

ВЫСШЕЕ ОБРАЗОВАНИЕ

серия основана в 1996 г.



**Р.С. ЧАЛОВ**

# **РУСЛОВЫЕ ПРОЦЕССЫ (РУСЛОВЕДЕНИЕ)**

**УЧЕБНОЕ ПОСОБИЕ**

*Допущено  
Учебно-методическим объединением  
по классическому университетскому образованию РФ  
в качестве учебного пособия для студентов высших учебных заведений,  
обучающихся по направлениям «Гидрометеорология» и «География»*

Электронно-  
Библиотечная  
Система  
**znanium.com**

Москва  
ИНФРА-М  
2015

УДК 556.5, 535.6. 537;551.4.04.43

ББК

Ф3  
№ 436-Ф3

Издание не подлежит маркировке  
в соответствии с п. 1 ч. 4 ст. 11

**Ч**

Автор:

*Чалов Роман Сергеевич* —

Рецензенты:

*Н.Б. Барышников*, д-р геогр. наук, профессор (Российский государственный гидрометеорологический университет);

*А.М. Гареев*, д-р геогр. наук, профессор (Башкирский государственный университет)

**Чалов Р.С.**

**Ч**

Русловые процессы (русловедение) : учебное пособие / Р.С. Чалов. — М. : ИНФРА-М, 2016. — 565 с. — (Высшее образование). — [www.dx.doi.org/10.12737/XXXXX](http://www.dx.doi.org/10.12737/XXXXX).

ISBN 978-5-16-011036-3 (print)

ISBN 978-5-16-103097-4 (online)

Изложены основы учения о русловых процессах, которые рассматриваются во всех формах их проявления: сдвиг и перемещение потоком отдельных частиц; формирование гряд; морфология и режим перекатов; меандрирование, разветвление и развитие прямолинейных неразветвленных русел; поймы рек и их продольный профиль. Обоснуются основные принципы применения теории русловых процессов к решению практических задач.

Учебное пособие предназначено для студентов, магистров и аспирантов, обучающихся по направлениям «гидрометеорология» (специальность «гидрология») и «география» (специальность «геоморфология») в классических университетах и по направлению «гидрометеорология» в гидрометеорологическом университете. Оно может использоваться при подготовке гидротехников, специалистов по водным путям, строительству мостовых и других переходов через реки в технических вузах.

УДК 556.5, 535.6. 537;551.4.04.43

ББК

ISBN 978-5-16-011036-3 (print)

ISBN 978-5-16-103097-4 (online)

© Чалов Р.С., 2016

Подготовка учебного пособия выполнялась при частичной поддержке Программы Президента РФ для поддержки ведущих научных школ (проекты НШ-79-2012.5, НШ-1010.2014.5), Российского фонда фундаментальных исследований (проекты 12-05-003418, 15-05-03752) и Российского научного фонда (проект 14-17-00155).

Подписано в печать 25.01.2015.

Формат 60×90/16. Бумага офсетная. Гарнитура Newton.

Печать цифровая. Усл. печ. л. 35,25.

Тираж 400 экз. Заказ № 00000

ТК 371700-510415-250115

Отпечатано в типографии ООО «Научно-издательский центр ИНФРА-М»

127282, Москва, ул. Полярная, д. 31В, стр. 1

Тел.: (495) 280-15-96, 280-33-86. Факс: (495) 280-36-29

## ОСНОВНЫЕ ПРИНЯТЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

$A_M$	— морфометрический показатель устойчивости Н.И. Маккавеева — С.Г. Шатаевой
$A_{эp}$	— эрозионный коэффициент
$B_d$	— ширина дна долины (пойма + русло), м, км
$B_o$	— ширина острова, м, км
$B_{п}$	— ширина поймы, м, км
$B_{п.м(п.р)}$	— ширина пояса меандрирования (разветвления), м, км
$b_r$	— ширина гряды, м
$b_p$	— ширина русла реки, м
$b_{рук}$	— ширина рукава, м
$C$	— коэффициент Шези
$C_{r(п,поб)}$	— скорость смещения гряды (переката, побочня), м/год
$C_{пр(поп)}$	— скорость продольного (поперечного) смещения излучин, м/год
$C_{V_r}$	— коэффициент вариаций годового стока взвешенных наносов
$d$	— средний диаметр частиц наносов, мм, см
$F$	— площадь бассейна (водосбора), км <sup>2</sup>
$F_o$	— площадь острова, км <sup>2</sup>
$F_H$	— сила скоростного напора
$F_{п}$	— подъемная сила
$F_c$	— модуль сопротивлений
$F_{p(т)}$	— сила веса (тяжести) частиц наносов
$F_{сц}$	— сила сцепления частиц наносов
$F_r$	— число Фруда
$G$	— расход влекомых наносов, м <sup>3</sup> /с
$g_d$	— удельный расход влекомых наносов, м <sup>2</sup> /с
$H$	— уровень воды в реке, см
$\Delta H$	— потери напора; посадка (понижение) уровня
$H_{п(б)}$	— высота поймы (берега)
$H_{поб}$	— высота побочня, м
$H_{под}$	— высота подпора
$h$	— глубина русла (потоки, реки), м
$h_r$	— высота гряды
$\Delta h_{разм(ак)}$	— глубина размыва (мощность слоя отложившихся наносов)
$h_n$	— стрела прогиба излучины, м
$h_{кр}$	— критическая глубина потока
$I$	— уклон, ‰
$I_f$	— гидравлический уклон
$I_d$	— уклон дна долины, ‰
$I_{кр}$	— критический уклон
$i$	— крутизна продольного профиля склона, гряд
$K_{ас}$	— коэффициент асимметрии излучин, поперечного сечения русла
$K_{пр}$	— пропускная способность русла

$K_c$	— коэффициент стабильности русла Н.И. Маккавеева
$K_T$	— коэффициент трения
$l$	— длина русла по излуине (по основному рукаву в разветвлении), м
$l/L$	— степень развитости излуины
$L$	— шаг излуины (разветвления), м
$L_o$	— длина острова, м, км
$L_{\text{поб}}$	— шаг побочня, м, км
$L_{\text{разв}}$	— шаг разветвления, м, км
$l_r$	— длина гряды, м
$M_Q$	— модуль стока воды $\text{м}^3(\text{с}\cdot\text{км}^2)$
$\Delta M_{R(G)}$	— модуль стока взвешенных (влекомых) наносов $\text{кг}(\text{с}\cdot\text{км}^2)$
$N_Q$	— мощность потока
$N$	— порядок реки
$n$	— коэффициент шероховатости
$P$	— вес частиц наносов, г, кг
$P\%$	— вероятность превышения (обеспеченность) заданной величины; повторяемость гидрологической величины
$s$	— мутность потока (концентрация наносов в потоке), $\text{г}/\text{м}^3$
$s_{\text{тр}}$	— средняя мутность потока, соответствующая его транспортирующей способности
$Q_{\text{ср.}}$	— среднегодовой расход воды, $\text{м}^3/\text{с}$
$Q_{\text{ср.макс}}$	— средний максимальный расход воды, $\text{м}^3/\text{с}$
$Q_{\text{ф}}$	— руслоформирующий расход воды
$R$	— расход взвешенных наносов, $\text{м}^3/\text{с}$
$R^o$	— гидравлический радиус
$r$	— радиус кривизны излуин русла, м, км
$r/h_{\text{и}}$	— коэффициент формы излуины
$T$	— время: годы, часы, секунды
$\Delta t$	— временной интервал
$U$	— скорость движения влекомых (донных) наносов
$U_{\text{б}}$	— скорость размыва берегов, м/год
$U_{\text{ак}}$	— скорость аккумуляции наносов
$U_{\text{вр}}$	— скорость врезания реки
$u_y$	— вертикальная составляющая скорости
$V$	— скорость потока, м/с
$V_{\text{ак}}$	— скорость, соответствующая началу аккумуляции наносов
$V_{\text{н}}$	— неразмывающая скорость
$V_{\text{р}}$	— размывающая скорость
$V_{\text{с}}$	— скорость селя, м/с
$W, W_{R+G}$	— общий сток наносов, тыс. $\text{м}^3/\text{год}$
$WR$	— сток взвешенных наносов, тыс. $\text{м}^3/\text{год}$
$WG$	— сток влекомых наносов, тыс. $\text{м}^3/\text{год}$
$\pm\Delta W$	— результирующая баланса наносов
$W_{\text{с}}$	— объем селевой массы, $\text{м}^3$
$W_{\text{тр}}$	— транспортирующая способность потока



$w$	— гидравлическая крупность наносов
$x$	— длина реки, участка реки; м, км
$z$	— отметка водной поверхности, м
$\Delta z$	— падение водной поверхности, м/км
$\Delta z_{\text{поп}}$	— поперечный перекося водной поверхности, см
$\nu$	— вязкость воды
$\varepsilon$	— коэффициент пористости донных отложений
$\eta$	— коэффициент сплошности движения наносов
$\Theta$	— критерии квазиоднородности потока И.Ф. Карасева
$\lambda$	— коэффициент гидравлических сопротивлений
$\rho$	— плотность воды
$\rho_n$	— плотность частиц наносов
$\rho_c$	— плотность селя, т/м <sup>3</sup>
$\tau$	— касательные напряжения
$\Delta\Omega$	— объем размыва
$\omega$	— площадь живого (поперечного) сечения потока, м <sup>2</sup>
$\Delta$	— выступы шероховатости
$\chi$	— смоченный периметр
$\Gamma$	— морфометрический показатель русла В.Г. Глушкова
$L$	— число Лохтина
$M$	— показатель устойчивого поперечного сечения подвижного русла К.В. Гришанина
$\mathcal{E}$	— энергия потока
$\mathcal{E}_{\text{кин}}$	— кинетическая энергия потока
$\mathcal{E}_{\text{пот}}$	— потенциальная энергия потока

*Памяти  
учителя профессора Маккавеева Николая Ивановича  
(1908–1983) – создателя курса «Русловые процессы»  
в Московском университете*

## ПРЕДИСЛОВИЕ

---

---

«Русловые процессы» как учебная дисциплина и направление научных исследований долгое время входили в качестве составной части в дисциплину «Динамика русловых потоков». Им были посвящены отдельные главы, или даже одна глава, в учебниках с таким названием (М.А. Великанова, В.Н. Гончарова, К.В. Гришанина и др.), предназначенных в основном для высших учебных заведений технического профиля. В 60–70-е годы XX в. в классических университетах, готовящих специалистов в области гидрологии суши и в Ленинградском гидрометеорологическом институте (ныне Российский государственный университет) стал читаться курс «Динамика русловых потоков и русловые процессы». Однако под таким названием только в 1988 г. вышел учебник Н.Б. Барышникова и И.В. Попова. Характерно, что зачастую каждый из двух разделов курса читался разными лекторами. В начале XXI в. в результате изменений в учебных планах эта общая дисциплина была разделена на две самостоятельные: «Динамика русловых потоков» и «Русловые процессы».

Иначе складывалось преподавание «русловых процессов» в Московском государственном университете. Здесь, начиная с середины 50-х годов XX в., читались лекционные курсы: при подготовке гидрологов — «Русловые процессы», при подготовке геоморфологов — «Сток и русловые процессы», в которые в сжатом виде в течение долгого времени включались некоторые необходимые разделы «Динамики русловых потоков». Такой подход к изучению русловых процессов был предложен Н.И. Маккавеевым, преподававшим эти дисциплины на кафедрах гидрологии суши и геоморфологии в течение 30 лет. Лишь в 90-е годы XX в. в учебный план при подготовке гидрологов был включен спецкурс «Динамика русловых потоков», а у геоморфологов курс был преобразован в «Эрозионные и русловые процессы с основами гидравлики».

В 1970 г. географический факультет МГУ выпустил для студентов своим внутренним изданием тексты лекций Н.И. Маккавеева «Сток и русловые процессы», ставшие первым учебным пособием по дисциплине «Русловые процессы», предназначенные как для студентов-гидрологов, так и геоморфологов. В 1972 г. К.В. Гришанин опубли-

ковал для институтов водного транспорта учебное пособие «Теория руслового процесса», которое сохранило структуру курсов «Динамики русловых потоков» с подчиненным положением в нем разделов по русловым процессам (отличие от них состояло во включении в него в качестве первой небольшой главы «Речное русло и пойма»).

Небольшая по объему книга Н.И. Маккавеева, в которой изложены методологические и теоретические основы географического направления в учении о русловых процессах, стала заметным событием в науке. Это проявляется в огромном числе ссылок на нее в научных статьях и монографиях на протяжении всех прошедших с момента издания лет. Простота и доходчивость изложения, строгая логичность и опора на физическую сущность процессов сделали ее ценным пособием в обучении студентов, обеспечивая понимание ими такого сложного природного явления, как взаимодействие водных потоков с подстилающей поверхностью. Однако «внутренний» характер издания, его малый тираж быстро сделали учебное пособие трудно доступным для широкого использования, в том числе в других университетах, где ведется подготовка специалистов по гидрологии.

Поэтому Н.И. Маккавеевым и автором был подготовлен и в 1986 г. выпущен издательством Московского университета полноценный (с грифом Минвуза) учебник (к сожалению, вышедший в свет уже через 3 года после ухода из жизни Н.И. Маккавеева) «Русловые процессы» (его тираж составил более 1700 экз.), которым пользуются студенты до сих пор. В основу его были положены упомянутые тексты лекций Н.И. Маккавеева, существенно дополненные и расширенные новыми материалами, связанными с быстрым развитием теории русловых процессов, в том числе в Московском университете. Это же обстоятельство побудило автора через 10 лет написать и при поддержке руководства кафедры гидрологии суши МГУ издать в 1997 г. (внутреннее издание) дополнение к нему — учебное пособие «Общее и географическое русловедение», в которое вошли результаты новейших исследований морфологии и динамики речных русел.

В то же время прошедшие десятилетия ознаменовались интенсивным развитием теории русловых процессов в целом, ее географо-гидрологического направления, появлением новых идей и методических подходов и закономерностей, активным применением ее при решении разнообразных задач освоения рек, использования водных и связанных с ними земельных и минеральных ресурсов, предотвращения неблагоприятных и опасных проявлений русловых процессов.

Заметно возросли потребности в специалистах—гидрологах, владеющих знаниями в области русловедения (такое название стало использоваться с 90-х годов XX в. для обозначения учения о русловых процессах) и умением их применить в практической деятельности. Все это стало побудительной причиной взяться за написание нового учебника «Русловые процессы».

По этим же причинам в Российском государственном гидрометеорологическом университете создаются и выходят из печати два издания учебника «Русловые процессы», написанные Н.Б. Барышниковым (второе издание — в соавторстве с Д.И. Исаевым). Этот учебник соответствует программе, утвержденной учебно-методическим объединением в области гидрометеорологии по направлениям «Гидрометеорология» и «Прикладная гидрометеорология», и существенно отличается от программы такого курса, утвержденной УМО классических университетов по направлению «Гидрометеорология». Разные методологические подходы к программе учебной дисциплины и содержанию учебников, принятые в классических университетах и университетах инженерного профиля (каковым является РГГМУ), вместе с тем не противоречат один другому, обеспечивая взаимное дополнение подходов к изучению такого сложного явления, как русловые процессы при их естественном развитии, изменении под влиянием антропогенных воздействий и его учету при всех видах хозяйственной деятельности на реках.

Написанию настоящего учебного пособия предшествовало издание автором двух томов и подготовка третьего тома (на данный момент еще не завершенного именно в связи с переключением на создание учебника) монографии «Русловедение: теория, география, практика». Его можно рассматривать как трансформацию для учебных целей содержания монографии, в которой дано полное изложение теории и методологии гидролого-географического направления в изучении русловых процессов, а сами русловые процессы рассматриваются как природное и природно-антропогенное явление, связанное с взаимодействием русловых потоков и руслами рек, эрозией, транспортом и аккумуляцией наносов, определяющее размывы дна и берегов рек, накопление речных отложений (аллювия), развитие различных форм русел и руслового рельефа, режим их сезонных, многолетних и вековых изменений в различных пространственно-временных соотношениях. Такой подход, основоположником которого был Н.И. Маккавеев, позволяет учитывать многообразие проявлений русловых процессов в зависимости от сочетания природных (и антропогенных) факторов, выявлять причинно-следственные связи на разных структурных уровнях и обеспечивать при решении практических задач гидроэкологическую безопасность, используя естественные закономерности русловых процессов.

Автор выражает надежду, что предлагаемое издание, утвержденное УМО в качестве учебного пособия, будет использоваться не только при подготовке специалистов-гидрологов (бакалавров, магистров) по направлению «гидрометеорология» и геоморфологов по направлению «география», но окажется полезным для технических вузов, готовящих кадры для внутренних водных путей, строительства и эксплуатации мостовых и подводных переходов через реки, регулиро-

вания русел в бьефах речных гидроузлов, строительства на берегах рек и защиты их от размыва.

Автор посвящает свой труд памяти Николая Ивановича Маккавеева, с которым он проработал 26 лет, который стал для него Учителем и без которого невозможно было бы создание этого учебного пособия.

Автор признателен всем бывшим студентам кафедр гидрологии суши и геоморфологии и палеогеографии географического факультета МГУ, которые слушали курс «Русловые процессы» в соответствии с учебным планом с 1983 г., а также Алтайского, Башкирского, Казанского, Львовского университетов, Волгоградского социально-педагогического, Вологодского технического университетов, где этот курс в сжатом виде читался по приглашению руководства этих вузов. Именно студенты по существу апробировали эволюцию созданного Н.И. Маккавеевым курса, и их реакция, в том числе при экзаменационной проверке знаний, явилась главным критерием оценки качества лекций и написанных по ним глав и разделов учебника. Автор благодарит профессоров Н.Б. Барышникова и А.М. Гареева за взятый на себя труд по рецензированию учебника, заведующего кафедрой гидрологии суши МГУ профессора Н.И. Алексеевского, по кафедре и научно-исследовательской лаборатории эрозии почв и русловых процессов им. Н.И. Маккавеева — бывших аспирантов и соискателей, в том числе тех, кто трудится вне Московского университета, применяя полученные знания в своей научно-педагогической и производственной деятельности. Совместная работа с ними, обсуждение научных и прикладных вопросов во многом способствовали созданию учебника. Автор признателен доц. МАДИ Г.Г. Наумову за сделанные замечания, а также руководителям и работникам проектных и производственных, в первую очередь водно-путейских организаций, с которыми решались многие прикладные вопросы русловедения. Автор должен сказать слова благодарности в адрес Н.В. Анисимовой, С.Н. Ковалева и В.Н. Никитаевой, обеспечившим техническую подготовку рукописи настоящего издания.

## ВВЕДЕНИЕ

---

*Предмет исследований и положение в системе наук.* Русловые процессы — явление, связанное с воздействием постоянных водных потоков (рек) на поверхность суши, поэтому учение о русловых процессах входит в цикл гидрологических наук, являясь разделом гидрологии рек. Речной поток и русло реки составляют единую систему, в которой осуществляется взаимодействие потока — элемента гидросферы, находящегося в постоянном движении, обладающего кинетической энергией и мощностью, и грунтами, слагающими ложе рек, представляющими собой элемент — литосферы — неподвижную часть системы. Последние под воздействием потока частично переходят в новое состояние, создавая вместе с поступающими в поток с площади водосбора продуктами эрозии и денудации поток наносов. Перемещаемые речными потоками наносы представляют собой особую среду, в которой отдельные элементы находятся в различных соотношениях как с потоком (во взвеси, распределяясь по всей его толще или концентрируясь у дна), так и с поверхностью дна реки. Эти соотношения изменяются во времени вследствие колебаний стока воды, что определяет дискретный характер как транспорта наносов и его непосредственного воздействия на ложе потока, так и условий контакта самого потока со своим ложем. В этом сложном взаимодействии различных сред активной действующей силой является водный поток; он определяет постоянные изменения русла реки и формирование потока наносов.

С другой стороны, воздействие стока на поверхность суши — один из ведущих рельефообразующих процессов. Результатом его являются само речное русло, пойма реки, представляющая собой производную русловых процессов, и их рельеф, аллювиальные толщи, превращение поймы в надпойменную террасу и в конечном счете, формирование речной долины. С этой точки зрения русловые процессы являются предметом изучения геоморфологии.

Как отрасль знаний учение о русловых процессах зародилось в конце XIX в., но окончательно оформилось в середине XX в. Длительное время оно развивалось как прикладная наука, часть инженерной гидрологии, решающая конкретные гидротехнические задачи. Выйдя на фундаментальный уровень, учение стало рассматриваться как раздел динамики русловых потоков. Как естественнонаучное (географическое) направление изучение речных русел долгое время ограничивалось накоплением и систематизацией фактического материала по морфологии и динамике речных русел. Синтез обоих направлений (гидродинамического и географического), теорети-

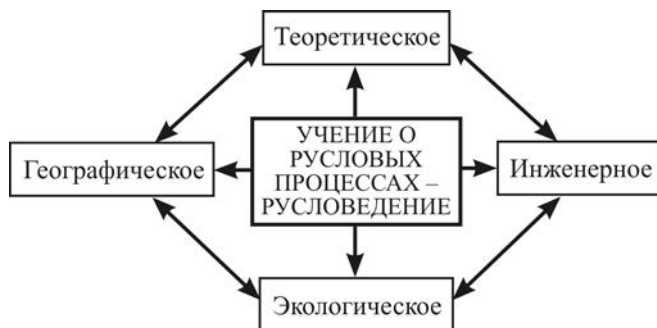
ческие обобщения и выделение при решении прикладных задач специфических, собственно русловых задач привели к тому, что стало возможным говорить о самостоятельной научной дисциплине — учении о русловых процессах (русловедении), сформировавшейся на грани гидрологии суши, геоморфологии, инженерной гидрологии и речной гидравлики (динамики русловых потоков).

Наличие предмета, целей, задач и методов исследований позволило не только констатировать факт существования отрасли знаний, занимающейся изучением русловых процессов, морфологии и динамики речных русел, но и предложить ей название — русловедение. Занимаясь изучением одного из природных явлений и его связей с природными и социально-экономическими условиями, русловедение является географической наукой (*географическое русловедение*). Объектами его исследований являются: морфология и рельеф речных русел, их постоянные изменения (русловые деформации); факторы русловых процессов; эрозия, транспорт и аккумуляция наносов в речных руслах; русловые процессы на конкретных реках, протекающих в разных природных и природно-антропогенных условиях; поймы рек как производные русловых процессов и их роль в развитии речных русел; продольные профили рек и их трансформации; опасные проявления русловых процессов.

Решение прикладных задач, связанных с регулированием русел, прогнозами и расчетами русловых деформаций при различных видах эксплуатации рек, использованием водных и речных минеральных ресурсов, русловыми процессами в каналах и мелиоративных системах, учетом русловых процессов при водохозяйственном проектировании, строительстве на берегах, прокладке через реки коммуникаций, относится к области *инженерного русловедения* (рис. В.1). Эффективность мероприятий по регулированию русла и управлению русловыми процессами, устойчивость и надежность инженерных сооружений на берегах и в руслах рек зависят от того, в какой мере они учитывают специфику русловых процессов в конкретной природной или природно-антропогенной обстановке. *Экологическое русловедение* изучает неблагоприятные и опасные для жизнедеятельности людей последствия антропогенных воздействий на русловые процессы и связанные с ними изменения русел рек, разрабатывает приемы и методы оптимизации мероприятий по регулированию русел, оценки их уязвимости к антропогенным нагрузкам и вероятности вторичных загрязнений речных вод при размыве отложений.

Изменения, происходящие с руслами рек и их рельефом на историческом этапе (для рек России начиная с XVIII в.), когда появились первые достоверные документальные сведения о руслах рек, изучает *историческое русловедение*, опирающееся на картографические, архивные и другие источники, анализ и сопоставление которых дают возможность получать сведения о многолетних преобразованиях

речных русел. История развития речных русел в процессе эволюции природной среды и изменений климата — объект исследования *палеорусловедения*. Это позволяет применять учение о русловых процессах к решению задач поиска и разведки аллювиальных месторождений полезных ископаемых, в том числе россыпных, и прогнозированию для последних положения их коренных источников.



**Рис. В.1.** Структура учения о русловых процессах (русловедения)

Таким образом, *учение о русловых процессах (русловедение)* — отрасль знаний, изучающая условия и закономерности формирования речных русел и разрабатывающая приемы и методы их регулирования. Предметом исследования является речное русло и процессы, происходящие в нем при взаимодействии потока с грунтами, его слагающими, перемещении и аккумуляции наносов, разработка приемов и методов регулирования русел, прогнозов русловых переформирований при колебаниях водности, изменениях природных факторов и под влиянием хозяйственной деятельности, выявление изменений в развитии русловых процессов и их неблагоприятных последствий.

Теоретическое направление в учении о русловых процессах разрабатывает основные идеи и представления о закономерностях и существенных связях во взаимодействии потока и русла, определяющем механизмы русловых процессов, формирования русел рек и руслового рельефа и их соотношения с природными и антропогенными факторами, сопровождаясь созданием математических моделей русловых процессов. Выявлением механизма взаимодействия потока и русла в практически любом масштабе времени занимается *экспериментальное русловедение*. К его особенностям относится изучение русловых процессов на физических моделях, разработка принципов и методов их моделирования. Такую же роль играет математическое и компьютерное моделирование русловых процессов, позволяющее имитировать движение потока, сток воды и наносов, процессы переформирований русел при заданных условиях.



Практическая направленность учения о русловых процессах определяет его связь с гидротехникой и мелиорацией, водными путями, поисковой геологией. Вместе с тем оно опирается на те разделы гидравлики, гидрологии, геоморфологии, грунтоведения, инженерной геологии, которые позволяют раскрыть механизм русловых процессов, физическую природу явлений, возникающих при взаимодействии потока и русла, эрозии, транспорте и аккумуляции наносов, а также взаимосвязи с природной средой и отдельными ее компонентами, изучать их как географические процессы, а речные русла — как элементы ландшафта.

**Основные понятия и определения; двойственная природа русловых процессов.** Особенностью развития учения о русловых процессах в России является широкое применение терминов, взятых из русского народного языка: русло, пойма, рукав, протока, излучина, заструга и т.д. То обстоятельство, что толчком к изучению русловых процессов послужило решение практических задач, связанных с развитием водных путей сообщения, обусловило использование многих терминов путейского происхождения: пережат, корыто пережата, побочень, осередок и т.п. Некоторые из них не имеют аналогов в англоязычной литературе, что иногда приводит к неоднозначному их толкованию. Даже само понятие «русловые процессы» переводится более широко — «флювиальные процессы» (fluvial proceses). Словосочетание «русловые процессы» впервые встречается в 30-е годы XX в. в работах М.И. Львовича и Н.И. Маккавеева. Первое его определение было дано М.А. Великановым в 1946 г.: русловые процессы заключаются в непрерывном воздействии потока на форму русла и формы русла на поток; процесс взаимного управления русла потоком, а потока руслом называется русловым. Н.Е. Кондратьев и И.В. Попов русловым процессом называли «изменения в морфологическом строении речного русла и речной поймы, постоянно происходящие под действием текущей воды».

*Русловые процессы* представляют собой совокупность явлений, связанных с взаимодействием потока и грунтов, слагающих ложе реки, эрозией, транспортом и аккумуляцией наносов, определяющих размывы дна и берегов рек, развитие различных форм русел и форм руслового рельефа, режим их сезонных, многолетних и вековых изменений. Такое определение включает в себя сущность русловых процессов (взаимодействие потока и русла, движение наносов), их проявления (формы русла и руслового рельефа, русловые деформации), временную изменчивость (русловой режим) и, таким образом, отражает в полной мере предмет исследования учения о русловых процессах — русловедения.

Сущность русловых процессов, заключающаяся во взаимодействии потока и грунтов, слагающих русло реки, отражает гидромеха-

ническую природу русловых процессов: гидродинамические особенности потоков через взаимодействие с ложем реки проявляются в его морфологии, приводят к изгибам русла, его разветвлению, формированию гряд разных размеров. Создаваемые под влиянием потока русловые формы оказывают обратное воздействие на него, вызывая образование в нем присущих этим формам гидравлических возмущений (рис. В.2). Таковы циркуляционные течения, возникающие на изгибе русла, или вихревое течение — валец в подвалье гряд.



**Рис. В.2.** Схема взаимодействия потока и русла и влияние на него физико-географических условий

Взаимодействие потока и русла с гидромеханических позиций может быть определено выражениями М.А. Великанова — русло управляет потоком, а поток управляет руслом и К.В. Гришанина: поток–русло, т.е. поток воздействует на русло, а русло оказывает обратное влияние на поток. В ходе взаимодействия речного потока и русла возникает поток наносов, который, с одной стороны, влияет на гидравлические характеристики потока, а с другой — на развитие и постоянные изменения русла и руслового рельефа. Часть потока наносов формируется на водосборе, и, следовательно, его формирование связано с физико-географическими особенностями бассейнов рек. Различия в геологическом строении территорий, по которым протекают реки, и литологии слагающих их ложе грунтов определяют поступление неодинаковых по крупности, прочности и другим физико-механическими свойствам наносов с поверхности водосбора. В результате при одних и тех же гидравлических характеристиках поток не только воздействует на разные грунты, но и перемещает неоднородные по крупности наносы. Поэтому взаимодействие потока и русла неодинаково в различных природных условиях.

Естественные русловые потоки характеризуются в конкретных условиях определенным водным режимом, зависящим от особенностей климата и разной водоносностью. Различные условия поступления наносов с водосбора в реки зависят от его геологического строения, рельефа и почвенно-растительного покрова. На поток также оказывают воздействие ледяной покров в холодную часть года, ледоход, развитие растительности в самом русле и на берегах, ветер, оказывающий влияние на поверхность воды и на скорость потока (см. рис. В.2). Отсюда двойственность природы русловых процессов — они представляют собой гидромеханическое явление, которое развивается в конкретной географической обстановке, подчиняясь природным закономерностям.

При изучении русловых процессов для обозначения форм их проявления широко употребляют понятие «русловые деформации» и его синонимы — «русловые переформирования», «переформирования русел». Нередко встречается в литературе термин «трансформация (т.е. преобразование) русел», который обычно используют для оценки изменений русел в нижних бьефах гидроузлов, так как здесь вследствие регулирования стока воды и наносов русло коренным образом перестраивается, приобретая иное качество.

Под *русловыми деформациями* следует понимать изменения русел рек, происходящие под действием водного потока, эрозии, транспорта и аккумуляции наносов, приводящие к повышению или понижению отметок дна, смещению форм русел или его частей, размывам и наращиванию берегов. Мерой русловых деформаций является их скорость — изменения линейных, площадных или объемных характеристик русла в единицу времени.

Русловые деформации могут быть «направленными» и «периодическими». Для первых характерна неизменность во времени знака изменения формы русла или его положения в пространстве, вторые соответствуют стадийности или цикличности развития форм русла и руслового рельефа (например, развитие излучины от зарождения до спрямления, после чего начинает формироваться новая излучина, или аккумуляция наносов на перекате в одну фазу водного режима, сменяющаяся размывом гребня переката в другую).

Для характеристики деформации во времени широко используются термины «обратимые» и «необратимые». Последний термин логичнее применять, когда речь идет об антропогенном воздействии на речные русла, под влиянием которого они приобретают новое качество (происходит их трансформация), в том числе неблагоприятное для состояния речной экосистемы. Термин «обратимые деформации» неудачен, так как в естественных условиях при русловых деформациях русло никогда не возвращается в исходное состояние, но он может использоваться при экологических оценках состояния речных русел.

*Вертикальные деформации* — термин, характеризующий процессы врезания реки и накопления (аккумуляции) наносов на дне речной долины, отражающие как направленные изменения, так и местные размывы и обмеления русла. *Горизонтальные деформации* близки по смыслу понятию «боковая эрозия», которая определяет только одну сторону явления — размыв берега, тогда как смещение русла сопровождается аккумуляцией наносов в другой части русла, где образуется отмель. Горизонтальные деформации сопровождаются вертикальными — углублением плесовой ложины по мере развития излучины, размывом одних и обмелением других рукавов и т.д. Их синоним — плановые деформации — отражает изменение положения русла, зафиксированное при сравнении разновременных карт, аэроснимков и космических снимков и планов русла.

Русловые деформации осуществляются по-разному в конкретной природной обстановке, определяя *русловой режим рек* — совокупность характерных изменений речных русел под действием водного потока во времени. Эти изменения могут быть сезонными, многолетними, вековыми и т.д.

В приведенных определениях под *формой русла* понимается его морфология с характерными очертаниями в плане (извилистое, разветвленное на рукава, относительно прямолинейное, неразветвленное), шириной и глубиной. Русло — это форма рельефа на дне долины реки, по которой осуществляется речной сток (сток воды и наносов, растворенных веществ и т.д.) при уровнях ниже бровки поймы затопляемой в многоводную фазу режима. Во время половодий и высоких паводков речной поток выходит из берегов и затопляет *пойму реки* — покрытую растительностью часть дна речной долины, образовавшуюся в ходе русловых горизонтальных деформаций. М.А. Великанов называл пойму «большим руслом», пропускающим все повышенные расходы воды, в отличие от «малого русла», ограниченного бровками поймы. Пойма, будучи производной русловых процессов, является важным условием формирования самого русла. Поэтому пойму и русло вместе, в их единстве называют *пойменно-русловым комплексом*.

*Формы руслового рельефа* возникают как следствие движения наносов в виде гряд, а также благодаря местным повышениям коренного ложа потока, лишённого аллювия. К первым относятся перекааты, побочни, осередки и другие аккумулятивные гряды разных размеров, определяющие изменения отметок дна из-за их перемещения, размыва и новообразования в процессе транспорта донных наносов. Скульптурными формами являются пороги, перегибы продольного профиля, водопады, связанные трудноразмываемыми или скальными горными породами, слагающими ложе реки.

Отнесение русла к прямолинейному, меандрирующему или разветвленному на рукава соответствует выделению *морфодинамических*

*типов русла*, что отражает единство формы русла (морфологии) и его горизонтальных деформаций (динамики), связанных с ними изменений отметок дна (размывы и аккумуляция наносов). Таким образом, *тип русла* характеризует отдельные формы русла (прямолинейное, неразветвленное; излучина; разветвление) или их совокупность (серия излучин, следующие друг за другом разветвления, прямолинейный участок), имеющие морфологическое подобие и сходный вид горизонтальных русловых деформаций.

*Морфологически однородные участки* — это участки реки, характеризующиеся преобладанием форм русла одного морфодинамического типа и однородными условиями формирования (водоносность, величина стока наносов, геолого-геоморфологическое строение долины). Изменения этих условий сопровождаются сменой морфодинамического типа русла или изменением его морфометрических характеристик.

**Русловые процессы и эрозионно-русловые системы.** Русловые процессы составляют заключительное звено в цепи гидрологических процессов и явлений, связанных с воздействием стока на земную поверхность, и их специфика отражает формирование стока воды и наносов в пределах речных водосборов. Все водные потоки, начиная со склоновых нерусловых и заканчивая реками, осуществляют разрушение поверхности суши, перемещение продуктов этого разрушения, их накопление и неоднократное переотложение по пути транспортировки.

По объемам разрушения, переноса, переотложения и доставки в Мировой океан твердого вещества деятельность водных потоков — самый мощный агент денудации, определяющий формирование на Земле флювиального рельефа. Количество наносов, доставленных реками с материков в океан, по оценкам разных исследований, составляет 12,7...26,7 млрд т в год. В растворенном состоянии (следствие химической эрозии суши водными потоками) реками приносится в океан 0,3...3,0 млрд т в год. Воздушные потоки ежегодно переносят в сторону океана 2,2...2,6 млрд т пылеватых и песчаных частиц. Вклад ледников и абразии морских берегов в общее поступление твердого вещества в Мировой океан примерно одинаков — 0,3...0,4 млрд т/год. Из внешних источников ежегодно поверхности Земли достигает только 0,01 км<sup>3</sup> космического вещества. Если учесть, что лишь 15...20% продуктов смыва почв достигает рек, а остальные 80-85% оседают у подножья склонов, в балках и других отрицательных формах рельефа, а наносы, поступившие в реки, осаждаются частично на поймах или в самих руслах рек, то общая доля вещества, транспортируемого водными потоками на земной поверхности, возрастает в несколько раз. Например, только суммарные потери почвы из-за развития эрозии на Земле оцениваются в 50 млрд т в год. В результа-

те равнинные реки выносят в моря только 7-10% продуктов смыва грунта с водосборов и эрозионной деятельности самих рек; для горных рек эти величины больше — не менее 50%. Остальная часть их остается в пределах речных водосборов.

Процессы смыва и размыва почв и горных пород, перемещения, переотложения и накопления наносов водными потоками составляют комплекс эрозионно-аккумулятивных процессов. Источниками наносов, перемещаемых водными потоками, служат: продукты размыва (эрозии) подстилающей поверхности (для рек — в том числе, берегов); поступление твердых частиц со склонов вследствие гравитационных процессов (оползней, осыпей, обвалов), эолового переноса, медленного смещения почвы на склонах, солифлюкции и т.д. В горах склоновые процессы играют решающую роль в формировании стока наносов. Чем больше водный поток, тем меньше относительная доля наносов неэрозионного происхождения. На склонах эрозия почв и грунтов является практически единственным источником поступления в них наносов.

Вся совокупность эрозионно-аккумулятивных процессов состоит из четырех основных взаимосвязанных звеньев: *эрозии почв*, производимой временными нерусловыми потоками, формирующимися при выпадении дождей и таянии снега; *овражной (линейной) эрозии*, связанной с деятельностью временных русловых потоков; *русловых процессов*, определяемых эрозионно-аккумулятивной деятельностью рек; *устьевых процессов*, развитие которых происходит на фоне направленной аккумуляции наносов при впадении реки в приемный водоем и воздействии на него морских явлений.

Четких разграничений между типами водных потоков и звеньями эрозионно-аккумулятивных процессов нет: склоновый поток расчленяется на сеть ручейков, приводящих к образованию на склоне первичных, хотя и эфемерных, линейных эрозионных форм — борозд и промоин; овраг, врезааясь в толщу горных пород, достигает водоносного горизонта и имеет в этом случае постоянный водоток, малые реки пересыхают в безводные периоды и т.д.

*Временные нерусловые потоки* осуществляют перенос смытого материала на короткие расстояния, равные длине склона (от первых метров до сотен метров). При этом имеет место достаточно четкое пространственное разграничение зон преимущественной эрозии, транспорта материала, поступающего сверху, и аккумуляции наносов у его подножия, где формируется делювиальный шлейф. Нерусловые потоки производят рассредоточенную (плоскостную) эрозию и рассредоточенную аккумуляцию. Та часть перемещаемого вещества, которая не вошла в состав аккумулятивных образований в пределах склонов, поступает в следующие звенья системы (овраги, балки) или непосредственно в реки.

*Временные русловые потоки* осуществляют линейную эрозию и сосредоточенную аккумуляцию или вынос наносов в реки. Дальность их переноса зависит от длины оврагов и может превышать длину склона (сотни метров, более 1 км). В оврагах выражена наиболее отчетливо эрозия в верхней части. В устье оврага формируется конус выноса (если овраг «открывается» в реку, конус выноса размывается потоком). В центральной части временный водный поток осуществляет транзит материала, поступающего из верховьев, со склонов оврага и с площади его водосбора.

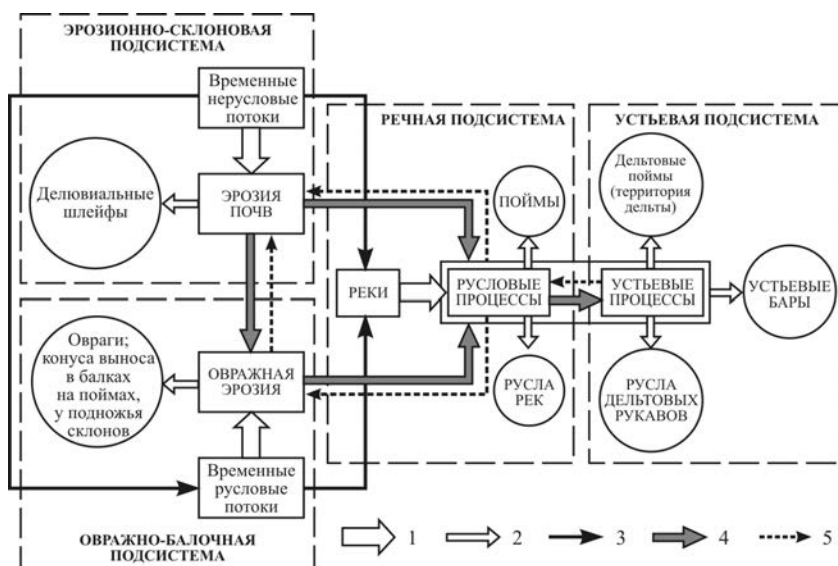
*Постоянные водные потоки (реки)* осуществляют перенос вещества на расстояния, соизмеримые с шириной поперечника (Амазонка) или половины поперечника материков (крупнейшие реки Европы, Азии и Африки). При этом благодаря образованию и развитию форм русла аккумулятивных форм руслового рельефа и поймы дифференциация по длине реки зон эрозии, транспорта и аккумуляции не проявляется. На всем протяжении реки происходит многократное переотложение перемещаемого материала. Часть наносов аккумулируется в русле и на пойме, образуя аллювиальные отложения. Направленная аккумуляция наносов свойственна нижнему течению рек, прослеживается в течение вековых и геологических отрезков времени, и на ее фоне осуществляются периодические русловые деформации, обуславливающие размывы и намывы берегов и дна рек в многолетнем, сезонном и текущем временных масштабах.

Водные потоки, подстилающая поверхность, на которую они действуют, и эрозионно-аккумулятивные процессы образуют эрозионно-русловые системы (ЭРС), функционирующие в пределах водосборных бассейнов. Они состоят из ЭРС разных рангов: от элементарного водосбора на склоне до бассейна крупнейшей реки. В последнем случае ЭРС состоят из частных подсистем (рис. В.3): эрозионно-склоновой, в которой действуют нерусловые временные потоки на склонах, осуществляющие эрозию почв; овражно-балочной, соответствующей деятельности временных потоков, концентрирующихся в линейных эрозионных формах на склонах (овражная эрозия); речной, в которой действуют постоянные водные потоки, осуществляющие транспорт наносов, поступивших со склонов и из овражно-балочной сети, происходят русловые деформации; устьевой.

Водные потоки являются динамической компонентой ЭРС, подстилающая поверхность (склоны, русло) — статичной, эрозионно-аккумулятивные процессы — производной от их взаимодействия. Эрозионно-аккумулятивные процессы изменяют характеристики водных потоков вследствие изменения физических свойств воды при насыщении ее наносами и гидравлических сопротивлений. В обратной связи изменение характеристик водных потоков (их водности, скорости) в пространственно-временном отношении изменяет ин-

тенсивность и формы проявления эрозионно-аккумулятивных процессов.

Взаимосвязи между звеньями ЭРС могут быть прямыми и обратными (см. рис. В.3). Для активного фактора эрозионно-аккумулятивных процессов — водных потоков — они однонаправлены, между соответствующими им процессами действуют прямые или обратные связи. Прямые связи более значимы и, как правило, являются непосредственными, обратные — замедленны, нередко опосредованы и более сложны. Прямые связи определяются формирующимся в процессе эрозии потоком наносов, через которые эрозия почв на склонах и овражная эрозия воздействуют на русловые процессы. С другой стороны, русловые деформации являются фактором формирования потока наносов на склонах и в овражно-балочной сети благодаря подмыву реками бортов долин и врезанию рек, что приводит к увеличению уклонов склонов.



**Рис. В.3.** Структура эрозионно-русловой системы и эрозионно-аккумулятивных процессов:

- 1 — прямые связи потоков и продуцируемых ими процессов;
- 2 — прямые связи процессов и создаваемых ими форм рельефа;
- 3, 4 — прямые связи направления перемещения воды и наносов соответственно;
- 5 — обратные связи между процессами

Развитие устьев рек зависит от выноса в море (озеро) наносов из рек и русловых процессов в рукавах дельт. Обратная связь проявляется, главным образом, через направленность вертикальных дефор-



маций (регрессивная аккумуляция или эрозия) в нижнем течении рек, обусловленных выдвиганием дельты в море или абразией ее морского края.

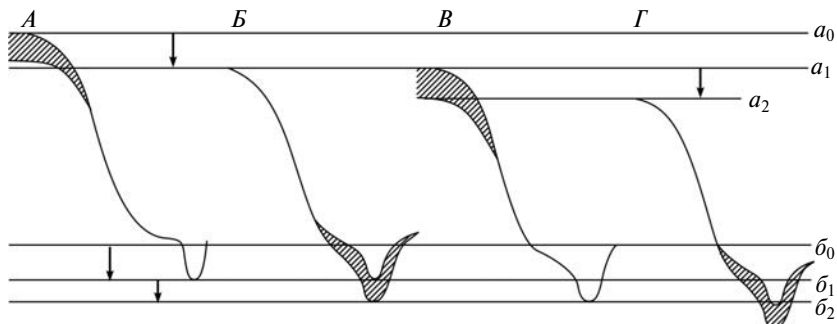
Таким образом, эрозионно-русловые системы относятся к типу каскадных систем с преобладанием прямых связей, согласованных с «направлением» последовательного перемещения вещества от склона к устью реки над обратными связями. Это означает и малую интенсивность «обратного» воздействия, и снижение силы, и количество связей с увеличением «системной удаленности» звеньев друг от друга, т.е. влияние эрозионно-аккумулятивных процессов на склонах последовательно убывает в ряду овраги—балки—реки—устья рек.

**Общие законы русловых процессов, саморегулирование системы «поток-русло», дискретность и континуальность.** Функционирование всей эрозионно-русловой системы и русловых процессов, в частности, подчиняется общим универсальным законам: единства эрозии, транспорта и аккумуляции наносов как составных частей эрозионно-аккумулятивных процессов; их взаимосвязи и взаимообусловленности в различных звеньях эрозионно-русловых систем; автоматического регулирования транспортирующей способности потоков; нелинейности связей; факторной относительности; взаимной обусловленности потока и русла; ограниченности морфологических комплексов.

*Закон единства эрозионно-аккумулятивных процессов:* эрозия—перемещение (транспорт) — аккумуляция наносов представляют собой обязательные составные части единого процесса. Если происходит эрозия грунта, то поступавшие в поток частицы, образуя наносы, рано или поздно будут отложены, образуя речные отложения. Аккумуляция наносов невозможна без эрозии и их перемещения потоком. Процессы эрозии, транспорта наносов и их аккумуляции переплетены и связаны между собой в пространстве и во времени. Лишь с известной долей условности можно выделить участки с преобладанием эрозии (в верховьях горных рек, где русло иногда представляет собой скальный «лоток», лишенный аллювиального ложа) или аккумуляции, характерной для речных дельт.

*Закон взаимной связи и взаимообусловленности проявления всех видов эрозионно-аккумулятивных процессов, сопряженность их развития во всех звеньях сети водных потоков* наиболее ярко проявляется в соотношении развития эрозионных процессов на водосборе и врезания реки (рис. В.4). Врезание реки и углубление ее долины сопровождается увеличением эрозионного расчленения бортов малыми реками и овражно-балочной сетью, усилением эрозии нерусловых потоков на склонах. Это приводит к повышенному поступлению в русла рек наносов со всей водосборной площади. В результате интенсивность врезания реки замедляется. Уменьшение вертикального расчленения

рельефа вследствие выполаживания склонов и понижения поверхности водосбора сопровождается убыванием количества материала, поступающего в реку, и она вновь начинает более интенсивно врезаться. Эти явления наблюдаются синхронно, и изменения в их соотношении могут быть вызваны сменой физико-географической обстановки или знака и интенсивности тектонических движений.



**Рис. В.4.** Последовательное развитие эрозии поверхности водосбора (А, В) —  $a_0 \rightarrow a_1 \rightarrow a_2$  и врезания реки (Б, Г) —  $b_0 \rightarrow b_1 \rightarrow b_2$

*Закон автоматического регулирования транспортирующей способности потоков* определяет направленность русловых процессов и саморегулирование в системе «поток—русло». Если транспортирующая способность потока больше фактического расхода наносов  $W_{тр} > W$ , на реках преобладает врезание, сток наносов возрастает, что проявляется в балансе наносов на участке русла:  $W_{i+1} = W_i + \Delta W$ , где  $W$  — объем стока наносов в  $i$ -м и  $(i + 1)$ -м створах,  $\Delta W$  — результирующая баланса; знак «+» означает поступление материала в поток между створами. Если  $W_{тр} < W$ , происходит аккумуляция избыточного количества наносов:  $W_{i+1} = W_i - \Delta W$ , где знак «-» означает уменьшение количества транспортируемого материала за счет его отложения на дне потока.

Увеличение стока наносов через механизм саморегулирования системы поток—русло приводит к образованию новых форм руслового рельефа, развитию поймы, обмелению русла, активизации размывов берегов. Уменьшение стока наносов ведет к врезанию русла, снижению интенсивности деформаций, исчезновению крупных форм руслового рельефа (побочной, осередков). К аналогичным эффектам приводит изменение водности рек при сохранении неизменным стока наносов. При  $W = \text{const}$  увеличение  $Q_{ср}$  сопровождается ростом  $W_{тр}$ , вследствие чего может возникнуть условие  $W_{тр} > W$  и река будет врезаться; при снижении  $Q_{ср}$  создается условие  $W_{тр} < W$  и река аккумулирует наносы.

Изменение стока наносов связано с русловыми деформациями уравнением:

$$\frac{\partial W_{R+G}}{\partial x} + \rho \frac{\partial \omega}{\partial t} = 0, \quad (\text{В.1})$$

где  $W_{R+G}$  — общий сток наносов ( $R$  — взвешенных,  $G$  — влекомых);  $x$  — длина участка;  $\omega$  — площадь живого сечения;  $t$  — время;  $\rho$  — плотность наносов.

Согласно формуле (В.1) интенсивность изменения стока наносов по длине реки равна скорости приращения площади живого сечения потока с течением времени, взятой с обратным знаком. Поскольку уравнение баланса наносов отражает направленность эрозионно-аккумулятивных процессов, то автоматическое выравнивание транспортирующей способности потока отражает механизм саморегулирования системы «поток–русло». Оно проявляется в развитии продольного профиля реки, механизме движения грядовых форм руслового рельефа, в развитии форм самого русла.

Через закон автоматического выравнивания транспортирующей способности потока на русловые процессы влияют изменения природной среды, в том числе антропогенные, приводящие к соответствующим изменениям стока воды и наносов. Антропогенные изменения природных факторов быстро сказываются на состоянии русел рек: например, врезание рек в нижних бьефах ГЭС, при спрямлении русла или разработке русловых карьеров. Аккумуляция наносов как следствие антропогенной эрозии почв приводит к заилению русел малых рек, выше водохранилищ — к повышению отметок дна и усилению затопляемости пойм.

*Закон нелинейности связей* фиксирует непропорциональность между количественными изменениями активных факторов и интенсивностью проявлений русловых процессов. В процессах, управляемых нелинейными связями, возникает кумулятивный эффект (от лат. *cumule* — «собираю», «накапливаю») в проявлении русловых процессов во времени и пространстве при некоторых изменениях активного фактора. Кумуляция во времени наиболее ярко проявляется в квадратичной или кубической связи между расходами воды и наносов:  $Q = f(W_{R+G})^m$ , где показатель степени  $m$  зависит от состава грунтов, на которые воздействует поток, или руслообразующих наносов. Слияние потоков в речных системах одного или близких порядков сопровождается значительно большим ростом стока наносов, чем увеличение водности.

*Закон факторной относительности* заключается в неодинаковой и неодновременной реакции эрозионно-аккумулятивных процессов на изменения климата, тектонические движения, колебания базиса эрозии и т.д. Если водные потоки реагируют на них практически моментально, то русловые процессы отличаются большей или меньшей

инерционностью и в каждый данный момент времени морфологические формы их проявления могут не соответствовать характеристикам потока. Большие реки, характеризующиеся малым уклоном и большой водностью, чутко реагирует на незначительные изменения уклонов (например, вызванные колебаниями базиса эрозии); малые реки практически полностью контролируются условиями климата и растительности.

Изменения базиса эрозии (уровня приемного бассейна) существенно сказываются на нижних звеньях русловой сети. Их воздействие распространяется регрессивно, постепенно затухая в течение длительных отрезков времени; на процессы в верхних звеньях сети эти изменения практически не влияют.

*Закон взаимной обусловленности потока и русла* был сформулирован М.А. Великановым, как принцип взаимодействия потока и русла: «взаимоуправление потока и русла «приводит в результате всех деформаций к определенным, наиболее вероятным, комбинациям между морфометрическими характеристиками русла и гидравлическими характеристиками потока», но его основы были заложены еще Н.С. Лежневским. Согласно закону русловые формы и формы рельефа русла относительно устойчивы и, следовательно, типичны, если они возбуждают в потоке явления, которые способствуют их возобновлению. В излучине русла всегда возникает циркуляционное течение, способствующее сохранению или росту ее кривизны в процессе развития и смещения; донная гряда, перемещаясь по руслу, сохраняет в спокойном потоке асимметричную форму благодаря вихревым течениям в подвалье и т.д..

*Закон ограниченности морфологических комплексов* М.А. Великанов сформулировал так: в природе из бесчисленного количества возможных русловых образований осуществляется лишь ограниченное число относительно устойчивых форм таковых, что создает возможность геоморфологической классификации естественных русловых комплексов. Сущность закона проявляется в наличии вполне определенных типов форм русла и руслового рельефа, характеризующихся устойчивостью при стационарном режиме руслового процесса.

Ограниченность морфологических комплексов позволяет представить флювиальный рельеф, созданный постоянными водными потоками, в виде иерархической лестницы: долина реки—пойма—форма русла—русловой рельеф (макро-, мезо- и микроформы), которая соответствует представлениям о дискретности русловых процессов и форм их проявления. Н.Е. Кондратьев выделил четыре структурных уровня: отдельной частицы, микроформы, мезоформы и макроформы. К микроформам он относил малые гряды на дне потока, создающие его шероховатость; к мезоформам — крупные песчаные скопления, соизмеримые с шириной русла; к макроформам — формы самого русла и пойму, речные излучины с прилегающим к ним пойменными массивами. Н.И. Маккавеев рассматривал русло-

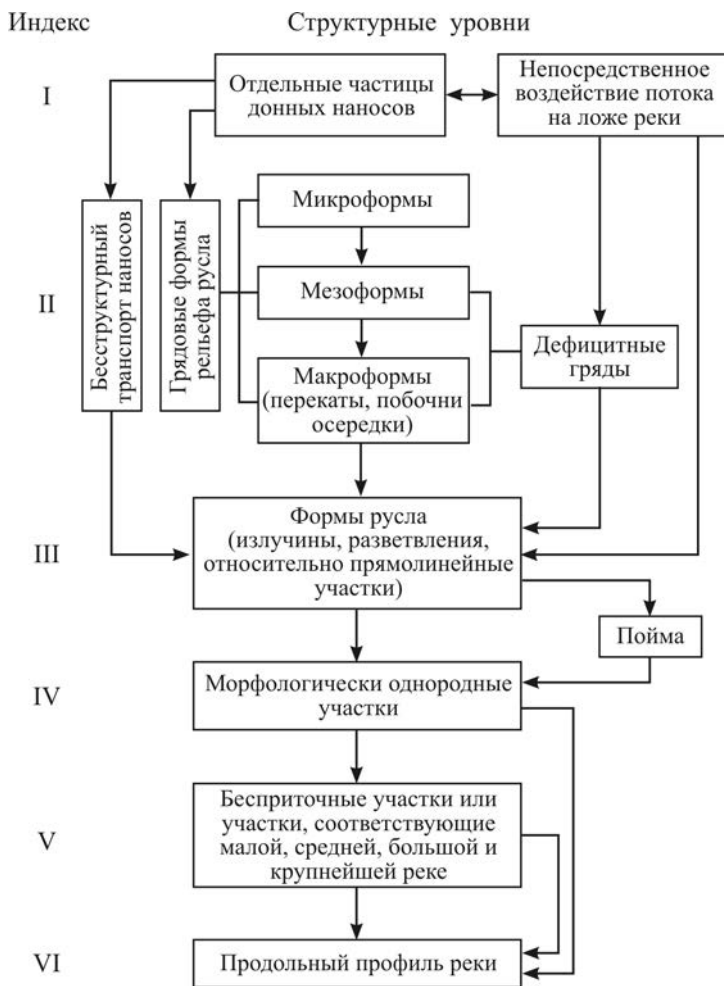
вые процессы на четырех главных самостоятельных уровнях: продольный профиль реки; пойма, формы русла, перекаты как формы рельефа русла.

В наиболее полном виде дискретность русловых процессов можно представить в виде системы взаимосвязанных уровней взаимодействия потока и грунтов, слагающих русло реки и форм проявления русловых процессов (рис. В.5). Уровень I соответствует отдельным частицам донных наносов; русловые процессы проявляются в отрыве частиц отложений, перемещении и последующей их остановке (аккумуляции). Непосредственное воздействие потока на коренное ложе реки приводит к особому проявлению русловых процессов — развитию скальных русел и их аналогов в трудноразмываемых полускальных и пластичных (глины) грунтах.

Уровень II связан с массовым перемещением донных (влекомых) наносов в виде гряд различных размеров или бесструктурного транспорта наносов. Он представлен подуровнями: микро-, мезо- и макроформ рельефа русла, а вся совокупность гряд представляет собой взаимосвязанную систему. В условиях, когда транспортирующая способность потока  $W_{тр}$  намного превышает реальный сток наносов при абсолютном преобладании в нем влекомой (донной составляющей), т.е.  $W_{тр} \gg W_G$ , возникают дефицитные гряды, чередующиеся с участками русла, где поток непосредственно контактирует с коренным ложем. Выделение микро-, мезо- и макроформ обосновывается графиком связи глубины потока  $kh$  (здесь  $k$  — продольное волновое число  $2\pi/x$ ,  $x$  — длина участка реки) и числа Фруда (рис. В.6). На нем выделяются четыре области существования динамически устойчивых грядовых форм руслового рельефа разных размеров: I — микроформ, располагающихся вдоль линии, аппроксимируемой уравнением  $kh = 1,4Fr^{-1}$ , IV — макроформ,  $kh = 1,6g/C^2 \exp(1,8Fr)$ , между которыми находится область распространения мезоформ, которая разделена на две подобласти, соответствующие увеличению размеров гряд. В определенных гидравлических условиях гряды не формируются.

Уровень III составляют формы русла: извилистые (меандрирующие), разветвленные на рукава и относительно прямолинейные, неразветвленные с присущими им соотношениями ширины, глубины, скоростным полем потока и циркуляционными течениями. Формы русла развиваются на фоне многолетних изменений стока воды и наносов и связаны с формированием поймы.

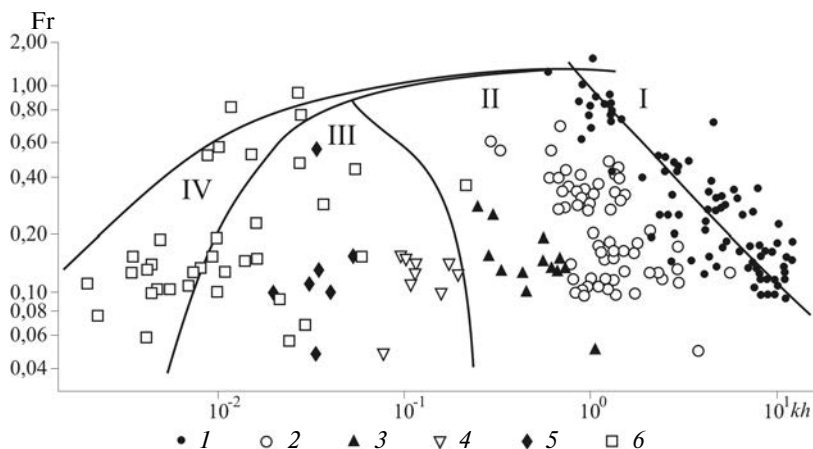
IV структурный уровень соответствует морфологически однородным участкам рек, в пределах которых преобладают формы русел данного типа (излучины, разветвления, относительно прямолинейное русло), развивающиеся сопряженно. Их деформации во многом зависят от особенностей распространения поймы (пойменных массивов), изменений ширины дна долины, расположения реки возле коренного берега и т.д.



**Рис. В.5.** Структурная организация (дискретность) русловых процессов, формы их проявления и взаимодействие между ее уровнями (I – VI)

Уровень V определяется слиянием однопорядковых или близких по порядку рек и увеличением их водоносности. Это резко увеличивает транспортирующую способность потока, поскольку  $W_{R+G} = f(Q^m)$  и  $W_{тр} = f(Q^m)$ , где  $m > 1$  или, в основном,  $m \approx 2 \dots 3$ . Увеличение порядка реки сопровождается изменениями ее водного режима, уменьшением уклона, ростом соотношения ширины и глубины русла  $b_p/h$ , изменением других морфологических, гидрологических и гидравлических характеристик. С этим связаны изменение параме-

тров форм русел, усложнение разветвлений или увеличение размеров излучин и т.д.



**Рис. В.6.** Области формирования грядовых форм рельефа русла (по А.Ю. Сидорчуку):

I — микроформы (1); II и III — мезоформы (2–5 — гряды в порядке увеличения их размеров); IV — макроформы (6)

VI структурный уровень соответствует реке в целом и ее продольному профилю. Он интегрирует формирование русла на более низких структурных уровнях, представляя собой особую форму проявления русловых процессов. Развитие продольного профиля определяется соотношением  $W \sim W_{\text{тр}}$  и распределением по длине реки энергии потока, изменением водности, стока и состава руслообразующих наносов и т.д. Дискретность представляет собой не только пространственную, но и временную отграниченность состояния объекта. Русловые процессы в разные фазы водного режима проявляются на разных структурных уровнях, с различной интенсивностью на одном и том же уровне, имеют неодинаковую направленность и характеризуются определенным набором морфологических образований, различающихся своими параметрами. Такова сезонная смена повышения отметок дна вследствие аккумуляции наносов в одну фазу водности и размывом в другую. На горных реках и реках с галечно-валунным составом руслообразующих наносов их транспорт и деформации русла осуществляются только в многоводную фазу режима и полностью затухают в межень. Значительные части русла обсыхают на спаде половодья и в межень, не участвуя во взаимодействии с потоком в маловодную фазу режима, некоторые рукава и протоки функционируют только в половодье и т.д.

Дискретные свойства системы «поток–русло» неразрывны со свойствами сплошной среды, т.е. имеет место непрерывность этой системы. Действительно, ее существование и развитие обеспечиваются взаимосвязью, взаимозависимостью и сопряженностью всех форм проявления русловых процессов, при которых формы более низких уровней являются составной частью более крупных. Их развитие подчиняется специфическим закономерностям, но в значительной мере зависит от состояния смежных уровней проявления русловых процессов. В этом заключается *континуальность* русловых процессов, обусловленная непрерывностью руслового потока и поля отметок дна речного русла, взаимосвязанностью и взаимопереходами отдельных форм русел. Она может быть как прямой (см. рис. В.5), направленной от низших структурных уровней к высшим, так и обратной. Прямая связь проявляется в последовательной зависимости образования и эволюции форм проявления русловых процессов на более низких уровнях: без приведения в движение отдельных частиц наносов невозможно образование грядовых форм руслового рельефа; движение микро- и мезоформ грядового рельефа обуславливает смещение макроформ за счет порционного поступления наносов в подвалье более крупной гряды; макроформы руслового рельефа способствуют образованию форм самого русла, становясь ядрами формирования поймы.

Обратные связи морфологически менее значимы и проявляются зачастую опосредованно. Структурные уровни высшего порядка и их развитие являются фоном, на котором происходит образование и развитие форм низших порядков. Процессы, происходящие во всей иерархии уровней, интегрируя между собой, обуславливают многообразие форм проявлений русловых процессов в целом.

Непрерывность (континуальность) русловых процессов во времени проявляется на тех участках русла, которые постоянно находятся под действием потока во все фазы водного режима; следовательно, здесь обеспечивается временная непрерывность взаимодействия потока и русла, хотя меняются формы его проявления и интенсивность происходящих при этом деформаций русла. Те части русла, которые обсыхают в маловодную фазу режима, при возобновлении воздействия на них потока продолжают развиваться, сохраняя заданную направленность. Таково смещение побочной перекатов в половодье, которое происходит после продолжительного (в годовом цикле) периода их обсыхания.

**История развития учения о русловых процессах.** Первые наблюдения за состоянием речных русел относятся к глубокой древности. Без них было бы невозможным проведение гидротехнических работ, датируемых II тыс. — VII—III вв. до н.э. Наиболее древние сведения о руслах рек содержатся в китайских литературных источниках.



Во времена династии Западная Хань (260—24 гг. н.э.) к оценке перестроений русла р. Хуанхэ был применен термин «блуждание», организовано проведение первых мероприятий по его регулированию. В книге «Шуйцзиньчжу» («Значение гидрологического режима») (220—265 гг.) содержатся сведения о перемещении русла р. Янцзы, изменении ее берегов и развитии островов.

В средние века Г. Галилей консультировал проект спрямления излучин р. Тибр для снижения уровней паводков, затопляющих Рим. К этому же периоду относится начало регуляционных работ на р. Рейн и других реках Западной Европы в связи с борьбой с наводнениями и развитием водных путей. На Руси первые сведения о руслах рек содержались в летописях. В XIII в. проведено искусственное спрямление излучин р. Сухоны каналом длиной в 2 км. Во многих русских городах существовал лоцманский промысел для проводки купеческих караванов по наиболее сложным участкам рек.

Наиболее ранние (X в.) документальные материалы по руслам рек имеются для Волги и ее притоков. В XVII в. немецкий путешественник Адам Алеарий осуществил первые съемки русла Волги возле крупных волжских городов, были изданы «Древняя Российская гидрография...» и «Чертежи Сибирской земли», в которых описаны и нанесены на карты основные реки России.

Регулирование речных русел в целях судоходства было осуществлено при Петре I во время строительства Вышневолоцкой системы каналов. Тогда же адмирал Крюйс выполнил съемку Дона. Вплоть до конца XIX в. появилось большое количество трудов, в которых содержались сведения о руслах многих рек Европейской России. Малые и средние реки в конце XVIII в. были отражены на картах Генерального межевания. Были сделаны попытки обобщений имеющихся сведений о русловых деформациях. М.В. Ломоносов в книге «О слоях земных» писал, что обитатели по берегам больших рек тому свидетели, коли великие перемены в берегах и стрежах их течение воды, наипаче вешнее, причиняет. Не упоминаю песков, кои всякая весна и осень перемывает, ни лугов, которые быстрина, отнимая от переднего конца, наращивает к заднему, но токмо чем внутренность земная открывается, представляю яры крутые, которые великие звена иногда с огородами и строениями оседают и в реки опровергаются, будучи подмыты... Все во всем свете рудокопы не перероют столько земли, не провергнут камней во сто лет, сколько одной весной разрушат о них льды и быстрина беспримерных вод российских.

С учреждением Департамента водяных коммуникаций в 1798 г. и института корпуса инженеров путей сообщения в 1810 г. начались планомерные съемки и промеры русел больших рек и их притоков, а иногда и измерения скоростей, уровней воды, получение данных о пойме, реке — составление продольных профилей. Их итогом явились описания водных путей. В 50-е годы XIX в. была составлена

первая лоцманская карта Северной Двины, в 1861 г. издан первый атлас Волги, труд И.Ф. Штукенберга по гидрографии России. Сведения о русловых деформациях на реках России были опубликованы в 1854 г. в «Судоходном дорожнике Европейской России». В нем отмечалось, что интенсивные изменения русел происходят во время половодья; в межень они затухают, вызывая только местные преобразования тех форм руслового рельефа, которые были созданы весной. Данные о смещении в русле Волги островов были опубликованы в 1857 г. К.М. Бэрмом. Он объяснил смещение русел рек северного полушария вправо, а южного влево вследствие вращения Земли — «закон Бэра»

В 1875 г. были созданы навигационно-описные комиссии при Министерстве путей сообщения, а затем — «описные партии», которые провели детальное изучение многих судоходных рек. По результатам этих работ было издано 30 атласов рек и 66 выпусков «Материалов для описания русских рек и истории улучшения их судоходных условий», лоцманские карты и записки. В конце XIX в. появляются обобщающие труды о руслах рек и их изменениях во времени: В.М. Лохтина по Днестру и Чусовой, В.И. Рагозина и Н.А. Богуславского по Волге, Н.С. Лелявского по Днепру и Припяти, Н.П. Пузыревского по Дону. В статьях Н.С. Лелявского впервые был выполнен русловой анализ участков Днепра, в трудах инженеров-путейцев В.М. Лохтина, Н.С. Лелявского, В.Г. Клейбера, Н.Н. Жуковского, В.Е. Тимонова описаны закономерности происходящих в руслах рек процессов. Важную роль сыграли съезды «русских деятелей по водным путям и ряд международных конгрессов по судоходству. В это же время были заложены в трудах В.М. Лохтина «О механизме речного русла» (1897) и Н.С. Лелявского «О речных течениях и формировании речного русла (1893)» теоретические основы учения о русловых процессах. Н.С. Лелявский показал, что в основе механизма развития речного русла лежит непрерывное взаимодействие между потоком и руслом. В.М. Лохтин высказал мысль о зависимости руслоформирующей деятельности рек от природных условий. Он писал, что всякая река образуется сочетанием трех основных друг от друга независимых элементов, а именно: 1) многоводности, определяемой атмосферными и почвенными условиями выпадения осадков, на речную область и стока их в реку из притоков, 2) ската, или крутизны, обусловливаемой рельефом пересекаемой рекой местности, и 3) большей или меньшей размываемости ложа реки, соответствующей свойствам прорезываемых ее течением слоев земли. Эти три элемента определяют характер реки, придают ей те или другие своеобразные черты, которыми она отличается от других рек, и все те гидравлические факторы, которые мы можем наблюдать на каждом отдельном поперечном сечении. Он же ввел понятие устойчивости русла, предложил показатель — «число Лохтина», обосновал

взаимосвязь между русловыми деформациями и стоком наносов, доказал зависимость переформирования русла от особенностей гидрологического режима реки. В.М. Лохтин, Н.С. Лебявский и другие русские инженеры впервые высказали мысль о взаимосвязи выбора методов регулирования русел с особенностями руслоформирования.

Среди зарубежных исследователей конца XIX—начала XX в. выделяется французский инженер Л. Фарг, установивший общие закономерности формирования русел меандрирующих рек. Г. Жирардон создал первую классификацию речных перекаатов. Исследования процессов развития речных излучин, морфологии и динамики перекаатов проводились Р. Ясмундом, Ф. Экснером, М. Моллером.

В 30-е годы XX в. благодаря лабораторному моделированию и натурным исследованиям А.И. Лосиевского, А.Я. Миловича, М.В. Потапова был изучен пространственный характер течений в речных руслах; Н.И. Маккавеев обратил внимание на режим перекаатов, обосновал схемы трассирования прорезей на судоходных реках. В середине XX в. М.А. Великанов создал основы гидродинамического направления в теории русловых процессов. Большой вклад в его развитие был сделан В.Н. Гончаровым, В.М. Маккавеевым, И.И. Леви, К.В. Гришаниным.

Одной из первых работ о влиянии гидротехнического строительства и прогнозах возможных русловых деформаций в результате регулирования стока была публикация Б.В. Полякова (1933). В дальнейшем внимание исследователей сосредотачивается на вопросах, связанных с размывом русел в нижних бьефах гидроузлов (работы К.И. Россинского и И.А. Кузьмина, И.Л. Розовского, Н.И. Маккавеева и Б.Г. Федорова, В.С. Лапшенкова, А.Б. Векслера и В.М. Доненберга).

В 30–50-е годы исследования морфологии речных русел, многолетних и сезонных их деформаций с учетом специфики гидрологического режима рек и различий в стоке наносов ориентировались на решение вопросов регулирования речных русел для улучшения условий судоходства (А.И. Лосиевский, Н.И. Маккавеев, Н.А. Ржаницын), разработки прогнозов изменений русел рек при регулировании стока гидроузлами (Н.И. Маккавеев, А.В. Серебряков), их переформирования в зонах выклинивания подпора водохранилищ (С.В. Русаков, Н.И. Маккавеев). Н.И. Маккавеев первым обобщил опыт землечерпания на реках Европейской части СССР и показал зависимость методики улучшения условий судоходства от особенностей руслового режима рек.

Вопросы учета руслового процесса при ирригационном строительстве получили освещение в трудах среднеазиатских ученых. С именем С.Т. Алтунина связаны исследования русловых процессов на реках Средней Азии, характеризующихся рядом специфических особенностей, и разработка методов регулирования их русел.

В начале XX в. зародилось учение о пойме. Р.А. Еленевский в книге «Вопросы изучения и освоения пойм» (1936) предложил их детальную классификацию. Вместе с трудами В.В. Докучаева и А.П. Павлова по формированию речных долин эти исследования положили начало геолого-геоморфологическому направлению в изучении русловых процессов. Тогда же начались исследования строения аллювиальных толщ и аллювиальных россыпей (Ю.А. Билибин). К решению проблемы формирования россыпных месторождений как к продукту руслоформирующей деятельности рек привлекались гидрологи (М.И. Львович), участие которых позволило выявить некоторые физические особенности механизма россыпеобразования. Однако в полной мере аллювиальные россыпи как производные русловых процессов стали рассматриваться лишь в 70–80-е годы XX в. в трудах Н.И. Маккавеева и Н.В. Хмелевой. Е.В. Шанцер (1951) сделал первую попытку приложить гидродинамические представления к объяснению механизмов формирования пойм и аллювиальных отложений, их структуры и текстуры. Позднее А.А. Чистяков (1978), опираясь на современные представления о русловых процессах на горных реках, объяснил строение и формирования аллювия горных рек.

В 50–70-е годы XX в. благодаря трудам Н.И. Маккавеева, М.А. Великанова, Н.Е. Кондратьева, Н.А. Ржаницына, И.В. Попова, К.В. Гришанина произошел синтез гидродинамики с ее экспериментальными методами и теоретическими обобщениями, гидрологии и геоморфологии, анализирующих фактические материалы по морфологии и реформированию речных русел, обусловивший интенсивное развитие учения о русловых процессах. Особое место в формировании учения о русловых процессах занимает книга Н.И. Маккавеева «Русло реки и эрозия в ее бассейне» (1955), в которой русловые процессы были поставлены в зависимость от природных условий, определено их место в общей системе эрозионно-аккумулятивных процессов и показано, что руслоформирующая деятельность рек имеет географические закономерности.

В 50–80-е годы XX в. в Государственном гидрологическом институте была предложена гидроморфологическая теория руслового процесса (Н.Е. Кондратьев, И.В. Попов, Б.Ф. Снисченко), разработаны методы учета русловых процессов при различных видах водохозяйственного использования, строительства инженерных объектов на берегах и переходов трубопроводов через реки (И.В. Попов, Н.Е. Кондратьев). Н.С. Знаменская предложила методы расчета деформаций русла, исходя из ведущей роли грядового движения наносов в формировании русел. Под руководством А.В. Караушева были проведены исследования механизмов и географических закономерностей формирования стока речных наносов. И.Ф. Карасевым были рассмотрены вопросы формирования русел в зависимости от гидрав-

лических сопротивлений, стока наносов и связности грунта, с которым взаимодействует поток.

Большой вклад в развитие учения о русловых процессах внесли К.И. Россинский и И.А. Кузьмин, обосновавшие первую в России классификацию речных русел, которая лежит в основе большинства классификационных схем. О.В. Андреев, Н.А. Ржаницын, А.Б. Векслер и В.М. Доненберг, А.Ф. Кудряшов и В.С. Алтунин опубликовали методические указания и руководства по прогнозу и расчету трансформации русел в нижних бьефах гидроузлов, при проектировании мостовых переходов, водохозяйственных объектов и т.д.

В это же время проводились разносторонние экспериментальные исследования на лабораторных моделях процессов формирования гряд и грядового движения наносов (Н.С. Знаменская), развитие продольных профилей рек и формирования излучин (Н.И. Маккавеев, Н.В. Хмелева). Опыт исследований в Государственном гидрологическом институте (ГГИ) на физических моделях русловых процессов для решения практических задач обобщен А.Б. Клавеном и З.Д. Копалиани (2011). В 60-е годы XX в. было обращено внимание на специфику русловых процессов на горных реках (Р.С. Чалов, В.Ф. Талмаза, А.Н. Крошкин, З.Д. Копалиани). С позиций современных представлений о русловых деформациях А.В. Чернов рассмотрел процессы поймообразования. Н.Б. Барышников дал анализ взаимодействия пойменного и руслового потоков, связав его с особенностями морфологии и формированием пойм.

