные, симметричные, закручивающиеся, раскручивающиеся.

По соотношению с бортами долины – на ограниченные, вынужденные, адаптированные, свободные.

По типу перемещения излучины подразделяются на смещающиеся вниз по долине, смещающиеся поперек оси долины, смещающиеся вверх по долине и т.д.

Излучиной называется участок меандрирующего русла, на протяжении которого знак кривизны его осевой линии остается неизменным. Точки, в которых происходит изменение знака кривизны средней линии русла, или где кривизна принимает устойчивое нулевое значение, называются точками перегиба русла. Протяженность средней линии русла между ближайшими точками перегиба представляет собой длину излучины S . Расстояние по прямой между этими точками называется шагом излучины λ . Наибольшее удаление средней линии русла от линии шага названо стрелой прогиба излучины y_m . Угол разворота представляет собой угол, на который разворачивается касательная к средней линии русла при ее перемещении от верховой точки перегиба к низовой [10]. Выделяются также угол входа (угол между линией шага и касательной к средней линии русла в верховой точке перегиба) и угол выхода – то же в ни-

зовой точке перегиба [29]. У симметричных излучин эти углы равны между собой. В зарубежной литературе часто излучиной считают участок меандрирующего русла между двумя обращенными в одну сторону вершинами. Тогда шагом называется расстояние между этими вершинами L . Стрела прогиба u_m часто называется амплитудой излучины A или полушириной пояса меандрирования $\frac{M}{2}$. Величина $P = \frac{S}{\lambda}$ называется извилистостью реки.

Одной из наиболее употребительных морфологических характеристик излучины является ее шаг. В работах 50-х годов шаг измерялся для наиболее заметных, правильных излучин и принимался за характеристику всего русла.

В настоящее время употребляется серия методов определения величины шага излучин, характеризующей некоторый бесприточный отрезок реки [128]: 1) строятся кривые распределения всех измеренных на участке русла шагов излучин, за исключением тех, стрела прогиба которых меньше полуширины русла. По кривой распределения определяются среднее или модальное значение шага, в случае многомодальных кривых распределения — величина шага для каждой моды; 2) через равные интервалы по длине русла измеряются значения углов между касательной к линии оси русла и линией оси долины. Эти ряды подвергаются спектральному анализу, по максимуму функции спектральной плотности устанавливаются характерные величины длин излучин по руслу. Делением на коэффициент извилистости русла получается величина шага. Вычисленные этими методами величины шага излучин значительно отличаются друг от друга. Так, для р. Биттон (Канада) были получены следующие связи между руслонаполняющим расходом воды и величиной шага излучин $L:L_f = 54,0 Q^{0,54}$, $r = 0,97$, где L_f — средняя величина шага по кривой повторяемости;

$$L_{30} = 43,5 Q^{0,59}, \quad r = 0,95;$$

$$L_{70} = 121,4 Q^{0,49}, \quad r = 0,88;$$

где L_{30} и L_{70} — моды кривой повторяемости (цифры соответствуют обеспеченности величины шага в %);

$$L_s = 81,7 Q^{0,51}, \quad r = 0,71,$$

где L_s определена по максимуму функции спектральной плотности.

Hickin [128] считает, что наиболее точно характерный размер шага излучин передает L_p так как при определении этой величины учитываются все излучины данного участка русла. На величине L_s мало отражаются пологие излучины русла, поэтому она дает завышенные результаты.

Для более объективной характеристики шага излучин предложено [239] в случае сложного рисунка русла выделять меандрирующую линию 1 порядка - линию центра русла; меандрирующую линию 2 порядка - кривую, соединяющую точки смены знака кривизны линии 1 порядка; меандрирующую линию 3 порядка - кривую, соединяющую точки смены знака кривизны линии 2 порядка и т.д., пока не будет получена прямая линия. Для линии 1 порядка осью является линия 2 порядка, от этой оси через равные расстояния по линии 1 порядка измеряются либо расстояния до нее, либо угол между осью и линией 1 порядка. Полученные ряды подвергаются спектральному анализу, по локальным максимумам на спектре выделяются характерные длины излучин по руслу, после введения поправки на извилистость - шаги излучин. Подобная процедура выполняется для линий всех порядков. Этот метод дает иерархию характерных шагов излучин, это выгодно отличает его от обычного способа спектрального анализа рядов расстояний или углов, построенных от одной прямолинейной оси.

Величина шага речных излучин зависит от большого количества факторов: водности реки, уклона свободной поверхности; характеристик грунтов дна и берегов. Callander [81], приведя некоторые формулы разных авторов для определения шага излучин (табл. 16), показывает, что по формуле Schumm'a [233] шаг излучин увеличивается с увеличением крупности аллювия. В то же время, по данным Lagras, полученным в диапазоне гидравлических крупностей 0,053-0,73 м/с, шаг излучины увеличивается с уменьшением крупности дожных грунтов.

Milne [18] проанализировал 47 участков 11 рек южной Шотландии (северной Англии) с крупным галечным аллювием и получил для них зависимости:

$$L = 14,42Q_m^{0,66}, A = 0,03Q_m^{1,69}$$

$$L = 19,6B^{0,79}, B = 0,80Q_m^{0,78}$$

Сравнение этих данных с данными Schumm'a для рек с мелким аллювием Великих равнин США:

Таблица 16

Формула	Автор	Примечание
$L = 106,1Q^{-0,46}$	Carlston, 1965	L в футах - средний шаг излучин на участке, Q - среднегодовой расход в (футах) ³ в сек.
$L = 1890Q^{-0,34}/M^{0,74}$	Schumm, 1967	M - % частиц < 0,074 мм (алевриты и глины в периметре русла).
$L = 2,4[Q_b/(I \cdot \omega)]^{0,39}$	Lagras, 1968	метрические меры - "-
$L = 3,8Q^{0,467}$	Ackers, Charlton, 1970	лабораторные данные
$L_s = 56,8Q_1^{0,58}$	Ferguson, 1975	метрические меры Q ₁ - ежедневный
$L_a = 35,6Q_1^{0,629}$	- "-	расход воды 1%-ной обеспеченности, L _a - удвоенный сдвиг между максимумами автокорреляционной функции рядов углов между линией русла и оси долины.

$$L = 24,2Q_m^{0,77}, \quad B = 1,38Q_m^{0,72}$$

показало, что размеры излучин и самих рек с мелким аллювием больше, чем в случае крупных донных наносов.

Характерные размеры врезанных излучин уменьшаются с увеличением прочности прорезаемых пород. В [75] собраны данные о шаге излучин L, ширине днища долины B₀, уклоне ее дна I₀ и среднемаксимальном расходе воды Q_m на 78 участках рек аппалачской провинции долин и хребтов (всего 1089 излучин). Породы, в которые врезаны реки, разделены на две категории: сланцеватые (<30% прочных пород) и массивные (более 30% прочных пород). Полученные формулы

для массивных пород: $L = 39 Q_m^{0,56}$

ла реки. Их совокупность практически невозможно сколько-нибудь адекватно описать приведенными моделями [109]. Видно, на "правильную" форму излучин накладываются случайные составляющие, связанные с неоднородностью строения дна долины. В таком случае [109] можно описать форму меандрирующего русла уравнением

$$\theta = \frac{2h}{K} \frac{d\theta}{dS} + \frac{1}{K^2} \frac{d^2\theta}{dS^2} + \eta(S) \quad (4.98)$$

или его аналогом в виде авторегрессионной модели второго порядка

$$\theta_j = \beta_1 \theta_{j-1} + \beta_2 \theta_{j-2} + \varepsilon_j, \quad (4.99)$$

где $\beta_1 = 2 \exp(-Kl) \cos[K(1-l^2)^{1/2}]$; $\beta_2 = -\exp(2Kl)$; $K = \pi/S$; $\eta(S)$ и ε_j - случайная составляющая формы русла; $0 < h < 1$ - параметр нерегулярности, который является дополнительной характеристикой меандрирующего русла и необходим для стабилизации процесса. Предлагаемая модель проверена на материале по 19 рекам Англии и Шотландии с самой сложной и разнообразной формой излучин. Получено хорошее совпадение спектральных и автокорреляционных функций, вычисленных по фактическим рядам азимутов линии русла и построенных по модели авторегрессии. Коэффициенты β_1 и β_2 определены методом наименьших квадратов по фактическим данным.

Для построения функции спектральной плотности дирекционных углов линии русла S_θ по авторегрессионной модели Ferguson [109] предложил формулу:

$$S_\theta(f) = \frac{S_\varepsilon(f)}{(1-L^2f^2) + (2hLf)^2}, \quad (4.100)$$

где $L = 2\pi/K$. Если спектр случайных отклонений S_ε задать "белым шумом", $S_\varepsilon = 2\sigma^2$, то спектр, рассчитанный по формуле (4.100), хорошо согласуется со спектром, рассчитанным по ряду измеренных значений θ . Ferguson'ом также предложена формула для расчета шага излучин:

$$L = 2\pi \Delta s \sqrt{V_\theta / V_{\Delta\theta}}, \quad (4.101)$$

Здесь $V_\theta = K\sigma^2/4h$ дисперсия ряда дирекционных углов линии русла, $V_{\Delta\theta}$ - дисперсия ряда разностей дирекционных углов

линии русла, Δs - шаг ряда дирекционных углов линии русла. Эта формула дает хорошее соответствие с величинами шагов излучин, полученными по спектру, по автокорреляционной функции и по прямым измерениям.

Модель плановых характеристик регулярного меандрирующего русла разработана Chang'ом [88] применительно к одноручавным руслам с неизменными по длине шириной B , глубиной H , малым уклоном и отношением B/H . Из уравнения движения для изменения поперечной скорости по длине потока получено уравнение, связывающее радиус кривизны оси потока R с криволинейной координатой s .

$$c_3/R = c_3/R_0 - [(c_3 R_0 - c_3/R) - \int (c_1/R_{c_0} - c_1/R_c) \exp(c_2 s) ds] \exp(-c_2 s). \quad (4.102)$$

Здесь $c_3 = vH(30\kappa - 5\sqrt{f/R})/9\kappa^2$; $c_2 = \kappa\sqrt{f/R}/H$; $c_1 = [(1+n)/n - n/(1+n)]v$; v - продольная скорость, f - коэффициент Дерси-Вейсбаха, n - показатель степени в степенной эпюре скорости, R_c - радиус кривизны центральной линии русла, которая повторяет по форме ось потока, но сдвинута относительно последней вверх по оси долины на некоторую величину фазового сдвига Δ . Сдвиг устанавливается эмпирически и составляет около 0,2 расстояния по руслу между вершиной излучины и точкой перегиба. R_0 - радиус кривизны оси потока в точке, сдвинутой на Δ от вершины излучины - единственный заданный заранее морфометрический показатель формы излучины. Остальные показатели определяются решением уравнения

(4.102) методом конечных разностей с шагом $\Delta s \leq \frac{H}{4}$ от точки

оси потока с R_0 . Координаты оси потока устанавливаются из соотношений:

$$\theta_{j+1} = \theta_j + \Delta s/R; \quad x_{j+1} = x_j + \Delta s \cos \theta_j; \\ y_{j+1} = y_j + \Delta s \sin \theta_j.$$

Форма оси русла получается близкой к форме синусом-образованной кривой Леопольда-Лангбейна [163], но слабо асимметрична. Наличие в модели [88] асимметрии формы излучины увеличивает ее соответствие измерениям на натуральных реках. Однако причина асимметрии заключается здесь в том, что в модели заложен сдвиг оси потока относительно оси русла.

Наиболее распространенной формой асимметричных излучин являются "заваленные" излучины. Менее очевидная асимметрия вершины излучины проявляется в увеличении длины низово-

го крыла излучины. Это явление исследовано [84] на реках Руж, Биттон и Пембина, провинция Квебек, Канада, с помощью параметра $z = 100 u / (u + d)$, где u — проекция низового крыла (от вершины до точки смены знака кривизны излучины), d — проекция верхового крыла на линию, перпендикулярную оси пояса меандрирования. Количество значений $z > 55$ (низовое крыло длиннее) в 2,6 — 3,5 раз больше количества значений $z < 45$ (верховое крыло длиннее). Среднее значение $z = 56 \div 57$, т.е. в среднем 2/3 длины излучины приходится на низовое крыло. Уже на пологих симметричных излучинах за счет поперечной циркуляции происходит перекося водных струй на низовом крыле в сторону вогнутого берега. Из-за ускоренного размыва берега длина низового крыла увеличивается, оно приобретает дополнительную выпуклость вниз по долине. В случае выходов в бортах долины грунтов разной прочности этот процесс видоизменяется. Введение параметра z позволяет более точно описать форму речных излучин формулой:

$$R_1/B = [(100 - R)(a/B)]/100(1 - \cos\omega) \quad (4.103)$$

Здесь R_1 — радиус кривизны верхнего крыла излучины, $a = u + d$, ω — входящий угол.

Несмотря на сложность формы излучин, кривая распределения их дирекционных углов довольно хорошо описывается кривой нормального распределения [184], а между извилистостью реки P и величиной среднеквадратического отклонения дирекционных углов σ обнаруживается довольно тесная связь, описываемая формулой:

$$P = 1/(1 - \sigma/2 + \sigma^2/8 + \sigma^3/48), \quad (4.104)$$

которая проверена по данным измерений на 36 реках Англии и Шотландии [108]. Интересно, что выборка для величины дирекционных углов может быть не очень большой, 30 измерений на участке реки с 10–15 излучинами позволили оценить извилистость с абсолютной ошибкой $\pm 0,04$. Последнее особенно ценно для палеогидрологических построений, когда сохраняются лишь фрагменты излучин, или палеонаправления потока определяются по текстурным характеристикам древнего аллювия.

Русла извилистых рек обнаруживают отчетливую асимметрию поперечного профиля, особенно на плесах. Для характеристики асимметрии предложены индексы [156]:

$$= \frac{A_r + A_l}{A}; A_1 = 2x \frac{H_{\max}}{A}; A_2 = \frac{2x(H_{\max} - H)}{A}.$$

Здесь A_r и A_l - площади частей русла справа и слева от центральной линии, $A = A_r + A_l$; H_{\max} и H - максимальная и средняя глубина русла; x - расстояние между центральной линией и глубиной H_{\max} . A_1 и A_2 изменяются от -1 до 1, A_1 от -2 до 2. Анализ 50 поперечных сечений природных рек показал, что наиболее информативны индексы A^* и A_2 , обычно встречающийся диапазон их изменений составляет от -0,65 до 0,65. При спектральном анализе рядов величин асимметрии поперечного сечения русла A^* , A_1 , A_2 Knighton [158] получил для шага излучин величину $L = 4\pi B$. По данным [183], полученным по 567 поперечным профилям 11 участков рек С. Англии - Ю.Шотландии, максимальные значения A^* и A_2 (асимметрия поперечного сечения русла) в вершинах излучин увеличиваются с увеличением кривизны русла. Средние значения A^* и A_2 с увеличением кривизны излучин изменяются мало, так как при большой кривизне русел кривые распределения A^* и A_2 бимодальны. Степень асимметрии поперечных сечений излучин увеличивается от свободных стабильных к врезаемым и свободным динамичным излучинам. На асимметрию поперечного профиля оказывает влияние также состав грунта, слагающего берега русла [182]: для русел в берегах из мелкого связного материала из 15 профилей 12 имели асимметрию больше средней; для русел с берегами из крупного несвязанного материала из 47 профилей 36 имели асимметрию меньше средней.