Современный уровень развития учения о русловых процессах определяет серия монографий, опубликованных с начала 60-х годов XX в. до начала XXI в. К ним относятся работы И.В. Попова, Н.И. Маккавеева, Р.С. Чалова, Н.Е. Кондратьева, Б.Ф. Снищенко, Н.А. Ржаницына, Н.Б. Барышникова, Ц.Е. Мирцхулавы, А.Ю. Сидорчука, Н.И. Алексеевского, А.Н. Бутакова, К.М. Берковича, А.Г. Ободовского. Появились многочисленные статьи и монографии, в которых дан анализ русловых процессов и связанных с ними прикладных проблем на реках бассейнов Лены, Оби, Северной Двины, Алтайского региона, на нижней Волге (МГУ), на Амуре и реках его бассейна (МГУ, А.Н. Махинов, М.Н. Гусев), реках Пермского края (Н.Н. Назаров), Удмуртии (И.И. Рысин), Приморья (М.С. Карасев, Б.И. Гарцман), выполнено обобщение региональных исследований в монографии «Русловой режим рек Северной Евразии» (1994) и на картах русловых процессов на территорию бывшего СССР, Европейскую часть России.

За рубежом во второй половине XX в. получили широкую известность работы Л. Леопольда и М. Вольмана, Е. Лейна по формированию различных типов русел. Р. Колландер, Р. Гриффитс, С. Шумм рассмотрели проблему формирования русел рек различных типов с позиции их устойчивости. С середины 70-х годов XX в. уделяется

большое внимание математическим моделям формирования русел рек (Г. Паркер, Ф. Энгелунд, И. Фредсо), поиску гидролого-морфологических связей для отдельных типов русел и их разновидностей (З. Бегин, Х. Чанг, Т. Накагава, П. Аккерс). В ФРГ Ф. Нестманн и Р. Кромер провели исследования результатов многовекового регулирования русел рек и обосновали принципы их восстановления в целях улучшения экологической обстановки. В Польше З. Бабиньский дал детальный анализ формирования русла Вислы в нижнем бьефе гидроузла Влоцлавек и выполнил обобщение сведений о русловых процессах ниже водохранилищ на реках разных частей света. Типологию русел горных рек разработал К. Кжемень.

Крупные исследования русловых процессов с 50–60-х годов XX в. проводятся в Китае, где они приобретают особую актуальность из-за систематической аккумуляции наносов и интенсивных размывов берегов. Созданы специализированные научно-исследовательские институты р. Хуанхэ (в г. Чжэнчжоу) и р. Янцзы (в г. Ухань), которые проводят комплексное изучение рек бассейнов как натурное, так и на уникальных лабораторных моделях. Цянь Нин дал подробный анализ условий формирования русла в нижнем течении Хуанхэ, предложил показатель блуждания русла, опубликовал с соавторами книгу «Русловой процесс», которая представляет собой систематическое изложение теории русловых процессов применительно к рекам Китая. В середине 80-х годов XX в. вышел «Атлас русловых процессов в нижнем течении р. Хуанхэ», составленный под руководством Чжао Еаян, служащий основой для разработки проектов регулирования русла нижнего течения Хуанхэ.

# Глава 1.   **ФАКТОРЫ РУСЛОВЫХ ПРОЦЕССОВ**

---

## **1.1. Русловые процессы и географическая среда**

*Русловые процессы* — природное явление, возникающее и развивающееся в конкретной естественно-исторической обстановке. Через гидрологическую составляющую русловых процессов физико-географические условия в наиболее полном виде отражаются в формировании речных русел. Благодаря ей русловые процессы в такой же мере зональны, как и другие географические процессы, подчиняющиеся закону географической зональности либо характеризующиеся региональными и местными особенностями. Первые обусловлены зональностью ведущих факторов русловых процессов — стока воды и наносов, последние — геолого-геоморфологическим строением и другими природными условиями, влияющими на функционирование системы «поток–русло».

Гидромеханическая природа образования и развития форм русла и руслового рельефа обуславливает их интразональность, т.е. распространение в различных зонах, регионах, районах вне видимой связи с конкретными природными условиями. Образуя закономерные сочетания и отличаясь общностью изменений во времени, эти формы характеризуются зональными чертами, однозначность которых на реках определяет соответствующие типы русловых режимов. Различия внутри зон, связанные с широтными или меридиональными изменениями руслового режима, обусловленные появлением новых характерных фаз водного режима, влиянием многолетнемерзлых грунтов, промерзанием или пересыханием рек, определяют региональные различия русловых режимов. Местные особенности, главным образом геолого-геоморфологические, обуславливают развитие таких форм проявления русловых процессов, которые в одних случаях находятся вне связи с зональными характеристиками и являются азональными, в других — отличаются преимущественно зональными чертами. Сочетание интразональных, зональных и азональных особенностей руслового режима рек приводит к тому, что внешние одинаковые формы русла и руслового рельефа отличаются по своей внутренней структуре, иерархии и сочетаниям между собой на реках, протекающих в разных географических зонах или геоморфологических районах.

Степень проявления каждого фактора меняется во времени и зависит от размеров бассейна, соотношения с другими факторами. От размера водосбора и его формы зависит количество ландшафтных зон, которые входят в границы бассейна. Бассейны малых и средних рек расположены обычно в пределах только одной зоны; русловой режим больших рек отражает влияние ряда зон. Чем крупнее река, тем в большей мере ее русловой режим интегрирует влияние ряда природных зон и различий геолого-геоморфологического строения отдельных частей бассейна и долины. Русловой режим малых рек полностью определяется местными природными условиями, в которых они формируются. Большие и особенно крупнейшие реки по своему русловому режиму являются полизональными. Полизональность определяется трансграничным переносом черт режима, свойственных другим зонам, и их трансформацией под влиянием природных условий данной зоны (или региона): таковы Обь, Енисей, Лена, Амур, Иртыш. В то же время для нижнего Днепра, нижнего Дона, нижней Волги (в естественных условиях — от слияния с Камой), Урала характерно полное несоответствие их руслового режима зонам, которые они пересекают, тогда как такие транзитные реки, как Амударья и Сырдарья, полностью приспосабливают свой русловой режим к природным условиям пустынь и полупустынь.

Основные факторы русловых процессов — сток воды, литология горных пород и отложений, сток наносов. Вместе с тем на руслоформирование оказывают влияние ледовые явления, ветер, растительность, существующая форма русла и долины, носящие временный или местный характер. Все эти факторы сложно взаимодействуют и связаны между собой причинно-следственными связями: сток наносов зависит от гидравлических характеристик потока (в первую очередь скорости течения); крупность наносов влияет на уклон и шероховатость ложа, т.е. на гидравлические сопротивления, а через них на скорость течения и т.д. Антропогенные воздействия изменяют природные факторы русловых процессов. Механическое изменение формы русла, создание искусственных базисов эрозии (водохранилищ) относятся к, собственно, антропогенным факторам.

В табл. 1.1 все природные факторы русловых процессов разделены на две группы. К **активным** факторам относятся сток воды и сток наносов. Прекращение стока воды влечет за собой исчезновение реки и самого процесса. Водные потоки имеют различную водоносность (от элементарного водотока — ручья до крупнейшей реки) и неодинаковый водный режим, что определяет различия в условиях формирования русел в разных природных условиях и по длине речных систем.

Сток наносов составляет сущность русловых процессов, определяя образование и эволюцию форм русла и форм руслового рельефа. Движущиеся вместе с потоком частицы сами воздействуют на ложе



Таблица 1.1

## Классификация факторов русловых процессов

Группа	Факторы	Форма воздействия	Основные характеристики
Активная	Сток воды	Прямая	Водоносность Водный режим
	Сток наносов	Прямая	Мутность, расходы влекомых и взвешенных наносов Режим стока наносов Соотношение взвешенной и влекомой составляющих
Пассивная	<i>Основные</i>		
	Аллювиальные отложения, слагающие русло и пойму	Прямая	Гранулометрический состав отложений
			Плотность отложений
	Геологическое строение	Прямая	Литология пород, слагающих дно и берега рек, их прогиб-воэрозионная устойчивость
		Косвенная	Литология пород, слагающих бассейны рек, их противо-эрозионная устойчивость
	Геоморфологическое строение водосбора и долины	Прямая	Геологическая структура и тектонические движения
Ширина и форма дна долины			
Морфология русла	Прямая	Продольный профиль реки (распределение уклонов по длине)	
		Морфология долины (коренные берега, аккумулятивные и цокольные террасы, сужения и расширения дна) Распространение, ширина и высота поймы	
			Формы русла и формы руслового рельефа

Группа	Факторы	Форма воздействия	Основные характеристики
	Ледовый режим	Прямая	<p>Ледоход, заторы, зажоры</p> <p>Транспортировка льдом твердого материала, ледяная аккумуляция наносов</p> <p>Воздействие льда на берега и дно рек</p>
			<i>Прочие</i>
	Почвенно-растительный покров	Прямая	<p>Растительность на обсыхающих частях русла (отмелях, бичевниках)</p> <p>Растительность на берегах</p> <p>Водная растительность</p>
		Косвенная	<p>Почвы и растительность на пойме</p> <p>Почвы (их противозеронозная устойчивость), растительность в бассейне реки</p>
	Метеорологические	Прямая	<p>Ветроволновый режим, стоны, нагоны</p> <p>Развевание обсохших прирусловых отмелей</p>
		Косвенная	<p>Образование дон на пойме</p> <p>Режим осадков и снеготаяния</p>
	Мерзлота	Прямая	<p>Многолетнемерзлые грунты на дне и берегах</p> <p>Сезонное промерзание прирусловых отмелей и мелководных участков русла</p>
		Косвенная	<p>Многолетнемерзлые грунты в бассейне реки</p>
	Склоновые и эрозионные процессы	Прямая	<p>Непосредственное поступление продуктов эрозии почв и овражной эрозии в русла рек</p>

Окончание табл. 1.1

Группа	Факторы	Форма воздействия	Основные характеристики
			Оползни, осыпи, обвалы на берегах
			Сели
		Косвенная	Эрозионные процессы в бассейне реки
			Склоновые процессы в бассейне реки
	Биогенные (деятельность организмов)	Прямая	Непосредственное воздействие живых организмов на русла рек (деятельность бобров, рыб, бентоса; разрушение берегов и дна в местах вологов крупных животных, в том числе домашних, и т.д.)
		Косвенная	Биохимическое (микробиальное) подводное выветривание

реки, формируют гряды разных размеров, создающих особый вид гидравлических сопротивлений, и являются основой образования форм самого русла.

*Пассивные факторы* — внешние по отношению к потоку, определяющие форму и крутизну продольного профиля, гидравлические сопротивления и через них кинематику потока, его состояние (открытое, подо льдом, ледоход, образование заторов и зажоров), насыщенность наносами и их крупность и т.д. Поток их видоизменяет либо приспособливается к ним, создавая соответствующую форме проявления пассивного фактора внутреннюю структуру. К ним относятся факторы, определяющие поступление наносов в русло. Среди них наиболее значимыми являются геолого-геоморфологические строения долины и русла реки. Будучи азональными по своей природе, они определяют региональную специфику русловых процессов. При этом форма воздействия пассивных факторов на русла рек и русловые процессы двоякая: *прямая*, соответствующая условиям непосредственного воздействия их на поток, и *косвенная*, определяющая опосредованное воздействие факторов через промежуточные звенья.

## 1.2. Сток воды и наносов как активные факторы русловых процессов

**Сток воды.** Он определяет размеры русла, которые находятся в прямой зависимости от его величины: например, ширина русел на прямолинейных участках пропорциональна корню квадратному из расхода воды:  $b_p = \sqrt{Q}$ . Связь глубины с расходами воды не столь тесная. В большей степени с расходами воды связана относительная глубина русел: для больших рек относительная глубина  $h/b_p$  меньше, чем у малых рек. Н.А. Ржаницын получил общую зависимость относительной глубины русла от среднемаксимального расхода воды  $Q_{\text{ср.макс}}$

$$\frac{h}{b_p} = A Q_{\text{ср.макс}}^{-0,17}, \quad (1.1)$$

где  $A = 0,038 K_p^{0,5}$  ( $K_p$  — показатель, характеризующий изменение формы живого сечения потока в разные фазы водного режима).

Поскольку ширина  $b_p$ , глубина  $h$  и соотношение  $h/b_p$  зависят от водности реки, последняя определяет также морфологические параметры русел: размеры излучин, перекатов, островов и т.д.

Величина среднемаксимального расхода воды  $Q_{\text{ср.макс}}$  зависит от площади водосбора  $F$  (по И.Л. Соколовскому):

$$Q_{\text{ср.макс}} = f(F^m),$$

где  $m = 1$  для рек с площадью бассейна  $< 50 \text{ км}^2$ ,  $m = 0,84$  — с площадью бассейна  $50-100 \text{ км}^2$  и  $m = 0,75$  —  $> 100 \text{ км}^2$ .

Площадь водосбора, в свою очередь, связана с длиной реки  $x$ , поэтому условия руслоформирования, морфометрические характеристики русла и параметры форм русла изменяются по длине реки. Малые и средние равнинные реки, как правило, меандрируют, тогда как большие и, особенно, крупнейшие разветвляются на рукава. Так как сток воды и сток наносов рек связаны между собой степенными зависимостями вида  $W = f(Q_{cp}^m)$ , то слияние рек одного или близких порядков обуславливает изменение транспортирующей способности объединенного потока и, как следствие, направленности руслоформирующей деятельности реки.

При недостаточности гидрологических данных для оценки изменений, происходящих в русловом режиме реки от верховьев до устья, имеет значение выделение порядков рек  $N$ . Основными моделями порядковой структуры речной сети, являются:

1) модели Р. Хортон, А. Стралера, В.П. Философова и их модификации, предполагающие возрастание порядка на единицу при слиянии двух однопорядковых водотоков;

2) модель А. Шайдеггера, в которой показателем размера речной системы является общее количество рек 1-го порядка; согласно этой модели  $N = \log_2(P) + 1$ , где  $P$  — число притоков 1-го порядка. В качестве притоков первого порядка принимаются реки длиной менее 10 км, сведения о количестве которых приведены в справочных гидрологических изданиях;

3) модель Н.А. Ржаницына, являющаяся переходной между двумя первыми.

Модель А. Шайдеггера дает более надежные оценки изменений гидрологических и русловых характеристик рек, поскольку учитывает постепенное увеличение водности рек по мере впадения любого притока. В частности, выявлено закономерное изменение средних многолетних и характерных расходов воды по длине зональных рек:  $Q = ae^{bN}$ , где  $a$  и  $b$  — коэффициенты, имеющие региональный смысл, отличаясь в бассейнах разных рек по величине. Например, зависимость между шириной русла  $b_p$  и порядком рек  $N$  в бассейне р. Белой аппроксимируется уравнением (рис. 1.1, а)

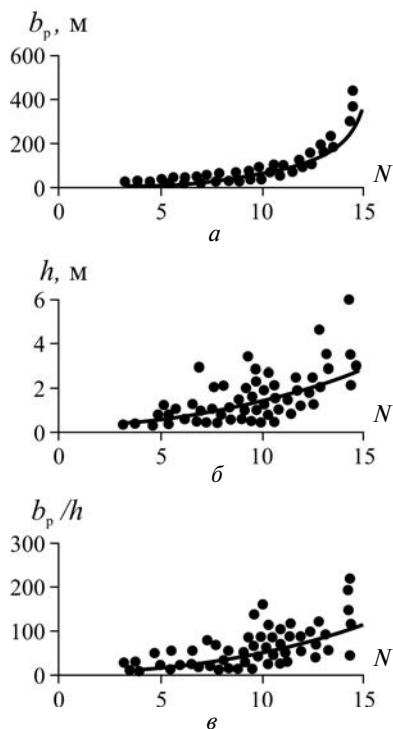
$$b_p = 1,87e^{0,34N}; \quad (1.2)$$

глубиной русла  $h$  и порядком реки (рис. 1.1, б) —

$$h = 0,22e^{0,16N}; \quad (1.3)$$

отношения  $b_p/h$  (рис. 1.1, в) —

$$\frac{b_p}{h} = 7,0e^{0,19N}. \quad (1.4)$$



**Рис. 1.1.** Связь ширины  $b_p$  (а), глубины  $h$  русла (б) и отношения  $b_p/h$  (в) с порядком реки  $N$  (бассейн р. Белая)

Для всех связей перегибы кривых приходятся на реки с  $N = 9 \dots 10$  (по модели А. Шайдеггера), что можно использовать для определения верхней границы малых рек. Она соответствует рекам с  $N = 10$ . Границей между средними и большими реками являются реки с  $N = 14 \dots 15$ : при  $N > 14 \dots 15$  соотношение  $b_p/h$  даже при незначительном возрастании  $N$  резко увеличивается, а зависимость  $b_p/h = f(N)$  приобретает линейный характер.

Динамика естественных русловых потоков сильно усложнена неравномерностью стока в сезонном и многолетнем разрезе. Поток половодья перерабатывает формы руслового рельефа, созданные в межень, а меженный поток — формы, созданные в половодье. Таким образом, неравномерность стока является одной из причин деформаций русла.

Чем меньше относительная величина изменений стока, тем стабильнее рельеф речного русла. Временное снижение интенсивности русловых деформаций наблюдается в годы с очень низким полово-

дъем. Высокие паводки на реках с неустойчивой меженью увеличивают интенсивность русловых деформаций. Такое влияние неравномерности стока на переформирование русла является следствием степенной зависимости между расходами воды и стоком наносов  $W_{R+G} = f(Q^m)$ . В соответствии с этим русловые деформации затухают в меженный период и, наоборот, существенно активизируются в паводки и половодья, поскольку в это время возрастает перемещение наносов.

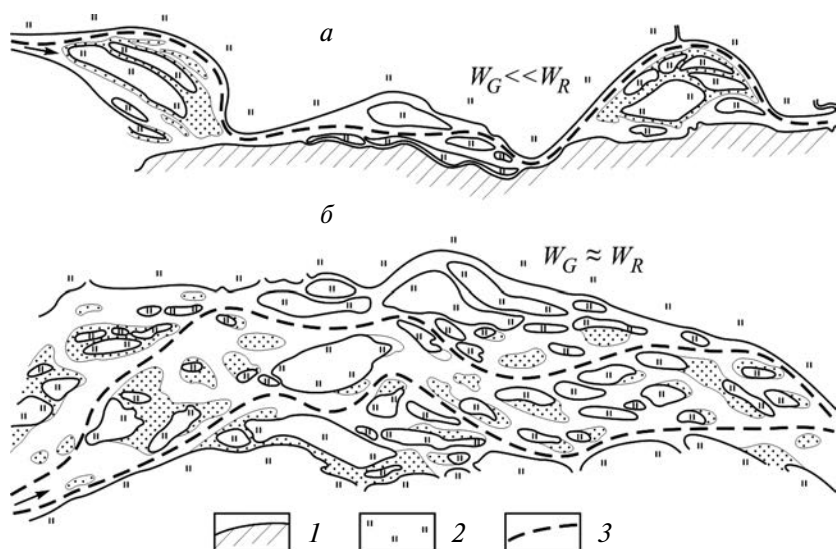
**Сток наносов.** Сток наносов  $W$  влияет на русловые процессы через изменение соотношения между  $W$  и транспортирующей способностью потока  $W_{тр}$ , т.е. максимальным количеством наносов, которое может переносить поток при данных гидравлических характеристиках. При  $W_{тр} = \text{const}$  увеличение стока речных наносов сопровождается их аккумуляцией ( $W > W_{тр}$ ), ростом объема речных отложений, а уменьшение ( $W < W_{тр}$ ) — размывом дна и берегов рек, уменьшением объема отложений. Это является причиной вертикальных (размыв—аккумуляция, понижение—повышение отметок дна) и горизонтальных (размыв берегов—образование отмелей) русловых деформаций. Интенсивность их зависит от абсолютной величины стока наносов. Реализация транспортирующей способности потоков за счет взвешенных наносов обуславливает их очень большой сток, высокие темпы аккумуляции наносов и повышенную интенсивность русловых деформаций (Хуанхэ, Янцзы, реки Средней Азии, нижний Терек). При небольшом стоке взвешенных и большом стоке влекомых наносов темпы аккумуляции относительно малы (доли миллиметра), преобладает врезание рек, русла более устойчивы.

Полная величина стока наносов  $W = W_R + W_G$  включает в себя две составляющие: сток взвешенных  $W_R$  и сток влекомых  $W_G$  наносов. Взвешенные наносы сформированы мелкими фракциями (ил, песок); в состав влекомых входят песок, гравий, галька и валуны. В различных природных условиях соотношение между составляющими стока наносов меняется, что сказывается на форме проявления русловых процессов, направленности и интенсивности русловых деформаций. Если взвешенные наносы в основном переносятся во взвеси, ведущая роль в процессах формирования русла принадлежит влекомым наносам. В условиях  $W_{тр} \sim W_G$  транспортирующая способность потока реализуется в основном за счет стока влекомых наносов. При  $W_{тр} \sim W_R$  взвешенные наносы становятся основными в образовании русловых форм.

Влекомые наносы образуют грядовые формы рельефа русла, перемещающиеся по длине реки, разрушающиеся при увеличении скорости и водности потока и возобновляющиеся при их снижении. Скорость восстановления форм, а также интенсивность деформаций русла, связанных с неравномерностью стока, тем больше, чем зна-

чительнее сток наносов. Например, на Амударье, отличающейся большим стоком наносов, глубина во время паводков иногда не увеличивается, а уменьшается, так как наращивание гребней гряд превышает приращение уровня воды. На реках Русской равнины со значительно меньшим стоком наносов амплитуда изменений отметок гребней гряд не превышает  $\frac{1}{3}$  амплитуды уровней.

На реках 1-2-го порядков при общем малом стоке наносов преобладают прямолинейные неразветвленные русла. На больших реках чем больше сток влекаемых наносов, тем сложнее свойственные им разветвления. Это видно при сравнении разветвлений на р. Янцзы, где доля стока влекаемых наносов составляет 5...6% (при преобладании тонких и мелких песков) и на р. Лене, где она достигает 40% (при преобладании средних и крупных песков) (рис. 1.2). На реках с большим стоком наносов, абсолютным преобладанием взвешенной составляющей разветвления не формируются или встречаются их простые разновидности.



**Рис. 1.2.** Характерные разветвленные участки русел рек, формирующихся при различном соотношении стока влекаемых  $W_G$  и взвешенных  $W_R$  наносов :

*a* — р. Янцзы,  $\delta = 5-5\%$ ; *б* — р. Лена (нижнее течение),  $\delta = 40\%$ ;  
 1 — коренные берега; 2 — пойма; 3 — динамическая ось потока



### 1.3. Геолого-геоморфологические факторы

Геологическое строение, литология горных пород, рельеф оказывают влияние на форму долины, уклоны и состав руслообразующих наносов. При пересечении рекой горных массивов, моренных и структурных возвышенностей, сложенных относительно трудно размываемыми породами (скальными, пластичными), долина сужается, наносы укрупняются, русло становится более устойчивым. Продольный профиль реки приобретает ступенчатую форму вследствие увеличения уклона в сужениях. С выходами скальных пород непосредственно в руслах связано образование порогов и шивер, перегораживающих русло от 0,5 до 0,8 его ширины. Крутые склоны долин в сужениях, сложенные скальными породами, являются источником поступления в русла крупнообломочного материала. Галечно-валунные наносы характерны для рек, пересекающих моренные возвышенности.

Реки, берущие начало в горах и на возвышенностях, в верхнем течении обычно беспойменные, имеющие большие уклоны, устойчивое русло, галечно-валунные наносы. Эти же реки, выходя на низменности, сложенные рыхлыми, легко размываемыми породами, имеют широкую пойму, меньшие уклоны, песчаное русло, подверженное активным переформированиям. Особенно неустойчивы русла рек, протекающих по территориям, сложенным лессом или лесовидными суглинками. Интенсивные переформирования русел наблюдаются, если подстилаются трудноразмываемыми породами, по кровле которых блуждает русло, не врезааясь в него, размывая берега и создавая очень широкую пойму.

Геоморфологический фактор создает местные условия формирования русла благодаря расположению русла вдоль высокого коренного берега или чередованию сужений и расширений дна долины. При размыве рекой песчаных уступов террас в русло поступает избыточное количество наносов, что является причиной формирования непосредственно ниже по течению мелководных перекатов, а на больших реках — сложных разветвлений.

Влияние геологического строения территории на русловые процессы проявляется в различных условиях развития русловых деформаций на реках. В *условиях свободного развития русловых деформаций* слабая устойчивость пород, слагающих ложе реки, и мелкий русловой аллювий обуславливают преимущественную роль потока в его взаимодействии с руслом и формирование широкопойменных русел, у которых

$$B_{\text{п}} > (2...3)b_{\text{р}} \quad (1.5a)$$

на больших и крупнейших реках,

$$B_{\text{п}} > (5...7)b_{\text{р}} \quad (1.56)$$

на средних и малых реках (здесь  $B_{\text{п}}$  — ширина поймы;  $b_{\text{р}}$  — ширина русла (рис. 1.3, а).



а



б



в

**Рис. 1.3.** Формы проявления русловых процессов в различных геолого-геоморфологических условиях:  
 а — свободные условия развития русловых деформаций (широкопойменное русло р. Адычи, фото П.Н. Терского);  
 б — ограниченные условия развития русловых деформаций (врезанное русло р. Яны; фото А.В. Панина);  
 в — переходные условия развития русловых деформаций (р. Днестр; фото автора)

Скорости горизонтальных русловых деформаций (смещение излучин, размывы берегов и т.д.) измеряются метрами в год, превышая интенсивность вертикальных деформаций на порядки величин. Русловые деформации приводят к постоянному изменению положения русла и расширению дна долины при подмыве рекой берегов, сложенных легкоразмываемыми породами. При этом в русла поступает большое количество продуктов их размыва.

В условиях ограниченного развития русловых деформаций, соответствующих распространению трудноразмываемых или неразмываемых пород, поток, обладающий даже значительной мощностью, управляется руслом, формируются *врезанные русла*, у которых

$$B_{\text{п}} < b_{\text{р}}, \quad (1.6)$$

либо пойма отсутствует (рис. 1.3, б).

Горизонтальные деформации здесь по темпам соизмеримы с вертикальными (врезанием). Руслообразующие наносы представлены галечным или галечно-валунным материалом. На дне русла зачастую отсутствуют аллювиальные отложения и осуществляется непосредственный контакт потока со скальным или связным коренным грунтом, образующим его ложе.

В скальных породах русло полностью приспосабливается к геологическому строению, а его формы, как правило, не связаны со структурой потока, хотя в определенной мере и моделируется им. В пластичных породах поток моделирует первичные формы русла, которые нередко отражают их начальные (исходные) очертания.

В *переходных от свободных к ограниченным условиям развития русловых деформаций* русла формируются в относительно узких долинах, где горизонтальные деформации ограничены коренными бортами, но само русло сопровождается неширокой поймой. Такие русла называются *адаптированными*. Критерием для их выделения служат соотношения

$$b_p \leq B_{\Pi} \leq (2...3)b_p \text{ или } b_p \leq B_{\Pi} \leq (5...7)b_p \quad (1.7)$$

в зависимости от размеров реки.

Они встречаются в переходных геоморфологических областях от гор к равнинам или в горных районах, где долины рек наследуют линейно вытянутые впадины. Узкое дно долины заключено между крутосклонными бортами, ограничивающими развитие горизонтальных деформаций (рис. 1.3, *в*).

Другим критерием переходных от свободных к ограниченным условиям формирования русел служит равенство между шириной дна долины (пойма + русло) и пояса поперечного (по отношению к оси долины) смещения русла — меандрирования, разветвления  $B_{M(РВ)}$ :

$$B_d \approx B_{M(РВ)} \cdot \quad (1.8)$$

Критерий (1.8) не применим для прямолинейных русел, для которых действительным остается только соотношение между  $B_{\Pi}$  и  $b_p$  (1.7).

В еще большей мере геолого-геоморфологические факторы обуславливают различия русловых процессов на равнинных и горных реках. Горные реки отличаются от равнинных большими уклонами, ступенчатостью продольных профилей, галечно-валунными наносами, наличием или преобладанием скальных участков, где водный поток непосредственно контактирует с коренным ложем. Во многих случаях русловые процессы здесь контролируются деятельностью селевых потоков.

## 1.4. Эрозионные процессы на водосборах

### 1.4.1. Эрозия почв

Эрозионные процессы на водосборах, связанные с деятельностью временных склоновых нерусловых потоков, возникающих при выпадении дождей и снеготаянии, являются важнейшим поставщиком в реки наносов бассейнового происхождения. Это определяет их роль как фактора русловых процессов.

Различают *естественную (нормальную) и антропогенную эрозию*. Темпы последней обычно больше естественной, поэтому ее называют также ускоренной эрозией. При нормальной эрозии смыв почвы не превышает темпа почвообразования, определяющего постоянство содержания гумуса. У большинства почв скорость наращивания гумусового горизонта колеблется от 0,2 до 0,5 мм/год.

Нарушение естественных условий развития эрозии на склонах из-за распашки земель, замены естественного растительного покрова культурными растениями, выпаса скота нередко влечет увеличение темпов эрозии, скорость проявления которой превышает темп почвообразовательного процесса. Основными причинами активизации эрозии являются снижение фильтрационной способности почвы и связанное с этим увеличение коэффициента склонового стока, вызываемое изменением структуры почвы и уплотнением ее верхнего горизонта сельскохозяйственными орудиями, неумеренным выпасом скота, нарушением связности частиц почвы при ее обработке. Ускоренная эрозия наблюдается при крутизне склонов свыше 3...5°, достигая наибольшей интенсивности при крутизне 12...15°. При ее развитии поступление наносов со склонов в речную сеть возрастает в несколько раз по сравнению с естественными условиями.

Нерусловые потоки возникают также на сельскохозяйственных землях при их орошении методами искусственного дождевания или полива по бороздам. При этом смыв и размыв почв называют *ирригационной эрозией*.

Оценка интенсивности эрозии по величине слоя ежегодно смываемой почвы либо по объему (или весу) почвы, удаленной с единицы площади, дается в таблице 1.2. Приведенные данные относятся к Северной Евразии; в тропических зонах Земли они возрастают на порядок величины, как и скорость почвообразовательного процесса.

При прочих равных условиях интенсивность смыва почвы зависит от ее противоэрозионной устойчивости. Принимая в качестве количественного выражения последней величину скорости потока  $V_p$ , при которой происходит размыв почвы, М.С. Кузнецов выделяет при глубине потока 1 см почвы с очень низкой ( $V_p = 10...15$  см/с), низкой ( $V_p = 15...20$  см/с), средней ( $V_p = 20...30$  см/с), высокой ( $V_p =$

= 30...50 см/с) и очень высокой ( $V_p > 50$  см/с) противоэрозионной устойчивостью. Наибольшей противоэрозионной устойчивостью характеризуются черноземы, обладающие наиболее водопрочной структурой, а также отличающиеся высокой водопроницаемостью. Каштановые и серые лесные почвы имеют более низкую противоэрозионную устойчивость. Легко поддаются смыву подзолистые почвы, почвы пустынного и полупустынного ряда и солончаки.

Таблица 1.2

**Количественные показатели ускоренной эрозии почв**

Интенсивность эрозии	Показатели смыва	
	мм/год	т/га
Слабая	<0,5	<5
Средняя	0,5...1	5...10
Сильная	1...2	10...20
Очень сильная	2...5	20...50
Катастрофическая	>5	>50

Эрозия почвы приводит к снижению ее противоэрозионной устойчивости, так как в смытых почвах уменьшается содержание гумуса, увеличивается содержание карбонатов, происходят другие изменения в химическом составе. Смытые почвы отличаются пониженной прочностью почвенной структуры и уменьшением водопроницаемости. В результате сток на поверхности смытых почв возрастает до шести раз по сравнению с несмытыми почвами, величина смыва — до десяти раз.

Смыв почвы зависит от интенсивности дождя и снеготаяния, от рельефа, свойств почв, характера растительности, режимных и гидравлических характеристик потоков. Интенсивные ливни могут вызвать катастрофический смыв почвы на значительной площади за небольшой отрезок времени.

Оценка роли дождевых осадков в смыве почв производится с помощью *эрозионного индекса осадков* (ЭПО):

$$\text{ЭПО} = \frac{I_{30}}{E \cdot 100}, \quad (1.9)$$

где  $I_{30}$  — максимальная интенсивность дождя за 30-дневный период, мм/мин;  $E$  — кинетическая энергия дождя.

Его величина увеличивается с севера на юг вплоть до степной зоны, соответствуя смене морозящих осадков преимущественно ливневыми, но затем снижается в пустынях и полупустынях (изолинии ЭПО = 1 в Европейской части России проходит через устье Печоры, ЭПО = 2 — по широте г. Архангельска, ЭПО = 6 пересекает ее по

линии Москва–устье Терека, ЭПО = 14 — по Предкавказью, но в низовьях Волги равен 1,5), что коррелирует с ростом смыва почв от 0,1 т/га в год на Крайнем Севере до 3...5 т/га в год в зоне степи и лесостепи.

Формирование поверхностного стока при снеготаянии протекает менее интенсивно, чем при ливневых дождях, но время действия растягивается на значительно больший срок. В период снеготаяния промерзшие почвы мало водопроницаемы и почти вся вода вовлекается в поверхностный сток. Оттаявший и насыщенный водой поверхностный слой почвы особенно легко подвергается размыву. Поэтому воздействие дождевых и талых вод на эрозию почв соизмеримо.

Смыв почвы от стока талых вод определяется по формуле ГГИ:

$$M_R = h_{P\%}^n \cdot \alpha \beta k_I, \quad (1.10)$$

где  $M_R$  — модуль стока наносов  $P\%$  за период весеннего половодья, т/га;  $h_{P\%}$  — слой стока за период весеннего половодья заданной вероятности превышения  $P\%$ ;  $\alpha$ ,  $n$  — параметры, зависящие от типа речевой сети на склоне, агротехнического фона и типа почвы;  $\beta$  — коэффициент, учитывающий влияние агротехнического фона за предшествующий год на смыв почвы;  $k_I$  — коэффициент, учитывающий крутизну склона.

Потоки, образующиеся во время выпадения дождей, обычно имеют малую глубину (порядка нескольких миллиметров) и небольшую скорость. При этом они не покрывают почву сплошным слоем, а разделяются на микроручейки, которые постоянно мигрируют, меняя свое положение на склоне. Поэтому такие потоки считаются склоновыми нерусловыми. Их гидравлический режим в верхней части склона преимущественно ламинарный (число  $Re$  ниже критического), но бурный (число  $F_r > 1$ ), течение потока всегда неустановившееся вследствие непрерывной изменчивости интенсивности дождя, благодаря которой возникают волны перемещения. С ними связано резкое увеличение скорости течения на переднем фронте волны и явление удара потока о крупные частицы грунта или почвенные агрегаты.

На эрозионную способность мелких нерусловых потоков большое влияние оказывают удары дождевых капель; они же оказывают непосредственное воздействие на грунт, вызывая *капельную эрозию*. С увеличением интенсивности дождя размеры капель увеличиваются и ливень при одном и том же количестве осадков оказывает в несколько раз большее механическое воздействие на почву, чем морсящий дождь. Эффект непосредственного воздействия дождевых капель особенно велик при слабоувлажненном грунте до образования потока такой глубины, которая препятствует удару капель о по-

верхность почвы. Частицы грунта разбрасываются вверх и в стороны на несколько дециметров, причем большая доля частиц направляется вниз по склону. Удельный перенос частиц грунта при этом достигает  $10 \text{ дм}^3/\text{м}$  в год.

При достаточной глубине потока на склоне удары капель дождя о его поверхность вызывают интенсивное перемешивание частиц воды и образование капиллярных волн. В результате интерференции последних создается волновая толча тем большая, чем сильнее дождь. Волновая толча и всплески при ударе капель создают «добавочную турбулентность» потока, которая не зависит от скорости течения и способствует интенсивному взвешиванию наносов. Поток становится квазитурбулентным, и его эрозионная способность резко возрастает. Наиболее сильное взмучивание за счет образования капиллярных волн происходит до достижения потоком глубины 1...1,2 см. При больших глубинах капиллярные волны заметного влияния на эрозию не оказывают.

Результатом эрозионной работы нерусловых склоновых потоков дождевого происхождения обычно является смыв почв в верхних частях склонов. Сверху вниз количество перемещаемых потоком наносов увеличивается, вследствие чего эрозия поверхности склона ослабевает.

Интенсивность эрозии нерусловыми потоками зависит от механического состава и структурности почв и грунтов, крутизны склона, его длины, формы и экспозиции, растительного покрова и его сезонной динамики. С первым — связана фильтрационная способность почв: чем она больше, тем меньше расход воды на склоне. На гравийно-галечном и крупнопесчаном грунте поверхностный сток может не возникать даже во время интенсивного ливня. С неоднородностью механического состава почв связано смещение крупных частиц вниз по склону из-за вымывания возле них более мелких. Соизмеримость размеров отдельных частиц с глубиной склоновых потоков является причиной их сдвига под влиянием гидростатического напора и волн перемещения.

Глинистые грунты являются относительно устойчивыми против размыва, но вследствие слабой их фильтрации на склоне можно встретить признаки эрозионной работы стока чаще, чем на склоне, сложенном легкопроницаемыми грунтами. Фильтрация наиболее интенсивна в начале дождя. Когда заполнятся водой поры в грунте, интенсивность фильтрации убывает, эрозионное воздействие потоков возрастает. Сухой лессовидный грунт и лессы легко смываются, но при насыщении влагой увеличивается сцепление между частицами и размыв грунта ослабевает.

При прочих равных условиях потоки более вязкой холодной воды обладают меньшей эрозионной способностью. Поэтому талые потоки размывают грунт с меньшей интенсивностью, чем дождевые.

Влияние крутизны склона на развитие эрозии почв определяется зависимостью скорости потока от уклона. Если принять, исходя из строительной практики, что на увлажненном грунте коэффициент трения  $K_t = 0,3$ , то удерживающая сила, которая должна быть преодолена потоком для начала его движения, на склоне крутизной  $10^\circ$  будет приблизительно в 2 раза меньше, чем на склоне крутизной в  $1^\circ$ .

Величина смыва (эрозии) почвы в зависимости от крутизны склона определяется по формуле Г.В. Лопатина:

$$W_3 = Ai^{0,8}m^{1,2}, \quad (1.11)$$

где  $W_3$  — смыв почвы при данном ливне, т/га;  $i$  — крутизна склона, в град.;  $A$  — коэффициент, учитывающий влияние всех остальных факторов эрозии;  $m$  — интенсивность осадков, мм/мин.

По Б.В. Полякову, интенсивность смыва пропорциональна корню квадратному из уклона. В формуле Х. Уишмейера величина смыва ( $W_3$ ) и уклон ( $I$ ) связаны зависимостью

$$W_3 = a + bI + cI^2, \quad (1.12)$$

где  $a, b, c$  — эмпирические коэффициенты.

Увеличение длины склона обуславливает повышение толщины слоя стекающей по нему воды, вследствие чего возрастает средняя величина смыва почвы с единицы поверхности склона. Произведение длины склона на его уклон ( $LI$ ) составляет эрозионный индекс рельефа, учитываемый во многих моделях эрозии почв вследствие как стекания талых, так и дождевых вод. В явном виде он входит в уравнение

$$W = \alpha_p I^n L^p, \quad (1.13)$$

где  $W$  — смыв почвы, т/га;  $n = 1 \dots 2$  для почв с низкой противозэрозионной устойчивостью и незащищенной растительностью;  $n = 0,7 \dots 1,0$  для устойчивых почв;  $p$  зависит от свойств почв (на коротких склонах  $p > 1$ , на длинных  $p < 1$ ).

С другой стороны, во время дождя, когда на взвешивание наносов оказывает влияние возникающая при ударе капель добавочная турбулентность, максимум мутности потока наблюдается в верхних частях склона. При ослаблении интенсивности дождя максимум мутности перемещается ближе к подошве склона.

Чем длиннее склон, тем больше вероятность появления струйчатых размывов на его поверхности. Рисунок сети подобных струйчатых потоков на пашне непостоянен; бороздки заравниваются при обработке почвы или быстро заполняются наносами. На склонах с естественной растительностью сеть бороздок более стабильна, но также изменяется под влиянием микроразрывов в ложбинах, деятель-



ности землероев, динамики растительности и других причин. Поэтому ручейки, возникающие на склоне, относятся к разновидности нерусловых потоков. Тем не менее каждый ручеек создает элементарное линейное эрозионное образование, в котором происходит местное увеличение глубины и скорости потока.

Влияние ручейковой сети на смыв почв талыми водами учтено в модели ГГИ (1.10). М.С. Кузнецов и В.Я. Григорьев предложили принимать во внимание не только характер ручейковой сети, но и среднюю скорость всех ручейковых потоков, крупность почвенных агрегатов и размывающую скорость  $V_p$ . В результате

$$\bar{q} = 0,83d^{0,57} (\alpha' V_{cp})^{1,98} V_p^{-1,24}, \quad (1.14)$$

где  $\bar{q}$  — интенсивность смыва, кг/м·с;  $d$  — размер почвенных агрегатов, меньших глубины потока;  $\alpha'$  — коэффициент однородности ручейков по их скоростному режиму;  $V_{cp}$  — средняя скорость ручейков;  $V_p$  — размывающая скорость для данной почвы.

Для эрозионной деятельности потоков талых вод имеет значение экспозиция склонов. На склонах южной экспозиции снег сходит быстро и в тот период, когда грунт на склоне еще не оттаял. Кроме того, запасы снега здесь меньше, чем на склонах северной экспозиции. В результате почвы на солнечных склонах обычно менее эродированы. Замедленное таяние снега на склонах северной экспозиции, сопровождаемое одновременным оттаиванием почвы, приводит к избыточному влагопоглощению последней и развитию наряду с эрозией солифлюксии.

На облесенных или хорошо задернованных склонах эрозия потоками дождевой воды ослаблена, так как удары дождевых капель в основном воспринимаются листвой и стеблями растений, а скорости течения в дождевом потоке вследствие большой шероховатости дернины невелики даже на крутых склонах. На залесенных склонах крутизной до 20...30° практически весь сток переводится в грунтовый, эрозия почв на них проявляется только при очень интенсивных ливнях. В то же время на обнаженных склонах такой крутизны смыв достигает за год сотен кубических метров почвы с гектара. Большую противоэрозионную роль играют скрепляющие почву корневые системы растений. При отмирании корней увеличивается пористость почвы, что способствует ее водопроницаемости и, следовательно, уменьшению склонового стока.

Уничтожение естественной растительности и замена ее культурной способствует усилению эрозии почв. Это связано с меньшим проективным покрытием почвы культурными растениями, отсутствием сплошной дернины и, наконец, с сезонной динамикой растительного покрова и его почвозащитных свойств: если в период вы-

падения дождей и снеготаяния растения слабо прикрывают почву, то смыв почвы возрастает в несколько раз. Поэтому озимые культуры в большей мере защищают почву от смыва, чем яровые.

Распашка склоновых земель поперек склона способствует задержанию воды на его поверхности и переводу ее в подземный сток, что в некоторых случаях может полностью ликвидировать развитие эрозии; при распашке вдоль склона сток концентрируется в бороздах, направленных от вершины к подошве склона, смыв активизируется. В распахиваемых почвах благодаря постоянной глубине вспашки нередко образуется уплотненный слой на нижней грани пахотного горизонта — «плужная подошва». Она создает своеобразный экран, задерживающий проникновение воды в нижележащие слои почвы и способствующий ее стеканию по поверхности поля при насыщении пахотного горизонта до полной влагоемкости. Аналогичную роль играет уплотнение поверхностного слоя почвы колесами сельскохозяйственных машин.

В наиболее полном виде все факторы эрозии входят в универсальное уравнение эрозии Уишмейера—Смита, получившее широкое международное признание:

$$W_M = (\text{ЭПО})kILcP, \quad (1.15)$$

где  $W_M$  — величина смыва почв, т/га; ЭПО — эрозионный индекс осадков (см. формулу 1.9);  $k$  — фактор эродуемости почв;  $I$  — крутизна склона — его уклон;  $L$  — длина склона при одинаковом  $I$ ;  $c$  — фактор севооборота, зависящий от системы ведения хозяйства;  $P$  — фактор противоэрозионных мероприятий.

Для определения каждого из входящих в (1.15) показателей разработаны специальные методические приемы. В отечественной литературе методика расчета подробно изложена в монографии Г.А. Ларионова (1993), в которой также дан анализ ряда других моделей эрозии почв. Им же предложена гидрофизическая модель эрозии почв, в основе которой — механизм отрыва почвенных агрегатов и их сопротивляемость воздействию потоков.

Смытый с поверхности склона нерусловыми потоками твердый материал аккумулируется в отрицательных формах рельефа склона, в местах уменьшения их крутизны и в основной массе — возле подошвы склона, где скорость потока убывает из-за общего уменьшения крутизны, формируется шлейф из рыхлых отложений, где небольшие склоновые потоки заканчивают свое течение, иссякая вследствие инфильтрации. В привершинных частях склонов, куда не поступают наносы с вышележащих участков, всегда располагаются зоны смыва. В местах положительных перегибов склонов и ниже зон аккумуляции, обусловленных повышенной шероховатостью поверхности, располагаются локальные зоны смыва.

Таким образом, часть смытого материала не достигает рек, аккумулируясь в разных частях склонов или у их подножия. В среднем в малые реки попадает около 20% продуктов смыва почв при диапазоне от первых процентов до 70–80%. Снижение стока наносов через устьевой створ  $W_y$  к общему объему смыва  $W_{\Sigma}$  называется *коэффициентом доставки*. По В.Н. Голосову, зная коэффициент доставки  $D_H$  и объем смыва с территории  $i$ -го водосбора  $W_{\Sigma i}$ , можно оценить величину стока наносов в его замыкающем створе:

$$W_{y_i} = W_{\Sigma i} \cdot D_H \quad (1.16)$$

Для малых водосборов степной и лесостепной зон В.Н. Голосов получил связь  $D_H$  с площадью водосбора  $F$ :

$$D_H = 0,65F^{-0,27} \quad (1.17)$$

Если продукты эрозии почв и грунтов лишь частично достигают речной сети, сложно и неоднократно переоткладываясь в пределах водосборов, то биогенное и химически растворенное вещества поступают в реки вместе с водой (за вычетом той доли, которая инфильтруется на конусах выноса) либо, адсорбируясь смываемыми частицами, вместе с ними поступают в реки. Л.Ф. Литвин предложил оценивать концентрацию в речной воде фосфора  $P_{p.v}$  — наиболее важного биогенного элемента (отношение массы валового фосфора, смытого вместе с почвой, к величине стока воды) по формуле:

$$P_{p.v} = \frac{10W_{\Sigma}SP_{\Pi}}{y} \quad (1.18)$$

где  $W_{\Sigma}$  — среднемноголетняя годовая интенсивность смыва почвы, т/га;  $S$  — распаханность площади водосбора, %;  $P_{\Pi}$  — содержание валового фосфора в почве, %;  $y$  — среднемноголетний слой стока воды, мм; 10 — коэффициент размерности и перевода слоя стока в модуль, л/га.

Согласно расчетам на реках лесной зоны  $P_{p.v}$  изменяется от 0,1 до 5,13 мг/л, в лесостепной — от 4,9 до 8,6, в степной равен 10...20 мг/л, достигая 44 мг/л на р. Калаусе (Ставропольская возвышенность) и 127 мг/л в бассейне р. Кумы. Биогенное загрязнение способствует развитию водной растительности и росту шероховатости русла, что, в свою очередь, приводит к снижению транспортирующей способности потока и аккумуляции наносов даже при неизменном их поступлении с площади водосбора.

#### 1.4.2. Овражная эрозия

Овражной эрозии принадлежит существенная роль в формировании стока наносов и морфологии русел равнинных рек, особенно при

непосредственном выносе продуктов размыва из оврагов в русла. Некоторые исследователи связывали обмеление Дона в начале XX в. с интенсификацией в этот период овражной эрозии. К концу XX в. количество растущих оврагов уменьшилось в связи с проведением работ по защите земель от разрушения; соответственно снизился объем выносов из оврагов в реки. Выносы из оврагов нередко являются причинами образования перекатов, конусы выноса частично перегораживают русло и являются источником формирования наносов.

Превращению склоновых потоков в русловые способствует развитие на склоне сети микроручейков и создаваемые ими первичные эрозионные формы, привлекающие воду с соседних участков склона. Проявлению овражной эрозии способствуют также суффозия, термокарст. Считается, что в степной и лесостепной зонах Европейской части страны антропогенное происхождение имеет около 75% всех имеющихся здесь оврагов, причем доля оврагов на сельскохозяйственных угодьях составляет более 75%; около 15% оврагов возникло на дорогах и в населенных пунктах, 5% — на лесоразработках; остальная часть приходится на пастбища и орошаемые земли.

Образование временным потоком и дальнейшее развитие эрозионной формы осуществляется при выполнении трех основных условий.

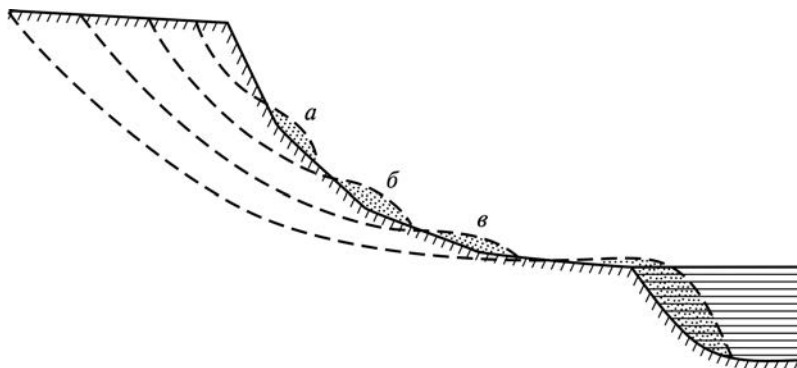
1. Поток при его периодическом появлении должен иметь такую транспортирующую способность, которая обеспечит вынос по тальвегу материала, принесенного нерусловыми потоками и склоновыми процессами, но также углубление и очищение от отмерших остатков растительности дна тальвега. Иначе линейная форма постепенно исчезнет вследствие заполнения минеральными и растительным материалами, и развития оврага не произойдет. Временные русловые потоки в оврагах отличаются резкостью дождевых паводков и волновым характером их движения. Под воздействием волн сдвигаются частицы, в несколько раз более тяжелые, чем в потоках с установившимся движением и такими же скоростями течения. В результате овражные потоки выносят за пределы эрозионной формы огромное количество твердого материала.

Рост оврага в начальной стадии очень интенсивный. Первичная эрозионная борозда концентрирует стекающую по склону воду, глубина потока растет, увеличивается скорость течения. Чем больше глубина врезания, тем больший расход воды может привлечь в себя борозда. В итоге первичная борозда на склоне превращается в рытвину и далее в овраг. Сам процесс оврагообразования является самовозбуждающимся: чем больше линейная эрозионная форма, тем интенсивнее происходит ее развитие.

2. Развитие оврага как линейной эрозионной формы происходит до определенных пределов, создаваемых количеством стока, которое может в нем концентрироваться. Они зависят от площади водосбора,

которая в данных геолого-геоморфологических и климатических условиях обеспечивает образование потока такой глубины, которая достаточна для развития скоростей течения, удовлетворяющих приведенному ранее условию. Поэтому между линией водораздела и вершинами линейных эрозионных форм (оврагов, балок) имеется зона, где эрозия осуществляется только нерусловыми потоками. Эту приводораздельную зону называют *поясом невыявленной линейной эрозии*. Благодаря ей протяженность оврагов составляет от 30 до 80% длины склонов. Величина критической площади водосбора находится в обратной зависимости от крутизны склона, количества и интенсивности осадков и в прямой зависимости от водопроницаемости почв и покровных пород. Сеть эрозионных линейных форм будет тем гуще, чем больше уклоны склона, интенсивнее и обильнее осадки, хуже фильтрационные свойства почв и грунтов.

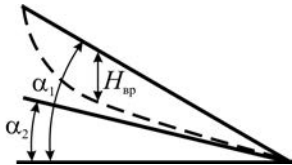
Разрастание первичной русловой формы может происходить путем как удлинения вершины (регрессивный рост), так и удлинения вниз по склону (поступательный или трансгрессивный рост) (рис. 1.4). Регрессивный рост задерживается, когда вершина оврага достигает пояса невыявленной эрозии, где площадь водосбора вершины становится менее критической. Однако если в вершине оврага образуется вершинный уступ, то возникает *водопадный эффект*: у основания квазивертикального уступа поток образует эрозионный котел, способствующий его обрушению и отступанию. Благодаря этому вершина может вклиниваться в пояс невыявленной эрозии, а иногда и перерезать его.



**Рис. 1.4.** Регрессивное и трансгрессивное развитие оврага  
(а, б, в — последовательные положения конусов выноса)

Скорость удлинения вершин оврагов составляет в среднем 1...3 м/год, изменяясь в зависимости от стадии их развития, геолого-

геоморфологических условий, количества осадков, интенсивности ливней и дружности снеготаяния. Нередко овраги удлиняются ежегодно на 20 м и более, а иногда в степной и лесостепной зонах свыше 100 м/год. Максимальная интенсивность оврагообразования зафиксирована на поливных землях — 165 м за один поливной сезон.



**Рис. 1.5.** Продольный профиль склонового оврага:

$H_{вр}$  — глубина вреза;  
 $\alpha_1$  — угол наклона склона;  
 $\alpha_2$  — угол, образованный кривой продольного профиля в низовьях оврага с горизонтальной плоскостью

3. Чтобы осуществлялась трансгрессивная глубинная эрозия, средний уклон поверхности склона должен быть больше, чем гидравлический уклон потока в среднем и нижнем течении. Если это условие не соблюдено, поток аккумулирует принесенные с вышележащей части склона наносы, образует конус выноса и теряет русловую форму. Врезание русла может происходить только в том случае, если (рис. 1.5)  $\alpha_{скл} > \alpha_{овр}$ , где  $\alpha_{скл}$  — угол наклона склона,  $\alpha_{овр}$  — угол, образованный горизонтальной плоскостью и касательной к кривой продольного профиля оврага в его низовьях. При  $\alpha_{скл} = \alpha_{овр}$  поток растекается по склону, теряя русловую форму, так как

$$I_{скл} = k_{изв} I, \quad (1.19)$$

где  $I_{скл}$  — средний уклон склона,  $k_{изв}$  — коэффициент извилистости тальвега оврага,  $I$  — уклон потока в тальвеге оврага.

Чем сильнее врезается в склон овраг, тем меньше уклон потока в его средней части и низовьях. В устье оврага поток теряет русловую форму, так как гидравлический уклон становится больше, чем уклон конуса выноса. Предельная длина оврага зависит от величины критической площади водосбора и глубины базиса эрозии, т.е. положения точки, где гидравлический уклон потока становится равным уклону склона. Е.Ф. Зорина предложила формулу для определения предельной возможной длины оврага:

$$l_{овр} = 0,28 \frac{HQ^{0,67}}{V_p^{2,67} n^2 A^{0,67}}, \quad (1.20)$$

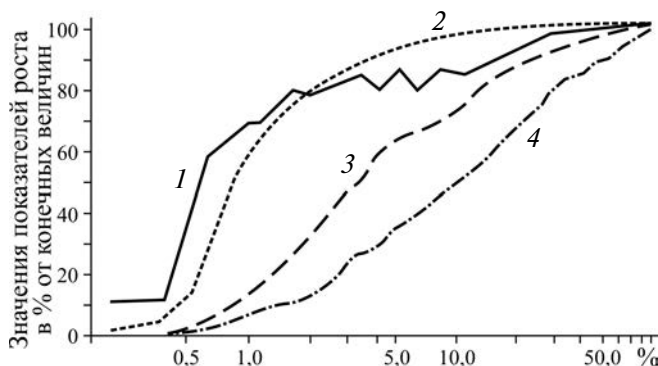
где  $H$  — глубина базиса эрозии, м;  $V_p$  — размывающая скорость потока для грунтов, слагающих склон, м/с;  $n$  — коэффициент шероховатости ложа потока;  $A$  — коэффициент, зависящий от соотношения между шириной и глубиной потока ( $A \approx 10$  в лессовых и суглинистых грунтах,  $A \approx 5$  в скальных грунтах).

Предельно возможная длина оврагов при наличии критической площади водосбора для каждого из них определяет суммарную протяженность оврагов, которые могут возникнуть на данном склоне, т.е. густоту оврагов:

$$P_{\text{овр}} = \frac{n_{\text{овр}} l}{F_{\text{скл}}}, \quad (1.21)$$

где  $n_{\text{овр}}$  — количество склоновых и береговых оврагов;  $l_{\text{овр}}$  — их прогнозная длина (см. формулу (1.20));  $F_{\text{скл}}$  — площадь территориальной единицы.

Начавшись с бурного развития первичной эрозионной формы, овраг быстро растет в длину и в глубину (рис. 1.6). Затем в связи с сокращением площади водосбора в вершине и постепенным уменьшением уклона в низовьях рост оврага замедляется и при достижении предельных значений вообще прекращается. Однако площадь и объем оврага при этом продолжают увеличиваться, так как зависят не только от глубины вреза оврага, но и от склоновых явлений на его бортах, приводящих к расширению. Деятельность потоков сводится уже не к размыву русла оврага, а к удалению поступающего со склонов материала. Выположенные склоны оврагов зарастают, а сами овраги преобразуются в балки. Этому способствует также расселение растительности в безводные периоды по руслу временных потоков. Вследствие этого шероховатость русла оврага увеличивается, что еще больше снижает эрозионную способность потока.



**Рис. 1.6.** Динамика развития оврага и изменения его параметров во времени ( $t$ ):

1 — глубина вреза ( $H_{\text{вр}}$ ); 2 — длина ( $l_{\text{овр}}$ ); 3 — площадь ( $F_{\text{овр}}$ );  
4 — объем ( $W_{\text{овр}}$ )

В итоге развитие оврага проходит несколько стадий: 1-я стадия — зарождение оврага; 2-я стадия — интенсивный его рост в длину и

глубину; длина достигает 70...80% предельной величины, но объем овражной формы — всего 35...45%; 3-я стадия — достижение полной длины оврага, 60...80% его объема (первые три стадии по времени оврагообразования составляют около 40%, причем на 2-ю приходится 10...15%); 4-я стадия, самая продолжительная (60% времени), — завершение формирования оврага.

Оценить количество твердого материала, выносимого из оврага, в том числе поступающего в реки, можно по методике Е.Ф. Зориной через определение модуля овражных выносов  $M_{\text{овр}}$ ,  $\text{м}^3/\text{год}\cdot\text{км}^2$ :

$$M_{\text{овр}} = \frac{W_{\Sigma}}{FT}, \quad (1.22)$$

где  $W_{\Sigma} = \chi W_{\text{max}} T$  — максимальный объем оврага на завершающей стадии развития;  $W_{\text{max}} = W_Q W_{\text{тр}}$  — максимальная интенсивность роста оврагов, выраженная через объем наносов, вынесенный из оврага в единицу времени,  $\text{м}^3/\text{год}$ ;  $W_Q$  — объем воды, прошедший через устьевую створ за время оврагообразования;  $W_{\text{тр}}$  — транспортирующая способность потока;  $T$  — время оврагообразования;  $\chi$  — коэффициент, зависящий от природных условий (колеблется в пределах 0,14...0,25);  $F$  — площадь овражного водосбора.

На каждый момент времени  $T_i$  развития оврага его объем  $W_{\text{овр}}$  по отношению к объему на завершающей стадии развития  $W_{\Sigma}$  определяется как

$$\frac{W_{\text{овр}_i}}{W_{\Sigma}} = k \left( \frac{T_i}{T} \right)^n. \quad (1.23)$$

Значения коэффициентов  $k$  и  $n$  изменяются в зависимости от стадии развития оврага: 2-я —  $k = 2,5$ ,  $n = 0,9$ , 3-я —  $k = 1,2$ ,  $n = 0,5$ , 4-я —  $k = 1,0$ ,  $n = 0,25$ .

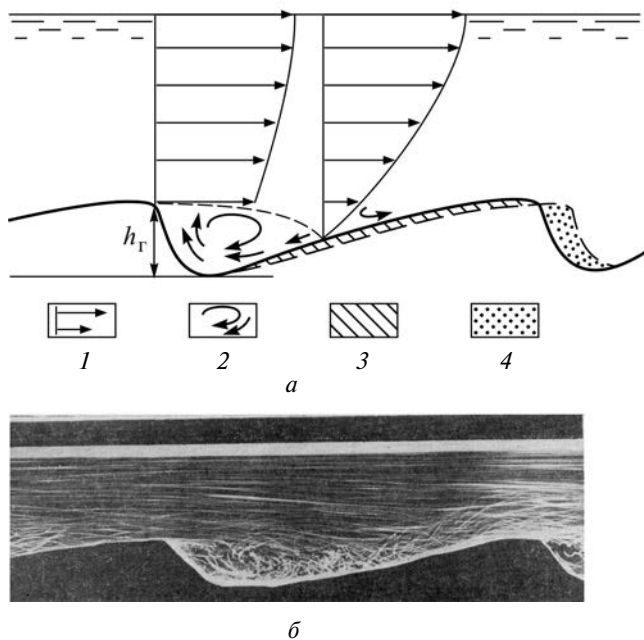
Продолжительность преобразования оврага в балку зависит от климатических условий. В гумидных областях для этого требуется несколько десятков лет, в аридных — тысячелетия. В днище балки может образоваться донный овраг (благодаря увеличению поверхностного стока и степени его неравномерности при вырубке леса, распашке, скотопрогоне, прокладке дороги и т.д.), который, разрастаясь, поглощает саму балку.

## 1.5. Прочие природные факторы

**Форма русла и русловой рельеф.** В обратной связи, через закон взаимной обусловленности потока и русла М.А. Великанова — Н.И. Маккавеева, они выступают в качестве фактора русловых про-



цессов. Под влиянием формы русла и руслового рельефа в потоке возникает такая кинематическая структура (циркуляционные течения, поле скоростей и т.д.), которая содействует постоянному возобновлению и относительной устойчивости самих форм. Например, сохранность песчаной гряды обеспечивается формированием вихревого течения (вальца), возникающего в ее подвале (рис. 1.7). Уменьшение глубины потока над грядой, подобное его сжатию, приводит к увеличению здесь скорости. Благодаря этому происходит смыв и перемещение частиц по напорному верховому склону гряды, причем при отрицательном (против течения) уклоне дна.



**Рис. 1.7.** Сжатие потока над гребнем гряды, образование вихря с горизонтальной осью в ее подвале и положение зон размыва и отложения наносов (по К.В. Гришанину):

*a* — схема; *б* — лабораторный лоток;

*1* — эпюры скоростей; *2* — вихревые течения; *3* — зона размыва;

*4* — зона аккумуляции наносов

Циркуляционные течения и скоростное поле потока на излучине, будучи производной возникшего изгиба русла, обеспечивают устойчивость формы и дальнейшее развитие самой излучины. Этому же способствует местное увеличение на изгибе потока его транспорти-

рующей способности. Аналогичные явления характерны для разветвлений.

**Ветер.** Определенное влияние ветер оказывает на русловые процессы больших и крупнейших рек. Сила ветра над водной поверхностью заметно возрастает, способствуя развитию волнения, разрушающего берега. При очень сильных ветрах (до 20 м/с) на свободной акватории шириной в несколько километров высота волн достигает 2,5...3,0 м, при наличии многочисленных островов и отмелей — 1,0...1,2 м. В верхних горизонтах потока под влиянием ветра, совпадающего по направлению с течением реки, скорости возрастают, вследствие чего интенсивность размыва песчаных пойменных берегов увеличивается до полутора раз. При встречных ветрах скорость потока в верхних горизонтах замедляется, а скорости размыва песчаных берегов сокращаются в 1,5 раза.

При поперечном положении вектора преобладающих ветров по отношению к течению реки на формирование русла влияют нагоны воды в сторону наветренного берега и образование поперечных уклонов водной поверхности. В результате русло смещается в сторону наветренного берега, тогда как подветренная часть мелководна. Этот процесс нарушается, если ветер интенсивно перевевает обсохшие в межень прирусловые песчаные отмели в штормовые дни, после которых нередко уменьшаются глубины на перекатах. Развевание прирусловых отмелей и поперечный (по отношению к направлению течения реки) ветровой перенос песчаного материала приводят к росту отмелей в наветренной части русла. Систематическая убыль руслообразующего материала в подветренной части русла и аккумуляция его в наветренной сказывается в смещении всего русла в сторону подветренного берега. Этому благоприятствует наращивание в высоту (за счет эоловой аккумуляции) прирусловой поймы и формирование на ней незатопляемых дюн.

В устьевых областях рек воздействие ветра вызывает сгонно-нагонные колебания уровней, обуславливая периодическое формирование кривых подпора и спада уровней, что непосредственно сказывается на особенностях руслоформирования.

**Ледовый режим.** Оказывает заметное влияние на русловые процессы на реках, на которых формируются мощный ледяной покров и заторы во время ледохода. В широкопойменном русле в результате образования заторов поток, обходя ледяную «плотину», спрямляет излучины или размывает боковые рукава.

При прорыве затора образуется мощная, быстро перемещающаяся волна, производящая размывы русла. На реках районов, где зимы характеризуются частыми оттепелями, а также ниже порогов, больших водохранилищ и озер образуются зажоры, перегораживающие

русло и являющиеся одной из причин отторжения побочней и развития мелководных протоков возле осередков.

При ледоходе плывущие льдины воздействуют на берега, вызывая их разрушение. На реках с валунным руслом плывущий лед, проходя над затопленными отмелями и бичевниками, уплотняет отмостку и превращает ее в своеобразную «булыжную мостовую», являющуюся фактором стабилизации берегов. В то же время льдины иногда производят выпахивание их поверхности, разрушают отмостку.

Речной лед переносит большое количество крупнообломочного материала, поступающего на него непосредственно с крутых горных склонов, выламывает при смерзании во время ледостава со скальными берегами, валунными бичевниками и отмелями крупные обломки длиной до 10...12 м и в поперечнике до 2 м. Перемещаясь вместе со льдом, они сбрасываются в русло при образовании заторов и навалов льдин на берега, образуя камни-«одинцы».

**Пересыхание в маловодный период.** Оно характерно для малых рек аридных областей. Русла пересыхающих рек отличаются относительно углубленными плесами, которые не заполняются наносами в межень, когда течение рек прерывается; в них идет накопление органических остатков благодаря развитию водной и прибрежной растительности. Перекаты представляют собой обсыхающие в межень перемычки между озеровидными плесами, покрываемыми гипсовыми корочками, препятствующими последующему их размыву при возобновлении в реке течения.

**Промерзание рек.** Промерзание до дна приводит к тому, что грунты ложа и аллювиальные отложения оказываются сцементированными мерзлотой, превращаясь по своим физическим свойствам в аналоги скальных пород. При образовании наледей происходит выламывание обломков, в том числе представленных смерзшимися песком. В межень поток оказывается погребенным под толщей обломков, теряет русловую форму, но затем в процессе эволюции наледных полян и по мере переработки блуждающими потоками ложа наледи возникает множество мелководных протоков, соединяющихся в конце наледной поляны. Такие разветвления иногда называют *наледной многорукавностью*. Особенностью их развития является неустойчивость рукавов и островов, образование в паводки новых рукавов и протоков, в том числе вследствие термоэрозионных процессов. Промерзание до дна свойственно даже такой крупной реке, как Яна в среднем течении. Ниже по течению это приводит к провисанию льда, и из-за недостаточной водности в устьевой области реки происходит проникновение солоноватых морских вод до вершины дельты.

Многoletнемерзлые грунты на реках криолитозоны при промерзании русел оказывают ограничивающее воздействие на русловые

деформации. На больших реках мерзлотой скованы обсыхающие в межень песчаные отмели и прилегающие участки русла, где лед зимой ложится на дно. В результате мерзлота образуется на большей части площади русла за исключением узкой пристрежневой полосы, где глубины превышают толщину ледяного покрова. На р. Лене в среднем и нижнем течении талик занимает всего 10...15% от общей площади русла. В этой узкой полосе локализуются деформации, не захватывая всего русла в целом. Если русло галечное, то процессы теплообмена руслового потока и грунтовых вод благодаря проницаемости галечного аллювия обеспечивают формирование талика под всем руслом, в том числе под отмелями.

В размыве берегов, сложенных мерзлыми породами, большую роль играет термоабразивный эффект, который обуславливает специфические формы их разрушения при подмыве потоком. На уровне меженного горизонта воды образуются ниши, благодаря которым берега обрушаются крупными блоками, временно, до полного их оттаивания и размыва, защищающими берег от воздействия на него потока.

Косвенное влияние многолетней мерзлоты проявляется через формирование стока наносов. Половодье проходит в сроки, когда на территории бассейна деятельный слой еще не сформировался и талые воды стекают по мерзлому грунту. Мутность воды в это время относительно мала. Наоборот, в летние дождевые паводки сток формируется при наибольшем оттаивании мерзлого грунта в бассейне, вода в реках имеет повышенную мутность. Вследствие этого во время половодья происходит размыв гребней перекатов, тогда как в паводки они мелеют.

**Растительность** оказывает прямое и косвенное воздействие на русловые процессы. Косвенное связано с *растительностью на водосборе*, особенно лесной, способствующей снижению максимальных расходов половодий и паводков, некоторому увеличению водности межени, что в целом уменьшает интенсивность русловых деформаций. Сведение леса приводит к перераспределению стока и, как следствие, активизации деформаций. Однако это, а также распашка земель приводят к понижению уровня грунтовых вод, сокращению подземного питания и уменьшению меженного стока вплоть до пересыхания малых рек

Разница в насыщенности речных вод наносами с облесенных и необлесенных водосборов достигает порядка величины. Сведение естественной растительности, распашка земель и сопутствующая им эрозия почв обуславливают избыточное поступление в реки наносов, заиление русел малых рек, обмеление рек вплоть до их среднего течения.

Тип *растительности на пойме* (лесная, кустарниковая, луговая) определяет шероховатость пойменного потока, возникающего при ее затоплении, регулирование поймой стока воды в фазу разлива и условия осаждения на пойме взвешенных наносов. Если для русел равнинных рек коэффициенты шероховатости  $n$  в формуле Шези–Маннинга колеблются в пределах 0,0025...0,040, то для луговых пойм с редкими кустарниками и выровненной поверхностью  $n = 0,05$ , для пойм со сложным рельефом, кустарниками и деревьями  $n = 0,1$ , для пойм, заросших густым лесом,  $n = 0,2$ . Скорость пойменного потока на залесенной пойме существенно ниже, чем на луговой. Если пойма залесена, то при прочих равных условиях пойменная многоруканность слабо развита, так как слабые течения не благоприятствуют поддержанию отштуровывающихся от реки рукавов. При луговой растительности пойменная многоруканность получает наибольшее развитие. В этих же условиях на меандрирующих реках излучины спрямляются на ранних стадиях развития; при залесенной пойме этого не происходит.

На поверхности залесенной поймы практически невозможна эрозионная деятельность затопляющего ее потока, на луговой образуются эрозионные формы благодаря водоворотам, возникающим из-за неровностей рельефа, возле отдельно стоящих деревьев или кустов. В местах перелива воды из русла в пойму лесная и кустарниковая растительность способствует резкому гашению скорости потока и сосредоточенной аккумуляции наносов вдоль бровки поймы.

Прямое воздействие на русловые процессы *растительности на берегах рек* многообразно. Смещение берегов, поросших лиственным лесом, в 1,5–2 раза меньше, чем залуженных; в то же время размывы берегов, поросших елью, на 25% интенсивнее, чем берегов луговой поймы. Это объясняется особенностями корневой системы деревьев и малой глубиной ее проникновения в грунт, вследствие чего размыв берега зачастую идет ниже основной массы корней. Скрепление берегов корнями растений и зарастание поймы стабилизируют русла малых рек, так как при меньшей высоте поймы корневая система проникает на большую часть или на весь уступ, предохраняя его от размыва. В то же время возле отдельно стоящих деревьев с такой корневой системой возникают водовороты, в которых берег интенсивно размывается.

В тундре моховой или кустарничковый покров плащеобразно перекрывает подмываемый уступ берега и препятствует его отступанию.

При подмыве рекой залесенных пойменных берегов упавшие деревья ложатся на их уступы, скапливаются вдоль них, переплетаются корневыми системами и кронами, предохраняя берега от размыва.

Однако во время половодья и паводков упавшие в реку деревья плывут, оказывая разрушающее действие на берега. На средних и особенно малых реках таежной зоны плывущие деревья образуют карчеход, который является важным фактором разрушения берегов. Формирующиеся лесные заломы закупоривают русло на участках длиной до 1,5...2 км, возвышаясь над меженным уровнем до 10...12 м и способствуя обмелению рек.

Непосредственное воздействие на русловые процессы малых рек оказывает *зарастание русел макрофитами*. Водная растительность покрывает большую часть площади дна, занимая мелководные участки русел; шероховатость русла при этом возрастает в 3-4 раза, скорости течения оказываются заметными лишь в верхних слоях потока. В этих условиях на малых реках формируются *бочажинные русла*, представленные чередованием бочажин — озеровидных расширений, соединенных между собой узкими мелководными протоками среди зарослей. Зарастание мелководных частей русла характерно иногда и для больших рек.

**Биогенные факторы.** Среди биогенных факторов (деятельность живых организмов и бактериофлоры) выделяются непосредственные механические изменения русел живыми организмами. Таковы места водопоя скота, «гидротехническая деятельность» бобров, ласточкины гнезда в верхней части уступов пойменных берегов.

На малых реках, имеющих нерестовое значение, донные отложения интенсивно очищаются рыбами от ила и других мелких фракций, что приводит к изменению их гранулометрического состава. Слои донного грунта, в которых находится икра, не заиляются, так как икра увеличивает пористость отложений, вследствие чего они хорошо промываются. Сами рыбы при массовом проходе на нерест своими телами «пропахивают» мелководья (перекаты). При нересте несколькими десятками тысяч лососей из малой реки в приемный бассейн выносятся до 1000 т ила.

Особую роль играет деятельность *микроорганизмов*. Микроорганизмы в процессе обмена веществ вступают в химические реакции практически с любым минералом. Поэтому их наличие в воде, на горных породах и на частицах наносов обуславливает их разрушение процессами биохимического выветривания. При этом водный поток, смывая продукты биохимического выветривания и продукты жизнедеятельности самих бактерий, постоянно экспонирует горную породу для обсеменения новыми микроорганизмами. В результате происходит постоянное их разрушение, которое, складываясь с химическим выветриванием и другими воздействиями на породы, обуславливает врезание рек в самые прочные горные породы.

**Склоновые гравитационные процессы.** Это оползни, обвалы, осыпи на берегах рек, которые являются источниками поступления в реки обломочного материала. Особенно велика их роль в формировании наносов в горных областях: в реках Западного Кавказа почти 25% стока влекомых наносов имеют осыпной генезис.

Обвалы на горных склонах являются причиной образования завальных озер. Большинство из них существует недолго, так как создающая их плотина при переливе через нее потока размывается, и, если озеро спускается практически мгновенно, образуется селевой поток. Если завальные озера сохраняются, постепенно заполняясь наносами, то продольный профиль реки приобретает ступенчатую форму с чередованием участков с уклонами русел меньше 1...2‰ (в пределах котловины бывшего озера) до 50...70‰ на низовом склоне завальной плотины.

Крупные оползни, сложенные связными пластичными породами, перегораживают часть русла и в течение многих лет оказывают направляющее воздействие на поток до тех пор, пока последний их не размочет. Это приводит к размыву противоположного берега, образованию излучины или местного расширения русла, формированию одиночных разветвлений.

Влияние других склоновых гравитационных процессов характеризуется неодинаковой интенсивностью в разных природных условиях и, соответственно, по-разному сказывается в формировании наносов и в русловом режиме рек. В регионах с резко выраженным континентальным климатом склоновые процессы оказывают решающее воздействие на русла малых рек, заполняя их солифлюкционным мелкоземом или крупнообломочным материалом. Поэтому у рек первых порядков русла зачастую не имеют ясных очертаний (линейные курумы, заболоченные долины–мари). Водный поток появляется в них только во время паводков, постоянно меняя свое положение на плоском днище долины, заполненном склоновыми отложениями.

## **1.6. Влияние хозяйственной деятельности на русловые процессы и их факторы**

Хозяйственная деятельность оказывает неодинаковое по масштабам воздействие, изменяя как само русло, так и факторы русловых процессов (например, сток воды и наносов). В последнем случае русло трансформируется, приспособляясь к новым условиям (табл. 1.3). Как фактор русловых процессов хозяйственная деятельность на реках выступает только при непосредственном механическом воздействии на русло.