Для определения формы поперечного сечения меандрирующего русла большинство авторов [197, 259] рассматривает условие баланса сил, действующих на частицу на наклонном дне извилистого русла. Odgaard [197] показал, что большинство этих формул сводится к зависимости вида:

$$\sin\beta = K \frac{H}{R}, \quad (4.105)$$

где $\sin\beta$ - поперечный уклон дна русла. В зависимости от формул, принятых для угла отклонения траектории частиц наносов от траектории жидкости и для описания параметра трения, коэффициент K разными авторами получен в несколько разном виде (табл. 17):

Таблица 17
(из [197])

Автор	Параметр трения	K	Примечание
Bendegom, 1947	$C = 50 M^{1/2}/c$	$0,0585 Fr_D^2$	необходимо умножить на 3,55
Engelund, 1974	$\mu = \operatorname{tg} \phi$	7μ	
Kikkawa и др., 1976	$M = (2,75 - 4,35 \frac{M Fr_D}{v_* / v}) f v^2$	$M Fr_D$	умножить на 0,76
Zimmerman, Kennedy, 1978	$N = (n+1)/[n(n+2)]$	$(a/2) N Fr_D^2$	
Falkon, 1979	$N = (n-1)/[n(n+2)]$	$(3a/2) N Fr_D^2$	умножить на 0,43

Источник: [197]

Здесь $Fr_D = v / \sqrt{\frac{\rho_s - \rho_w}{\rho_w} g d}$, n - показатель степени в степенной вертикальной эпюре скорости; a - коэффициент формы частицы - отношение проективной площади частицы к проективной площади соответствующей сферы. Во всех названных моделях рассматриваются частицы, движущиеся в потоке, а не частицы, движущиеся по дну. Сравнение рассчитанных и измеренных на р. Сакраменто (США) значений $\sin \beta$ показало, что все модели требуют калибровки, а некоторые из них (например, модель Engelund'a) неправильно характеризуют явление.

Odgaard [197] предлагает формулу: $K = (3a/2) N_f Fr_{DC}^2$; $N_f = (n_f + 1)/[n_f(n_f + 2)]$, которая по виду соответствует формуле Falkon'a. Но здесь $n_f = \kappa Fr_{DC} \theta_c^{-1/2}$, $\theta_c = \Gamma_c / [(\rho_s - \rho_w) g d_c]$; индекс "с" обозначает критическое значение начала движения частиц. Расчеты по этой формуле дают хорошее совпадение с измеренными углами поперечного наклона дна р. Сакраменто.

Во всех предложенных моделях для расчета поперечного наклона дна меандрирующего русла не учитывается влияние грядового рельефа дна на движение донных частиц наносов. Dietrich и Smith [98] провели детальное измерение расходов влекомых наносов на излучине песчаного русла ручья Мадди-Крик [шт. Вайоминг, США] как с помощью микрولوшки типа

Helley-Smith, так и по скоростям смещения дна. Зона максимального расхода наносов в верхнем крыле излуцины прижимается к выпуклому берегу, следуя зоне максимального донного касательного напряжения, что подтверждает данные экспериментов Нооке [132]. В области вершины излуцины зона максимального расхода наносов переходит к противоположному выпуклому берегу, и расположена здесь ближе к оси потока. Поперечный расход наносов направлен к плесам, к линии максимальных глубин. Однако он составляет $\sim 10\%$ продольного расхода наносов как на искривленных, так и на прямолинейных отрезках русла. Кроме придонной поперечной скорости потока и поперечного уклона дна, которые способствуют смещению более крупных частиц в сторону плесов, в [98] отмечено перемещение более мелких частиц в сторону отмели выпуклого берега течениями вдоль перекошенных гребней дна. Этот фактор и не учитывается приведенными выше моделями для расчета поперечного наклона дна меандрирующего русла.

Если в формуле (4.105) заменить $\sin\beta$ через $\operatorname{tg}\beta = \frac{d\eta}{dR}$, что правомерно при малых β , то ее интегрированием можно получить формулы для изменения глубин по поперечному сечению русла.

Модель [154] приводит к формуле

$$H/H_a = \exp \left[\frac{1}{2} A \left(\frac{R^2}{R_a^2} - 1 \right) \right] \quad (4.106)$$

$$A = - \left(\frac{3}{4} \frac{\mu c_D}{1 + \frac{c_D}{c_L}} \right)^{1/2} \frac{v_{*a}}{\left[\left(\frac{\rho_s}{\rho_w} - 1 \right) g d \right]^{1/2}} \frac{0,592}{x} \frac{v_a}{v_{*a}} F(0)$$

$$F(\xi) = F_A(\xi) + \frac{1}{x} \frac{v + a}{v_a} F_B(\xi)$$

$$F_A(\xi) = -15 \left(\xi^2 \ln \xi + \frac{1}{2} \xi^2 + \frac{15}{54} \right)$$

$$F_B(\xi) = \frac{15}{2} \left(\xi^2 \ln \xi - \xi \ln \xi + \frac{1}{2} \xi^2 - \frac{19}{54} \right)$$

Индекс "а" обозначает осреднение по всему поперечному сечению. Эта формула подтверждается экспериментами в лотке. Bridge [77], модифицировав модель Engelund'a получил формулу:

$$\frac{H}{H_m} = \left(\frac{R}{R_m} \right)^{11 \operatorname{tg} \phi} \quad (4.107)$$

Здесь $\operatorname{tg} \phi$ - динамический коэффициент трения, индекс "m" обозначает параметры на оси русла. Для распределения крупности донных наносов поперек русла сегментной излучины в [77] предложена формула

$$d = \frac{3 \rho_w H_m R_m}{2 R \operatorname{tg} \phi (\rho_s - \rho_w)} \quad (4.108)$$

Если же излучина имеет форму синусом-образованной кривой Лангбейна-Леопольда [163], то, согласно [77], поперечный уклон дна можно рассчитать по формуле

$$\frac{dH}{dR} = 11 \frac{H_m \operatorname{tg} \phi}{R_{\min}} \cos \frac{2\pi s}{S} \left(1 + \frac{y}{R_{\min}} \cos \frac{2\pi s}{S} \right)^{11 \operatorname{tg} \phi - 1} \quad (4.109)$$

продольный уклон дна - по формуле:

$$\frac{dH}{ds} = - \frac{22 \operatorname{tg} \phi H_m R}{1 R_{\min}} \pi \sin \frac{2\pi s}{S} \left(1 + \frac{y}{R_{\min}} \cos \frac{2\pi s}{S} \right)^{11 \operatorname{tg} \phi} \quad (4.110)$$

а изменение глубин на излучине русла по формуле

$$\frac{H}{H_m} = \left(1 + \frac{y}{R_{\min}} \cos \frac{2\pi s}{S} \right)^{11 \operatorname{tg} \phi} \quad (4.111)$$

Здесь R_{\min} - наименьшее значение R на излучине, S - длина излучины от вершины до вершины, y - поперечная координата. Все предложенные формулы были проверены на реке Ийт-Эск (Шотландия), получено удовлетворительное совпадение. Расчеты по формуле (4.108) для крупности донных наносов

дали хорошее совпадение с измерениями даже на очень крутой излучине р. Доммел (приток р. Маас, Нидерланды) [60]. Применимость формулы (4.111) для глубины меандрирующего русла подтверждается данными [158]. Модель Bridge [78, 76] доведена до численного расчета и реализована в программе на языке Фортран-IV.

Bridge [77] модифицировал модель Engelund'a с использованием формулы И.Л.Розовского для угла между траекториями частиц жидкости и наносов. Engelund и Fredsøe [102] записывают формулу для изменения глубины в поперечном направлении в общем виде:

$$H = H_m \left(\frac{R}{R_m} \right)^{c_1 \operatorname{tg} \phi} \quad (4.112)$$

где $c_1 = 10[1 + q_s/q_b]$.

Для $\operatorname{tg} \phi$ в [102] теоретически получена и откалибрована по экспериментам Zimmerman'a, Kennedy [259] формула

$$\operatorname{tg} \phi = 1,6\sqrt{\theta'}$$

θ' - параметр Шильдса для зернистой шероховатости.

Allen [56], используя модель Vendegom'a, получил формулу вида:

$$H = \frac{2d(\rho_s - \rho_w)R}{33\rho_w I_m / R_m [1 - 2d(\rho_s - \rho_w)RC]} \quad (4.113)$$

Здесь C - константа интегрирования, которую предложено оп-

ределять из интеграла $Q = \int_{R_1}^{R_2} H(R)v(R) dR$.

Odgaard [198, 199] на основании своей модели предложил простые формулы для изменения крупности донных наносов поперек излучины

$$\frac{d}{d_m} = \left(\frac{h}{H_m} \right)^{5/3} \left(\frac{R_m}{R} \right)^{3/2} \quad (4.114)$$

и для изменения глубины поперек излучины:

$$\frac{H}{H_m} = 1 + 4,8F_{rDC} \sqrt{\theta'} (1+2k) \left[\left(\frac{R_m}{R} \right)^{1/2} - 1 \right]^{-1(k+1/2)} \quad (4.115)$$

Здесь k - показатель степени в зависимости для коэффициента Дарси-Вейсбаха $1/\sqrt{f} = (H/d)^k$. По теории Розовского, поперечная циркуляция развивается на 90% при развороте русла от начального створа на угол

$$\phi_{90} = 1,2nH/\kappa^2 R \quad (4.116)$$

$n = \kappa C/\sqrt{g}$; C - коэффициент Шези.

Для учета влияния процесса развития поперечной циркуляции по длине на форму поперечного сечения русла в [199] предложено домножить правую часть формулы (4.116) на $[1 - \exp(-2\kappa^2 R_m \phi/nH_m)]$. Для изменения по длине s излучины русла средней продольной скорости течения получена формула

$$v/v_m = \{(R_m/R)^2 \exp(-Bs) + E[1 - \exp(-3s)]\}^{1/2}, \quad (4.117)$$

где $B = 2\kappa^2/\{H[(1/\sqrt{f}) + 1]^2\}$; $E = (H/H_m)^{k+1}(R_m/R)$. Развитие скорости на 90% достигается при $\phi_{90} = -\{(1/\sqrt{f}) + 1\}^2 H \ln\{0,19/[1 - (1/E)]\} / 2\kappa R$, что почти в 4 раза больше, чем для развитого поперечного уклона дна. Данные экспериментов в лотке показали удовлетворительное совпадение с расчетными изменениями поперечных профилей глубин и скоростей, расстояния между створами полного развития поперечного уклона дна и средней скорости потока.

В одной из последних работ, развивающих этот подход [105], построена математическая модель центральной части потока в бесконечно длинном русле с неизменными по длине радиусом кривизны R , шириной B и уклоном водной поверхности I и размываемым дном. Из уравнений момента количества движения и неразрывности в цилиндрических координатах, приближения Буссинеска для турбулентного касательного напряжения с постоянным по глубине коэффициентом турбулентной вязкости, степенного закона распределения продольной скорости по вертикали получена формула для радиальной компоненты донного касательного напряжения. Из условия поперечной устойчивости частицы грунта получено устойчивое распределение глубины H поперек потока на изгибе русла:

$$\left(\frac{H}{H_m}\right)^{1/2} = 1 - [1 - (R/R_m)^{1/2}] \frac{(8\theta)^{1/2}(1+\sqrt{\beta})}{(1-p)(1+2\sqrt{\beta})} Fr_D, \quad (4.118)$$

где p - пористость грунта, θ - параметр Шильдса. При

выводе формулы для распределения по вертикали поперечной скорости $v_{\text{поп}}$ принимается переменный по вертикали коэффициент турбулентной вязкости $\epsilon = [\delta g d^2 I_m R_m n^2 (1-\eta) \eta^{(n-1)/n}] / [Rv(n+1)]$. Здесь $\eta = (z-h)/H$, h - расстояние от дна до нулевой плоскости, $1/n = \kappa \sqrt{f}/8$, κ - константа Кармана, $\delta \sim 1$.

Формула для определения $v_{\text{поп}}$ представлена в виде функции $G(\eta, n)$, вид которой определяется численно. Для большинства значений n $v_{\text{поп}}$ связана с η линейной зависимостью. Получена также формула для распределения продольной скорости потока по ширине русла с учетом поперечной циркуляции. Этот подход доведен до программы для ЭВМ на языке Фортран-IV в работе [192]. На основании формул Falkon'a, Kennedy [105] последовательно рассчитываются: 1) величины вторичных течений на излучине русла; 2) поперечный уклон русла; 3) распределение отметок дна поперек русла; 4) поле скоростей на излучине русла; 5) удельные расходы наносов в каждой точке поперечника. Все эмпирические коэффициенты и зависимости подобраны на основании экспериментов в лотках и натуральных измерений на р. Сакраменто.

Zelazo [258] для описания формы поперечных сечений меандрирующей р. Нарев (ПНР) с закрепленными берегами предложил формулу в виде полинома третьей степени:

$$H_i = H_a [A_0 + A_1(y_i/B) - A_2(y_i/B)^2 - A_3(y_i/B)^3]. \quad (4.119)$$

Для коэффициентов подобраны зависимости вида: $A = a + bH_a + cR$. Здесь H_i - глубина в точке y_i ; y_i - расстояние от геометрической оси русла; B - ширина русла; H_a - средняя глубина; R - радиус кривизны.

Для расчета размыва выпуклого берега речной излучины Allen [56] предложил простую модель: скорость размыва берега принимается равной

$$V = k(v - v_c)^n,$$

где v - местная осредненная по вертикали скорость у берега, v_c - скорость, при которой начинается размыв берега, k - коэффициент, характеризующий субстрат, n - показатель степени. Если скорость определять по формуле:

$$v = \sqrt{\frac{8gHI}{f}}.$$

глубину - по формуле (4.113), уклон на оси русла в вершине излучины по формуле

$$I_m = I_0 \frac{2 \sin \varphi / 2}{\varphi}$$

и радиус кривизны в этой точке по формуле

$$R_m = \frac{L}{4 \sin \varphi / 2},$$

где φ - центральный угол излучины, то можно по шагам рассчитать изменение угла φ во времени. Численные эксперименты показали, что в рамках этой модели максимальный разрыв происходит при $I_0/I_m = 1,15$; $R_m/B = 3,7$.

Для регулярных излучин, форма которых может быть описана синусом-образованной кривой, Ferguson [107] предложил формулу для расчета смещения вниз по долине со скоростью V . Если форма излучины записывается в виде:

$$\theta = \omega \sin\{k(s - Vt)\} \quad (4.120)$$

тогда уравнение движения излучин такой формы запишется в виде

$$\frac{\partial^2 \theta}{\partial s^2} = \frac{1}{V^2} \frac{\partial^2 \theta}{\partial t^2}. \quad (4.121)$$

Н.Р.Грачев [13] решает задачу о плановых деформациях речной излучины на базе модели удара и отражения Н.Е.Кондратьева [28]. Им рассмотрен свободный поток, изгибающийся только под действием сил, управляющих потоком, без воздействия на поток сил реакции со стороны боковых границ, в очертания которых он может не вписаться. Течение установившееся (поперечным уклоном можно пренебречь) и продольный уклон больше у выпуклого берега, чем у вогнутого. Сила тяжести в направлении движения уравнивается силой трения. Тогда траектория движения свободного потока в полярной системе координат (r, φ) опишется уравнением:

$$e^{\varphi/k} = \frac{r_0 \cos \theta_0 - k \sin \theta_0}{r \cos \theta - k \sin \theta} \quad (4.122)$$

$$\theta = \theta_0 - \varphi + \frac{1}{k} \ln \frac{r}{r_0} .$$

Здесь $k = \frac{v^2}{g l_0 R_m}$; r_0 — полярная координата начальной точки

траектории; θ_0 — угол между направлением вектора скорости и полярной осью в этой точке; параметр кинетичности направленного потока k определяет несоответствие свободного потока и русла. Величины, входящие в k , предложено брать при расходах воды, близких к руслонаполняющим.

Расчет деформаций основан на предположении об их пропорциональности степени несоответствия свободного потока существующим плановым очертаниям русла и наличии особых точек траектории движения свободного потока, выбор которых основан на анализе материала съемок и промеров русла.

В.И.Замышляев [23, 24] рассматривает движения вязкой неожиданной жидкости по криволинейному в плане руслу, имеющему прямоугольное поперечное сечение с постоянными шириной B и глубиной H . Для этого русла записывается уравнение поведения осевой линии русла под действием силы тяжести F_g , силы Кориолиса F_c , силы реакции берега F_{Π} и силы трения $F_{\text{тр}}$. При этом предполагается: 1) неизменность всех характеристик потока в поперечном к берегам русла направлении; 2) пропорциональность силы реакции берега проекции вектора скорости на нормаль к осевой линии русла

$$F_{\Pi} = \frac{1}{\varepsilon} v \sin(\varphi - \theta), \quad (4.123)$$

v — модуль вектора скорости, φ — угол этого вектора с продольной осью x ; θ — угол касательной к оси потока с осью x , ε — коэффициент пропорциональности с размерностью времени. Исходя из малости величин $\varphi - \theta$ и ε , можно записать линеаризованное уравнение перемещения осевой линии русла во времени в безразмерных декартовых координатах

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + \left[\frac{\cos \beta}{F r^2} + \beta \sin \theta \right] \frac{\partial \theta}{\partial x} = - \cos^2 \theta \frac{\partial^2 \theta}{\partial x^2} \quad (4.124)$$

или безразмерных натуральных координатах

$$\frac{\partial \theta}{\partial T} + \left[\int_0^s \left(\frac{\partial \theta}{\partial s} \right)^2 ds + \mu \nu \theta - f(t) \right] \frac{\partial \theta}{\partial s} = - \frac{\partial^2 \theta}{\partial s^2} \quad (4.125)$$

Здесь $T = \epsilon \frac{\nu^2}{\lambda^2} t$; $\beta = \frac{c\lambda}{\nu}$; $c = 2\Omega \sin \nu$;

$$f(t) = \frac{1}{\epsilon} \left\{ \frac{[\partial \theta / \partial t + \epsilon (\partial^2 \theta / \partial s^2)]}{\partial \theta / \partial s} \right\}_{s=0} + \mu \theta(0, t)$$

λ — шаг излучины; t — время; Ω — угловая скорость вращения земли; ν — географическая широта местности для расчета силы Кориолиса. Уравнения (4.124) и (4.125) решаются численно. Показано, что сила тяжести F_g способствует сползанию излуцин вниз по долине; сила Кориолиса "растягивает" левые излучины вдоль оси x и "сжимает" правые; центробежная сила, возникающая на изгибе потока при взаимодействии выше указанных сил, способствует увеличению длины излучины по руслу.

При подборе определенных граничных условий численным методом в [24] получено решение (4.125), которое хорошо аппроксимируется функцией:

$$\theta(s, T) = \omega(T) \cos \pi \frac{s}{S(T)}, \quad (4.126)$$

где $s(T)$ и $\omega(T)$ определяются из дифференциальных уравнений:

$$\frac{ds}{dT} = \pi^2 \nu^2 \frac{\omega^2}{2s}$$

$$\frac{d\omega}{dT} + \pi^2 \nu^2 \frac{\omega}{s^2} = 0$$

Решения уравнения (4.126) в фиксированные моменты времени совпадают с синусом-образованной кривой, полученной в [163].

В результате решения уравнения (4.126) был получен ряд морфометрических зависимостей:

1. Зависимость степени развитости излучины (отношения длины излучины S к шагу λ) от угла ее разворота α :

$$S/\lambda = \exp \left[\left(\frac{\alpha}{4} \right)^2 \right] \quad (4.127)$$

2. Зависимость высоты излучины y_m от α :

$$\frac{y_m}{\lambda} = \frac{H_0(\alpha/2)}{2} \exp \left[\left(\frac{\alpha}{4} \right)^2 \right], \quad (4.128)$$

где H_0 - функция Струве.

3. Зависимость угловой скорости развития излучин da/dt от степени развитости излучины S/λ и угла разворота α :

$$\frac{\lambda^2}{\epsilon v^2} \frac{da}{dt} = 4\pi^2 \frac{\sqrt{\ln(S/\lambda)}}{(S/\lambda)^2} \quad (4.129)$$

$$\frac{\lambda^2}{\epsilon v^2} \frac{da}{dt} = \pi^2 \alpha \exp(-\alpha^2/8) \quad (4.130)$$

4. Зависимость угла разворота излучины от времени (получается в результате интегрирования (4.130)).

5. Зависимость максимальной на излучине скорости поперечного смещения русла N^+ от α :

$$\frac{\lambda^2}{\epsilon v^2} N^+ = \frac{1}{\pi} \frac{\alpha}{\exp[(\alpha/4)^2]} \quad (4.131)$$

6. Зависимость N^+ от R_a/B :

$$\frac{\lambda^2}{\epsilon v^2} N^+ = \frac{11}{\pi} \frac{B}{R_a}, \quad (4.132)$$

где R_a/B - отношение среднего радиуса кривизны излучины и ширины русла (при выводе данной зависимости была использована эмпирическая связь $\lambda = 5,5 B$).

7. Зависимость максимальной на излучине скорости попереч-

ного смещения русла от степени развитости излуины:

$$\frac{\lambda}{\epsilon v^2} N^* = 2\pi \frac{\sqrt{\ln(S/\lambda)}}{S/\lambda} \quad (4.133)$$

Chitale [92] считает, что динамика излуины определяется углом разворота излуины, коэффициентом трения, отношением глубины к ширине H/V . При больших H/V максимальные скорости наблюдаются у вершины излуины, при малых H/V — ниже вершины. В результате у вогнутого берега увеличиваются глубины, и береговой откос становится неустойчивым при выполнении соотношения $H_\delta = (4c/\gamma) \operatorname{ctg}(a/2)$. Здесь H_δ — высота берега от дна по вертикали; c — сцепление, γ — объемный вес грунта; a — крутизна берегового откоса. Берег обрушивается и отступает в глубоких и узких руслах в основном у вершины излуины, поэтому крутизна излуин все более возрастает, т.е. изменяется форма, а не местоположение излуины. Затем осуществляется прорыв шейки излуины, русло укорачивается. При этом увеличиваются уклоны и скорости течения, на вышележащих излуинах возрастает скорость размыва берегов, русло удлиняется. Эти процессы компенсируют друг друга; общая длина русла практически не меняется. В широких и мелких руслах размыв сосредоточен ниже вершины излуины, происходит ее сползание вниз по течению, изменяется положение, а не форма излуины. Граничная крутизна двух типов излуин — $S/\lambda = 1,55$ (S — длина излуины по руслу, λ — по прямой), что соответствует $V/H = 80$.

В.Е.Степанов [43] обнаружил быстрый рост скорости плановых деформаций свободно меандрирующих рек с увеличением размеров рек:

$$y/V = aV + c = 3;7 \cdot 10^{-2}.$$

Для рек с незавершенным меандрированием величина y/V не зависит от размера русла и составляет в среднем $0,9 - 1,0 \cdot 10^{-2}$, т.к. по мере развития спрямляющего протока скорость размыва берегов основного русла уменьшается.

В настоящее время накоплены обширные данные по натурным наблюдениями за размывом берегов речных излуин и характером их перемещения. Так, для р. Биттон (Канада) Nanson и Nickia [194] по возрасту деревьев на пойменных гривах по-

лучили эмпирическую зависимость между скоростью поперечного смещения излучин V и отношением $R_m/B : V$ увеличивается от 0,0 до 0,5–0,7 м/год при R_m/B от 0,0 до 3,0–4,0; с дальнейшим ростом R_m/B величина V уменьшается. Здесь $R_m = (R_1 + R_2)/2$, R_1 – радиус окружности, вписанной в вершине излучины, R_2 – радиус окружности, вписанной в точках смены знака кривизны; B – ширина русла. Сравнение этих данных со скоростями деформаций, полученными сопоставлением разновозрастных аэрофотоснимков или по береговым реперам, показали, что последние характеризуют лишь флуктуации скорости смещения излучин. Флуктуации возникают из-за этапности деформаций излучин: размыв вогнутого берега приводит к увеличению ширины русла и уменьшению скоростей течения, размыв прекращается, происходит активная аккумуляция на пляже выпуклого берега, уменьшение ширины русла, рост скоростей течения, и наступает новый этап размыва вогнутого берега. Непосредственные наблюдения за полем скоростей на излучинах р. Скуомиш (провинция Британская Колумбия, Канада) [129] подтвердили указанную закономерность. Здесь исследовано 9 излучин с R_m/B от $< 2,0$ до $> 8,0$. Детальные измерения поля скоростей (до 90 измерений на одном поперечнике) показали, что скорость у вогнутого берега достигает максимума при $R_m/B \sim 3,0$ и уменьшается как с увеличением, так и с уменьшением R_m/B . При очень крутых поворотах ($R_m/B = 1,14$) у вогнутого берега возникает зона отрыва течения. В [129] выделено 3 стадии развития излучин:

1. Начальная стадия, $R_m/B > 4,0$. Поперечное сечение русла реки на излучине имеет слабую асимметрию. Максимальные скорости потока расположены в центральной части русла, поперечная циркуляция слабая, скорости размыва берегов невелики.

2. Стадия роста, R_m/B 3,0–4,0. Увеличение сил инерции выражается в смещении стержня потока к вогнутому берегу, увеличении здесь донного касательного напряжения и скорости эрозии. Возрастает асимметрия поперечного сечения русла, интенсифицируется поперечная циркуляция. Сильно уменьшается относительная ширина $\frac{B}{H}$. У выпуклого берега скорость потока невелика, здесь формируются пляжи.

3. Завершающаяся стадия, $R_m/B < 3,0$. У вогнутого берега замедляется рост глубины потока, а зона максимальных скоростей смещается в сторону выпуклого берега. Поперечная

циркуляция мощная, но сосредоточена в центре русла. У выпуклого берега увеличиваются скорости потока и донные касательные напряжения. Уменьшается скорость размыва вогнутого берега, увеличивается скорость размыва выпуклого берега, увеличивается скорость подмыва пляжа на выпуклом берегу излучины. При $R_m/B < 2,0$ размыв пляжа выпуклого берега приводит к расширению русла. У вогнутого берега с очень маленьким радиусом кривизны формируется зона отрыва. Здесь происходит аккумуляция наносов, полностью прекращается поперечное смещение излучины. Детально эволюция русла реки на завершающей стадии развития излучин изучена на примере крупных излучин русла р. Маррамбиджи (Австралия) [206]. Она протекает в 4 фазы: 1) за счет сбоя потока к выпуклому берегу происходит его размыв в верхнем крыле излучины, и русло несколько выше вершины излучины расширяется, 2) у вогнутого берега возникает зона тиховода, где формируется осередок, 3) на осередке откладываются тонкие наносы, он закрепляется растительностью, протока у вогнутого берега отмирает, осередок причленяется к берегу и входит в состав поймы, 4) при сужении русла возобновляется размыв выпуклого берега в верхнем крыле и происходит возврат к 1 фазе эволюции излучины.

Jackson [142] показал палеогидрологическую значимость отношения R_m/B . Им выделены следующие фации осадков на пляже выпуклого берега излучины: 1) полностью развитая; в текстуре и гранулометрическом составе осадков прослеживается система русловых форм и поймы, вторичных течений на пляже; 2) транзитная – менее мощные, верхние суглинистые слои, крупнее отложения прирусловых валов, менее распространены текстуры грив; 3) промежуточная.

На верхнем крыле излучины с $R_m/B \geq 5,0$ выделяется транзитная фация, в ее вершине и на части нижнего крыла – промежуточная; у выхода из излучины – полностью развитая. При $1,5 \leq R_m/B \leq 4,0$ на входе в излучину выделяется транзитная фация, до вершины – промежуточная, на нижнем крыле – полностью развитая. При $R_m/B \leq 1,0$ только транзитная фация. От характера перемещения излучины зависит площадь, занятая той или иной фацией.

Для рек со сложной формой русла простые зависимости не описывают процесса смещения излучин и размыва русла. В [97] изучено смещение излучин трех малых притоков р. Маккензи на основании сравнения аэрофотоснимков с промежуточными между залетами 22–25 лет. Только для правильных меанд-

ров отмечено смещение вниз по реке, неправильные изломы русла испытывают крайне нерегулярные деформации.

Как показали эксперименты в 10-метровом лотке с подвижным дном, изогнутым под углом $\varphi 45^\circ, 60^\circ$ и 75° [196], с увеличением угла поворота увеличивается длина зоны отрыва у выпуклого берега, при этом интенсифицируется размыв дна. Длина области вторичной циркуляции l определяется по формуле:

$$l = \frac{\pi R_m \varphi}{180} + \frac{1,77 C H}{\sqrt{g}}, \quad (4.134),$$

где R_m - средний радиус кривизны, C - коэффициент Ше-зи. Подобные области отрыва наблюдались на р. Скуомиш, провинция Британская Колумбия, Канада [130]. При руслона-полюющих расходах воды (350-980 м³/с) при ширине русла ~ 200 м и глубине 8-9 м у вогнутого берега возникает зона отрыва. На границе зоны формируется цепочка вихрей до 10 м в диаметре, которые захватывают насыщенную наносами воду из основного потока и со скоростью ~ 0,3 м/с и периодом ~ 30 с вовлекаются в зону отрыва в ее нижней части. Их радиальная скорость достигает 1,0 м/с, но в застойной зоне отрыва они быстро диссипируют энергию и откладывают наносы. С увеличением расхода воды зона отрыва расширяется в реку. В результате на верхнем крыле и в вершине излучины реки у вогнутого берега формируется аккумулятивное образование - отмель 400 м длиной, 50 м шириной на глубине 2,5 м ниже уровня бровок поймы. Отмель сложена алевритистым песком, в отличие от пляжей у выпуклого берега, сложенных галькой.

Вихревые образования могут способствовать также и размыву берегов излучин. Так, на р. Случь у г. Сарны [11] на спаде половодья живое сечение потока значительно стесняется выросшими у выпуклых берегов излучин пляжами, происходит их размыв и отторжение. При обтекании мысов возникают вихри с вертикальной осью с периодом схода 60-90 с, количество вихрей достигает 8-10. Скорость размыва берега может достигать 2 м/сут.

С целью выявления масштабов боковой эрозии на малых водотоках в Уэльсе и Бордерленде (Великобритания) в [174] проанализированы смещения русел за период 44-78 лет на 100 участках русел водотоков шириной от 1,3 до 54,4 м. 39% русел в своем смещении ограничены естественными края-

ми долины, 21% ограничен искусственно. Величина извилистости русел 1,02-2,48 (в среднем 1,29). Величина смещения русел варьирует от 35 до 876 м²/км² в год и от 0,1 до 5,5% от площади русел. Для Уэльса отмечались в литературе и более значительные величины бокового смещения речных русел (до 1162 м²/км в год при естественном развороте одной излучины и до 18300 м²/км в год при искусственном спрямлении русла).