Таблица 1.3

**Виды хозяйственной деятельности и их связь  
с русловыми процессами**

<b>Типы взаимодействия инженерных и водохозяйственных сооружений и мероприятий с русловыми процессами</b>	<b>Виды мероприятий и сооружений</b>
Изменяющие факторы русловых процессов	Гидроузлы. Забор воды в каналы. Мелиоративные и лесотехнические мероприятия в бассейне реки. Искусственное обвалование русла
Влияющие на морфологию русла и его деформации	Дноуглубительные и выправительные работы на судоходных реках. Карьеры стройматериалов. Строительство набережных. Регулирование русла на урбанизированных участках и в районах крупных промышленных предприятий
Испытывающие влияние русловых деформаций или оказывающие на русло местное воздействие	Мостовые переходы. Водозаборные сооружения. Подводные переходы. Инженерные береговые объекты. Причальные стенки. Берегозащитные сооружения. Рекреационные зоны возле реки



## Глава 2. МЕХАНИЗМ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ПОТОКА И РУСЛА. ЭРОЗИЯ, ТРАНСПОРТ И АККУМУЛЯЦИЯ НАНОСОВ

---

### 2.1. Факторы эрозии и противоэрозионная устойчивость грунтов

Термин «эрозия» (от лат. *erodere* — «грызть», «разъедать») употребляется для обозначения механического воздействия на почвы, грунты и горные породы текущей водой. Водный поток размывает их, отрывает от поверхности ложа потока твердые частицы и перемещает по направлению течения. При одних и тех же гидравлических характеристиках потока (расход воды, гидравлический уклон, скорость) его способность захватывать и переносить твердые частицы может быть неодинаковой, поскольку интенсивность размыва грунта зависит от свойств потока и от особенностей литогенной среды. Степень сопротивления грунтов определяется крупностью отдельных частиц, плотностью, силами сцепления между ними, однородностью грунта, степенью разрушенности горных пород выветриванием и т.д. Эти свойства грунтов (почв и горных пород) в конечном счете определяют противоэрозионную устойчивость.

Количественным выражением противоэрозионной устойчивости грунтов являются критические средние скорости течения: *неразмывающая скорость*  $V_n$  — предельная скорость, при которой частицы на дне сохраняют состояние покоя; *размывающая (срывающая) скорость*  $V_p$ , отвечающая началу массового перемещения частиц, т.е. состоянию сплошного размыва грунта. Выделяют еще *незаиляющую скорость*, соответствующую нижнему пределу скорости, при которой частицы остаются во взвешенном состоянии и не оседают на дно потока.

Процесс отрыва частиц грунта от дна или берегов реки означает начало деформаций ее русла, так как уже на этом микроуровне трансформируется поверхность ложа. Вследствие отрыва одной частицы изменяются условия воздействия потока на смежные частицы, меняется его структура (масштаб этого изменения зависит от размеров частиц и глубины потока), осуществляется контакт потока с частицами, ранее залегающими под сорванной и защищенными ею от воздействия потока.

Отрыву частицы от поверхности ложа потока и приведению ее в движение препятствуют два фактора: сила веса, действующая на частицу, нормальная к поверхности дна; сила сцепления между частицами. Существенное влияние на условия отрыва частиц оказывает уплотненность рыхлого грунта, степень его увлажненности, взаимное заклинивание частиц, растительность, физические свойства грунта, угол между направлением струй потока и плоскостью, на которую он воздействует (это особенно важно для береговых откосов).

*Сила веса* оказывает преобладающее влияние на устойчивость грунта, поскольку вес частицы пропорционален кубу ее среднего поперечника  $P=f(d^3)$ . *Силы сцепления*, наоборот, находятся в обратной зависимости от размера частиц, так как они пропорциональны суммарной площади поверхности частиц, возрастая по мере их дробления (табл. 2.1).

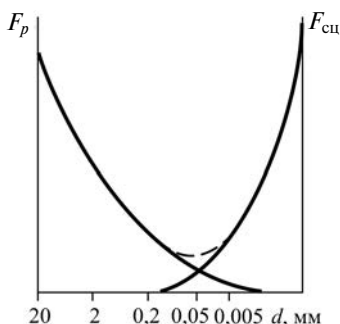
На рис. 2.1 приведен график, показывающий относительное значение силы веса  $F_p$  и силы сцепления  $F_{сц}$  в осуществлении эрозии грунта при изменении крупности частиц грунта. Эпюры изменений условных величин сопротивлений размыву под влиянием сил веса частиц и сцепления в зависимости от размера частиц пересекаются в точке, соответствующей среднему диаметру частиц  $d_{ср} = 0,05$  мм. Этому же размеру отвечает и наибольший прогиб суммарной кривой сопротивлений эрозии. Таким образом, минимальная величина суммарного сопротивления отрыву наблюдается у частиц, имеющих диаметр около 0,05 мм. Такую крупность частиц имеют лессы, для которых неразмывающая скорость равна 0,07...0,20 м/с. Для отрыва от дна частицы размером 0,001 мм требуется скорость течения порядка 1,3 м/с — такая же, как для размыва мелкой гальки с поперечником 15 мм.

Таблица 2.1

**Изменение площади поверхности частиц  
при дроблении кубического тела**

Суммарный объем, см <sup>3</sup>	Размер поперечника, см	Число частиц	Суммарная площадь поверхности частиц, см <sup>2</sup>	Вес частиц при их плотности в воде $\rho_n - \rho$
1	1	1	6	2
1	0,1	103	60	0,002
1	0,01	106	600	0,000002
1	0,001	109	6000	0,00000002

Грунты размером частиц ( $d_{ср}$ ) больше 0,05 мм относятся к *несвязным грунтам*; грунты с размером частиц меньше 0,05 мм к *связным*.



**Рис. 2.1.** Относительное влияние на противоэрозионную устойчивость силы веса  $F_p$  и силы сцепления  $F_{сц}$

В зависимости от природы сил сцепления они подразделяются, в свою очередь, на пластичные (вязкие) и скальные. У скальных противоэрозионная устойчивость определяется жесткими связями, обуславливающими структурное сцепление скальных кристаллических и цементированных пород. В кристаллических породах они носят характер ионных связей; в цементированных породах (песчаники, аргиллиты) жесткие связи возникают при их цементации в природных условиях теми или иными веществами. При нарушении в скальной породе жесткие связи не восстанавливаются.

Связность пластичных пород определяется водно-коллоидными и молекулярными связями между отдельными частицами, которые могут восстанавливаться после прекращения действия нарушающего фактора. Сила связности и, соответственно, противоэрозионная устойчивость пластичных пород зависит от характера диспергированного вещества. Большое значение имеют также степень уплотненности грунта, его увлажненность, наличие в нем растворимых солей и минеральный состав.

В несвязных рыхлых грунтах в сухом состоянии никаких внутренних связей между частицами нет. Они появляются и усиливаются при увлажнении грунта и тем больше, чем меньше частицы, его слагающие.

Силы сцепления между частицами в связных и несвязных грунтах  $F_{сц}$  можно выразить как функцию усталостной прочности на разрыв  $p_{у.п}$ , размера частиц  $d$ , площади контакта  $\omega_k$  и толщины водной прослойки  $\delta_c$  между ними:

$$F_{сц} = f(d, \omega_k, \delta_c, p_{у.п}). \quad (2.1)$$

Толщина гидратных оболочек (водной прослойки  $\delta_c$ ) и площадь контакта между частицами  $\omega_k$ , в свою очередь, зависят от пригружающего действия гидростатического давления. Поэтому сила сцепления между частицами растет при увеличении глубины потока и уменьшении крупности частиц грунта.

## 2.2. Механизм отрыва частиц грунта потоком и размыв несвязных грунтов

Устойчивость отдельных частиц грунта против размыва определяется соотношением между гидродинамическими силами, возникающими при обтекании частиц, и силами, препятствующими их смыву потоком. Гидродинамическое воздействие складывается из трех основных составляющих (рис. 2.2, а).

1. Непосредственного воздействия потока на частицу, т.е. силы скоростного напора, оказывающего лобовое давление:

$$F_{\text{н}} = k_{\text{сеч}} \rho g d^2 \frac{V^2}{2g}, \quad (2.2)$$

где  $\rho$  — плотность воды;  $k_{\text{сеч}}$  — коэффициент формы поперечного сечения частицы;  $k_{\text{сеч}} d^2$  — миделево сечение частицы, обращенное по нормали к элементарной струе потока;  $d$  — средний поперечник миделева сечения (обращенного по нормали к направлению потока).

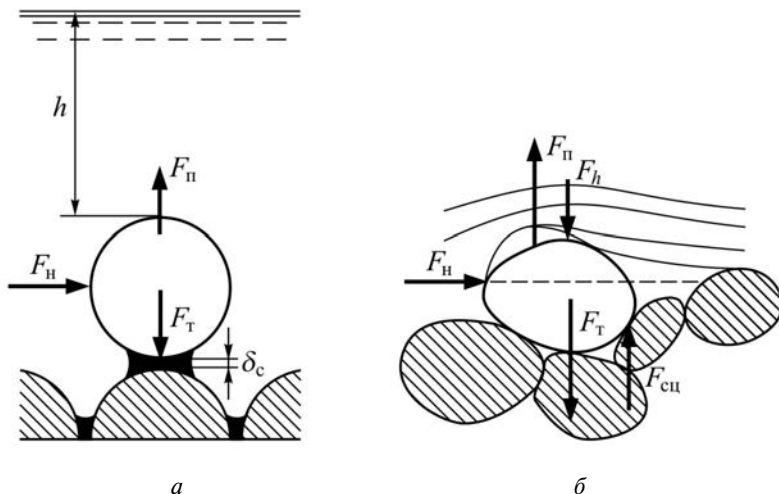
2. Разницы скоростей струй потока, обтекающих отдельные частицы, приводящей к различию в давлении на верхней и нижней поверхностях частицы. Градиент давления при этом направлен вверх, а возникающая в результате подъемная сила равна:

$$F_{\text{н}} = k_{\text{сеч}} \rho g d^2 \frac{V^2}{2g}. \quad (2.3)$$

Подъемная сила в среднем составляет от 30 до 75% силы скоростного напора. Она уменьшается с увеличением расстояния от дна потока, поскольку в этом направлении происходит выравнивание скорости по вертикали, и перестает действовать примерно на расстоянии нескольких диаметров частицы. Увеличение шероховатости дна потока и скорости потока увеличивает высоту, где возникает подъемная сила.

3. Пульсации скоростей, обусловленной турбулентностью потока, которая приводит к «раскачке» частиц, способствующей отрыву их ото дна, смещению благодаря продольному градиенту давления или взвешиванию вследствие вертикального градиента скорости.

Эта схема может быть усложнена, если учесть в ней неоднородность массы частиц и их заклинивание среди других частиц, составляющих отложения на дне потока, а также силы, направленные на преодоление сопротивления сдвигу, возникающего под влиянием толщи воды, оказывающей пригружающее воздействие на частицы (рис. 2.2, б).



**Рис. 2.2.** Сумма сил, действующих:

*a* — на отдельную частицу грунта, находящуюся на дне потока;

*б* — на частицу грунта, находящуюся среди других частиц

(по Ц.Е. Мирцхулаве);

$F_n$  — сила скоростного напора;  $F_p$  — подъемная сила;  $F_T$  — сила тяжести

(веса) частицы;  $F_{сш}$  — сила сцепления между частицами грунта;

$F_h$  — пригружающая сила веса толщи воды;  $h$  — глубина потока;

$\delta_c$  — толщина водной прослойки между частицами (по И.Ф. Карасеву)

Как видно из формул (2.2) и (2.3), сила лобового давления и подъемная сила пропорциональны квадрату скорости, т.е. величине напора. Поэтому в качестве условия предельного равновесия частицы на дне потока можно принять равенство силы скоростного напора  $F_n$  и силы веса частицы  $F_p$ :

$$F_n = F_p. \quad (2.4)$$

Этому состоянию соответствует неразмывающая скорость потока. Если  $F_n > F_p$ , то частица сдвигается или взвешивается.

Силу веса  $F_p$ , препятствующую нарушению равновесия и противодействующую смыву, можно представить как

$$F_p = W_n g(\rho_n - \rho) = k_\phi d^3 g(\rho_n - \rho), \quad (2.5)$$

где  $W_n$  — объем частицы;  $\rho_n$  и  $\rho$  — плотность частицы и воды, соответственно;  $d$  — диаметр частицы в характерном поперечнике;  $k_\phi$  — коэффициент ее формы.

Подставляя в равенство (2.4) значения силы скоростного напора (2.3) и силу веса частицы в воде (2.5), получаем при условии достижения потоком критической неразрывающейся скорости:

$$k_{\text{сеч}} \rho g d^2 \frac{V_{\text{н}}^2}{2g} = k_{\text{ф}} d^3 g (\rho_{\text{н}} - \rho), \quad (2.6)$$

откуда

$$V_{\text{н}} = k_0 \sqrt{gd \frac{\rho_{\text{н}} - \rho}{\rho}} + K_{\text{доб}}, \quad (2.7)$$

где  $k_0$  — объединенный коэффициент, зависящий от величин  $k_{\text{сеч}}$  и  $k_{\text{ф}}$ ;  $K_{\text{доб}}$  — добавочный коэффициент, зависящий от усилий, которые надо приложить, чтобы оторвать частицу от дна, если она связана с соседними частицами силами сцепления или заклинилась между ними.

Полученное выражение действительно для условий, когда отношение площади миделя твердой частицы к площади живого сечения потока исчезающе мало (т.е.  $\frac{d}{h} \rightarrow 0$  и, соответственно, частицы не влияют на структуру потока). Поэтому для условия размыва песчаных аллювиальных отложений речными потоками и сравнительно небольшого их насыщения взвесью формулу (2.7) можно упростить:

$$V_{\text{н}} \approx 1,6k_0 \sqrt{gd} \approx 5k_0 \sqrt{d}. \quad (2.8)$$

В момент времени, когда скорость течения превышает величину, равную неразрывающейся, происходит сдвиг отдельных частиц, слагающих дно потока. Массовое движение частиц начинается при достижении потоком размывающих скоростей, которые, согласно исследованиям Ц.Е. Мирцхулавы, находится в соотношении с размывающими скоростями:

$$V_{\text{р}} = 1,4V_{\text{н}} \quad (2.9)$$

Для характеристики размываемости грунта (сдвиг отдельных частиц или массовое их влечение по дну) используется понятие «плотность движения частиц», представляющее собой (по А.В. Караушеву) отношение суммарного объема движущихся частиц на единице поверхности русла  $\sum W_{\text{дв}}$  к объему слоя, в котором происходит это движение, т.е.  $\sum W_{\text{дв}} + \sum W_{\text{нпд}}$ , где  $\sum W_{\text{нпд}}$  — суммарный объем неподвижных частиц:

$$\eta = \frac{W_{\text{дв}}}{\sum W_{\text{дв}} + \sum W_{\text{нпд}}}. \quad (2.10)$$

Сплошность движения частиц определяется их формой, степенью выступающими частицами поверхности дна от воздействия потока, продолжительностью превышения мгновенными значениями пульсационной скорости неразмывающих значений, частотой встречаемости донных струй потока, у которых мгновенная пульсирующая скорость превышает неразмывающую. Вследствие этого при воздействии потока на шероховатую поверхность дна лишь часть частиц, слагающих его, испытывает непосредственное лобовое воздействие — силу скоростного напора и подъемную силу. Значительное число частиц попадает в застойные зоны. При значении средней скорости потока  $V_n < V_{cp} < V_p$  сдвиг частиц происходит в узком диапазоне максимальных пульсаций, где мгновенные скорости превышают неразмывающие. С увеличением скорости потока размеры застойных зон сокращаются и все большее число частиц испытывает действие сдвигающих и взвешивающих сил. Поэтому сплошность отрыва частиц от дна потока с повышением скорости растет и достигает максимума при размывающих скоростях. При  $V_{cp} = V_p$  сдвиг и взвешивание частиц обеспечивается по всему сечению потока, но лишь в диапазоне положительных пульсаций мгновенных скоростей. При  $V_{cp} > V_p$  размыв грунта происходит в диапазоне отрицательных пульсаций. Таким образом, сплошность размыва дна потока с повышением скорости растет и достигает максимума при скоростях, превышающих размывающие.

Равенство (2.6) позволяет получить значение критического размера частиц грунта для данной скорости течения:

$$d_{кр} = k \frac{V^2}{g(\rho_n - \rho)}. \quad (2.11)$$

Возведя обе части уравнения (2.11) в куб и умножив их на  $\rho g$ , получаем

$$P_{кр} = W_n g(\rho_n - \rho) \approx f(V^6), \quad (2.12)$$

где  $P_{кр}$  — критический вес частицы.

Это — выражение *закона Эри* для движения донных частиц в водном потоке: вес переносимых потоком частиц пропорционален шестой степени скорости течения. Формула (2.12) показывает, что если отношение скоростей потока равно 1 : 2 : 4, то отношение весов частиц будет 1 : 64 : 4096. Законом Эри объясняется то обстоятельство, что при относительно небольших различиях в скоростях течения потоки переносят различный по крупности и весу материал. Особенно наглядно это различие проявляется при сравнении равнинных и горных рек: первые перемещают песчаные частицы, вес которых в тысячи раз меньше веса валунов и глыб, перемещаемых горными пото-

ками, хотя скорости течения горных рек лишь в 3–4 раза превышают скорости течения равнинных рек.

Наряду с этим в руслах горных рек нередко перемещаются крупные обломки породы, размеры и вес которых значительно больше максимальных, которые может переносить поток. Сдвиг таких обломков происходит в результате *аблювиального эффекта* (от греч. *ablutio* — «обмывать»). По мере того как возле такого обломка вымываются более мелкие частицы, его положение становится менее устойчивым, и для нарушения состояния равновесия становится достаточным незначительное усилие, которое может оказать поток. Обломок породы перемещается на некоторое расстояние вниз по течению, останавливается, и затем процесс его обмывания повторяется. По Н.И. Маккавееву, расстояние ( $x$ ), на которое перемещаются обломки, зависит от мощности смытого мелкого грунта ( $h_{\text{разм}}$ ) и уклона дна русла:

$$x = h_{\text{разм}}(9\sin\beta + K_{\text{пр}}), \quad (2.13)$$

где  $\beta$  — крутизна дна русла, град.;  $K_{\text{пр}}$  — коэффициент, величина которого изменяется от 0,3 до 0,5 в зависимости от формы его продольного профиля.

В результате аблювиального эффекта обломки породы независимо от их размера и веса могут перемещаться на довольно значительные расстояния на эродлируемых склонах, в оврагах и в руслах горных рек даже при сравнительно небольших уклонах.

Тангенциальная составляющая силы тяжести, воздействующая на частицы грунта, при крутом уклоне дна русла (на горной реке) изменяет результаты определений  $V_n$  по формуле (2.7). Чем больше уклон дна, тем меньше величина составляющей силы веса, направленной нормально к поверхности ложа потока и тем меньше усилие, которое требуется для приведения частицы в состояние движения (рис. 2.3). Действительно, сила, сопротивляющаяся эрозии, пропорциональна  $\cos\beta$  — косинусу угла, составленного плоскостью дна потока с горизонтальной плоскостью, т.е. наклону дна потока:

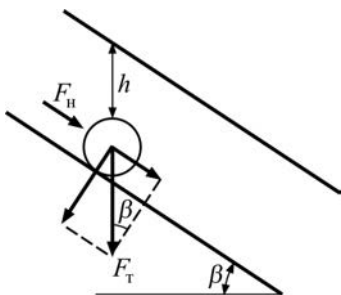
$$F_p = W_n g(\rho_n - \rho)\cos\beta K_T = k_\phi d^3 g(\rho_n - \rho)\cos\beta K_T, \quad (2.14)$$

где  $K_T$  — коэффициент трения.

Сила, сдвигающая частицу, в этих условиях будет складываться из силы скоростного напора (2.2) и составляющей силы веса частицы, направленной по наклону дна:

$$F_{\text{сд}} = F_n + F_p \sin\beta = k_{\text{свч}} \rho g d^2 \frac{V^2}{2g} + k_\phi d^3 g(\rho_n - \rho)\cos\beta K_T. \quad (2.15)$$





**Рис. 2.3.** Схема сил, действующих на частицу грунта, находящуюся на дне потока с большим уклоном:  $\beta$  — угол наклона дна русла; остальные обозначения — на рис. 2.2

Приравнивая силы, сдвигающие частицу (2.15), и силы, сопротивляющиеся эрозии (2.14), получаем

$$V_H = k_0 \sqrt{gd \frac{\rho_H - \rho}{\rho} (K_T \cos\beta - \sin\beta)} + K_{\text{доб}}. \quad (2.16)$$

При  $\beta \rightarrow 0$  двучлен в скобках под знаком корня практически равен 1 и уравнение (2.16) приводится к уравнению (2.7). Если  $\beta \rightarrow 45^\circ$ , то

$$V_H = k_0 \sqrt{gd \frac{\rho_H - \rho}{\rho} \frac{\sqrt{2}}{2} (K_T - 1)} + K_{\text{доб}}, \quad (2.17)$$

т.е. при больших уклонах дна потока неразмывающая скорость стремится к 0, а движение наносов становится все более гравитационным, влияние силы скоростного напора сокращается.

В рассмотренных случаях потенциальная энергия потока оказывает сравнительно небольшое влияние на величину критической скорости размыва. Последняя зависит от глубины потока:

$$V_{\text{кр}} = f(h^n), \quad (2.18)$$

т.е. чем больше глубина, тем выше значение критической скорости, необходимой для приведения частицы грунта в состояние движения (величина  $n$  колеблется в пределах от 0,15 до 0,35).

Отсюда структура большинства расчетных формул для определения критических (неразмывающих  $V_H$  или размывающих  $V_p$ ) скоростей имеет вид:

$$V_{\text{кр}} = f(g^{0,5}, d^{0,5}, h^{0,2}). \quad (2.19)$$

Наиболее широко распространенными являются формулы В.Н. Гончарова:

$$V_H = \lg \frac{8,8h}{d} \sqrt{\frac{2\rho g(\rho_H - \rho)d}{3,5\rho}}; \quad (2.20a)$$

$$V_p = \lg \frac{8,8h}{d} \sqrt{\frac{2\rho g(\rho_H - \rho)d}{1,75\rho}}; \quad (2.206)$$

И.И. Леви:

$$V_p = 1,4\sqrt{gd} \lg \frac{12h}{d} \text{ при } \frac{h}{d} > 60; \quad (2.21a)$$

$$V_p = 1,3\sqrt{gd} \left( 0,8 + \frac{2}{3} \lg \frac{10h}{d} \right) \text{ при } 10 < \frac{h}{d} < 40; \quad (2.216)$$

Г.И. Шамова:

$$V_H = 4,6\sqrt{d\left(\frac{h}{d}\right)^{\frac{1}{6}}}; \quad (2.22)$$

А.М. Латышенкова:

$$V_H = 1,6\sqrt{gd^{\frac{1}{6}}\left(\frac{h}{d}\right)^{0,2}}; \quad (2.23)$$

Б.И. Студеничникова:

$$V_H = 0,9\sqrt{\frac{g(\rho_H - \rho)}{\rho}}(hd^{0,25}); \quad (2.24)$$

Ц.Е. Мирцхулавы:

$$V_H = \lg \frac{8,8h}{d} \sqrt{\frac{2m_1}{\alpha_1\rho m_2} [(\rho_H - \rho)gd + \alpha_2 p_{y.п} k_{гp}]}, \quad (2.25)$$

где  $m_1$  — коэффициент, которым оценивается прочность грунта ( $m_1=1$  при песчаном грунте и осветленном, лишенном наносов потоке;  $m_1=1,3$  при содержании наносов  $> 0,1$  кг/м<sup>3</sup>);  $m_2$  — коэффициент, учитывающий пульсационный характер скорости ( $m_2 \approx 4$ );  $p_{y.п}$  — усталостная прочность грунта на разрыв, определяемая, в свою очередь, для мелкозернистых песков с естественной плотностью по формуле Ц.Е. Мирцхулавы:

$$p_{y.п} = 8\rho_H V(gV)^{\frac{1}{3}} d^{-1}, \quad (2.26)$$

где  $V$  — скорость потока;  $k_{гp}$  — коэффициент однородности, характеризующий изменчивость прочности грунта ( $k_{гp} = 1$  для несвязных грунтов;  $k_{гp} = 0,3...0,6$  — для глинистых);  $\alpha_1$  и  $\alpha_2$  — безразмерные коэффициенты, равные для песчаных грунтов  $\alpha_1 = 0,44$ ,  $\alpha_2 = 2$ , для глинистых грунтов  $\alpha_1 = 1,3$ ,  $\alpha_2 = 1,25$ .

Формула (2.25) является наиболее универсальной, так как позволяет оценивать противозероизионную устойчивость как несвязных, так и связанных пластичных грунтов. На ее основе Ц.Е. Мирцхулава разработал специальные таблицы и номограмму, позволяющие определять соотношение неразмывающих средней и донной скоростей в зависимости от диаметра частиц и глубины потока (табл. 2.2). Он предложил приближенные зависимости для частиц диаметром более 0,25 мм:

$$V_H = \sqrt[4]{g^2 dh}, \quad (2.27)$$

где  $d$  и  $h$  — соответственно, средний диаметр частиц, мм, и глубина потока, м, и при отсутствии данных о них:

$$V_H = k_{\Pi} Q^{0,2} \quad (2.28)$$

в зависимости от расхода воды  $Q$  (м<sup>3</sup>/с) с учетом поправочного коэффициента  $k_{\Pi}$ .

Таблица 2.2

**Значения неразмывающих скоростей для руслообразующих наносов разной крупности при глубине потока 1 м и  $Q \leq 10$  м<sup>3</sup>/с (по Ц.Е. Мирцхулаве)**

Тип руслообразующих наносов	Крупность наносов $d_{\text{ср}}$ , мм	Неразмывающая скорость $V_H$ , м/с
Песок	0,05...0,25	0,20...0,30
	0,25...0,5	0,30...0,35
	0,5...1,0	0,35...0,40
Гравий	1...2	0,40...0,45
	2...5	0,45...0,60
	5...10	0,60...0,70
Галька	5...10	0,60...0,70
	10...20	0,70...1,0
	20...40	1,0...1,3
Валуны	40...100	1,3...1,7
	100...200	1,7...2,0

Физическая сущность затормаживающего воздействия глубины потока на интенсивность размыва грунта определяется двумя аспектами. Во-первых, силы сцепления между частицами растут при увеличении гидростатического давления, т.е. при прочих равных условиях в более глубоком потоке усилие для отрыва частиц от дна должно быть больше. Во-вторых, чем больше градиент скорости  $\Delta V$ , тем больше градиент давления  $\Delta P$  в потоке:

$$\frac{\Delta V^2}{\Delta h} = \frac{\Delta P}{\Delta h}. \quad (2.29)$$

Отсюда при равной средней скорости течения градиент давления в глубоком потоке меньше, чем в мелком. Соответственно, в глубоком потоке взвешивающая сила также будет меньше. Величина неразмывающей скорости при этом оказывается больше.

Наряду с оценкой условий размыва грунта на основе критических неразмывающих  $V_n$  и размывающих  $V_p$  скоростей встречаются и другие подходы, в частности связанные с определениями влекущей (сдвигающей) силы через касательные напряжения  $\tau_0$ , возникающие на границе раздела. Такова, например, формула Сендборга:

$$\tau_0 = \rho_n \left[ \frac{V_z}{5,751g(30,2zk_s^{-1})} \right]^2, \quad (2.30)$$

где  $V_z$  — скорость струи на высоте  $z$  над дном;  $k_s$  — высота выступов шероховатости на дне, равная диаметру наносов  $d$  при плоском песчаном дне.

По Ц.Е. Мирцхулаве, влекущая (сдвигающая) сила  $\tau_0$  и неразмывающая скорость связаны между собой:

$$V_p = \frac{C}{\sqrt{g}} \sqrt{\frac{\tau_0}{\rho}}, \quad (2.31)$$

где  $C$  — коэффициент Шези.

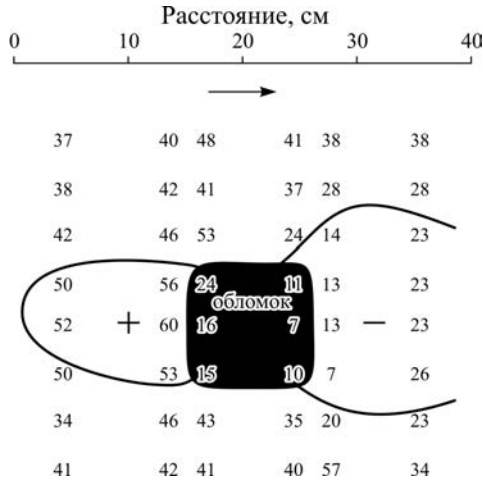
Затормаживающее влияние глубины проявляется при малых значениях отношения диаметра частиц к глубине потока  $d/h$ . Если поперечник частиц и глубина потока — величины одного порядка (горные реки с глубиной потока, соизмеримой размерам валунов и глыб), приведение обломков в состояние движения происходит не только в результате воздействия скоростного (кинетической энергии), но и гидростатического напора (потенциальной энергии). Каждая крупная частица вызывает резко выраженную деформацию водной поверхности — подъем уровня с верховой стороны и понижение его с низовой (рис. 2.4). Поскольку крупная частица движется со скоростью меньшей, чем скорость водных струй, то она является своеобразной подвижной плотиной, непрерывно воспринимающей и скоростной, и гидростатический напоры. Последний (если поперечник частицы больше глубины потока) приблизительно пропорционален квадрату глубины.

Н.И. Маккавеев по данным экспериментальных исследований получил выражение для определения неразмывающей скорости для условий соизмеримости глубины потока и размеров обломочных частиц:

$$V_H = K_p \left( g \frac{\rho_H - \rho}{\rho} \right)^{0,5} d^{1,5} h^{-1} + K_{\text{доб}}, \quad (2.32)$$

где  $K_p$  здесь зависит от крутизны склона.

При крутом уклоне ложа потока в уравнение (2.32) необходимо ввести усложнение подобное тому, как это было сделано при выводе формулы (2.16).



**Рис. 2.4.** Изменения глубины, в мм, на участке лабораторного русла возле обломка породы. Знаки «+» и «-» означают подъем поверхности потока и ее понижение (по Н.И. Маккавееву)

Благодаря этому небольшие реки и ручьи, впадая в большую равнинную реку и поставляя в ее русло крупнообломочный материал, формируют конуса выноса, которые не размываются потоком главной реки, хотя его скорость больше, чем скорость течения притока, сформировавшего конус.

Эффект влияния на сдвиг обломочных частиц полной удельной энергии сечения потока усиливается в случае возникновения в потоке прямых положительных волн перемещения. Максимальные скорости наблюдаются на переднем фронте волны; в тыловой части волны скорости уменьшаются до величин, близких к  $V_H$  или даже меньших. Наибольший относительный прирост скорости струй при подходе переднего фронта волны наблюдается в придонных слоях потока; скорости течения в поверхностных и придонных слоях становятся почти одинаковыми. В результате синхронного воздействия удара волны о препятствие (валун, глыба) и резкого увеличения ско-

рости в придонных слоях потока волна перемещения может сдвигать относительно крупные обломки, вес которых в 2–3 раза и более превосходит максимальный вес частиц, переносимых потоком, имеющим глубину и среднюю скорость течения такие же, как и волна перемещения на ее гребне. Крупный обломок перемещается медленнее, чем движется передний фронт волны, движение его после сдвига некоторое время происходит в результате инерции, но затем прекращается. Шаг перемещения обломков при прохождении резкого паводка не зависит от размеров частиц.

Волны перемещения возникают также на средних и больших реках при движении судов (судовые волны), под воздействием ветра (ветровые волны на больших и крупнейших реках), при набегании потока на оголовки островов, крутые изгибы берегов и мысы. Передавая часть своей энергии потоку, волны вызывают увеличение скоростей. В результате вне зависимости от крупности отложений, слагающих дно и берега, происходит размыв последних.

Размыву берегового откоса способствует явление «угла атаки», связанное со стеснением потока возле твердой поверхности, достигающим максимума, если направление этих струй перпендикулярно к берегу. Если берег сложен легкоразмываемыми лессовыми породами, то подход к нему потока под углом, близким к  $90^\circ$ , вызывает катастрофический его размыв. На Амударье такой размыв получил название *дейгиш*; скорость отступления берега при дейгише достигает 130 м/час, длина фронта размыва — 2...3 км. Физическая сущность влияния «угла атаки» заключается в сжатии потока между твердой поверхностью или набегающими струями потока. Так как  $Q = \omega V$ , стеснение потока вызывает увеличение его скорости; соответственно, возрастают сила скоростного напора и подъемная сила, воздействующие на частицы, слагающие ложе потока.

С перемещением отдельного крупного обломка начинает двигаться сразу большое количество мелкого материала, залегающего под ним или для которого этот обломок (или скопление валунов, глыб) служил преградой, создавая зону подпора. Это обеспечивает массовое смещение мелкого материала вслед за сдвигом крупного валуна или глыбы, приводит к быстрому распространению волны регрессивной эрозии на некотором участке реки и, в свою очередь, благоприятствует возникновению аблювиального эффекта у лежащих в русле выше по течению глыб и валунов.

### **2.3. Эрозия связных пластичных и скальных грунтов**

При размыве *связных пластичных грунтов* одним из главных факторов, препятствующих эрозии, являются силы сцепления между отдельными частицами. Поскольку силы сцепления зависят от механического состава грунта, Ц.Е. Мирцхулава предложил разделять

пластичные грунты на четыре класса по их сопротивляемости размыву:

- I — грунты слабой сопротивляемости размыву, имеющие малую связность —  $V_p = 0,5 \dots 1,0$  м/с;
- II — грунты средней сопротивляемости размыву, обладающие заметной связностью —  $V_p = 1,0 \dots 1,5$  м/с;
- III — грунты высокой сопротивляемости размыву, обладающие высокой связностью в твердом состоянии, но легко размокающие —  $V_p = 1,5 \dots 2,0$  м/с;
- IV — грунты особо высокой сопротивляемости размыву, имеющие высокую прочность, связность и сложение —  $V_p = 2,0 \dots 3,9$  м/с.

Кроме механического состава на противоэрозионную устойчивость большое влияние оказывают насыщенность грунта влагой и степень его уплотненности. Неслежавший связный грунт слабо сопротивляется эрозии. Например, только что отложенный ил размывается при скорости потока 0,07 м/с. Постепенное уплотнение его приводит к повышению противоэрозионной устойчивости за счет образования структурного скелета. Последний образуется в илах, представленных гидрослюдами и каолинитами за 15 сут, монтмориллонитами — за 20...30 сут. Образовавшаяся при этом глина размывается уже при скоростях в 10 раз больших, чем свежее отложенный ил — 0,7 м/с. За 9...10 мес межени глинистый осадок может упрочиться настолько, что неразмывающая скорость для него будет превышать 2 м/с.

Насыщенность грунта влагой оказывает двойственное воздействие на сопротивляемость его размыву. С одной стороны, глины в сухом состоянии размываются при скорости в 2–6 раз меньшей, чем в состоянии полного водонасыщения. Это связано с повышением их пластичности по мере увеличения влажности: неразмывающая скорость карбонатных суглинков при влажности 8...10% (твердая консистенция грунта) равна 0,75 м/с, при влажности 16...18% (слабопластичная консистенция) — 1,35 м/с, при влажности 25...27% (пластичная консистенция) — 2,6 м/с. Во влажном пластичном состоянии карбонатный суглинок выдерживает скорости потока в 3,5 раза большие, чем в сухом.

С другой стороны, избыточное насыщение грунта влагой приводит к размоканию породы, поскольку в этом случае толщина гидратной оболочки достигает таких величин, при которых частицы грунта выходят из сферы молекулярного притяжения. Благодаря этому размыв очень плотных глин не прекращается полностью даже при малых скоростях течения. Находясь под водой, они постепенно разжижаются, переходят в суспензии или коллоидные растворы, которые легко удаляются потоком.

Эрозии глинистых грунтов способствуют содержащиеся в них минеральные соли и органические соединения. В сухом виде они цементируют породу, но при увлажнении ослабляют ее, вызывая набухание, размокание и выщелачивание. Наибольшую активность в процессе выщелачивания проявляют соединения натрия и калия. Поэтому содержание в глинистых грунтах этих элементов понижает устойчивость грунтов к химическому воздействию воды: увеличение концентрации солей натрия, кальция, магния с 0 до 13% снижает величину размывающей скорости в 1,5...3 раза. По данным И.Ф. Карасева, в русле р. Большой Егорлык скорость гидрохимической эрозии глинистых грунтов достигает 36...38 г/сут с 1 м<sup>2</sup>, что соответствует суточному понижению дна 0,9...1,4 мм.

Размыву *скальных грунтов* способствуют: трещиноватость горных пород; возникновение специфических гидравлических явлений в потоке, обуславливающих резкое изменение давления на границе жидкой и твердой сред; абразивное воздействие влекомых наносов (коррозия); совместное действие потока на горные породы химического и микробиального выветривания.

Ц.Е. Мирцхулава по устойчивости трещиноватых пород к размыву выделяет две их основные группы:

1) породы, раздробленные трещинами на отдельные, между которыми связность практически отсутствует;

2) породы, в которых трещины между отдельностями наполнены цементирующим материалом. Для пород первой группы сопротивляемость размыву зависит от размеров отдельностей и в общих чертах аналогична сопротивляемости несвязных грунтов. У горных пород второй группы к этому добавляется связность между отдельностями, и их разрушение происходит лишь после преодоления сил сцепления. Механизм размыва скального ложа заключается в том, что поток вызывает вибрацию отдельностей, которая тем сильнее, чем больше «угол атаки», образуемый направлением струй и скальной поверхностью; поэтому наибольшую эрозионную способность по отношению к кристаллическим горным породам имеет ниспадающий вертикальный поток (водопад, водосброс ГЭС и т.д.). В результате отдельности расшатываются, трещины механически расширяются, связи между отдельностями ослабевают или полностью разрушаются. В этих условиях превышение потоком неразмывающей скорости приводит к срыву отдельностей. При наличии связующего отдельныености цемента сопротивляемость размыву увеличивается, так как связность определяет прямую зависимость сил сопротивления от усталостной прочности на разрыв отдельности.

Ц.Е. Мирцхулава предложил аналитическую формулу для расчета неразмывающей скорости скального трещиноватого грунта нис-



падающей струей потока. В нее включены такие показатели, как коэффициенты условий работы на растяжение и изгиб, размеры отдельности по трем осям, усталостная прочность связей между отдельностями и ряд других.

Условием для срыва отдельностей является их предварительное размельчение. Этому способствует образование в потоке зон кавитации и зон перехода бурного потока в спокойный, и наоборот. Эти явления приводят к разрушению и дроблению монолитной, лишенной трещин горной породы. Сопровождаясь пульсацией давления, кавитация обуславливает разрушение на порогах и водопадах самых прочных кристаллических пород (базальтов, кварцитов, диабазов, кремней), образование под водопадами глубоких озеровидных эрозионных котлов. Возле гидросооружений они вызывают необходимость укрепления ложа потока железобетонными блоками.

Одним из факторов разрушения потоком скальных пород является абразивное воздействие транспортируемых потоком твердых частей (коррозия). Чем больше влекомых наносов в потоке и чем они крупнее, тем заметнее будет их механическое воздействие на скальное ложе.

Эрозия скальных пород осуществляется в реках в результате их предварительного разрушения процессами выветривания. Поток сносит рыхлый слой, защищающий коренную породу от дальнейшего выветривания, выносит продукты разрушения и поставляет все новые и новые количества солей и кислот, стимулируя этим процессы, видоизменяющие вещество породы. На поверхности горной породы, подвергшейся действию водных растворов, выступают почти отчлененные от монолита зерна минералов, для отрыва которых от породы достаточно механического воздействия потока.

Важным фактором разрушения горных пород под водой является биохимическое выветривание. Продукты жизнедеятельности микроорганизмов (метаболиты) вызывают дезинтеграцию горных пород. Интенсивность разрушения зависит от состава микроорганизмов, обитающих в водном потоке и порых пород. Различные породы и отложения, слагающие ложа рек, обсеменены микроорганизмами не меньше, чем верхние горизонты почв в летнее время. По данным Н.Г. Добровольской, в гранитах под водой численность микроорганизмов превышает несколько миллионов в 1 г породы. В результате даже у такого устойчивого минерала, как кварц, выход молекул  $\text{SiO}_2$  под влиянием микроорганизмов составляет за 100 сут 18,8 мг/л. Поток смывает продукты биохимического разрушения и жизнедеятельности микроорганизмов, экспонируя породу для дальнейшего их воздействия.

## 2.4. Формы и механизмы транспорта наносов

### 2.4.1. Взвешенные и влекомые наносы

Переносимые речным потоком наносы представляют собой частично продукт эрозии ложа реки, а частично материал, вынесенный из оврагов или поступивший со склонов. Общее количество наносов, которое переносит речной поток за некоторый промежуток времени (например, за год), называется *стоком наносов*.

Характер перемещения потоком наносов и их распределение в толще потока определяются соотношением его средней скорости и неразмывающей скорости, вертикальной составляющей скорости и гидравлической крупности наносов. *Гидравлической крупностью* называется скорость равномерного осаждения частиц в спокойной (неподвижной) воде. Для мелких частиц (менее 0,1...0,2 мм) гидравлическая крупность определяется формулой Стокса:

$$w = K \frac{gd^2}{\nu} \frac{\rho_n - \rho}{\rho}, \quad (2.33)$$

в которую входит величина вязкости жидкости  $\nu$ .

Более крупные частицы (поперечник более 1...1,5 мм) осаждаются в соответствии с зависимостью:

$$w = 1,22 \sqrt{gd \frac{\rho_n - \rho}{\rho}}. \quad (2.34)$$

Различия в условиях (2.33) и (2.34) объясняются тем, что мелкие частицы осаждаются без образования вихрей (безвихревое обтекание), а крупные — с образованием вихрей возле частиц.

В текущей воде условия поведения частиц и, соответственно, ее гидравлическая крупность зависят также от соотношения средней скорости потока и неразмывающей скорости для частиц данного размера:

$$w' = w \left( 1 - \frac{V_{cp}}{V_n} \right). \quad (2.35)$$

Заметное влияние на скорость осаждения частиц оказывает их форма. Частицы в виде пластин планируют, скорость их осаждения замедляется. Даже частицы тяжелых металлов, имеющие форму, близкую к пластинам, переносятся потоком на большие расстояния. Неодинаковые условия осаждения различных по крупности частиц обуславливают их неравномерное распределение в толще потока. Наиболее крупные частицы, сдвиг которых осуществляется только за счет силы скоростного напора или подъемной силы, сосредоточи-

ваются в придонной области. Частицы средней крупности, испытывающие влияние подъемной силы, возникающей за счет турбулентных пульсаций потока, могут достигать верхних его слоев. Этому препятствует сила веса частиц. В результате взаимодействия подъемной силы и силы веса создается неравномерное распределение мутности по глубине. Лишь самые мелкие частицы, у которых  $V_H \ll V_{cp}$ , оказываются более или менее равномерно рассредоточенными по всей толще потока.

Частицы разной крупности, будучи оторванными от грунта, слагающего дно и берега, перемещаются потоком, неравномерно распределяясь в его толще. Характер распределения зависит от соотношения средней скорости и неразмывающей скорости, вертикальной составляющей скорости и гидравлической крупности наносов. А.В. Караушев предложил следующую классификацию наносов:

- I категория — состоящие из частиц, гидравлическая крупность  $w$  которых меньше средней величины вертикальной составляющей пульсационной скорости  $u_y$ , т.е.  $w < u_y$ . Они распределяются равномерно в толще потока и переносятся во взвешенном состоянии без соприкосновения с дном (ей соответствует вертикальная кривая распределения самых мелких наносов);
- II категория — состоящие из частиц, имеющих гидравлическую крупность в пределах  $u_y < w < u_{ymax}$ , где  $u_{ymax}$  — максимальная величина вертикальной составляющей скорости. Они перемещаются как в толще потока во взвешенном состоянии, так и путем сальтации в придонной области;
- III категория — состоящие из частиц, для которых  $w \leq u_{ymax}$ , а  $V_H < V_{cp}$ . Они транспортируются в придонном слое путем перекатывания, волочения по дну и сальтации;
- IV категория — неподвижные наносы, относящиеся к русловым отложениями; для них  $V_H \geq V_{cp}$ .

Распределение наносов по вертикали получило название «*профиль мутности*», который описывается формулой В.М. Маккавеева:

$$s = s_d e^{\frac{-2mC}{g} \frac{\omega}{V_{cp}} \left(1 - \frac{y}{h}\right)}, \quad (2.36)$$

где  $s$  — концентрация (мутность) наносов, имеющих гидравлическую крупность  $\omega$  на глубине  $y$  от поверхности;  $s_d$  — концентрация (мутность) наносов у дна;  $V_{cp}$  — средняя на вертикали скорость течения;  $C$  — коэффициент Шези;  $m$  — параметр, в среднем равный 24 и зависящий от коэффициента Шези;  $h$  — глубина потока.

Образование в процессе размыва грунта придонного насыщенного наносами слоя ослабляет эрозию, так как он создает своеобразную «подушку» между потоком и неподвижным дном. Удаление этого

слоя приводит к интенсификации размыва грунта, так как поток в этом случае вступает с ним в непосредственный контакт. Такую роль играют циркуляционные течения, вызывающие отклонение донных насыщенных наносами струй и создающие в придонной области дефицит насыщения потока наносами и условия для размыва дна.

Таким образом, принадлежность частиц к той или иной категории наносов определяется преобладающей формой их перемещения потоком. Вся совокупность наносов принято делить на взвешенные и влекомые (донные). *Взвешенные наносы* транспортируются в толще потока вплоть до поверхностных его слоев. *Донными*, или *влекомыми*, являются наносы, отдельные частицы которых волочатся или перекатываются по дну, поднимаясь над ним на величину, соразмерную диаметру частиц. Между этими двумя основными формами движения выделяется переходная форма — *сальтация*, или скачкообразное перемещение частиц.

Отнесение наносов к той или иной категории — взвешенным или влекомым (донным) — по преобладающей форме их перемещения потоком достаточно условно. Изменение гидравлических характеристик потока как по течению реки и ширине потока, так и во времени (в разные фазы гидрологического режима и при колебании уровней) обуславливает переход частиц наносов из одной формы движения в другую. При увеличении скорости течения влекомые наносы начинают переходить во взвешенное состояние, и, наоборот, при убывании скорости течения они пополняются за счет наносов, ранее перемещавшихся во взвешенном состоянии. Кроме того, происходит постоянный обмен частицами между дном и основной толщей потока, поскольку в условиях турбулентного течения вследствие пульсации скоростей одни частицы оседают на дно, другие срываются с него и взвешиваются в толще воды. Поэтому относить наносы к взвешенным или влекомым можно на конкретном участке реки или даже вертикали на створе и в определенном отрезке времени для условий равномерного установившегося движения потока. Но механизм и основные закономерности движения взвешенных и влекомых наносов различны. Крайние по размерам фракции наносов могут перемещаться только во взвешенном или только во влекомом состоянии, никогда не переходя из одной категории в другую.

**Взвешенные наносы.** Двигутся в потоке, испытывая при этом непрерывные вертикальные перемещения благодаря переменным по величине и направлению пульсационным скоростям струй. Средние скорости перемещения взвешенных частиц меньше скорости потока и с увеличением мутности воды убывают. При значительном насыщении потока наносами ( $\approx 200 \text{ г/м}^3$ ) разница между скоростями движения наносов и воды не превышает 15%.

Механизм взвешивания наносов и перемещения их потоком во взвешенном состоянии раскрывается в ряде теорий движения наносов. В основе *диффузионной теории движения наносов В.М. Маккавеева — А.В. Караушева* лежит уравнение турбулентной диффузии:

$$\frac{ds}{dt} = \frac{g}{\rho} \left[ \frac{\partial}{\partial x} \left( A \frac{\partial s}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( A \frac{\partial s}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( A \frac{\partial s}{\partial z} \right) \right] - w \frac{\partial s}{\partial y}, \quad (2.37)$$

где  $\frac{ds}{dt} = \frac{ds}{dt} + u_x \frac{\partial s}{\partial x} + u_y \frac{\partial s}{\partial y} + u_z \frac{\partial s}{\partial z}$ ;  $s$  — концентрация взвешенных наносов;  $t$  — время;  $g$  — ускорение силы тяжести;  $\rho$  — плотность воды;  $A$  — коэффициент турбулентного обмена;  $w$  — гидравлическая крупность взвешенных частиц;  $u_x, u_y, u_z$  — компоненты вектора скорости по координатным осям: горизонтальная ось  $x$  направлена в сторону осредненного течения потока, вертикальная ось  $y$  — сверху вниз, горизонтальная ось  $z$  — поперек потока.

Теория Маккавеева–Караушева исходит из предположения об аналогии процесса взвешивания и перемещения частиц процессу молекулярной диффузии. Перемещение частиц происходит вместе с водой и состоит из переносного движения в турбулентных вихрях, поступательного движения потока и их относительного движения под влиянием силы тяжести внутри указанного объема; гидравлическая крупность частиц принимается одинаковой в потоке и в неподвижной воде. Интенсивность турбулентного перемешивания у взвешенных частиц пропорциональна градиенту их осредненной (во времени) концентрации, где коэффициент пропорциональности является коэффициентом турбулентной диффузии, находимый по специальным формулам, основанным на эмпирических данных.

Для получения расчетных формул транспортирующей способности потока выделяются два значения мутности:

- средняя мутность потока у дна, которая характеризует насыщение потока в придонной области за счет восходящих и нисходящих вихревых образований на достаточно большой поверхности русла;
- «мутность взмыва» — осредненное значение мутности вихревых восходящих образований турбулентного потока при отрыве их от дна.

Зависимость между обоими значениями мутности сложная и включает в себя пульсационную скорость, статистическую кривую ее распределения, гидравлическую крупность частиц по фракциям, процентное содержание каждой из этих фракций.

*Гравитационная теория М.А. Великанова* в явном виде учитывает работу потока на взвешивание и транспорт частиц, направленную против силы тяжести. В ее основе лежит сопоставление уравнения

баланса энергии наносонесущего потока с установившейся концентрацией наносов. При этом учитываются количество потенциальной энергии, освобождающейся при переходе массы потока с более высоких отметок на низкие, а также работа сил сопротивления жидкой фазы и работа, затрачиваемая на перенос частиц во взвешенном состоянии.

*Теория Г.И. Баренблатта—А.Н. Колмогорова* основывается на представлениях о локально-изотропной турбулентности и модели переноса наносов в турбулентном потоке. Одним из важных ее выводов является доказательство уменьшения пульсаций с увеличением концентрации взвеси в потоке.

*Теория взвесенесущего турбулентного потока Ф.И. Франкля* представляет собой систему дифференциальных уравнений, которая включает в себя уравнения неразрывности, количества движения и энергии осредненного и пульсационного движения. В ней отсутствуют компоненты турбулентных напряжений, а скоростное поле потока принимается не зависящим от присутствия твердых частиц в потоке. В результате эта теоретическая модель близка к диффузионной теории.

Изменяющиеся по длине потока и во времени гидравлические характеристики потока приводят к пространственно-временным изменениям мутности воды. На это явление накладываются пульсации мутности, обусловленные крупномасштабными возмущениями в потоке. Эта связь во взвесенесущем потоке проявляется в виде облака мутности, охватывающего всю толщу потока и перемещающегося вниз по течению от момента массового подъема частиц со дна до распада облака после прохождения им некоторого отрезка пути, превышающего размеры самого облака. Исследования Н.А. Михайловой позволили установить периодический характер пульсаций мутности, причем величина пульсаций оказалась равной периоду пульсации скорости потока.

**Сальтация, или скачкообразное перемещение частиц.** Сальтация происходит при условии значительного превышения вертикальной составляющей гидродинамического усилия над весом частицы, а также большего значения подъемной силы (2.31) по сравнению с силой скоростного напора (2.7). В результате частица отрывается от дна и некоторое время перемещается в придонной области потока. Высота скачков отдельных частиц  $z_{\text{ск}}$  определяется по формуле К.И. Россинского и В.К. Дебольского:

$$z_{\text{ск}} = \frac{u_y^2}{2j}, \quad (2.38)$$

где  $u_y$  — вертикальная скорость частицы при отрыве ее от дна, связанная с придонной скоростью потока и величиной лобового сопротивле-

ния частицы;  $j$  — величина, зависящая от  $u_y$ , величины и направления вертикальной пульсационной составляющей скоростей и от времени нарастания скорости до величины  $u_y$ .

Мощность слоя, в котором наносы передвигаются скачкообразно, определяется по вероятности перехода частиц в состав взвешенных наносов. Такое «критическое» состояние устанавливается по среднему значению произведения продольной и вертикальной пульсационных составляющих скорости. При массовом срыве частиц положение максимума этого произведения соответствует глубине  $0,1h$ .

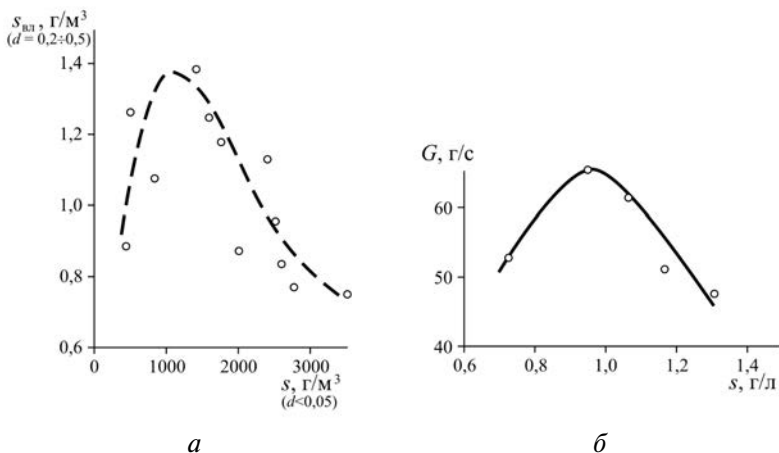
Скачки совершаются по сравнительно правильным параболическим траекториям. Подъем частиц происходит с постоянным отрицательным ускорением. При повышенной турбулентности потока частицы, опустившиеся на дно, не задерживаются, а вновь подхватываются восходящими составляющими скорости и совершают следующий скачок. Высота и длина скачка, а также общее число отделившихся от дна частиц зависят от скорости потока и растут с ее увеличением. При одной и той же скорости потока мелкие частицы движутся несколько быстрее крупных.

**Влекомые (донные) наносы.** Перемещаются под влиянием силы скоростного напора, возникающей при непосредственном воздействии потока на частицу (2.7). Если размеры наносов сопоставимы с глубиной потока, перемещение отдельных частиц происходит также и под влиянием гидростатического давления, а при большой неоднородности грунта связано с аблювиальным эффектом, при значительном уклоне дна — с тангенциальной составляющей силы тяжести.

В общем случае влекомые наносы движутся путем волочения или перекатывания по дну. При этом скорость их меньше скорости потока на величину неразмывающей скорости:  $U = V_d - V_n$  ( $V_d$  — скорость потока у дна). Поскольку величина  $V_n$  зависит от крупности частиц, то уменьшение их размеров приводит к повышению скорости движения. Перекатывание или волочения частиц по дну чередуются с короткими остановками, когда мгновенные значения скорости оказываются недостаточными для сдвига частиц.

Интенсивность перемещения донных наносов возрастает при увеличении (до некоторых пределов) концентрации в потоке более мелкого материала. На рис. 2.5,а показана связь между мутностью  $s$  потока Амударьи, которую образуют частицы мельче  $0,05$  мм, и концентрацией перемещающихся частиц влекомых наносов  $s_{вд}$  диаметром от  $0,2$  до  $0,5$  мм: с ростом мутности концентрация последних увеличивается, но затем начинает убывать, когда насыщение потока взвесью превышает  $1000$  г/м<sup>3</sup>, несмотря на увеличение при этом скорости течения. Такое воздействие мутности потока на интенсивность перемещения влекомых наносов проявляется в их рас-

ходе (рис. 2.5,б), который сначала растет по мере увеличения мутности, а затем уменьшается.



**Рис. 2.5.** Влияние мутности потока  $s$  на транспорт руслообразующих наносов:  
 $a$  — связь между  $s$  ( $d < 0,05$  мм) и содержанием руслообразующих фракций ( $s_{вл} = 0,2-0,5$  мм) на Амударье,  $b$  — связь  $s$  с расходом влекомых наносов  $G$  (по К.И. Россинскому и В.К. Дебольскому)

Причина увеличения подвижности донных отложений и их вовлечения в транспорт наносов объясняется тем, что гидродинамическое давление на частицу грунта пропорционально плотности воды (2.2). Наличие в воде взвешенных частиц увеличивает плотность воды, особенно в придонных слоях потока и, соответственно, увеличивает давление, воздействующее на частицы. С этим связано перемещение на реках с галечно-валунными наносами валунов и глыб повышенной крупности, для сдвига которых в других условиях требуются скорости, значительно превосходящие фактические.

С ростом концентрации влекомых наносов возрастает вероятность и частота соударений между частицами и ударного их воздействия на неподвижные частицы. Это способствует сдвигу лежащих на дне частиц, происходит также передача количества движения от частиц, перемещающихся с большей скоростью, т.е. меньших размеров, к частицам более крупным и имеющим меньшую скорость. В результате осредненная скорость движения донных наносов растет. Особенно отчетливо ударное воздействие более мелких частиц проявляется при галечно-валунном составе донных наносов.

Обратное влияние дальнейшего увеличения мутности на перемещение влекомых наносов связано, во-первых, с возможной кольма-



тацией донного грунта взвешенными наносами, которые заполняют неровности дна и поры между крупными частицами, выравнивают его поверхность; шероховатость дна убывает и уменьшаются пульсации донной скорости потока. Во-вторых, при большом насыщении потока наносами скорость течения в придонном слое убывает вследствие большой потери энергии.

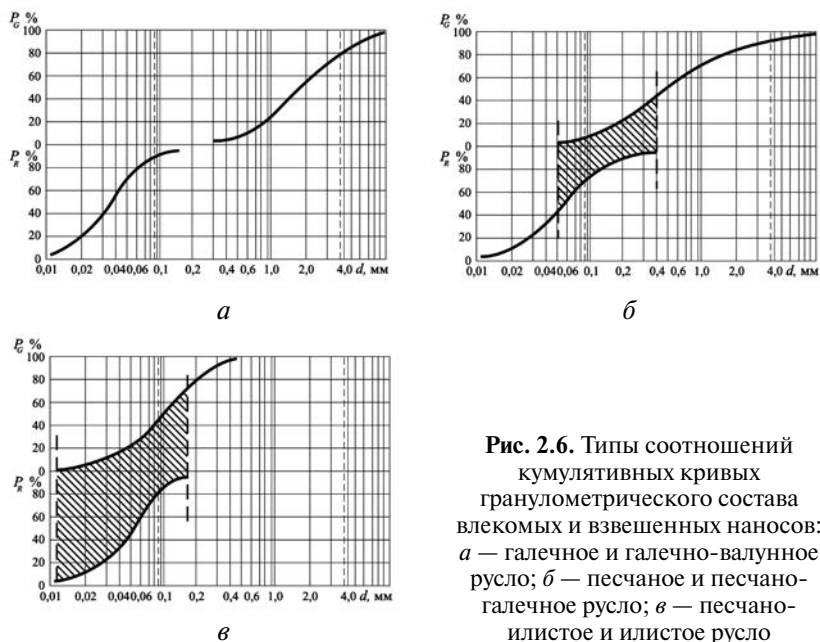
#### 2.4.2. Руслообразующие и транзитные наносы

Влекомые и часть взвешенных представляют собой *руслообразующие наносы*, которые при прекращении их транспорта в преобладающем количестве содержатся в донных отложениях и непосредственно участвуют в образовании форм русла и руслового рельефа. Доля взвешенных наносов в составе руслообразующих колеблется в широких пределах. Она больше при малой крупности наносов (песчано-илистые) и в 2,5...4 раза меньше на реках, протекающих по песчаным низменностям. В первом случае руслообразующие наносы накапливаются в руслах рек, образуя сплошные мелководья, перестают смещаться в межень, переходя в категорию русловых отложений, в значительной своей части обсыхая и превращая русла в вытянутые вздулы рек илисто-мелкопесчаные поля, среди которых поток или образует извилины, или разбивается на сеть проток. Взмучивание их в следующую многоводную фазу обуславливает очень интенсивные русловые деформации.

Взвешенные наносы, которые перемещаются в толще потока и не участвуют в формировании речных отложений и строении форм руслового рельефа, являются *транзитными*. Транзитные наносы имеют мало изменяющуюся крупность по длине больших участков рек. В их составе преобладают частицы с  $d < 0,05$  мм и гидравлической крупностью  $w \leq 0,0001$  м/с. На реках с большими скоростями течения они могут быть песчаными, вплоть до крупных фракций (на горных реках).

Участие взвешенного и влекомого материала в формировании русел проявляется в сопоставлении кумулятивных кривых гранулометрического состава наносов (рис. 2.6). Влекомые наносы являются руслообразующими. При их абсолютном преобладании и большой крупности (галечные, галечно-валунные) взвешенные наносы являются только транзитными, и кумулятивные кривые тех и других не перекрываются (рис. 2.6,а). Таковы горные и равнинные реки, протекающие в горных регионах и по структурным возвышенностям. Противоположные условия соответствуют абсолютному преобладанию взвешенных наносов в общем стоке наносов. В этом случае кривые практически полностью перекрывают друг друга, и только самые тонкие в сравнительно небольших объемах относятся к исключи-

тельно транзитным (рис. 2.6, в). Это характерно для рек Хуанхэ, Янцзы, Амударьи, нижнего течения Терека. Наиболее типичное соотношение, когда самые крупные взвешенные наносы входят в категорию руслообразующих, и кривые пересекаются только в своих крайних частях (рис. 2.6, б), наблюдается у большинства песчаных рек.



**Рис. 2.6.** Типы соотношений кумулятивных кривых гранулометрического состава влекомых и взвешенных наносов: а — галечное и галечно-валунное русло; б — песчаное и песчано-галечное русло; в — песчано-илистое и илистое русло

Выделение руслообразующих и транзитных наносов, как и влекомых и взвешенных, также в известной мере условно. В русле всегда возникают застойные зоны, в которых осажается самая мелкая взвесь. Транзитные наносы аккумулируются на пойме, в старичных озерах. Однако при размыве их потоком они вновь перемещаются во взвешенном состоянии.

### 2.4.3. Транспортирующая способность потока

*Транспортирующая способность потока* определяется как предельное количество наносов, которые поток может переносить при данных гидравлических характеристиках. На практике в качестве показателя  $W_{тр}$  принимается соответствующая ей средняя мутность потока  $s_{тр}$ , поскольку при прочих равных условиях расходы взвешенных и влекомых наносов связаны между собой. Она определяется по эмпирическим формулам Е.А. Замарина:

$$s_{\text{тр}} = 0,022 \left( \frac{V_{\text{сп}}}{w} \right)^{\frac{2}{3}} \sqrt{R'I} \quad (2.39)$$

при  $0,002 \leq w \leq 0,008$  м/с, и

$$s_{\text{тр}} = 11V_{\text{сп}} \sqrt{\frac{R'V_{\text{сп}}I}{w}} \quad (2.40)$$

при  $0,004 \leq w \leq 0,002$  м/с (здесь  $R$  — гидравлический радиус).

К.И. Россинский и И.А. Кузьмин предложили рассматривать мутность, соответствующую транспортирующей способности потока, как состояние предельного его насыщения, которое определяется по верхней огибающей зависимости:

$$s_{\text{тр}} = 0,24 \frac{V^3}{hw}. \quad (2.41)$$

Все формулы основываются на положении о большой разнице в расходах влекомых и взвешенных наносов.

Последнее по времени разработки предложение для определения транспортирующей способности потока принадлежит Е.Ф. Зориной, которая, используя опыт исследования высоконасыщенных смесей напорными потоками в трубопроводах речных землесосов, получила выражение:

$$W_{\text{тр}} = Q \frac{A(V^{2,7} - V_p^{2,7})}{0,2 + 0,65A(V^{2,7} - V_p)}, \quad (2.42)$$

где  $Q$  — средний расход воды за расчетный отрезок времени,  $A = \frac{n^2}{V^{0,7} h^{\frac{1}{3}}}$

( $h$  — глубина потока;  $n$  — коэффициент шероховатости);  $V$  — скорость потока, м/с;  $V_p$  — размывающая скорость, м/с.

Учитывая объект изучения (напорные потоки в трубах), предельное насыщение потока происходит за счет как взвешенного, так и влекомого материала, что отличает этот подход от остальных, в которых за основу принимаются мутность потока (наполнение его взвешенными наносами) и гидравлическая крупность наносов.

При резком увеличении скорости течения в потоке возникает «дефицит насыщения», который погашается за счет размыва ложа реки. Размыв происходит до тех пор, пока не уменьшится уклон, не обнажатся неразмываемые породы или не сформируется аллювиальная

отмстка. Дефицит наносов возникает, если  $W_2 - W_1 = \Delta W > 0$ , а  $W < W_{тр}$ , где индексы 1 и 2 означают положение створов измерения расходов наносов, соответственно, выше и ниже по течению. Другими условиями возникновения дефицита наносов в потоках являются резкое увеличение его водности при подъеме уровней во время прохождения паводка, осветление воды, поступающей в нижних бьеф гидроузла из водохранилища, и т.д.

Снижение транспортирующей способности потока также происходит при увеличении площади поперечного сечения русла вместе с затопленной поймой, уменьшении средней его глубины и увеличении шероховатости подстилающей поверхности за счет растительности на пойме. Вследствие этого при максимальных расходах воды понижается транспортирующая способность потока. Избыток наносов в потоке, т.е. результирующая баланса  $W_2 - W_1 = \Delta W > 0$ , наблюдается также на спаде паводка или в тыловой части одиночной волны перемещения, в условиях подпора потока и т.д.

При сезонных изменениях стока воды, а также при большей разнице уклонов свободной поверхности потока в половодье и в межень суммарная величина стока наносов (взвешенных и влекомых) определяет транспортирующую способность потока в годовом разрезе, которая устанавливается по зависимости Н.И. Маккавеева

$$W_{R+G} = A_{эр} I Q^m = W_{тр}, \quad (2.43)$$

в которой  $A_{эр}$  — эрозионный коэффициент, зависящий от местных особенностей денудации на водосборе (табл. 2.3).

Таблица 2.3

**Значения эрозионного коэффициента  $A_{эр}$  в формуле (2.43)**  
(по Н.И. Маккавееву)

Река — пост	Средний уклон, ‰	Площадь водосбора, тыс. км <sup>2</sup>	Эрозионный коэффициент $A_{эр}$
Вятка — Вятские Поляны	0,06	124,0	1,13
Кама — Пермь	0,05	167,8	0,31
Дон — Хованский	0,06	168,8	2,94
Волга — Кинешма	0,03	187,8	0,51
Ока — Новинки	0,03	244,8	0,97
Обь — Новосибирск	0,08	246,2	0,32
Енисей — Базаиха	0,23	299,4	0,53
Кама — Тарловка	0,04	367,0	0,24
Дон — Раздорская	0,06	378,0	2,50
Обь — Колпашево	0,04	481,0	0,39

В соответствии с показателем степени  $m$  связь расходов воды и наносов на равнинных реках близка к квадратичной, на горных — к кубической. Повышенное значение  $m$  у горных рек связано со спецификой движения галечно-валунных наносов и формирования отмытки.

В зависимости (2.43) для равнинных рек, если принять  $m = 2$  или  $m = 3$  и заменить  $I$  и  $Q$  значениями скорости, предельный суммарный расход наносов будет пропорционален скорости течения в четвертой степени для песчаных рек и в шестой степени для рек с галечно-валунными наносами:

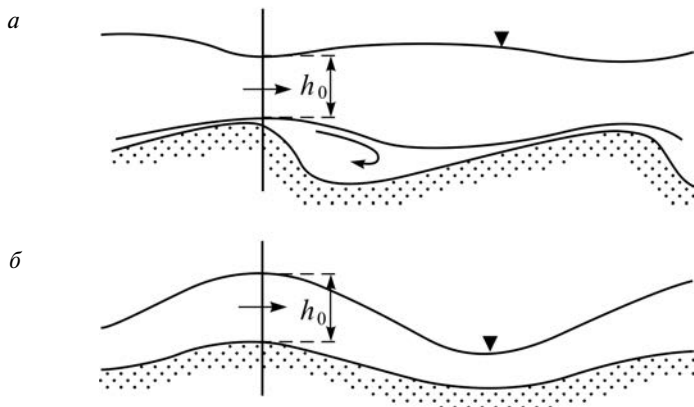
$$W_{\text{тр}} = f(V_{\text{ср}})^4, \quad \text{или} \quad W_{\text{тр}} = f(V_{\text{ср}})^6. \quad (2.44)$$

Из условий (2.43) и (2.44) вытекает, что увеличению транспортирующей способности потока способствует неравномерность стока. За счет этого фактора происходит увеличение суммарного годового стока наносов (а следовательно, и средней годовой мутности воды) в несколько раз.

Слияние потоков приводит к увеличению транспортирующей способности объединенного потока в большей степени, чем увеличивается расход воды. Если  $Q = Q_1 + Q_2$ , то  $W \geq W_1 + W_2$ , где индексы 1 и 2 означают принадлежность к сливающимся потокам. Отсюда с ростом площади бассейна  $W_{\text{тр}}$  увеличивается в большей степени, чем расход воды по длине реки.

#### 2.4.4. Грядовое движение влекомых наносов

При массовом влечении руслообразующих наносов возникают гряды, образующие волновую поверхность дна руслового потока. В спокойном потоке продольный профиль каждой гряды асимметричный: обращенный навстречу течению потока верховой (напорный) склон пологий, обращенный вниз по течению (низовой) — крутой (рис. 2.7, а), с крутизной естественного откоса 25...30°, называется *подвальем*. Такие гряды относятся к *нормальным*. В бурном потоке образуются гряды почти симметричного продольного профиля, или же у них верховой склон даже несколько более крутой, чем низовой откос. Такие гряды получили название *антидюн* (рис. 2.7, б). Их форма совпадает с формой свободной поверхности потока, поскольку при высокой его кинетичности ( $F_r > 1$ ) над грядой возникает стоячая волна и глубина над ее гребнем возрастает. В спокойном потоке над гребнем гряды возникает кривая спада уровней, глубина уменьшается. Поэтому форма движения гряд неодинакова в спокойном и бурном потоках. В спокойном потоке ( $F_r < 1$ ) нормальная гряда асимметричного профиля обуславливает чередование участков



**Рис. 2.7.** Форма гряд и ее соотношение с профилем водной поверхности:  
*a* — нормальная асимметричная в спокойном потоке;  
*б* — симметричная (гряды-антидюны) в бурном потоке;  
 $h_0$  — глубина потока над гребнем гряды (по Н.Е. Кондратьеву)

внезапного расширения потока непосредственно ниже ее гребня. В подвалье гряды образуется валец — вихрь с горизонтальной осью, в котором придонные скорости направлены против основного течения; над верховым (напорным) склоном происходит сжатие струй потока. Это приводит к росту придонной и средней скоростей потока на 30...50%, свободная поверхность потока над гребнем гряды приобретает крутой наклон. В результате на пологом верховом склоне происходит срыв частиц наносов, верховой (напорный) склон гряды размывается, наносы по нему перемещаются и, минув гребень гряды, скатываются в подвалье, попадая здесь в область развития вальца. Благодаря ему основная масса частиц задерживается на низовом откосе, и лишь часть их уносится вниз по течению. Если подвалье ориентировано под некоторым углом к направлению течения, то валец трансформируется в вихревое течение, которое обуславливает перемещение части наносов вдоль подвалья. Таким образом, в пределах каждой гряды выделяются область размыва и перемещения наносов, соответствующая верховому ее склону, и область аккумуляции на подвалье. В итоге вся гряда перемещается вниз по течению.

В бурном потоке ( $F_r > 1$ ) в стоячей волне над антидюной скорость резко падает. Поэтому на верховом склоне гряды происходит аккумуляция наносов; низовой склон, напротив, размывается, частицы наносов переносятся на верховой склон ниже расположенной гряды. Вследствие этого гряда (антидюна) перемещается вверх против течения.

При очень больших скоростях течения движение влекомых наносов в бурном потоке ( $F_r > 2$ ) осуществляется ровным слоем, без образования антидюн. На равнинных реках с мелко- и тонкопесчаными или илистыми руслообразующими наносами безгрядовое движение осуществляется при условии  $V_{\text{факт}} \gg V_n$ .

М.А. Великанов связывал причину формирования гряд на первоначально ровной поверхности дна, сложенной песком, с наличием в турбулентном потоке макромасштабных низкочастотных пульсаций скорости. Благодаря им плоское дно приобретает волнистость, преобразуемую затем в гряды. Эта гипотеза была экспериментально проверена Н.А. Михайловой. Она установила корреляционную зависимость между размерами гряд на дне протока и размерами турбулентных вихрей. А.Ю. Сидорчук показал, что сложная структура турбулентных вихрей отображается по всей иерархии форм руслового рельефа: от крупных гряд, соизмеримых с шириной и глубиной русла, до самых мелких гряд, составляющих тысячные их доли.

В.М. Маккавеев предложил гипотезу формирования гряд, основанную на идее о периодичности гидродинамических явлений. Он получил уравнение волновой поверхности дна, в которое вошли показатели колебательных движений турбулентного потока. Развивая эти представления, А.Н. Ляпин объяснил механизм образования гряд автоколебательными движениями водного потока и получил аналитическое выражение для изменяющихся во времени профилей гряд.

К.И. Россинский и В.К. Дебольский высказали мысль, что, поскольку в турбулентном потоке движение влекомых наносов осуществляется с пульсирующими скоростями, происходят деформации поверхности дна, которые приобретают волнообразный облик. При этом каждое повышение дна имеет асимметрическую форму, из-за чего в его подвалье возникает валец — вихрь с горизонтальной осью.

Для характеристики формы гряд применяются параметры: высота  $h_r$ , длина  $l_r$ , крутизна  $\frac{h_r}{l_r}$ , ширина гряд  $b_r$  и ее соотношение с шириной русла  $\frac{b_r}{b_p}$ . У самых больших гряд, пересекающих русло от одного берега до другого,  $\frac{b_r}{b_p} = 1$ .

На крупных равнинных реках с песчаным руслом наблюдаются гряды нескольких порядков величин, составляющие сложную иерархию форм руслового рельефа, в которой выделяются макро-, мезо- и микроформы. К *макроформам* относятся гряды, высота и ширина которых соизмерима с глубиной и шириной русла ( $h_r \approx h$ ;  $b_r \approx b_p$ ), пересекающие русло от одного берега до другого и вызывающие в период низких уровней воды подпор на вышележащем участке (пе-

рекаты), а также гряды, составляющие 0,7...0,1 ширины русла (побочни, ленточные гряды, косы). Прибрежные части таких гряд при низких уровнях обсыхают, образуя *приусловые отмели* с хорошо выраженным подвальем (рис. 2.8, *а*). Макроформы определяют основной морфологический облик русла, обуславливают изменения глубины как вдоль, так и поперек реки. Будучи связанными по своему происхождению с наиболее крупными турбулентными вихрями, они в значительной мере зависят от скоростного поля потока и циркуляционных течений и в то же время сами влияют на гидравлическую структуру потока, особенно в межень, когда гряды частично или полностью обсыхают. С макроформами связано возникновение различных вторичных течений в потоке, которые оказывают заметное влияние на сезонные переформирования русла. Обсыхающая в межень часть макроформы может закрепляться растительностью и таким образом превращаться в пойму в шпорах излучин или образующих острова.



*а*



*б*



*в*



*г*

**Рис. 2.8.** Гряды разных размеров, обсохшие в межень:

*а* — макроформы на р. Вилюй в нижнем течении;

*б* — мезоформы на р. Северная Двина; *в* — микроформы в Чамовском покое на Северной Двине (фото автора);

*г* — ультрамикроформы (рифели) на р. Уса. Фото Н.Н. Штанковой

К *мезоформам* относятся гряды линейных размеров, возникающие на верховых склонах макроформ. Ширина их составляет десятки и



сотые доли ширины русла. Вследствие этого они являются трехмерными, так как от соотношения ширины гряд и русла зависит степень влияния гряд на структуру потока. Это отличает их от двумерных гряд макроформ, ширина которых соизмерима с шириной русла, и их влияние на структуру потока определяется только соотношением  $\frac{h_T}{l_T}$ . Высота мезоформ соизмерима с местной глубиной русла. Они

отчетливо прослеживаются на обсохших в межень прирусловых отмелях — прибрежных частях макроформ (рис. 2.8, б). Образование их связано с турбулентными вихрями меньших размеров. Обратное влияние на поток невелико, возбуждаемые гидравлические явления не захватывают всей толщи потока. Мезоформы и следующие за ними микроформы определяют шероховатость ложа потока и гидравлические сопротивления.

*Микроформы* руслового рельефа — небольшие грядовые образования, размеры которых (по ширине и по высоте) малы по сравнению с размерами русла (рис. 2.8, в). Это мелкие песчаные волны, создающие своеобразную гофрированность поверхности отмелей. Они связаны с пульсациями скорости потока в придонной области и оказывают влияние только на придонные слои потока. Высота их на средних и больших реках колеблется от нескольких сантиметров до 50...80 см, а длина — от нескольких десятков сантиметров до 10...20 м.