Hooke [133], следуя результатам Daniel [95], выделил следующие типы переформирований речных излучин: 1) поперечное смещение, 2) продольное смещение, 3) вращение, 4) удлинение, 5) латеральное смещение, 6) усложнение. Из этих простых типов можно составить 70 двойных и тройных комбинаций. Материалы по рекам юго-востока Девоншира (Англия) показывают [133], что из 444 изученных излучин 76% описывается лишь 8 типами деформаций, причем 55% излучин испытывает или продольное, или поперечное смещение, или сложное продольно-поперечное смещение. Вторым по повторяемости является процесс усложнения излучин. Наиболее редко встречается вращение.

Nanson [193] установил на р. Биттон (Канада) значительную разницу в характере деформаций излучин, развернутых вершинами вправо и влево от оси долины. Правые излучины смещаются вбок и вниз по долине, левые - вбок и вверх по долине, при этом их развитие происходит более замедленно, чем развитие правых излучин. В результате правые излучины крупные, крутые, левые - небольшие и пологие. Nanson предполагает, что преимущественное развитие правых излучин является следствием перекаса территории в результате изостатического поднятия. Интересно, что русло реки в целом смещается влево, так как при прорывах излучин справа остаются более крупные старицы и массивы отторгнутой поймы.

Hooke [135] провел сравнение достоверности разных методов определения скорости размыва берегов. При полевых наблюдениях время между съемками русла разных периодов обычно составляет 1-10 лет, при сравнении карт и аэрофотоснимков этот перерыв возрастает до 10-200 лет. По седиментологическим и биологическим критериями можно восстановить положения русла несколько сотен лет назад. В [135] для рек Девоншира используются первые два метода - двухлетние полевые наблюдения и сравнение карт и аэрофотоснимков в м. 1:2 500 за период 1842-1975 гг. Измеренные по картам средние скорости размыва располагаются в диапазоне 0 -

1,79 м/год. Полевые наблюдения дают средние скорости 0,08–1,18 м/год, максимальные 0,19–2,58 м/год. Разница объясняется как ошибками при измерениях по картам, так и импульсивным характером размыва берегов. Возможно также, что в исследуемом районе скорость размыва берегов рек увеличилась в последнее время за счет изменения характера землепользования. Нооке [135] собрал опубликованные в литературе материалы по скоростям размыва берегов (табл. 18) и детально проанализировал деформации на излучинах рек Эск, Криди, Калм, Акс и др. [134, 135] (табл. 18, 19). В первом приближении скорость размыва берегов V зависит от площади водосбора реки A км²

$$V = 8,67 + 0,114 A \quad (r = 0,73) \quad (4.135)$$

или

$$V = 2,45 A^{0,45} \quad (r = 0,63) \quad (4.136)$$

С площадью водосборов A связывают скорость размыва берегов также Suzuki и др. [237], предложившие формулу для скорости размыва берегов поймы и террас р. Иваки (Япония):

$V \sim \sqrt{\frac{A \cdot I_0}{C_c}}$, где I_0 – уклон днища долины, C_c – сопротивление сжатию во влажном состоянии.

Нооке [135] отмечает, что скорость эрозии берегов увеличивается с увеличением расхода воды по линейной зависимости. Этот вывод подтверждается также данными [136] наблюдений за размывом берегов в 1972–1974 гг. на 3 излучинах р. Каунд (Шропшир, Великобритания). Однако из-за малой повторяемости больших расходов воды максимум общего объема размыва берегов приходится на расходы повторяемостью несколько раз в год, чаще всего близкие к руслонаполняющим [135] (табл. 20).

Нооке [134] провел статистический анализ относительной значимости различных факторов для скорости размыва берега. Максимальный расход воды данного паводка, при котором измерена величина эрозии берега, в большинстве случаев стоит лишь на 4–5-м месте по значимости для оценки средней скорости эрозии берега. Он существенен там, где происходит прямой размыв берега потоком. Скорость увеличения расхода воды имеет важное значение, особенно для максимальных скоростей размыва берега. Этот фактор определяет скорость водонасыщения грунта, формирование у берега турбулентных вихрей. Довольно большое значение имеют величины предыдущего

Морфологические характеристики участков размыва берегов

Река, участок	Скорости размыва, см/год	Площадь водосбора, км ²	Длина участка, км	В/Н	Процент аллювита и глины	Уклон, %	Радиус кривизны	Высота берега, м	Эск	
									А	Б
А	0,85	620,0	100	25,0	46,1	0,987	700,0	1,00	С	0,14
Б	0,35	620,0	120	13,0	48,0	0,987	200,0	2,00	Д	0,06
Криды	0,07	235,0	28	20,0	51,1	0,987	62,6	1,50	Е	0,07
Камн нижний	0,35	270,0	60	7,2	65,4	0,987	2,140	15,0		0,35
Камн верхний	0,41	135,0	90	13,9	58,5	0,987	1,419	30,0		0,41
Акс	0,27	288,0	60	10,0	60,0	0,987	2,170	15,0	1	0,27
2	0,42	288,0	60	15,0	81,1	0,987	2,910	20,0	2	0,42
3	0,10	288,0	33	12,0	67,7	0,987	2,910	62,5	3	0,10
4	0,20	288,0	60	12,0	61,6	0,987	2,910	62,5	4	0,20
5	0,17	288,0	60	25,0	59,1	0,987	2,910	62,5	5	0,17
Япти	0,28	51,0	30	15,0	68,0	0,987	2,910	20,0		0,28
Колн	0,32	74,0	20	18,3	68,8	0,987	3,580	22,0		0,32
Хукмур-Брук	0,08	9,6	30	4,2	69,5	0,987	6,488	7,0		0,08

Уклон в %

Опубликованные скорости размыва берегов рек мира

Река	Площадь водосбора, км ²	Ширина, м	Средний расход воды, м ³ /с	Скорость размыва берегов, м/год	Период измерений	Метод
Орао, США	-	-	-	0,357	1807-1958	карты
Эндрик, Шотландия	97,66	25	6,94	0,5	1896-1957	карты
Уарт, США	6042	-	66,2	0,67	1937-1968	карты
Брахмалутра, Индия	934 990	6000	1898	6-275	1881-1963	карты
13 000	15-792	1944-1952	карты			
Пембина, Канада	-	64	19,2	3,35	1910-1956	карты
Ман, Миссури, США	-	91,5	16	1,7-7,0	100 лет	карты
Де Мойн, США	-	-	6,6	1880-1970	карты	деревья, от- ложенная
Витон, Канада	16 000	370	225	0,48	250 лет	деревья, от- ложенная
Крофордсберн, Сев. Ирландия	3	2-3	-	0-0,5	1966-1968	штильски
Клади, Сев. Ирландия	4	2-2,5	0-0,064	1966-1968	карты	карты
Калд, Англия	100	17	4	0,64	1972-1974	карты
Висла, Польша	-	-	22,5	8-11	1970-1972	карты

Таблица 19

Таблица 18

Продолжение таблицы 19

Река	Площадь водосбора, м ²	Ширина, м	Средний расход воды, м ³ /с	Скорость размыва берегов, м/год	Период измерений	Метод
Дунаец, Польша	-	30-120	40	0,4-1,0	-	карты
Миссисипи, США	-	1200	16800	0,61-305	-	карты, отложения
Хернад, Венгрия	5400	50-60	10-30	5-10	1937-1972	карты
Рейдол, Англия	179	-	-	1,75	1951-1971	" "
Тайфри, Англия	633	-	-	2,65	1905-1971	" "
Боллин-Дин, Англия	114	13	39	0,16	1872-1935	" "
Боллин-Дин, Англия	120	3-12	-	-	1935-1973	" "
Чемунг, США	-	-	-	0,01-0,09	1967-1969	шпильки
Кларалвен, Швеция	5420- 11 820	120	650	3,05	1938-1955	аэрофотоснимки
Торренс, Австралия	78	5-10	-	1,6	1950-1956	полевые измерения
				0,23	1800-1850	рентген
				0,32	1850-1950	карты
				0,58	1960-1963	" "
						шпильки

Источник: [135]

Таблица 20

Анализ повторяемости величин размыва берегов

р. Эск	Участок D Средний расход воды 122,31 м ³ /с Ширина русла 50,0 м Уравнение размыва берега $y = 12,34 + 0,335 x$			
	Расход, м ³ /с	Повторяемость, дн/год	Размыв, см	Процент об- щего размы- ва
	50	12,7200	4,4	47,5
	80	6,9800	14,5	85,7
	100	4,6800	21,2	84,1
	120	3,1400	27,9	74,2
	150	1,7300	37,9	55,6
	200	0,6370	54,7	29,5
	250	0,2342	71,4	14,2
	350	0,0318	104,9	2,8
	450	0,0043	138,4	0,5
Руслона- полняющий	140	2,1100	34,6	61,7
р. Криди	Участок 1 Средний расход воды 59,00 м ³ /с Ширина русла 46,56 м Уравнение размыва берега $y = 1,27 + 0,12 x$			
	20	6,930	1,13	30,1
	30	5,590	2,33	50,1
	40	4,510	3,53	61,2
	60	2,940	5,93	67,1
	80	1,910	8,33	61,2
	100	1,240	10,73	51,3
	120	0,809	13,13	40,9
	150	0,425	16,73	27,4
	200	0,145	22,73	12,7
Руслона- полняющий	250	0,050	28,73	5,5
	55	3,270	5,33	67,0

р. Акс	Участок 1 Средний расход воды 66,34 м ³ /с Ширина русла 31,6 м Уравнение размыва берега $y = -0,18 + 0,045 x$			
	Расход, м ³ /с	Повторяемость, дн/год	Размыв, см	Процент обще- го размыва
Руслона- полняющий	10	17,8900	0,25	29,8
	20	13,0400	0,72	62,9
	30	9,4900	1,17	74,0
	40	6,9200	1,62	74,7
	60	3,6700	2,52	62,1
	80	1,9500	3,42	44,5
	100	1,0300	4,32	29,7
	150	0,2100	6,57	9,3
	200	0,0430	8,82	2,6
	250	0,0089	11,07	0,7
р. Калм	Участок нижний Средний расход воды 38,19 м ³ /с Ширина русла 28,2 м Уравнение размыва берега $y = 0,49 + 0,079 x$			
	Расход, м ³ /с	Повторяемость, дн/год	Размыв, см	Процент обще- го размыва
Руслона- полняющий	10	8,1600	1,28	43,4
	20	5,7200	2,07	49,3
	30	4,0100	2,86	47,7
	40	2,8100	3,65	42,7
	50	1,9700	4,44	36,4
	80	0,6800	7,61	21,6
	100	0,3400	8,39	6,9
	150	0,0570	12,34	2,9
	200	0,0096	16,29	0,7
	18	6,1400	1,91	48,8

максимального расхода воды и минимального расхода воды перед паводком. Эти величины определяют подготовленность берега к эрозии. Одним из самых важных факторов является показатель водонасыщенности грунта, особенно там, где разрушение берегов происходит за счет обваливания блоков породы на фазе спада паводка. По сочетанию ведущих факторов в [134] выделено 4 типа берегов:

1. Берега, эродируемые прямым размывом в высокую воду (главную роль играет максимальный расход паводка).
2. Берега, сложенные песчаным материалом, где в основном происходит блоковое обрушение уступов и большое значение имеет влагонасыщенность грунта.
3. Берега с устойчивыми к размыву грунтами (важны и расходы воды, и влажность грунта).
4. Берега, где размыв происходит только в самую высокую воду.

Размыв берегов 1 типа изучен [124] на вогнутом берегу изгиба русла р. Огайо (штат Кентукки, США), прикрытом островом, на 5 участках пойменного уступа с разной литологией (от глины до песка), со скоростями течения у берега от 0,15 до 0,9 м/с в паводок. Отступление происходит не с постоянной скоростью, а импульсами, в основном в высокую воду и после ливней. Максимальная неустойчивость связана с наличием песчаных слоев в пойменном уступе, с течениями, которые смывают с нижней части уступа осыпавшийся материал, с выходами грунтовых вод в береговом уступе, с морозным выветриванием и циклами смачивания - высыхания грунта. На месте песчаных слоев вымываются ниши, слои суглинка обрушиваются небольшими блоками, без массивных оползней. Обследование берегов этой реки на значительном протяжении [123] показало, что увеличение стока грунтовых вод, связанное с характером землепользования, локально значительно увеличивает скорость размыва берегов. Размыв берегов из-за развития оползневых процессов представляет собой широко распространенное явление. Так, на р. Белой выше ее слияния с р. Уфой [35] ложе поймы сложено известняками и плотными глинами. В основании поймы лежит песчано-гравийный слой мощностью 0,5-1,0 м, выше залегает слой прочных суглинков мощностью 7-8 м. В половодье песчаный слой оказывается под водой, размывается и насыщается влагой и, становясь пльвуном, выжимается суглинистой толщей. Это сопровождается проседанием и практически горизонтальным сползанием в русло на расстояние до 20 м блоков суг-

дianка, которые нарушают форму русла и быстро (на 5-8 м/год в вершинах излучин) размываются потоком.

Несколько иначе происходит размыв берегов на изученных Pizzuto [217] 16 реках штатов Миннесота, Айова и Небраска (США), где береговые уступы также имеют двучленное строение: сверху залегает пласт суглинка, внизу - пласт песка. Чаще размываются вогнутые берега излучин в такой последовательности: 1) вымывается ниша в нижнем песчаном слое, 2) при наличии горизонтальных ослабленных зон в пласте суглинка могут обвалиться его нижние пласты, 3) образуются вертикальные трещины разрыва, и блок суглинка обваливается в воду. Критическое значение сопротивления размыву $l = \gamma b^2/h$, где γ - объемный вес грунта, b - ширина нависающего блока, h - его высота. T определяется экспериментально по параметрам обрушивающихся блоков в полевых условиях и составляет 4,7-13,6 кПа. Сопротивление разрыву образцов суглинков из береговых обрывов, составляющее 1,0-22,0 кПа, возрастает с увеличением содержания корней растений в грунте. С ростом сопротивления грунтов сдвигу увеличивается высота берегов, т.е. с ростом высоты береговых уступов увеличивается вероятность формирования оползней, высокие берега могут быть образованы только прочными грунтами. При высоте берегов < 3 м отсутствует связь между устойчивостью грунтов и высотой береговых уступов. Стабильность берега перестает определяться инженерно-геологическими свойствами грунтов и зависит в основном от скорости размыва нижнего песчаного слоя. Основные типы оползания и обваливания берегов речных русел описаны в [249]. Там же приведены формулы, по которым можно оценить, какой из типов разрушения берегового обрыва с нишей наиболее вероятен.

На мелких реках размывы берегов могут быть связаны с местными заломами из бревен [150]. Заломы вызывают значительное локальное расширение русла и аккумуляцию материала, в результате образуются осередки, и в меандрирующем русле возникает разветвленный на протоки участок. Кроме того, заломы способствуют прорыву излучин.