Самые малые по размерам гряды — *ультрамикроформы* (рис. 2.8, г); их высота — не более 3...5 см, длина — до 20...25 см. Это миниатюрные образования, определяющие чешуйчатость прирусловых отмелей; их иногда называют знаками ряби.

Абсолютные размеры макро- и мезоформ грядового рельефа русла зависят от размеров потока. На крупнейших реках их длина достигает первых километров при высоте 10...15 м и более. На малых реках эти размеры соответственно убывают до первых десятков метров — первых десятков сантиметров.

В зависимости от гидравлических характеристик потока и крупности руслообразующих наносов в русле формируют гряды того или иного класса либо одновременно гряды всех основных классов. На верховых склонах побочной нередко образуются формы меньших размеров. Вышедшие из-под уровня воды в межень прирусловые отмели (побочни, осередки) состоят из нескольких самостоятельных гряд. На верховых склоны мезо- и микроформ грядового рельефа накладываются микроформы и ультрамикроформы. В результате наблюдается сложная иерархия грядовых русловых образований.

На реках с галечно-валунными наносами иерархия грядовых форм рельефа более проста: здесь обычно возникают гряды только одного класса — макроформы. На равнинных галечно-валунных ре-

как это нормальные гряды с пологим верховым и крутым низовым откосами, на горных реках с бурным режимом потока — антидюны. На равнинных галечно-валунных реках в условиях дефицита наносов встречаются мезоформы в виде прибрежных кос — закосков, формирующихся возле берегов, вдоль которых во время половодья происходит транспорт наносов.

По форме продольного профиля гряд, т.е. по соотношению их высоты  $h_r$  и длины  $l_r$ , Н.С. Знаменская выделяет следующие их разновидности:

1) плоские гряды —  $\frac{h_r}{l_r} = 0 \dots 0,04$ ;

2) рифели —  $\frac{h_r}{l_r} = 0,04 \dots 0,15$ ;

3) перекошенные гряды —  $\frac{h_r}{l_r} = 0,08 \dots 0,12$ ;

4) крутые гряды —  $\frac{h_r}{l_r} = 0,08 \dots 0,12$ ;

5) очень пологие гряды —  $\frac{h_r}{l_r} < 0,005$ ;

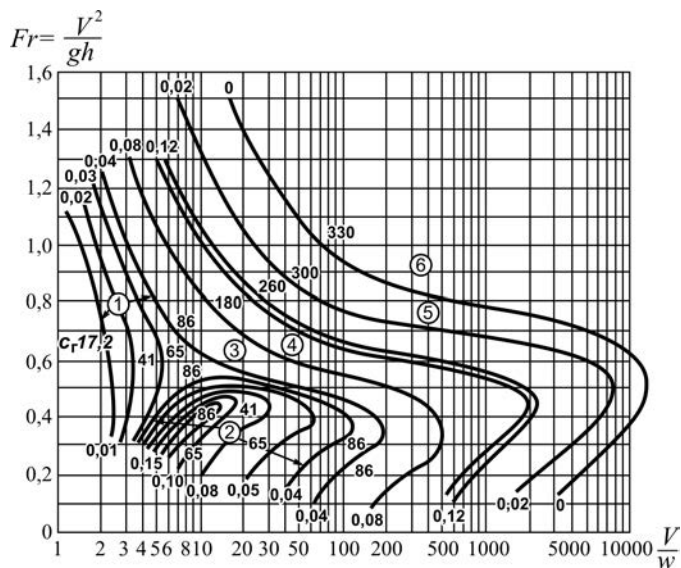
6) антидюны, у которых крутизна растет с увеличением числа Фруда и соотношения скорости потока и гидравлической крупности частиц, после чего они разрушаются и начинается переход к безгрядовому движению наносов в бурном потоке.

Гряды каждого типа занимают определенное положение в поле графика связи  $Fr \sim \frac{V}{w}$  (рис. 2.9). Особое место занимают рифели, которые на графике образуют замкнутую область, а параметр  $\frac{h_r}{l_r}$  совпадает с перекошенными и крутыми грядами.

Отличим рифелей от гряд других типов является их двумерность, вследствие чего их появление на дне потока обуславливает его поперечную (к направлению течения) полосчатость наподобие «стиральной доски» (см. рис. 2.8, з).

Имеется несколько классификаций гряд, в каждой из которых применяются различные их названия, причем нередко одно и то же название присваивается разным грядам. Среди них выделяется три подхода (табл. 2.4), основывающихся на степени влияния гряд на

структуру потока и их роли в развитии самого русла (макро-, мезо- и микроформы); соотношении гряд разных размеров, условиях их движения в разные фазы водного режима и иерархической соподчиненности; на морфологии гряды. Последний наиболее разнообразен в отношении терминологии, учета размеров и описания форм.

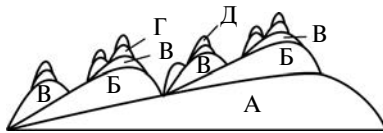


**Рис. 2.9.** Классификация гряд Н.С. Знаменской:

- 1 — плоские гряды; 2 — рифели; 3 — перекошенные гряды;  
 4 — крутые гряды (между 4 и 5 — смыв и разрушение гряд);  
 5 — очень плоские гряды; 6 — антидюны

Наиболее универсален подход Н.И. Алексеевского, который благодаря обозначению им гряд на каждом иерархическом уровне условными индексами, позволяет избежать терминологической разноречивости. Наиболее крупной грядой считается морфологическое образование, соответствующее побочным или перекатам. Формы руслового рельефа меньших размеров, в том числе находящиеся на их поверхности, выделяются с учетом изменения уклона дна (рис. 2.10). Независимо от размера рек (от средних до крупнейших) выделяется до пяти типов гряд, не считая ультрамикроформ, которые не проявляются на эохраммах вследствие их малых размеров (высоты). Длина наиболее крупных из них (тип А) пропорциональна ширине русла. Самые малые формы руслового рельефа (тип Д) по своей длине не сопоставимы с глубиной потока. Промежуточное положение занимают гряды типа Б, В и Г, из которых гряды типа Б по

размерам и соотношению со структурой потока относятся, как и гряды А, к макроформам, гряды В являются мезоформами, гряды Д — микроформами.



**Рис. 2.10.** Схема соотношения гряд разного размера: А, Б, В, Г, Д — типы гряд (по Н.И. Алексеевскому)

Таблица 2.4

**Соотношение некоторых классификаций грядовых форм рельефа речных русел**

По взаимосвязи со структурой потока и роли в развитии русла (Н.И. Маккавеев, Р.С. Чалов)	По размерам, условиям перемещения и роли в стоке влекомых наносов (Н.И. Алексеевский)	По морфологии
Макроформы	А	Перекаты, побочни, осередки (Р.С. Чалов), большие гряды (А.Ю. Сидорчук)
	Б	
Мезоформы	В	Средние гряды (А.Ю. Сидорчук), ленточные гряды (И.В. Попов)
	Г	
Микроформы	Д	Малые гряды (А.Ю. Сидорчук), песчаные волны (Н.А. Михайлова)
Ультрамикроформы	—	Песчаная рябь (И.И. Белосоцкий), самые малые гряды (А.Ю. Сидорчук)

Абсолютные размеры микро- и мезоформ грядового рельефа помимо гидравлических характеристик потока и крупности руслообразующих наносов зависят от величины стока последних. Поэтому расход влекомых наносов  $G$  входит в формулу Б.Ф. Снищенко, определяющую высоту гряд:

$$h_r = \frac{G(gh)^{1,45}}{0,011V^{3,9}}. \quad (2.45)$$

Параметры гряд зависят от гидравлических характеристик потока. Для песчаных гряд Б.Ф. Снищенко получил нелинейную зависимость между  $h_r$  и глубиной потока  $h$ :

$$h_r = 0,25h \text{ при } h < 1 \text{ м}; \quad (2.46a)$$

$$h_r = 0,20 + 0,1h \text{ при } h > 1 \text{ м}. \quad (2.46б)$$

Длина гряд также связана с глубиной потока (по К.В. Гришанину):

$$l_r = h^3 \sqrt{\frac{C^2}{g}}. \quad (2.47)$$

Н.И. Алексеевский показал, что высота гряд разного типа закономерно изменяется в зависимости от размера реки и фазы водного режима и, следовательно, пропорциональна порядку реки  $N$ :

$$h_{r_i} = aN^m, \quad (2.48)$$

где  $i$  — принадлежность гряды к одному из пяти типов гряд (от  $A$  до  $D$ ),  $a$  — эмпирический коэффициент.

Аналогичны подходы к оценке скоростей смещения гряд  $C_r$ . Б.Ф. Снищенко использовал их зависимость от числа Фруда:

$$C_r = 0,021VFr^3, \quad (2.49)$$

или связывал с соотношениями фактической  $V_{\text{факт}}$  и неразмыывающей  $V_n$  скоростей, крупностью наносов  $d$  и высотой гряд  $h_r$ :

$$C_r = 0,032(V_{\text{факт}} - V_n) \left( \frac{V_{\text{факт}}}{V_n} \right) \left( \frac{d}{h_r} \right). \quad (2.50)$$

Н.И. Алексеевский предложил применять систему корреляционных связей  $C_{r_i} \sim N^m$ :

$$C_{r_i} = V_{\text{сез}} N^m, \quad (2.51)$$

где  $V_{\text{сез}}$  — средняя скорость течения реки в данный сезон;  $m$  —  $a$ ,  $b$ ,  $c$ ,  $d$  — эмпирические коэффициенты, зависящие от типа гряды и фазы гидрологического режима, в которой развиваются гряды того или иного типа (табл. 2.5); это позволяет учитывать сезонные особенности перемещения гряд.

Иерархия грядовых форм руслового рельефа, перемещение меньших по размерам гряд по поверхности больших наряду с собственным движением каждой гряды определяет сложный характер смешения и переформирования гряд. В меженный период крупные гряды (макро-, мезоформы) смещаются только за счет движения по их поверхности более мелких гряд, которые обуславливают порционное и неравномерное по ширине гряды поступление наносов в ее подвалье.

**Коэффициенты в формулах (2.48) и (2.51) для определения  
высоты  $h_r$  и скорости  $C_r$  смещения гряд**

Фаза водного режима	Коэффициент $m$	Типы гряд				
		А	Б	В	Г	Д
Полово- дье	a	0,046	0,018	0,032	0,023	0,005
	b	1,95	2,00	1,5	1,4	1,9
	c	$1,1 \cdot 10^{-6}$	310	$3,5 \cdot 10^{-4}$	2,2·104	2,2·104
	d	5,4	-2,6	4,6	-3,5	-35
Межень	a	-	-	-	0,005	0,003
	b	-	-	-	2,0	2,0
	c	-	-	-	600	600
	d	-	-	-	-2	-2

Скорость перемещения гряд в соответствии с формулами (2.49) прямо пропорциональна четвертой степени скорости течения, а (2.50) — обратно пропорциональна высоте гряды. Абсолютная величина скорости наиболее быстро смещающихся гряд обычно в сотни раз меньше скорости потока и в десятки раз меньше скорости перемещения отдельных частиц наносов. По мере увеличения сплошности движения наносов (2.10) скорость перемещения гряд возрастает. Чем крупнее гряды, тем медленнее они перемещаются. Поэтому более мелкие гряды обгоняют относительно крупные, перемещаясь по их поверхности. В результате в половодье, когда грядовое движение наносов охватывает все русло, крупные гряды имеют как собственное смещение, так и косвенное за счет перемещения по их поверхности микроформ.

Различия в скорости потока в стрежневой зоне русла и возле берегов в зависимости от формы русла его сужений и расширений, чередования областей подпора и спада, сжатия и растекания струй потока и т.д., а также неоднородность состава руслообразующих наносов и размеров самих гряд обуславливают изменения скоростей перемещения мезо- и микроформ руслового рельефа (табл. 2.6). Скорости смещения макроформ колеблются в еще больших пределах (от первых метров на галечно-валунных реках до сотен метров в год на песчаных).

Во время половодья в русле образуются и смещаются макроформы грядового рельефа, которые осложняются мезо- и микроформами в отмелях периферических частях, где скорости потока замедлены. При уменьшении расхода воды гряды перестраиваются, приспособившись к новым гидравлическим условиям; на поверхности сформировавшихся крупных гряд в стрежневой зоне потока появляются более мелкие, отвечающие новым его характеристикам. Зона движения гряд сокращается, повышенные части макроформ

Таблица 2.6

Скорости смещения  $C_T$  и параметры гряд (высота  $h_T$  и  $l_T$ ) на разных реках

Река	$V$ , м/с	$h$ , м	Параметры гряд		$C_T$ м/сут <sup>1)</sup>	Автор
			$h_T$ , м	$l_T$ , м		
Волга	0,50	5,0	0,80	24	0,56 (0,007 мм/с)	Г.И. Шамов
	0,50...0,75	1,9...4,0	0,30...1,30	8...35	0,3...1,7	Г.В. Лопатин
	0,97...1,06	4,8...5,8	0,17...0,90	13...60	1,68...8,88 (0,55...1,68 м/час)	Б.Ф. Снищенко
Надым	0,434...0,62	0,32...0,50	0,52...0,90	—	0,27...2,10	А.А. Левашов
Луга	0,40...0,50	1,0...2,0	0,15...0,25	6...15	0,1...0,4	Г.В. Лопатин
Полометь	1,42	1,9	0,4	—	117,1 (1,3 мм/с)	Ю.М. Корчоха
	0,90	6,0	0,75	75	8	И.В. Попов
Янцзы	0,61...0,64	0,15...0,21	0,04...0,06	0,5...2,5	13,21...29,3 (0,55...1,68 м/час)	Б.Ф. Снищенко
	0,73...1,34	—	0,76...1,64	—	19,8...26,0	Цян Нин
Чулым	0,50...0,60	—	0,2...0,4	2...5	9,6 (0,4 м/час)	Л.А. Турькин

Примечание. В скобках указаны скорости в единицах измерения, принятых авторами приведенных данных.

обсыхают, превращаясь в прирусловые отмели или мелководья, где  $V \leq V_n$  и движение наносов не происходит. В межень активно смещаются только микро- и отчасти мезоформ (см. гряды Г и Д на рис. 2.10).

Самые крупные гряды — макроформы (тип А) не всегда представляют собой подвижные образования, формируясь на перегибах между смежными излучинами, в узлах разветвления и слияния рукавов, в местных расширениях русла. Гряды меньших размеров, смещаясь по поверхности таких макроформ, обуславливают сезонные и текущие их переформирования; поступающие в подвалье наносы либо перемещаются вальцовым течением по диагонали к оси русла, либо поступают в плесовую ложину и на верховой склон следующей по течению гряды, где образуют мезо- и микроформы.

Степень сохранности гряд зависит от интенсивности спада уровней половодья и перехода к периоду межени. На реках с коротким и высоким половодьем грядовый рельеф не успевает перестроиться; в межень прирусловые отмели имеют ровные поверхности верховых склонов гряд—макроформ. Лишь в зонах замедления течения на них наблюдаются микроформы грядового рельефа. При медленном переходе от половодья к межени, когда гидравлические характеристики потока меняются постепенно, происходит трансформация грядового движения наносов. В этих условиях в руслах хорошо выражены на поверхности песчаных прирусловых отмелей микро- и ультрамикроформы. На реках с более крупным составом руслообразующих наносов при снижении скоростей потока образуется аллювиальная отмстка, движение наносов и, соответственно, смещение гряд прекращается. В результате в руслах рек с галечно-валунным составом наносов формируются лишь макроформы. На реках с песчано-галечным аллювием развиваются макро- и мезоформы, причем на полугорных реках первые, будучи образованными бурным потоком половодья, представляют собой антидюны, а мезоформы — асимметричные гряды в крутом низовым откосом.

В процессе перемещения песчаных гряд наносы оседают на крутом низовом откосе (подвалье). При этом вследствие пульсации скорости потока сюда попадают периодически наносы большей или меньшей крупности. Порционности поступления наносов в подвалье способствует движение по верховому склону крупной гряды гряд меньших размеров. В результате формируются косые слои (рис. 2.11), имеющие наклон порядка  $25...30^\circ$  и отличающиеся друг от друга крупностью составляющих их частиц. Косая слоистость отложений плохо выражена у галечно-валунных русел, несмотря на асимметричный профиль гряд. Она не формируется у гряд-ультрамикроформ, поскольку вихревой валец в подвалье таких гряд не возникает и частицы равномерно укладываются на подвалье и в понижении между соседними грядами.





**Рис. 2.11.** Косая слоистость в разрезе макроформы руслового рельефа (р. Мезень). Фото автора

## 2.5. Методы расчета расходов и стока наносов

### 2.5.1. Сток взвешенных наносов

В основе расчета стока взвешенных наносов на реках лежит определение единичной мутности  $s$ ,  $\text{г}/\text{м}^3$  в точке отбора пробы воды:

$$s = \frac{m}{v}, \quad (2.52)$$

где  $m$  — масса наносов в пробе воды;  $v$  — объем пробы воды с наносами,  $\text{м}^3$ .

Для разных горизонтов (или вертикалей) определяется единичный расход взвешенных наносов  $r_{\text{взв}}$  как произведение скорости течения  $V$  и мутности  $s$ :

$$r_{\text{взв}} = sV. \quad (2.53)$$

При графическом способе расход взвешенных наносов  $R$  вычисляется как площадь эпюры элементарных расходов взвешенных наносов:

$$R = \int_0^{b_p} r_{\text{взв}} dy, \quad (2.54)$$

где  $y$  — вертикальная координата;  $b_p$  — ширина русла.

При аналитическом способе формула для определения расхода взвешенных наносов имеет вид:

$$R = \sum_{i=1}^n \frac{s_{i-\frac{1}{2}} + s_{i+\frac{1}{2}}}{2} q_i, \quad (2.55)$$

где  $q$  — частные расходы воды, проходящие через отсеки поперечного сечения  $\Delta\omega_i$ .

В целом расход взвешенных наносов  $R$  можно представить как произведение средней мутности  $s_{\text{ср}}$  в сечении потока на расход воды:

$$R = s_{\text{ср}} Q. \quad (2.56)$$

Соответственно, сток взвешенных наносов, кг, т, рассчитывается по формуле:

$$W_R = R \Delta t, \quad (2.57)$$

где  $R$  — средний расход наносов за период времени  $\Delta t$ .

Модуль стока наносов представляет собой сток наносов в тоннах с 1 км<sup>2</sup> площади водосбора  $F$ , т/км<sup>2</sup>·год:

$$M_R = \frac{W_R}{F}. \quad (2.58)$$

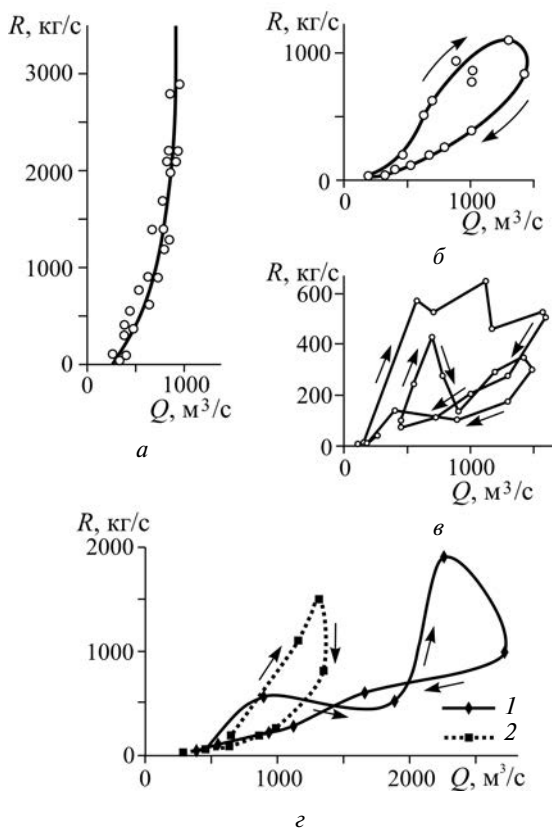
Среднегодовая мутность воды рассчитывается по формуле:

$$S_{\text{ср.год}} = \frac{R_{\text{ср.год}}}{Q_{\text{ср.год}}}, \quad (2.59)$$

где  $R_{\text{ср.год}}$  и  $Q_{\text{ср.год}}$  — среднегодовые величины расходов взвешенных наносов и воды в данном створе соответственно.

Определение стока взвешенных наносов основывается на зависимости между измеренными на гидрологических постах расходами взвешенных наносов и воды  $R = f(Q)$ . Для этого за ряд лет (не менее 10 с различной водностью) в логарифмических координатах строится соответствующий график, с которого по значениям ежедневных расходов воды снимаются значения ежедневных расходов взвешенных наносов. Используя полученные данные, рассчитываются по (2.56) расходы взвешенных наносов за различные интервалы времени (декада, месяц, год), за половодье, паводки, межень, а также определяется для соответствующих периодов сток взвешенных наносов.

Зависимость  $R = f(Q)$  редко бывает однозначной, в основном на реках с паводочным режимом, мелким и однородным составом наносов (рис. 2.12, а). Обычно она имеет вид петли, ветви которой соответствуют разным фазам водного режима: верхняя соответствует



**Рис. 2.12.** Зависимость расхода взвешенных наносов  $R$  от расхода воды  $Q$ :  
*a* — однозначная (р. Сырдарья, г. Казалинск);  
*б* — петлеобразная, с верхней ветвью, соответствующей подъему половодья (р. Урал, с. Тополи) (по А.В. Караушеву); *в* — с двумя петлями, соответствующими половодью и паводку (р. Северский Донец, ст. Белокалитвинская) (по Г.И. Шамову);  
*г* — сложная, на реках криолитозоны (р. Яна, г. Верхоянск):  
*1* — летний паводочный период; *2* — половодье (по Н.И. Тананаеву)

подъему половодья или паводка, нижняя — их спаду (рис. 2.12, б). В первом случае сток наносов растет с увеличением уклонов и скоростей течения на переднем фронте волны половодья (паводка) и по мере усиления эрозии на водосборе во время снеготаяния или интенсивного выпадения осадков; во втором — уменьшается со снижением уклонов и скоростей течения в тыловой части волны половодья

(паводка) и затуханием или прекращением эрозии на водосборе. В общем виде:

$$R = f(Q, h_{\text{пр}}, \sum +t_2^{\circ}, \sum x_{\text{в}}, k_{\text{п}}), \quad (2.60)$$

где  $h_{\text{пр}}$  — глубина промерзания почвы;  $\sum +t_2^{\circ}$  — сумма положительных температур почвы от начала половодья до даты прохождения максимального расхода наносов;  $\sum x_{\text{в}}$  — количество весенних осадков;  $k_{\text{п}}$  — дружность половодья.

В результате может возникнуть ситуация, при которой подъему половодья соответствует нижняя ветвь, спаду — верхняя. Это происходит, если максимум расхода наносов опережает пик половодья, который наступает, когда эрозионные процессы на водосборе затухают и наносы в реки поступают из овражно-балочной сети и из притоков, выносящих более крупный материал и вследствие размывов самого русла. Повышение крупности наносов приводит к увеличению потерь энергии потока и к общему снижению его мутности. Кроме того, на пике половодья обычно оказывается затопленной пойма реки, где происходит аккумуляция части наносов, а выход воды на пойму сопровождается снижением его транспортирующей способности.

На реках со сложной комбинацией половодья и паводкового периода график может иметь вид семейства петлеобразных кривых (рис. 2.12, в), причем соответствие верхних и нижних ветвей подъему и спаду уровней может быть самым разнообразным в зависимости от природных условий. В криолитозоне со специфическими условиями формирования стока взвешенных наносов паводочная петля нередко существенно превышает половодную, приобретая сложный вид (рис. 2.12, г). В этих условиях расчет стока взвешенных наносов производится раздельно для каждой ветви петли.

Норма стока взвешенных наносов рассчитывается по формуле:

$$R_0 = \frac{Q_0}{Q_{\text{ср}}} R_{\text{ср}}, \quad (2.61)$$

где  $Q_0$  и  $R_0$  — нормы стока воды и наносов соответственно;  $Q_{\text{ср}}$  и  $R_{\text{ср}}$  — средние значения расходов воды и наносов за период совместных наблюдений соответственно.

При недостаточности или отсутствии данных измерений сток взвешенных наносов определяется косвенными методами:

1) для малых и средних рек по рекам—аналогам, на которых ведутся наблюдения. При этом различия в почвенно-растительном покрове, распаханности, заозеренности и заболоченности террито-

рии не должны превышать 10...20%, по уклонам и площади водосбора — соответственно, в 1,5 и 2-3 раза, средней высоте водосбора — на 200-300 м. Иногда следует учитывать литологию пород, расчлененность, заовраженность и пр.;

2) для рек с площадью бассейна более 100 км<sup>2</sup> — по картам мутности, с которых снимается значение средней мутности  $s_{\text{ср}}$ . Зная модуль стока воды  $M_Q$ , л/с·км<sup>2</sup>, и площадь бассейна  $F$ , нетрудно рассчитать среднегодовой расход наносов, кг/с:

$$R = \frac{S_{\text{ср}} M_Q F}{10^6}. \quad (2.62)$$

Для малых рек мутность  $s_M$  может быть определена через переходной коэффициент  $k_{\text{п}}$  от мутности больших и средних рек  $s_{б,с}$ :

$$s_M = k_{\text{п}} s_{б,с}, \quad (2.63)$$

где  $k_{\text{п}}$  зависит от площади бассейна: < 2 км<sup>2</sup> — 40, 2...5 км<sup>2</sup> — 20, 5...10 км<sup>2</sup> — 5, 50...100 км<sup>2</sup> — 3;

3) по картам смыва почв или эрозионно-опасных земель, с которых снимается величина стока в миллиметрах толщины слоя смыва или в тоннах на гектар. Применение этого метода требует учета коэффициента доставки наносов с площади водосбора в реку;

4) по эмпирическим формулам в соответствии с эрозионным районированием на основе региональных зависимостей модуля стока взвешенных наносов от модуля стока воды:  $M_R = A_{\text{эр}} M_Q$  ( $A_{\text{эр}}$  — эрозионный коэффициент, учитывающий влияние природных факторов, определяющих сток наносов), но с учетом того, что главным источником стока взвешенных наносов являются эрозионные процессы в речном бассейне.

Первую зависимость для определения эрозионного коэффициента предложил В.Г. Глушков, которая была видоизменена Б.В. Поляковым и имеет вид:

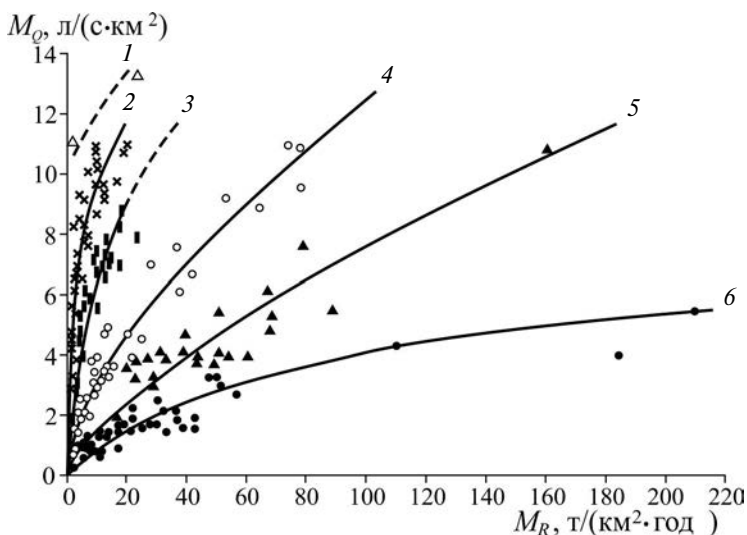
$$A_{\text{эр}} = \frac{s_{\text{ср}}}{10^4 \sqrt{I}}. \quad (2.64)$$

Н.И. Маккавеев использовал эрозионный коэффициент в формуле суммарной величины стока наносов (2.43); он же показал, что значения  $A_{\text{эр}}$  зависят от среднего уклона и площади водосбора, степени неравномерности стока, характера отложений в русле реки, механического состава наносов, являющихся продуктами эрозии почв на водосборах. По К.Н. Лисицыной,  $A_{\text{эр}}$  входит в зависимость

$$M_R = A_{\text{эр}} I, \quad (2.65)$$

где  $A_{\text{эр}} = B_{\text{пт}} I_B^{2,5}$  ( $I_B$  — уклон водосбора (бассейна реки),  $B_{\text{пт}}$  — коэффициент, зависящий от состава почв и грунтов, изменяющийся от 0,6 для щебня до 50 для суглинков).

Н.Н. Бобровицкая выполнила районирование Европейской территории СССР по зависимости  $M_R \sim M_Q$  (рис. 2.13). Для каждого района по формуле  $M_R = A_{\text{эр}} M_Q^n$  был определен эрозионный коэффициент  $A_{\text{эр}}$ , величина которого изменяется от 0,005 до 14, и показатель степени  $n$  (от 1,3 до 3,3).



**Рис. 2.13.** Зависимость модуля стока взвешенных наносов  $M_R$  от модуля стока воды  $M_Q$  для рек Европейской части СССР (по Н.Н. Бобровицкой):

- 1 — Кольско-Карельская область; 2 — морские и моренные равнины тундры и лесной зоны, задровые низменности; 3 — моренные возвышенности лесной зоны; 4 — аллювиальные равнины лесостепной и степной зон; 5 — структурные возвышенности лесной и степной зон; 6 — приморские низменности южных степей и полупустынь

К.Н. Лисицына разработала эрозионное районирование для территории бывшего СССР (кроме Кавказа и Дальнего Востока). Для каждого района предложены расчетные уравнения для определения  $M_R$  по связям с  $M_Q$ ,  $I_B$ , высотой бассейна  $H_B$ , густотой речной сети  $\alpha_{\text{р.с}}$ , площадью бассейна  $F$ , его залесенностью  $f_{\text{л}}$ , озерностью и заболоченностью  $f_{\text{о,з}}$  и распаханностью  $f_{\text{р}}$  на основе множественной линейной корреляции. Всего выделено 29 районов. Их подробная ха-

рактеристика, схема районирования, формулы и результаты определения среднего, наибольшего и наименьшего значений  $M_R$  для каждого района опубликованы в книге «Сток наносов, его изучение и географическое распределение» (под редакцией А.В. Караушева) [1977]. Здесь приводятся только некоторые формулы для районов, наиболее сильно отличающихся по условиям формирования стока наносов: район 1, Кольско-Карельская область:

$$M_R = 0,7M_Q - 7,0; \quad (2.66a)$$

район 2, лесная зона Русской равнины:

$$M_R = M_Q - 0,4f_{0,3} + 0,5; \quad (2.66б)$$

район 4, лесостепь Среднерусской возвышенности:

$$M_R = 14M_Q + 27I - 30; \quad (2.66в)$$

район 10, Западно-Сибирская низменность (лесная зона):

$$M_R = 0,5M_Q - 0,02f_{0,3} + 0,03H_6 - 1,8; \quad (2.66г)$$

район 17, тундра, северная и средняя тайга Восточной Сибири:

$$M_R = 0,85M_Q - 0,7f_l + 91; \quad (2.66д)$$

район 23, горы Средней Азии:

$$M_R = 9,6M_Q - 0,2H_6 + 0,04F + 500. \quad (2.66е)$$

Роль различных факторов в формировании стока взвешенных наносов иллюстрируется различиями в зависимости  $M_R = f(M_Q)$  в малоизмененных районах лесной зоны ( $f_l = 67...85\%$ ) и в районах, где леса сохранились не более чем на 40% площади водосбора (рис. 2.14). В первом случае преобладает сток наносов руслового происхождения (60%), во втором — бассейнового (59%).

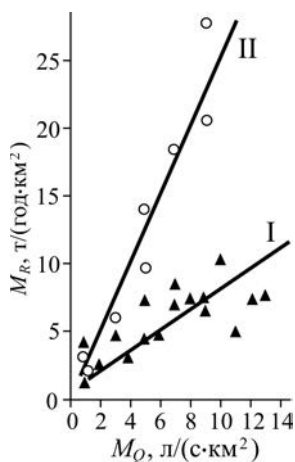
Для всех эрозийных районов разработаны формулы для оценки изменчивости годового стока наносов  $C_{v_R}$ . Для всей Европейской территории (районы 1...9) получена единая зависимость:

$$C_{v_R} = 3,0C_{v_Q} - 0,5; \quad (2.67a)$$

для района 10 (Западная Сибирь):

$$C_{v_R} = 1,3C_{v_Q} - 0,014f_l \quad (2.67б)$$

и т.д.

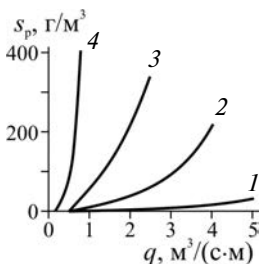


**Рис. 2.14.** Зависимость модулей стока взвешенных наносов  $M_R$  в лесной зоне от модулей стока воды  $M_Q$  в бассейнах рек со слабой (I) и средней (II) степенью хозяйственного освоения (по А.П. Дедкову и В.И. Мозжерину)

Внутригодовое распределение стока (среднегодовое) определяется по региональным формулам сезонного стока наносов, % от годового, в зависимости от сезонного стока воды (по эрозионным районам). Для лесной зоны Европейской территории (район 2):

$$R_{\% \text{весна}} = 1,7Q_{\text{весна}} - 20; \quad (2.68a)$$

$$R_{\% \text{лето-осень}} = 2,2Q_{\text{лето-осень}} - 70. \quad (2.68b)$$



**Рис. 2.15.**

Зависимость мутности потока руслового генезиса  $s_p$  на реках Средней Азии от удельного расхода воды  $q$  (по О.П. Щегловой).

- 1 — высокогорная зона ( $H_{\text{абс}} > 3500$  м);
- 2 — горная зона ( $H_{\text{абс}} = 2500-3000$  м);
- 3 — низкогорная зона ( $H_{\text{абс}} < 2500$  м);
- 4 — предгорная зона

Расчленение стока взвешенных наносов на русловую и бассейновую составляющую впервые произвел Б.В. Поляков, предложивший метод анализа хронологического графика мутности аналогично генетическому расчленению гидрографа стока воды. Этот подход был развит О.П. Щегловой, разработавшей метод приближений количественной оценки русловой и бассейновой составляющей для горных рек. Для горно-предгорных районов Средней Азии ею предложен график зависимости «мутности размыва» (следствие русловой эрозии) от удельного расхода воды (рис. 2.15), на котором выделяются четыре района, соответствующие разным высотным поясам гор и изменениям состава русловых отложений.

Мутность воды в реке, поступившей при дождевых паводках в горах  $s_d$ , определяется, по О.П. Щегловой, как превышение над базовой мутностью  $s_0$ :

$$s_d = s_p - s_0, \quad (2.69)$$

где  $s_p$  — мутность речной воды во время паводка.

Сток наносов за отдельные дождевые паводки  $W_{R_d}$ , тыс. т, рассчитывается по формуле:

$$W_{R_d} = k \sum_{i=1}^n Q_i s_{i_d}, \quad (2.70)$$

где  $i$  — день паводка,  $n$  — все дни паводка.

Согласно ее данным доля стока взвешенных наносов руслового происхождения в горах составляет от 0,8 до 25% от общего стока.

А.П. Дедков и В.И. Мозжерин предложили для равнинных рек метод оценки русловой и бассейновой составляющих стока взвешенных наносов, основывающийся на анализе зависимости расходов



взвешенных наносов  $R$  от меженных расходов воды в разные по меженной водности годы. По графику  $R = f(Q)$ , построенному в логарифмической шкале, определяется расход взвешенных наносов, который соответствует меженным расходам воды и обусловлен размывами в русле реки. Это достигается путем экстраполяции кривой  $R = f(Q)$  за меженный период до среднемаксимальных значений. Вычитая полученный таким образом расход наносов руслового происхождения из общего годового расхода взвешенных наносов, можно найти расход наносов, поступающих в поток вследствие эрозии на водосборе тальными и дождевыми водами, т.е. бассейновую составляющую стока взвешенных наносов.

### 2.5.2. Сток влекомых наносов

Определение характеристик стока влекомых наносов более сложное, поскольку отсутствует система регулярных измерений и нет надежных приборов для их проведения. Поэтому используются в основном расчетные методы. Одна из первых формул была предложена М.А. Великановым:

$$g_4 = h_n \eta u_{\text{зеп}}, \quad (2.71)$$

где  $g_4$  — удельный (отнесенный к ширине русла) расход наносов;  $h_n$  — толщина слоя наносов, кг/с·м;  $\eta$  — коэффициент сплошности их движения (2.10);  $u_{\text{зеп}}$  — групповая скорость перемещения частиц (зерен).

В практике расчетов обычно применяются формулы:

Г.И. Шамова

$$g_d = k \left( \frac{V_{\text{cp}}}{V_n} \right)^3 (V_{\text{cp}} - V_n) \left( \frac{d_{\text{cp}}}{h} \right)^{\frac{1}{4}}, \quad (2.72)$$

где  $k$  — коэффициент, учитывающий состав донных отложений (в среднем равен 0,015);  $V_{\text{cp}}$  — средняя скорость течения на вертикали, м/с;  $V_n$  — неразмывающая скорость (см. формулу (2.22), м/с;  $d_{\text{cp}}$  — средняя крупность наносов, мм;  $h$  — глубина потока на вертикали, м;

В.Н. Гончарова

$$g_d = 1,21(1 + \psi)dV_n \left( \frac{V_{\text{cp}}}{V_n} \right)^{4.33}, \quad (2.73)$$

где  $\psi$  — корректив гидравлической крупности (при  $d > 1,5$  мм  $\psi = 1$ );

К.В. Гришанина

$$g_d = 0,015d_{\text{cp}}(V - V_n) \left( \frac{V}{V_n} \right), \quad (2.74)$$

где  $V_n$  — неразмывающая скорость (см. формулу (2.22)).

Во всех случаях полный расход влекомых наносов:

$$G = \int_0^{b_p} g_d db_p. \quad (2.75)$$

Обзор формул был выполнен З.Д. Копалиани, который, сопоставив результаты расчетов с данными натуральных измерений и лабораторных опытов, показал, что расхождения в расчетах по ним составляют по минимуму от  $-8$  до  $139\%$  и по максимуму — от  $-38$  до  $1678\%$ . Среди причин, обуславливающих несовершенство методов расчета стока влекомых наносов, особое положение занимает недостаточный учет грядовых форм перемещения. Поэтому выход из положения связан с определением расходов влекомых наносов по скорости смещения гряд на основе повторного профилирования или совмещения крупномасштабных планов русла, полученных с помощью высокоточных эхолотов. Имеющиеся сведения о грядовом движении наносов позволили предложить расчетные зависимости для определения расходов влекомых наносов по скорости перемещения гряд с учетом их размеров (высоты). М.А. Великанов, произведя ряд замен в (2.71), получил:

$$g_d = \alpha h_T C_T, \quad (2.76)$$

где  $\alpha$  — безразмерный коэффициент, зависящий от формы гряды.

Б.Ф. Сனிщенко и З.Д. Копалиани предложили зависимость

$$g_d = 0,11 h_T V Fr^3, \quad (2.77)$$

где  $h_{Tp}$  определяется по формулам Б.Ф. Сனிщенко (2.46) или З.Д. Копалиани при наличии данных о скоростях течения и крупности наносов:

$$h_T = 0,39d \left( \frac{V}{V_0} \right)^{2,3} Fr^{-3,75}, \quad (2.78)$$

где  $V$  — скорость потока, соответствующая началу движения частиц наносов,  $V_0 = 3h^{0,2}(d + 0,0014)^{0,3}$ .

Однако в формулах (2.77) и (2.78) не учитываются иерархия гряд (рассматриваются только микроформы), их трансформация при сезонных колебаниях водности рек и вероятность перехода части наносов из влекомого во взвешенное состояние и обратно в разные фазы режима и в зависимости от изменений гидравлических характеристик потока по ширине реки. Это неизбежно приводит к занижению результатов расчетов.

Решение задачи с учетом высказанных соображений стало возможным благодаря разработанной Н.И. Алексеевским методике расчета, основанной на зависимости параметров и скорости смещения

гряд от порядка реки с учетом различий в условиях их формирования в основные фазы водного режима (половодье или паводковый период, межень). Гряды различаются по линейным (высота  $h_{r_i}$ ) и динамическим (скорость смещения  $C_{r_i}$ ) характеристикам, где  $i$  — тип гряд ( $i$  — А, Б, В, Г, Д).

В межень сток наносов формируется в результате активного смещения микроформ руслового рельефа, в период максимального стока — гряд всех пяти типов. Расход влекомых наносов  $G_y$  за характерные фазы водного режима:  $y$  — межень (м) или половодье (п):

$$G_y = k \rho_n b_{pa} \sum h_{r_i} C_{r_i}, \quad (2.79)$$

где  $k$  — коэффициент формы гряды ( $\sim 0,6$ );  $\rho_n$  — плотность русловых отложений (донных наносов);  $b_{pa}$  — активная ширина русла, зависящая от ширины меженного русла  $b_{pm}$ .

Формула (2.79) представляет собой модификацию формулы Т. Цубаки  $g_d = k g \rho_n C_r h_r$  благодаря учету одновременного смещения гряд разных размеров  $i$  и вводу понятия активной ширины русла. В табл. 2.7 приведены зависимости для расчета высоты гряд и скоростей их смещения раздельно для межени и половодья.

Таблица 2.7

**Корреляционные зависимости для расчета высоты  $h_{r_i}$  и скоростей  $C_{r_i}$  смещения гряд от порядка рек  $N$  (по Н.И. Алексеевскому)**

Фаза режима	$h_{r_i}$	$C_{r_i}$
Межень	$h_r = 0,005 N^{2,0}$	$C_{Г,Д} = 600 V_m N^{2,0}$
	$h_d = 0,003 N^{2,0}$	
Половодье	$h_A = 0,046 N^{1,95}$	$C_A = 1,1 \cdot 10^{-6} V_{п} N^{5,4}$
	$h_B = 0,018 N^{2,0}$	$C_B = 3,1 \cdot 10^2 V_{п} N^{2,6}$
	$h_B = 0,032 N^{1,5}$	$C_B = 3,5 \cdot 10^{-4} V_{п} N^{4,6}$
	$h_{Г} = 0,023 N^{1,4}$	$C_{Г,Д} = 2,2 \cdot 10^4 V_{п} N^{3,5}$
	$h_d = 0,005 N^{1,9}$	

В конечном счете сток влекомых наносов  $W_G$  рассчитывается по формуле Н.И. Алексеевского:

$$W_G = W_{G_m} + W_{G_n} = (365 - T_n) \sum_{i=Д}^{i=Г} G_m + \sum_{i=Д}^{i=Г} G_n, \quad (2.80)$$

где  $W_{G_n}$  и  $W_{G_m}$  — сток влекомых наносов в половодье и межень соответственно;  $T_n$  — продолжительность половодья;  $G_n$ ,  $G_m$  — части расхода влекомых наносов, определяемые по формуле (2.79) по грядам А-Д ( $G_n$ ) для условий половодья и Г-Д ( $G_m$ ) — для условий межени.

Расчет стока влекомых наносов по данным о перемещении гряд разных размеров может производиться для условий массового перемещения влекомых наносов, когда скорости потока превышают размывающие скорости  $V_p$  для отложений и грунтов данной крупности, слагающих русло. Если  $V_\phi < V_n$ , расход влекомых наносов  $G = 0$ . Если  $V_\phi > V_n$ , то  $G > 0$ . На реках с галечно-валунным составом руслообразующих наносов условие  $V_\phi > V_p$  наблюдаются только во время половодий и паводков, в межень их транспорт не происходит.

Гряды разных размеров, создавая иерархию русловых форм, перемещаются активно или пассивно. Активное перемещение связано с переносом частиц на расстояние  $x = l_{i_j}$  (где  $i$  — тип гряды). Пассивное перемещение характеризует перемещение крупных форм за счет поступления в их подвалье более мелких гряд, испытывающих активное смещение.

Н.С. Знаменская, Д. Саймонс, Н.И. Алексеевский считают, что в форме гряд осуществляется весь сток донных наносов. Однако постоянные изменения параметров гряд, разрушение малых гряд и формирование более крупных при увеличении скорости потока, различные условия для их развития в стрежневой и периферийных зонах русла обуславливают существование мнения, что общий расход влекомых наносов больше, чем осуществляемый в форме гряд  $G_r$ : по К.И. Россинскому и В.К. Дебольскому  $G_r = 0,7G$ .

### 2.5.3. Соотношение стока взвешенных и влекомых наносов

Соотношение между расходами взвешенных и влекомых наносов, согласно И.Ф. Карасеву, при малой крупности наносов ( $d_{cp} < 0,25$  мм) выражается зависимостью:

$$\beta \approx 30 \frac{d}{h} \quad (2.81)$$

и при сравнительно малых глубинах (около 1 м) не превышает 1%.

Для более крупных наносов ( $d > 1,5$  мм):

$$\beta = \frac{1300 \left( \frac{V_{cp}}{V_n} - 1 \right) d}{\left( \frac{V_{cp}}{V_n} \right)^2 - 0,5 \frac{V_{cp}}{V_n} h}, \quad (2.82)$$

возрастая на горных реках до 10...20%.

По З.Д. Копалиани, на равнинных реках отношение расхода донных наносов к общему расходу речных наносов составляет  $\delta = \frac{G}{G+R} \cdot 100 = 1...3\%$  (редко 10%) и лишь на горных реках изменя-

ется от 15 до 70%. Эти оценки не совпадают с данными, полученными на основе анализа динамики перекаатов, смещения побочной, заносимости землечерпательных прорезей и русловых карьеров. Г.В. Лопатин еще в 1952 г. подчеркивал, что данные... измерений не только значительно преуменьшают величину расхода влекомых наносов, особенно в периоды паводков, но и не дают представления о режиме данного процесса. Эти замечания в большей степени относятся к большим рекам (с значительными глубинами и скоростями течения). Он оценил соотношение годового стока влекомых и взвешенных наносов в 10% из «общих соображений о движении наносов.

По новейшим данным, в том числе зарубежным (З. Бабиньский, Польша), доля влекомых наносов изменяется в значительно более широких пределах, зачастую превышая долю взвешенных наносов. На реках с большим стоком взвешенных наносов и малой крупностью русловых отложений доля стока влекомых наносов в общем стоке наносов мала, совпадая или оказываясь ниже общепринятых представлений. Наименьшая (менее 1%) величина  $\delta$  характерна для южных рек (Хуанхэ и др.). Это связано с очень высокой интенсивностью эрозии почв в степной и тропической зонах, распространением здесь мощных кор выветривания, а на равнинах — лессов и лессовидных отложений. В лесной зоне доля влекомого материала в суммарном стоке речных наносов превышает 50%, а на некоторых реках грядовой перенос песчаных наносов формирует доминирующую ( $\delta = 90\%$ ) часть общего стока наносов. Чем меньше река и больше залесенность ее бассейна, тем больше сток влекомых наносов и величина  $\delta$ . Эти характеристики возрастают также там, где реки пересекают плоские, сложенные песком низменности и моренные возвышенности.

## 2.6. Аккумуляция наносов

Остановка движения частиц наносов происходит вследствие уменьшения гидравлических характеристик потока, причем:

$$V_{\text{ак}} = 0,8V_{\text{н}}, \quad (2.83)$$

т.е. скорость потока, соответствующая началу аккумуляции, в среднем на 20% меньше неразмывающей скорости потока.

Каждая гряда по существу представляет собой аккумулятивное образование, в котором бóльшая часть наносов временно перестала

перемещаться, составляя ее неподвижное ядро. По мере смещения гряды наносы вновь приходят в движение, оседая в подвалье и возвращаясь в разряд отложений. Таким образом, формирование гряд как аккумулятивных образований в русле представляет собой временное прекращение транспорта частиц наносов, который возобновляется по мере смещения гряд. Тем не менее каждая гряда, особенно обсыхающая в межень, заключает в себе потенциальную возможность превращения, частично или полностью, сезонных отложений наносов в аллювиальную толщу. Закрепление растительностью прирусловых отмелей сопровождается осаждением на их поверхности взвешенных наносов, у которых гидравлическая крупность  $w > V_{\phi}$ , и формированием пойменного наила. Аккумуляция взвешенных наносов — процесс, который доминирует на поверхности поймы и который приводит к образованию пойменной суглинистой фации аллювия с горизонтальной слоистостью.

Аккумуляция наносов в русле происходит благодаря изменению гидравлических характеристик потока и циркуляционным течениям, перемещающим наносы на те участки, где скорость потока ниже критической. На врезающихся реках имеются аккумулятивные формы рельефа, наряду с размываемыми берегами, — намываемые и т.д. Соотношение между объемом наносов, поступивших на данный участок реки, и объемом вынесенного твердого материала за его пределы определяет баланс наносов. Для бесприточного участка реки ограниченной протяженности его можно представить в виде:

$$W_1 = W_2 \pm \Delta W, \quad (2.84)$$

где  $W_1$  — объем наносов, поступающих в поток через верховой створ;  $W_2$  — объем вынесенных наносов с участка;  $\Delta W$  — разница между объемами размывов и намывов в пределах участка.

Отрицательный баланс наносов свидетельствует о преобладании в его пределах аккумуляции, положительный — процессов размыва.

Систематическая аккумуляция наносов на участке реки происходит, если количество наносов, поступающих в поток, оказывается больше его транспортирующей способности, т.е.  $W > W_{\text{тр}}$ . Таково формирование дельт, накопление наносов в водохранилищах, в местных расширениях dna долин и русла, в условиях подпора и т.д. Скорости течения в таких случаях вниз по реке постепенно уменьшаются, происходит остановка движения частиц наносов и сортировка их по крупности вдоль реки. Аккумуляция наносов происходит при уменьшении уклона реки, выходящей из гор на равнину, где формируются конусы выноса (внутренние дельты), и перед сужением долины и русла, где возникают зоны подпора.

## 2.7. Формирование аллювиальной отмостки

Массовое смещение и транспорт наносов потоком во многом определяются степенью неоднородности грунта, на который он воздействует. Обычно ложе реки сложено разнообразным по крупности материалом. Особенно неоднороден его состав на горных реках, где в пределах небольшой площадки можно встретить валуны, гальку и гравий, отличающиеся по размерам на три–четыре порядка. На равнинных реках состав поверхностного слоя отложений, на который непосредственно воздействует поток, значительно более однородный. Здесь доминируют пески различных типов, отличающиеся по содержанию отдельных фракций. Крупность частиц крайних фракций песка различается не более чем в 10 раз.

Неоднородность гранулометрического состава грунта обуславливает ряд специфических особенностей его размыва. В каждый данный момент скорость (в том числе и пульсационная) может быть для одних частиц больше неразмывающей, а для других, более крупных, — меньше. Вследствие неодинакового воздействия потока на разные по крупности частицы грунта образуется отмостка из более крупных фракций. Чем больше неоднородность грунта, тем вероятнее образование отмостки. Это обстоятельство учтено в формуле неразмывающей скорости потока, предложенной В.Н. Гончаровым для разнородного по составу грунта:

$$V_H = 3,9 \left( \frac{d_{cp}}{d_{90\%}} h \right)^{0,2} (d_{cp} + 0,0014)^{0,3}, \quad (2.85)$$

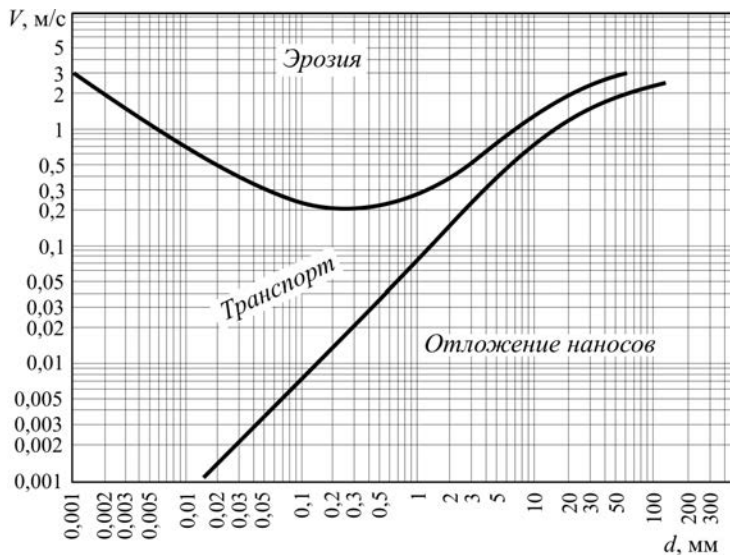
где  $d_{90\%}$  — диаметр частиц, соответствующий 90% состава на интегральной кривой гранулометрического анализа.

На галечно-валунных реках отмостка формируется также в результате последовательного выхода частиц из состояния движения на спаде половодья или паводков, когда гидравлические характеристики потока снижаются. Уменьшение скорости после прохождения пика половодья (паводка) обуславливает резкую остановку наиболее крупного материала. В межень размыв русла, защищенного отмосткой на реке с галечно-валунным аллювием прекращается. При увеличении расходов воды и скоростей течения неоднородность грунта усиливает сначала размывающую способность потока из-за возникновения в нем вихрей возле отдельных крупных частиц и повышения степени его турбулентности. Однако в дальнейшем образование отмостки снижает интенсивность размыва или вообще препятствует ему.

В многоводную фазу режима массовый транспорт наносов начинается после разрушения отмостки, когда  $V_\Phi > V_{H_{отм}}$ . В этот момент

для залегающих под отмосткой отложений  $V_{\phi} \gg V_{\text{отл}}$ , что вызывает быстрый, зачастую лавинообразный рост расхода влекомых наносов из-за практически мгновенного вовлечения в движение более мелкого материала и, как следствие, снижения  $V_n$  при насыщении потока мелким материалом. На спаде паводка (половодья) в первую очередь выходят из транспорта крупные частицы влекомых наносов, формирующие отмостку и погребаящие под собой разнородные по гранулометрическому составу наносы. Наносы меньшей крупности продолжают перемещаться и выходят из транспорта, формируя отмостку там, где для них соблюдается условие (2.42).

Отсутствие отмостки на реках с песчаным и песчано-галечными руслообразующими наносами и ее формирование на галечных и галечно-валунных реках связано с условиями отрыва (размыва), перемещения и отложения наносов разной крупности при различных скоростях течения. На графике связи  $V_n \sim d$ , известном как кривые Хьюлстрема (рис. 2.16), отчетливо видно, что зона транспорта наносов быстро сужается при переходе от илистых частиц к песчаным и имеет очень узкий диапазон скоростей, обеспечивающих транспорт гальки и валунов. Это обуславливает резкую их остановку при снижении скорости потока. В то же время частицы с  $d < 0,01$  мм взвешиваются



**Рис. 2.16.** Условия размыва, транспорта и отложения руслообразующих наносов разной крупности  $d$ , мм, в зависимости от скорости потока  $V$ , м/с (кривая Хьюлстрема)



ваются при самых малых скоростях течения. Экстраполяция кривых в область наносов большей крупности показывает, что сдвиг и перемещение частиц осуществляется при таких скоростях, которые наблюдаются только в многоводные фазы режима. В межень транспорт наносов прекращается, а их остановка приводит к образованию аллювиальной отмостки из материала, крупность которого превышает критическую для данной скорости потока. Более мелкие наносы ( $d < d_{кр}$ ) выносятся на нижерасположенные участки русла с меньшими уклонами, где они формируют отмостку меньшей крупности. На песчаных реках транспорт наносов в межень не прекращается, но сужается его область, так как скорости течения в периферийных зонах становятся меньше размывающих.

## **Глава 3. УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ РЕЧНЫХ РУСЕЛ**

---

### **3.1. Состав и распределение руслообразующих наносов (речных отложений)**

Состав руслообразующих наносов определяется геологическим строением территории, по которой протекает река, рельефом и гидравлической сортировкой в соответствии с изменениями уклонов, ширины русла и дна долины. Распределение наносов разной крупности по ширине русла отражает изменения положения динамической оси потока в разные фазы режима и перераспределения расходов воды по рукавам (в разветвленном русле), служит показателем тенденции развития одних и отмирания других рукавов, фиксирует зоны преимущественно размыва и аккумуляции наносов в русле. Крупность наносов во многом определяет устойчивость русел, их предрасположенность к переформированиям разной интенсивности.

Формирование состава донных отложений происходит в основном в период половодья или высоких паводков. В межень средний диаметр галечных и галечно-валунных наносов даже в пристрежневой зоне потока больше критического при данных скоростях течения. На реках с песчаным ложем движение донных наносов продолжается и в межень, но область его сильно сокращается, ограничиваясь узкой полосой вдоль стрежня потока и приводя к незначительному перераспределению в русле отложений по их крупности, обуславливая отклонение от распределения наносов при руслоформирующем расходе воды в пределах 15...20%.

В процессе транспорта наносов уменьшаются размеры составляющих их частиц вследствие механического измельчения. На этом фоне происходят гидравлическая сортировка наносов и постоянное поступление новых порций твердого материала различного состава с площади бассейна и в результате размыва берегов и дна. Поэтому картина распределения по длине реки руслообразующих наносов в целом оказывается очень сложной.

Причинами измельчения частиц являются: истирание частиц при соприкосновении с другими движущимися частицами и грунтами дна; удары о скальное ложе или взаимные соударения движущихся частиц, приводящие к их дроблению; химическое и биохимическое разрушение частиц.

Потеря веса частиц в результате истирания пропорциональна ее весу  $P$  и расстоянию  $x$ , на которое она переместилась:

$$dP = -aP_0 dx \quad (3.1)$$

или после интегрирования:

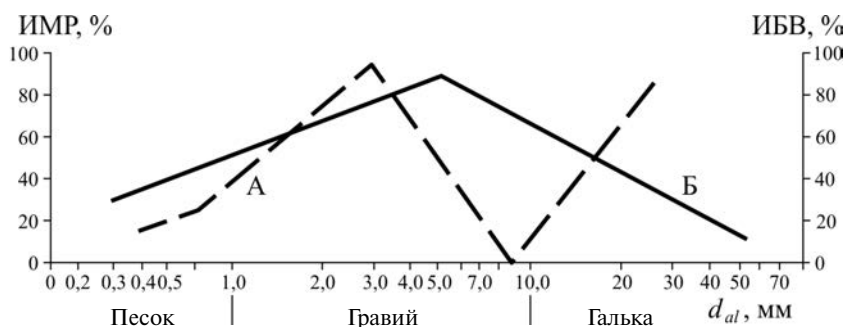
$$P = P_0 e^{-ax}. \quad (3.2)$$

В этом выражении, известном как *формула А. Штернберга*,  $P_0$  — начальный вес частицы,  $a$  — коэффициент, зависящий от прочности породы (минерала), из которой состоит частица, скорости течения и твердости грунта, по которому эта частица перемещается. Если заметить вес частиц их диаметром  $d$ , то уравнение (3.2) принимает вид:

$$d_x = d_0 e^{-ax}. \quad (3.3)$$

В соответствии с (3.2) гранитная галька весом 100...150 г превращается в песок на расстоянии 400 км, известняковая — 200 км. Когда частицы достигнут размеров песчинок, дальнейшее их механическое дробление становится практически незаметным. Главная причина «нижнего порога» дробления частиц — скрытая микротрещиноватость пород (минералов): средний поперечник отдельностей — 1...2 мм. Измельчение частиц происходит очень медленно, когда они становятся мономинеральными.

Экспериментами Н.В. Разумихина по истиранию и дроблению различных фракций в процессе их транспортировки (рис. 3.1, линия А) установлено, что максимальное дробление и измельчение осуществляется для большинства пород в начале пути (не более 100 км), причем для гальки преобладает дробление, для гравия —



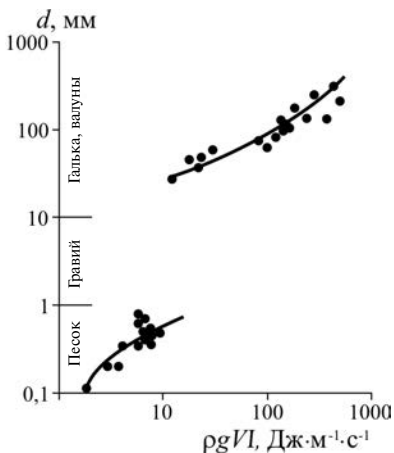
**Рис. 3.1.** Соотношение интенсивности механического (% дробления и истирания на расстоянии 150 км) разрушения — ИМР (А) (по Н.В. Разумихину) и биохимического (% выделения  $\text{Ca}^{++}$  мг/л на 1 г потока) выветривания — ИБВ (Б) (по Н.Г. Добровольской) гальки, гравия и песка в русловых потоках

истирание. Крупные частицы уменьшаются в размере более интенсивно, чем мелкие, так как их перемещение осуществляется волочением, при котором происходит соударение и истирание. Для песка наибольшая потеря в весе присуща крупным размерам, среди гравийных частиц наибольшему износу подвержен мелкий гравий (2...4 мм). Таким образом, более устойчивым к дроблению и истиранию является средний и крупный гравий; наибольшему механическому истиранию подвержен мелкий гравий, максимальному дроблению — мелкая галька.

В измельчении руслообразующих наносов важна роль субкавального биохимического выветривания (рис. 3.1, линия Б). Исследования Н.Г. Добровольской показали, что экспонирование поверхностей частиц вследствие непрерывного удаления потоком продуктов выветривания и метаболизма способствует повышению биохимической активности микроорганизмов. То есть, механическое истирание и дробление стимулирует биохимическое выветривание, причем влияние микроорганизмов максимально на гравийные частицы (4...6 мм), которые в наибольшей степени подвержены разрушению: для кварца оно в 4...8 раз больше, чем гальки и в 2 раза выше по сравнению с песком.

Таким образом, гравийная фракция, наиболее устойчивая к механическому измельчению в процессе транспортировки наносов, оказывается наименее устойчивой к воздействию микроорганизмов. Этим объясняется редкая встречаемость гравийных русел на реках, и лишь отдельные сравнительно короткие участки или части русла могут выстилаться гравием вследствие гидравлической сортировки неоднородных по гранулометрическому составу отложений. Горные в верховьях и равнинные на остальном протяжении реки имеют сначала галечно-валунное, а затем песчаное русло. Переход от одного к другому происходит либо постепенно (через галечно-песчаный состав), либо скачкообразно, причем во всех случаях минуя гравийные русла. Скачкообразное (примерно в 50 раз) уменьшение средней крупности руслообразующих наносов хорошо видно на графике зависимости  $d_{cp}$  от мощности потока (рис. 3.2): между отдельными ветвями графика  $d_{cp} = f(\rho g I Q)$  наблюдается разрыв зависимости, который приходится на гравийные наносы. Такой скачкообразный переход от галечного русла к песчаному характерен для областей с резко выраженной границей между горами и предгорьями, что обычно сопровождается резким изменением уклонов.

Наименее устойчив по отношению к измельчению известняк. Отсюда отсутствие песчаных известняковых русел и очень быстрое исчезновение из петрографического спектра наносов известняка, как только исчезает источник их поступления в реки.



**Рис. 3.2.** Связь средневзвешенного диаметра русловых наносов ( $d$ , мм) на р. Терек с удельной мутностью потока:  $V$  — скоростью течения;  $I$  — уклон;  $\rho$  — плотность воды

При постепенном переходе от галечного русла к песчаному русло большой реки может разделяться на участке длиной несколько сотен километров на два параллельных рукава, характеризующихся наносами разной крупности. В среднем течении Лены в правом рукаве, проходящем вдоль обрывов Лено-Алданского плоскогорья, руслообразующие наносы галечно-валунные с постепенной уменьшающейся крупностью вниз по течению вплоть до песчано-галечных, а левый — почти на всем протяжении песчаный, что связано с распространением по левому берегу песчаных террас и выносами песка из левобережных притоков, пересекающих песчаную Центрально-Якутскую низменность.

Закономерное уменьшение крупности частиц руслообразующих наносов по длине реки в соответствии с (3.3) отчетливо прослеживается на горных реках при условии неизменности уклона, водности и других характеристик потока, т.е. при отсутствии продольной гидравлической сортировки. Вместе с тем относительная прочность обломков горных пород при их перемещении потоком меняется по мере удаления от источника поступления в реки, уменьшения размеров частиц и в зависимости от петрографического состава пород. При прочих равных условиях в ущельях со скальным руслом, где поток сильно стеснен, измельчение обломков, особенно крупных происходит значительно интенсивнее, чем на смежных участках. Учитывая эту специфику истирания и измельчения валунов и гальки в процессе их транспортировки потоком, Е.И. Сахарова предложила модификацию формулы А. Штернберга:

$$d_x = d_0 - ax^{0,6}, \quad (3.4)$$

где  $a$  — коэффициент, зависящий от петрографического состава пород ( $a = 2,2$  для диабазов,  $a = 1,7$  — для порфиритов).

При разнообразном петрографическом составе гальки и валунов и непрерывном поступлении материала со склонов или из притоков важнейшим условием гидравлической сортировки руслообразующих наносов является уклон реки  $d_{\text{cp}} = f(I)$ . Согласно С.Т. Алтунину, зависимость между средним диаметром русловых отложений и уклоном русла имеет вид:

$$d_{\text{cp}} = 4,5I^{0,9}. \quad (3.5)$$

Л.Ф. Литвин установил для горных рек линейную связь между уклоном рек и средним диаметром руслообразующих наносов.

Поскольку формула (3.5) является эмпирической и не удовлетворяет условиям размерности, А.Н. Крошкин предложил выражение:

$$d_{\text{cp}} = 1,6I^{0,9} \left( \frac{Q_{\Phi}}{\sqrt{g}} \right), \quad (3.6)$$

связывающее крупность руслообразующих наносов с уклоном реки и величиной руслоформирующего расхода  $Q_{\Phi}$ . Физический смысл (3.6) заключается в зависимости крупности наносов от мощности потока и его транспортирующей способности, которые определяют водностью реки.

Поскольку уклон и скорость потока связаны между собой, в гидравлической сортировке наносов по их крупности ведущим является изменение скорости потока, т.е.  $d_{\text{cp}} = f(V)$ . Заменяя в формуле Шези–Маннинга глубину  $h$  выражением  $h = \frac{Q}{Vb_p}$ , получаем:

$$V = n^{0,6} Q^{0,4} b_p^{-0,4} I^{0,6},$$

где  $Q = V\omega$  — расход воды;  $\omega$  — площадь живого сечения;  $n$  — коэффициент шероховатости).

Для галечно-валунных рек коэффициент  $n$  определяется в основном зернистой шероховатостью  $n = f(d)$ . Тогда

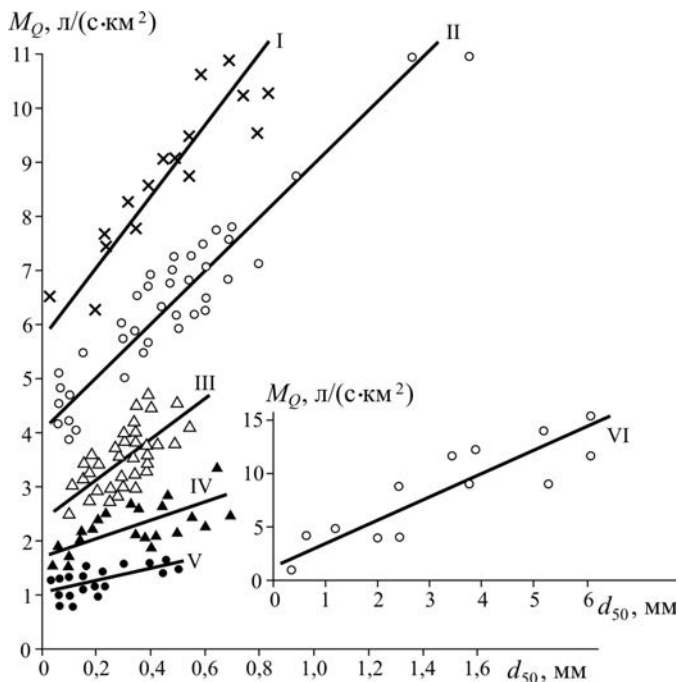
$$d_{\text{cp}} = kQ^{0,4} b_p^{-0,4} I^{0,3}. \quad (3.7)$$

Так как водоносность реки (среднегодовой расход  $Q$ ) пропорциональна площади ее водосбора  $F$ , то

$$d_{\text{cp}} = f(F^{0,4} b_p^{-0,4} I^{0,3}). \quad (3.8)$$

Г.А. Петухова выявила зависимость между гранулометрическим составом руслообразующих наносов (крупностью наносов 50%-ной обеспеченности на кривой распределения  $d_{50}$ ) и среднемноголетним модулем стока воды  $M_Q$  (рис. 3.3). Эта зависимость дифференцируется по различным геоморфологическим районам, отличающимся по условиям формирования наносов: I — север Европейской России

и Прибалтика; II — пояс возвышенностей, образующих главный водораздел европейской территории России (ЕТР); III — водно-ледниковые и аллювиальные равнины степной и лесостепной зон (Днепровско-Донецкая, Окско-Донская, Среднее Поволжье); IV — возвышенности лесостепной и степной зон (Среднерусская, Приволжская, Общий Сырт, Волыно-Подольская, Приднепровская, Донецкий Кряж); V — Причерноморская и Прикаспийская низменности; VI — предгорья Кавказа.



**Рис. 3.3.** График зависимости  $d_{50}$  от среднего многолетнего модуля стока воды  $M_Q$ :  
I — VI — номера районов (в тексте) (по Г.А. Петуховой)

Р.В. Лодина, приняв, что средняя крупность аллювия ( $d_{cp}$ ) на горных реках является функцией уклона реки ( $I$ ) и расхода воды ( $Q$ ), косвенной мерой которого является длина реки от истока ( $x$ ), т.е.  $Q = f(x)$ , определила для рек Западного Закавказья:

$$d_{cp} = A I x, \quad (3.9)$$

где  $A$  — коэффициент, который зависит от распространения в бассейнах рек скальных пород того или иного литологического состава:

$A = 0,001F$  — для бассейнов рек, сложенных осадочными породами (известняками, песчаниками);  $A = 0,0025F$  — изверженными породами;  $A = 0,01F$  — различными комплексами скальных пород (здесь  $F$  — доля площади бассейна, сложенная прочными скальными породами разного состава, %).

Приведенные формулы (3.3), (3.4), (3.6), (3.7) характеризуют интенсивность измельчения крупных наносов (валунов, гальки, гравия). Когда размер частиц становится меньше 1 мм (песок), дальнейшее измельчение их под воздействием механических и биохимических агентов практически прекращается. Поэтому на равнинных реках с песчаными наносами закономерное изменение крупности аллювия по длине затухает под влиянием местных факторов и гидравлической сортировкой. При этом на первый план выступают зачастую не уклоны, которые мало изменяются по длине равнинных рек, а ширина русла и дна долины (поймы). Значительно возрастает роль местных источников поступления наносов — выносов из притоков и оврагов, размывы берегов с разным геологическим строением. Чередование сужений и расширений дна долины вызывает концентрацию или растекание потока в половодье. В сужениях поток, сосредотачиваясь в едином русле, значительно повышает свою транспортирующую способность, а  $d_{cp}$  руслообразующих наносов увеличивается по сравнению со смежными участками русла. Крупные пойменные расширения характеризуются уменьшением  $d_{cp}$  в 2–2,5 раза, что связано со снижением удельных значений руслоформирующих расходов воды. В пределах каждого крупного расширения дна долины отчетливо прослеживается изменение крупности русловых отложений от начала к концу расширения сначала за счет снижения удельных расходов воды, а затем в связи с подпором от следующего сужения. На фоне общего уменьшения крупности наносов четковидное строение дна долины обуславливает волнообразное изменение среднего диаметра наносов: максимумы соответствуют сужениям дна долины, минимумы — расширениям. Аналогично этому в пойменных бровках наблюдается обратная зависимость крупности наносов от ширины русла ( $b_p$ ):

$$d_{cp} = kb_p^{-a}, \quad (3.10)$$

где  $k$  и  $a$  — коэффициенты, которые зависят от местных условий.

На реках с разветвленным руслом эта зависимость осложняется из-за рассредоточения потока по рукавам:

$$d_{cp} = kn_{рук}^{-a} + c, \quad (3.11)$$

где  $n_{рук}$  — количество рукавов;  $k$  и  $c$  — эмпирические коэффициенты.



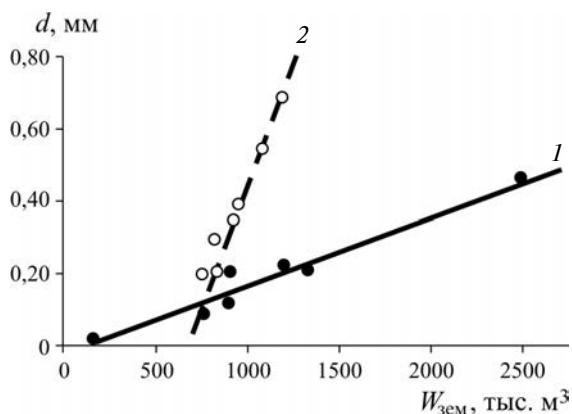
Местные увеличения и уменьшения средней крупности руслообразующих наносов происходят также благодаря изменению поля скорости на излучинах русла, в узлах разделения русла на рукава или слияния рукавов, в плесовых лощинах и на перекатах. Для свободных излучин характерна обратная зависимость между средней крупностью наносов ( $d_{cp}$ ) и радиусом кривизны излучин ( $r$ ), что объясняется местным ростом скоростей течения на изгибе. В разветвлениях русла рукава, водность которых больше, крупность наносов возрастает.

Гидравлическая сортировка руслообразующих наносов наблюдается по ширине русла в соответствии с распределением скоростей потока; вдоль стрежня потока они более крупные, в прибрежных зонах — более мелкие. Блуждание стрежня потока при колебании уровней приводит иногда к тому, что в меженный период обсохшие прирусловые отмели оказываются сложенными более крупными наносами, чем стрежневая зона русла в эту фазу режима. По этой же причине в разветвленном русле маловодные в межень рукава могут характеризоваться повышенной крупностью руслообразующих наносов, отражающей гидравлические характеристики потока половодья и водность рукава при высоких уровнях.

Эти закономерности нарушаются вследствие неоднородности геологического строения речного дна, коренных берегов, подмываемых уступов террас и поймы, местных источников поступления наносов, обуславливающих их укрупнение.

На галечно-валунных реках из-за наличия отмытки крупность наносов практически не меняется в многолетнем плане при колебании водности. В песчаном русле в годы с повышенной водностью происходит размыв и наблюдается рост средней крупности наносов. Продукты размыва, аккумулируясь ниже по течению, приводят к снижению крупности русловых отложений. Подобные изменения крупности наносов носят периодический характер: в многоводные периоды она несколько возрастает, в маловодные — уменьшается.

Существенно большую роль в изменении состава руслообразующих наносов играет техногенное воздействие на реки. На малых равнинных реках заиление их продуктами эрозии почв на водосборах приводит к замене песчаных наносов песчано-илистыми и илами. На средних и больших реках происходит увеличение крупности руслообразующих наносов вследствие регулирования их стока водохранилищами, выполнения дноуглубительных работ и разработки русловых карьеров стройматериалов. При этом увеличение среднего диаметра наносов максимально там, где русло подстилается галечниками или имеются выходы скал (рис. 3.4), и минимально при однородной аллювиальной толще.



**Рис. 3.4.** Влияние дноуглубления (в объемах грунта, извлекаемого из прорезей)  $W_{дн}$  на крупность руслообразующих наносов ( $d$ , мм):  
 1 — на участках русла с выходами скальных пород и галечных отложений;  
 2 — на участках песчаного русла (р. Обь)

В устьевых областях равнинных рек происходит последовательное уменьшение крупности наносов вдоль основных рукавов дельты от их вершин к устью, что определяется закономерным изменением гидравлических характеристик потока, растеканием потока к устьевому взморью, влиянием сгонно-нагонных и приливно-отливных явлений. К устьевому створу иногда отмечается некоторое укрупнение русловых наносов, что объясняется явлением спада уровней, возникающим на выходе потока во время половодья и сгонов (отливов) в море.

### 3.2. Устойчивость русла

Устойчивость русла в интегральном виде характеризует интенсивность русловых переформирований. Первый опыт интегральной оценки устойчивости русла принадлежит В.М. Лохтину, который предложил определять устойчивость русла из соотношения силы веса (2.5), выраженной через среднюю крупность речных отложений  $d_{ср}$ , и силы скоростного напора (2.20), пропорциональной квадрату скорости потока  $k_c = \frac{d_{ср}}{V^2}$ . Заменив  $V^2$  километрическим падением  $H$ , м/км, он получил выражение:

$$Л = \frac{d_{ср}}{H}, \quad (3.12)$$

известное как число Лохтина, которое широко используется для сравнительной оценки устойчивости русел рек или отдельных их участков.

Число Лохтина имеет линейную размерность и подвержено масштабному искажению (замена километрического падения  $H$  на уклон  $I$ , ‰, принципиально ничего не меняет). В результате на величину показателя оказывает влияние размер реки. Для малых рек число Лохтина меньше по сравнению с крупными реками, поэтому число Лохтина позволяет сравнивать устойчивость русел рек близких размеров (порядков).

Чтобы устранить этот недостаток, исследователи стремились придать числу Лохтина критериальный вид. Наиболее простая модификация числа Лохтина принадлежит М.А. Великанову:

$$K_B = \frac{gd_{cp}}{V^2}, \quad (3.13)$$

в которой для этого использована величина ускорения свободного падения.

В.М. Маккавеев ввел в знаменатель выражения (3.12) глубину потока  $h$  и заменил километрическое падение безразмерной величиной уклона  $I$ :

$$K_M = \frac{d_{cp}}{hI}. \quad (3.14)$$

Однако в этом случае нарушается принцип оценки устойчивости, так как глубина потока, увеличивающая неразмывающую скорость, помещена в знаменатель вместе с уклоном, отражающим, наоборот, силы, способствующие приведению частиц в движение. М.А. Великанов также предложил после умножения числителя и знаменателя в выражении (3.13) на ускорение силы тяжести заменить входящие в него члены соответственно гидравлической крупностью частиц  $w$  и динамической скоростью  $V_*$  :

$$K'_B = \frac{w}{V_*^2}. \quad (3.15)$$

В этой формуле расчетный характер приобретает каждый член формулы, что делает ее используемой только для теоретических построений.

Н.И. Маккавеев предложил следующий вариант модификации числа Лохтина, названный им коэффициентом стабильности русла:

$$K_c = \frac{d}{Ib_p} 1000. \quad (3.16)$$

Введение ширины русла в знаменатель дает возможность придать показателю устойчивости критериальный вид и учесть влияние других факторов, которые отражаются на относительной ширине русла и влияют на интенсивность русловых деформаций. Это делает показатель  $K_c$  более универсальным. Однако ширина русла зависит от расхода воды в реке. В связи с этим одинаковые по темпам русловые деформации на малых и больших реках характеризуются различными численными значениями  $K_c$ .

Основу приведенных показателей (В.М. Лохтина, М.А. Великанова, В.М. Маккавеева, Н.И. Маккавеева) составляет условие отрыва частиц грунта (русловых отложений) от дна и приведения их в движение. Однако входящие в них величины  $d_{cp}$ ,  $I$  (или  $H$ ) и  $b_p$  характеризуют участок реки заданной протяженности с различными типами руслообразующих наносов, осредненным уклоном и средней шириной в бровках поймы. Поэтому они характеризуют устойчивость не отдельных частиц, а всей совокупности русловых отложений или грунтов, подстилающих речной поток, с которыми он взаимодействует и, следовательно, отражает устойчивость русла в целом.

Существуют и другие оценки устойчивости русла. С.Т. Алтунин предложил критерий устойчивости ширины русла, по своей структуре обратный устойчивости русла:

$$A_A = \frac{b_p I^{0,2}}{Q_\Phi^{0,5}}, \quad (3.17)$$

где  $Q_\Phi$  — руслоформирующий расход воды.

Се Дзенхен, используя обратное значение критерия С.Т. Алтунина  $A' = \frac{Q_\Phi^{0,5}}{b_p I^{0,2}}$  и модификацию числа Лохтина, предложенную В.М. Маккавеевым (3.15), получил комплексный индекс стабильности русла  $\Phi$ :

$$\Phi = \frac{d}{hI} \left( \frac{Q^{0,5}}{b_p I^{0,2}} \right)^2, \quad (3.18)$$

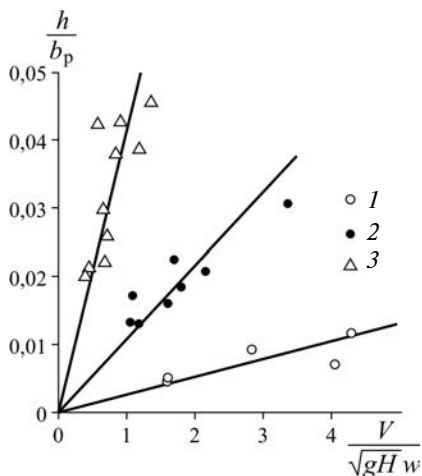
учитывающий водность реки и хорошо коррелирующий с коэффициентом стабильности русла Н.И. Маккавеева  $K_c$  (3.17).

К.В. Гришанин предложил показатель возможной интенсивности деформации:

$$\frac{V^2}{\sqrt{ghw}} = \sqrt{Fr} \frac{V}{w}, \quad (3.19)$$

который также представляет собой величину, обратную устойчивости русла.

В отличие от других он позволяет прогнозировать изменчивость глубин на перекатах в разные фазы водного режима. На реках с разным составом руслообразующих наносов устанавливается своя форма связи между относительной глубиной русла и величиной показателя К.В. Гришанина (рис. 3.5): чем больше устойчивость русла, тем меньше значение показателя возможной интенсивности деформаций.



**Рис. 3.5.** График зависимости  $h/b_p$  от показателя (3.20) и крупности руслообразующих наносов:  
 1 —  $d_{cp} = 0,25 \dots 0,40$  мм; 2 —  $d_{cp} = 0,4 \dots 0,7$  мм; 3 —  $d_{cp} = 5 \dots 15$  мм (полугорное русло) (по К.В. Гришанину)

Использование подобных показателей (М.А. Великанова, К.В. Гришанина) требует получения специальных данных о динамике потока, что значительно ограничивает возможности их применения.

«Коэффициент плеса»  $K_{п}$ , предложенный Х.М. Полиным, учитывает различную крутизну кривой связи расходов воды и уровней на реках с широким неустойчивым и с узким относительно устойчивым руслом:

$$K_{п} = \frac{100 \left( 4 \frac{Q_M}{Q'_M} + \Delta H \right)}{Q'_{cp}}, \quad (3.20)$$

где  $Q_M$  — расход воды в течение двух маловодных месяцев безледного периода;  $Q'_M$  — производная расхода воды по уровню для межени;  $\Delta H$  — годовая амплитуда уровней;  $Q'_{cp}$  — производная расхода воды по уровню в пределах  $\Delta H$ .

Недостатки формулы (3.20) и подобных показателей связаны с тем, что, во-первых, гидрологические посты находятся на достаточном удалении друг от друга и по их данным нельзя судить о русле на участке реки протяженностью сотни, а иногда и тысячи километров; во-вторых, они располагаются обычно там, где долина реки сужена, русло является относительно прямым и малодеформируемым, что не позволяет проводить экстраполяцию показателей на смежные участки реки, отличающиеся по морфометрическим характеристикам русла и морфологии долины. Тем не менее коэффициент плеса Х.М. Полина был использован рядом исследователей при разработке методов расчета гидравлически максимально возможных глубин на судоходных реках.

Последней модификацией числа Лохтина является предложение А.Г. Ободовского, который ввел в него относительную ширину русла  $b_p/h$  и эрозионный коэффициент  $A_{эп}$ :

$$Л_О = \frac{d}{H} \frac{b_p}{h} A_{эп}, \quad (3.21)$$

где  $A_{эп}$  определяется по уравнению связи  $R = A_{эп} Q^m$ .

Поскольку  $A_{эп}$  имеет размерность, его использование обеспечивает критериальный характер числа  $Л_О$ . Однако ввод в число Лохтина соотношения  $\frac{b_p}{h}$  не лишает его того же недостатка, который ха-

рактерен, например, для показателя В.М. Маккавеева (3.14).

Н.И. Маккавеев и С.Г. Шатаева предложили определять устойчивость русел судоходных рек по планам перекаатов. *Морфометрический показатель устойчивости русла*  $A_M$  представляет собой отношение приращения глубины потока  $\Delta h$  при изменении его ширины  $\Delta b$ :

$$A_M = \frac{\lg \Delta h}{\lg \Delta b_p}. \quad (3.22)$$

В отличие от других показателей он применяется для оценки устойчивости перекаатов и определяется как средняя величина по нескольким поперечникам на планах русла. Если перекааты следуют один за другим, образуя перекаатный участок, то среднее значение показателя  $A_M$  характеризует устойчивость этого участка в целом. На реках с неразветвленным или слабозветвленным руслом среднее его значение коррелирует с числом Лохтина  $Л$  и коэффициентом стабильности русла Н.И. Маккавеева  $K_c$ .

В табл. 3.1 приведены осредненные значения показателей устойчивости русла  $Л$ ,  $K_c$  и  $A_M$  в сравнении с темпами русловых деформаций на нескольких реках.

Таблица 3.1

**Показатели устойчивости русла (число Лохтина  $L$ , коэффициент стабильности  $N$  и  $M$  Маккавеева  $K_c$  и морфометрический показатель  $A_m$ ) и их соотношение с темпами русловых деформаций**

Река, участок	$Q_{cp}$ , м <sup>3</sup> /с	Показатели устойчивости			Темпы деформаций		
		$L$	$K_c$	$A_m$	$C_n$ , м/год	$U_6$ , м/год	$T$ , годы
Вычегда, нижнее течение	1100	3,0-6,6	9,3	1,77	90-100	12-20	20-25
Обь: слияние Бии и Катунь — устье Чарыша	1200	1,6...1,7	1,6...5,9	—	300...350	30...50	10...15
устье Чарыша	1500	1,9...5,5	1,3...6,6	—	200...250	20...30	—
г. Барнаул	1800	6,3	9,0	1,06	150...200	15...20	35...10
г. Новосибирск - устье Томи ниже устья Томи	3800	6,7	8,5	—	150...200	15...20	8...15
Северная Двина: устье Вычегды — устье Ваги	2000	2,8...3,5	5,4	1,50	150...200	10...20	15...20
Амударья: нижнее течение	2400	0,7...2,1	0,5...1,9	1,04	500...1500	70...100	3...15
Виллюй: нижнее течение	1500	—	1,6...8,6	—	200...300	15...30	30...40
Лена: п. Покровск — устье Алдана устье Виллюя — с. Жиганск	8000	6,5	2,5...6,5	1,08	150...800	20...40	50...80
Катунь: устьевой участок	13000	7,7	1,5	1,76	200...600	20...40	80
Ханхэ: устьевой участок	630	12	18	—	40...50	4...5	—
Ханхэ: нижнее течение	1500	0,13...0,3	—	—	2...460 м/сут	130 м/сут	0,5
Янцзы: среднее и нижнее течение	14230...28840	3,6...17,3	—	—	—	20...90	20...30
Днестр: нижнее течение	330	—	22...490	—	стабильны	1...4	—

*Примечание.*  $Q_{cp}$  — средний годовой расход воды;  $C_n$  — скорость перемещения перекатов;  $U_6$  — скорость размыва берегов;  $T$  — период блуждания главного течения реки по рукавам.

Реки имеющие устойчивые русла, чаще всего встречаются в районах ограниченного развития русловых деформаций, где при обычных для равнинных рек уклонах (0,08...0,20‰) руслообразующие наносы представлениы галечным или галечно-валунным материалом. Для таких русел характерны очень низкие темпы изменений их рельефа, устанавливаемые лишь при сравнении съемок русла, охватывающих несколько десятилетий, или они вообще не проявляются в пределах точности измерений.

Н.И. Маккавеев установил обратную связь между числом Лохтина и скоростью смещения побочной перекатов:

$$C_{\text{п}} = 0,05 \frac{Q_{\text{ф}}}{L} \quad (3.23)$$

К.М. Беркович получил достаточно тесные зависимости скорости смещения побочной и осередков  $C_{\text{п}}$  и размыва берегов  $U_{\text{б}}$  от коэффициента стабильности Н.И. Маккавеева  $K_{\text{с}}$ :

$$C_{\text{п}} = 115,6 K_{\text{с}}^{-0,97}; \quad U_{\text{б}} = 15,6 K_{\text{с}}^{-0,65} \quad (3.24)$$

А.Г. Ободовский получил различные связи скорости размыва берегов с числом  $L_{\text{о}}$ :

$$L_{\text{о}} = 7,66 U_{\text{б}} - 3,7 \quad (3.25a)$$

для условий свободного развития русловых деформаций и

$$L_{\text{о}} = 12,4 - 3,99 U_{\text{б}} \quad (3.25b)$$

для условий ограниченного развития русловых деформаций

Такой же характер имеет связь показателя  $A_{\text{М}}$  со скоростью смещения побочной. На р. Оби эта зависимость имеет вид  $A_{\text{М}} = 2,11...0,003 C_{\text{п}}$ . На других реках она отличается свободным членом и коэффициентом, величины которых определяются местными условиями формирования русла.

Устойчивость русла определяет также основные его характеристики: ширину, степень разветвленности, радиусы кривизны излучин.

На верхней Оби зависимость степени разветвленности русла  $\frac{n_{\text{о}}}{x}$

( $n_{\text{о}}$  — количество островов на 1 км русла в пределах участков длиной  $x$ , км) и величины  $K_{\text{с}}$  соответствует различным типам разветвленного русла, а для неразветвленного или извилистого, где отдельные острова представляют случайные образования, эта связь не прослеживается (рис. 3.6, а). На нижней Лене, характеризующейся сложно

разветвленным руслом, связь  $\frac{n_{\text{о}}}{x} = a K_{\text{с}}^{-1}$  дифференцируется по трем

участкам, отличающимся по суммарной (вместе с островами) шири-



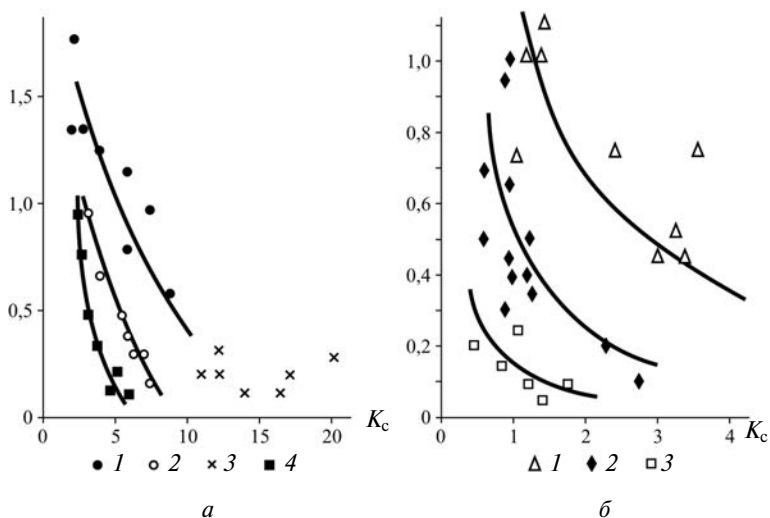
не русла в каждом узле разветвления: I –  $a = 2,6$  при  $b_p = 23$  км; II –  $a = 1,0$  при  $b_p = 16$  км; III –  $a = 0,3$  при  $b_p = 14$  км (рис. 3.6, б).

На меандрирующих реках размеры излучин находятся в обратной зависимости от величины показателя стабильности русла  $K_c$ : например, для р. Вычегды:

$$r = 7,7 K_c^{-0,96}, \quad (3.26)$$

где  $r$  – радиус кривизны излучины, км.

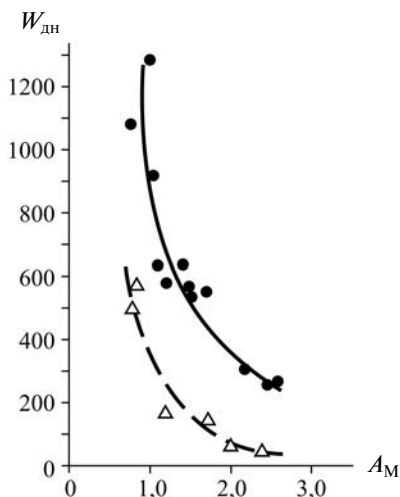
На разветвленных реках чем выше устойчивость русла, тем больше площадь островов. Объединение островов и уменьшение количества рукавов наиболее интенсивны на тех участках, где устойчивость русла относительно велика. На перекатах радиус кривизны динамической оси потока  $r_{д.о}$  определяется устойчивостью самих перекатов:  $r_{д.о} = f(A_M)$ .



**Рис. 3.6.** График зависимости степени разветвленности русла  $n_0/x$ :  
*a* – от его устойчивости  $K_c$  и морфодинамического типа русла на верхней Оби (1 – параллельно рукавное русло; 2 – чередующиеся одиночные разветвления; 3 – односторонние разветвления; 4 – разветвления 2-го и 3-го порядков);  
*б* – от устойчивости  $K_c$  и суммарной ширины разветвленного русла на нижней Лене:  
 1 –  $b_{p \max} = 23$  км; 2 –  $b_{p \max} = 16$  км; 3 –  $b_{p \max} = 14$  км

С устойчивостью русла связаны изменения глубин на перекатах, определяемые их сезонными деформациями: чем устойчивее перекат,

тем меньше размывы (намывы) его гребней в течение года. На перекатах р. Оби зависимость между морфометрическим показателем  $A_M$  и объемами землечерпания  $W_{зсм}$  выражена двумя кривыми (рис. 3.7), каждая из которых отвечает перекатам, приуроченным к различным частям русловых разветвлений и отличающихся по своему режиму: у оголовков островов обмеление перекатов больше, чем в их ухвостьях, что объясняется бóльшей аккумуляцией наносов в узлах разделения потока из-за рассредоточения стока и снижения транспортирующей способности потока.



**Рис. 3.7.** График зависимости объемов дноуглубления  $W_{дн}$  (тыс. м<sup>3</sup> в год) от морфометрического показателя устойчивости  $A_M$  на перекатах разветвленного русла р. Обь: 1 — в узлах разделения русла на рукава; 2 — в узлах слияния рукавов

Сравнение величин  $L$  и  $K_c$  для рек, близких по размерам,  $A_M$  для перекатов и перекатных участков с количественными характеристиками интенсивности русловых деформаций позволило дать численные градации показателей для оценки устойчивости русел рек, средних по водности (1000...3000 м<sup>3</sup>/с) и отдельных перекатов (табл. 3.2), и на этой основе — классификацию речных русел по степени устойчивости. Приведенная классификация не может быть распространена на реки с большей или меньшей водностью из-за масштабных искажений показателей. Так, на средней Лене ( $Q_{ср} = 8000$  м<sup>3</sup>/с) слабоустойчивое русло находится в интервале  $K_c = 5...10$ , на нижней Лене ( $Q_{ср} = 13\ 000$  м<sup>3</sup>/с) —  $K_c = 3...7$ , т.е. в 1,5-2 раза ниже. В связи с этим как для крупнейших, так и для малых разработаны «региональные» классификации русел (табл. 3.3), основывающиеся на независимости от размеров реки показателя  $A_M$  и его корреляции с  $L$  и  $K_c$ .

При оценке устойчивости русел рукавов подобный недостаток может быть устранен введением поправки на распределение расхода

Таблица 3.2

## Классификация русел рек по степени устойчивости

Характеристика устойчивости русла	Интенсивность русловых деформаций	Показатели устойчивости				Характеристика русловых деформаций				
		Л	$K_c$	$A_M$	$C_{np}$ м/год	$U_6$ (ср) м/год	$U_6$ (макс) м/год	T, годы	$l_6$ , % длины	
Абсолютно неустойчивые	Очень высокая	<1,0	<2	...	>1000	>50	>100	<3	100	
Неустойчивые	Высокая	1,0...2,5	2...4	<1,4	500...1000	10...50	50	3...10	>80	
Слабустойчивые	Повышенная	2,5...5	4...15	1,4	300...500	5...10	20	10...20	60...80	
Относительно устойчивые	Умеренная	5...10	15...20	1,7	50...300	2...5	10	20...80	30...60	
Устойчивые	Слабая	10...50	20...100	>2,0	10...50	<2	<5	>80	<20	
Абсолютно устойчивые	Отсутствуют	>50	>100	-	<10	Размыва нет	Размыва нет	Русло стабильно		

*Примечание.*  $C_{np}$  — скорость смещения побочной (осередков);  $U_6$  (ср) — средняя скорость размыва (намыва) берегов;  $U_6$  (макс) — максимальная скорость размыва берегов;  $l_6$  — протяженность фронта размыва берегов, в % от длины береговой линии на участке.

воды по рукавам. Благодаря зависимости между  $K_c$  и относительной водоносностью рукавов (в процентах от общего расхода воды в реке) получают ряд значений  $K_c$  с поправкой «на расход», а затем строится связь между значением  $K_c$  и  $K'_c$ , что при подстановке в выражении  $K_c$  (3.16) дает уравнение:

$$K'_c = \frac{\gamma d}{I b_p} - \beta, \quad (3.27)$$

где  $\gamma$  и  $\beta$  — коэффициенты, которые неодинаковы на разных реках, так как имеют региональный смысл.

В ряде случаев конкретные условия формирования русел приводят к несоответствию показателей устойчивости интенсивности русловых деформаций. Так, у рек, протекающих в криолитозоне они в 3-5 раз медленнее по сравнению с реками немерзлотных зон, но имеющих такие же значения  $L$  или  $K_c$ . Реки с песчано-галечным, галечным или галечно-валунным составом руслообразующих наносов отличаются повышенными значениями показателей устойчивости, не отражающими истинной интенсивности переформирования. В то же время морфометрический показатель  $A_M$  не зависит от состава наносов и поэтому служит маркером для определения градаций других показателей для участков с разной устойчивостью. В соответствии со значениям  $A_M$  получены следующие значения  $K_c$  для оценки устойчивости песчано-галечного русла: неустойчивое —  $< 40$ , слабоустойчивое —  $40...80$ , относительно устойчивое —  $80...150$ , устойчивое —  $>150$ . Показатель  $A_M$  при этом соответствует данным табл. 3.2.

Таблица 3.3

**Классификация участков русла и перекатов р. Лены (среднее и нижнее течение) по устойчивости русла**

Характеристика устойчивости	Показатели устойчивости				
	для участков русла				для перекатов $A_M$
	$K_c$		$L$		
	нижняя	средняя	нижняя	средняя	
Неустойчивое	$< 3$	$< 5$	$< 10$	$< 9,5$	$< 1,4$
Слабоустойчивое	$3...7$	$5...10$	$10...17$	$9,5...16$	$1,4...1,7$
Относительно устойчивое	—	—	—	—	$1,7...2,1$
Устойчивое	—	—	—	—	$> 2,1$

Реки с галечно-валунными наносами по числу Лохтина  $L$  и коэффициенту стабильности русла Н.И. Маккавеева  $K_c$  относятся к абсолютно устойчивым. При такой характеристике следует ожидать стабильность форм русел и форм руслового рельефа, неизменность их морфологии во времени. Однако эти русла переформируются, хотя и более медленно и с определенной спецификой, оказываясь очень разнообразными по интенсивности деформаций. Совместный анализ  $K_c$  и  $A_M$  для Алдана и Яны позволил получить связи между ними, различные для участков с разным морфодинамическим типом: для излучин —  $K_c = 556A_M - 180$ , для прямолинейных участков —  $K_c = 338A_M - 550$ , для разветвлений —  $K_c = 634A_M + 220$ . Построенная на основе этих связей и натуральных наблюдений за динамикой русла шкала устойчивости (табл. 3.4) может применяться и для других рек с врезанным руслом и близкими характеристиками галечно-валунных наносов и уклонов.

Таблица 3.4

**Классификация галечно-валунных русел и перекатов по степени устойчивости**

Степень устойчивости	Показатели устойчивости				
	Для перекатов $A_M$	Для участков русла $K_c$			
		р. Алдан			Яна
		Излучины	Прямолинейные	Разветвления	
Низкая	<1,4	<610	—	<310	<450
Средняя	1,4...1,7	610...780	110	310...330	450...550
Высокая	1,7...2,1	780...950	110...230	330...350	350...650
Очень высокая	2,1	>950	230	>350	>650

### 3.3. Руслоформирующие расходы воды

Поскольку сток воды и наносов связаны между собой квадратичной или кубической зависимостью, относительное участие различных расходов воды в осуществлении транспорта наносов и формировании русла неодинаково. На реках с галечно-валунными наносами русло в межень покрывается отмосткой, транспорт наносов и русловые деформации прекращаются. Во время половодья движение наносов осуществляется по всему руслу, происходят переформирования русла. При песчаном составе руслообразующих наносов деформации русла полностью не прекращаются, но они в половодье

охватывают все русло, в межень сосредотачиваясь в стрежневой зоне потока. В первом случае они обуславливают изменения формы русла, аккумуляцию наносов на пойме, развитие пойменных проток и всей совокупности руслового рельефа; во втором — соответствуют местным размывам или аккумуляции наносов, в том числе на перекатах, вызывают изменения отметок дна за счет смещения микроформ руслового рельефа.

Физический смысл временной дискретности в проявлении русловых процессов заключается в том, что гидравлические характеристики потока постоянно меняются во времени, вследствие чего его транспортирующая способность оказывается периодически достаточной или недостаточной, чтобы осуществлялись русловые деформации. Даже на реке, врезанной в скальные породы, поток во время паводков производит транспорт валунов и глыб, изменяет рельеф речного русла. Вследствие внутригодовой неравномерности стока и его многолетней изменчивости степень участия расходов воды в процессе руслоформирования определяется не только величиной, но и повторяемостью. Небольшие расходы воды, имеющие значительную обеспеченность, за многолетний период оказывают на русло не меньшее влияние, чем мощные, но редко повторяющиеся паводки (половодья) малой обеспеченности. Расходы воды, при которых переносится (за многолетний период) максимальное количество наносов, вследствие чего их влияние на формирование русла оказывается наибольшим, называются *руслоформирующими*  $Q_{\text{ф}}$ .

Подходы к определению  $Q_{\text{ф}}$ , как и сам принцип их выделения, различны. В большинстве своем они относятся к категории «назначенных», исходя из общих представлений о фазе водного режима, в которую осуществляются наиболее существенные переформирования русла. Зачастую в качестве такового принимаются расходы воды, проходящие в бровках поймы, повторяемостью один раз в 5–10 лет из числа наибольших в году, 1%-ной обеспеченности; средние из максимальных годовых расходов воды и т.д.

И.Ф. Карасев предложил определять руслоформирующие расходы воды по наибольшему значению величины  $D$ , названной комплексом руслоформирующей способности потока:

$$D = \delta_Q^2 \tau, \quad (3.28)$$

соответствующему выраженному максимуму при  $\delta_Q = 0,65$ , отвечающему полному затоплению побочной. Здесь  $\delta_Q = \frac{Q_{\text{ин}}}{Q_{\text{макс}}}$  — относительная продолжительность интервалов расходов  $Q_{\text{ин}}$ , соизмеримых по длительности с фазой наибольших расходов  $Q_{\text{макс}}$ ;  $\tau = \frac{t_{\text{ин}}}{T}$ ;  $t_{\text{ин}}$  —

продолжительность интервалов расходов;  $T$  — длительность половодья или паводка. Значение  $Q_{\phi}$  устанавливается по соответствию величины  $\delta_Q$  среднему расходу воды для данного интервала. С увеличением  $Q$  функция непрерывно возрастает и максимальным расходом воды придается ведущая роль в образовании форм самого русла. Фактически речь идет о руслоформирующем расходе, равном среднему максимальному или максимальному для среднего по водности года.

Согласно этой методике  $Q_{\phi}$  определяется для каждого из выбранных средних по водности лет и характеризует результат работы потока за конкретный год. Таким образом, в этой методике не учитывается роль расходов воды как в относительно маловодные периоды и их повторяемость в многолетнем плане, так и максимальные расходы воды в годы повышенной водности.

В.С. Лапшенков предложил вычислять руслоформирующий расход воды  $Q_{\phi}$  по формуле:

$$Q_{\phi} = \omega C (h_{cp} I)^{0,5}, \quad (3.29)$$

которая также приводит к выделению максимальных расходов воды.

Однако Н.И. Маккавеев, придавая максимумам стока воды ведущую роль в руслоформировании, предостерегал от отождествления с ними руслоформирующего расхода, приравненного к наибольшим расходам воды, поскольку даже в низкую межень поток переносит некоторое количество наносов, суммарный объем которых может быть довольно значительным вследствие продолжительности межени периода.

Наиболее обоснованной является методика определения  $Q_{\phi}$ , которая опирается на представление о ведущей роли наносов в формировании русла и учете продолжительности воздействия на русло тех или иных расходов воды за многолетний период. Впервые подобный подход к определению  $Q_{\phi}$  предложил Ф. Шаффернак, который разработал графический метод, основанный на сопоставлении кривых повторяемости уровней воды и расходов донных наносов. Значение  $Q_{\phi}$  соответствует максимальным значениям произведения расхода донных наносов на его повторяемость, выраженную в координатах времени, т.е. наибольшему стоку наносов. Н.И. Маккавеев предложил определять  $Q_{\phi}$ , исходя из соотношения  $W = A_{эп} Q^m I$  ( $W$  — общий расход наносов (взвешенных и влекомых);  $Q$  — соответствующий ему расход воды,  $I$  — уклон,  $A_{эп}$  — эрозионный коэффициент). Значение показателя степени  $m$  зависит от гранулометрического состава руслообразующих наносов. Умножение координат связи  $W = f(Q^m I)$  на показатели кривой повторяемости расходов воды

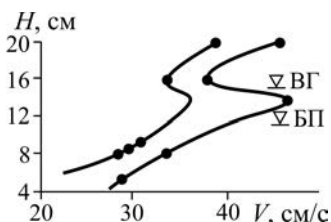
$P = f(Q)$  позволяет получить несколько максимумов произведения

$Q^m IP$ , которые соответствуют наибольшему объему стока наносов при данной величине  $Q$  за многолетний период. Кроме того, член  $QI$  представляет собой упрощенное выражение мощности потока. Таким образом, в этом произведении в интегральном виде учитывается вероятность воздействия на русло в многолетнем разрезе неодинакового по водности в разные фазы режима потока. Соответствующие этим максимумам расходы воды считаются руслоформирующими. При этом в методике Н.И. Маккавеева в расчетное произведение включается не сама величина стока наносов, а его зависимость от стока воды, что заключено в определении  $Q_{\phi}$  — расходы воды, при которых проходит наибольший сток наносов. Это делает методику независимой не только от наличия фактических данных о стоке наносов, но и от его реальной величины и соотношения в нем взвешенной и влекомой составляющих.

При определении  $Q_{\phi}$  Н.И. Маккавеев предложил учитывать также изменения средней скорости потока и его транспортирующей способности при затоплении поймы, т.е. кинематический эффект (рис. 3.8). С этой целью устанавливается расход, при котором начинается выход воды на пойму, и с этого момента в расчетное произведение вводится коэффициент  $\sigma$ , зависящий от ширины разлива воды в многоводную фазу водного режима. В итоге  $Q_{\phi}$  определяется как максимум функции:

$$Q = \max \left[ f \left( \sigma Q^m IP \right) \right] = Q_{\phi}, \quad (3.30)$$

где  $\sigma = 1$  до выхода воды на пойму и  $\sigma < 1$  при ее затоплении ( $\sigma = 0,9$  при ширине поймы меньше двух ширин русла и  $\sigma = 0,5$  при ширине затопленной поймы больше десяти ширин русла);  $P$  — повторяемость расхода воды  $Q$ , %;  $I$  — соответствующий ему или (из-за недостаточности для его получения данных) средней уклон водной поверхности в районе гидролопаста;  $m$  — показатель степени, зависящий от крупности наносов и (по Н.И. Маккавееву) принимаемый равным 2 для рек с песчаным, 2,5 — песчано-галечным и 3 — галечным руслом. При этом временной интервал, для которого определяется  $Q_{\phi}$ , должен быть не менее 20–25 лет.



**Рис. 3.8.** Изменение скорости потока  $V$  при повышении уровней  $H$  и увеличении глубины затопления поймы (кинематический эффект): ВГ — верхняя граница шероховатой поверхности; БП — бровка поймы; 1 — средняя скорость; 2 — максимальная скорость (по лабораторным данным Н.И. Маккавеева)



Применение методики Н.И. Маккавеева позволяет рассчитывать  $Q_{\phi}$  для рек или их участков, которые не обеспечены сведениями о расходах наносов, т.е. определять его по данным гидролопостов, на которых измеряются только расходы воды. Уточнение возможно путем получения величин  $m$  по зависимости  $W=f(Q^m)$  для гидрологических постов, на которых измеряются расходы наносов. Однако, по Н.И. Маккавееву,  $W$  — суммарный расход взвешенных и влекомых наносов, тогда как на гидропостах определяется только расход взвешенных наносов  $R$ . Тем не менее, используя их данные, можно при расчетах принимать значения  $m$  из зависимости  $R=f(Q)$  вместо рекомендуемых по методике, поскольку  $G$  и  $R$  функционально связаны между собой. Для этого проводится исследование связи  $R=f(Q^m)$  по гидрологическим постам, на которых ведутся наблюдения за стоком наносов. По полученным величинам  $m$  выделяются районы или участки больших рек, характеризующиеся определенными интервалами значений показателя степени  $m$ . Подсчитанное для каждого выделенного района среднее значение  $m$  принимается в качестве расчетной величины для определения  $Q_{\phi}$  на реках данного бассейна, региона или участка реки.

Важным элементом в определении  $Q_{\phi}$  является установление момента, когда следует вводить коэффициент  $\sigma$ . Очевидно, что влияние поймы на условия руслоформирования сказывается тогда, когда ее затопление сопровождается образованием транзитного пойменного потока, обладающего иными, чем русловой, гидравлическими характеристиками, и его взаимодействие с русловым потоком определяет изменения скорости и транспортирующей способности последнего. Поэтому коэффициент  $\sigma$  рекомендуется вводить, когда уровни воды на 0,5...1,0 м превышают отметки бровки поймы. Если затопление поймы охватывает всю ее ширину, то  $\sigma$  имеет значение, соответствующее соотношению  $\frac{B_{п}}{b_{р}}$ . При ступенчатой пойме разлив воды

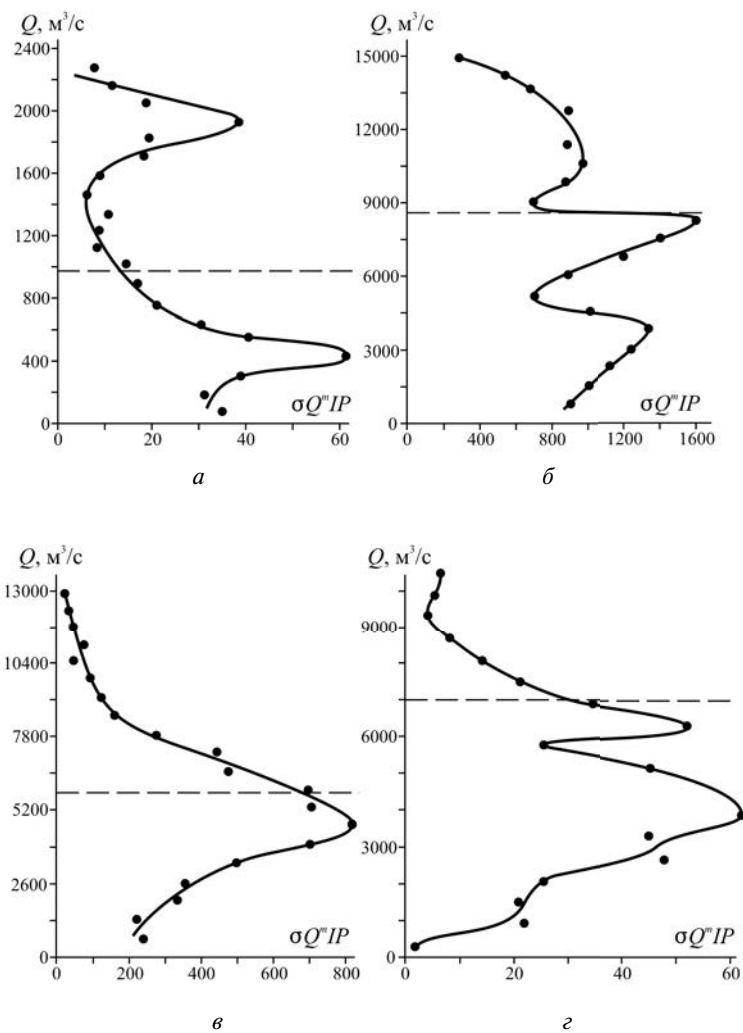
последовательно распространяется на все более высокие ступени. Это обуславливает последовательное изменение коэффициента  $\sigma$  от соответствующего затоплению низкой поймы до максимального разлива реки.

При определении  $Q_{\phi}$  временной интервал следует корректировать по разностно-интегральной кривой изменения водности реки. Повторяемость расходов воды определяется за период, включающий в себя одинаковое количество маловодных, средних по водности и многоводных лет. Если расчетный период охватывает преимущественно маловодные годы, результаты оказываются заниженными, если многоводные — завышенными.

В зависимости от высоты и продолжительности половодья, повторяемости каждого интервала расходов, степени затопляемости, характера поверхности поймы и состава руслообразующих наносов  $Q_{\phi}$  на реках наблюдаются в разные диапазоны уровней и имеют различную обеспеченность. В разных природных условиях может быть от одного до трех интервалов таких расходов, которые объединяются в четыре разновидности в соответствии с «эпюрами» произведения (3.30) (рис. 3.9): на рис. *a, б* — верхний из интервалов расходов, являющийся руслоформирующим, наблюдается при уровнях, соответствующих наибольшему разливу воды по пойме; рис. 3.9 *в, г* — руслоформирующие расходы проходят только в пойменных бровках — средний и нижний интервалы. На рис. 3.9 *б, г* до выхода воды на пойму имеют место два интервала: средний и нижний, из которых первый обычно проходит во время половодья или высоких летне-осенних паводков и соответствует уровням, непосредственно предшествующим выходу воды на пойму, а второй отвечает условиям высокой межени, когда под водой находятся только прирусловые отмели. На рис. 3.9 *a, в* — до затопления поймы наблюдается один средний или нижний  $Q_{\phi}$ .

Удельный вес каждой из составляющих произведения (3.30) в формировании того или иного вида «эпюры» неодинаков. Верхний интервал  $Q_{\phi}$  возникает из-за большой величины  $Q_{\max}$ , благодаря которой влияние коэффициента  $\sigma$  оказывается не столь существенно (это соответствует глубокому и длительному затоплению поймы). Средний интервала  $Q_{\phi}$  почти всегда связывается с явлением кинематического эффекта при дальнейшем повышении уровней и затоплении поймы. Нижний интервал  $Q_{\phi}$  выделяется благодаря его большой повторяемости в течение года и в многолетнем плане. На равнинных реках с песчаным аллювием с ним связаны размывы или обмеления перекатов в меженный период; на реках галечно-валунных этот интервал обычно не проявляется.

Определения  $Q_{\phi}$ , выполненные для всех гидрологических постов на реках СССР, показали, что форма «эпюры» зависит от типа водного режима. На большинстве рек Русской равнины с восточно-европейским типом водного режима выявлено два или три максимума произведения  $\sigma Q^m IP$ , из которых верхний соответствует затопленной пойме во время половодья. Исключение составляют малые реки и верховья больших рек, стекающих с главного водораздела ЕТР, являющегося областью формирования стока, а также крайнего юга равнины — области недостаточного увлажнения. Здесь  $Q_{\phi}$  проходят в бровках поймы, затопление которой во время половодья невелико и кратковременно. В бассейне верхнего Амура верхний  $Q_{\phi}$  отсутствует, так как затопление поймы невелико и кратковременно. В бассейне среднего и нижнего Амура верхний  $Q_{\phi}$  соответствует летнему па-



**Рис. 3.9.** Типы кривых для определения руслоформирующих расходов воды  $Q_{\phi} = [\max(\sigma Q^m IP)]$ :  
*a* – р. Тобол – г. Ялуторовск; *б* – р. Оленек – п. Оленек;  
*в* – р. Томь – г. Томск; *г* – р. Хуанхэ – г. Лицзинь  
(штриховая линия соответствует выходу воды на пойму)

водочному периоду, связанному с муссонными дождями. При алтайском и тьяньшанском типах водного режима «эпюра» имеет трапециевидную форму, что отражает непрерывность активных русловых переформирований в период растянутого многопикового половодья.

В табл. 3.5 приведены результаты расчетов руслоформирующих расходов воды для ряда больших и крупнейших рек Евразии. Одновременно показано, как изменяются условия прохождения  $Q_{\phi}$  при регулировании стока водохранилищами.

Наличие на реках одного или нескольких руслоформирующих расходов находит отражение в морфологии русла, особенностях его деформаций и влиянии на пойму. Если  $Q_{\phi}$  проходит до выхода воды на пойму, руслам присущи формы, в плане согласованные с конфигурацией пойменных берегов. На меандрирующих реках развиваются крутые излучины, достигающие петлеобразной формы. Образующиеся при их спрямлении старицы быстро превращаются в пойменные озера или ложбины, сильно изогнутые в плане. На реках с разветвленным руслом отшнуровывающиеся от основного русла рукава заносятся наносами и постепенно отмирают. Наличие одного или двух  $Q_{\phi}$  в пределах пойменных бровок обуславливают своеобразную «ступенчатость» русла, в котором образуются вложенные друг в друга русловые формы, развивающиеся при разных уровнях воды. Прирусловые отмели на реках, имеющих средний и нижний  $Q_{\phi}$ , составляют промежуточную ступень между меженным руслом и поймой.  $Q_{\phi}$  нижнего интервала проходит до полного затопления отмелей и вызывает активные деформации перекатов в пределах их седловин. Средний интервал наблюдается уже при уровнях, близких к высоте пойменных бровок, и с ним связаны переформирования побочной перекатов. При наличии только среднего интервала  $Q_{\phi}$  и небольшой высоте отмелей последние отделяются от берегов протоками, имея вид осередков. При его прохождении имеет место наиболее интенсивное развитие излучин. На реках с одним нижним интервалом  $Q_{\phi}$  побочни обычно причленены к берегам и малоподвижны. В это время излучины и рукава осложняются вторичной извилистостью или разветвленностью, параметры которых меньше параметров самих излучин и русловых разветвлений, соответствуя изгибам динамической оси потока, огибающим побочни перекатов.

При прохождении руслоформирующих расходов в условиях затопленной поймы, т.е. при наличии верхнего интервала  $Q_{\phi}$  поймы рек обычно расчленяются на отдельные массивы протоками, составляющими пойменную многорукавность, создаются благоприятные условия для спрямления свободных излучин до приобретения ими формы петли, образования разветвленного русла и переформирований рукавов.

Таблица 3.5

**Руслоформирующие расходы воды и их обеспеченность, %, на некоторых больших реках Евразии в естественных (Е) и зарегулированных (З) условиях**

Река	Гидрологический пост	Руслоформирующие расходы $Q_{\text{ф}}$					
		Верхний		Средний		Нижний	
		$\text{м}^3/\text{с}$	%	$\text{м}^3/\text{с}$	%	$\text{м}^3/\text{с}$	%
Северная Двина	Абрамково	9500	3,7	1500	44,0	-	-
	Табага	25000	7,0	16000	16,8	-	-
	Ксююр	11500	1,2	75000	4,9	-	-
Алдан	Верхоянский перевоз	39000	0,4	27000	2,9	19000	7,4
Виллой	Хатырык-Хомо	11500	3,8	7000	8,9	-	-
	3	9750	1,0	4250	9,9	-	-
Обь	Фоминское	-	-	2750	12,2	-	-
	Барнаул	-	-	3750	11,7	-	-
	Новосибирск	-	-	4000	17,7	-	-
	3	-	-	3500	11,9	-	-
	Колашево	-	-	12500	10,0	4500	32,8
Чулым	3	-	-	11500	7,3	3500	37,5
	Коммунарка	-	-	3000	6,7	800	36,1
Томь	Томск	-	-	4750	6,5	-	-

Река	Гидрологический пост	Руслоформирующие расходы $Q_{\Phi}$					
		Верхний		Средний		Нижний	
		м <sup>3</sup> /с	%	м <sup>3</sup> /с	%	м <sup>3</sup> /с	%
Янцзы	Ичан	-	-	28500	13,27	-	-
		-	-	37500	5,52	32000	10,8
	Датун	82000	0,34	50000	11,229	42000	25,0
		67500	0,78	46500	15,97	28500	48,52
Хуанхэ	Хуаюанькоу	15000	0,18	4000	11,27	-	-
		-	-	3000	11,75	-	-
	Лицзинь	6300	2,90	3900	12,38	-	-
		-	-	3000	8,13	-	-

Регулирование стока приводит к трансформации «эпюры»  $Q_{\phi}$  (см. табл. 3.5). Ниже гидроузлов обычно исчезает верхний  $Q_{\phi}$ , так как высокая пойма перестает затопливаться, наблюдается понижение  $Q_{\phi}$ , проходящего при уровнях ниже бровок поймы, повышение его обеспеченности и снижение соответствующего ему уровня. Иногда происходит объединение среднего и нижнего интервалов  $Q_{\phi}$ , объединенный интервал может иметь довольно большой диапазон изменений абсолютных значений и обеспеченности, вследствие чего его воздействие на русло возрастает по сравнению с естественными условиями. Выше водохранилищ увеличивается затопляемость поймы и повышается обеспеченность  $Q_{\phi}$  во время разливов, либо образуется новый, верхний интервал  $Q_{\phi}$ .

### 3.4. Гидроморфометрические зависимости

В процессе взаимодействия потока и русла между его морфометрическими и гидравлическими характеристиками устанавливаются определенные соотношения, которые называются гидроморфометрическими зависимостями. Поскольку при данных сочетаниях факторов русловых процессов, составе руслообразующих наносов, условиях прохождения руслоформирующих расходов возникают вполне определенные формы русла, то гидроморфометрические зависимости иногда считают показателями устойчивости русла. Но в этом случае термину придается принципиально иной смысл, чем понятие устойчивости русла как интегральный показатель интенсивности русловых деформаций, хотя последний (3.12), (3.14), (3.16), (3.19), (3.20), (3.22) можно также рассматривать как гидроморфометрическую зависимость.

Формируясь потоком, русло, в свою очередь, оказывает непрерывное воздействие на его скоростное поле. При этом турбулентный, несущий наносы поток не может сохранять четырехугольную форму поперечного сечения русла, если она ему придана искусственно. В результате поперечного обмена водных масс и наносов она изменяется, и смоченный периметр получает форму плавной кривой. В стрежневой зоне прямолинейного потока сохраняется большая глубина, чем в береговых зонах. Гидравлически наиболее выгодной является такая форма сечения русла, при которой смоченный периметр имеет вид полукруглости. Благодаря извилистости русла и ряду других причин, вызывающих поперечную циркуляцию в потоке, зона наибольших глубин приближается то к одному, то к другому берегу. Форма поперечного сечения русла определяется условиями руслообразования.

Попытки найти связь между гидравлическими элементами потока и формой поперечного сечения русла делались с середины XIX в.

При этом отмечалось, что чем больше расход воды в реке, тем меньше отношение средней глубины к средней ширине русла. У равнинных рек это отношение варьируется обычно в пределах 1/25...1/200, т.е. на один—два порядка меньше, чем в наивыгоднейшем сечении, где  $\frac{h}{b_p} \approx \frac{1}{2}$ . Один из первых морфометрических показателей был предложен В.Г. Глушковым, установившим связь между средней шириной  $b_p$  и средней глубиной  $h$  речного русла:

$$\frac{\sqrt{b_p}}{h} = \Gamma \text{ или } b_p^{\frac{3}{2}} = \Gamma \omega, \quad (3.31)$$

где  $\omega$  — площадь живого сечения;  $\Gamma$  — коэффициент, зависящий от противозерозионной устойчивости грунта: для скальных пород —  $\Gamma$ -1,4, для легкоразмываемых — увеличивается до 5,5.

Действительно, при прочих равных условиях средняя крутизна береговых откосов возрастает с увеличением противозерозионной стойкости пород. Средние углы откосов берегов водохранилищ при суглинистом грунте — 4...5°, песчаном — 6...12°, галечном — 14...20°. Наличие каркаса корней растений увеличивает угол откоса берегов в среднем на 5°. В формуле С.Т. Алтунина

$$b_p^m = kh \quad (3.32)$$

параметр  $m$  близок к 1,0, если грунты устойчивы против эрозии, и снижается до 0,5 при легкоразмываемых грунтах;  $k$  для аллювиальных устойчивых русел в среднем равен 10, снижаясь до трех-четырёх на реках с трудноразмываемыми берегами и повышаясь до 16...20 — с легкоразмываемыми. В криолитозоне русла рек при одинаковом уклоне и расходе воды в 2—3 раза шире, чем за ее пределами.

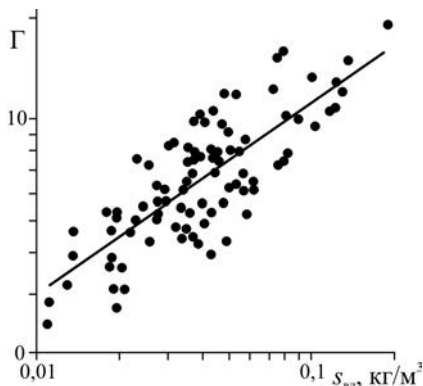
К заметному увеличению относительной ширины русла приводит неравномерность стока. Определенное влияние на величину показателя  $\Gamma$  оказывает направленность вертикальных русловых деформаций: при врезании реки русло сужается, величина  $\Gamma$  уменьшается; в условиях аккумуляции наносов русло становится шире, величина  $\Gamma$  увеличивается.

Величина  $\Gamma$  растет по мере увеличения стока влекомых наносов, выраженного через удельную величину его расхода  $s_{вл} = \frac{G_{cp}}{Q_{cp}}$  (рис. 3.10)

М.А. Великанов преобразовал формулу (3.31) в размерную, введя в числитель средний диаметр  $d_{cp}$  частиц руслообразующих наносов:

$$\frac{\sqrt{b_p d_{cp}}}{h} = a. \quad (3.33)$$





**Рис. 3.10.** График зависимости параметра В.Г. Глушкова  $\Gamma$  от среднегодовой концентрации влекомых наносов  $s_{вл}$

С. Шумм показал, что песчаные русла — широкие и мелкие, тогда как формирующиеся в глинах и илах — узкие и глубокие. Вместе

с тем соотношение  $\frac{b_p}{h}$  находится в обратной зависимости от доли

влекомых наносов в суммарном расходе наносов. Опираясь на эти выводы, В.Н. Михайлов получил безразмерное уравнение:

$$\frac{b_p^m d^{1-m}}{h} = k \left( \frac{s_p}{\rho_H - \rho} \right)^n, \quad (3.34)$$

где  $s_p$  — концентрация руслообразующих наносов, определяемая по формуле В.Н. Гончарова, представленной в безразмерном виде:

$$\frac{s_p}{\rho_H - \rho} = k \frac{d}{h} \left( \frac{V}{V_H} \right)^3, \quad (3.35)$$

где  $V_H$  — неразмывающая скорость;  $m \sim 0,66$ ;  $n \sim -0,39$ ;  $\rho_H$  и  $\rho$  — плотности наносов и воды соответственно.

С.И. Рыбкин для рек Русской равнины установил формулы, где глубина и ширина русла представлены как функции от расхода воды, гидравлического уклона и степени заполнения русла:

$$\left. \begin{aligned} b &= 4,67 Q_0^{0,57} k^{0,13} I^{-0,67} \\ h &= 0,069 Q_0^{22} k^{0,80} I^{-0,24} \\ V &= 3,10 Q_0^{0,21} k^{3,7} I^{-0,31} \end{aligned} \right\}, \quad (3.36)$$

где  $k = \frac{Q}{Q_0}$ ;  $Q$  и  $Q_0$  – протекающий и среднемноголетний расходы воды,  $\text{м}^3/\text{с}$ ;  $I$  – средний уклон на участке реки;  $V$  – средняя скорость течения.

В.Е. Сергутин показал, что при увеличении расходов воды ширина русла  $b_p$  и глубина потока  $h$  всегда возрастают, однако соотношение  $\frac{b_p}{h}$  может увеличиваться или уменьшаться (рис. 3.11). В русле с крутыми береговыми откосами с ростом уровней воды до бровок отношение  $\frac{b_p}{h}$  уменьшается; в руслах, распластанных, с пологими берегами и отмелями, картина обратная. При выходе воды на пойму  $\frac{b_p}{h}$  резко увеличивается при всех условиях.

Влияние расхода воды и уклона на параметры сечения русла учитывается системой гидроморфометрических зависимостей М.А. Великанова:

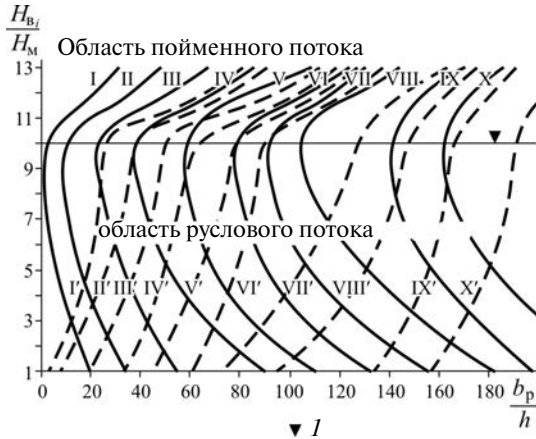
$$\left. \begin{aligned} \frac{b_p}{d} &= A_1 \left( \frac{Q}{d^2 \sqrt{gdI}} \right)^{x_1} \\ \frac{h}{d} &= A_2 \left( \frac{Q}{d^2 \sqrt{gdI}} \right)^{x_2} \end{aligned} \right\}, \quad (3.37)$$

в которых для рек европейской части СССР  $A_1=5,6$ ,  $A_2=0,29$ ,  $x_1=0,40$ ,  $x_2=0,35$ .

В.Е. Сергутин выявил различия коэффициентов  $A$  и  $x$  в (3.37) на сибирских реках с галечно-валунным руслом в зависимости от их размера:  $A$  растет от малых рек к большим,  $x$  – в этом направлении уменьшается.

Другой подход к выражению оптимальной формы поперечного сечения прямолинейных плесовых участков, длины которых составляет 5...20 ширин русла, получил К.В. Гришанин. Интегрируя уравнение движения при распространении кинематической волны (изменение  $Q$  вдоль русла при сохранении однозначной связи между расходом воды  $Q$  и уровнем  $H$ ) и нормируя функцию по  $g$  и  $b_p$ , он получил показатель устойчивости поперечного сечения подвижного русла:

$$M = \frac{h(gb_p)^{\frac{1}{4}}}{Q^{0,5}}, \quad (3.38)$$



**Рис. 3.11.** Зависимость относительной ширины русла  $b_p/h$  от относительного наполнения русла  $H_{v_i}/H_M$  ( $H_M$  — меженный уровень;  $H_{v_i}$  — уровень воды выше меженного) (по В.Е. Сергутину).  
 I — X — реки с крутыми берегами (поперечное сечение, близкое к прямоугольному);  
 I' — X' — реки с пологими берегами и отмелями;  
 I — уровень воды, соответствующий выходу воды на пойму

где  $Q$  — среднесуточный расход воды,  $m^3/c$ .

Для русел, сложенных песком,  $M$  в среднем равно 0,9. Динамически устойчивое состояние русла соответствует неравенству:

$$0,75 < M < 1,05. \quad (3.39)$$

Если значение  $M$  велико ( $>1,05$ ), то участок реки характеризуется недостаточной транспортирующей способностью  $W_{тр}$  в его пределах происходит аккумуляция наносов. При  $M < 0,75$   $W_{тр}$  превышает сток наносов, русло размывается. В этом случае речь идет о соответствии гидравлических и морфометрических характеристик русла, которые вырабатывает поток на плесовых прямолинейных участках в процессе длительного его взаимодействия с руслом.

Для стабильных рукавов разветвленных русел, В.Н. Михайлов получил устойчивые гидролого-морфометрические соотношения:

$$\left. \begin{aligned} b_p &= A_b Q_\Phi^{\alpha_b} \\ h &= A_h Q_\Phi^{\alpha_h} \\ V &= A_v Q_\Phi^{\alpha_v} \\ I &= A_l Q_\Phi^{\alpha_l} \end{aligned} \right\} \quad (3.40)$$

где  $b_p$ ,  $h$ ,  $V$  и  $I$  – стабильные значения, ширины, глубины, скорости течения и уклона соответственно;  $A$  – коэффициенты, зависящие от параметров в формуле неразмывающих скоростей;  $\alpha$  – показатель степени, зависящий от принятых параметров формы русла и гидравлических сопротивлений.

При этом  $A_b + A_h + A_V = 1, \alpha_b + \alpha_h + \alpha_V = 1$ . Поскольку вариации значений уклона по длине участка с однородным типом русла на несколько порядков меньше изменения величины  $Q_\phi$  в рукавах, последним уравнением в (3.40) можно пренебречь.

В рукавах, не испытывающих направленные деформации, расчетные значения параметров в формулах (3.40) должны совпадать с фактическими для каждого рукава (протоки, ответвления), т.е.  $b_{\text{факт}} = b_{\text{расч}}$ ,  $h_{\text{факт}} = h_{\text{расч}}$  и т.д. Напротив, в развивающихся рукавах  $b_{\text{факт}} < b_{\text{расч}}$ ,  $h_{\text{факт}} > h_{\text{расч}}$ ,  $V_{\text{факт}} > V_{\text{расч}}$ , в отмирающих (мелеющих) –  $b_{\text{факт}} > b_{\text{расч}}$ ,  $h_{\text{факт}} < h_{\text{расч}}$ ,  $V_{\text{факт}} < V_{\text{расч}}$ .

## Глава 4. ТИПИЗАЦИЯ РУСЛОВЫХ ПРОЦЕССОВ И ФОРМЫ ИХ ПРОЯВЛЕНИЯ

---

### 4.1. Типы русловых процессов. Равнинные и горные реки

#### 4.1.1. Кинематика потоков и типы русловых процессов

Механизмы взаимодействия потока с руслом и транспорта наносов, составляющие сущность русловых процессов, определяются водоносностью рек, их водным режимом и кинематикой потока, зависящей от продольного уклона и крупности руслообразующих наносов. Уклон реки является такой же важной энергетической характеристикой потока, как и расход воды, определяя вместе с ним мощность потока и степень его кинетичности. Последняя обуславливает специфику взаимодействия потока и русла, эрозии, транспорта и аккумуляции наносов на равнинных, полугорных и горных реках. Критерием перехода от равнинных рек к горным служит величина критического уклона  $I_{кр}$ , поскольку его соотношение с фактическим уклоном определяет спокойное ( $I < I_{кр}$ ,  $Fr < 1$ ), бурное ( $I > I_{кр}$ ,  $Fr > 1$ ) и критическое ( $I = I_{кр}$ ,  $Fr = 1$ ) состояние потока и, соответственно, механизм взаимодействия потока с руслом (в приведенных соотношениях параметр кинетичности потока  $Fr = \frac{V_{cp}^2}{gh}$ ).

Равнинные реки имеют спокойные потоки, горные — бурные. У спокойных потоков их свободная поверхность гладкая, характеризуется понижениями отметок свободной поверхности (посадкой уровня) над грядами, валунами, глыбами, так как потери энергии в нем при переходе через препятствие совершаются за счет потенциальной энергии, т.е. уменьшения глубины  $h$ . Бурные потоки образуют над препятствиями всплески — стоячие волны. В результате их поверхность волнообразная, неровная. В бурном потоке происходят затраты кинетической энергии, вследствие чего над препятствиями глубина  $h$  растет, скорость потока  $V$  падает, а уровень поверхности воды  $H$  резко повышается.

Бурный поток обладает свойством отражаться от берегов, резко меняя направление на подходах к ним. Одновременно он обтекает

крутые изгибы берега, не образуя застойных зон и водоворотов. Если в бурном потоке образуется водоворот, то в нем вследствие резкого уменьшения давления в соответствии с уравнением Бернулли:

$$z_1 + \frac{p_1}{\rho g} + \frac{V_1^2}{2g} = z_2 + \frac{p_2}{\rho g} + \frac{V_2^2}{2g} + \Delta H_{1-2}, \quad (4.1)$$

где  $z$  — удельная энергия положения, равная высоте уровня в данном створе;  $p$  — сила давления,  $\rho$  — плотность воды;  $\frac{p}{\rho g}$  — удельная энергия давления;  $\frac{V^2}{2g}$  — удельная кинетическая энергия потока;

$\Delta H_{1-2}$  — потери напора, равные расходу энергии потока на преодоление сопротивлений; индексы 1 и 2 означают принадлежность параметров к положению створов.

В результате наблюдается *кавитация* — холодное кипение жидкости, — обуславливающая высверливание глубоких эрозионных котлов. Спокойный поток плавно огибает препятствия; ниже мысов он образует застойные водоворотные зоны, в которых происходит аккумуляция наносов. Кинетичность потока оказывает заметное влияние на форму, интенсивность и направление смещения гряд: нормальные асимметричные гряды, формирующиеся при спокойном режиме потока, смещаются трансгрессивно, антидюны, возникающие в бурном потоке, смещаются регрессивно.

В руслах горных рек чередуются участки спокойного и бурного состояния потока. Сопряжение бурного и спокойного потока происходит в форме гидравлического прыжка, который наблюдается ниже водопадов, порогов, галечно-валунных гряд, отдельных валунов и глыб, где глубина потока меньше критической и поток становится бурным. В зоне прыжка поток пульсирует, что обуславливает разрушение самих прочных горных пород.

Гидравлический прыжок проявляется в форме стоячей волны. Скорость распространения одиночной волны на поверхности потока определяется формулой:

$$u = \sqrt{gh}. \quad (4.2)$$

Гидравлический прыжок возникает, если

$$V_{cp} \geq u, \quad (4.3)$$

где  $u$  — скорость распространения одиночной волны.

Отсюда отмеченные различия в характере водной поверхности бурного и спокойного потоков. Подставляя (4.3) в (4.2) можно получить критическое значение параметра кинетичности — числа Фруда, при котором происходит переход от спокойного состояния потока к бурному и, наоборот, — от бурного к спокойному.

Уравнение (4.1) позволяет получить выражение для оценки потерь напора  $\Delta H_{1-2}$ . Если принять бесконечно малыми изменения энергии положения, то в равномерном потоке уменьшение полного напора вдоль потока будет равно  $\Delta H_{1-2} = z_1 - z_2$ , а его величина, отнесенная к единице длины участка потока между створами  $\Delta x$ :

$$I_f = \frac{\Delta H_{1-2}}{\Delta x}, \quad (4.4)$$

т.е. гидравлический уклон  $I_f$  равен уклону сводной поверхности потока  $I$ .

Уклон, при котором осуществляется переход от одного состояния потока к другому, называется *критическим уклоном*.

Для понимания физической сущности понятия «критический уклон» и определения условий перехода от равнинных к горным рекам можно воспользоваться известными в речной гидравлике построениями. Если применить уравнение Бернулли (4.1) к конкретному сечению потока, т.е. записать его относительно нижней точки сечения реки, то удельная энергия сечения потока

$$\Theta = h + \frac{V^2}{2g} = h + \frac{Q^2}{2g\omega^2}. \quad (4.5)$$

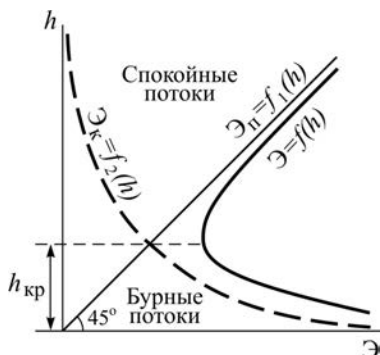
В равномерном потоке ( $h = \text{const}$ ;  $\omega = \text{const}$ ) удельная энергия сечения является постоянной величиной. На рис. 4.1 показано изменение всех трех величин ( $\Theta$ ,  $h$ ,  $V$ ), входящих в равенство (4.5) при  $Q = \text{const}$ . Изменение потенциальной энергии  $h$  представлено прямой, проходящей под углом  $45^\circ$  к осям координат, так как удельная потенциальная энергия сечения равна глубине потока. При увеличении глубины  $h$  возрастает площадь живого сечения  $\omega$ , а скорость потока  $V$  и, следовательно, кинетическая энергия потока  $\Theta_{\text{кин}}$  асимптотически стремятся сблизиться с осью глубины. Уменьшение глубины  $h$  и площади живого сечения  $\omega$  ведет к росту кинетической энергии  $\Theta_{\text{кин}}$ , и соответствующая ей кривая асимптотически приближается к оси ординат. Таким образом, при изменении глубины составляющие уравнение удельной энергии сечения потока члены уравнения (4.5) меняются в разных направлениях, а функция  $\Theta = f(h)$  имеет минимум. Глубина наполнения русла, соответствующая этому минимуму, называется *критической глубиной*  $h_{\text{кр}}$ , которую можно найти путем ее дифференцирования и приравнивания производной от функции к нулю:

$$\frac{\partial \Theta}{\partial h} = 1 - \frac{Q^2}{g\omega^3} \cdot \frac{\partial \omega}{\partial h} = 1 - \frac{Q^2 b_p}{g\omega^3}, \quad (4.6)$$

или

$$\frac{Q^2 b_{кр}}{g \omega_{кр}^3} = 1; \quad \frac{Q^2}{g} = \frac{\omega_{кр}^3}{b_{кр}}, \quad (4.7)$$

где индекс «кр» обозначает, что характеристики потока определены при условии  $h = h_{кр}$ .



**Рис. 4.1.**  
График изменения энергии потока в зависимости от его глубины

В руслах прямоугольной формы  $h_{кр}$  находят по формуле, вытекающей из выражения (4.7):

$$h_{кр} = \sqrt[3]{\frac{Q^2}{g b_p^2}}, \quad \text{или} \quad h_{кр} = \sqrt[3]{\frac{q}{g}} \quad (4.8)$$

где  $q$  — удельный расход воды.

Изменение уклона  $I$  при постоянном  $Q$  и соответствующее изменение глубины  $h$  русла может привести к ситуации, когда нормальная глубина оказывается равной критической. Значение уклона, при котором выполняется равенство  $h = h_{кр}$ , соответствует критическому уклону. Совместное решение уравнений неразрывности потока и Шези–Маннинга  $Q = \omega C \sqrt{hI}$  и (4.8) для речных потоков приводит к соотношению:

$$I_{кр} = \frac{g \chi_{кр}}{b_{кр} C_{кр}^2}, \quad (4.9)$$

где  $\chi = \frac{\omega_{кр}}{h_{кр}}$  — смоченный периметр, который для естественных русел

$$\chi \rightarrow b_p.$$

Тогда

$$I_{кр} = \frac{g}{C^2}. \quad (4.10)$$



Отсюда следует, что при большой шероховатости русла критический уклон может достигать значительной величины. Иными словами, потоки при большей шероховатости русла могут иметь очень большие уклоны, сохраняя спокойное течение. Поэтому величина критического уклона  $I_{кр}$ , при котором осуществляется переход от русла равнинной реки к руслу горной реки, увеличивается как при росте водности реки, так и крупности руслообразующих наносов.

К определению критического уклона  $I_{кр}$  можно подойти, решая совместно уравнения Шези–Маннинга и критической скорости перехода от спокойного к бурному потоку  $V_{кр} = \sqrt{gh}$  при значении  $Fr = 1$ . В этом случае:

$$I_{кр} = \frac{gn^2}{h^{1/3}}. \quad (4.11)$$

Подставляя в (4.11) значение коэффициента шероховатости  $n$  как функции крупности наносов  $d$  (по Чангу–Штриклеру)  $n = k(d)^{1/6}$ , получаем:

$$I_{кр} = \frac{kgd^{1/3}}{h^{1/3}}, \quad (4.12)$$

т.е. величина критического уклона прямо пропорциональна размеру руслообразующих наносов, определяющего зернистую шероховатость русла, и обратно пропорциональна глубине потока, зависящей от его водности.

Близкий результат был получен А.Н. Крошкиным на основе анализа гидроморфологических характеристик горных рек:

$$I_{кр} = k \left( \frac{d_{ср}}{h} \right)^x \left( \frac{\rho_n - \rho}{1,65\rho} \right)^x. \quad (4.13)$$

Введя в выражение (4.12) значение глубины из уравнения неразрывности  $Q = \omega V = b_p h^{2/3} V$ , получаем:

$$h = \frac{Q}{b_p^{2/3} V^{3/2}}. \quad (4.14)$$

Заменяя в формуле (4.12) значение глубины выражением (4.14) и проведя необходимые преобразования, получаем:

$$I_{кр} = \frac{kgd^{1/3} b_p^{1/2} V^{1/2}}{Q^{1/2}}. \quad (4.15)$$

Если считать, что  $Q = f(F^m)$ , где  $F$  — площадь водосбора, а показатель степени  $m$  в среднем равен  $2/3$ , объединяя коэффициенты и округляя, можно получить:

$$I_{\text{кр}} = kg \frac{d^{1/3} b_p^{1/2} V^{1/2}}{F^{m/3}}. \quad (4.16)$$

Таким образом, чем меньше водоносность реки и площадь ее бассейна, тем при больших уклонах поток сохраняет спокойное течение. Наоборот, увеличение скорости потока, например, в результате его стеснения, при прочих равных условиях приводит к росту критического уклона. Соответственно, критический уклон, разделяющий равнинные и горные реки, уменьшается с увеличением размеров реки, спокойное течение на малых реках сохраняется при больших уклонах. Вместе с тем увеличение крупности наносов обуславливает повышение критического уклона.

Используя связь площади бассейна с порядком реки  $F = k_1 e^{0,64N}$  и ее водоносностью  $Q = k_2 e^{0,60N}$ , можно получить:

$$I_{\text{кр}} = kg \frac{d_{\text{сп}}^{1/3} b_p^{1/2} V^{1/2}}{e^{N \frac{m}{3}}}, \quad (4.17)$$

где  $N$  — порядок реки, по схеме А. Шайдеггера.

Чем больше размер реки (ее водоносность, площадь, порядок), тем меньше критический уклон; увеличение крупности наносов повышает его значения, что находится в соответствии с зависимостью  $I_{\text{кр}}$  от шероховатости русла (4.11). Для горных рек характерна соизмеримость глубин с крупностью руслообразующих наносов, представленных галечно-валунным и валунно-глыбовым материалом, т.е.  $d \approx h$ . Преобладание крупногалечных и валунных наносов на горных реках создает значительные неровности ложа потока. Крупные обломки горных пород нередко образуют нагромождения, частично выступающие в период межени над водой. Это обуславливает большую шероховатость русел горных рек и способствует образованию в бурном потоке между валунами застойных зон, которые играют роль «водяных подушек», над которыми скользят верхние слои, не вовлекая придонные в общий кругооборот воды. В таких застойных зонах обычно происходит аккумуляция более мелкого материала. Чем крупнее слагающий русло материал, тем резче выражена пульсация скорости и тем неоднороднее состав аллювиальной отмытки, тем меньше сортированность руслообразующих наносов.

#### 4.1.2. Типы русел и русловые процессы на горных реках

Большой диапазон уклонов горных рек (от первых десятых долей до сотен промилей) и высокая кинетичность потока обуславливают большое разнообразие условий формирования русел и их разделение по типам русловых процессов на порожисто-водопадные, с неразви-

тыми (безгрядовые) и развитыми (грядовые) аллювиальными формами. Переход от одного типа русловых процессов на горных реках к другому происходит в соответствии с уравнениями (4.15), (4.16), (4.17). Диапазоны уклонов, соответствующие типам русловых процессов на горных реках, неодинаковы у рек разного размера, отличающихся по крупности руслообразующих наносов и степени стесненности (ширины) русла. Это определяет скользкую шкалу диапазонов уклонов для рек разной водоносности (с разной площадью бассейнов и разным порядком). Соответственно неодинаковы критические уклоны, определяющие переход от равнинных рек к полугорным и от полугорных к горным (табл. 4.1).

Таблица 4.1

**Типы русел и соответствующие им интервалы уклонов, ‰, в зависимости от их размеров (площади бассейна и порядка)**

Типы русел	Уклоны рек			
	с площадью бассейна, км <sup>2</sup>			
	> 1000	1000...100	100...10	< 10
	их порядок (по схеме А. Шайдегера)			
	> 8,3	9,0...3,0	5,6...2,0	< 2
Равнинное	< 0,3...0,5	< 0,5...0,7	< 5...7	< 10...15
Полугорное	0,3...7	0,5...7	5...10	10...20
Горное:				
с развитыми аллювиальными формами	1,0...14	5...17	7...30	15...80
с неразвитыми аллювиальными формами	2,0...20	7...40	18...70	25...125
порожисто-водопадное	> 4,0	> 20	> 25	> 40
селевое	...	> 15...30	> 30...100	> 70
Скальное	при всех уклонах			

**Порожисто-водопадные русла.** При очень больших уклонах горных рек формируются **порожисто-водопадные русла** (рис. 4.2), морфологический облик которых определяется крупными валунами и глыбами, размер которых определяется обломками, поступающими со склонов. Здесь наблюдается чередование участков, где поток становится сверхбурным, вплоть до возникновения вертикально падающих гидравлических струй и озеровидных водоемов, образующихся в эрозионных котлах.

Порожисто-водопадное русло отличается ярко выраженной ступенчатостью продольного профиля. Ступени образуются на скоплениях валунно-глыбового материала и на выходах скальных пород. В последнем случае они разделяются плесами, которые формируют-

ся выше перелома продольного профиля в зоне спада уровней, и эрозионными котлами ниже водопадов, где в потоках возникают гидравлические прыжки волнового типа. Скопления плохо сортированных крупной гальки и валунов встречаются за выступами берегов, ниже эрозионных котлов и в плесах. В аллювиальных руслах ступенчатость связана следующими друг за другом порогами и микроводопадами, образованными скоплениями крупнообломочного материала; их высота зависит от размеров обломочного материала, слагающего русло, и колеблется от 0,1...1,5 м до 10...20 см. Подобные порожисто-водопадные русла формируются благодаря продольной сортировке галечно-валунного или валунно-глыбового материала, обусловленной чередованием гидравлических прыжков и гидравлических водопадов.



**Рис 4.2.** Порожисто-водопадное русло (р. Галидзга, Западный Кавказ).  
Фото автора

При большой крутизне продольного профиля возрастает роль тангенциальной составляющей силы тяжести в сдвиге и смещении отдельных глыб или валунов (2.16), (2.17). При резких паводках, характерных для горных рек, сдвиг отдельных обломков облегчается благодаря эффекту удара волны о лежащие глыбы и валуны. В результате даже маловодные горные потоки при больших уклонах и волновом характере движения потока способны перемещать очень крупные обломки.

Для транспорта крупных обломков имеет значение аблювиальный эффект. Расстояние, на которое перемещаются обломки, зависит от величины слоя размыва, угла наклона русла и формы продольного профиля русла (2.13).

Массовое движение руслообразующих наносов на реках с порожи́сто-водопадным руслом происходит в отдельные годы с особенно мощными паводками. Обычно же смещается лишь небольшое число валунов и глыб. В любом случае с перемещением крупного обломка начинает двигаться большое количество более мелких частиц, накопившихся возле него. Это приводит к быстрому распространению волны регрессивной эрозии на некотором участке русла, что благоприятствует возникновению аблювиального эффекта для крупных глыб.

Наличие в руслах горных рек крупных глыб оказывает на поток турбулизирующее воздействие, возрастающее с увеличением размеров обломков и степени неоднородности слагающего русла материала. При прохождении паводков число Фруда для рек с порожи́сто-водопадным руслом достигает четырех—пяти. Добавочная турбулентность и повышенная кинетичность способствуют росту транспортирующей способности потока на реках с порожи́сто-водопадным руслом по сравнению с потоками в руслах других типов. В результате объемы стока наносов на горных реках с одинаковой водностью, но с разным типом русла различаются на порядок величины. В межень шероховатость русла оказывается настолько велика, что даже при больших уклонах поток, разделяясь на отдельные струи, обтекающие многочисленные глыбы и валуны, сохраняет спокойное течение ( $F_r \ll 1$ ).

**Горные русла с неразвитыми аллювиальными формами** характеризуются равномерным распределением глубин по длине потока (рис. 4.3), нарушаемым крупными валунами и глыбами. Крупные валуны и глыбы образуют выступы, поднимающиеся над уровнем воды в межень; высота других составляет в среднем  $0,7h$  и не менее чем у 20% общего количества крупных валунов в отмо́стке. На реках этого типа для любой точки русла соблюдается условие сохранения бурного состояния для зон малых относительных глубин:

$$\frac{h}{\Delta} < 5, \quad (4.18)$$

где  $h$  — глубина потока над выступом шероховатости высотой  $\Delta$ , определяемая крупностью руслообразующих наносов  $\Delta \sim d$ , вследствие чего поток является повсеместно бурным.

При этом обеспечивается высокая кинетичность потока ( $F_r > 2,5 \dots 3,0$ ).