На такой крупной реке, как Миссисипи, со среднегодовым расходом воды 12 000 м³/с размыв высокого (27 м) уступа, сложенного плейстоценовыми песками и глинами, в вершине излучины у Порт-Хадсон происходит при совместном воздействии процессов подмыва нижней части уступа и оползания блоков грунта с его склона [153]. Средняя скорость размыва при этом контролируется положением вершины изгиба оси

стержня потока: когда она располагалась у измеряемого профиля в 1971–1975 гг., скорость отступления берега составляла 18,9 м/год, когда она сместилась вниз по течению, скорость размыва уменьшилась до 6,8 м/год. Около 61% объема эрозии сосредоточено на подъеме половодья и 66% приходится на время стояния уровня воды выше бровок поймы. В период подъема уровней воды величина эрозии в основном зависит от высоты подъема уровня воды и количества выпадающих осадков, которые увеличивают вероятность развития оползней в период спада уровня, а также от продолжительности стояния воды выше бровок поймы. Кроме указанных факторов, на скорость размыва берегов большое влияние оказывает характер растительности на них. Наблюдения в бассейне ручья Наррейтор-Брук (графство Дартмур, Великобритания) [188] показали большую скорость размыва берегов, поросших еловым лесом, чем незалесенных. На незалесенных берегах при размыве уступ берега перекрывается нависшим плотным слоем дернины толщиной до 25 см, который останавливает дальнейшую эрозию. На залесенных берегах дернины нет, негустая сеть корней размыву берегов не препятствует. С другой стороны, наблюдения на более крупной реке Вепш (Польша) [207] шириной до 30 м, глубиной 3–5 м, с радиусами кривизны излучин 80–110 м не обнаружили существенных размывов залесенных берегов, где корневая система деревьев проникает до глубины 2 м. На участках берега, не защищенных древесной растительностью, размыв составил $\sim 0,40$ м/год.

Эксперименты по размыву погруженных в естественный поток образцов грунтов берега с разным содержанием $x\%$ корней [240] показали, что при скорости течения 1,5–1,6 г/с размыв у см/час определяется зависимостью $y = 0,79x^2$.

Обычное для берегов р. Александра (провинция Альберта, Канада) содержание 16–18% корней в грунте берегов и 5 см дернины определяет при этих скоростях течения скорость размыва 0,018 см/час. Так как такие скорости в реке наблюдаются 5 дней в год, фактическая скорость размыва берега составляет 4,2 см/год. На реках с относительно редко затопляемой поймой крутые излучины могут быть прорваны в результате размыва берегов русла. Развитие такой излучины Биг-Бенд на р. Бразос и ее прорыв описаны в [221]. За счет увеличения асимметрии формы нижней по течению излучины и ее смещения вверх по реке ширина шейки излучины сократилась с 520 м в 1910 г. до 8 м в 1975 г. В межень 1975 г. в результате подмыва и обрушения берега сомкнулись

стенки склонов верховой и низовой части шейки излучины, и в ней образовалось понижение. Воды реки Бразос поступили в это понижение и начали его размывать только при относительно высоком паводке.

Однако за длительный период потери длины реки за счет прорывов чаще всего компенсируются увеличением за ее счет развития меандр. Так, на р. Хернад (Венгрия) [162] за 1957-1972 гг. на 108 км участке произошло 19 спрямлений излучин, как искусственных, так и естественных. В результате длина реки уменьшилась на 3220 м. За тот же период за счет развития излучин реки ее длина увеличилась на 5170 м. Общие изменения составили не более 0,1% длины реки за год, что дало основание автору [162] утверждать, что река находится в состоянии динамического равновесия. К аналогичным выводам пришел А.Т.Власов [9], получивший для свободно меандрирующей р. Десны на период с 1898 по 1939 гг. общее изменение длины на 5%, за период с 1939 по 1963 гг. - на 1% и при многочисленных прорывах излучин и их развитии. Rychborsh показал [230], что, если искусственное или естественное спрямление излучин не сопровождается значительными работами по укреплению берегов, то через время 30-1000 лет. извилистая форма всего русла восстановится. Если берега будут укреплены - возникает вторичная извилистость оси потока и формирование цепочки побочней. Это явление связано с увеличением энергии потока в результате увеличения его уклона при спрямлении излучин, интенсификации боковой и глубинной эрозии. В [230] предложено с помощью землечерпания добиваться такого же уклона dna укороченного русла, какой был до спрямления излучин.

В.В.Лысенко [32] отмечает, что темпы плановых деформаций излучин в зоне переменного подпора водохранилища Новосибирской ГЭС уменьшились в 1,2-1,5 раза. Для нижнего бьефа гидроузла получена зависимость скорости деформации берегов излучин основного русла реки V м/год, от коэффициента трансформации волн попусков K :

$$V = \exp(0,565K + 0,458). \quad (4.137)$$

Составлен прогноз плановых переформирований русла, который позволил указать границу пояса меандрирования на последующие 15 лет с учетом геологического строения русла.

Graf [117] предложил вероятностный подход к оценке размыва берегов речных русел. Он показал, что вероятность P_{ij}

размыва рекой некоторого участка днища речной долины с координатами i и j за n лет зависит от расстояния до русла реки поперек (d_1) и вверх (d_u) по долине и повторяемости r паводков:

$$P_{ij} = a_0(d_1)^{b_1}(d_u)^{b_2} \left(\sum_{r=1}^n r \right)^{b_3}. \quad (4.138)$$

Коэффициенты рассчитываются методом наименьших квадратов для конкретного участка русла реки по серии карт русла и по данным гидрологических наблюдений. Так, для ручья Пилито-Крик (шт. Аризона, США) на основании 24 съемок и гидрологических данных для периода 1937-1978 гг. $a_0 = 3960$, $b_1 = -1,432$, $b_2 = -0,912$; $b_3 = 0,222$.

4.6. Морфология и динамика русел рек, разветвленных на рукава

Рекам с разветвленными на рукава руслами (имеются в виду островные и пойменные разветвления) посвящена не очень обширная литература. Наиболее подробно их морфология и динамика изучены Р.С.Чаловым [46, 47]. Ему принадлежат следующие наблюдения: в простых симметричных одиночных узлах разветвления русло реки разделяется островом на два рукава, между которыми в многолетнем плане происходит периодическое перераспределение речного стока за счет поперечного перекрытия их истоков перемещающимися побочными. В несимметричных одиночных узлах разветвления один из рукавов более изогнутый, чем другой. Такие изогнутые рукава несколько мелеют в многоводные годы и углубляются в маловодные. Таким образом, в несимметричных узлах периодичность развития рукавов за счет движения побочной усложняется чередованием многоводных и маловодных лет. В сложных одиночных узлах разветвления в расширении русла реки два главных рукава разделены группой островов, между которыми развиты мелководные протоки, которые никогда не становятся основными рукавами. Для узлов разветвления этого типа характерна вторичная разветвленность развивающегося рукава: из-за большого расхода наносов он разделяется на протоки разветвлениями второго порядка; протока второго порядка может разделяться небольшим островом на протоки третьего порядка. Можно говорить об иерархии разветвлений, каждый порядок которых определяется некоторым интервалом руслоформирующих

расходов. В отмирающем рукаве узла слияния часто формируются излучины.

В условиях развития простых сопряженных систем рукавов главное течение реки огибает цепочку островов, проходя последовательно то в правом, то в левом рукаве. В результате система более многоводных и система менее многоводных рукавов формируют своеобразные извилины, а вместе образуют "восьмерки". В маловодных рукавах "восьмерки" скорости течения в 2-3 раза меньше, чем в более многоводных рукавах, поэтому маловодные рукава постепенно забиваются мелями. Перераспределение расхода воды из одной системы рукавов в другую происходит в силу тех же причин, что и в одиночных разветвлениях. Однако переход основного течения из правого в левый рукав в верхнем звене сопряженных разветвлений приводит к подобному переходу из левого рукава в правый в следующем по течению звене и так далее, пока во всех узлах многоводный рукав не станет маловодным и наоборот.

По морфологии узлы сопряжения рукавов делятся на нормальные, когда узел разветвления рукавов нижнего звена располагается непосредственно ниже узла слияния верхнего звена; удлиненные, когда соседние узлы слияния и разветвления разделены прямолинейной однорукавной вставкой, и сдвинутые, когда узел слияния верхнего звена оказывается ниже по течению, чем узел разветвления нижнего звена. Сдвинутый тип узла сопряжения характерен для наиболее устойчивого русла; удлиненный - для наименее устойчивого.

В сложных сопряженных разветвлениях системы главных рукавов разделены цепочкой островных массивов, каждый из которых разделен поперечными протоками, соединяющими основные рукава. По этим протокам происходит переток воды из одной системы рукавов в другую, в результате чего более маловодный в начале узла рукав может стать более многоводным в конце узла. В многолетнем плане изменение вероятности основных систем рукавов подчиняется той же закономерности, что и в простых сопряженных разветвлениях.

Как и для одиночных разветвлений, для сопряженных разветвлений на периодичность многолетней смены водности систем рукавов накладывается межгодовая периодичность, связанная с чередованием многоводных и маловодных лет. Для сложно сопряженных разветвлений характерна даже внутригодовая смена роли систем рукавов: во время половодья основной сток воды проходит по одной системе рукавов, которые имеют боль-

шие радиусы кривизны; в межень основной сток воды переходит в противоположную систему рукавов.

Нарушения в развитии систем сопряженных рукавов вызываются ограничивающими факторами. Наличие многолетней мерзлоты на дне русла мелководного рукава замедляет процесс углубления рукава при наметившейся тенденции перехода в него основного расхода воды. В результате перестройка всей системы замедляется. Выходы скальных грунтов на дне какого-либо рукава могут полностью остановить его развитие. Наличие ведущего прямого коренного берега чаще всего способствует сохранению вдоль него основного течения реки, вне зависимости от русловых переформирований, которые произошли выше по течению. В таких случаях часто формируется особый тип разветвлений – русла с односторонними разветвлениями. Р.С.Чалов [46, 47] выделяет также разбросанное – разветвленное русло, сложность морфологии и переформирований которого не позволяет отнести его к какому-либо из перечисленных выше типов.

В большинстве случаев исследователи разветвленных на рукава русел ограничиваются выяснением генезиса отдельных островов и их динамики. Так, на реке Амазонка формирование островов происходит двумя способами [141]: 1) при образовании новой протоки оказывается изолированным участок поймы, 2) остров формируется на основе песчаного осередка в русле. Остров Маршантария, расположенный в 15 км выше устья р. Рио-Негру, принадлежит по второму типу. Размеры острова 8 × 4 км, он образован длинными гривами, которые окаймляют большое озеро в центре острова. Аккумуляция наиболее интенсивна в верхней части острова. С начала XX в. площадь острова увеличилась вдвое. Подобное исследование проведено для островов р. Дунай [219].

В [114] описан режим типичной многорукавной реки Брахмапутры-Джамуны в низовьях, где сток воды составляет 592 км², сток наносов 626 млн. т в год. Русло реки неустойчиво, средний диаметр частиц донных грунтов составляет 0,05–0,15 мм. Скорость размыва берегов варьирует от 600 до 7 м/год. Из-за этого днище долины состоит из сужений шириной 6–12 км и расширений до 18 км. Левый берег реки размывается сильнее, у правого в основном происходит аккумуляция наносов. В русле большое количество осередков, которые быстро зарастают и превращаются в острова. Острова смещаются вниз по реке на расстояние до 1,5 км за поلو-водье, т.е. практически на полную свою длину. Соответственно,

велики поперечные миграции оси максимальных глубин русла, они достигают за половежье 600 м.

В результате эволюции русловой многорукавности в условиях, когда отшнуровывающиеся от основного русла протоки не отмирают, возникает пойменная многорукавность. Это чаще всего происходит при прохождении руслоформирующих расходов воды выше бровок поймы [46]. В [29] отмечается, что пойменная многорукавность является дальнейшим развитием незавершенного меандрирования. Часть проток образуется при переливе воды из одного рукава в другой, вызванном перекосом поверхности поймы. Некоторые формируются на месте русел притрков реки на пойме или в местах сосредоточенного стока из оврагов. Протоки возникают также в результате размыва поверхности поймы пойменными течениями. В [241] описано формирование пойменной рукавности (anastomosed system) в зоне подпора реки Александра (Канада) ее притоком. Показано, что для рек с пойменной рукавностью характерны меньшие уклоны и отношения V/H , чем для осередковых русел. Здесь наблюдается общий вертикальный рост пойменных островов за счет накопления на них илистых частиц со скоростью 30 см/100 лет при очень малой скорости размыва берегов и горизонтальных перемещений проток [240].

5. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Обзор работ по русловым процессам последнего десятилетия показал, что за этот период большие успехи были достигнуты в изучении механизма формирования всех типов русловых микро-, мезо- и макроформ. В основном эти успехи связаны с применением в этой области теории гидродинамической устойчивости. Аналитические и численные решения различных модификаций линеаризованных уравнений движения потока с малым начальным возмущением, неразрывности для жидкости и наносов позволили:

1. Теоретически обосновать существование двух больших классов микроформ (условно, дюн и рифелей), определить границы их существования.
2. Детально проанализировать зависимость основных морфологических параметров микроформ первого класса (дюн) от определяющих гидравлических факторов.
3. Определить области существования различных типов ме-

зоформ в прямолинейном русле с неразмываемыми берегами — ленточных гряд, побочней и осередков.

4. Теоретически обосновать зависимости между размерами побочней и определяющими гидравлическими параметрами.

5. Наметить новые подходы к проблеме развития речных излучин в русле с размываемыми берегами.

6. Теоретически получить зависимости для размеров, формы излучин (в том числе крутых, асимметричных), скорости их продольного поперечного перемещения.

В литературе по русловым процессам наметился переход от получения сугубо эмпирических связей между морфологией и динамикой русловых форм и определяющими их гидравлическими характеристиками потока к выводу соответствующих теоретических зависимостей.

Исследование морфологии ведется на базе количественного описания размеров и формы русловых образований, с привлечением методов корреляционного и спектрального анализов для выявления характерных размеров русловых форм. Созданы математические модели для описания морфологии дюн, меандров, островов. Продолжаются попытки создания математических моделей, удовлетворительно описывающих динамику русловых образований.

Натурные и экспериментальные исследования морфологии и динамики производятся в основном по комплексной программе, позволяющей получать детальные сведения о динамике руслового потока, литологии и морфологии дна и берегов рек, их изменениях.

Тем не менее появляющиеся все в большем количестве математические модели условий формирования, морфологии и динамики руслового рельефа не охватывают всего качественного многообразия проявлений руслового процесса. Решение линеаризованных уравнений движения потока приводит к исследованию двух-трех классов внутрирусловых и донных форм, которые условно идентифицируются с мезоформами, дюнами и рифелями. Однако в натуральных условиях только одновременно существующих микроформ часто выделяется более 4 типов разных размеров. Не менее разнообразны по размерам и мезоформы.

Наиболее слабая количественная основа подведена под классификацию форм русла (макроформ). Особенно это касается русел рек, разветвленных на рукава. Достоверно выявленные их морфологические и динамические свойства не получили в настоящее время теоретического обоснования. Не-

«смотря на значительный прогресс в разработке математических моделей динамики макроформ, размыва берегов речных русел, имеющиеся формулы для прогноза этого явления далеки от совершенства.

Число статей, посвященных количественному описанию морфологии и динамики руслового рельефа, созданию математических моделей формирования отдельных русловых форм и их комплексов, в последнее время стремительно увеличивается. Дальнейший прогресс в этой области связывается с непосредственным математическим моделированием на мощных ЭВМ процесса взаимодействия потока и русла с учетом нелинейных эффектов.