**Рис. 4.3.**  
Горное русло  
с незрелыми  
аллювиальными  
формами  
(р. Келасури,  
Западный Кавказ).  
Фото автора

В горных руслах этого типа в паводки происходит сплошное влечение руслообразующих наносов по всему сечению потока, т.е. движение наносов осуществляется в «гладкой фазе», а сами русла отличаются корытообразной формой поперечного сечения и малой относительной глубиной. Отдельные скопления валунов, не образующих грядовые формы, создают пологонаклонные площадки, приуроченные к периферическим зонам русла у выпуклых берегов, ниже мысов и крупных глыб, обвалившихся со склонов. Врезанные русла этого типа занимают практически все дно долины, лишь изредка имея узкую пойму. В местах аккумуляции селей, в расширениях долин и на приледниковых зандрах в высокогорье русло разделяется на многочисленные протоки. Каждая протока имеет русла с незрелыми аллювиальными формами, отделяясь от соседней крупными продольными валами, представляющими собой аккумулятивные селевые образования, либо обширными, не закрепленными растительностью галечно-валунными полями. При прохождении паводков изменяется положение и количество протоков и рукавов, размываются одни русловые формы и образуются другие. Пойма не ус-

певае формироваться, и все дно долины в межень представляет собой широкое и плоское галечное или галечно-валунное поле, среди которого располагаются сравнительно мелкие протоки. В прямолинейном русле обсохшие в межень прирусловые галечно-валунные отмели тянутся вдоль берегов, поток сосредотачивается в осевой части корытообразного русла, где его скорости при больших уклонах в начале спада паводка недостаточны для перемещения валунного материала. Поэтому в прибрежной зоне русла с наименьшими глубинами движение наносов прекращается, тогда как в стрежневой еще сохраняется, обеспечивая некоторое углубление русла относительно отмелей (рис. 4.4). Отдельные плесы возникают лишь при свале течения к скалистым берегам.



**Рис. 4.4.** Прибрежные галечно-валунные отмели горного русла с неразвитыми аллювиальными формами (р. Большой Азау, Северный Кавказ). Фото Н.Л. Фроловой

В горных руслах этого типа фактором перемещения наносов и русловых деформаций также является аблювиальный эффект. Однако его результативность намного меньше, чем у порожиисто-водопадных русел. Существенным фактором развития русла является соизмеримость размеров отдельных валунов с глубиной потока и, как следствие, воздействие на отдельные валуны скоростного и гидростатического напора. Этому способствует форма водной поверхнос-

ти возле выступов шероховатости — подъем уровня с верховой и депрессия с низовой стороны. В этих условиях критическая скорость размыва определяется по формуле (2.32), а вес  $P$  транспортируемых потоком обломков по формуле Н.И. Маккавеева:

$$P = (30 + 640I_{\text{дно}}) \cdot 10^{-4} \rho V^2 h^2, \quad (4.19)$$

где  $I_{\text{дно}}$  — уклон дна;  $\rho$  — плотность воды, насыщенной взвешенными наносами;  $V$  — скорость течения, см/с;  $h$  — глубина потока, см.

Следствием этого является беспорядочность расположения крупных глыб и валунов в русле и перемещение их на значительное расстояние от места поступления в русло.

Активное перемещение потоком крупнообломочного материала наблюдается наиболее ярко во время прохождения «резких» паводков, характеризующихся быстрым и значительным подъемом уровня за короткое время. Сдвиг каждого крупного обломка влечет за собой вовлечение в движение массы мелких частиц, накопившихся между паводками возле этих обломков. Вследствие этого резкие паводки обычно отличаются большими значениями мутности потока, на один–два порядка превышающими паводки с медленным подъемом уровня. Сдвигу крупных обломков способствует ударное воздействие более мелких частиц, перемещаемых потоком, рост плотности воды благодаря повышенному содержанию в потоке взвешенных частиц и, соответственно, снижение критических скоростей для гальки и валунов.

**Горные русла с развитыми аллювиальными формами** представляют собой в межень чередование мелководных участков — гряд-антидюн с бурным состоянием потока и глубоких плесов со спокойным режимом течения (рис. 4.5), т.е. на горных реках этого типа в межень стоячие волны на поверхности потока образуются только на перекатах, где при низких горизонтах соблюдается условие (4.18). Во время паводков поток становится бурным по всей реке, а на перекатах-антидюнах возникают большие стоячие волны.

Гряды-антидюны характеризуются безотрывным обтеканием их потоком и совпадением кривых свободной поверхности воды в паводок с профилем гряд. У врезанных излучин скопления наносов располагаются на изгибах потока, а гребни гряд субпараллельны линии вогнутого скального берега, возле которого формируется глубокий спокойный плес. Во время паводка бурный поток при набегании на скалистый береговой уступ оказывается в условиях подпора, благодаря чему происходит резкое уменьшение скоростей, возникает зона устойчивого скопления наносов, образующих перекаат. Перекааты характеризуются сжатием потока между побочными и постоянно



бурным режимом течения. В пределах плеса русло расширяется, поток в межень становится спокойным.

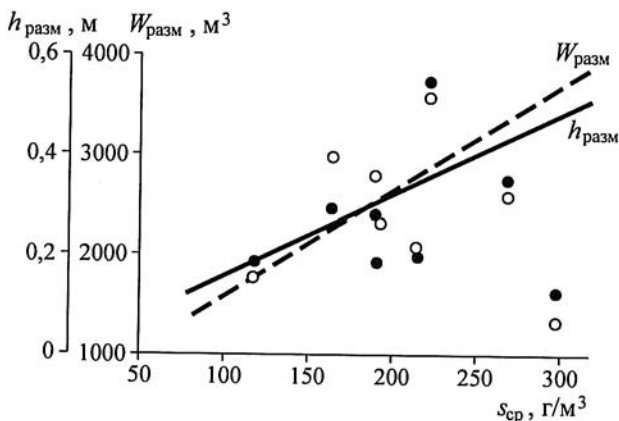
Постоянство зон скопления наносов обуславливает устойчивое положение перекатов в русле. Транспорт наносов осуществляется путем переноса отдельных частиц с одной гряды на другую. Перекаты служат своеобразными «перевалочными пунктами», на верховых склонах которых откладываются частицы, приносимые сверху, и происходит размыв отложений и вынос частиц с низового откоса вниз по течению. Эти деформации происходят при максимальных расходах воды. На спаде паводка и в межень транспортирующая способность потока недостаточна для их транспорта, деформации русла и форм руслового рельефа прекращаются.



**Рис. 4.5.** Горное русло с развитыми аллювиальными формами (р. Башкаус, Алтай). Фото автора

Гряды на горных реках этого типа соизмеримы с шириной и глубиной русла. На спаде паводков и в межень, когда движение наносов прекращается из-за формирования отмостки, трансформации гряд не происходит. В ущельях, где развиты врезанные излучины, преимущественное распространение получили перекаты, строго приуроченные к изгибам русла. Однако в периоды повышенной водности преобладает размыв их поверхности и понижение отметок, в маловодные — аккумуляция наносов и повышение отметок поверхности. При этом увеличение подвижности наносов и активизация размыва возрастают с повышением насыщенности потока взвесью (рис. 4.6).

Разрушение отмостки в паводки вызывает поступление дополнительных порций мелкого материала в поток, вследствие чего транспортирующая способность по отношению к крупным галечно-валунным наносам растет. В маловодные периоды разрушение отмостки не происходит, а повышенная шероховатость способствует аккумуляции наносов.



**Рис. 4.6.** График зависимости объема размыва  $W_{\text{разм}}$  (1) и среднего слоя размыва  $h_{\text{разм}}$  (2) на поверхности побочня р. Бзыби (Западный Кавказ) (по Н.В. Хмелевой и Н.Н. Виноградовой)

**Русла полугорных рек** развиваются при условии изменения во времени соотношений  $h > h_{\text{кр}}$  и  $I > I_{\text{кр}}$ . Им свойственен переменный характер течения при смене фаз водного режима: в межень течение спокойное; в паводки на мелководных участках русла поток бурный; на плесах, где глубина превышает высоту волн паводков, средняя скорость потока меньше скорости распространения одиночной волны, течение сохраняется спокойным. Поэтому механизм формирования русел полугорных рек и их морфология несут черты русел равнинных и горных рек в зависимости от условий, в которых эти реки протекают: в горных долинах или в предгорьях и внутригорных котловинах. На полугорных реках встречаются асимметричные грядовые мезоформы с крутым низовым откосом (подвальем), идентичные грядам на равнинных реках, но отличающиеся от них большей крутизной, и антидюны, соответствующие макроформам горных рек. Чем меньше уклоны, тем больше сходство русел полугорных рек с равнинными реками. С увеличением уклона полугорных рек увели-

чивается сходство их русел с руслами горных рек с развитыми аллювиальными формами.

По своей морфологии русла полугорных рек неодинаковы в сужениях и расширениях долин в горной зоне и в предгорьях. В сужениях и в горной зоне обычно имеют слабо извилистое русло с галечно-валунными перекатами и осередками. В расширениях преобладают разветвленные русла, нередко образуются пойменно-русловые разветвления, пойменная многорукавность и галечно-валунные поля.

Перекаты и побочни извилистых полугорных рек в горной зоне характеризуются относительной устойчивостью своего положения на реке, формируясь во время высоких паводков, когда поток становится бурным. Они имеют форму антидюн, и их деформации аналогичны перекатам горных русел с развитыми аллювиальными формами, заключааясь в периодическом частичном их размыве (намыве).

Для разветвленных русел полугорных рек в предгорьях и межгорных котловинах отличительной чертой переформирований является постоянное их изменение, связанное с отторжением от берегов прирусловых отмелей, обмелением и возникновением новых протоков и рукавов. Одновременно происходит трансформация грядовых форм руслового рельефа, связанная со сменой бурного потока на перекатах спокойным на спаде паводка и в межень. В результате на антидюны, образующиеся бурным потоком в паводки, накладываются асимметричные гряды меньших размеров, формирующиеся спокойным потоком.

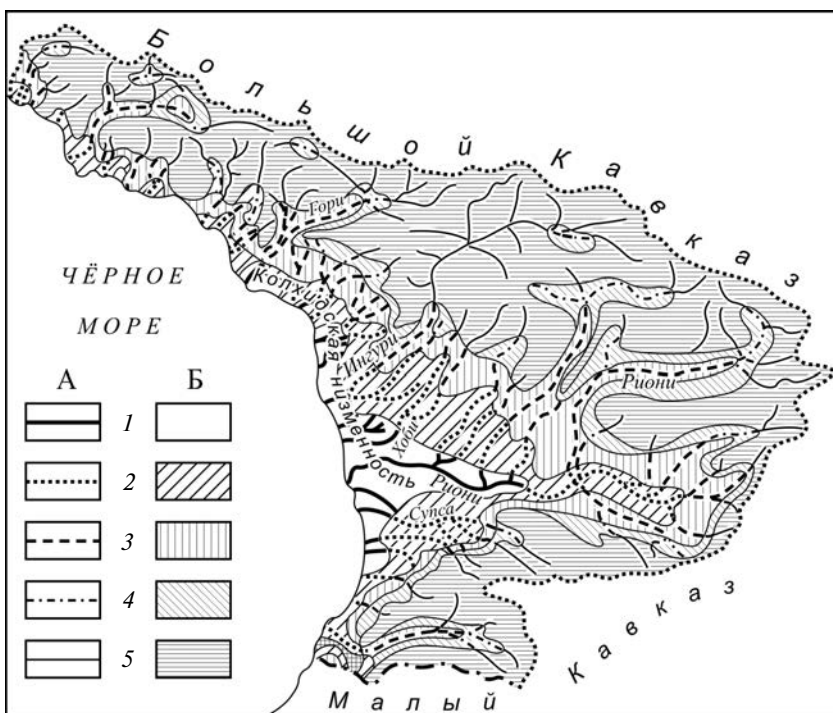
Иногда полугорный характер реки сохраняют на значительном удалении от гор при песчаном составе русловых отложений. Это связано с систематическим накоплением наносов, что обуславливает повышенные уклоны больших рек, выходящих из гор в предгорья: например, на Сырдарье в пределах Ферганской долины  $I = 4\text{‰}$ , в начале равнинной части бассейна  $I = 1,3\text{‰}$ ; на Амударье ниже слияния Вахша и Пянджа  $I > 0,4\text{‰}$  и т.д. Это определяет бурный характер течения рек в паводки, когда формируются гряды-антидюны.

Таким образом, транспорт наносов горными и полугорными (за исключением случаев с песчаным аллювием) реками осуществляется только во время половодья и паводков. В межень, когда расходы воды уменьшаются в десятки и сотни раз, русло выстилается аллювиальной отмосткой, становится неразмываемым. Различия в гидравлическом режиме горных рек, формах транспорта наносов и механизмах взаимодействия потоков с руслами рек определяют неодинаковые проявления русловых процессов, их морфологию и динамику. При любом типе русловых процессов русла горных рек могут быть врезанными, адаптированными или широкопойменными, характеризоваться той или иной морфологией (излучины, разветвления, относительно прямолинейное русло и их разновидности).

В горах преобладают врезанные русла; по мере уменьшения уклонов и расширения долин и во внутригорных впадинах их русла могут быть широкопойменными. В предгорьях распространены адаптированные русла.

Горные реки по составу руслообразующих наносов никогда не бывают песчаными, так как в них  $V \gg V_n$  для песка и мелкой гальки, которые в этих условиях не являются руслообразующими; они кольматируют галечно-валунные отложения, слагающие прирусловые отмели, где скорости течения относительно малы.

Изменение продольных уклонов по длине рек от гор к равнине демонстрирует последовательную смену сначала одного типа горного русла другим, затем полугорным и, наконец, равнинным, создавая вертикальную поясность в пространственном распространении различных типов русловых процессов (рис. 4.7). Очевидно поэтому А.Н. Крошкин



**Рис. 4.7.** Распределение различных типов русловых процессов на реках Западного Кавказа.

Типы русел (А) и районы их распространения (Б):

- 1 — равнинные; 2 — полугорные; 3 — горные с развитыми аллювиальными формами; 4 — горные с неразвитыми аллювиальными формами; 5 — порожиисто-водопадные

дал наименование типам русел горных рек названия, соответствующие их приуроченности к тому или иному высотному поясу: высокогорные (порожисто-водопадные), горные (горные с неразвитыми аллювиальными формами), горно-предгорные (горные с развитыми аллювиальными формами) и предгорно-равнинные (полугорные).

В орографически сложных горных странах имеет место неоднократное изменение типов русловых процессов вниз по течению (Памир, Алтай, Саяны).

Расположение истоков рек, протекающих по равнинным территориям, возвышенности и повышенные уклоны в верховьях (см. рис. 4.7, реки 1...4 порядок) обуславливают формирование здесь русел горного типа, вплоть до порожисто-водопадных. Однако еще в пределах возвышенностей такие русла быстро становятся равнинными и таковыми являются на всем протяжении рек, если плавность изменений уклонов не нарушается ступенями продольного профиля на выступах, сложенных скальными породами (пороги на Днепре, Енисее, Свири, Волхове). Постоянное чередование горных, полугорных и равнинных участков характерно для Онеги и рек Карелии, имеющих ступенчатый продольный профиль.

#### 4.1.3. Русловые процессы и селевые потоки

Особое место в типизации русловых процессов занимают *селевые русла горных рек* (см. табл. 4.1). К ним относятся русла, по которым проходят селевые потоки, причем периодичность селей такова, что в межселевой период русловой поток не успевает переработать селевые отложения. В руслах крупных горных рек ( $F > 1000 \text{ км}^2$ ) селевые потоки не формируются. Они могут быть только принимающими сели из притоков, выносы из которых определяют формирование русловых отложений, изменяют форму продольного профиля, направленность и интенсивность русловых деформаций, а иногда и тип русловых процессов. На самых малых реках ( $< 10 \text{ км}^2$ ) селевые потоки выходят за пределы гор в предгорья, в долины больших рек и в междугорные котловины.

*Сели* — стремительные русловые потоки, состоящие из смеси воды и обломков горных пород, отличающихся большой насыщенностью твердым материалом, составляющим от 10...15 до 60...70% и более общего их объема. Условием формирования селей являются:

1) паводки, достигающие для приведения в движение рыхлообломочного материала на склонах и в руслах рек соответствующих скоростей;

2) наличие этого материала;

3) значительные уклоны русла, обеспечивающие одновременное приведение водно-грунтовой массы в движение.

Основным показателем селевого потока, по С.М. Флейшману, отличающим его от обычного руслового потока, является такая насыщенность его наносами, при которой транспортируемый им твердый материал оказывает существенное влияние на весь режим движения потока. В общей форме это вытекает из анализа формулы для определения неразмывающих и размывающих скоростей (2.7), в которых имеется член  $(\rho_n - \rho)$ , где  $\rho_n$  и  $\rho$  — плотность наносов и воды соответственно. Насыщение потока наносами приводит к увеличению его плотности, вследствие чего член  $(\rho_n - \rho) \rightarrow 0$ , поток приобретает реологические свойства, его транспортирующая способность повышается, обеспечивая перенос обломков горных пород и валунов, размеры и вес которых на порядок больше, чем перемещаемых водным потоком.

В зависимости от плотности селевой массы, т.е. количества глинистых и пылеватых частиц в потоке, сели могут быть несвязными ( $\rho = 1,1 \dots 1,6 \text{ т/м}^3$ ) и связными ( $\rho = 1,6 \dots 2,3 \text{ т/м}^3$ ). У *несвязных селей* основная масса находится в свободном состоянии, и, хотя поток представляет собой более или менее тяжелую суспензию, его движение происходит по законам гидравлики, а перенос твердого материала аналогичен транспорту наносов водными потоками. *Связные сели* подчиняются законам течения вязкопластичных сред, движение осуществляется гравитационным безнапорным течением самой структурированной среды. На горных реках в основном распространены несвязные сели, а среди них *грязекаменные* и *водокаменные* (или наносоводные). Первые имеют сравнительно небольшое количество воды и значительно насыщены рыхлообломочным материалом (от крупных обломков до мелкозема). Вторые характеризуются значительным количеством мелкозема и преобладанием водной составляющей. При плотности грязекаменного селевого потока  $2 \text{ т/м}^3$  обломок скального грунта «облегчается» в 4 раза; у воднокаменного турбулентного селевого потока плотность его на 50...60% больше, чем у наносонесущего паводкового, вследствие чего его движущая сила значительно больше.

Сели образуются при быстром стоке ливневых вод, интенсивном таянии снега и ледников, при прорыве ледниковых или запрудных озер, в результате чего рыхлообломочный материал насыщается водой и начинает двигаться с большой скоростью по горному руслу, аккумулируясь на более низких отметках в виде конусов выноса (при выходе селевого потока в долину крупной реки) либо селевых полей.

Сели обычно наблюдаются только на горных реках с площадью бассейна до  $200 \text{ км}^2$  и меньше при уклонах  $> 15 \dots 20\%$ . На больших реках потоки приобретают характер селей лишь непосредственно ниже впадения селевых притоков, но быстро смешиваются с потоком

главной реки, насыщенность их твердым материалом снижается. Поэтому такие реки не являются селевыми.

Скорость движения селей изменяется в пределах от 2...3 до 8...10 м/с и более и носит лавинный характер. Нарастание расхода селевого потока до максимальных значений составляет секунды или даже доли секунды; быстрота нарастания расхода определяет крутой передний фронт селя, что, в свою очередь, создает высокую эродирующую и ударно-разрушительную способность селевого потока, который движется прямолинейно, ударяясь о любое препятствие.

Для селя характерно волновое перемещение, связанное с дискретным поступлением в поток рыхлообломочного материала со склонов, прорывами заторов или скоплений рыхлообломочного материала, в том числе самой селевой массы, перед сужениями и резкими поворотами русла, когда скорость селевого потока намного возрастает.

К основным динамическим характеристикам селей относятся их объем, скорость и расход селевого потока. Объем селей,  $W_c$ , м<sup>3</sup>, образованных ливневыми осадками определяется по формуле Д.Л. Соколовского:

$$W_c = 1000 H_0 \alpha F \gamma, \quad (4.20)$$

где  $H_0$  — слой осадков, вызвавших паводок, мм;  $\alpha$  — коэффициент стока, равный в высокогорье 0,5...0,7, в среднегорном поясе — 0,3...0,5, в низкогорье — 0,1...0,2;  $F$  — площадь бассейна, км<sup>2</sup>;  $\gamma$  — объемное содержание наносов в 1 м<sup>3</sup> воды ( $\gamma = 0,1...0,7$ ).

Для расчета скорости движения селей применяются формулы, структура которых основана на формуле Шези и формулах, в основу которых положен предельный размер транспортируемых потоком наносов. К первым относится формула М.Ф. Срибного:

$$V_c = \frac{n}{\alpha} R'^{2/3} I^{1/4}, \quad (4.21)$$

где  $n$  — коэффициент шероховатости русел,  $n = 6,5$ ;  $\alpha$  — коэффициент учитывающий внутреннее сопротивление потока;  $\alpha = (\varphi \gamma_T + 1)^{0,5}$   $R'$  — гидравлический радиус потока, м;  $I$  — уклон русла;  $\gamma_T$  — удельный вес наносов;  $\varphi$  — коэффициент селесносности.

Коэффициент селесносности определяется по формуле:

$$\varphi = \frac{\gamma_c - 1}{\gamma_T - 1}, \quad (4.22)$$

где  $\gamma_c$  — объемный вес селевой массы, т/м<sup>3</sup>.

Наиболее распространенной формулой второго подхода является формула Тьери, приведенная к виду:

$$V_c = a\sqrt{d_{\max}}, \quad (4.23)$$

где  $d_{\max}$  — наибольший размер обломков, транспортируемых селем;  
 $a$  — интегральный коэффициент, учитывающий параметры потока  
и русла,  $a = 3 \dots 5$ .

Для определения расхода селевого потока наиболее часто применяются формулы М.Ф. Срибного:

$$Q_c = \frac{6,5}{\alpha} b_p h^{5/3} I^{1/4}, \quad (4.24)$$

где  $\alpha$  определяется по специальной зависимости,  
и Д.Л. Соколовского:

$$Q_{c_{\max}} = Q_{\max} (1 + \beta) K_{\text{зат}}, \quad (4.25)$$

где  $\beta$  — наносоводное отношение (сели слабой насыщенности —  
0,03...0,14, средней — 0,14...0,32, сильной — 0,32...0,5),  $K_{\text{зат}}$  — коэф-  
фициент заторности,  $K_{\text{зат}} = 3 \dots 5$ .

Влияние селевых потоков на русловые процессы по форме их проявления можно разделить на два типа:

1. На селевых реках в промежутках между селями (они могут быть как достаточно короткими, так и продолжительностью в десятки лет и более) речные потоки, протекающие по селевым отложениям, формируют русла, постепенно приобретающие морфологический облик и характер русловых деформаций, соответствующий водности и уклонам русла.

2. На реках, принимающих сели из притоков, влияние последних проявляется в выносе огромного количества наносов, объем и крупность которых намного превышают транспортирующую способность потока. Это сказывается в форме продольного профиля, приобретающей своеобразную ступенчатость, в изменении типа русла и других его характеристик, на величине стока наносов, условиях их транспорта потоком, направленности вертикальных русловых деформаций и т.д.

Степень преобразования селевых отложений русловыми процессами и приобретения руслами морфологического облика, свойственного руслам горных рек, зависит от частоты формирования селей (табл. 4.2). При очень частой повторяемости селевых потоков (ежегодно или несколько раз в году) русло является селевым. Чем длиннее межселевой период, тем в большей мере оно трансформируется в русло того типа, которое соответствует его уклонам вплоть до полной утраты селевого облика.

Обладая чрезвычайно высокой транспортирующей способностью, селевой поток значительно деформирует русло. Характер и степень воздействия селевых потоков различны в зонах формирования, транзита и отложения селя. В зоне формирования селя русло прямолиней-



ное, узкое, с наибольшими уклонами. Здесь происходит наиболее интенсивный размыв русла, сопровождающийся оползанием и разрушением берегов. В *зоне транзита* наблюдается периодический размыв или отложение наносов, сменяющих друг друга как во времени, так и по длине реки. Отложение селевой массы происходит в расширениях долины и при изменениях ее направления, т.е. там, где уменьшаются глубина и скорость потока. В сужениях долины происходит вовлечение в поток рыхлообломочного материала. Селевой поток, перемещаясь волнами, при остановке приводит к образованию лобовых грязекаменных валов, перегораживающих поперек русло или дно долины, высотой до нескольких метров. Селевая масса отлагается сплошными полями, окаймленными боковыми валами, вытянутыми по течению и состоящими, как и лобовые валы, из крупных глыб и валунов.

Таблица 4.2

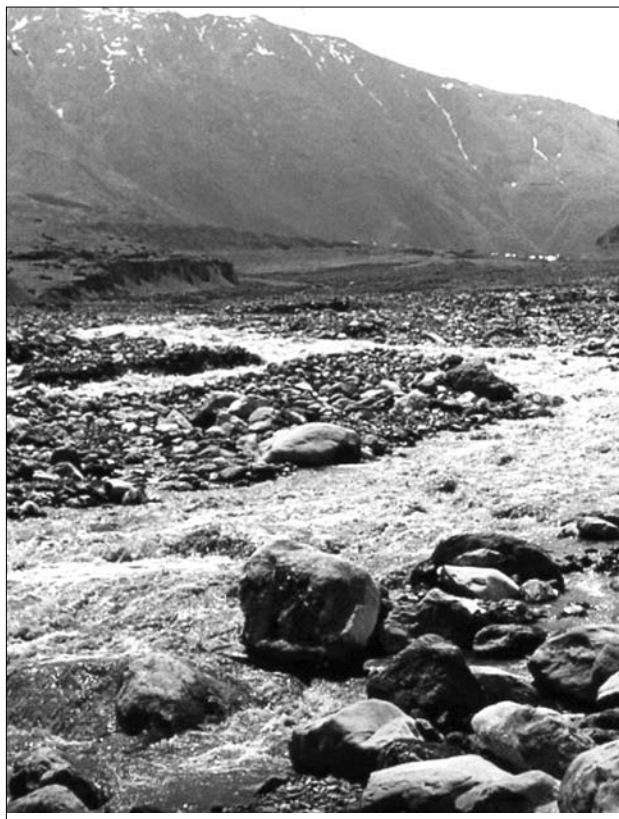
**Категории повторяемости селевых потоков (по В.Ф. Перову)**

Категория повторяемости	Межселевой интервал, годы	Категории повторяемости	Межселевой интервал, годы
Очень частая	Ежегодно, несколько раз в году	Редкая	16–30
Частая	2–5	Очень редкая	31–50
Средняя	6–15	Эпизодическая	> 50

В *зоне аккумуляции селя* отложение селевого материала происходит локализованно или рассредоточенно. Первое — характерно для выхода селевого потока из узкого ущелья с крутым продольным профилем к подножию гор или в долину большой горной реки — здесь формируется селевой конус выноса. Второе — свойственно расширяющейся вниз по течению долине горной реки при соответствующем снижении уклонов — селевые отложения формируют селевые поля.

После прохождения селя прежнее русло исчезает, погребенное под слоем селевых отложений, начинается формирование нового русла. Большая роль в этом процессе принадлежит *послеселевому паводку*. Значительной переработке селевых отложений водным потоком способствует отсутствие отстойки, так как поток вступает во взаимодействие с несортированным материалом, насыщается глинисто-пылеватой и песчано-гравийной смесью, существенно повышая его транспортирующую способность и вызывая активное движение галечно-валунных наносов. Облик первичного русла, созданного послеселевым паводком, определяется селевыми валами, образующими естественные запруды в русле. В результате первичное

русло имеет ступенчатый продольный профиль, в котором каждый перегиб соответствует селевому лобовому валу. Берега русла представляют собой селевые террасы, сложенные несортированным грубообломочным материалом с мелкодисперсным заполнителем. Дно первичного русла выстилается хаотично нагроможденным галечно-валунным материалом. Такое первичное русло на всем его протяжении является порожиисто-водопадным (рис. 4.8).



**Рис. 4.8.** Селевое порожиисто-водопадное русло р. Терека в верхнем течении. Фото автора

В межселевой период русло перерабатывается водным потоком, который вымывает мелкие фракции из береговых валов и селевых террас, сортирует галечно-валунный материал по длине и ширине русла. Глубины становятся равномерными, селевое русло постепенно утрачивает свои черты и приобретает облик горного неселевого русла.

Влияние селей на русловые процессы проявляется также в гранулометрическом составе руслообразующих наносов. Основным источником их являются размываемые селевые отложения. Водный поток, перерабатывая их, изменяет сортированность и крупность наносов. Селевые отложения характеризуются содержанием глинисто-пылеватых фракций ( $d < 0,05$  мм) до 2...3% и песчаных почти до 20%; в русловых отложениях горных рек, полностью переработавших русло после прохождения последнего селя, этих фракций нет.

В селевых отложениях зависимость средневзвешенного диаметра частиц от уклона русла отсутствует. Русловой поток, перерабатывая селевые отложения, создает отмостку, для которой проявляется зависимость крупности составляющих ее наносов от уклона русла, хотя и менее тесная, чем для горных неселевых рек.

Большие реки, в которые селевые потоки выносят массу обломочного материала в количестве, превышающем их транспортирующую способность, характеризуются ступенчатым продольным профилем, резкие перегибы которого приурочены к местам впадения селевых рек. Выделяют четыре типа влияния селевых притоков на русло большой горной реки:

- *первый тип* характеризуется образованием конусов выноса селевых притоков и четко выраженных перегибов продольного профиля с образованием в русле участков подпора главной реки, непосредственного воздействия селей на ее русло и активной переработки селевых отложений, выносимых вниз по течению (рис. 4.9). На участке подпора продольный профиль выполаживается, формируется широкопойменное, нередко разветвленное

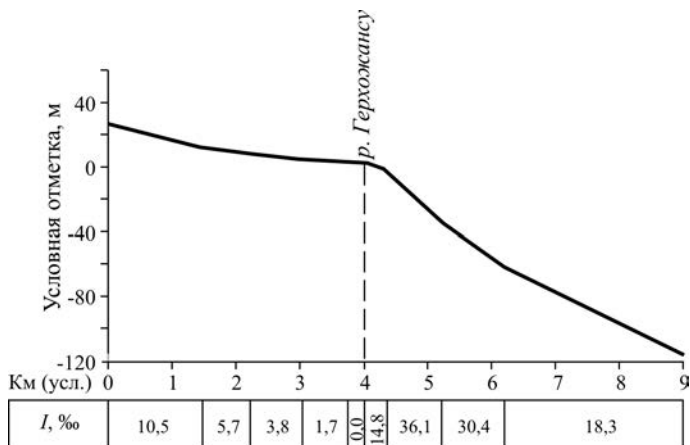


Рис. 4.9. Перегиб продольного профиля р. Баксан при впадении селевого притока (р. Герхожансу)

русло. После прохождения катастрофических селей возможно образование подпрудного озера, которое постепенно заполняется наносами, поступающими с вышерасположенных участков реки. Ниже перегиба продольного профиля русло главной реки становится порожисто-водопадным, галечно-валунным на селевых отложениях, образовавших конус выноса;

- *второй тип* отличается слабым развитием или отсутствием конуса выноса и активной переработкой селевых отложений. Он встречается в сужениях долин, частой и очень частой повторяемостью селей на притоках, но сравнительно небольшими объемами выносов (до 100 тыс. м<sup>3</sup>), незначительной крупностью селевого материала. Во время паводков селевые аккумулятивные образования обычно размываются;
- *третий тип* характеризуется наличием конуса выноса, отесняющего реку к противоположному борту долины, и незначительным перегибом продольного профиля. Он встречается в расширениях долины при условии частой повторяемости селей на притоках, но средними и большими объемами выноса при незначительной крупности селевых отложений, а также при впадении притоков с редкой повторяемостью селей;
- *четвертому типу* свойственна незначительность изменений продольного профиля, что связано со слабой селевой активностью притоков либо с разгрузкой их преимущественно на древних конусах выноса, вследствие чего прямое влияние их на русло главной реки незначительно.

#### 4.1.4. Русловые процессы на равнинных реках

Равнинные реки со спокойным течением, в отличие от горных, характеризуются малыми уклонами, небольшими значениями числа Фруда, огромными различиями в их водоносности, водном режиме, величине стока наносов и их составе: от ручьев и рек 1-го порядка с расходами воды в доли кубометра в секунду до Амазонки со среднегодовым расходом воды более 170000 м<sup>3</sup>/с, от рек с предельно малой мутностью ( $s < 10 \text{ г/м}^3$ ) до  $s > 1800 \text{ кг/м}^3$  во время половодья (р. Вэйхэ, приток Хуанхэ), от рек с песчано-илистым руслом до рек с галечно-валунным составом руслообразующих наносов. На низменностях абсолютно преобладают песчаные русла, характерные для малых и средних, больших и крупнейших рек. В условиях ограниченного развития русловых деформаций при пересечении реками возвышенностей, сложенных коренными скальными породами или мореной, насыщенной валунным материалом, руслообразующими являются галечно-валунные наносы. Большие реки, протекающие в горных странах, имеют уклоны, характерные для рек равнинных территорий

(<0,30...0,50‰), спокойный режим потока, галечные или галечно-валунные русла, и по характеру русловых процессов являются равнинными.

Таким образом, равнинные реки неодинаковы по условиям взаимодействия потока и русла, транспорта руслообразующих наносов в зависимости от галечно-валунного, песчаного или песчано-илистого их состава, соотношения глубины  $h$  и ширины  $b_p$  русла, форме поперечного сечения и степени распластности потока. На галечно-валунных равнинных реках существуют только крупные гряды, возникающие в многоводную фазу режима; трансформация грядового рельефа русла с образованием гряд меньших размеров, отвечающих гидравлическим условиям межени, не происходит. На песчаных реках формируются гряды от макро- до микро- и ультрамикроформ, в стрежневой зоне потока происходит их перестройка от половодья к межени, приводящая к остановке (консервации) макроформ и образовании на их напорных склонах грядовых мезо- и микроформ.

На галечно-валунных реках движение наносов и смещение гряд начинаются только при разрушении отмытки. Для залегающей под ней толщи фактическая скорость потока  $V_\phi \gg V_p$ . В результате поток быстро насыщается мелким материалом, что сопровождается, подобно аналогичному явлению на горных реках, снижением размывающих скоростей для крупных частиц, в том числе составляющих отмытку, так как насыщение воды взвесью увеличивает ее плотность, и в выражении:

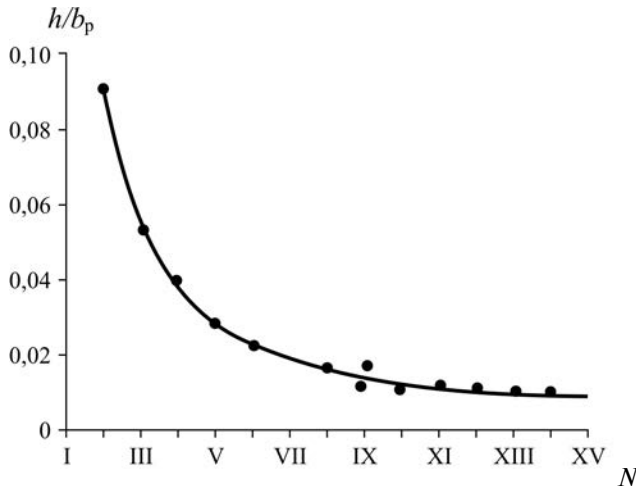
$$V_p = f\left(d, g, h, \frac{\rho_n - \rho}{\rho}\right) \text{ член } \frac{\rho_n - \rho}{\rho} \rightarrow 0.$$

Скорости смещения гряд на галечно-валунных и песчаных реках различаются на порядки величин; есть также отличия в сезонном режиме. На песчаных реках они намываются в половодье, размываются в межень или наоборот. На галечно-валунных реках при снижении уровней перекаты превращаются в неразмываемые водосливы, что приводит к росту скоростей и дополнительному понижению уровней на их гребне, не компенсируемому размывом.

На реках с песчано-илистым руслом возможно безгрядовое движение наносов, если  $V \gg V_n$ . В межень на них образуются бесструктурные скопления наносов, образующих мелководные участки; при повышении стока они размываются, происходит массовое взвешивание наносов (на р. Хуанхэ мутность во время летнего паводочного периода достигает  $300 \text{ кг/м}^3$ ).

Малые, средние и большие реки вследствие различий в водоносности и быстрого ее роста от истока вниз по течению неоднородны по форме поперечного сечения, определяющего условия взаимодействия потока и русла. На это отличие впервые обратил внимание

Н.А. Ржаницын, показавший, что малые реки характеризуются небольшой величиной соотношения  $h/b_p$ . Поэтому форма сечения русла у них приближается к параболической. На реках от 1 до 9...13 порядка (по схеме Н.А. Ржаницына) величина  $h/b_p$  изменяется в 10...100 раз. При дальнейшем увеличении порядка  $N$  уменьшение  $h/b_p$  происходит относительно медленно (рис. 4.10).



**Рис. 4.10.** Изменение  $h/b_p$  с увеличением порядка  $N$  реки (по Н.А. Ржаницыну)

Различия в форме поперечного сечения русла определяют особенности структуры и динамики потока, гидравлические сопротивления, относительную шероховатость русел рек. При параболической форме поперечного сечения ширина и глубина русел малых рек соизмеримы по величине: при  $N = 1$   $b_p > 1,5h$ , при  $N > 1$   $b_p/h = 4...6$ , поэтому на поток равноценно влияют и дно, и берега. В результате гидравлические сопротивления на малых реках в равной мере определяются дном и берегами, на средних и больших реках — грядовой или зернистой шероховатостью дна.

Полнота поперечного сечения (соотношение  $b_p$  и  $h$ ) определяет также условия развития поперечной циркуляции в руслах. На изгибах русла, у которого  $b_p$  и  $h$  сопоставимы, возникает винтообразное течение; в широком русле имеет место расхождение направлений поверхностных и донных струй потока или его разделение на несколько динамических осей. На основе лабораторных опытов А.И. Лосиевский показал, что поперечная циркуляция, характерная для узкого глубокого русла, заменяется в широком, относительно

мелком русле неоднородным течением с двумя и более динамическими осями.

И.Ф. Карасев предложил оценивать условия движения потока в русле критерием его квазиоднородности:

$$\Theta = \frac{b_p}{h} \sqrt{\lambda}, \quad (4.26)$$

где  $\lambda$  — коэффициент гидравлических сопротивлений  $\lambda = \frac{2g}{C^2}$ ,  $\lambda$ .

В руслах малых рек величина  $\Theta$  достигает наименьших значений (<4,5), что соответствует условиям сохранения потоком «формы компактной струи, имеющей размеры всего русла»; на средних и больших реках значения  $\Theta$  возрастают, возникает широкая стрежневая зона; при  $\Theta > 9,5$  в потоке образуются две и более ветвей течения, между которыми скорости меньше и формируются аккумулятивные образования, благодаря которым русло разделяется на рукава. На средних реках ( $4,5 < \Theta < 9,5$ ) возникает относительно широкая стрежневая зона без обособленных зон течения и четко выраженной динамической оси потока. В результате, малые, средние и большие реки отличаются по условиям взаимодействия потока и русла, и, соответственно, типу русловых процессов. Эти различия сказываются в распространении меандрирующих, разветвленных и относительно прямолинейных, неразветвленных русел, а для меандрирующих рек — в ряде специфических особенностей развития излучин на реках разных размеров (в частности, в абсолютном преобладании петлеобразных излучин у малых рек). В то же время на реках первых порядков ( $N = 1...3$ ) из-за отсутствия или малого количества руслообразующих наносов, составляющих основу аккумулятивных форм руслового рельефа, а при их зарастании — фрагментов поймы в шпорах излучин, преобладают прямолинейные неразветвленные русла.

Таким образом, специфика взаимодействия потока и русла позволяет типизировать русловые процессы на равнинных реках в зависимости от размера последних, т.е. выделять типы русловых процессов, соответствующие малым, средним и большим рекам. Особо выделяются ручьи, соответствующие водотокам 1-го порядка. Они характеризуются большим разнообразием в зависимости от положения постоянного источника (родника) на склоне, в балке, на дне глубокого оврага, врезанного до водоупорного или водоносного горизонта и т.д.

Если характер изменения  $h/b_p$  использовать для определения «русловой» границы между малыми и средними реками, то, по Н.А. Ржаницыну, для рек средней полосы Европейской России она соответствует 10...11 порядку, когда быстрое изменение  $h/b_p$  сменяется медленным. В этом случае нижний (считая от истока) предел

длины малой равнинной реки составляет 180...340 км, причем «границный» порядок рек меньше в гумидных и больше в аридных областях. При повышенной водоносности реки и естественной зарегулированности стока отношение  $h/b_p$  уменьшается быстрее по сравнению с маловодными реками аридных областей, для которых резко выражена внутригодовая неравномерность стока, вплоть до пересыхания в межень. Поэтому в аридных условиях длина малых рек (от истока) составляет иногда 500...800 км.

#### **4.1.5. Скальные русла, скульптурные и скульптурно-аккумулятивные формы руслового рельефа**

*Скальные русла* встречаются во всем диапазоне уклонов как на горных, так и на равнинных реках там, где их ложе сложено скальными или скально-пластичными (полускальными) породами. Стенение русла скальными берегами и дном обуславливает резкий рост скорости течения, что обеспечивает вынос поступающего на участки с таким руслом галечно-валунного материала за их пределы. Поэтому русловые процессы получают специфическое развитие на реках, берега и дно которых сложены скальными горными породами. Даже большие реки, имеющие аллювиальное русло, прерываются или чередуются с участками, где поток непосредственно контактирует с коренным ложем и практически лишен русловых отложений. Таковы реки, протекающие в горных странах (Катунь, Ангара, Витим, верхний Алдан); участки со скальным руслом имеются на верхней и средней Лене, среднем Енисее (Казачинский и Осиновский пороги), среднем Амуре (Союзный пережат), Онеге, доминируют на реках Карелии, встречаются на реках, текущих по возвышенностям Русской равнины.

В верховьях горных рек и на малых горных реках (первых порядков) скальные русла имеют вид прямолинейных крутонаклонных (рис. 4.11), иногда ступенчатых скальных лотков, в которых непрерывно чередуются микроводопады и эрозионные котлы. При больших уклонах происходит только вынос вниз по течению, в том числе благодаря тангенциальной составляющей силы тяжести, продуктов размыва ложа и материала, поступающего со склонов.

При уменьшении уклона вниз по течению таких рек продольный профиль приобретает более выраженную ступенчатость, при которой по длине реки чередуются крупные перепады, вплоть до водопадов, и относительно пологие участки. Несмотря на достаточно большие уклоны (до 70‰), здесь периодически накапливается валунно-глыбовый материал, поступающий с вышележащего участка, имеющего больший уклон и полностью скальное ложе. В расширениях формируются скульптурные побочни как следствие более интенсивного





**Рис. 4.11.** Русловой скальный лоток на малой горной реке (Холодная речка, Западный Кавказ). Фото автора

разрушения коренного ложа в стрежневой зоне потока из-за корродирующего воздействия наносов перемещающегося крупнообломочного материала. Ниже ступеней продольного профиля (водопадов) образуются эрозионные котлы, благодаря которым ступени отступают регрессивно. Этому способствует высокая кинетичность потоков: число Фруда практически всегда больше 2, а в крутонаклонных лотках ( $I \approx 300\%$ ) достигает 10,8 (сверхбурный поток).

На средних и больших горных реках ( $F > 10 \text{ км}^2$ ) в ущельях скальные русла, будучи стесненными коренными берегами и дном, имеют ширину, в несколько раз меньшую, чем на смежных аллювиальных участках. Так как  $Q = \omega V$ , здесь образуются быстротоки (рис. 4.12) со скоростями до 5...7 м/с (мгновенные пульсационные составляющие — 8...9 м/с). Столь значительное увеличение средней и мгновенной скоростей при неизменном уклоне обеспечивает вынос за пределы таких участков наносов, даже самых крупных, и формирование русла в виде скального лотка. Этому способствует очень малая шероховатость ложа, представляющего собой гладкую скалу. Протяженность подобных скальных участков колеблется в пределах 1...70 км. Отдельные скопления наносов встречаются лишь ниже скальных мысов и островов, где возникают местные зоны тиховодов. Перемещаемые по дну во время паводков валуны,

галька, глыбы корродируют дно. С учетом прочих факторов это приводит к врезанию русел горных рек на скальных участках со скоростями до 1–7 см/год.



**Рис. 4.12 а.** Скальное русло р. Катунь (Алтай) в 5 км выше (а) и 15...20 км ниже с. Еланды. Фото автора

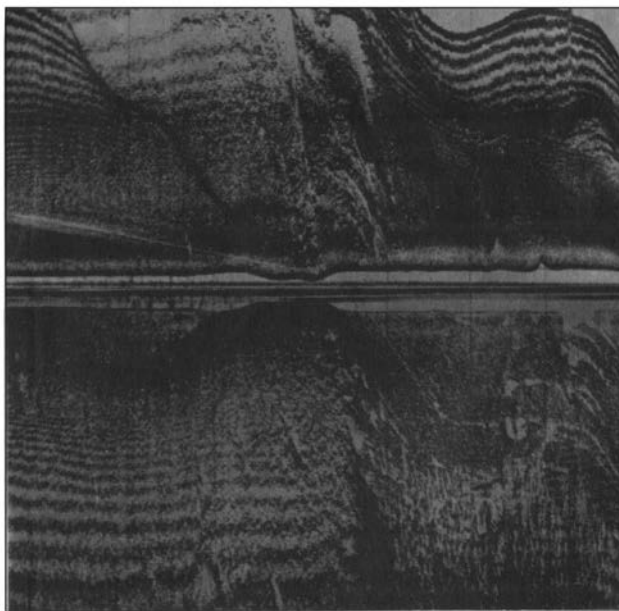
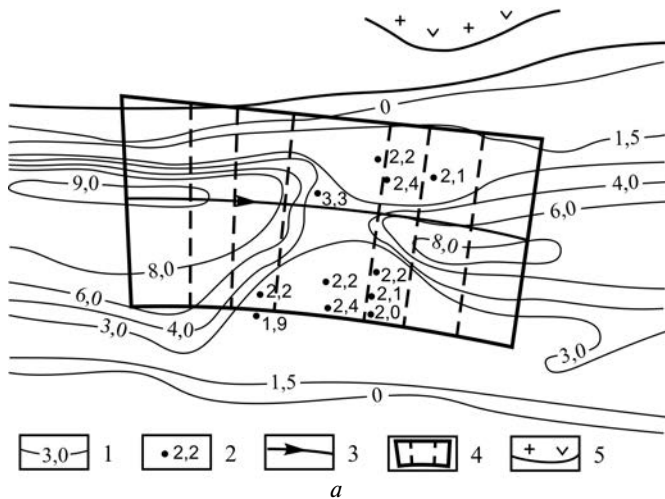


**Рис. 4.12 б.** Скальное русло р. Катунь (Алтай)  
15...20 км ниже с. Еланды (б). Фото автора

На больших равнинных реках повышение кровли скальных пород обуславливает местное увеличение уклонов свободной поверхности, особенно в межень, когда такие выступы коренного ложа играют роль подтопленных водосливов: Еловский перекат на р. Лене. Максимальные уклоны водной поверхности на нем при низких горизонтах воды достигают 0,44‰. Он образован диабазовой интрузией, пересекающей русло в виде выступа с крутыми откосами, поднимающимися над плесовыми ложинами на 5...6 м (рис. 4.13).

На реках со скальным ложем одиночные выступы изменяют гидравлическую структуру потока с образованием зон подпора и «скростной тени», в которых образуются скопления галечно-валунного материала. Подобные формы являются *скульптурно-аккумулятивными*.

Скальные выступы на дне реки, будучи неразмываемыми, вызывают изменения уклонов при смене фаз водного режима. При повышенных уровнях продольный профиль выравнивается по длине участка; в межень возникает его перегиб, соответствующий нижнему концу выступа и переходу к плесовой ложине. Такая «игра уклонов» приводит к изменению условий транспорта и аккумуляции наносов в разные фазы водного режима: в половодье (паводки) уклоны уменьшаются, коренное ложе покрывается наносами. На спаде уровня и в межень скорости растут, глубина падает, отложившиеся наносы приходят в движение и выносятся вниз по течению.



**Рис. 4.13.** Скальные выступы на Еловском пореке средней Лены.  
*a* — план русла: 1 — изобаты, м; 2 — глубины в отдельных точках;  
 3 — линия движения судна с локаторами бокового обзора;  
 4 — область гидролокационной съемки; 5 — выходы коренных пород  
 на левом берегу; *б* — гидролокационный снимок скального выступа  
 (по А.А. Зайцеву)

Распространенность по длине рек скального ложа оценивается коэффициентом скальности  $K_{ск}$  — отношением доли площади скальных участков к общей площади русла. При прочих равных условиях вниз по течению  $K_{ск}$  убывает, отражая уменьшение дефицита наносов и общее снижение скоростей течения при уменьшении уклона русла. Линейный тренд убывания скальности описывается зависимостью

$$K = ax - y, \quad (4.27)$$

где  $x$  — расстояние от устья, км;  $a, y$  — эмпирические коэффициенты.

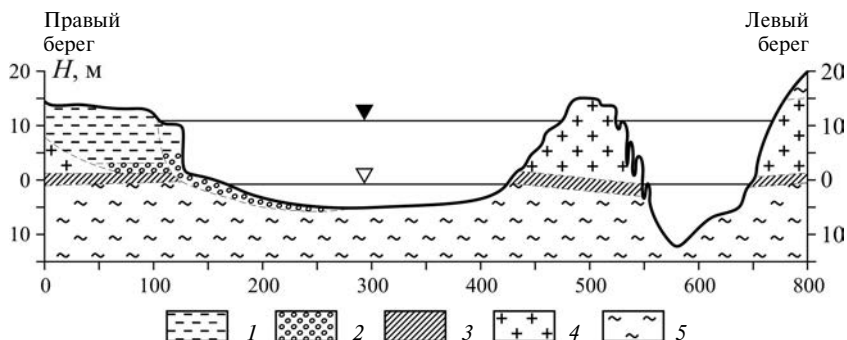
В суженном неразветвленном русле в коренных берегах форма поперечного сечения близка к параболической. Обломочный материал, поступающий с бортов долины и из притоков быстро «скатывается» с участием гравитационных сил к середине русла. Вследствие этого скальное ложе приурочено к прибрежным его частям. В стрежневой, где сосредоточен основной поток наносов, скорости потока достаточны для его транспортировки.

В широком русле большой реки скальное, лишенное наносов дно приурочено к его центральной части. При дефиците наносов в таких руслах перемещение галечно-валунного материала происходит в прибрежных частях, так как поперечный перенос его затруднен. Это обуславливает более интенсивное понижение дна (вследствие корразии) вдоль берегов, а посередине русла формируется скальный выступ, со временем превращающийся в цокольный остров (рис. 4.14). Это определяет широкое распространение на Лене, Алдане, Витиме, Енисее, Ангаре островов, имеющих в своей основе скальные выступы. По мере их образования и углубления прибрежных частей русла ниже их в зоне «скоростной тени» и выше в зоне подпора происходит накопление галечно-валунного материала. В результате скульптурные выступы посередине русла со временем превращаются в скульптурно-аккумулятивные острова. За геологическую историю развития такие острова становятся надпойменными, возвышающимися иногда над рекой на десятки метров (на Ангаре — до 50...60 м).

Скальные русла часто сопровождаются многочисленными выступами и мысами берегов, оказывающими на поток направляющее воздействие, обуславливающие его местные стеснения, образование суводей и переуглублений. Такие скальные мысы на сибирских реках называются «быки». Нередко они имеют подводное продолжение, полого уходящие под урез и являющиеся причиной появления скальных гряд, получивших на сибирских реках название *шиверы*, перегораживающие русло до половины его ширины.

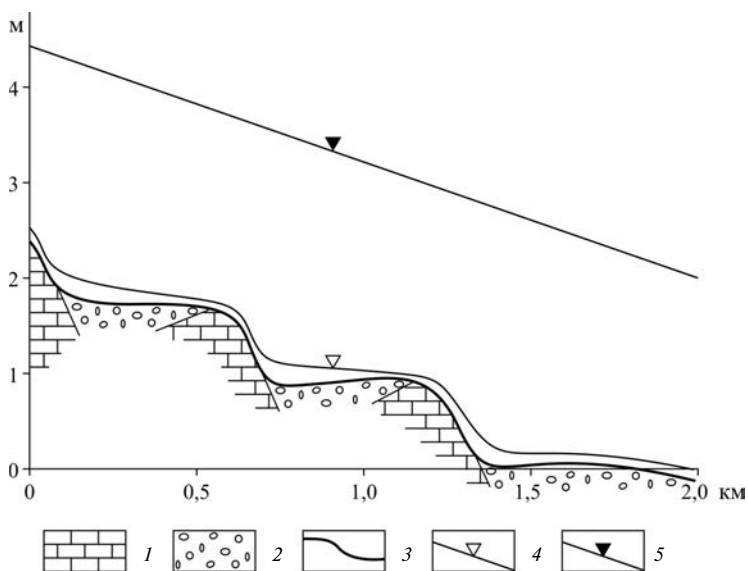
На малых и средних равнинных реках, протекающих по структурным возвышенностям, выходы скальных прочных пород обуславливают ступенчатость их продольных профилей. Каждая такая ступень состоит из порога или микроводопада, на котором уклоны в межень иногда в десятки раз больше, чем на участках между ними (рис. 4.15).

Во время половодья уклон по всему участку со ступенчатым профилем выравнивается, но его суммарная величина оказывается повышенной, что обуславливает перенос потоком галечно-валунного материала.



**Рис. 4.14.** Поперечный профиль скального русла р. Витим у о-ва Каменного:

1 — супеси; 2 — галечка и валуны; 3 — кварциты; 4 — пегматиты; 5 — гнейсы и сланцы



**Рис. 4.15.** Продольный профиль свободной поверхности потока и дна русла малой равнинной реки с порогами и водопадами на выступах скальных пород:

1 — известняки; 2 — галечники; 3 — дно реки; 4 — уровень межени; 5 — уровень половодья

## 4.2. Виды русловых деформаций и соотношения между ними

В зависимости от развития русловых деформаций по отношению к направлению силы тяжести русловые деформации объединяются в три основные группы (табл. 4.3):

- *вертикальные*, вызывающие трансформацию продольного профиля реки и изменения отметок дна русла (врезание или аккумуляция наносов);
- *горизонтальные*, связанные с перемещением русла в плане, размывами и намывами берегов, приводящие при зарастании отелей растительностью к образованию поймы, а в случае размыва коренных или террасовых берегов — к расширению дна долины;
- *связанные с грядовым движением наносов* (образованием, смещением и размывом гряд), обуславливающим формирование перекатов, побочней, осередков, кос и других аккумулятивных форм руслового рельефа.

Благодаря вертикальным деформациям происходит понижение (размыв) или повышение (из-за накопления — аккумуляции наносов) отметок дна, что сказывается на положении уровня свободной поверхности потока. Горизонтальные деформации соотносятся с образованием, развитием, эволюцией и отмиранием различных форм русел (излучин, рукавов, островов). Грядовое движение наносов сопровождается изменениями руслового рельефа как по вертикали (рост гребней перекатов и их размыв), так и по горизонтали (смещение вдоль и поперек русла) при сопряженности и одновременности проявления процессов эрозии и аккумуляции на смежных грядах.

Каждой из основных видов русловых деформаций соответствуют различные пространственно-временные масштабы развития: с одной стороны, направленные, периодические и текущие; общие (фоновые) и местные, с другой. Для заданного створа реки русловые деформации по времени проявления могут быть направленными, периодическими и текущими. *Направленные* развиваются без изменения знака процесса в течение вековых, исторических или геологических отрезков времени. *Периодические* (знакопеременные) деформации обусловлены сезонными или многолетними колебаниями водности реки и эволюцией русловых форм. *Текущие* деформации связаны, как правило, с грядовым движением наносов.

Русловые деформации каждого из видов могут проявляться по всей реке в целом или на участках значительного протяжения, представляя собой *общие деформации*, либо на ограниченных по длине отрезках русла, что соответствует *местным деформациям*, проявляющимся в пределах форм русла или форм руслового рельефа. В зави-

Виды русловых деформаций и формы их проявления

Формы проявления	Виды деформаций		
	Вертикальные	Горизонтальные	Связанные с грядовым движением наносов
<i>По времени</i>			
Направленные	Трансформации продольного профиля реки (врезание, аккумуляция)	Смещения прямолинейных русел, поясов меандрирования или разветвлений в сторону одного из берегов, развитие врезанных излучин	Закрепление растительностью крупных гряд (макроформ) и их превращение и пойма
Периодические	Размывы русел или аккумуляция наносов, связанные с развитием форм русла (излучин, узлов разветвления)	Переформирования излучин, узлов разветвления, прямолинейных участков русла	Многолетние и сезонные переформирования перекаотов и других крупных гряд (макроформ)
Текущие	Изменения отметок дна, связанные с сезонными колебаниями транспортирующей способности потока	Размывы и наращивание берегов, связанные со смещением и переформированиями побочной и осередков	Смещение макро-, мезо- и микроформ руслового рельефа
<i>В прострaнстве (по длине реки)</i>			
Общие (фоновые)	Трансформации продольного профиля реки (врезание, аккумуляция), охватывающие всю реку или протяженные участки рек	Охватывающие морфологически однородные участки рек	Переформирования перекаотных и плесовых участков



Формы проявления	Виды деформаций		
	Вертикальные	Горизонтальные	Связанные с грядовым движением наносов
Местные	Размывы русла или аккумуляция, связанные с развитием отдельных форм русла (излучин, узлов разветвления)	Переформирование излучин, узлов разветвления, прямолинейных участков русла	Образование и размыв перекатов и других макроформ
<i>По форме распространения вдоль реки</i>			
Трансгрессивные	Распространение врезания или аккумуляция вниз по течению	Продольное смещение излучин; размывы оголовков островов	Смещение гряд вниз по течению
Регрессивные	Распространение врезания или аккумуляции вверх по течению	Смещение излучин, островов вверх по течению	Наращивание побочной, осередков, перекатов и других макроформ вверх по течению за счет накопления наносов на верховых склонах
Региональные	Одновременное развитие по всей реке или на участках большого протяжения	Развитие морфологически однородных участков	Развитие перекатных и плесовых участков

симости от распространения по длине реки вверх или вниз по течению русловые деформации являются *регрессивными* (регрессивная эрозия или аккумуляция, регрессивное перемещение островов; регрессивное смещение гряд — антидюн) или *трансгрессивными* (трансгрессивная эрозия, трансгрессивное перемещение излучин, трансгрессивное движение гряд). Если деформации проявляются одновременно по всей реке или на достаточно протяженном участке, не имея тенденции к распространению вверх или вниз по течению, их называют *региональными*.

Все виды деформаций сложно взаимодействуют друг с другом, определяя развитие одного или нескольких других видов либо оказывая на них косвенное воздействие. Крупные гряды, попадая в зоны замедления течения на излучинах или в разветвлениях руслах, в места приноса донных наносов циркуляционными течениями замедляют свое смещение и закрепляются растительностью, превращаясь в пойму и представляя, таким образом, важнейшее условие развития горизонтальных деформаций. Направленные вертикальные деформации оказывают воздействие на развитие форм русла и руслового рельефа: на аккумулярующих реках больше вероятность образования разветвлений русла и перекатов; врезающимся рекам более свойственны неразветвленные русла, преобладание плесовых участков.

В основе русловых деформаций лежат отрыв движения и остановка отдельных частиц наносов, которые представляют собой *элементарные деформации*. Транспорт наносов начинается, когда скорости потока превышают неразмывающие для отдельных частиц; с увеличением скорости в движение вовлекается все большее количество наносов.

**Вертикальные деформации.** Включают в себя процессы врезания или размыва дна, с одной стороны, и аккумуляции наносов — их накопление на дне, с другой. В зависимости от пространственно-временных проявлений они могут быть: направленными, приводящими к изменениям продольных профилей рек (глубинная эрозия или систематическая аккумуляция наносов на дне речных долин), знак и темпы которых меняются при смене характеристик ведущих факторов русловых процессов; местными периодическими (знакопеременными), обусловленными эволюцией форм русла (спрямлением и развитием излучин русла, отмиранием и развитием рукавов и т.д.); текущими, связанными с размывами или аккумуляцией наносов соответственно на верховом склоне гряд и в подвалье, т.е. с перемещением гряд вниз по течению, сезонным и многолетним режимом перекатов.

*Направленные вертикальные деформации* охватывают реки по всей их длине либо на их значительной протяженности. Они развиваются при изменении природных условий в пределах всего бассейна реки.

Такие деформации являются общими (фоновыми). Скорость развития глубинной эрозии (врезания) или систематической аккумуляции (накопления аллювия в русле) лишь при антропогенном генезисе составляет первые сантиметры в год, измеряясь в естественных условиях миллиметрами и долями миллиметров, реже — сантиметрами и первыми десятками сантиметров в год.

*Периодические вертикальные деформации* проявляются на коротких отрезках русла в пределах одной или нескольких форм русла (излучин, узлов разветвления), распространяясь вверх по течению (регрессивно) от места возбуждения на сравнительно небольшое расстояние. Местный характер носят размывы русла при его стеснении дамбами, мостовыми переходами и на приплотинных участках гидроузлов.

*Текущие вертикальные деформации* проявляются в сезонных перестроениях перекатов, заключающихся в намыве и размыве их гребней. Амплитуда колебаний отметок дна составляет десятки сантиметров — метры в год в зависимости от размеров как реки, так и самих гряд. Таким образом, темпы вертикальных деформаций возрастают от направленных к периодическим и текущим, при этом первые являются общими, вторые — местными, последние — локальными.

Во всех случаях вертикальные деформации обусловлены автоматическим выравниванием транспортирующей способности потока, трансформацией удельной энергии его живого сечения и затратами энергии по длине реки; непосредственной причиной их являются изменения соотношений между величиной стока наносов  $W$  и транспортирующей способностью потока  $W_{\text{тр}}$ . При  $W_{\text{тр}} = \text{const}$  увеличение стока наносов ( $W > W_{\text{тр}}$ ) сопровождается их аккумуляцией, уменьшение ( $W < W_{\text{тр}}$ ) — размывом дна.

**Горизонтальные деформации.** В зависимости от условий руслоформирования они являются направленными или периодическими. *Направленные* деформации заключаются в постоянном смещении русла в сторону коренного берега благодаря возникновению при руслоформирующем расходе воды такой структуры потока, которая обуславливает размыв дна возле него и аккумуляцию наносов вдоль поймы, развитию врезанных излучин, когда трудноразмываемые породы, слагающие берега реки, исключают возможность их спрямления. На значительном протяжении рек они проявляются за исторические и геологические отрезки времени. Вследствие направленного смещения русла долина приобретает асимметричный поперечный профиль, а пояс блуждания реки оказывается намного уже поперечника поймы. Это происходит под влиянием таких факторов, как силы Кориолиса (закон Бэра), устойчивое направление сильных ветров, тектонические перекосы земной поверхности. Скорости подобных

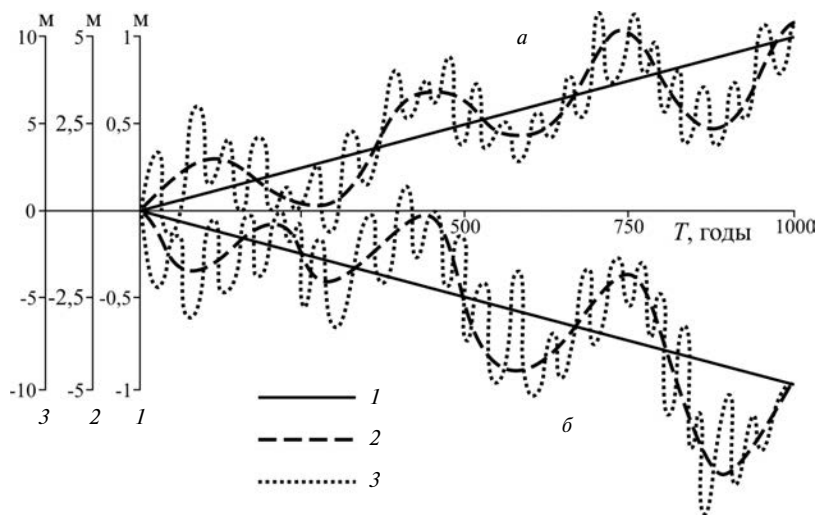
смещений вследствие размыва берегов невелики: на р. Оби ниже устья р. Чарыша они оцениваются в 0,5 м/год, на р. Северной Двине от слияния рек Юг и Сухоны до слияния с р. Вычегды — 2...3 см/год. Во многих случаях берега отступают из-за гравитационных процессов (оползней, обвалов, осыпей), продуцируемых воздействием на них потока.

*Периодические деформации* заключаются в образовании, развитии и спрямлении свободных излучин, в попеременном развитии рукавов в разветвленном русле, их отмирании, причленении островов к берегам и образовании новых островов. Их аналогом на уровне макроформ руслового рельефа является отторжение побочней и кос, причленение осередков к берегам, смещение побочней и других грядовых форм руслового рельефа. Они развиваются как следствие гидравлической структуры потока, местных изменений его мощности и транспортирующей способности; с ними связано образование мандрирующих, разветвленных на рукава и относительно прямолинейных неразветвленных русел. В пределах отдельных излучин или разветвлений горизонтальные деформации являются местными. Если тот или иной тип русла (и соответствующие ему горизонтальные деформации) наблюдаются по всей реке или на морфологически однородных участках, они приобретают общий характер. Скорости размыва берегов колеблются в пределах от десятков сантиметров до 15...20 м/год (максимум — до 50 м/год).

*Русловые деформации, связанные с грядовым движением наносов*, проявляются в непрерывном изменении русла как по вертикали (наращивание или размыв гребней перекаатов в разные фазы режима и глубины русла при прохождении через данный створ гребня или подвалья гряды по мере ее перемещения потоком), так и по горизонтали как следствие изменения положения гряд и, соответственно, отметок дна поперек русла. Направленный характер этот вид деформации приобретает в тех случаях, когда гряды попадают в зоны замедления течения и аккумуляции наносов, образуя сложно построенные прирусловые отмели. Закрепляясь растительностью, они входят в состав формирующейся поймы. Для крупных гряд характерны также периодические деформации, поскольку в зависимости от положения относительно форм русла происходит отторжение их прибрежных частей (побочней) от берегов и вновь причленение осередков к берегам.

Местные периодические проявления врезания или аккумуляции наносов, связанные с развитием излучин или разветвлений русла, накладываются на общие направленные вертикальные деформации (рис. 4.16). При совпадении знака деформаций это обуславливает их усиление, при несовпадении — ослабление или временную смену знака направленности процесса. В свою очередь, движение крупных гряд, происходящее благодаря размыву их верхового (напорного)

склона и аккумуляции наносов в подвалье (на низовом крутом откосе) вызывает изменения отметок дна, соизмеримые с глубиной потока — положительные при продвижении гряд друг на друга и отрицательные (в данном створе) при смещении гряды вниз. В результате на общем фоне врезания реки или систематической аккумуляции наносов возникают периодические изменения интенсивности и направленности процессов.



**Рис. 4.16.** Соотношение во времени  $T$  общих направленных (1), периодических местных вертикальных (2) и текущих знакопеременных деформаций, обусловленных смещением крупных гряд (3):  $a$  — при направленной аккумуляции наносов;  $b$  — при врезании реки

### 4.3. Классификации речных русел; морфодинамическая классификация МГУ

Согласно закону ограниченности морфологических комплексов взаимодействие потока и русла приводит к определенным, наиболее вероятным комбинациям между характеристиками русла и потока, что создает возможность классификаций речных русел. При этом они должны опираться не только на внешний облик форм русла, но и на их возможные изменения в процессе эволюции. Отсюда морфологическая (по внешним признакам) классификация русел является одновременно динамической, а любая ячейка в классификационной схеме, будучи названной морфологически, соответствует определен-

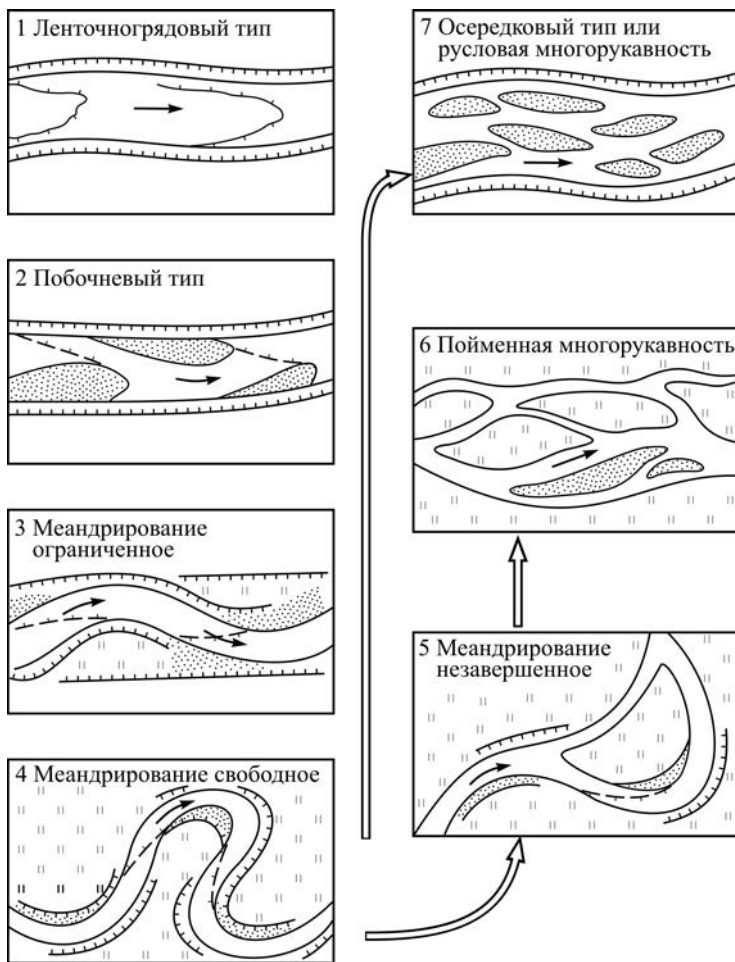
ной схеме русловых деформаций (например, извилистое русло и меандрирование, разветвленное русло и разветвление русла на рукава и т.д.). Классификации такого рода являются морфодинамическими, а составляющие их элементы — морфодинамическими типами русел.

Первая классификация речных русел принадлежит К.И. Россинскому и И.А. Кузьмину, выделившим прямолинейные (соответствующий тип деформаций — периодическое расширение), извилистые (развитие излучин, меандрирование) и разбросанные (блуждание) русла, которые существуют независимо друг от друга и характеризуются каждое определенными особенностями динамики и структуры потока, спецификой руслового рельефа и характером деформаций.

Позднее было предложено несколько классификационных схем, среди которых в настоящее время в России наибольшее распространение получили разработанные в Государственном гидрологическом институте (ГГИ) и Московском государственном университете имени М.В. Ломоносова (МГУ). В большинстве из них, в том числе в классификации МГУ, заложен принцип независимости русел трех основных морфодинамических типов, как это было в классификации К.И. Россинского и И.А. Кузьмина. Иной подход применен в классификации (типизации русловых процессов) ГГИ, вошедшей в нормативную литературу. В ней типы русла располагаются в определенной последовательности (рис. 4.17), соответствующей, по мнению авторов, увеличению транспортирующей способности протока в направлении, показанном на рисунке стрелками.

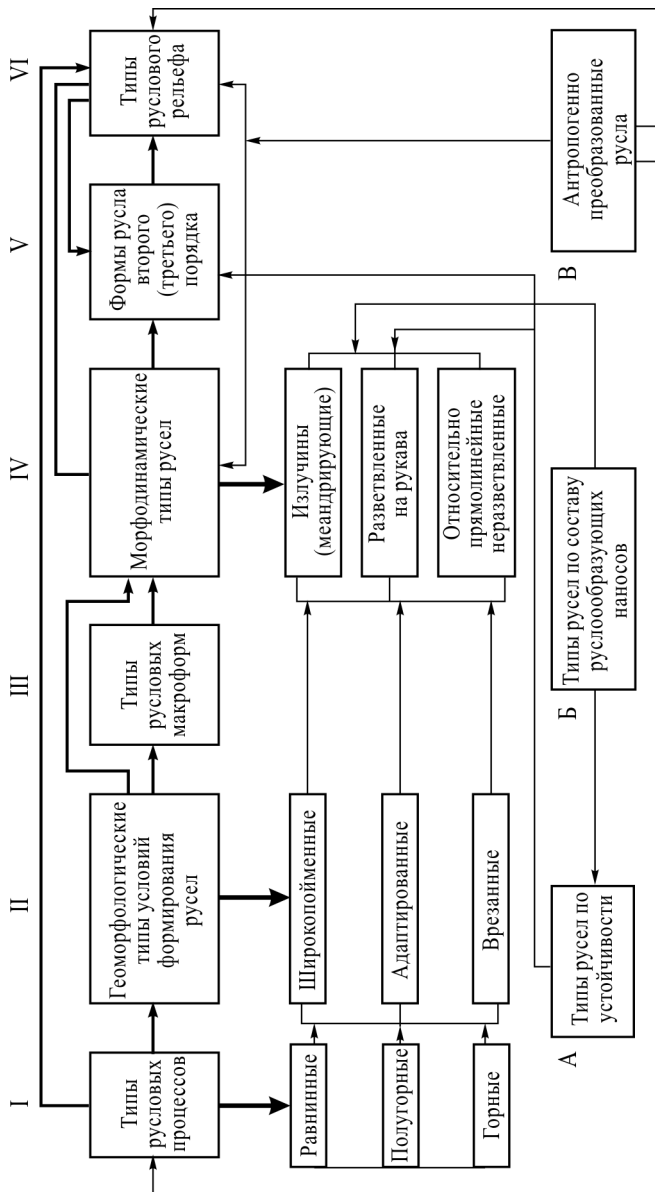
В основу классификации МГУ положен многоуровневый принцип, позволяющий учесть различия в механизме русловых процессов на горных, полугорных и равнинных реках и особенности развития русел в свободных (широкопойменные русла) и ограниченных (врезанные русла) условиях развития русловых деформаций. Благодаря этому каждый из основных морфодинамических типов русла (меандрирующее, извилистое; разветвленное на рукава; относительно прямолинейное, неразветвленное) может быть равнинным, полугорным и горным, широкопойменным, врезанным или адаптированным. Каждый из морфодинамических типов русла подразделяется на разновидности, различающиеся по форме русла и характеру русловых деформаций.

В итоге морфодинамическая классификация речных русел представляет собой систему блоков (рис. 4.18), каждый из которых соответствует уровню развития русловых процессов и форм их проявления; русловые процессы предыдущего блока образуют условия, при которых происходят процессы руслоформирования, соответствующие каждому следующему блоку. Отдельными блоками в этой классификации учитывается состав руслообразующих наносов и устойчивость русла.



**Рис. 4.17.** Классификация русел рек ГГИ. Направление стрелок соответствует изменению транспортирующей способности потока

**Блок I.** Его составляют *типы русловых процессов*, соответствующие горным, полугорным и равнинным рекам. На горных реках выделяются русла с развитыми аллювиальными (грядовые), с неразвитыми аллювиальными (безгрядовые) формами, аллювиальные порожиисто-водопадные, а также скальные порожиистые, порожиисто-водопадные, лотковые) и селевые. Для равнинных рек по русловым процессам, выделяются русла: водотоков 1-го порядка — ручьев, малых рек, средних, больших и крупнейших рек, в устьях рек и на устьевых ба-



**Рис. 4.18.** Структура морфодинамической классификации речных русел МГУ:  
I...VI — основные блоки; А, Б, В — дополнительные блоки



рах. Для первых характерна параболическая форма живого сечения русел с  $b_p/h$  от 1 : 2 до 1 : 10 и быстрым его изменением вплоть до рек 10–11-го порядков в гумидных областях. На средних и больших реках это отношение квазипостоянно, составляя величину около 1000. Руло при этом на прямолинейных плесовых участках распластано и имеет вид трапеции с очень малыми размерами боковых сторон.

В устьях рек и на устьевых барах специфика русловых процессов определяется растеканием водного потока и непосредственным воздействием на него морских факторов.

**Блок II.** Включает в себя *геоморфологические типы русел* — широкопойменные, адаптированные и врезанные, выделение которых основывается на геолого-геоморфологических факторах русловых процессов; каждому из них соответствует определенное соотношение между шириной русла  $b_p$  и шириной поймы  $B_n$  (1,5; 1,6; 1,7). Формированию врезанных русел, как правило, соответствует дефицит наносов. Вследствие этого энергия потока затрачивается на размыв дна. Дефицит наносов не способствует развитию грядовых форм руслового рельефа и, следовательно, уменьшает возможности проявления горизонтальных деформаций, т.е. расширения дна долины.

При отсутствии дефицита наносов или его избытке в русле образуются грядовые формы рельефа (побочни, осередки), которые способствуют его блужданию и формированию широкопойменного русла. Адаптированным руслам (дефицит наносов невелик, их количество еще недостаточно для образования русловых отложений) соответствует условие (1.7).