Список условных обозначений

(за исключением специально оговоренных в тексте)

- Q - расход воды;
- B - ширина русла;
- B_0 - ширина днища долины;
- H - глубина русла;
- p - давление;
- v - скорость течения;
- $v_x; v_y; v_z$ - компоненты вектора скорости потока;
- v_* - динамическая скорость;
- I - уклон свободной поверхности;
- $I_{дн}$ - уклон дна русла;
- I_0 - уклон днища долины;
- τ_0^* - донное касательное напряжение;
- $\tau_{кр}$ - критическое донное касательное напряжение, при котором начинается движение наносов;
- θ, θ^* - безразмерное касательное напряжение;
- $\theta_{кр}$ - критическое θ , при котором начинается движение наносов;
- θ' - θ , вычисленное для зернистой шероховатости;
- v_n - неразмывающая скорость;
- E - энергия турбулентности;
- τ_{ij} - компоненты напряжений турбулентного трения;
- l - длина пути смещения;
- C - коэффициент Шези;
- Re - число Рейнольдса;
- Re_d - число Рейнольдса по крупности донных наносов;
- $Fr = v/\sqrt{gH}$ - число Фруда;

- ρ_w - плотность воды;
 d - диаметр донных грунтов;
 $d_{отм}$ - диаметр частиц отмостки;
 q_0 - общий удельный расход наносов;
 q_b - удельный расход влекомых наносов;
 q_s - удельный расход взвешенных наносов;
 ρ - мутность воды;
 ϕ_b - безразмерный удельный расход влекомых наносов;
 ϕ_s - безразмерный удельный расход взвешенных наносов;
 Δq_0 - изменение общего расхода наносов по длине верхового откоса гряды;
 n - пористость донных грунтов;
 ρ_s - плотность донных грунтов;
 δ - сдвиг фаз между донным касательным напряжением и расходом наносов;
 ϕ - угол внутреннего трения донных грунтов;
 Δ - характерный размер шероховатости;
 L_g - длина гребня гряды;
 $\lambda_{г}$ - шаг гряды;
 $h_{г}$ - высота гряды;
 $V_{г}$ - скорость смещения гряды;
 λ, L - шаг излучины;
 S - длина излучины по руслу;
 R - радиус кривизны излучины;
 P - извилистость русла;
ПР - параметр рукавности;
 k - волновое число;
 k_H - безразмерное волновое число по глубине;
 k_B - безразмерное волновое число по ширине;
 c - скорость развития начального возмущения;
 c_r - действительная часть c ;
 c_i - мнимая часть c ;
 x, x_1 - продольная координата;
 y, x_2 - поперечная координата;
 z, x_3 - вертикальная координата;
 η - отметка дна;
 t - время;
 g - ускорение свободного падения;
 ν - кинематический коэффициент вязкости;
 κ - постоянная Кармана.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абдурауфов Р.Р., Нуритдинов З.Н. Причины возникновения гряд и их основные элементы. "Тр. Среднеаз. НИИ ирригации", 1975, вып. 147, 64-69
2. Артамонов К.Ф., Крошкин А.Н., Талмаза В.Ф. Основные принципы теории руслового процесса устойчивых русел горных рек. "Динамика и термика рек и водохранилищ", М., Наука, 1984, 139-144
3. Базилевич В.А. Экспериментальные исследования размыва берегов гравийно-галечных русел. "Гидравл. и Гидротехн.", 1982, 35, 60-65
4. Базилевич В.А., Гайдученко В.И. Экспериментальное исследование формирования гравийно-галечных русел. "Вод. ресурсы", 1978, № 3, 169-184
5. Брюханов В.А. Морфометрические характеристики песчаных гряд рек бассейна Верхней Оби. "Тр. Зап.-Сиб. регион. НИИ", 1981, № 52, 27-31
6. Брюханов В.А. Некоторые особенности донных песчаных гряд в нижнем течении р. Бии. "Тр. Зап.-Сиб. регион. НИИ", 1983, № 60, 72-80
7. Великанов М.А. Русловой процесс. М., Физматгиз, 1958, 396
8. Виноградов В.А. Натурные исследования влияния гидрологического режима на морфологию русла р. Полометь. "Тр. Гос. гидрол. ин-та", 1981, № 279, 57-74
9. Власов А.Т. О деформациях излучин свободно-меандрирующих рек (на примере р. Десны). "Тр. Гос. гидрол. ин-та", 1977, № 242, 3-14
10. Гендельман М.М. О формах речных излучин. "Сб. работ по гидрол. Гос. гидрол. ин-т", 1982, № 17, 197-207
11. Герашенко М.Н. Исследование русловых деформаций р. Случь у г. Сарны. "Тр. Укр. н.-и. гидрометеорол. ин-та", 1983, Киев, № 194, 128-134
12. Грачев Н.Р. К расчету плановых деформаций меандрирующих рек. "Вопр. гидрол. суши. Докл. конф. мол. ученых и спец., Ленинград, февр., 1981". Л., 1982, 152-157
13. Грачев Н.Р. Метод расчета плановых деформаций речной излучины. "Тр. Гос. гидрол. ин-та", 1983, № 288, 72-86
14. Гринвальд Д.И., Никора В.И. Статистический анализ микроформ речного дна. "Метеорол. и гидрол." 1982, № 7, 88-93

15. Гришанин К.В. Устойчивость русел рек и каналов. Л., Гидрометеоздат, 1974, 144
16. Гришанин К.В. Динамика русловых потоков. Л., Гидрометеоздат, 1979, 312
17. Дикий Л.А. Гидродинамическая устойчивость и динамика атмосферы. Л., Гидрометеоздат, 1976, 108
18. Динамика и термика рек и водохранилищ. М., Наука, 1984, 296
19. Дмитриева Г.А., Кевлишвили Г.П., Кромская Т.П., Михайлова Н.А., Петров В.Н., Савин Н.Г., Шевченко О.Б. Исследование статистических характеристик полей скорости и мутности взвесенесущего потока и статистических характеристик деформированного дна. "Тр. IV Всес. гидрол. съезда", т. 10, Л., Гидрометеоздат, 1976, 172-179
20. Елфимов В.И. Оценка суммарного коэффициента шероховатости при дюнно-грядовом рельефе дна. "Результаты исследований речных русел и гидротехнических сооружений", 1983, 28-41
21. Иванов В.В., Матвеев Б.В., Чернов А.В. Особенности развития речных излучин при изменении условий руслоформирования. "Геоморфология", 1983, № 3, 71-78
22. Замышляев В.И. О причинах меандрирования рек (обзор работ зарубежных авторов). "Вопросы гидрологии суши", Л., Гидрометеоздат, 1978, 133-141
23. Замышляев В.И. О плановой устойчивости прямого русла. "Тр. Гос. гидрол. ин-та", 1982, № 278, 48-55
24. Замышляев В.И. Математическая модель плановых преформирований речного русла. "Тр. Гос. гидрол. ин-та", 1983, № 288, 56-72
25. Знаменская Н.С. Донные наносы и русловые процессы. Л., Гидрометеоздат, 1976, 191
26. Караушев Л.В. Теория и методы расчета речных наносов. Л., Гидрометеоздат, 1977, 272
27. Кондратьев Н.Е. Основные положения гидроморфологической теории руслового процесса. "Сб. Реч. гидравлика и русловые процессы", 4.2, М., изд. Моск. ун-та, 1976, 3-22
28. Кондратьев Н.Е. Использование принципа отражения при исследовании движения потока на речной излучине. "Тр. Гос. гидрол. ин-та", 1982, № 278, 3-17
29. Кондратьев Н.Е., Попов И.В., Снищенко Б.Ф. Основы

- гидроморфологической теории руслового процесса. Л., Гидрометеоздат, 1982, 272
30. Копалиани З.Д. Приближенный метод расчета перемещений мезоформ речного русла. "Тр. Гос. гидрол. ин-та", 1983, № 288, 9-15
 31. Котков В.М. О механизме формирования донного профиля под действием поступательного потока. "Метеорол. и гидрол.", 1977, № 7, 68-73
 32. Лысенко В.В. Динамика русловых форм Оби в зонах регулирования стока Новосибирского гидроузла. "Тр. Зап.-Сиб. регион. НИИ", 1983, № 60, 64-69
 33. Михинов А.Е. Неустойчивость донных волн в деформируемом русле. "Метеорол. и гидрол.", 1983, № 11, 84-91
 34. Михинов А.Е. Плановая неустойчивость деформируемых русел. "Метеорол. и гидрол.", 1984, № 6, 87-95
 35. Непочатых В.П. Боковая эрозия берегов р. Белой и возможные пути ее предотвращения. "Пробл. изуч., охраны и рационал. использ. природ. ресурсов Башкирии. Тез. докл. Респ. совещ., ч. 2", Уфа, 1984
 36. Никора В.И. Спектры песчаных волн в поступательном потоке. "Метеорол. и гидрол.", 1983, № 5, 92-102
 37. Павлов С.Я. О высоте донных форм в руслах, сложенных мелко- и среднезернистыми песками. "Руслов. процессы и гидравл. сооружения", Калинин, 1980, 19-24
 38. Попов И.В. О соотношении ширины и глубины речного русла при разных типах руслового процесса. "Тр. Гос. гидрол. ин-та", 1983, № 288, 3-9
 39. Россинский К.И., Кузьмин И.А. Некоторые вопросы прикладной теории формирования речных русел. "Проблемы регулирования речного стока", вып. 1, М.-Л., Изд. АН СССР, 1947, 88-130
 40. Снищенко Б.Ф. К расчету длины песчаных гряд в открытых потоках. "Метеорол. и гидрол.", 1980, № 2, 89-96
 41. Снищенко Б.Ф. Парные связи параметров гряд и характеристик потока и русла. "Тр. Гос. гидрол. ин-та", 1983, № 288, 15-25
 42. Сидорчук А.Ю. Структура рельефа речного русла. "Вестник Моск. ун-та", 1984, № 2, 17-23
 43. Степанов В.Е. О связи плановых деформаций русел с размерами рек. "Тр. Гос. гидрол. ин-та", 1982, № 278, 97-102
 44. Трахтенберг Б.К. К вопросу о применении карт для оценки

плановых деформаций речного русла. "Тр. Гос. гидрол. ин-та", 1977, № 242, 15-22

45. Умаров А.Ю. Особенности и метод расчета микро- и макроформ дна русла. "Изв. АН УзССР. Сер. техн. н.", 1983, № 3, 53-57
46. Чалов Р.С. Географические исследования русловых процессов. М., Изд. Моск. ун-та, 1979, 234
47. Эрозионные процессы (географическая наука и практика), М., "Мысль", 1984, 256
48. Abe S. On the effects of cross dykes on alternate bars. "IAHS Publ.", 1982, № 138, 311-330
49. Ackers P. Experiments on small streams in alluvium. "J. Hydraul. Div. Proc. Amer. Soc. Civ. Eng.", 1964, 90, № 4, 1-37
50. Ackers P., Charlton F.G. The geometry of small meandering streams. "The Institute of Civ. Eng. Proc. Pap.", 73285, 1970, 289-317
51. Alford J.J., Baumann R.H., Lewis A.J. Circular meander pools. "Earth Surf. Process. and Landforms", 1982, 7, № 2, 183-188
52. Allen J.R.L. Physical Processes of Sedimentation, 1980, Allen & Unwin, London, p. 248
53. Allen J.R.L. Computational models for dune time-lag: general ideas, difficulties, and early results. "Sed. Geol.", 1976, № 4, 1-53
54. Allen J.R.L. Time lag of dunes in unsteady flows: an analysis of Nasner's data from the R. Wezer, Germany. "Sed. Geol.", 1976, 15, № 4, 309-321
55. Allen J.R.L. Computational models for dune time-lag: population structures and the effects of discharge pattern and coefficient of change. "Sed. Geol.", 1976, 16, № 2, 99-130
56. Allen J.R.L. Changeable rivers: Some aspects of their mechanics and sedimentation. "River Channel Changes", Willey & Sons, 1977, 15-45
57. Allen J.R.L. Polymodal dune assemblages: an interpretation in term of dune creation-destruction in periodic flows. "Sed. Geol.", 1978, 20, № 1, 17-28
58. Allen J.R.L. Computational model for dune time-lag: calculations using Stein's rule for dune height. "Sed. Geol.", 1978, 20, № 3, 165-216
59. Allen J.R.L., Friend P.F. Relaxation time of dunes in decelerating aqueous flows. "J. of the Geol. Soc.", 1976, 132, № 1, 17-26

60. Alphen van J.S.L.J., Bloks P.M., Hoekstpa P. Flow and grainsize pattern in a sharply curved river bend. "Earth Surf. Process and Landforms", 1984, 9, № 6, 513-522
61. Andrews E.D. Bank stability and channel width adjustment, East Fork River, Wyoming. "Water Resour. Res.", 1982, 18, № 4, 1184-1192
62. Ashmore P.E. Laboratory modelling of gravel braided stream morphology. "Earth Surf. Process and Landform", 1982, 7, № 3, 201-225
63. Ashmore P., Parker G. Confluence scour in coarse braided streams. "Water Resour. Res.", 1983, 19, № 2, 392-402
64. Baker V.R. Stream-channel response to floods with examples from central Texas. "Geol. Soc. Amer. Bull.", 1977, 88, № 8, 1057-1071
65. Baker V.R. Erosional processes in channelized water flows on Mars. "J. Geophys. Res.", 1979, 84, 7985-7993
66. Baumgart-Kotarba M. Study of braided channel processes of the Bialka River during 6 years without floods and during a flood in 1980. "Stud. Geomorphol. Carpatho-Balcan", 1983, 16, 161-181
67. Begin Z. The relationship between flow-shear stress and stream pattern. "J. Hydrol.", 1981, 52, № 3-4, 307-319
68. Bejan A. Theoretical explanation for the incipient formation of meanders in straight rivers. "Geophys. Res. Lett.", 1982, 9, № 8, 831-834
69. Beschta R.L. Long-term changes in channel widths of the Kowai river, Torlesse range, New Zealand. "J. Hydrol. N. Z", 1983, 22, № 2, 112-122
70. Bettess R., White W.R. Meandering and braiding of alluvial channels. "Proc. Inst. Civ. Eng.", 1983, 75, Sept., part. 2", 525-538
71. Blackburn W.H., Knight R.W., Schuster J.L. Saltcedar influence on sedimentation in the Brazos River. "J. Soil and Water Conserv.", 1982, 37, № 5, 298-301
72. Blacknell C. Morphology and surface sedimentary features of point bars in Welsh gravel-bed rivers. "Geol. Mag.", 1982, № 2, 181-192
73. Blodgett R.H., Stahley K.O. Stratification, bedforms and discharge relations of the Platte braided river system, Nebraska. "J. Sedim. Petrol.", 1980, 50, № 1, 139-148
74. Bredshaw P., Wong F. The reattachment and relaxation of a turbulent shear layer. "J. Fluid Mech.", 1972, 52, № 1, 113-136