В относительно узких долинах при разливе воды по пойме удельная величина расхода воды, проходящего в русле,  $Q_{\max}/b_p = 0,9–0,5$  (табл. 4.4). Это отличает адаптированные русла от широкопойменных, в которых в многоводную фазу режима остается меньшая доля расхода, а его удельная величина всегда  $< 0,5$ , и врезанных, где расход воды полностью сосредоточен в русле во все фазы водного режима. В результате возникают различия в транспортирующей способности потока, что создает специфику деформаций русел каждого морфодинамического типа. В частности, последовательное расположение излучин возле противоположных берегов в адаптированном русле обуславливает сложные взаимодействия руслового и пойменного потоков, возникновение специфических гидравлических явлений при сливе осветленной воды с поймы в русло непосредственно под коренной берег и т.д. Растекание потока по широкой пойме и снижения  $q_{уд}$  до значений  $< 0,5$  способствует образованию наиболее крутых свободных излучин.

**Блок III.** Включает в себя *макроформы русла*, которые превышают предельные размеры русловых форм при современной водности реки, величине стока, крупности наносов, ширине русла, но в то же

Таблица 4.4

**Соотношения максимальных расходов воды  $Q_{\text{макс}}$  в русле  
и на затопленной пойме при разных геоморфологических типах русла**

Расходы воды	Широкопойменное	Адаптированное	Врезанное
$Q_{\text{макс}}$ в том числе	100%	100%	100%
$Q_{\text{русло}}$	$\ll 50\%$	$> 50\%$	90-100%
$Q_{\text{пойма}}$	$\gg 50\%$	$< 50\%$	0-10%
$q_{\text{уд}} = \frac{Q_{\text{макс}}}{b_p}$	$< 0,5$	0,5-0,9	0,9-1,0

время оказывают влияние на их развитие (на рис. 4.18 — не расшифровывается). А.В. Панин для типизации макроизлучин — одной из разновидностей макроформ русла — предложил подход, аналогичный выделению геоморфологических типов, т.е. с подразделением макроизлучин на свободные, адаптированные (с одним коренным берегом) и врезанные. При этом последние могут быть: унаследованными от свободно меандрирующего русла, сформировавшегося при большей или меньшей водности реки; наследующими регулярные (нормальные) врезанные излучины, соответствующие параметрам потока, но в своем развитии испытывающие влияние геолого-геоморфологических факторов; предопределенные геологическими и структурно-тектоническими условиями.

*Врезанные макроизлучины* развиваются благодаря возникновению в их привершинных частях гидравлических явлений, присущих изгибу потока, смещению русла в сторону вогнутого берега и накоплению морфологических изменений, происходящих под влиянием экстремальных половодий (паводков).

*Макроизлучины широкопойменных русел* представляют собой реликтовые образования или изгибы пояса меандрирования реки, развитие которых происходит на протяжении исторических и геологических отрезков времени.

*Врезанные макроразветвления*, образованные коренными высокими островами, имеют размеры, соизмеримые с врезанными макроизлучинами (например, о-в Хортица на Днестре). Для разветвлений широкопойменных рек аналогом излучин поясов меандрирования служат раздвоенные русла — разделения русла на очень длинные рукава, проходящие в противоположных частях дна долины, протяженность которых на несколько порядков превышает ширину русла.

**Блок IV.** Составляют собственно *морфодинамические типы русла*: излучины (меандрирование), разветвления (русовая многорукость), относительно прямолинейное, неразветвленное русло и их разновидности. Русло каждого из типов может развиваться на фоне тех или иных макроформ, быть широкопойменным, адаптированным или врезанным. При этом горные, полугорные и равнинные реки характеризуются своими особенностями развития русел любого морфодинамического типа.

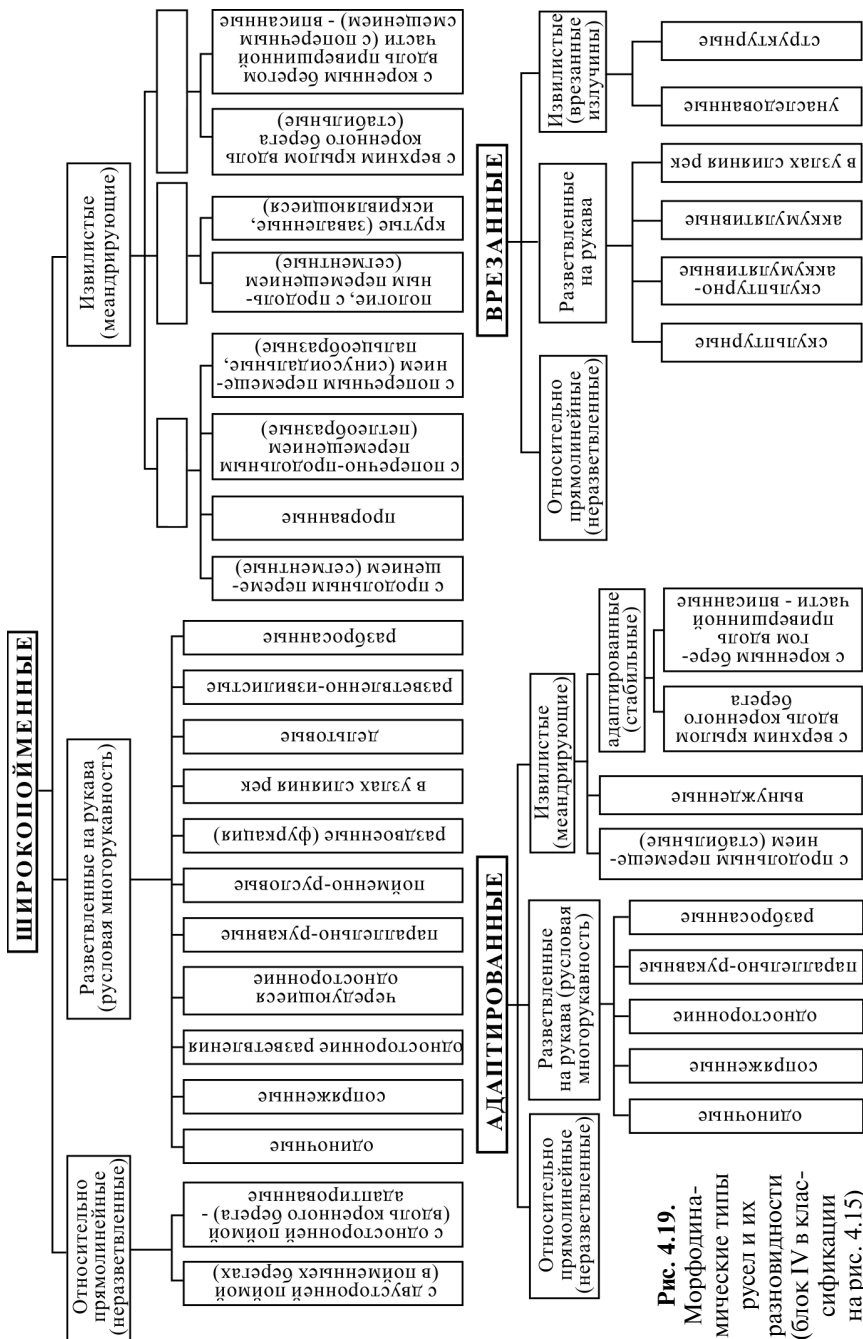
Каждый морфодинамический тип русла представлен различными подтипами. В классификационной схеме (рис. 4.19) они соотносятся со свободными, адаптированными или ограниченными условиями развития русловых деформаций. Наиболее полно они представлены на равнинных реках с широкопойменным руслом. Некоторые их разновидности не свойственны горным рекам. Адаптированные и врезанные русла имеют меньший набор разновидностей каждого морфодинамического типа, поскольку в этих условиях многие из них не имеют условий для своего развития. Среди широкопойменных русел выделяются не только свободные, но и адаптированные и вынужденные излучины, которые в виде одиночных форм встречаются там, где русло подходит к коренному берегу реки (или отклоняется от него). Адаптированным является также широкопойменное прямолинейное русло, проходящее вдоль коренного берега.

Среди широкопойменных разветвленных русел в схеме выделяются разбросанные русла, включающие слабо или практически не изученные в отношении их морфологии и динамики.

**Блок V.** Включает в себя *формы русла второго и третьего порядков*, осложняющие излучины, разветвления или относительно прямолинейное неразветвленное русло. Чем меньше устойчивость русла, больше сток наносов и количество  $Q_{\text{ф}}$ , тем вероятнее образование вложенных друг в друга форм русла, в том числе развивающихся в разные фазы гидрологического режима.

**Блок VI.** Его составляют *формы руслового рельефа и русловые деформации*, связанные с грядовым движением наносов, или *скульптурные*, обусловленные неровностями коренного ложа реки. В первом случае русла могут быть перекатными (перекатные участки), если рельеф его определяется развитыми макроформами руслового рельефа (в зависимости от формы гряд — побочными, осередковыми и ленточногрядовыми) или плесовыми, образующими протяженные глубоководные участки. Промежуточное положение занимают плесово-перекатные русла, в которых положение плесов и перекатов строго приурочено к определенным элементам форм русла.

Дополнительные блоки классифицируют русла по показателям, которые определяют особенности развития каждого морфодинамического типа русла.



**Рис. 4.19.** Морфодинамические типы русел и их разновидности (блок IV в классификации на рис. 4.15)

**Блок А.** Дает интегральную оценку интенсивности переформирования по степени устойчивости русла в соответствии с грациями принятых показателей — числа Лохтина, коэффициента стабильности русла Н.И. Маккавеева или других.

**Блок Б.** Характеризует русло по составу руслообразующих наносов.

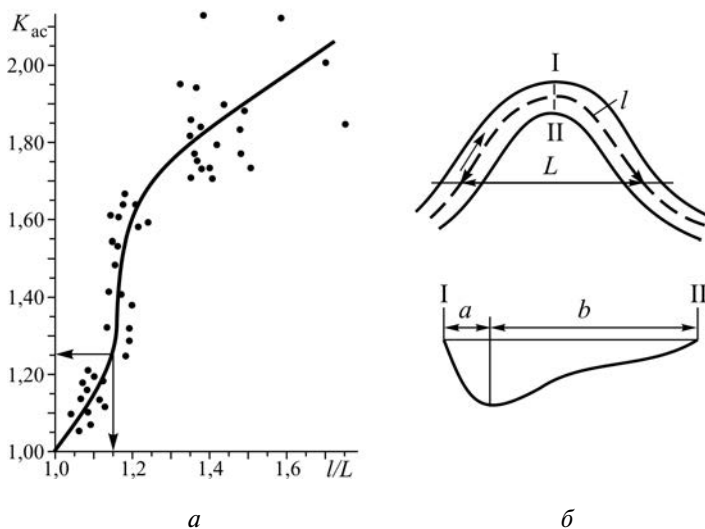
**Блок В.** Связан с формированием русла и руслового рельефа в условиях их трансформации техногенными и другими видами антропогенных воздействий вплоть до превращения русел в каналы, бетонированные лотки, запаханые русла малых рек и т.д.

#### 4.4. Критерии выделения русел разных морфодинамических типов

Основой для выделения той или иной формы русла служат его конфигурация в плане и наличие (отсутствие) в русле островов. Однако обычно относительно прямолинейное русло имеет в плане форму слабо вогнутой дуги или состоит из следующих друг за другом очень пологих изгибов; в прямолинейном русле могут встречаться острова, не изменяющие общей конфигурации русла, и т.д. В таких случаях визуальное определение типа русла затруднено. Поэтому важно установить критерии, при которых начинается меандрирование русла реки, а при наличии островов установится, являются они формообразующими или составляют образования второго (третьего) порядка.

Для разграничения относительно прямолинейных и извилистых (меандрирующих) В.В. Иванов предложил использовать степень развитости излучин  $l/L$ . Излучине русла соответствует определенная структура потока — поле скоростей и циркуляционные течения, которые определяют распределение в русле зон размыва и аккумуляции наносов и, как следствие, асимметрию поперечного сечения русла в вершине излучины (изгиба) русла. Она выражается через коэффициент асимметрии  $K_{ac}$ , равный отношению расстояния от выпуклого берега к расстоянию от вогнутого берега до линии максимальных глубин (рис. 4.20, а). С момента возникновения структуры потока, характерной для меандрирующего русла, динамическая ось потока и, следовательно, линия максимальных глубин смещаются к вогнутому берегу, что приводит к асимметрии поперечного сечения и формированию изгиба русла. Прямолинейное русло становится извилистым, а дальнейшее изменение степени развитости излучины  $l/L$  сопровождается увеличением  $K_{ac}$ . Анализ зависимости  $K_{ac} = f(l/L)$  (рис. 4.20, б) показал, что при изгибе с соотношением  $l/L > 1,10 \dots 1,15$  даже небольшое увеличение показателя извилистости сопровожда-

ется ростом коэффициента асимметрии. При  $l/L < 1,10...1,15$  связь  $K_{ac} \sim l/L$  имеет случайный характер или отсутствует. Таким образом, значение  $l/L = 1,10...1,15$  можно считать пороговым для возникновения процесса меандрирования и перехода от прямолинейного русла к извилистому.



**Рис. 4.20.** Зависимость коэффициента асимметрии поперечного сечения русла  $K_{ac}$  от степени развитости излучин  $l/L$  (а) и способы определения  $l/L$  ( $l$  — длина,  $L$  — шаг излучины) и  $K_{ac} = b/a$  (б)

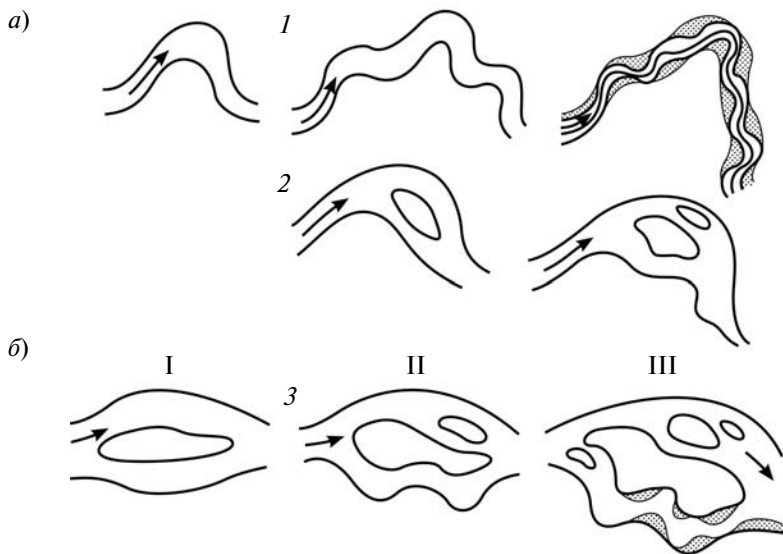
Оценка значимости острова в определении типа русла (меандрирующее или разветвленное) не столь четкая. При  $l/L < 1,10...1,15$  (прямолинейное русло) эволюция русла при формировании в нем острова зависит от возникающей возле острова структуры потока. Благодаря ей в разветвлении происходит увеличение суммарной ширины русла, так как остров вызывает изгибы потока в рукавах, вследствие чего происходит размыв противоположных ему берегов. Если образование острова не сопровождается подобным изменением структуры потока, то русло следует относить к прямолинейному типу, а соответствующее ему разветвление — к русловой форме второго порядка.

Установить, связано ли с островом формирование разветвленного русла или оно является прямолинейным, связанным с разветвлением второго порядка, можно приемом, аналогичным разделению относительно прямолинейных неразветвленных и меандрирующих

русел. Циркуляционные течения возле острова и изгиб динамической оси потока в рукавах приводит к возникновению асимметрии поперечного сечения их русел. Коэффициент асимметрии русла рукава  $K_{ас\text{рук}}$  определяется как отношение расстояния от острова, образующего выпуклый берег, к расстоянию от вогнутого берега рукава до линии максимальных глубин в створе, соответствующем вершине излучины рукава. Если принять в качестве аргумента безразмерную линейную характеристику острова в виде  $B_o/b_p$  ( $B_o$  — его ширина,  $b_p$  — средняя ширина русла на смежном неразветвленном участке выше острова), можно получить, что резкое нарастание  $K_{ас\text{рук}}$  происходит при относительной ширине острова  $B_o/b_p = 0,35...0,40^k$ . Рукава возле одиночного острова, имеющего ширину  $B_o < 0,35...0,4b_p$ , не образуют изгиба, в котором создается соответствующая ему структура потока; в этом случае разветвление представляет собой форму второго порядка в прямолинейном русле. При превышении этой величины ( $B_o/b_p > 0,35...0,40$ ) в формирующемся разветвлении возникает определенная структура потока, зоны размыва русла и аккумуляции наносов. В этом случае разветвление образует тип русла.

#### 4.5. Иерархия форм русла

В зависимости от количества руслоформирующих расходов на широкопойменных реках со слабоустойчивым руслом при достаточно большом стоке руслообразующих наносов и развитости грядовых форм руслового рельефа и их трансформация при переходе от одной фазы режима к другой создаются условия для формирования сложной системы (иерархии) вложенных друг в друга русловых форм, развитие которых происходит в разные фазы гидрологического режима (рис. 4.21), возникают формы русла 2-го и 3-го порядков, обуславливая усложнение как морфологии русла, так и режима перестроений при любом морфодинамическом его типе. А.А. Зайцев, используя для анализа извилистой формы русла функции спектральной плотности его кривизны, установил наличие двух-трех экстремумов, соответствующих количеству максимумов на эпюре  $Q_\phi$ . На реках со свободно меандрирующим руслом при прохождении  $Q_\phi$  только одного интервала возникают излучины наиболее простой формы, при которой динамическая ось потока в целом повторяет очертания излучины. Если на реке проходят  $Q_\phi$  двух или трех интервалов, то возникают сложные излучины, состоящие из нескольких смежных излучин с меньшим шагом и радиусом кривизны, которые, в свою очередь, осложнены извилинами динамической оси потока, огибающей побочни перекатов.



**Рис. 4.21.** Иерархия форм русла на излучине (а) и в разветвлениях (б): I, II, III — порядки русловых форм; 1, 2, 3 — разновидности сочетаний русловых форм разных порядков

В разветвленном русле рукава разделяются островами меньших размеров на относительно короткие рукава; рукав 2-го порядка — на еще более короткие рукава небольшим островом, образующим разветвление 3-го порядка. В разветвлении 2-го порядка остров имеет ширину  $B_{\text{ост}} < b_{\text{рук}}$ ; в разветвлении русла, имеющего 3 порядок —

$$B_{\text{ост}} < b_{\text{рук}_{\text{II}}}.$$

Одиночные разветвления 2-го порядка встречаются обычно в начале или в конце основных рукавов. В первом случае остров образуется, если рукав забирает основную часть стока наносов, а отвлеченная часть расхода воды во второй основной рукав вызывает снижение в нем транспортирующей способности потока; во втором случае причиной образования острова является подпор, который испытывает поток при слиянии со вторым, более прямым рукавом. В свою очередь, каждый рукав второго порядка может разделяться небольшим островом или осередком на рукава или протоки 3-го порядка. Таким образом, возникает иерархия разветвлений, каждый порядок которой соответствует определенному интервалу  $Q_{\text{ф}}$ . Наиболее сложно построенные разветвления характерны для рек, у которых наблюдаются  $Q_{\text{ф}}$  трех интервалов.



Рукава разветвленных русел при достаточно большой длине и общей небольшой кривизне могут меандрировать, образуя серию излучин в каждом из рукавов. При наличии побочной, расположенных в шахматном порядке, возникает закономерная последовательность излучин рукавов разветвленного русла: излучины, которые образует русло каждого рукава; извилины динамической оси потока.

Относительно прямолинейные неразветвленные русла при определенных условиях характеризуются вторичной разветвленностью. В зависимости от соотношения параметров русла и островов связанная с ними разветвленность имеет 2-й или 3-й порядок либо 2-й порядок, осложненный разветвлением 3-го порядка. Остров, образующий разветвление 3-го порядка, будет иметь  $B_{\text{ост}} < 0,4b_{\text{рукII}} < 0,08b_p$ , 2-го порядка —  $B_{\text{ост}} < 0,4b_{\text{рукI}} < 0,2b_p$ . Эти соотношения вытекают из критерия для разделения прямолинейных русел, осложненных островами 2-го порядка, и собственно русел рек, разветвленных на рукава:  $B_o < 0,4b_p$ .

#### 4.6. Причины формирования русел рек разных типов

Вопрос о причинах и условиях образования русла того или иного типа, является очень важным, так как от него зависит возможность прогнозирования трансформаций русел при изменении природных условий, стока воды и наносов. Попытка его решения заложена в строгой последовательности расположения типов русла в зависимости от изменения транспортирующей способности потока в классификации ГГИ. Б.Ф. Снисченко несколько видоизменил эту последовательность (рис. 4.22), заменив зависимость от  $W_{\text{тр}}$  удельным расходом руслообразующих наносов и добавив влияние гидравлических сопротивлений.

Н.Е. Кондратьев и И.В. Попов считают, что наряду с транспортирующей способностью потока тип русла и характер русловых деформаций определяются гидрологическим режимом реки и «ограничивающими факторами», к которым они относят общий и местные базисы эрозии, геологическое строение дна и берегов реки. Е.К. Рабкова, проанализировав коэффициент плеса Х.М. Полина (3.22), установила, что его интервалы соответствуют морфологическим типам русла. Б.Ф. Снисченко, исследуя условия существования типов речных русел (в соответствии с классификацией ГГИ), принял в качестве

основных показателей относительную ширину  $\frac{B_d}{b_p}$  и относительный уклон  $\frac{I_d}{I}$  дна долины. При этом он исходил из того, что

первый из показателей отражает условия свободного или ограниченного развития русловых деформаций, а второй, характеризует потери энергии потока, связан с различными условиями транспорта наносов и величиной их стока. Критериальной характеристикой, определяющей тип русла (по Б.Ф. Снищенко), является произведение двух отношений

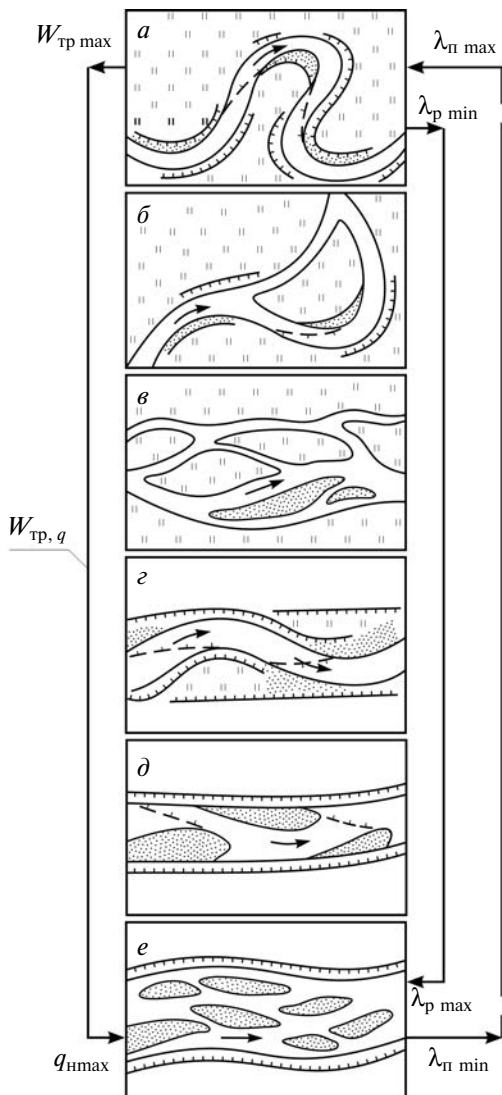
$$\frac{I_d B_d}{I b_p}. \quad (4.28)$$

Критерий  $A_C$  представлен им в зависимости от максимального расхода воды, проходящего при затопленной пойме (рис. 4.23). Параллельность разграничивающих линий свидетельствует о том, что развитие того или иного типа русла не зависит от водности реки. Определяющую роль в этих условиях играют ширина дна долины и соотношение уклонов русла и дна долины. При этом наблюдается закономерное изменение критерия  $A_C$  (4.28) при переходе от извилистых русел к прямолинейным в соответствии с расположением последовательности типов русел, повторяющей с некоторыми отклонениями схему классификации ГГИ и совпадающей с ее модификацией Б.Ф. Снищенко (см. рис. 4.22): свободное меандрирование ( $A_C = 7,9$ ) → незавершенное меандрирование ( $A_C = 14,6$ ) → пойменная многорукавность ( $A_C = 7,9$ ) → ограниченное меандрирование ( $A_C = 5,9$ ) → побочневый тип ( $A_C = 2,6$ ) → русловая многорукавность—осередковый тип ( $A_C = 1,07$ ). Действительно, уклон русла  $I$  и ширина дна долины  $B_d$  связаны с типом русла: чем больше извилистость русла, тем меньше его уклон и больше соотношение  $\frac{I_4}{I}$ ; ши-

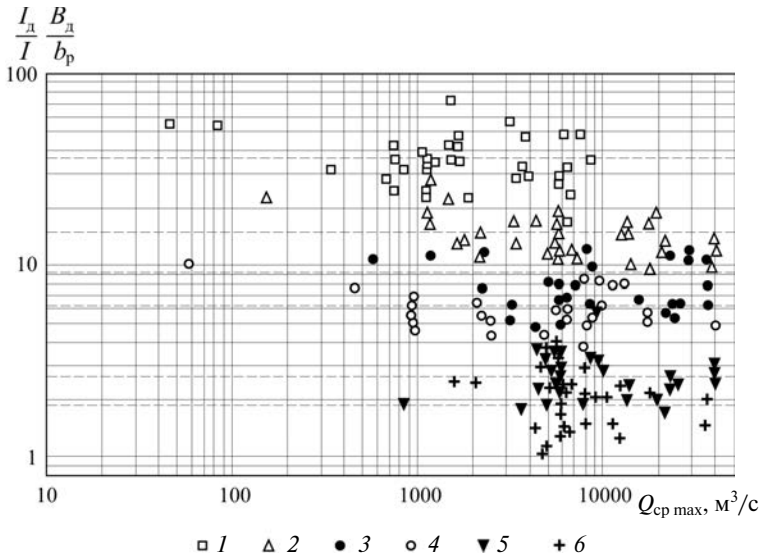
рина дна долины максимальна у меандрирующего русла и минимальна у прямолинейного, неразветвленного. По мнению Б.Ф. Снищенко, такая последовательность совпадает с изменением удельного расхода руслообразующих наносов.

Широко распространенным подходом к выявлению причин формирования различных типов русел является анализ  $QI$ -диаграмм, где  $Q$  — руслоформирующий  $Q_\phi$  (или средний максимальный  $Q_{cp \max}$ ) расход воды,  $I_d$  — уклон дна долины, который не зависит от конфигурации и переформирований русла (особенно широкопойменного) и определяет по существу уклон потока при затопленной пойме.

Впервые анализ  $QI$ -диаграмм был применен Л. Леопольдом и М. Увлманом, получившим по ним линию раздела точек, соответствующих меандрирующим (извилистым широкопойменным) руслам, занимающим нижнюю левую часть графика, и разветвленным или прямолинейным, неразветвленным:

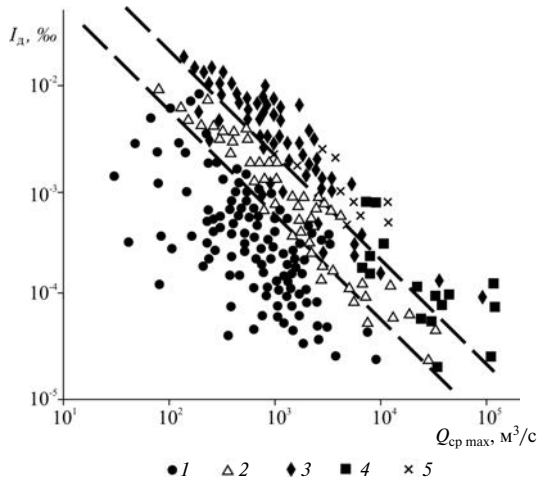


**Рис. 4.22.** Видоизмененная (по Б.Ф. Снищенко) классификация ГГИ:  
*a* — свободное меандрирование; *b* — незавершенное меандрирование;  
*в* — пойменная многорукавность; *г* — ограниченное меандрирование;  
*д* — побочный тип; *e* — русловая многорукавность (осередковый тип);  
 $q_{\text{н}}$  — удельный расход руслообразующих наносов;  $W_{\text{тр}}$  — транспортирующая  
 способность потока;  $\lambda_{\text{п}}$  — гидравлические сопротивления поймы;  
 $\lambda_{\text{р}}$  — гидравлическое сопротивление русла



**Рис. 4.23.** Критериальный график условий развития типов русел (классификация ГГИ):

1 — свободное меандрирование; 2 — незавершенное меандрирование; 3 — пойменная многорукавность; 4 — ограниченное меандрирование; 5 — побочной тип; 6 — русловая многорукавность (по Б.Ф. Снисченко)



**Рис. 4.24.** Распределение морфодинамических типов штропоийменного русла в поле  $QI$ -диаграммы (по В.В. Ромашину):

1 — излучины (кроме прорванных); 2 — прорванные излучины; 3 — разветвленное русло; 4 — пойменная многорукавность; 5 — относительно прямолинейное, неразветвленное русло

$$I_{\text{кр.м}} = 0,0125Q_{\text{ф}}^{-0,44}. \quad (4.29)$$

Полученное выражение  $I_{\text{кр.м}}$  было названо ими *критическим уклоном меандрирования*.

На обширном фактическом материале В.В. Ромашин получил для широкопойменных русел на  $QI$ -диаграмме (рис. 4.24) области развития меандрирующих, разветвленных, относительно прямолинейных, неразветвленных русел и переходную область, в которой среди меандрирующих русел преобладают прорванные излучины (незавершенное меандрирование по ГГИ) и встречаются разветвленные русла. В то же время точки, соответствующие разветвленным руслам и пойменной многоорукавности, образуют общее поле. Последнее свидетельствует об определяющей роли  $Q_{\text{ф}}$  при затопленной пойме как в образовании русловых разветвлений, так и в сохранении пойменных ответвлений, возникающих в ходе эволюции меандрирующих и разветвленных русел. Это относится и к прорванным излучинам, развитие которых происходит при прохождении  $Q_{\text{ф}}$  выше пойменных бровок. Граничные линии между точками, соответствующими определенным типам русла, описываются уравнениями:

$$I_{\text{д}} = 1,35Q_{\text{ср.макс}}^{-0,99} \quad (4.29a)$$

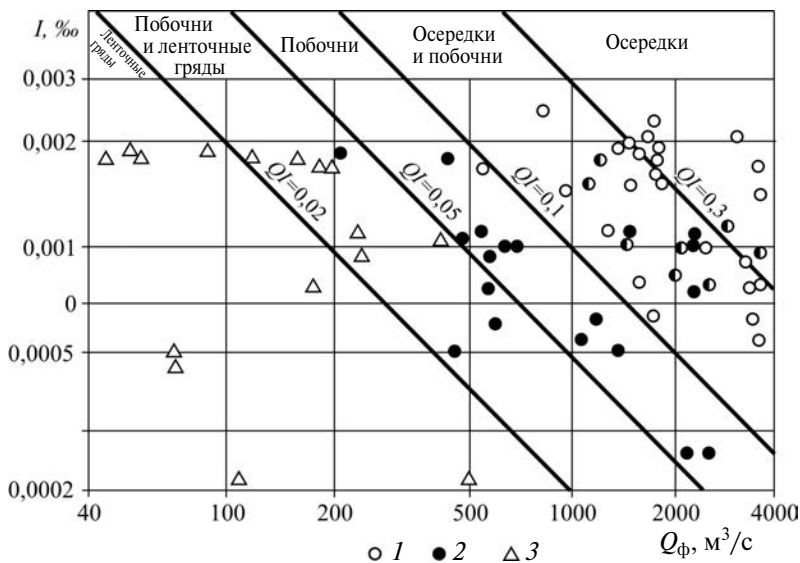
— верхняя между разветвлениями и относительно прямолинейными неразветвленными руслами и переходной областью и

$$I_{\text{д}} = 0,334Q_{\text{ср.макс}}^{-0,99} \quad (4.29б)$$

— нижняя между переходной областью и меандрирующими руслами.

Физический смысл  $QI$ -диаграмм заключается в том, что произведение  $QI$  характеризует изменения удельной мощности потока (на единицу его длины): чем выше и правее в поле диаграммы располагаются точки, тем большему значению мощности потока они соответствуют. Действительно, разветвление русел рек на рукава свойственно наиболее крупным рекам; малые и средние реки имеют в аналогичных условиях меандрирующие русла. Это согласуется с достаточно четкой связью различных форм грядового движения наносов с показателями мощности потока (рис. 4.25): точки осередков — основы для развития русловых разветвлений — находятся в правой верхней части  $QI$ -диаграммы, тогда как в левой нижней располагаются точки, соответствующие побочным (основа для образования излучин) и ленточным грядам.

Наличие широкой переходной области между извилистыми и разветвленными руслами (и между побочными и осередками) объясняется тем, что наряду с мощностью потока в формировании русел того



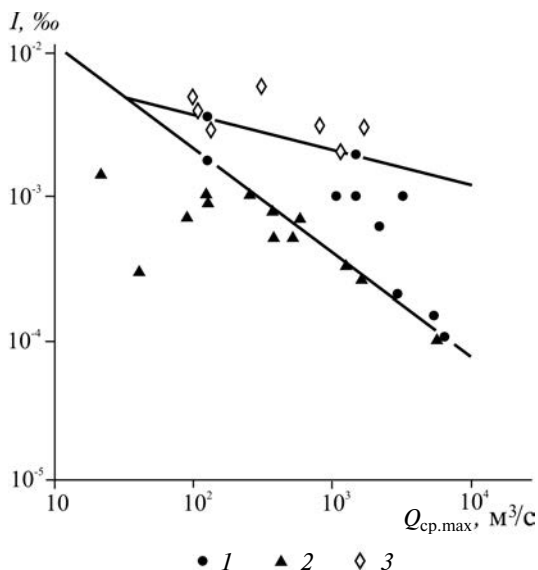
**Рис. 4.25.** Распространение грядовых микроформ в зависимости от  $Q_{\phi}$  и уклона свободной поверхности потока в половодье (по А.М. Алабяну):  
1 — осередки; 2 — побочни; 3 — ленточные гряды

или иного типа существенную роль играют размываемость берегов, режим, крупность и сток руслообразующих наносов, устойчивость русла, неравномерность стока, ледовые явления, а также возникновение в потоке специфических гидравлических явлений, связанных с его неравномерным движением. Поэтому на  $QI$ -диаграммах, полученных разными исследователями по своим массивам данных для рек разных регионов (бассейнов), положения линий раздела и их аналитические выражения варьируются в широких пределах, определяясь региональными сочетаниями факторов русловых процессов.

Если рассматривать не только свободные условия развития русловых деформаций на равнинных реках, то максимальная мощность потока соответствует различным типам врезанного русла, горным и полугорным рекам. А.В. Панин получил разграничительную линию между точками, соответствующими врезанным излучинам в скальных (в верхней части диаграммы) и пластичных (в нижней части) породах. Выше этой линии располагаются точки, соответствующие разветвлениям врезанных русел.

Для средних и малых, в том числе полугорных (на примере рек Алтая), на  $QI$ -диаграмме получен «клин» разветвленных русел, показывающий, что малые реки ( $Q_{\text{ср}} < 30 \text{ м}^3/\text{с}$ ) не разделяются на рука-

ва (рис. 4.26); линия раздела между разветвленными и меандрирующими руслами аппроксимируется уравнением  $I_d = 0,066Q_{\text{ср.макс}}^{-0,74}$ , между разветвленными и пологорными, относительно прямолинейными, врезанными руслами —  $I_4 = 0,0138Q_{\text{ср.макс}}^{-0,28}$ . Полученное значение водности можно принять в качестве критериального условия формирования разветвленных русел для рек данного региона.

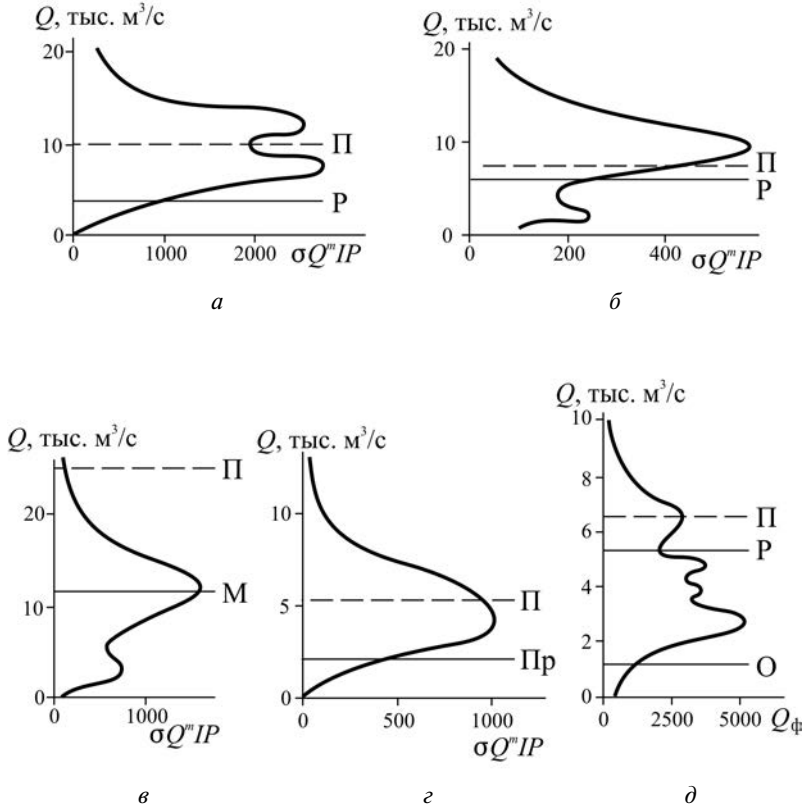


**Рис. 4.26.** Распределение морфодинамических типов русла в поле  $QI$ -диаграммы для малых и средних рек Алтайского региона: 1 — разветвленные русла; 2 — меандрирующие русла; 3 — пологорные врезанные русла

В.В. Иванов на  $QI$ -диаграмме получил для прямолинейных, неразветвленных русел границы раздела между полями точек, соответствующие врезанным (верхняя правая часть графика), адаптированным и широкопойменным руслам. Значения коэффициента в уравнении связи последовательно увеличивается от широкопойменных к врезанным руслам, составляя при  $B_{\text{п}}/b_{\text{р}} > 20 \dots 0,7$ ,  $B_{\text{п}}/b_{\text{р}} = 10 \dots 20$  — 2,8,  $B_{\text{п}}/b_{\text{р}} = 2 \dots 10$  — 2,8,  $B_{\text{п}}/b_{\text{р}} = 1 \dots 2$  — 5,3 и  $B_{\text{п}}/b_{\text{р}} < 1$  — 9,5. Нижнюю левую часть графика занимают прямолинейные русла, имеющие самую широкую пойму ( $B_{\text{п}}/b_{\text{р}} > 20$ ). В поле врезанных прямолинейных русел точки, формирующихся в скальных породах, отвечают наибольшей мощности потока, в пластичных — тяготеют больше к линии раздела.

Сопоставление положений точек на  $QI$ -диаграмме и кривых руслоформирующих расходов воды для тех же постов позволяет рассчитать площадь графиков связи  $Q=f(\sigma Q^m IP)$  на секции посредством проведения горизонтальных линий, соответствующих значениям расходов воды, снятым с  $QI$ -диаграммы, при которых: 1) происходит выход воды на пойму (эта линия проводится уже при выполнении расчетов  $Q_{\phi}$ ) — *линия поймы*; 2) достигается значение  $QI$ , достаточное для формирования русла того или иного морфодинамического типа (это значение снимается с  $QI$ -диаграммы — «*линия разветвленности*», «*линия прямолинейного русла*» или «*линия меандрирования*»). На рис. 4.27 показаны примеры графиков для определения  $Q_{\phi}$ , на которых проведены «линии типов русла». На средней Лене (п. Табага) «линия разветвленности» лежит ниже обоих максимумов произведения  $\sigma Q^m IP$ , свидетельствуя о том, что мощность потока, затопившего пойму, и при уровнях в бровках поймы достаточна для формирования русловых разветвлений (рис. 4.27, А); на Северной Двине (с. Абрамково) расположилась ниже верхнего  $Q_{\phi}$ , проходящего при затопленной пойме, но выше нижнего  $Q_{\phi}$ , имеющего большую обеспеченность (рис. 4.27, Б). Поэтому разветвленное русло на Северной Двине, как и пойменная многорукавность, связано с  $Q_{\phi}$  верхнего интервала, соответствующего половодью. На Оби (г. Колпашево) «линия поймы» (рис. 4.27, В) проходит непосредственно выше максимума эпюры, соответствующего среднему  $Q_{\phi}$ ; в таких условиях пойменная многорукавность не развивается. Положение «линии типа русла» (Обь здесь меандрирует) в верхней части эпюры соответствует развитию меандрирующего русла. У г. Новосибирска (рис. 4.27, Г) «линия прямолинейного русла» лежит ниже пика графика и, следовательно, при  $Q_{\phi}$  происходит развитие этого типа русла, характерного для Оби на данном участке реки. На верхней Оби (ниже слияния Бии и Катунь — с. Фоминское) «линия типа русла» на эпюре  $Q_{\phi}$  (рис. 4.27, Д) располагается ниже пика, находящегося в бровках поймы. Соответственно, для реки характерно разветвленное русло. Его морфологической сложности способствует то обстоятельство, что «линия осередков» лежит в нижней части графика, и их развитие является главным условием образования многочисленных, сравнительно небольших по размерам островов. В то же время «линия поймы» здесь расположена выше всех пиков, на эпюре  $Q_{\phi}$ , следствием чего является консолидированная, нерасчлененная протоками пойма.





**Рис. 4.27.** Эпюры  $Q_\Phi$  и положение на них линий расходов воды, соответствующих затоплению поймы (П), формированию русел разных типов (Р — разветвленного, М — меандрирующего, Пр — прямолинейного, неразветвленного, О — осередков):

*a* — р. Лена (п. Табага); *б* — Северная Двина (с. Абрамково);

*в* — р. Обь (г. Колпашево); *з* — р. Обь (г. Новосибирск);

*д* — р. Обь (с. Фоминское)

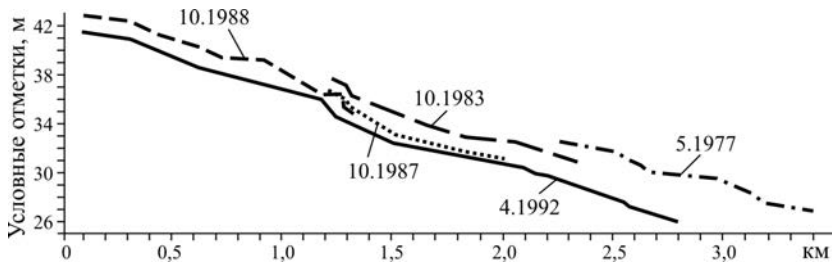
## Глава 5. НАПРАВЛЕННЫЕ ВЕРТИКАЛЬНЫЕ РУСЛОВЫЕ ДЕФОРМАЦИИ

---

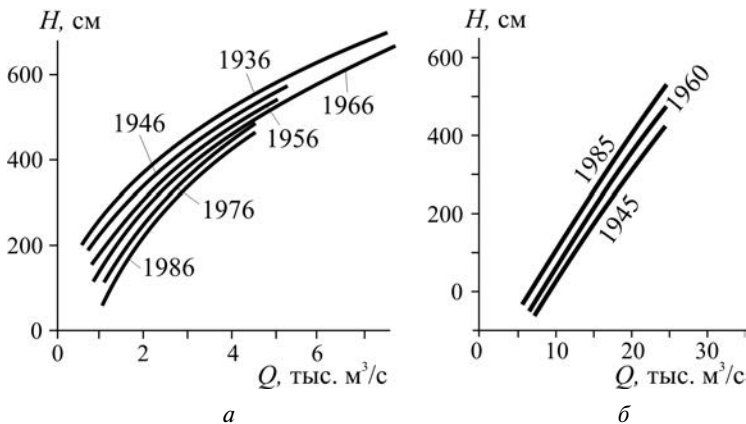
### 5.1. Методы определения и морфологические признаки вертикальных деформаций

Направленные вертикальные русловые деформации заключаются в размыве дна русла, если  $W_{G+R} < W_{тр}$ , или накоплении на дне наносов, если  $W_{G+R} > W_{тр}$ . В первом случае происходят понижение отметок дна и общее уменьшение уклонов русла, во втором (аккумуляция) — повышение отметок дна и продольное увеличение уклонов. Изменения отметок дна русла (отрицательные  $-\Delta z$  вследствие размыва или положительные  $+\Delta z$  при аккумуляции наносов), сопровождаются изменениями отметок водной поверхности. Поэтому *совмещение продольных профилей водной поверхности* по данным ее нивелировок в разные годы при одном и том же срезочном (проектном) уровне или построенных по отметкам дна позволяет определить величину и интенсивность вертикальных деформаций. В последнем случае профили должны быть построены по линии максимальных глубин плесовых ложин, поскольку отметки дна в других частях русла зависят от смещения гряд, многолетних и сезонных деформаций перекатов. На рис. 5.1 приведены продольные профили дна на участке русла р. Алабуга (приток р. Нарына, Западный Тянь-Шань) за 1977–1992 гг., свидетельствующие о происходящем интенсивном врезании реки.

Изменения отметок дна отражаются на положении уровней свободной поверхности потока. Это определяет применение *анализа кривых связей уровней и расходов воды за многолетний период*  $Q = f(H)$  для получения непосредственных представлений о направленности вертикальных деформаций и их темпах. Смещение кривых на графиках связи от года к году вверх или вниз позволяет судить, соответственно, о накоплении аллювия и повышении дна реки или его размыве и понижении поверхности дна (рис. 5.2). Этот метод опирается на материалах регулярных наблюдений за уровнями воды  $H$  и измерений расходов воды  $Q$  на гидрологических постах. Поскольку посты располагаются обычно на плесовых, относительно суженных участках русла при минимальной ширине поймы, полученный результат отражает направленность процесса в наиболее «чистом» виде, так



**Рис. 5.1.** График изменения продольных профилей дна русла по мере врезания реки (р. Алабуга, Западный Тянь-Шань)

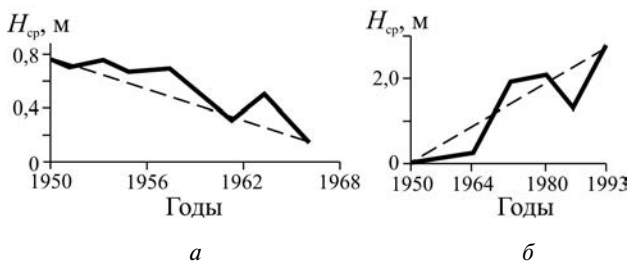


**Рис. 5.2.** Кривые связи расходов воды и уровней  $Q=f(H)$ , отражающие процессы врезания или аккумуляции наносов:  
 а — р. Обь, г. Барнаул, широкопойменное русло;  
 б — р. Амур, г. Комсомольск-на-Амуре, врезанное русло

как. здесь поток непосредственно контактирует с коренным ложем реки или русловыми отложениями. Однако при анализе кривых  $Q=f(H)$  важным является выбор уровня отсчета для суждения о величинах повышения или понижения отметок дна. Во врезанном русле с параболической или близкой к ней формой живого сечения кривые располагаются субпараллельно друг другу, так как понижение (или повышение) дна приводит к аналогичному понижению (повышению) отметок водной поверхности при любом наполнении русла. В широкопойменном разветвленном русле наблюдается схождение кривых при высоких уровнях из-за последовательного затопления

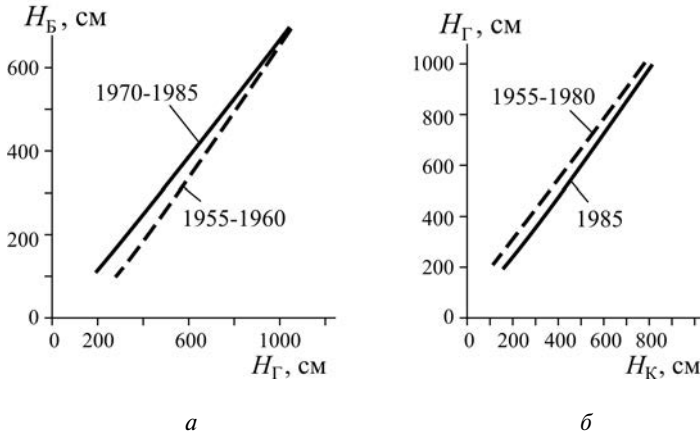
обсыхающих в межень прирусловых отмелей, низкой и затем высокой поймы. Поэтому величину врезания или аккумуляции следует оценивать по минимальным уровням.

Темпы врезания (аккумуляции) можно устанавливать по *графикам изменения уровня при определенном расходе воды за многолетний период* (рис. 5.3). На приведенных графиках, свидетельствующих о врезании русла и «посадке» уровней (рис. 5.3, *а*) или аккумуляции наносов и повышении уровней (рис. 5.3, *б*), от общей линии тренда наблюдаются отклонения из-за периодических вертикальных деформаций в годы, когда происходила местная аккумуляция наносов и временное повышение уровней в первом случае, врезание и временное понижение уровней — во втором. Поэтому ряд данных для анализа должен быть длительным, чтобы избежать изменений кривых связей, вызванных этими явлениями.



**Рис. 5.3.** График изменения среднегодовых уровней  $H_{ср}$  воды на фоне общего их понижения вследствие врезания реки при  $Q = 100 \text{ м}^3/\text{с}$  и повышение вследствие аккумуляции наносов при  $Q = 3000 \text{ м}^3/\text{с}$ :  
*а* — р. Дон, п. Николаевский; *б* — р. Хуанхэ, г. Лицзин

О врезании русла или направленной аккумуляции наносов можно судить по *изменению положения кривых соответственных уровней на смежных гидрологических постах*  $H_{\text{верх}} \sim H_{\text{ниж}}$ . Графики (рис. 5.4) демонстрируют изменения направленности вертикальных деформаций на двух участках между соседними гидрологическими постами на среднем Амуре: на рис. 5.4, *а* кривая соответственных уровней поднялась, отражая повышение отметок дна вследствие аккумуляции наносов; на рис. 5.4, *б* — она понизилась из-за направленного врезания реки. Метод применим только для бесприточных участков и отрезков рек, характеризующихся одинаковыми геолого-геоморфологическими условиями. Он не дает ожидаемого результата, если врезание реки компенсируется поднятием территории, вследствие чего отметки соответственных уровней остаются постоянными.



**Рис. 5.4.** Графики связей соответственных уровней для смежных гидрологических постов р. Амура, свидетельствующих об аккумуляции наносов или врезании реки:

*а* — г. Благовещенск  $H_B$  — п. Гродеково,  $H_G$ ;  
*б* — п. Гродеково,  $H_G$  — с. Константиновка,  $H_K$

Наиболее объективно и достоверно направленность вертикальных деформаций (врезание русла или аккумуляция наносов) определяется по балансу наносов на участке реки за многолетний ряд наблюдений. Для бесприточного участка реки в соответствии с (2.84)  $W_1 - W_2 = \pm \Delta W$ . Учитывая наносы, поступившие от размыва русла  $W_{раз}$ , из притоков  $W_{раз,пр}$ , оврагов  $W_{ов}$ , при спуске осыпей  $W_{ос}$  и оползней  $W_{оп}$ , вследствие селевых выносов  $W_c$ , эрозии почв  $W_{эп}$  и склоновых процессов  $W_{скл}$ , или перешедшие в русловые отложения вследствие их аккумуляции  $W_{ак}$ , результирующую баланса можно представить в виде:

$$\Delta W = \left( (W_R + W_G) + W_{раз} + \sum_{i=1}^n W_{раз,пр} + W_{ов} + W_c + W_{ос} + W_{оп} + W_{эп} + W_{скл} \right) - W_{ак}. \quad (5.1)$$

Учитывая формы транспорта наносов и различные источники формирования взвешенной и влекомой составляющих их стока, уравнение баланса (2.84) имеет вид:

$$(W_{G+R})_1 = (W_R + W_G)_2 \pm (\Delta W_R + \Delta W_G) + \sum_{i=1}^n W_{бас}, \quad (5.2)$$

где  $W_{бас}$  — наносы, поступившие в реку на участке из притоков, селевых выносов, оврагов, вследствие эрозии почв, склоновых процессов и т.д.

В зависимости от того, врезается река или аккумулирует, сток наносов либо возрастает, либо, наоборот, уменьшается. В первом приближении об этом можно судить по балансу взвешенных наносов, если они преобладают в общем стоке наносов.

Степень гидрологической изученности не всегда позволяет выявить характер подобных связей и соотношений, отражающих современные тенденции развития продольного профиля реки, или экстраполировать полученные данные на смежные участки. Вследствие этого для оценки направленности русловых деформаций приходится прибегать к косвенным морфологическим и динамическим признакам.

**Врезание рек.** О нем свидетельствуют следующие морфологические и динамические признаки:

1. *Постепенное уменьшение количества рукавов разветвленного русла* устанавливается по сопоставлению крупномасштабных карт разных лет издания. Одновременно обычно прослеживается тенденция к уменьшению суммарной ширины реки.

2. *Отсутствие или слабое развитие пойменной многорукавности на реках*, у которых руслоформирующий расход воды  $Q_{\phi}$  проходит при затопленной пойме. Вследствие врезания объединение островов и их причленение к берегам сопровождаются формированием береговой поймы, не расчлененной или слабо расчлененной протоками на отдельные массивы. Пойменные ответвления маловодны, лишь в половодье они в совокупности забирают до 5...10% общего расхода воды в реке; в межень большинство из них пересыхает.

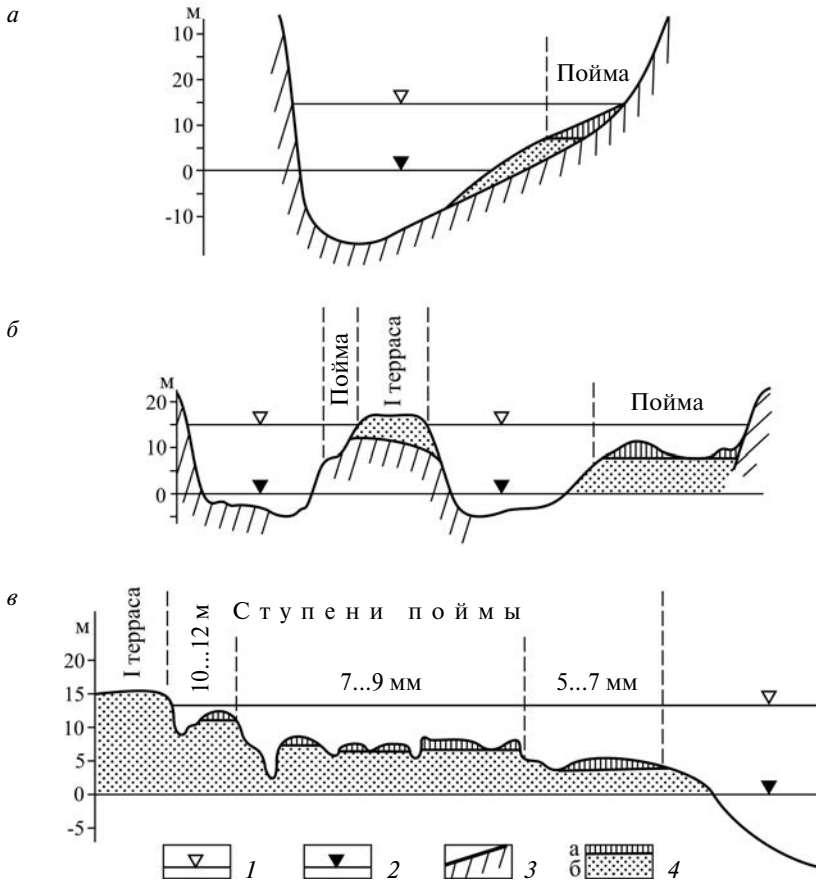
Оба явления (объединение островов и отмирание пойменных ответвлений) определяются неодинаковой водностью рукавов и зависимостью  $W_{\text{тр}} = f(Q^m)$ . При врезании реки этот процесс более интенсивен в многоводных рукавах, маловодные рукава и пойменные ответвления мелеют и отмирают.

3. *Трансгрессивное смещение островов*, находящихся посередине русла и создающих симметричные разделения потока на рукава. Оголки таких островов размываются.

4. *Неразвитость прорванных излучин на меандрирующих реках*, несмотря на прохождение  $Q_{\phi}$  при затопленной пойме. Это связано с большой высотой тыловых, наиболее древних частей пойменных сегментов из-за постепенного врезания реки и повышения их отметок по отношению к уровню воды.

5. *Преобладание на реке врезанных типов русла* (рис. 5.5, а). Если при этом в русле имеются острова, то врезание происходит отдельными рукавами, вследствие чего острова на реке являются скульптурными или скульптурно-аккумулятивными (рис. 5.5, б).

6. *Ступенчатость поперечного профиля поймы* (рис. 5.5, в). Особенно отчетливо это проявляется при одностороннем распространении поймы и направленном смещении русла в сторону коренного берега:



**Рис. 5.5.** Некоторые морфологические признаки врезания рек:  
*а* — врезанное русло (р. Алдан); *б* — врезанное русло со скульптурно-аккумулятивными разветвлениями (р. Лена, ниже г. Ленска);  
*в* — широкопойменное русло со ступенчатой поймой (р. Лена, ниже г. Якутска); 1 — уровень половодья; 2 — уровень межени;  
 3 — коренные породы; 4 — аллювиальные отложения: *а* — русловые; *б* — пойменный наилок

наибольшую высоту имеют наиболее древние и удаленные от русла участки. Происходящее в процессе врезания постепенное уменьшение затопляемости поймы и выход повышенных ее участков из-под уровня высоких вод приводит к смене луговых пойменных почв почвами, характерными для данной зоны, увеличению зональных элементов в растительном покрове.

Если русло постоянно меняет свое положение (развитие, спрямление и вновь развитие излучин; переформирование разветвлений), ступенчатость поймы приобретает *псевдоостанцовый* облик: разные по высоте участки (ступени) располагаются среди поймы, обуславливая мозаичность ее высотных отметок.

**Направленная аккумуляция наносов.** Морфологическими признаками являются следующие:

1. *Увеличение со временем числа островов и регрессивный их рост.* Возле оголовков островов, составляющих разветвления посередине русла, образуются прирусловые отмели, которые затем закрепляются растительностью и причленяются к острову со стороны оголовка или образуют самостоятельные острова, отделенные от основного узкой межостровной протокой (рис. 5.6, а).

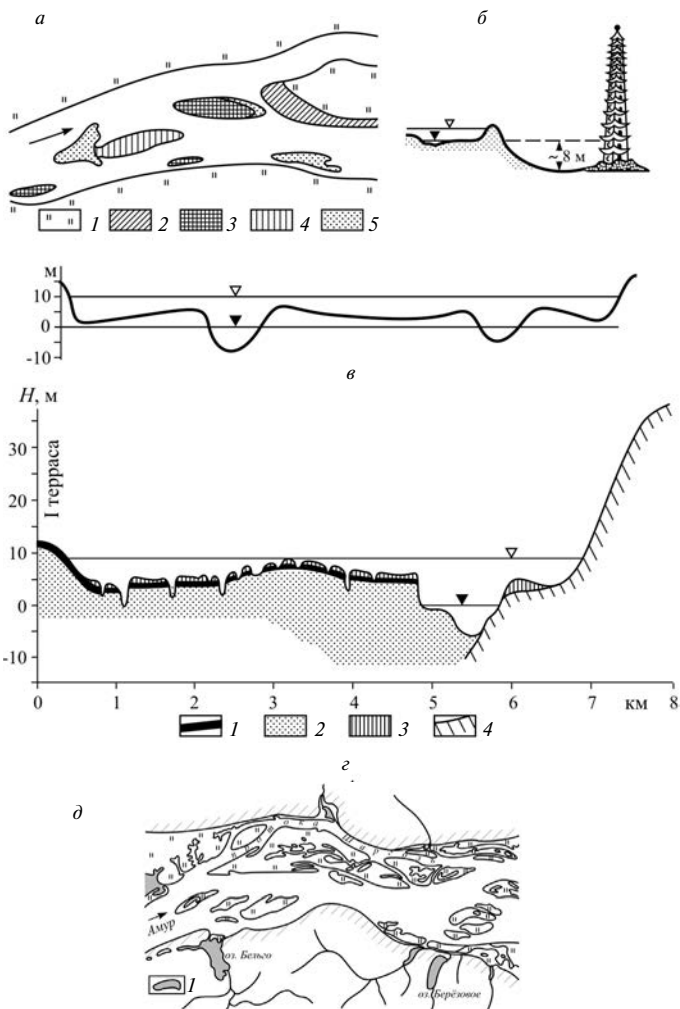
2. *Формирование прорванных излучин на меандрирующих реках с широкопойменным руслом.* Так как в результате аккумуляции наносов отметки дна русла и уровней воды повышаются, тыловые части пойменных сегментов оказываются относительно пониженными, в них концентрируются затопляющие пойму воды, и вдоль них происходит спрямление сегментных излучин.

3. *Широкое развитие пойменных ответвлений, расчленяющих пойму на островным массивы.* Они формируются как результат соединения между собой староречий в прорванных излучинах или неполном причленении островов к пойме, концентрирующих в себе пойменные потоки при затоплении поймы. В совокупности эти ответвления в половодье забирают до 15...20% общего расхода воды в реке, в межень — до 5...10%.

4. *Формирование обвалованного русла* происходит в условиях большого стока и интенсивной аккумуляции наносов, когда  $W \gg W_{тр}$ , меженный уровень воды в реке выше прилегающей местности, на которой располагаются освоенные территории, в том числе города (рис. 5.6, б).

5. *Формирование одноярусных пойм и пойм с повышенной прирусловой и пониженной тыловой частями.* При сравнительно небольших темпах аккумуляции в условиях сравнительно небольшого стока наносов и значительной доли влекомой составляющей прирусловые части поймы оказываются выше, чем центральные и тыловые, из-за более активного осаждения здесь наносов при затоплении поймы. Поперечный профиль такой поймы представляет собой наклонную линию от бровки к тыловому шву, зачастую оказываясь ниже меженного уровня воды в реке. В разветвленном русле пониженные части поймы приурочены к центральным частям островов и островных массивов. Тыловые части поймы, где накопление наилка незначительно, отстают от роста в высоту центральной и тем более прирусловой поймы. Эти понижения из-за более высокого положения зеркала грунтовых





**Рис. 5.6.** Некоторые морфологические признаки направленной аккумуляции наносов на реках:

- а* — регрессивный рост островов на р. Обь выше устья р. Томь: участки поймы, образовавшиеся: 1 — до 1897 г.; 2 — к 1927 г.; 3 — к 1941 г.; 4 — к 1957 г.; 5 — приустьевые отмели, 1962 г.;   
*б* — обвалованное русло р. Хуанхэ у г. Кэйфон; *в* — пойма р. Северная Двина с повышенной приустьевой и пониженной тыловой частями; *г* — наложенная пойма р. Обь у с. Дубровино: 1 — погребенная почва; 2 — русловые аллювиальные отложения; 3 — пойменный наилок; 4 — коренные породы; *д* — приустьевые подпрудные озера (1) на притоках Амура

вод и тяжелого механического состава пойменных отложений заполняются водой и превращаются в обширные по площади мелководные озера (соры на нижней Оби).

На реках, на которых процессы аккумуляции малоинтенсивны, поймы являются одноярусными, озера типа соров не развиты, но для островов и береговых массивов поймы характерны повышенные прирусловые части (рис. 5.6, в).

6. *Наличие наложенной поймы.* Она образуется на тех участках долин, где была ранее развита низкая первая надпойменная терраса или редко затопляемая высокая пойма. В ходе аккумуляции, вызвавшей повышение уровней разливов, высокая пойма начинает покрываться водой более регулярно, пойменный режим распространяется на первую террасу. Характерным признаком наложенной поймы является погребение под пойменными наилком зональной или близкой к зональной почвы (рис. 5.6, г).

7. *Образование на малых реках — притоках больших рек — приустьевых подпрудных озер.* Аккумуляция наносов на главной реке приводит к повышению базиса эрозии для ее притоков. При стоке наносов, меньшем чем на главной реке, они не успевают накапливать в своих низовьях отложения такой же мощности и повышать отметки своего дна и уровней воды. Перед впадением притока в главную реку формируется подпрудное озеро, которое соединяется с рекой проливом (рис. 5.6, д). Располагаясь в тыловых частях поймы, эти озера принимают в себя пойменные протоки, ответвляющиеся от основного русла, а иногда охватывают устьевые участки нескольких притоков.

## 5.2. Формирование продольного профиля

Общие направленные вертикальные деформации обуславливают постоянную трансформацию продольного профиля реки. Под ним подразумевается профиль водной поверхности реки в межень, приведенный к срезочному уровню, когда распределение уклонов в потоке соответствует установившемуся течению. Имея последний, можно судить об изменении по течению реки гидравлического уклона, отражающего изменение по длине реки потерь энергии потока на преодоление сопротивлений. В половодье или паводки поток является неустановившимся, профиль его поверхности отражает фазы прохождения их волн.

Начальной (верхней) точкой продольного профиля реки служит исток реки, конечной (нижней) — место впадения реки в море (озеро) или меньшей реки в большую. Этот уровень представляет собой *базис эрозии*, к которому приурочено распластывание потока и, сле-

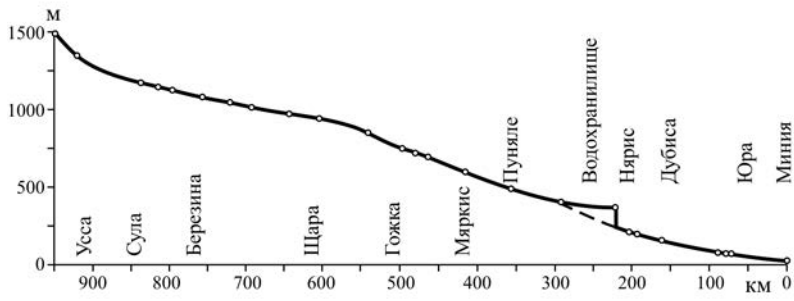
довательно, при руслоформирующих расходах воды с ним связаны гидравлические явления, определяющие размывы русла или аккумуляцию наносов

На реках также имеются участки частичного распластывания, где течение не прерывается, но происходит увеличение его скорости, а глубина потока резко уменьшается: на порогах, при впадении притока в главную реку и т.д., которые образуют *местные базисы эрозии*. К ним относятся также озера с переменным режимом уровней в зависимости от фазы водного режима впадающих в них рек. Частным случаем местных базисов эрозии являются перекаты, вызывающие частичное распластывание меженного потока и его подпор в пределах вышележащей плесовой ложины.

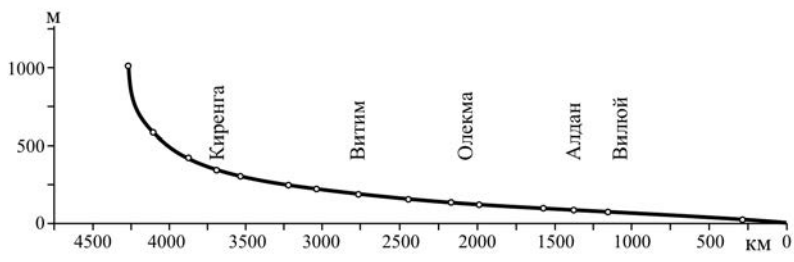
Распределение частных уклонов свободной поверхности потока между местными базисами эрозии определяет форму продольного профиля. Осреднение отметок продольного профиля приводит к сглаживанию его конфигурации, в которой могут проявляться только крупные ступени при пересечении реками горных хребтов и структурных возвышенностей, на порогах и водопадах. Распределение по длине реки частных уклонов позволяет выделить четыре типа продольных профилей: *прямолинейный* (значение уклона по длине реки относительно постоянно), *вогнутый* (уклон убывает от истока к устью), *выпуклый* (уклон вниз по течению увеличивается), *ступенчатый* (пологие участки чередуются с крутыми (рис. 5.7).

Форма продольного профиля и распределение уклонов меняются благодаря вертикальным деформациям. Врезание русла приводит к уменьшению продольного уклона, поскольку понижение отметок дна сопровождается понижением уровня водной поверхности. Распространяясь регрессивно или трансгрессивно, врезание вызывает последовательное уменьшение уклонов на выше- и нижерасположенных участках. При этом врезание может привести к тому, что в данный момент времени продольный профиль от некоторого створа вниз по течению принимает выпуклую форму, поскольку трансгрессивно распространяющийся процесс сюда еще не дошел. В то же время на участке, куда регрессивная эрозия не распространилась, наблюдается местное увеличение уклона. Аккумуляция наносов, наоборот, обуславливает повышение дна русла и подъем уровня воды в реке, вследствие чего уклон ее возрастает, приводит к сглаживанию продольного профиля под отложениями его ступеней. Врезание, наоборот, способствует тому, что коренные скальные выступы на дне реки препарируются потоком при размыве дна и начинают проявляться в форме перегибов или порожистых участков.

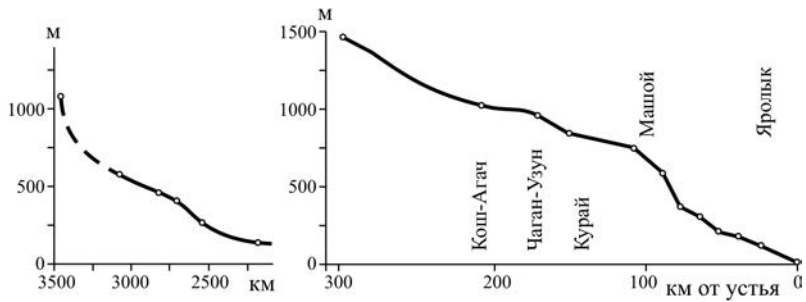
Уклоны свободной поверхности потока при установившемся движении воды в реке можно рассматривать как индикатор потерь энергии потока (по Н.И. Маккавееву):



*a*



*б*



*в*

*г*

**Рис. 5.7.** Типы продольных профилей рек:  
*a* — прямолинейный (р. Неман); *б* — вогнутый (р. Лена);  
*в* — выпуклый (р. Олекма); *г* — ступенчатый (р. Чуя).  
 Подписаны основные притоки

$$I = I_T + I_{\text{эр}} + I_{\text{эн}}, \quad (5.3)$$

где  $I_T$  — затраты энергии на перемещение самой воды, связанные с преодолением потоком трения о ложе, вязкости воды, возбуждение турбулентных, циркуляционных и волновых движений;  $I_{\text{эр}}$  — потери напора, связанные с эрозией и транспортом наносов;  $I_{\text{эн}}$  — приращение (или убывание) уклона вследствие изменения кинетической энергии потока.

Затраты энергии  $I_T$ , связанные с движением воды, являются главным видом потерь напора. Полное сопротивление движению воды складывается: из зернистой шероховатости, определяемой крупностью руслообразующих наносов (в песчаных руслах ею можно пренебрегать; грядовой шероховатости; формы русла; дополнительных сопротивлений. Отсюда член  $I_T$  в формуле (5.3) может быть развернут и представлен в виде:

$$I_T = I_{\text{ш}} + I_{\text{гр}} + I_{\text{р}} + I_{\text{доп}}, \quad (5.4)$$

где индексы «ш», «гр», «р» и «доп» обозначают принадлежность потерь напора к влиянию выступов шероховатости, гряд, формы русла и вызывающих дополнительные сопротивления (турбулентная вязкость, циркуляционные течения и пр.).

Считается, что более 80% энергии потока расходуется на само перемещение воды. При снижении на каком-либо участке русла величин затрат, связанных с движением воды  $I_T$ , происходит местное приращение кинетической энергии и увеличение доли напора, расходуемого на эрозию и перенос наносов, что в конечном счете вызывает врезание русла и местное уменьшение уклона. Поэтому увеличение гидравлического радиуса, уменьшение шероховатости, приведение русла к параболической форме сечения и прямолинейности понижают данный вид потерь напора. Это происходит при спрямлении излучин русла, благодаря чему высвобождается часть энергии, которая расходуется на местное углубление русла (в результате искусственного спрямления многочисленных излучин верхнего Днестра в начале 1900-х годов длина реки сократилась более чем в 2,5 раза, что вызвало врезание реки и понижение отметок меженного уровня реки почти на 3 м). Наоборот, устьевое удлинение русла вызывает потерю напора и обуславливает аккумуляцию наносов, распространяющуюся регрессивно.

Затраты энергии на процессы эрозии и транспорта наносов  $I_{\text{эр}}$  могут быть значительными при поступлении в поток большого количества наносов или перемещении крупных руслообразующих наносов. На горных и полугорных реках скорости течения при насыщении их наносами снижаются по сравнению со скоростями движения чистой воды до 60...70%. Если крупность наносов, приносимых

в реку из притоков или со склонов, больше, чем транспортируемые рекой, возникают перегибы продольного профиля. Если приток несет более мелкие наносы, то происходит обратное явление — уклон главной реки уменьшается.

Следствием перехвата водохранилищами стока наносов является снижение  $I_{эп}$  и врезание русел рек в их нижних бьефах. Наоборот, поступление дополнительного количества наносов в поток из какого-либо источника вызывает прохождение по реке волны аккумуляции.

Изменение соотношения кинетической и потенциальной энергии сечения потока (потери  $I_{эн}$ ) происходит по длине каждой реки. Если в качестве меры потенциальной энергии принять глубину потока на перекатах и на устьевом баре реки, то у каждой реки наблюдается в верхней части ее русловой системы постепенное приращение потенциальной энергии (увеличение высоты слоя воды или глубины потока) за счет затраты некоторой части кинетической энергии. Начиная с некоторого пункта в нижнем течении реки во время половодья наблюдается обратное явление — толщина потока убывает вследствие перехода части потенциальной энергии в кинетическую. Благодаря этому явлению речной поток перемещает наносы до устья при минимальных уклонах и даже при отрицательном уклоне дна в низовьях реки. Внешне процесс перехода потенциальной энергии в кинетическую проявляется в уменьшении высоты половодья в сторону устья, которая на устьевом баре становится минимальной. В общем процессе трансформация энергии потока способствует некоторому увеличению уклона в верховьях реки и уменьшению уклона в низовьях, т.е. является одним из факторов, способствующих образованию вогнутой формы продольного профиля реки.

Врезание реки обуславливает вовлечение в движение дополнительных масс наносов. При этом транспортирующая способность потока  $W_{тр}$  должна превышать реальный сток наносов:  $W_{тр} > W$ . Наоборот, аккумуляция наносов увеличивает объемы отложений на дне потока, т.е. количество наносов, поступивших в поток, превышает его транспортирующую способность:  $W_{тр} < W$ . Если на участке реки  $W_{тр} > W$ , то будет происходить врезание русла, пока местный уклон (за счет размыва дна) не уменьшится и не будет достигнуто равенство транспортирующей способности на соседних участках. Такие изменения осуществляются непрерывно, поскольку продольный профиль при всех этих изменениях стремится получить конфигурацию, соответствующую условно  $W_{тр} = W$ . Стремление реки к образованию формы продольного профиля, при которой по длине реки наблюдается соответствие транспортирующей способности потока стоку наносов (закон автоматического выравнивания транспортирующей способности потока), составляет физическую сущность непрерывных

направленных изменений продольного профиля реки благодаря происходящим процессам эрозии, транспорта и аккумуляции наносов.

Продольный профиль, имеющий сравнительно стабильную форму, соответствующую выровненной по длине реки транспортирующей способности потока и установившимся определенным соотношением между ней и уклоном, называется, по Н.И. Маккавееву, *выработанным*. Форма выработанного профиля может быть различной в зависимости от водоносности реки, крупности руслообразующих наносов и их изменений при пересечении различных географических зон и геолого-геоморфологических областей. Она вогнутая у рек с постоянно нарастающей по длине реки водностью и, соответственно, увеличивающейся транспортирующей способностью потока; выпуклая, если сток воды вниз по течению убывает и, соответственно, снижается транспортирующая способность потока. Ступенчатая форма профиля характерна для рек, пересекающих хребты и внутригорные впадины, возвышенности и низменности на равнинах, что сопровождается изменением количества и крупности поступающего в них твердого материала и т.д. Однако даже при постоянстве элементов природной среды такой профиль медленно, но непрерывно изменяется. Длина реки увеличивается из-за выдвигания ее дельты. Эрозия на водосборах сопровождается постепенным выполаживанием склонов, снижением отметок водоразделов и убыванием количества поступающих в реку наносов. Это вызывает снижение потерь напора и врезание реки, что, в свою очередь, способствует увеличению глубины долины и активизации эрозионных и денудационных процессов; в итоге вновь увеличивается поступление наносов в реки, замедляется глубинная эрозия. Происходящие изменения климата и растительного покрова, тектонические движения и хозяйственная деятельность вызывают общие или местные отклонения транспортирующей способности от «нормы», что вызывает по длине реки смену знака направленности процессов, активизацию врезания на одних и аккумуляцию наносов на других участках реки.