75. Braun D.D. Lithologic control of bedrock meander dimensions in the Appalachian Valley and Ridge province. "Earth Surf. Process. and Landforms", 1983, № 3, 223-237
76. Bridge J.S. Mathematical model and FORTRAN IV program to predict flow, bed topography and grain size in open-channel bends. "Comp. Geosci.", 1976, 2, № 4, 407-416
77. Bridge J.S. Flow, bed topography, grain size and sedimentary structure in open channel bends: a three dimensional model. "Earth Surf. processes and Landforms", 1977, № 2, № 4, 401-416
78. Bridge J.S. A revised mathematical model and FORTRAN-IV program to predict flow, bed topography and grain size in openchannel bends. "Comp. Geosci.", 1982, 8, № 1, 91-95
79. Brotherton D.J. On the origin and characteristics of river channel patterns. "J. Hydrol.", 1979, 44, № 3-4, 211-230
80. Callander R.A. Instability and river channels. "J. Fluid Mech.", 1969, 36, № 3, 465-480
81. Callander R.A. River Meandering. "Annual Rev. of Fluid Mech.", 1978, 10, 129-158
82. Cant D.J. Bedforms and bar types in the South Saskatchewan river. "J. Sedim. petrol", 1978, 78, № 4, 1321-1330
83. Carson M.A. The meandering-braided river threshold: a reappraisal. "J. Hydrol.", 1984, 73, № 3-4, 315-334
84. Carson M.A., Lapointe M.F. The inherent asymmetry of river meander platform. "J. Geol.", 1983, 91, № 1, 41-55
85. Chang H.H. Geometry of rivers in regime. "J. Hydraul. Div. Proc. Amer. Soc. Civ. Eng.", 1979, 105, № 6, 691-706
86. Chang H.H. Meandering of underfit streams. "J. Hydrol.", 1984, 75, № 1-4, 311-322
87. Chang H.H. Analysis of river meanders. "J. Hydraul. Eng.", 1984, 110, № 1, 37-50
88. Chang H.H. Regular Meander Path Model. "J. Hydraul. Eng.", 1984, 110, № 10, 1398-1411
89. Chang H.H., Graf W.L., Grissinger E.H., Guy H.P., Osterkamp W.R., Parker G., Trimble S.W., Lane L.J. Relationships between morphology of smal streams and sediment yield. "J. Hydraul. Div. Proc. Amer. Soc. Civ. Eng.", 1982, 108, № 11, 1328-1365
90. Cheetham G.H. Flow competence in relation to stream channel form and braiding. "Bull. Geol. Soc. Amer.", 1979, 90, № 9, 877-886
91. Cheong H.F., Shen H.W. On the proposition velocity of sand waves. "Fundam. Tools. Used Environ. Probl. 16th Congr.,

- Sao Paulo, 1975, Proc. Vol. 2", Sao Paulo, 1975, 204-211
92. Chitale S.V. Shape and mobility of river meanders. "Proc. 19th JAHR Congr., New Delhi, 1-7 Febr., 1981, vol. 2: Subj. "A", New Delhi, s.a., 281-286
 93. Costello W.R., Southard J.B. Flume experiments on lower-flow-regime bed forms in coarse sand. "J. Sediment. Petrol.", 1981, 51, № 3, 849-864
 94. Craven J.P. The transportation of sand in pipes. "Proc. of the 5th Hydraul. Conf.", 1953, 67-76
 95. Daniel James F. Channel movement of meandering Indiana streams. "U.S. Geol. Surv. Profess. Pap.", 1971, 732-A, 18
 96. Davies T.R.H. Lower flow regime bedforms: rational classification. "J. Hydraul. Div. Proc. Amer. Soc. Civ. Eng.", 1982, 108, № 3, 343-360
 97. Day T.J., Egginton P.A. River channel instability studies, district of Makenzie. "Geol. Surv. of Canada, Pap.", 76-1C, 1976, 207-214
 98. Dietrich W.E., Smith J.D. Bed load transport in a river meander. "Water Resour. Res.", 1984, 20, № 10, 1355-1380
 99. Engelund F. Instability of erodible beds. "J. Fluid Mech.", 1970, 42, № 2, 225-244
 100. Engelund F. Can river morphology be deduced from hydraulic theory? "Rept. Dan. Cent. Appl. Math. and Mech.", 1978, № 152, 1-15
 101. Engelund F., Fredsøe J. Three-dimensional stability analysis of open channel flow over an erodible bed. "Nordic Hydrology", 1971, 11, 93-108
 102. Engelund F., Fredsøe J. Hydraulic theory of alluvial rivers. "Adv. in Hydrosience", 1982, 13, 187-215
 103. Engelund F., Fredsøe J. Sediment ripples and dunes. "Annu. Rev. Fluid Mech.", 1982, 14, 13-37
 104. Engelund F., Skovgaard O. On the origin of meandering and braiding in alluvial streams. "J. Fluid Mech.", 1973, 57, № 2, 289-302
 105. Falkon A.M., Kennedy J.F. Flow in alluvial-river curves. "J. Fluid Mech.", 1983, 133, 1-16
 106. Ferguson R.J. Regular meander path models. "Water Resour. Res.", 1973, 9, № 4, 1079-1086
 107. Ferguson R.J. Meander Migration Equilibrium and Change. "River Channel Change", 1977, 235-248
 108. Ferguson R.J. Meander sinuosity and direction variance. "Bull. Geol. Soc. Amer.", 1977, 88, № 2, 212-214
 109. Ferguson R.J. River meanders: regular or random. "Statis-

- tical applications in the spatial science", 1979, 206-215
110. Fredsøe J. The formation of sediment waves in closed channels. "Progr. Rept. Inst. Hydrodyn. and Hydraul. Eng. Techn. Univ. Den.", 1974, N 32, 29-36
 111. Fredsøe J. Meandering and braiding of rivers. "J. Fluid Mech.", 1978, 84, N 4, 609-624
 112. Fredsøe J. Shape and dimensions of stationary dunes in rivers. "J. Hydraul. Div. Proc. Amer. Soc. Civ. Eng.", 1982, 108, N 8, 932-947
 113. Gedzelman S.D. Anniversal shape for meanders. "Pure and Appl. Geophys.", 1974, 112, N 2, 265-273
 114. Ghulam Kibria A.M.M. A short note on the fluvial morphology of the Brahmaputra River in Bangladesh. "Geol. Surv. India, Misc. Publ.", 1981, N 46, 11-19
 115. Goodwin C.N., Steidtmann J.R. The convex bar: member of the alluvial channel side-bar continuum. "J. Sedim. Petrol.", 1981, 51, N 1, 129-136
 116. Graf W.L. Fluvial adjustments to the spread of tamarisk in the Colorado Plateau region. "Bull. Geol. Soc. Amer.", 1978, 89, N 10, 1491-1504
 117. Graf W.L. A probabilistic approach to the spatial assessment of river channel instability. "Water Resour. Res.", 1984, 20, N 7, 953-962
 118. Gregory K.J. Fluvial geomorphology. "Progr. Phys. Geogr.", 1979, 3, N 2, 274-282
 119. Gregory K.J. Fluvial geomorphology: less uncertainty and more practical application. "Progr. Phys. Geogr.", 1982, 6, N 3, 427-438
 120. Griffiths G.A. Stable channel design in gravel-bed rivers. "J. Hydrol.", 1981, 52, N 3-4, 291-305
 121. Hadley R.F., Eschner T.R. Effects of water development on the hydrology and morphology of Platte River channels, south-central Nebraska. "JAHS Publ.", 1982, N 137, 3-10
 122. Hague M.J., Mahmood K. Analytical determination of form friction factor. "J. Hydraul. Eng.", 1983, 109, N 3, 590
 123. Hagerty D.J., Spoor M.F., Ullrich C.R. Bank failure and erosion on the Ohio River. "Engineering Geol.", 1981, 17, N 3, 141-158
 124. Hagerty D.J., Sharifounnasab M., Spoor M.F. Riverbank Erosion - a case study. "Bull. Assoc. Eng. Geol.", 1983, 20, N 4, 411-437
 125. Hayashi T. Formation of dunes and antidunes in open channels. "J. Hydraul. Div. Proc. Amer. Soc. Civ. Eng.", 1970, 96, N 2, 357-366

126. Hein F.J., Walker R.G. Bar evolution and development of stratification in the gravelly braided Kicking Horse River, British Columbia. "Can. J. Earth Sci.", 1977, 14, № 4, (part 1), 562-570
127. Hey R.D. Determinate hydraulic geometry of river channels. "J. Hydraul. Div. Proc. Amer. Soc. Civ. Eng.", 1978, 104, № 6, 869-885
128. Hickin E.J. The analysis of river-platform responses to changes in discharge. "River Channel Changes", 1977, 249-263
129. Hickin E.J. Mean flow structure in meanders of the Squamish River, British Columbia. "Can. J. Earth Sci.", 1978, 15, № 11, 1833-1849
130. Hickin E.J. Concave-bank benches on the Squamish River, British Columbia, Canada. "Can. J. Earth Sci.", 1979, 16, № 1, 200-203
131. Hirsch P.J., Abrahams A.D. The properties of bed sediments in pools and riffles. "J. Sedim. Petrol.", 1981, 51, № 3, 757-760
132. Hooke R.L.B. Distribution of sediment transport and shear stress in meander bend. "J. Geol.", 1975, 83, № 5, 543-565
133. Hooke J.M. The distribution and nature of changes in river channel patterns: the example of Devon. "River Channel Change", 1977, 265-280
134. Hooke J.M. An analysis of the processes of river bank erosion. "J. Hydrol.", 1979, 42, № 1-2, 39-62
135. Hooke J.M. Magnitude and distribution of rates of river bank erosion. "Earth Surf. Process. and Landform.", 1980, 5, № 2, 143-157
136. Hughes D.J. Rates of erosion on meander arc. "River Channel Changes", 1977, 193-205
137. Ikeda S. Suspended sediment of sand ripples. "Proc. 3rd Int. Symp. Stochastic Hydraul., Tokyo", 1980, 599-608
138. Ikeda S. Self-formed straight channels in sandy beds. "J. Hydraul. Div. Proc. Amer. Soc. Civ. Eng.", 1981, 107, № 4, 389-406
139. Ikeda S., Asaeda T. Sediment suspension with ripples bed. "J. Hydraul. Eng.", 1983, 109, № 3, 409-423
140. Ikeda S., Parker G., Sawai K. Bend theory of river meanders. Part 1. Linear development. "J. Fluid Mech.", 1981, 112, 363-377
141. Irion G., Adis J., Junk W.J., Wunderlich E. Sedimentological studies of the "Ilha de Marchantaria" in the Solimoes/

- Amazon River near Manaus. "Amazoniana", 1983, 8, № 1, 1-18
142. Jackson II, R.G. Depositional model of point bars in the lower Wabash river. "J. Sedim. Petrol.", 1976, 46, № 3, 579-594
143. Jackson W.L. Beschta R.L. A model of two-phase bedload transport in an Oregon coast range stream. "Earth Surf. Process. and Landform.", 1982, 7, № 6, 517-527
144. Jaeggi M.N.R. Alternierende Bänke in geraden Flusstrecken. "Mitt. der Versuchsanstalt für Wasserbau.", ETH, Zürich, 1983, № 62, 103
145. Jaeggi M.N.R. Formation and effects of alternate bars. "J. Hydraul. Eng.", 1984, 110, № 2, 142-156
146. Jain S.C., Kennedy J.F. The spectral evolution of sedimentary bed forms. "J. Fluid Mech.", 1974, 63, № 2, 301-314
147. Jong de B. The formation of dunes in open channel flow on an initially flattened erodible bed. "Mech. Sediment Transp.", Rotterdam, 1983, 119-126
148. Keller E.A. Pools, Riffles and Channalization. "Environment. Geol.", 1978, 2, № 2, 119-127
149. Keller E.A., Melhorn W.N. Rhythmic spacing and origin of pools and riffles. "Bull. Geol. Soc. Amer.", 1978, 89, № 5, 723-730
150. Keller E.A., Swanson F.J. Effects of large organic material on channel form and fluvial processes. "Earth Surf. Process. and Landform", 1979, 4, № 4, 361-380
151. Kellerhals R., Church M., Bray D.J. Classification and analysis of river processes. "J. Hydraul. Div. Proc. Amer. Soc. Civ. Eng.", 1976, 102, № 7, 813-829
152. Kennedy J.F. The formation of sediment ripples, dunes and antidunes. "Annual Rev. Fluid Mech.", 1969, 1, 147-168
153. Kesel R.H., Baumann R.H. Bluff erosion of a Mississippi river meander at Port Hudson, Louisiana. "Phys. Geogr.", 1981, 2, № 1, 62-82
154. Kikkawa H., Ikeda S., Kikkawa A. Flow and bed topography in curved open channels. "J. Hydraul. Div. Proc. Amer. Soc. Civ. Eng.", 1976, 102, № 9, 1327-1342
155. Knighton A.D. Short-term Changes in Hydraulic geometry. "River Channel Changes", 1977, 99-119
156. Knighton A.D. Asymmetry of river channel cross-sections: Part I. Quantitative indes. "Earth Surf. Process. and Landforms", 1981, 6, № 6, 581-588
157. Knighton A.D. Local variations of cross-sectional form in

- a small gravel-bed stream. "J. of Hydrol. /N.Z./", 1981, 20, № 2, 131-146
158. Knighton A.D. Assymetry of river channel cross-sections: Part II. Mode of development and local variation. "Earth Surf. Process. and Landforms", 1982, 7, № 2, 117-131
159. Knighton A.D. Models of stream bed topography at the reach scale. "J. Hydrol.", 1983, 60, № 1-4, 105-121
160. Komar P.D. Shapes of streamlined islands on the Earth and Mars: Experiments and analyses of the minimum-drag form. "Geology", 1983, 11, № 11, 651-654
161. Komar P.D. The lemniscate loop-comparisons with the shapes of streamlined landforms. "J. Geol.", 1984, 92, № 2, 133-145
162. Laczay J.A. Channel changes of Hungarian Rivers: the example of the Hernad River. "River Channel Change", 1977, 183-192
163. Langbein W.B., Leopold L.B. River meanders - theory of minimum variance. "U.S. Geol. Surv. Profess. Pap.", 1966, 422-H
164. Leeder M.R. On the stability of lower stage plane beds and the absence of current ripples in coarse sands. "J. Geol. Soc. Lond.", 1980, 137, № 4, 423-429
165. Lekach J., Schick A.P. Evidence for transport of bedload in waves: analysis of fluvial sediment samples in a small upland stream channel. "Catena", 1983, 10, № 3, 267-279
166. Leopold L.B., Langbein W.B. The concept of entropy in landscape evolution. "U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.", 1962, 500-A, 20
167. Leopold L.B., Wolman M.G., River meanders. "Bull. Geol. Soc. Amer.", 1960, 71, № 6, 769-793
168. Levey R.A., Kjerfve B., Getzen R.T. Comparison of bed form variance spectra within a meander bend during flood and average discharge. "J. Sedim. Petrol.", 1980, 50, № 1, 149-155
169. Lewin J. Initiation of bed form and meanders in coarse grained sediment. "Bull. Geol. Soc. Amer.", 1976, 57, № 2, 281-285
170. Lewin J. Channel Pattern changes. "River channel changes", 1977, 167-184
171. Lewin J., Brindle B.J. Confined Meanders. "River Channel Changes", 1977, 221-233
172. Lewin J., Bradley S.B., Macklin M.G. Historical valley alluviation in mid-Wales. "Geol. J.", 1983, 18, № 4, 331-350

173. Lewin J., Davies B.E., Wolfenden P.J. Interaction between channel change and historic mining sediments. "River Channel Changes", 1977, 353-367
174. Lewin J., Hughes D., Blacknell C. Incidence of river erosion. "Area", 1977, 9, № 3, 177-180
175. Lisle T.E. Effects of aggradation and degradation on riffle-pool morphology in natural gravel channels, northwestern California. "Water Resour. Res.", 1982, 18, № 6, 1643-1651
176. Mantz P.A. Bedforms produced by fine, cohesionless, granular and flakey sediments under subcritical water flows. "Sedimentology", 1978, 25, № 1, 83-103
177. Menzotra S.C. Antidune movement. "J. Hydraul. Eng.", 1983, 109, № 2, 302-304
178. Mercer A.G., Haque M.J. Ripple profiles modelled mathematically. "J. Hydraul. Div. Proc. Amer. Soc. Civ. Eng.", 1973, 99, № 3, 441-460
179. Mjall A.D. A review of the braider-river depositional environment. "Earth-science reviews", 1977, 13, № 1, 1-62
180. Milne J.A. Bed-material size and the riffle-pool sequence. "Sedimentology", 1982, 29, № 2, 267-278
181. Milne J.A. Bed forms and bend-arc spacing in some coarse-bedload channels in upland Britain. "Earth Surface Processes and Landforms", 1982, 7, № 3, 227-240
182. Milne J.A. Patterns of confinement in some stream channels of upland Britain. "Geogr. Ann.", 1983, A65, № 1-2, 67-83
183. Milne J.A. Variation in cross-sectional asymmetry of coarse bedload river channel. "Earth Surf. Process. and Landform", 1983, 8, № 5, 503-511
184. Mordzinski S. Badania rozklady jednego z parametrów meandrów. "Gosp. wod.", 1982, 42, № 6, 94-95
185. Mosley M.P. Scour depth in branch channel confluences, Ohau river, Otago, New Zealand. "Trans. Inst. Prof. Eng. N. 2, Civ. Eng. Sec.", 1982, № 1, 17-24
186. Mosley M.P. Analysis of the effect of changing discharge on channel morphology and instream uses in a braided river, Ohau river, New Zealand. "Water Resour. Res.", 1982, 18, № 4, 800-812
187. Muramoto Y., Fujita Y. The Classification of Mesoscale river bed configuration and the criteria of its formation. "22nd Meeting of Hydr. Res. in Japan", 1978, 275-280
188. Murgatroyd A.L., Ternan J.L. The impact of afforestation on stream bank erosion and channel form. "Earth Surf. Process

- and Landform", 1983, 8, № 4, 357-369
189. Nadler C.T., Schumm S.A. Metamorphosis of South Platte and Arkansas Rivers, eastern Colorado. "Phys. Geogr.", 1981, 2, № 2, 95-115
190. Nakagawa T. Boundary effects on stream meandering and river morphology. "Sedimentology", 1983, 30, № 1, 117-127
191. Nakagawa T., Hotsuta M. Note on boundary effects on stream meandering. "Sedimentology", 1984, 31, № 1, 119-122
192. Nakato T., Kennedy J.F., Vadnal J.L. A numerical model for flow and sediment transport in alluvial-river bends. "JJHR Rept.", 1983, № 271, 146
193. Nanson G.C. A regional trend to meander migration. "J. Geol.", 1980, 88, № 1, 100-108
194. Nanson G.C., Hickin E.J. Channel migration and incision on the Beatton river. "J. Hydraul. Eng.", 1983, 109, № 3, 327-337
195. Nasner H. Time-lag of dunes for unsteady flow conditions. "Proc. 16th Coast Eng. Conf. Hamburg, 1978. Vol. 2, New York", N.Y. 1979, 1801-1817
196. Nouh M.A., Townsend R.D. Shear-stress distribution in stable channel bends. "J. Hydraul. Div. Proc. Amer. Soc. Civ. Eng.", 1979, 105, № 10, 1233-1245
197. Odgaard A.J. Transverse bed slope in alluvial channel bends. "J. Hydraul. Div. Proc. Amer. Soc. Civ. Eng.", 1981, 107, № 12, 1677-1699
198. Odgaard A.J. Bed characteristics in alluvial channel bends. "J. Hydraul. Div. Proc. Amer. Soc. Civ. Eng.", 1982, 108, № 11, 1268-1281
199. Odgaard A.J. Flow and bed topography in alluvial channel bend. "J. Hydraul. Eng.", 1984, 110, № 4, 521-536
200. O'Neill M.P., Abrahams A.D. Objective Identification of pools and riffles. "Water Resour. Res.", 1984, 20, № 7, 921-926
201. Onishi J., Jain S.C., Kennedy J.F. Effects of meandering in alluvial streams. "J. Hydraul. Div. Proc. Amer. Soc. Civ. Eng.", 1976, 102, № 7, 899-913
202. Osterkamp W.R. Gradient, discharge and particle-size relations of alluvial channels in Kansas, with observations on braiding. "Amer. J. Sci.", 1978, 278, № 9, 1253-1268
203. Osterkamp W.R., Hedman E.R. Variation of width and discharge for natural high-gradient stream channels. "Water Resour. Res.", 1977, 13, № 2, 256-258
204. Osterkamp W.R., Hedman E.R., Wisman A.G. Geometry, basin

- characteristics, discharge, and a particle-size data from gauged stream-channel sites, Western United States. "U.S. Geol. Surv. Open File Rep.", 1982, № 82-93, 56
205. Ozaki S., Hayashi T. On the formation of alternating bars and braids and the dominant meander length. "Proc. Jap. Soc. Civ. Eng.", 1983, № 333, 109-118
206. Page K., Nanson G. Concave-bank benches and associated floodplain formation. "Earth Surface Proc. and Landform", 1982, 7, № 6, 529-543
207. Palys S. Natezenie erozji brzegowej rzeki Wieprz w zależności od wielkości przepływów i umocnień biologicznych. "Zesz. probl. post. nauk. rol.", 1983, № 272, 41-54
208. Park Chris C. World-wide variations in hydraulic geometry exponents of stream channels: an analysis and some observations. "J. Hydrol", 1977, 33, № 1-2, 133-146
209. Parker G. On the cause and characteristic scales of meandering and braiding in rivers. "J. Fluid Mech.", 1976, 76, № 3, 457-480
210. Parker G. Hydraulic geometry of active gravel rivers. "J. Hydraul. Div. Proc. Amer. Soc. Civ. Eng.", 1978, 105, № 9, 1185-1201
211. Parker G., Diplas P., Akiyama J. Meander bends of high amplitude. "J. Hydraul. Eng.", 1983, 109, № 10, 1323-1337
212. Parker G., Peterson A.W. Bar resistance of gravel-bed streams. "J. Hydraul. Div. Proc. Amer. Soc. Civ. Eng.", 1980, 106, № 10, 1559-1565
213. Parker G., Sawai K., Ikeda S. Bend theory of river meanders. Part 2. Nonlinear deformation of finite amplitude bends. "J. Fluid Mech.", 1982, 115, 303-314
214. Peters J.J. Water and sediment gauging of the Zaire /Congo/. Proc. 19th JAHR Congr., New Delhi, 1-7 Febr., 1981, vol. 2: Subj. "A", New Delhi, s.a., 113-182
215. Pickup G., Higgins R.J., Grant J. Modelling sediment transport as a moving wave - the transfer and deposition of mining waste. "J. Hydrol.", 1983, 60, № 1-4, 281-301
216. Pickup G., Rieger W.A. A conceptual model of the relationship between channel characteristics and discharge. "Earth Surf. Process. and Landform", 1979, 4, № 1, 37-42
217. Pizzuto J.E. Bank erodibility of shallow sandbed streams. "Earth Surf. Process. and Landforms", 1984, 9, № 2, 113-124
218. Pizzuto J.E. Equilibrium bank geometry and the width of shallow sandbed streams. "Earth Surf. Process. and Landforms", 1984, 9, № 3, 199-207

219. Райнов Ш.П., Нинов И.П., Печинев Д.А., Гергов Г.И., Ненов И.С., Косев Н.Д. Острова и островообразуване в Българо-Румынски участък на река Дунав. "Хидролож. изслед. на река Дунав в Бълг. участок Сб.ст. т.1", София, 1981, 184-228
220. Rachocki A. Forms of sand-gravel streaks in contemporary river channels. "Quaest. geogr.", 1981, № 7, 91-96
221. Ratzlaff J.R. Development and cutoff of Big Bend meander, Brazos River, Texas. "Tex. J. Sci.", 1981, 33, № 2-4, 121-129
222. Richards K.S. The morphology of riffle-pool sequence. "Earth Surf. Process and Landform", 1976, 1, № 1, 71-88
223. Richards K.S. Complex width-discharge relations in natural river sections. "Bull. Geol. Soc. Amer.", 1976, 87, № 2, 199-206
224. Richards K.S. Channel width and the riffle-pool sequence. "Bull. Geol. Soc. Amer.", 1976, 87, № 6, 883-890
225. Richards K.J. The formation of ripples and dunes on an erodible bed. "J. Fluid Mech.", 1980, 99, № 3, 597-618
226. Richards K.S. Rivers: form and process in alluvial channels, 1982, London
227. Riley S.J. Some differences between distributing and braiding channels. "J. Hydrol N.Z.", 1975, 14, № 1, 1-8
228. Ruh-Ming Li, D.B. Simons, M.A. Stevens. Morphology of Cobble streams in small watersheds. "J. Hydraul. Div. Proc. Amer. Soc. Civ. Eng.", 1976, 102, № 8, 1101-1117
229. Rust B.R. Sedimentation in an arid-zone anastomosing fluvial system: Cooper creek, Central Australia. "J. Sedim. Petrol.", 1981, 51, № 3, 745-755
230. Ryckborst H. Geomorphological changes after river-meander surgery. "Geol. en. Minbouw", 1980, 50, № 2, 121-128
231. Sakalowsky P.P. Theories of stream meander causation: a review and analysis. "Earth Sci. Rev.", 1974, 10, № 2, 121-138
232. Sawada T., Ashida K., Takahashi T. Relationship between channel pattern and sediment transport in a steep gravel bed river. "Z. Geomorph.", 1983, 27, Supplement bd № 46, 55-66
233. Schumm S.A., The fluvial system, 1977, 338
234. Schumm S.A., Bean D.W., Harvey M.D. Bed-form-dependent pulsating flow in Medano Creek, Southern Colorado. "Earth Surf. Process. and Landforms", 1982, 7, № 1, 17-28

235. Schumm S.A., Khan H.R. Experimental study of channel patterns. "Bull. Geol. Soc. Amer.", 1972, 83, 1755-1770.
236. Shen H.W., Cheong H.F. Statistical properties of sediment bed profiles. "J. Hydraul. Div. Proc. Amer. Soc. Civ. Eng.", 1977, 103, № 11, 1303-1321
237. Shen H.W., Mellema W.J., Harrison A.S. Temperature and Missouri River stages near Omaha. "J. Hydraul. Div. Proc. Amer. Soc. Civ. Eng.", 1978, 104, № 1, 1-20
238. Shen H.W., Schumm S.A., Doehring D.O. Stability of stream channel pattern. "Transp. Res. Rec.", 1979, № 736, 22-28
239. Sinnock S., Rao A.R. A Heuristic Method for measurement and characterization of river meander wavelength. "Water Resour. Res.", 1984, 20, № 10, 1443-1452
240. Smith D.G. Effect of vegetation on lateral migration of a glacier meltwater river. "Bull. Geol. Soc. Amer.", 1976, 87, № 6, 857-860
241. Smith D.G., Smith N.D. Sedimentation in anastomosed river systems: examples from alluvial valleys near Banff, Alberta. "J. Sedim. Petrol.", 1980, 50, № 1, 157-164
242. Smith N.D., Smith D.G. William River: An outstanding example of channel widening and braiding caused by bed-load addition. "Geology", 1984, 12, №2, 78-82
243. Song C.C. Modified Kinematic model application to bed forms. "J. Hydraul. Eng.", 1983, 109, № 8, 1133-1151
244. Song C.C., Yang C.T. A theory of equilibrium and stability. "Water Forum 81: Proc. Shcc. Conf., San Francisco, Calif., 10-14 Aug., 1981, vol. 2, New York, N.Y., 1981, 1189-1196
245. Sumer B.M., Bakioglu M., Bulutoglu A. Ripple formation on a bed of fine, cohesionless, granular sediment. "Mech. Sediment. Transp. Rotterdam", 1983, 99-107
246. Sukegawa N. Criterion for Alternate bar formation. "Memoirs of the Schools of Science and Engrg., Waseda Univ., Tokyo, Japan, № 36, 1972
247. Suziki T., Hattori M., Takahashi K. Rate of lateral erosion by Iwaki river, Japan. "24th Int. Geogr. Congr. Tokyo, 1980, Main Sess. Abst'r." vol. 1, 36-37
248. Tanaka J. Study on the flow over sand waves. "Rep. DPRJ", 1968, № 1113, 281-289
249. Thorne C.R., Tovey N.K. Stability of composite river banks. "Earth Surf. Process and landforms", 1981, 6, № 5, 469-484
250. Wallis J.G. The random component in stream meandering. "Water Resour. Bull.", 1978, 14, № 5, 576-586

251. Wang W.C., Shen H.W. Statistical properties of alluvial bed forms. "Proc. 3rd Int. Symp. Stochastic Hydraul.", Tokyo, 1980, 371-389
252. Willis J.S. Migrating sedimentary waves in a large test channel. "Comput. Meth. and Exp. Meas", Berlin e.a., 1982, 609-622
253. Whittaker J.G., Jaeggi M.N.R. Origin of step-pool systems in mountain streams. "J. Hydraul. Div. Proc. Amer. Soc. Civ. Eng.", 1982, 108, № 6, 738-773
254. Yalin M.S., Karahan E. Steepness of sedimentary dunes. "J. Hydraul. Div. Proc. Amer. Soc. Civ. Eng.", 1979, 105, № 4, 381-392
255. Yang C.T. On river meanders. "J. Hydrol.", 1971, 13, № 3, 231-253
256. Yang C.T. Potential energy and stream morphology. "Water Resour. Res.", 1971, 7, № 2, 311-322
257. Yang C.T. Theories and relationships of river channel patterns - a discussion. "J. Hydrol.", 1974, 22, № 3-4, 365-366
258. Zelázo J. Deformation of bed cross-sections in the canalized upper Narew river. "Ann. Wars. Agric. Univ." SGGW-AR, Land Reclam.", 1981, № 19, 57-62
259. Zimmerman C., Kennedy J.F. Transverse bed slopes in curved alluvial streams. "J. Hydraul. Div. Proc. Amer. Soc. Civ. Eng.", 1978, 104, № 1, 33-48

СОДЕРЖАНИЕ

(соответствует рубрике 37.27.25 Рубрикатора ГАСНТИ)

А. Ю. Сидорчук, А. Е. Михинов

МОРФОЛОГИЯ И ДИНАМИКА РУСЛОВОГО РЕЛЬЕФА

Предисловие.	3
1. Введение.	5
2. Донные формы внутрируслового рельефа (микро- формы).	6
2.1. Классификация микроформ.	6
2.2. Формирование микроформ.	9
2.3. Морфология и динамика микроформ.	20
3. Внутрирусловые формы рельефа (мезоформы, бары). .	39
3.1. Классификация мезоформ.	39
3.2. Морфология и динамика мезоформ.	41
4. Макроформы (типы русла, формы русла, river chan- nel pattern)	52
4.1. Классификация макроформ.	52
4.2. Условия образования прямолинейных русел и мезоформ в них.	64
4.3. Морфология и динамика прямолинейных русел. .	81
4.4. Условия образования речных меандров и раз- ветвленных на рукава русел.	85
4.5. Морфология и динамика меандрирующих (из- вилистых) русел.	102
4.6. Морфология и динамика русел рек, разветвлен- ных на рукава.	137
5. Заключение.	140
6. Список условных обозначений	142
7. Литература.	144

Страница

18
27
28
28
39
60
70
78
87

Технический редактор В.Ф.Овчинникова
Корректор О.А. Перфилова

Сдано в набор 11.07.85

Подписано в печать 02.07.85 Т-13332

Формат 60 × 90 1/16 Бум.офс.№1 Офсетная печать
Усл.печ.л. 10,25 Усл.кр.-отт. 10,50 Уч.-изд.л. 8,56
Тираж 325 экз. Заказ 5375 Цена 1р.40к.

Адрес редакции: 125219, Москва, А-219, Балтийская ул., 14
Тел. 155-42-34

Производственно-издательский комбинат ВИНТИ
140010, Лжберцы, 10, Московской обл.,
Октябрьский просп., 403

111