Модель выработанного продольного профиля, предложенная Н.И. Маккавеевым, основывается на анализе уравнения Шези–Маннинга  $I = \frac{n^2 V^2}{h^{4/3}}$ . Принимая ряд допущений (при выработанном

продольном профиле скорость течения по длине реки приблизительно равна; коэффициент шероховатости постоянен; по длине реки поперечные сечения русла подобны), получаем:

$$I = kQ^{-\frac{2}{3}}, IQ^{\frac{2}{3}} = \text{const}, \quad (5.5)$$

где  $k$  — коэффициент, который зависит от шероховатости русла и формы его поперечного сечения.

В реальной природной обстановке формирование продольных профилей происходит при чередовании по длине рек свободных и ограниченных условий развития русловых деформаций, горные русла в верховьях рек сменяются полугорными и равнинными и т.д. Это сопровождается изменением поперечного сечения потока, скоростей течения и крупности руслообразующих наносов. С учетом этих обстоятельств уравнение выработанного продольного профиля можно получить, решая совместно уравнения Шези–Маннинга и неразрывности для установившегося потока  $Q = \omega V = b_p h V$  или  $V = \frac{Q}{b_p h}$ :

$$I = \frac{n^2 Q^2}{b_p^2 h^3}, \quad (5.6)$$

Принимая, по К.В. Гришанину, для устойчивых плесовых участков рек  $\frac{h(gb_p)^{1/4}}{Q^{1/2}} = M = \text{const}$ , получаем  $h = \frac{MQ^{1/2}}{(gb_p)^{1/4}}$ . Подставляя это

выражение в (5.6) и объединяя все постоянные, получаем:

$$I = kn^2 Q^{1/3} b_p^{-7/6}. \quad (5.7)$$

Если принять, по С.Т. Алтунину, что ширина русла  $b_p = A \frac{Q^{1/2}}{I^{1/4}}$ , то, объединяя постоянные, запишем:

$$I \cong k \frac{n^3}{Q^{1/2}}, \quad (5.8)$$

а заменяя величину  $n$ , по Чангу–Штриклеру,  $n = kd^{1/6}$ :

$$IQ^2 d^{-\frac{1}{2}} = \text{const}. \quad (5.9)$$

Поскольку показатели степени в формуле (5.9) имеют региональный смысл, а шероховатость русла  $n$  зависит от соотношения глубины потока и крупности наносов, ее целесообразно записать в более общем виде:

$$IQ^m d^{-n} = \text{const}. \quad (5.10)$$

Из условий (5.5), (5.9) следует, что при прочих равных условиях увеличению расхода воды вниз по течению соответствует уменьшение продольного уклона; уменьшение водности должно сопровождаться увеличением уклона, что отражает развитие аккумулятивных



процессов. С другой стороны, увеличение или уменьшение крупности аллювия способствует росту или снижению уклонов.

В равнинных условиях на реках с песчаными наносами ( $d_{cp} < 1$  мм) при колебаниях их крупности на участках протяженностью в сотни и тысячи километров в пределах 0,2...0,6 мм этим членом как фактором, определяющим шероховатость русла, можно пренебречь. Зависимость при этом приобретает вид

$$IQ^m = \text{const}, \quad (5.11)$$

что соответствует формулам, предложенным Н.И. Маккавеевым (5.5), С.И. Рыбкиным и другими, в которых показатель степени  $m$  колеблется в пределах 0,3-0,67.

Сопоставление фактического продольного профиля и расчетного выработанного (5.5; 5.9) позволяет установить по их расхождению участки врезания и направленной аккумуляции наносов и определить вероятную величину повышения или понижения его отметок.

Для определения тенденции и интенсивности развития вертикальных деформаций на отдельных бесприточных участках рек В.Н. Михайлов ввел понятие «устойчивый уклон», под которым понимается некоторый фиктивный средний гидравлический уклон  $I_0$ , при котором транспортирующая способность потока равна расходу наносов  $W_{тр} = W$ , вследствие чего направленные деформации отсутствуют:

$$I_0 = kQ_{\Phi}^{-1}G_p^{0,75}, \quad (5.12)$$

где  $k$  – эмпирический коэффициент;  $G_p$  – расход руслообразующих наносов.

Если фактический уклон меньше устойчивого, происходит аккумуляция, повышение отметок дна и увеличение фактического уклона вплоть до  $I_0$ . Если фактический уклон больше устойчивого, наблюдается врезание и понижение отметок дна до тех пор, пока не сравняются фактический и устойчивый уклоны.

Если условие выровненности транспортирующей способности потока не соблюдается, то продольный профиль находится в стадии трансформации и по длине реки происходят существенные колебания среднегодовой мутности воды. Такие профили являются *невыверенными*. Наиболее отчетливо это проявляется в условиях восходящего развития рельефа, когда врезание реки отстает от тектонического поднятия территории. В таких случаях при общей вогнутости продольного профиля точка его прогиба соответствует участку реки с максимальным по интенсивности врезанием. Благодаря этому в среднем течении горных рек их долины имеют наибольшую глубину вреза. Как следствие, здесь распространены самые крутые склоны и максимальна интенсивность эрозионных и гравитационных процес-

сов, мутность воды в реке достигает здесь наибольших значений, уменьшаясь вверх и вниз по течению. Например, на Кодори (Западный Кавказ) в среднем течении среднегодовая мутность воды в 2,5—3 раза больше, чем в верховьях и в нижнем течении.

Скорости врезания рек, пересекающих воздымающиеся хребты, как правило, не меньше или ненамного уступают скоростям поднятия. Поэтому пересечение реками систем горных хребтов и разделяющих их впадин зачастую не сказывается в направленности и интенсивности вертикальных деформаций, но отражается в перегибах продольного профиля благодаря местному поступлению со склонов гор более крупного и в большом количестве обломочного материала, соответственно, увеличению потерь напора.

В равнинных условиях продольные профили рек обычно являются выработанными, хотя из-за непрерывности процессов выравнивания транспортирующей способности на разных участках реки врезаются или аккумулируют, причем эти процессы сменяются во времени. Чем длиннее река, тем больше вероятность изменений направленности вертикальных деформаций по ее длине.

В общем случае река, пересекающая равнинно-платформенную область, медленно (доли миллиметра—миллиметры в год) врезается, и лишь в нижнем течении происходит аккумуляция наносов вследствие устьевого удлинения реки, на которые нередко накладывается тектоническое погружение приморской низменности.

В гумидных условиях продольный профиль в соответствии с (5.5), (5.11) имеет вогнутую форму, у которой точка максимального прогиба (стрела прогиба) смещена к верховьям. Однако «порционность» увеличения расхода воды в реке, вызванная впадением крупных притоков, приводит нередко к нарушениям плавности изменений уклонов. Другими причинами образования ступеней продольного профиля являются неоднородная литология коренного дна, поступление в реку крупного материала с крутых склонов долины или из притоков, локальные тектонические структуры, которые река не успевает прорезать и др.

## **5.3. Врезание рек и направленная аккумуляция наносов**

### **5.3.1. Врезание рек**

Направленные вертикальные деформации русла отрицательного знака — врезание рек, вызывая понижение отметок дна русла и относительное снижение уровней воды, приводят к тому, что пойма реки со временем перестает затопливаться в половодья и превращается в надпойменную террасу. У широкопойменных русел врезание

происходит на фоне их смещений по дну долины. Это замедляет образование каждой новой террасы, поскольку в ходе горизонтальных русловых деформаций транспортирующая способность потока реализуется не только за счет размывов дна, но и вследствие боковой эрозии. В условиях ограниченного развития русловых деформаций и особенно в горах размывы берегов минимальны, формирующиеся в процессе врезания террасы имеют бóльшие различия по высоте, чем в долинах равнинных рек с широкопойменным руслом. В результате на равнинах формируются долины с широкими поймами и террасами, в горах, где преобладают трудноразмываемые горные породы, возникают узкие долины — каньоны, ущелья, зачастую лишенные террас.

На равнинных реках скорости врезания составляют обычно доли миллиметра—первые миллиметры в год, и их геоморфологический эффект является следствием длительной геологической эволюции реки за десятки, сотни тысяч, а иногда и десятки миллионов лет. В низовьях на разном удалении от устья, вплоть до среднего течения, оно обычно сменяется аккумуляцией наносов. В то же время геоморфологические условия могут обуславливать развитие врезания реки вплоть до дельты. Такова средняя и нижняя Лена, русло которой врезается и в пределах Центрально-Якутской низменности (п. Табага), и в Ленской «трубе» — участке реки перед выходом в дельту, расположенном между горными массивами.

В горных условиях скорости врезания рек также сравнительно невелики, хотя и больше, чем на равнинных реках. По разным данным, в областях современного активного горообразования скорость врезания рек не превышает 7 мм/год. Поэтому врезание практически не ощущается на протяжении жизни нескольких поколений людей и не определяет длительности срока службы сооружения на реке.

Врезание горных рек осуществляется преимущественно в скальных грунтах. Этому способствует заложение речных долин вдоль разломов или тектонической трещиноватости горных пород. Но в этом случае в русло поступают обломки, намного превышающие по размерам предельные для их перемещения водным потоком. Поэтому при оценке условий врезания следует принимать во внимание роль химического и биохимического разрушения горных пород текущей водой, других агентов выветривания в субкавальных условиях, а также коррадирующее воздействие на коренное дно транспортируемых потоком обломочных частиц. По наблюдениям Н.В. Хмелевой в отдельные годы врез порожиисто-водопадного русла р. Анахомста (Западный Кавказ) в скальные известняковые породы при прохождении  $Q_{\phi}$  (их обеспеченность здесь около 1%) достигает нескольких сантиметров.

В последнее время появились сведения, полученные по кривым расходов воды на гидрологических постах за несколько десятков лет, о врезании рек Западного Тянь-Шаня со скоростью 1...7 см/год, рек Приохотья (хр. Джугджур) — со скоростью 5 см/год. Наибольшие скорости приурочены к узким ущельям, где реки стеснены скалами, а их русла лишены галечно-валунного покрова. При темпах врезания более 1 см — несколько сантиметров в год — врезание может сказываться на функционировании хозяйственных объектов и гидротехнических сооружений, срок службы которых обычно 50-100 лет (понижение отметок составит минимум 0,5...1,0 м).

Примером врезания, приведшего к катастрофическим последствиям при освоении долины (разрушение моста, обсыхание водозабора), является р. Алабуга — левый приток Нарына. Здесь, согласно историко-археологическим данным, вплоть до конца XIV в. русло располагалось на уровне современной 19...22-метровой террасы, было распластанным и мелким, пригодным для переправы людей и гужевых караванов вброд. Врезание привело к образованию каньона с отвесными бортами; скорости течения сейчас даже в межень 2,5...3,0 м/с. Применение дендрохронологического и других специальных методов, а также инструментальные измерения понижения дна р. Алабуга в районе насосной станции в течение 15 лет (см. рис. 5.1) показали, что скорость врезания реки равна 32 см/год. Ее следствием явилось разрушение (дважды) моста и обсыхание водозабора.

Подобные каньоны широко распространены на Тянь-Шане, Памиро-Алае и в горах Алтая. Однако во всех случаях причины врезания могут быть разные: перепиливание потоком порога, образующего местный базис эрозии; спуск подпрудного озера и т.д.

Врезание рек, приводящее к трансформации продольных профилей, могут быть вызваны: изменениями климата и других физико-географических условий (растительного покрова и т.д.), обуславливающих повышение водности рек и степени неравномерности стока; тектоническими движениями, вызывающими перекосы земной поверхности; понижением базиса эрозии (уровня приемного водоема) или изменением его положения благодаря абразии берега в районе устья реки.

Во всех случаях развития вертикальных деформаций проявляется с большей или меньшей отчетливостью закон факторной относительности. В верховьях рек интенсивность врезания связана в первую очередь с колебаниями климата, в низовьях — с тектоническими движениями. Реки с малыми водосборами быстро и существенно изменяют свой режим даже при сравнительно небольшом изменении природных условий на водосборе. Большие реки, бассейны которых охватывают различные природные зоны, в меньшей степени подвер-

жены изменениям при колебаниях климата, но чутко реагируют даже на незначительные изменения уклона. Колебания базиса эрозии скажутся на участках нижнего течения рек.

Распространение деформаций продольного профиля от мест их первоначального проявления вдоль по русловой системе требует некоторого времени. Скорость распространения врезания тем больше, чем менее устойчив грунт к размыву, значительнее водность потока и больше сама деформация. Врезание распространяется от места возбуждения регрессивно или трансгрессивно, проявляется одновременно по всей длине русловой системы или развивается на ограниченном ее участке. Регрессивная эрозия чаще всего наблюдается при понижении базиса эрозии: местное увеличение уклона в низовьях реки распространяется, постепенно затухая, на более или менее значительное расстояние вверх по реке. Трансгрессивная эрозия характерна для тех случаев, когда трансформация продольного профиля реки вызвана климатическими причинами и отчетливо проявляется ниже водохранилищ.

По всей длине русловой системы врезание проявляется одновременно при общих изменениях водности реки и при тектонических движениях, вызывающих общее изменение уклонов земной поверхности. При локальных тектонических движениях глубинная эрозия ограничивается участком пересечения рекой растущей структуры.

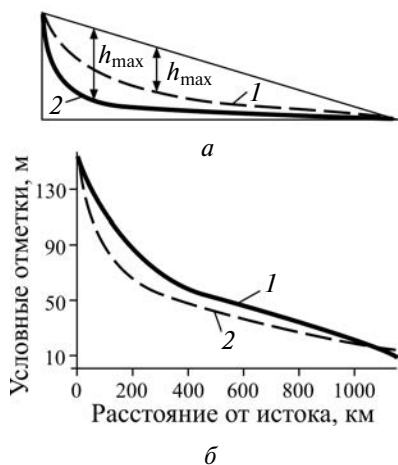
**Увеличение стока рек.** Увеличение на всей территории бассейна приводит к общему их врезанию. Однако в нижнем течении относительное приращение расхода воды незначительно и уменьшается по мере роста водоносности реки. Поэтому интенсивность врезания реки здесь постепенно затухает. Кроме того, в низовьях реки величина врезания ограничивается положением базиса эрозии, равно как в верховьях неизменным является положение истока реки. В результате максимум интенсивности врезания приходится на среднее течение реки, ближе к ее верховью. Вследствие врезания уклон в среднем и нижнем течении на основании (5.10) выполаживается в соответствии с зависимостью:

$$\frac{I_i}{I_{i+1}} = \left( \frac{Q_i}{Q_{i+1}} \right)^{2/3}. \quad (5.13)$$

В верхнем течении реки, наоборот, уклон возрастает. Чем больше приращение стока, тем больше «прогиб» продольного профиля и тем больше величина врезания реки в среднем течении (рис. 5.8, а).

На рис. 5.8, б показаны совмещенные продольные профили рек Ока и Дон, имеющих близкие площади бассейнов; истоки и устья обеих рек расположены примерно на одних и тех же абсолютных отметках. Ока протекает по территории лесостепи и юга лесной

зоны, средний модуль стока с ее бассейна  $5 \text{ л/с}\cdot\text{км}^2$ ; средний модуль стока со степного бассейна Дона —  $2,1 \text{ л/с}\cdot\text{км}^2$ . Средний уклон сравниваемых рек почти одинаковый: у Дона —  $0,096\text{‰}$ , у Оки —  $0,11\text{‰}$ . Степень неравномерности стока обеих рек приблизительно одинакова: больше 50% годового объема стока проходит в период высокого, но кратковременного половодья. Из сравнения профилей следует, что кривая продольного профиля более многоводной Оки характеризуется относительно большей крутизной в верхнем и меньшей крутизной в среднем течении.



**Рис. 5.8.** Изменения продольного профиля реки вследствие врезания русла при увеличении стока:

*a* — теоретическая схема: 1 — профиль при малом стоке; 2 — при большом стоке; *б* — совмещение продольных профилей рек Дон (*a*) с малым модулем стока и Ока (*б*) с большим модулем стока (по Н.И. Маккавееву)

Врезание, вызванное увеличением водности реки, может проявляться как по всей длине русловой системы одновременно, если климатические изменения охватывают весь бассейн, так и трансгрессивно. Последний случай возможен на реках, климатические изменения в бассейне которых охватывают только верхние их участки, затухая вниз по течению. При врезании в среднем и нижнем течении реки уменьшаются продольные уклоны. Это вызывает уменьшение крупности руслообразующих наносов, что во временном аспекте может быть индикатором для определения причин врезания реки.

К аналогичным последствиям приводит увеличение внутригодовой неравномерности стока при неизменности его среднегодовой величины.

**Уменьшение стока наносов.** Уменьшение (вследствие облесения водосбора или «перехвата» их водохранилищем) приводит, как и увеличение водности реки или неравномерности ее стока, к преимущественному врезанию русла в среднем течении с максимумом в точке наибольшего прогиба кривой продольного профиля, постепенно ослабевая как вверх к истоку, так и вниз. В последнем случае снижение интенсивности врезания объясняется тем, что в нижнем течении реки значительные затраты энергии потока идут на транспорт наносов, поступивших сюда с вышележащих участков реки, где глубинная эрозия развивается более активно.

Ниже водохранилищ из-за перехвата ими стока наносов возникают условия  $W_{тр} \gg W$ ; врезание русла распространяется по длине реки трансгрессивно и затухает по мере его восстановления. При этом продольный профиль приобретает слабовыпуклую форму, так как уклон вниз по течению увеличивается по мере роста затрат энергии потока на транспорт наносов по мере восстановления их стока.

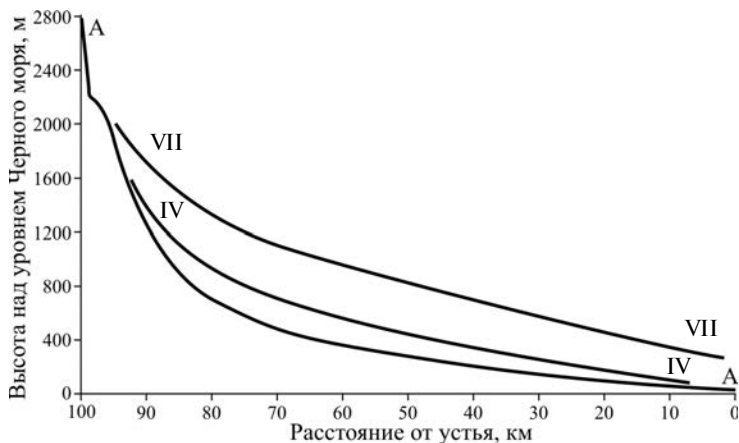
**Врезание рек в условиях восходящего развития рельефа.** Врезание характерно для горных регионов, где величина поднятия территории такова, что тектонический фактор является главным в преобразовании продольных профилей рек. Реки, берущие начало в горах, попадают в предгорья и на равнины, где скорость поднятия территории на порядок величины меньше или сменяется опусканием. Поэтому в горах на всем протяжении реки врезаются; в предгорьях и на равнинах наблюдается сложное чередование участков с сохраняющейся тенденцией к врезанию и участков аккумуляции наносов, связанные с изменениями по длине реки транспортирующей способности потока, обусловленными физико-географическими факторами, пересечением реками различных в отношении знака тектонических движений структур и т.д.

На реках, полностью протекающих в равнинных условиях, общее поднятие территории создает фон, на котором происходят вертикальные деформации, вызванные изменением климатических условий. Благодаря тектоническому воздыманию материков в долинах рек возникает лестница террас, хотя на протяжении их геологической истории неоднократно имели место смены врезания рек систематической аккумуляцией наносов, накапливались мощные толщи аллювия. В последующий этап увеличения водности реки, неравномерности ее стока или снижения стока наносов врезание происходит при возросшем превышении истока реки над базисом эрозии благодаря поднятию, что усиливает эффект врезания. Это же обстоятельство в фазу аккумуляции, обусловленной климатическими причинами, ограничивает ее проявление. Вследствие этого заполнение речных долин аллювием не происходит.

В горных регионах врезание рек, берущих начало на склонах хребтов, соответствующих оси поднятия и пересекающих горную область поперек поднятия в направлении снижения его градиентов, происхо-

дит вследствие постепенного, но достаточно интенсивного возрастания уклонов земной поверхности на сводах поднятия. В верховьях река имеет большой уклон, относительное его приращение невелико и не может существенно сказаться на увеличении транспортирующей способности потока. Кроме того, незначительная водность реки в верховьях обуславливает здесь меньшую интенсивность глубинной эрозии. Врезание реки лимитируется также положением базиса эрозии, сменой знака тектонических движений в предгорьях либо выходом реки на субгоризонтальную равнинную территорию. Таким образом, в истоке на границе горы–равнины или в устье у каждой реки существуют «геометрические» условия, ограничивающие ее врезание, равно как и развитие этого процесса при увеличении водности.

Взаимодействие указанных факторов приводит к тому, что максимум интенсивности врезания при поднятии территории и, соответственно, углубление долины имеют место в среднем течении реки, где относительное приращение уклонов значительно, водность достаточна для сравнительно быстрого проявления эрозии, а «геометрические» условия, создающиеся отметками истока и базиса эрозии, позволяют реке врезаться и формировать наиболее глубокие речные долины. Рост уклонов при превышении скорости поднятия территории над врезанием рек приводит к увеличению мощности потока (при неизменной водоносности реки) и постепенной интенсификации врезания. Эти условия иллюстрирует рис. 5.9, на котором показаны профили некоторых террас р. Кодор (Западный Кавказ), образовавшихся в ходе врезания реки при поднятии горной страны, и ее современного русла.



**Рис. 5.9.** Изменения продольного профиля реки по мере ее врезания при восходящем развитии рельефа (р. Кодор, Западный Кавказ). AA — современное русло; IV, VII — четвертая и седьмая террасы

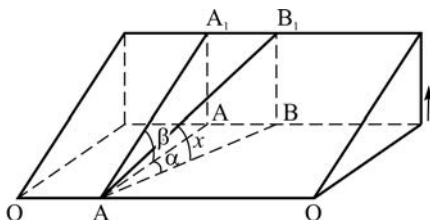


Следствием интенсивного врезания консеквентных горных рек является наличие висячих устьев их притоков или увеличение уклонов последних перед впадением в главную реку. Последнее связано с тем, что большинство притоков ориентировано параллельно оси поднятия и, следовательно, воздымание горной страны непосредственного воздействия на русловые процессы не оказывает. Трансформация их продольных профилей происходит лишь благодаря регрессивной эрозии, распространяющейся по притоку, начиная от русла главной реки. Запаздыванию врезания притоков способствует меньшая водность, соответственно, меньшая мощность потоков и их эрозионная способность

В естественных условиях даже отдельные участки главной реки отклоняются иногда на тот или иной угол от нормали к оси поднятия, а притоки (и притоки притоков) ориентированы под различными углами, вплоть до встречного. Поэтому приращение уклона притока  $\Delta I_{пр} = \text{tg } x$  вследствие поднятия территории зависит от величины угла  $\alpha$  между ним и направлением главной реки AA (рис. 5.10):

$$\text{tg } x = \text{tg} \beta \cos \alpha; \Delta I_{пр} \cos \alpha, \quad (5.14)$$

где  $\Delta I_{гл}$  – приращение уклона главной реки. Приращение уклона равно нулю у линий, параллельных оси поднятия ( $\alpha = 90^\circ$ ), и отрицательно при  $\alpha > 90^\circ$ .

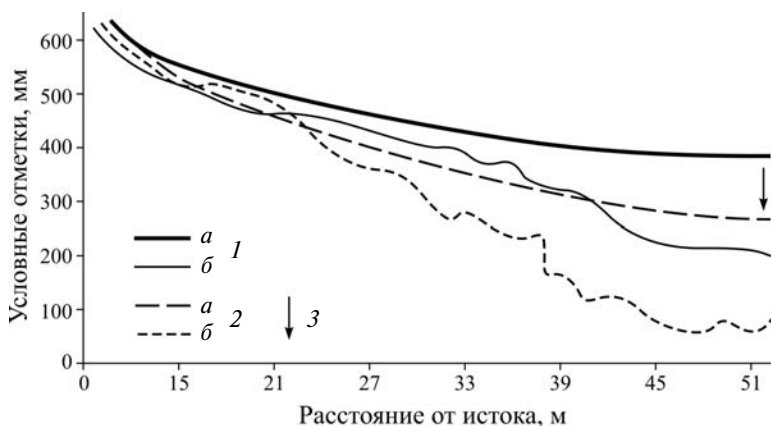


**Рис. 5.10.** Влияние ориентировки рек на развитие продольного профиля при неравномерном поднятии территории (к выводу уравнения 5.15):

ОО — ось вращения; AA и AA<sub>1</sub> — положение русла главной реки, текущей по нормали к оси поднятия в начальный и некоторый момент времени; AB и AB<sub>1</sub> — положение русла, относящееся к притоку, направление которого составляет угол  $\alpha$  с главной рекой AA;  $\beta$  и  $x$  — углы между положениями русла главной реки и притока в начальный и некоторый момент времени. Стрелкой показано направление поднятия

**Колебания базиса эрозии** определяют направленность вертикальных деформаций в нижнем, а иногда и в среднем течении рек, куда они распространяются регрессивно. При опускании базиса эрозии

уклон поверхности, появляющейся над уровнем моря, может быть больше или меньше, чем уклон реки в ее нижнем течении. Поэтому разные реки неодинаково реагируют на понижение базиса эрозии. Если шельф имеет уклон, превосходящий средний уклон реки в ее нижнем течении, происходит врезание рек, распространяющееся от устья регрессивно. Скорость продвижения фронта регрессивной эрозии и глубина врезания постепенно убывают вверх по реке (рис. 5.11), и врезание затухает там, где исходный уклон продольного профиля настолько значителен, что прибавление его величины, вызванное «волной» регрессивной эрозии, не сказывается на транспортирующей способности потока.



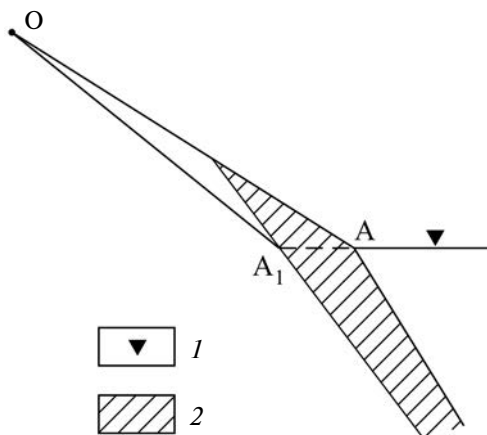
**Рис. 5.11.** Врезание реки и трансформация продольного профиля в нижнем течении при опускании базиса эрозии в условиях крутого шельфа (по Н.И. Маккавееву и Н.В. Хмелевой): 1 — уровни воды (а) и дна русла (б); 2 — уровни воды (а) и дна русла (б) вследствие врезания; 3 — направление опускания базиса эрозии

Врезание больших рек может происходить и в случае, если уклон обнажающегося шельфа будет несколько меньше уклона реки в нижнем течении, так как для них удлинение реки при этом незначительно по сравнению с размерами самой реки в низовьях. Так, Волга, несмотря на отmelость взморья, слабо врезалась (на 25 см за 1929–1955 гг.) при понижении уровня Каспийского моря (на 2,2 м за тот же период).

На глубину и скорость врезания оказывает влияние формирующаяся дельта. Ее образование замедляет врезание и уменьшает величину врезания.

К врезанию рек приводят *абразия берегов* на участках расположения устьев и отсутствие у них дельт. Размыв берега в устье реки при-

водит к укорачению длины русла, увеличению уклона (рис. 5.12), уменьшению потерь энергии потока и росту транспортирующей способности потока. Это может происходить, несмотря на тектоническое опускание территории, где находится участок.



**Рис. 5.12.** Врезание реки в низовье при расположении устья на абразионном берегу:

1 — уровень моря; 2 — абразионный срез побережья;  
 OA и OA<sub>1</sub> — положение профиля до и после абразии соответственно

К такому же эффекту приводит спрямление русла в устье реки. Так, прорезь в устье р. Терек через основание Аграханского полуострова сократила длину устьевое участка на 25 км, что вызвало волну регрессивной эрозии, которая распространилась регрессивно на 25...30 км. Этот процесс был остановлен выдвиганием новой дельты в устье прорези и начавшимся подъемом уровня Каспийского моря.

### 5.3.2. Направленная аккумуляция наносов

Условием для развития направленной аккумуляции наносов и, следовательно, накопления русловых отложений является превышение общего стока наносов над транспортирующей способностью потока  $W > W_{тр}$ . Интенсивность ее зависит от степени выраженности этого неравенства.

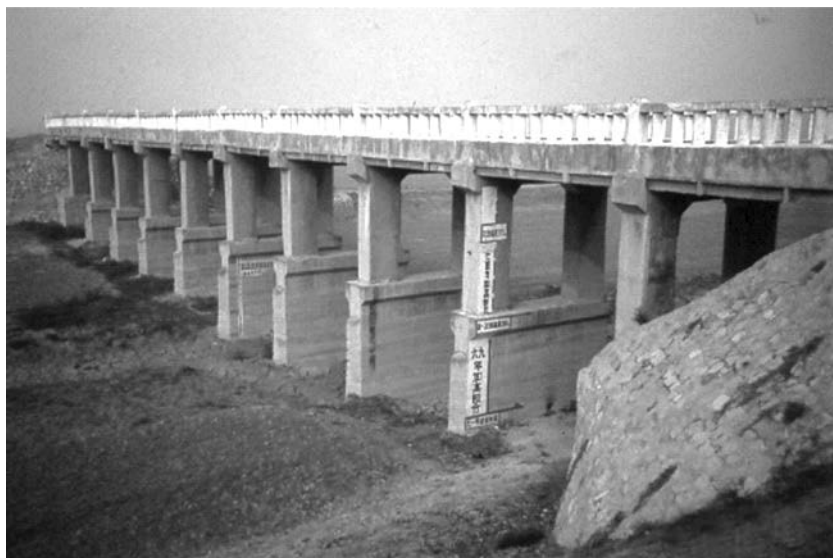
В общем случае развитие на значительном протяжении реки процессов аккумуляции может быть обусловлено тектоническими движениями отрицательного знака и климатическими условиями, с которыми связаны большие потери стока на испарение и снижение транспортирующей способности потока. Режим постоянной аккумуляции

муляции наносов характерен для предгорных областей из-за резкого уменьшения уклонов при выходе рек из гор на равнину и тектонического погружения в пределах краевых прогибов: для нижнего течения рек как следствие колебаний базиса эрозии и устьевого удлинения реки при выдвигании дельты в море. Местные проявления направленной аккумуляции на реках возникают при пересечении ими локальных отрицательных тектонических структур, при возникновении зон подпора перед поднимающимися структурами, вследствие горных обвалов и выше водохранилищ. Причиной нарушения сбалансированного соотношения  $W$  и  $W_{тр}$  может быть избыточное поступление наносов в поток при изменении природных условий: сведении лесов, распашки земель и активизации эрозии почв, снижении водности рек из-за понижения уровня грунтовых вод. Эти факторы в той или иной мере во многих случаях накладываются друг на друга, обуславливая экстремальные проявления процесса. Таковы реки Юго-Восточной Азии, отличающиеся огромным стоком наносов и в нижнем течении испытывающие интенсивную направленную их аккумуляцию; на р. Хуанхэ ее темпы достигают 7...9 см/год, русло приподнято над окружающей территорией на 3...13 м.

На рис. 5.13 дана фотоиллюстрация, свидетельствующая об интенсивной аккумуляции наносов на р. Вейхэ — последнем притоке Хуанхэ. На опоре моста обозначены уровни положения моста, начиная с начала 60-х годов XX в., причем нижняя отметка соответствует уровню современной поймы и прирусловых отмелей. За 36 лет мост три раза перестраивался из-за аккумуляции наносов и повышения максимальных уровней воды в реке и в конечном итоге был поднят на 6 м. Интенсивность аккумуляции составила здесь 16,5 см/год, что в 2 раза больше, чем скорость аккумуляции на Хуанхэ в нижнем течении.

Направленная аккумуляция наносов характерна для нижнего Амура. Она отчетливо проявляется (по кривым  $Q \sim H$  и балансу наносов) и на Средне- и Нижнеамурских низменностях, где русло широкопойменное, и во врезанном русле при пересечении рекой отрогов Сихотэ-Алиня. Общий темп аккумуляции наносов оценивается в среднем величиной 0,5...1,2 мм/год, что соответствует ежегодному накоплению на дне долины (в русле и на пойме) 6 млн т наносов. Морфологически этот процесс проявляется: в формировании мощной пойменной фации аллювия, подошва которой лежит ниже меженного уровня воды в реке; в образовании подпрудных приустьевых озер на всех притоках, в том числе на участках врезанного русла; в относительно более низком положении тыловой части поймы по сравнению с уровнем воды в реке, вследствие чего при выходе притоков в долину Амура их воды ее затопляют, образуя озерные разливы.

Средняя скорость аккумуляции на Амударье составляет 3,4 см/год. В нижнем течении это приводит к формированию обвалованного русла, уровень воды в котором выше, чем поверхность поймы.



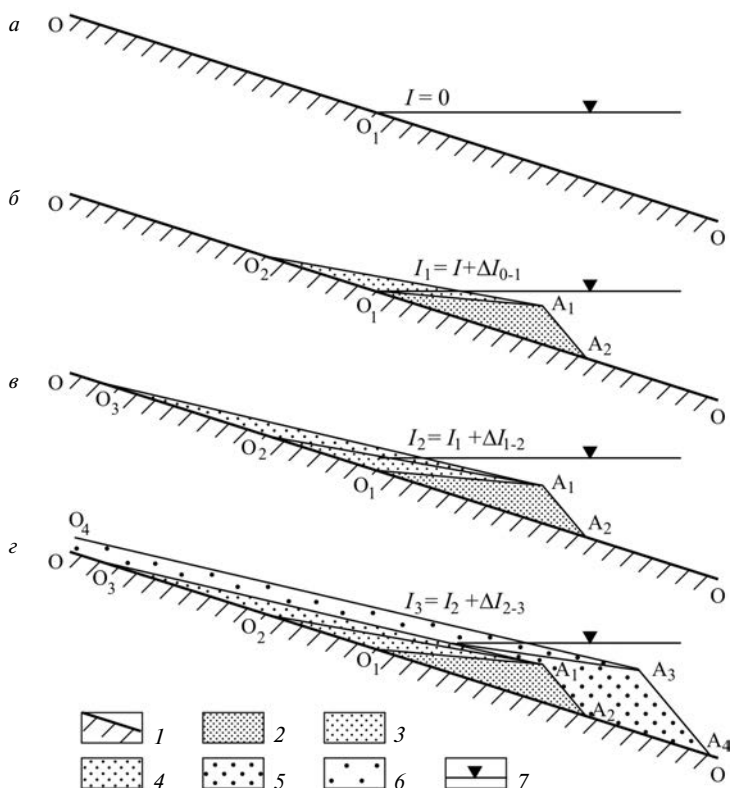
**Рис. 5.13.** Мост в нижнем течении р. Вэйхэ (приток р. Хуанхэ): на опоре обозначены уровни положения моста с начала 1960-х гг. Фото Лю Шугуана

Интенсивной аккумуляции наносов способствуют потери стока на испарение и фильтрацию, достигающие 20% в естественных условиях, и забор воды в оросительные каналы (только Каракумский канал забирает до  $500 \text{ м}^3/\text{с}$ ).

Режим постоянной аккумуляции наносов характерен для рек Колхиды. Ее причинами является интенсивное тектоническое прогибание предгорной низменности, выдвигание дельт рек Риони, Окуми и других в море, поднятия его уровня и резкий переход рек из воздымающейся горной области в пределы предгорного прогиба. Благодаря сочетанию всех факторов здесь происходит интенсивная аккумуляция наносов (не менее  $6,5 \text{ мм/год}$ ), обуславливающая систематическое повышение дна русла и увеличение уклона реки. В нижнем течении некоторых рек процесс аккумуляции вызвал бифуркацию: здесь приморская низина изборождена системой многочисленных рукавов, по которым осуществляется обмен водой между этими реками то в одном, то в другом направлении.

В устьях рек большая часть наносов (от 25 до 50% стока взвешенных и практически все влекомые наносы) не попадает в приемные бассейны, формируя дельты и обеспечивая *устьевоe удлинение реки*. Рост дельт происходит также благодаря вдольбереговым потокам морских наносов, которые аккумулируются между барами дельтовых

рукавов. Устьевое удлинение и образование первичных русловых форм приводит к увеличению потерь энергии потока и развитию регрессивной аккумуляции (рис. 5.14). В устье реки первичная горизонтальная поверхность воды в водоеме ( $I = 0$ ) трансформируется в наклонную речную ( $I > 0$ ), причем область аккумуляции и повышения отметок дна распространяется регрессивно (точки  $O_2, O_3, O_4$ ). Одновременно происходит развитие конуса выноса в сторону моря (трансгрессивно), и его морской склон занимает положения  $A_3A_4$ . На каждом следующем этапе уклон русла увеличивается в пределах бывшего взморья на величину  $\Delta I_i$  ( $i$  — номер предыдущего этапа). В речной части, где с устьевым удлинением реки связана регрессивная



**Рис. 5.14.** Выдвижение дельты в море и развитие регрессивной аккумуляции в нижнем течении реки:

*a* — исходное состояние дна реки-взморья ( $O-O$ ); *б, в, з* — этапы формирования дельты и аллювиальных толщ;  $I$  — дно реки и взморья в исходном состоянии;  $2-6$  — последовательное накопление толщи дельтовых и аллювиальных отложений;  $7$  — уровень моря

аккумуляция, местный уклон реки может уменьшаться ( $I_1 < I_i$ ), и лишь длительное накопление наносов, сопровождающееся ростом отметок русла над уровнем водоема (абсолютных при впадении реки в море), приводит к общему увеличению крутизны продольного уклона. Таким образом, аккумуляция наносов при впадении рек в водоемы распространяется как трансгрессивно (выдвижение дельты в море и устьевое удлинение реки), так и регрессивно.

Темп и морфологические проявления направленной аккумуляции зависят от величины стока наносов, водоносности рек, условий взаимодействия их с морем (впадение на открытом взморье или в заливы, в пределах мелководного шельфа или на материковом склоне и т.д.) и уклона самой реки, определяющего дальность проникновения регрессивной аккумуляции. Для больших рек скорость выдвижения дельт в море составляет 3...3,5 км/год на р. Хуанхэ, 20 м/год на р. Енисее и практически не определяется за период наблюдений в устьях других рек севера Сибири, имеющих сравнительно небольшой сток наносов. При активном выдвигании дельты слой наносов, образовавших новые участки дельты и толщу отложений вследствие регрессивной аккумуляции, равен:

$$\Delta h_{\text{ак}} = I \cdot \Delta x, \quad (5.15)$$

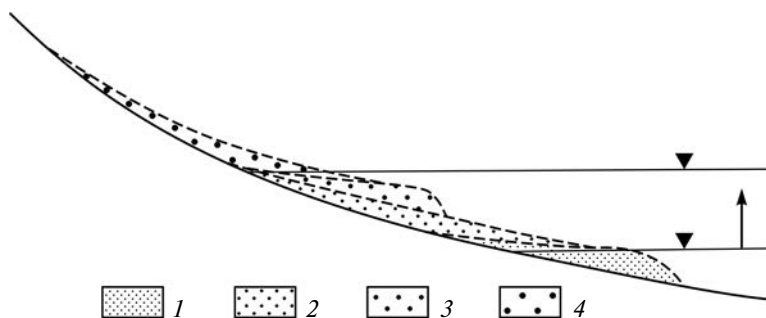
где  $I$  – средний уклон реки в дельтовой области, ‰;  $\Delta x$  – приращение длины, км, за расчетный период времени.

Принимая, что на верхней границе регрессивной аккумуляции мощность слоя равна нулю, а убывание мощности накопления наносов вследствие аккумуляции вверх по реке происходит по линейному закону, нетрудно определить объем аккумулятивного тела в заданный период времени.

При *поднятии базиса эрозии* выдвижение дельты и устьевое удлинение реки являются главным условием аккумуляции наносов и ее регрессивного распространения, так как без этих процессов соотношение уклонов может не измениться. Поэтому на новом уровне впадения реки в приемный бассейн создаются условия, аналогичные предшествовавшим его повышению. Но, так как одновременно начинают формироваться новый устьевой бар и дельта, русло реки удлиняется, увеличиваются потери энергии потока по длине. На вышележащем участке реки в связи с этим возникает подпор, скорости течения убывают, происходит аккумуляция наносов и повышаются отметки дна реки (рис. 5.15). Таким образом, причиной развития регрессивной аккумуляции при поднятии базиса эрозии является не сам факт поднятия, а развитие в новом положении дельты реки.

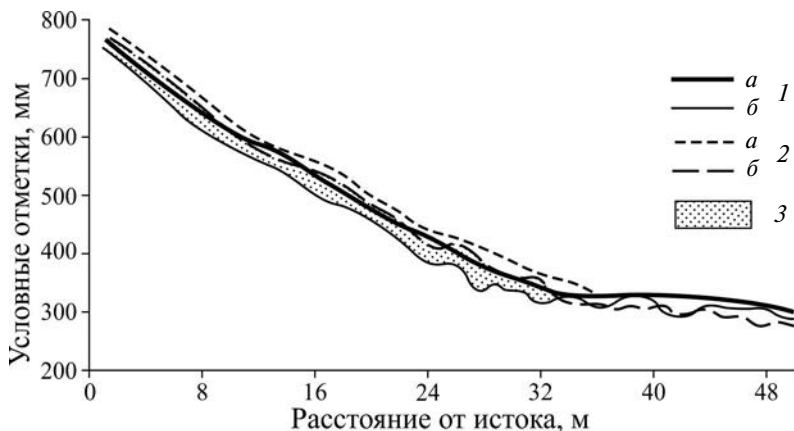
При *понижении базиса эрозии и регрессии моря* обнажается территория, имеющая уклон поверхности меньший, чем уклон реки в ее нижнем течении, также возможна аккумуляция наносов, которая будет

постепенно распространяться вверх по реке (рис. 5.16). Этому способствует формирование дельты, еще более уменьшающей продольный уклон в пределах пологого шельфа. При понижении уровня Каспия в 60–70-е годы XX в. на участках отмелого побережья р. Эмба «оторвалась» от моря в результате аккумуляции и образовала слепое устье.



**Рис. 5.15.** Развитие аккумуляции в нижнем течении реки в результате поднятия базиса эрозии и формирование дельты при новом уровне моря:

1, 3 — дельтовые отложения; 2, 4 — аллювиальные отложения до (1, 2) и после поднятия базиса эрозии (3, 4)



**Рис. 5.16.** Регрессивная аккумуляция наносов при понижении базиса эрозии в условиях пологого шельфа:

1 — уровни воды (a) и дна русла (б) непосредственно после снижения базиса эрозии; 2 — уровни воды к концу опыта; 3 — слой отложившихся наносов (по Н.И. Маккавееву и Н.В. Хмелевой)



Дальность регрессивного распространения аккумуляции наносов от устья различна, определяясь величиной стока наносов, интенсивностью устьевого удлинения, уклоном русла и тектоническим режимом. При медленном поднятии равнинно-платформенных областей, охватывающих их бассейны, она проявляется только в дельтах и низовьях рек. При малом стоке наносов интенсивность аккумуляции сравнительно мала, и основным морфологическим признаком аккумуляции является наложенная либо одноярусная с повышенной заозеренностью и заболоченностью пойма. При большом стоке наносов в низовьях рек формируется обвалованное русло.

Трансгрессивная аккумуляция наносов, поступающих с верхней части бассейна, характерна для больших рек, верховья которых находятся в горах, тогда как большая часть реки и бассейна располагается в пределах низменной равнины, где она смыкается с регрессивной аккумуляцией, распространяющейся от их устьев. На этот процесс накладывается влияние климатических изменений, приводящих к многовековым колебаниям водности рек, которые приводят к смещению вдоль реки границы смены знака вертикальных деформаций и ее сочленения с регрессивной аккумуляцией в нижнем течении. В периоды, когда норма стока низкая, значительная часть наносов, принесенных с горной части водосбора, аккумулируется непосредственно ниже выхода реки с гор на равнину. Ниже по течению, по мере удаления от гор уменьшение водности рек сопровождается снижением максимальных уровней воды, сокращением разливов реки в половодья и сосредоточением потока в бровках поймы. Все это, а также уменьшение количества наносов, поступающих с вышележащего участка, являются причиной некоторого врезания реки на участке между зонами трансгрессивной аккумуляции в верхнем течении и регрессивной в нижнем.

При увеличении нормы стока у выхода реки из гор на равнину развивается глубинная эрозия. Продукты размыва, а также принесенный с гор материал аккумулируются ниже по течению и смыкаются с регрессивной аккумуляцией в нижнем течении. Таким образом, увеличение водности на одном участке реки вызывает врезание русла, на другом — аккумуляцию наносов, принесенных сюда с вышележащего участка и являющихся избыточными благодаря меньшим уклонам. В периоды, когда изменения климата приводят к снижению водности реки ниже выхода реки из гор, глубинная эрозия сменяется аккумуляцией, в долине реки формируется наложенная пойма.

Направленная аккумуляция наносов на реке в условиях аридизации климата, проявляющаяся на протяжении тысячелетий и геологических отрезков времени, приводит к разрывам речной сети, при которых притоки утрачивают связь с главной рекой. Например, р. Чу

в настоящее время не достигает р. Сырдарья, заканчиваясь «слепым» устьем, хотя долины обеих рек соединяются. То же произошло с бывшими притоками р. Чу, теряющимися в настоящее время в песках, но в историческом прошлом достигавших главной реки. Притоками Амударьи были Теджен и Мургаб, стекающие с Копет-Дага, а Зеравшан впадал в нее еще во времени среднеазиатских походов Александра Македонского.

### 5.3.3. Заиление и деградация русел малых равнинных рек

На малых реках русловые процессы нередко проявляются в форме заиления при одновременном их зарастании, снижении водности, что приводит к деградации русел, исчезновению постоянного водотока и сокращению речной сети. Это связано с «буферным» положением малых рек между водосбором и средними реками, вследствие чего продукты эрозии почв поступают в них непосредственно со склонов, составляя до 60...70% стока наносов в них. Большая полнота поперечного сечения русел (соотношения  $b_p/h$ ) при относительно малой абсолютной величине  $b_p$  и  $h$  определяет рост гидравлических сопротивлений, связанных с значительным влиянием на поток берегов, водной и береговой растительности, обусловливают, при прочих равных условиях, меньшие средние скорости течения, в межень снижающиеся до минимальных значений (0,05 м/с). Это способствует аккумуляции взвешенных наносов; зарастание русла и его берегов приводит к стабилизации русла, поскольку растительность препятствует размыву берегов при увеличении скоростей потока.

Поступление со склонов продуктов смыва почв в реки первых порядков сопровождается увеличением концентрации в их водах биогенных элементов, в частности — фосфора. Адсорбируясь смываемыми частицами и вместе с ними поступая в реки, они вызывают биогенное загрязнение речных вод. Принимая пороговое значение концентрации фосфора, определяющее начало евтрофирования и развития водорослей, равное 1 мг/л, Л.Ф. Литвин выделил пять категорий биогенного загрязнения речных вод и зарастания русел: 1 — 0...1 мг/л (опасность евтрофирования отсутствует); 2 — 1...5 мг/л; 3 — 5...10 мг/л; 4 — 10...20 мг/л; 5 — >20 мг/л (очень сильная опасность). Наибольшей угрозой зарастания (4-я и 5-я категории) и ее реализацией характеризуются малые реки бассейна Нижнего Дона и Северного Кавказа (западная и центральная части). В Сибири и в лесной зоне Европейской части России очаги обмеления и зарастания рек приурочены к местам активной вырубке леса из-за избыточного поступления наносов с лесосек.

Малые реки чувствительны к естественным (климатическим) и антропогенно обусловленным изменениям водности. При ее сниже-

нии и, соответственно, транспортирующей способности потока происходят аккумуляция наносов и заиление русел при неизменности поступления в реки смытого со склонов материала. Вместе с тем реки (ручьи) первых порядков, имеющие повышенные уклоны и скорости течения (на возвышенностях), характеризуются относительно высокой устойчивостью русел к изменениям природных условий. К.М. Беркович и А.Ю. Сидорчук предложили рассматривать в качестве критерия сопротивляемости русел малых рек заилению и деградации при изменениях стока воды и наносов относительную транспортирующую способность малых рек  $w_{тр}$  как отношение максимально возможного стока наносов при данных гидравлических характеристик потока, т.е.  $W_{тр}$  к фактическому стоку наносов, поступающему в реку с водосбора  $W$ :

$$w_{тр} = \frac{W_{тр}}{W}. \quad (5.16)$$

Если  $w_{тр} > 1$ , русла устойчивы к внешним воздействиям. Это типично для рек, находящихся в естественном состоянии; изменения их русел замедленны, носят периодический характер и связаны с естественными колебаниями стока воды и наносов. При  $w_{тр} < 1$  возможно заиление рек, приводящее к возникновению бочажинных русел и последующему их отмиранию.

Равновесие между стоком наносов и транспортирующей способностью потока на малых реках нарушается при интенсивном земледельческом освоении территории и вырубке лесов. Возникновение условия  $W_{тр} \ll W$ ,  $w_{тр} < 1$  приводит к аккумуляции в реках продуктов смыва почв и заилению русел. С XVII в. эрозия почв на водосборах в центре Европейской России привела к смыву 90...100 млрд/м<sup>3</sup> тонкодисперсного материала; на 11% пашни слой смыва превысил 10 см, на 5% – 20 см, на 1% – 40 см; 10...15 млрд м<sup>3</sup> грунта вынесено овражной эрозией — за последние 300 лет возникло около 2 млн антропогенных оврагов.

Продукты ускоренной эрозии, поступая в русла малых рек, вызывают их заиление. Под *заилением рек* понимается накопление илистых наносов в их руслах и на поймах. В результате русловой сток переходит в подрусовой, илистые отложения перекрывают песчаные или галечные побочни и плесовые лощины слоем толщиной от первых сантиметров до 1 м и более. При сезонных колебаниях водности ил частично перераспределяется в руслах, но его транзитное перемещение вниз по течению затруднено из-за быстрого уплотнения.

Выделяют три типа аккумуляции ила, различающиеся своей локализацией в русле: *побочневый* (в ручьях и реках 1...3 порядков), *пле-*

*совый* (для рек 4, 5 порядков) и *равномерный*. Заиление чаще всего начинается в ручьях водотоках 1-го порядка. Поступающий в них материал аккумулируется у берегов, на побочнях и отмелях, которые быстро зарастают водной растительностью. Затем процессы аккумуляции распространяются на плесовые ложины. В конечном итоге ручьи отмирают, поверхностный сток переходит в подземный, русло исчезает, а долины ручьев превращаются в балки.

Процесс заиления, начавшись в ручьях, распространяется затем на реки более высоких порядков. Это появляется в зарастании бичевников и прирусловых отмелей, развитии водорослей на мелководьях. Водная растительность, увеличивая гидравлические сопротивления, обуславливает повышение уровней воды при неизменном расходе, что способствует подтоплению береговой полосы, утрате руслом четких очертаний, накоплению в нем илисто-органогенных отложений, приводит к заболачиванию и обводнению прибрежной зоны русла и, наконец, возникновению *бочажинных русел*, по длине которых чередуются бочажины (озеровидные расширения) и узкие протоки. Бочажинные русла могут иметь естественное происхождение, но чаще всего возникают как следствие биогенного загрязнения воды и отложений.

По мере увеличения порядка реки доля продуктов смыва в стоке наносов и их роль в деформациях русел сокращаются. В бассейне Дона, например, скорость накопления ила в руслах составляет на реках длиной до 25 км в среднем 6...12 мм/год, 25...50 км — 1...6 мм/год, 50...100 км — 0,8...1,6 мм/год, более 100 км — <1 мм/год.

Одновременно происходит заметное увеличение суммарной мощности ежегодно откладываемого наила на поймах рек при их затоплении. Если средняя скорость наилконакопления на поймах лесных рек в естественных условиях составляет 0,3...0,5 мм/год, то при распашке водосборов она увеличивается до 5...25 мм/год. За агрикультурный период произошло погребение верхних горизонтов пойменных почв слоем мощностью от 80 до 300 см.

В конечном счете заиление русел малых рек приводит к отмиранию верхних звеньев речной сети, сокращению числа и изменению порядка водотоков. В лесостепной и степной зонах юга Европейской территории прекратили свое существование за 100 лет около 25% рек 1-го порядка, почти 32% рек 2-го порядка, от 3 до 24% от суммарной протяженности рек 3—4-го порядков. Суммарная длина малых рек в зоне земледельческого освоения сократилась в среднем на 36...45%. Масштабы заиления малых рек максимальны для степной зоны, где распаханность территории достигает 80% и более.

Причиной массовой деградации ручьев и малых рек в лесной зоне является их пересыхание из-за вырубki лесов и последующей распашки земель. Уменьшение меженного стока рек и понижение уров-

ня грунтовых вод приводят к исчезновению родников и пересыханию малых водотоков. Это вызывает смещение истоков рек вниз по течению до тех мест, где вскрываются более глубокие водоносные горизонты. В Среднем Заволжье исчезла, не будучи заиленной, большая часть родников, а уменьшение числа рек 1-2-го порядков в 2,2 раза соответствует сокращению площади лесов в 1,9 раза.

В зависимости от водности, уклона, геологического строения и почвенно-растительного покрова на водосборах в естественных условиях на малых реках сформировались русла четырех типов, неодинаково реагирующие на изменения внешних факторов и отличающиеся неодинаковой сопротивляемостью к заилению (по А.В. Чернову):

- *тип I* — малые реки, протекающие на возвышенных равнинах в песчаных и супесчаных отложениях; русла свободно меандрируют, вогнутые берега размываются, у выпуклых формируются песчаные отмели, превращающиеся затем в пойму. Они отличаются высокой транспортирующей способностью и поэтому заиление для них нехарактерно;
- *тип II* — малые реки, протекающие в глинистых и суглинистых отложениях; русла их также меандрируют, но отмели у выпуклых берегов очень узкие, сложены песчано-илистыми и илистыми наносами. Берега квазиотвесные, размывы их локальны, сопровождаясь отседанием блоков, которые затем долго, до полного размокания, остаются в русле, препятствуя дальнейшему размыву берегов. Эти реки отличаются большой уязвимостью к внешним воздействиям и поступлению наносов с водосборов;
- *тип III* — малые реки, наиболее подверженные заилению; берега заросли кустарником, и лишь большая крутизна уступов вогнутых берегов по сравнению с выпуклыми свидетельствует об их очень медленном отступании;
- *тип IV* — реки низменных равнин, у которых уклоны и скорости течения невелики; в естественном состоянии они имеют бочажинные русла. Дно таких русел сложено органоминеральным илом. Реки отличаются наибольшей уязвимостью к внешним воздействиям.

Ряд особенностей имеет реакция малых рек на вырубку лесов территорий, сложенных песчаными отложениями. Увеличение весеннего стока привело к активизации размывов берегов более чем в 2 раза и аккумуляции наносов по всей площади русла. Этому способствует молевой сплав леса: затопленная древесина на дне рек приводит к увеличению гидравлических сопротивлений, снижению транспортирующей способности потоков и формирует высланное бревнами неразмываемое дно. Плывущие бревна способствуют разрушению берегов и увеличению поступления наносов в русла. Одновременно происходит опесчанивание поймы из-за повышен-

ного поступления песка на ее поверхность во время половодий. Однако занесение русел малых рек не приводит к их отмиранию, как заиление, в том числе вследствие восстановления лесов.

Своеобразный морфологический эффект на малых реках связан с осушительными мелиорациями, заключающимися в сооружении сети дренажных каналов, обеспечивающих понижение уровня грунтовых вод и спрямление меандрирующих русел на значительном протяжении. При этом малые реки превращаются в водоприемники дренажных вод. Спрямление излучин приводит к врезанию рек, сопровождающемуся понижением уровней воды до 1...2 м, снижением зеркала грунтовых вод и уменьшением уклонов. После прохождения волны глубинной эрозии спрямленные канализованные русла начинают заиливаться вследствие повышенного выноса из дренажной сети наносов, активизируется их евтрофирование.

Деградация малых рек вплоть до их исчезновения связана с водозабором при проведении оросительных мелиораций в их бассейнах, строительством глухих земляных плотин и созданием каскадов прудов. Меженный сток по таким рекам прекращается, русла в нижних бьефах плотин пересыхают. Во время весенних половодий плотины прорываются, продукты их размыва откладываются в руслах ниже по течению, приводя к их заилению.

Вместе с тем мельничные плотины на малых реках лесной зоны, построенные в XVIII — начале XX вв., не приводили к уменьшению стока и последующему заилению рек. Они пропускали сток половодий и обеспечивали транзит наносов. Повышенные сбросы воды в нижний бьеф осенью способствовали промывке русел малых рек. Такую же роль выполняли в 20–50-е годы XX в. плотины малых ГЭС (в настоящее время разрушенные).

В районах орошения в русла малых рек сбрасываются коллекторные воды. Вследствие этого увеличиваются водность и транспортирующая способность их потоков, создается условие  $w_{тр} > 1$ . Реки врезаются (русло р. Большой Егорлык, принимающего воды Невиномысского канала, из-за увеличения стока воды в 7 раз врезалось на глубину до 8 м за 5 лет), их русла расширяются, возрастают темпы горизонтальных деформаций, проявляющиеся в возникновении почти сплошного по длине реки фронта размыва обоих берегов.

Начиная с 90-х годов XX в. антропогенные воздействия на водосборы, приводившие к заилению и деградации малых рек, уменьшились, сократились площади пашни, прекращены осушительные работы. Несмотря на это, возвращение русел малых рек в естественное состояние не происходит. Заиленные реки не восстанавливают свой сток, так как большая часть источников закольматирована, илистые наносы превратились в плотные отложения. Таким образом, изменения русел малых рек, происшедшие в период активного освоения

водных и земельных ресурсов, являются необратимыми. Однако происходящие на рубеже XX–XXI вв. климатические изменения привели к восстановлению стока в верховьях речных систем, возобновилась деятельность некоторых родников и появился русловой сток там, где он отсутствовал на протяжении нескольких десятилетий. Поэтому можно ожидать частичного увеличения густоты речной сети. Однако полное восстановление речной сети маловероятно, так как этому препятствуют мощные скопления илистых и песчано-илистых наносов в руслах и на поймах малых рек.

## Глава 6. **МОРФОДИНАМИКА РЕЧНЫХ РУСЕЛ (ГОРИЗОНТАЛЬНЫЕ РУСЛОВЫЕ ДЕФОРМАЦИИ И ФОРМЫ ИХ ПРОЯВЛЕНИЯ)**

---

### **6.1. Относительно прямолинейные неразветвленные русла**

Относительно прямолинейные, неразветвленные русла не имеют широкого распространения. В пределах бывшего СССР среди широкопойменных русел их доля составляет 7,4%. На врезанные прямолинейные русла приходится 30,1%. Это объясняется неустойчивостью прямолинейного движения потока, который либо изгибается, либо разделяется на несколько динамических осей. Наиболее строгое решение проблемы неустойчивости прямолинейного движения потока предложено И.Ф. Карасевым с помощью критерия квазиоднородности потока, согласно которому лишь при значениях  $\Theta < 4,5$  поток однороден и имеет вид компактной струи. Но выполнение этого условия не означает прямолинейности потока. Согласно исследованиям В.И. Замышляева под действием силы трения, направленной поперек русла, и реакции дна, направленной по нормали к берегу, поток искривляется, образуя серию следующих друг за другом изгибов, с возникновением которых появляется центробежная сила. Им же разработана математическая модель, анализ которой приводит к получению первоначально прямолинейным потоком извилистой формы — синусоидальной или в виде полуокружностей (сегментной). Кроме того, неустойчивость прямолинейного движения потока нарушается внешними по отношению к потоку воздействиями — неровностями береговой линии, препятствиями на дне потока, формирующимися в русле грядами, наличие которых приводит к искривлению стрежня потока или его разделению на ветви.

Однако неустойчивость прямолинейного движения потока сама по себе не отражается в форме русла. Прямолинейное русло (в бровках поймы и при отсутствии островов) остается динамически устойчивым, несмотря на извилистость динамической оси потока или ее разделения на несколько ветвей. Для возникновения излучин или разветвлений русла необходим «третий эффект»: для лишенных наносов потоков талых ледниковых вод — градиент температур, при-



водящий к протаиванию льда на дне потока и закреплению вследствие этого его извилин на поверхности ледника; для океанических течений — сила Кориолиса и т.д.

Механизм отображения неустойчивости прямолинейного движения потока в форме русла связан со способностью потока размывать дно и берега, осуществлять транспорт наносов в форме гряд, с их обсыханием и укреплением растительностью. Выделяется несколько условий, обуславливающих динамическую устойчивость прямолинейной формы русла.

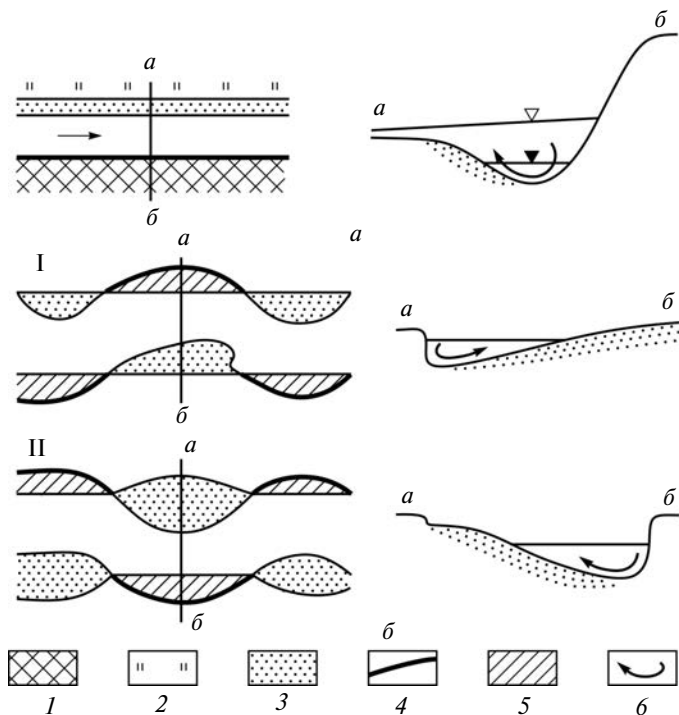
1. *Ограниченность развития русловых деформаций в районах распространения скальных пород*, где реки заложены вдоль линейно вытянутых разломов, зон трещиноватости горных пород, границ крупных морфоструктур. Неразмываемость коренных берегов обуславливает сохранение прямолинейности русел на большом протяжении рек вне зависимости от развитости грядовых форм руслового рельефа, в том числе обсыхающих в межень.

2. *Малый сток руслообразующих наносов*. В этом случае формы руслового рельефа, связанные с грядовым движением наносов, или отсутствуют, или их структура редуцирована, ограничиваясь микроформами. Поэтому прямолинейность русел характерна для самых малых рек, встречаясь в их верховьях, где реки еще не успели получить от размыва дна и берегов и с площади водосбора достаточное количество наносов. То же происходит, если формы рельефа русла из-за небольшого стока влекомых наносов имеют небольшую высоту и не образуют крупных гряд: побочной и осередков, обсыхающих в межень. В результате они не покрываются растительностью и составляют основу для закрепления изгиба или разделения динамической оси потока в форме русла.

3. *Наличие коренного незатопляемого берега и односторонней поймы*. При расположении русла вдоль коренного берега в многоводную фазу режима в сторону затопленной поймы устанавливается поперечный уклон водной поверхности, русло возле коренного берега размывается, а вдоль поймы происходит аккумуляция наносов, усиливающаяся за счет уменьшения скоростей в зоне взаимодействия руслового и пойменного потоков (рис. 6.1, а). Это обуславливает устойчивое положение русла и смещение его в сторону коренного берега. Условие выполняется при относительной выровненности в плане линии коренного берега. Мысы и выступы, оползни, обвалы, конуса выносов из притоков и оврагов, оказывая на поток направляющее воздействие, способствуют возникновению его изгиба или острова ниже по течению.

4. *Большая подвижность побочной или осередков в русле с двусторонней поймой*. Благодаря этому они не успевают закрепиться растительностью и, смещаясь со скоростями десятки—сотни метров в год

(на больших реках), вызывают миграцию зон размыва противоположных берегов (рис. 6.1, б). Вдоль обоих берегов возникают подвижные полосы, периодически размываемые или нарастающие. Суммарная их ширина составляет до  $0,5...0,7b_p$ , достигая на Оке, Выгегде, Дону 200...300 м по каждому берегу.



**Рис. 6.1.** Условия формирования широкопойменных прямолинейных неразветвленных русел:

- a* — при расположении вдоль коренного берега; *б* — при большой подвижности побочной (I, II — сопоставленные планы русла);  
 1 — коренной берег; 2 — пойма; 3 — побочни; 4 — подмываемые берега;  
 5 — зоны размыва; 6 — направление циркуляционных течений;  
*a-б* — линия поперечного профиля

Для рек с очень большим стоком наносов и неустойчивым руслом характерна специфическая разновидность прямолинейных русел — блуждающие. На этих реках в стоке наносов абсолютно доминирует взвешенная составляющая, а  $W_{тр} \ll W_R$ . При сезонном снижении водности реки аккумуляция взвешенных наносов осуществляется без

образования гряд, поскольку для них  $V_{\phi} \gg V_n$ . Осаждаясь на спаде паводков (половодий), они образуют сплошные мелководья, которые, обсыхая, превращаются в илисто-мелкопесчаные поля, среди которых меженный поток образует извилины или разбивается на сеть проток. Взмучивание их в следующую многоводную фазу обуславливает блуждание русел, которые относятся к абсолютно неустойчивым (Хуанхэ, Амударья). Это, в свою очередь, обуславливает сохранение руслом прямолинейной формы, так как многочисленные обсыхающие в межень скопления наносов не успевают закрепиться растительностью и превратиться в соответствующие фрагменты поймы.

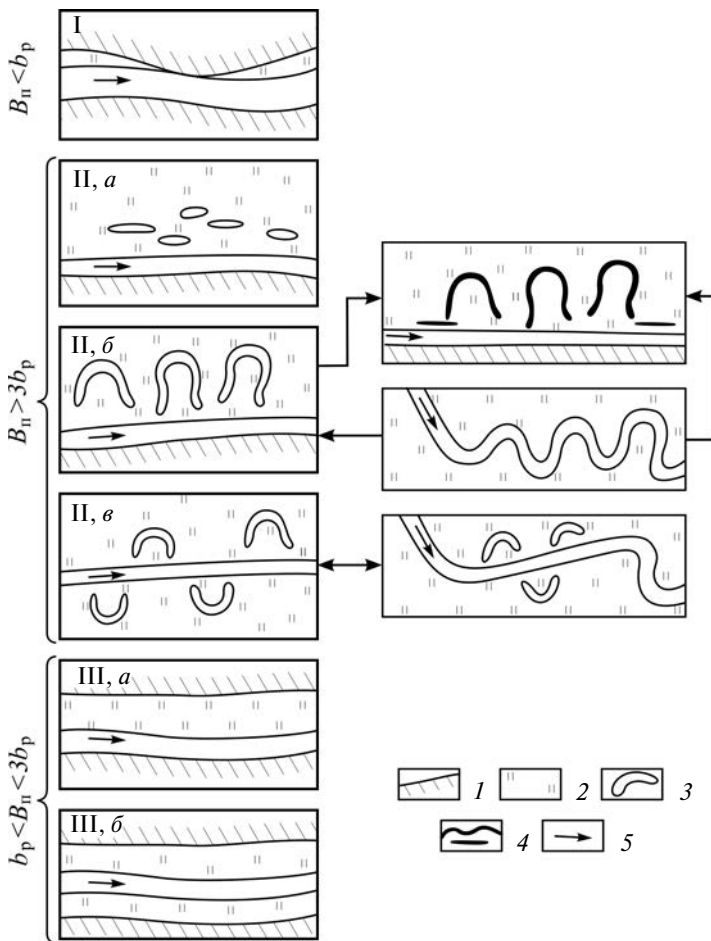
5. *Большие уклоны горных рек с порожисто-водопадным руслом и руслом с неразвитыми аллювиальными формами.* В первом случае в движении потока (и транспортируемых им наносов) существенная роль принадлежит тангенциальной составляющей силы тяжести, вследствие чего вода падает по каскаду микроводопадов, образованных валунами, глыбами и выходами в русле скальных пород. Во втором — высокие скорости течения вызывают уменьшение площади живого сечения (благодаря закону неразрывности потока  $Q = \omega V$ ), что, как и увеличение скорости, не способствует развитию в потоке циркуляционных течений.

В соответствии с принятой классификацией (см. рис. 4.19) относительно прямолинейные, неразветвленные русла могут быть (рис. 6.2): широкопойменными (2.5), соответствующими условиям свободного развития русловых деформаций; врезанными (2.6), формирующимися в условиях ограниченного развития русловых деформаций; адаптированными (2.7), формирующимися в переходных от свободных к ограниченным условиям развития русловых деформаций.

Главным условием образования врезанных прямолинейных русел является превышение скорости врезания над горизонтальными деформациями в областях, где высокая противоэрозионная устойчивость пород, слагающих берега, обуславливает очень низкие темпы размыва берегов (рис. 6.2, I).

Широкопойменные прямолинейные русла имеют две разновидности. К первой относятся русла, сформировавшиеся с самого начала как прямолинейные и длительное время сохраняющие свои плановые очертания (рис. 6.2, II, а). Для них характерны направленное смещение русла без изменения плановых очертаний в сторону одного из коренных берегов и параллельно-гривистые поймы. В.В. Иванов предложил называть такие русла нетрансформирующимися, подчеркивая тем самым пространственно-временную устойчивость их конфигурации.

Вторая разновидность включает в себя прямолинейные неразветвленные русла, образовавшиеся в результате спрямления излучин или отмирания рукавов (рис. 6.2, II, в). Они относятся к динамичес-



**Рис. 6.2.** Разновидности прямолинейных русел:

- I — врезанное; II, а — широкопойменное нетрансформирующееся (адаптированное); II, б — широкопойменное нетрансформирующееся (адаптированное, в прошлом — меандрирующее)  
 (II, а и II, б — вдоль коренного берега, с односторонней поймой);  
 II, в — широкопойменное трансформирующееся с двусторонней поймой;  
 III — адаптированное (III, а — вдоль коренного берега;  
 III, б — в пойменных берегах); 1 — уступы коренных берегов или террас;  
 2 — пойма; 3 — старичные озера; 4 — ложбины; 5 — направления течения  
 реки (по В.В. Иванову). Стрелками показаны возможные пути  
 трансформаций

ки неустойчивым (трансформирующимися), так как их спрямление представляет собой этап в процессе меандрирования или развития разветвлений. Однако при изменении условий (например, при прорыве излучин вдоль коренного берега) русло приобретает динамическую устойчивость и может превратиться в нетрансформирующееся (рис. 6.2, II, б). Расположение потока вдоль коренного берега является наиболее частой причиной формирования прямолинейного русла, поскольку в этом случае ему соответствует определенная структура скоростного поля и циркуляционные течения в потоке.

Адаптированные прямолинейные русла как морфодинамический тип обычно являются нетрансформируемыми (рис. 6.2, III, а), поскольку их развитие контролируется движением потока между коренными берегами (бортами долины). При расположении реки вдоль такого берега и наличии односторонней поймы горизонтальные деформации прямолинейного русла приобретают направленный характер — медленное смещение русла в сторону коренного берега с образованием у противоположного поймы.

Прямолинейное адаптированное русло в пойменных берегах (рис. 6.2, III, б) формируется при малом стоке наносов и характеризуется обычно повышенной устойчивостью, малыми темпами горизонтальных деформаций, стабильностью берегов, заросших густой кустарниковой растительностью, препятствующей их размыву.

Трансформация прямолинейных русел в русла другого морфодинамического типа представляет собой одну из разновидностей их деформаций. Во врезанных прямолинейных руслах интенсивность горизонтальных деформаций повышается по мере снижения противорозионной устойчивости пород, слагающих ложе и берега. Их направленное развитие проявляется в параллельном смещении русел относительно своей оси с сохранением формы в плане. Причины такого смещения разнообразны: от гидравлических предпосылок (при наличии односторонней поперечной циркуляции потока) до действия факторов, выступающих по отношению к потоку как внешние (сила Кориолиса, тектонический перекокс территории бассейна, наклонное залегание пластов, ветроволновой режим и ряд других). В любом случае это воздействие находит свое отражение в распределении глубин в самом русле, поперечный профиль которого приобретает отчетливо выраженную одностороннюю асимметрию. Периодические деформации для врезанных прямолинейных русел не характерны.

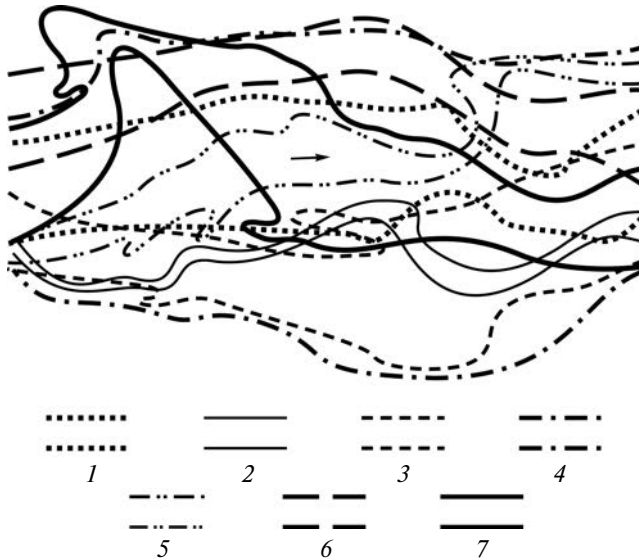
Наиболее распространенным видом деформаций широкопойменных прямолинейных, динамически устойчивых (нетрансформирующихся) русел является их направленное смещение в сторону коренного берега. Поперечный уклон водной поверхности в сторону затопленной поймы (по наблюдениям на Иртыше и Волге) на пике половодья

может сравниться с продольным, достигая 0,10...0,12%. В результате возле коренного берега формируется глубокий плес, а у пойменного — отмели. Возникающий дефицит наносов в плесовой части русла способствует активизации размыва коренного берега. На разных реках скорости отступания коренных берегов изменяются от 2...3 см/год (на Северной Двине) до 7 м/год (на Тереке) в зависимости от их геологического строения, развития оползневых процессов, провоцируемых подмывом основания уступа потоком и т.д.

Образование в относительно прямолинейном русле перекаатов с побочными, расположенными в шахматном порядке, и их перестроения представляют собой наиболее распространенную форму русловых деформаций при этом типе русла. Но эти деформации осуществляются на более низком структурном уровне проявлений русловых процессов. При наличии ведущего коренного берега побочники отторгаются, динамическая ось потока располагается возле него, что при отсутствии угла встречи с ним снижает вероятность его размыва; вдоль противоположного пойменного берега перемещаются гряды наносов, создавая сплошную зону аккумуляции.

Песчаные пойменные берега, противоположные побочникам, размываются со скоростями до 20 м/год. Скорости смещения побочной и, соответственно, зон размыва достигают 50...250 м/год в зависимости от размеров реки и устойчивости русла. Это свидетельствует об абсолютном преобладании продольного смещения зон размыва и намыва берегов, сменяющих друг друга во времени, вследствие чего в каждом сечении потока постоянно меняются знак асимметрии, соотношение глубины и ширины и т.д. С другой стороны, это отражает консервативность прямолинейной формы русла по отношению к возможности ее преобразования в извилистую.

Крайним проявлением перестроения прямолинейного широкопойменного русла является блуждание динамической оси потока как в многолетнем, так и в сезонном плане. Пример такого рода дает р. Хуанхэ в нижнем течении. Прямолинейное русло постоянно мигрирует, изменяя свое положение в меженных границах после каждой многоводной фазы в полосе шириной до 10,6 км (рис. 6.3). Отличаясь абсолютной неустойчивостью ( $L < 0,5$ ) и большим стоком наносов, сравнительно маловодный межennyй поток образует извилины среди массивных скоплений наносов шириной до нескольких километров — аналогов побочной. Эти скопления смещаются со скоростями до 1500 м/год (от 25 до 150 м в сутки в многоводную фазу режима), вследствие чего через каждые 3—5 лет происходит полная перестройка рисунка межennyго русла, хотя само русло (в бровках поймы) остается относительно прямолинейным. В китайской литературе такие русла относятся к типу «блуждающих».



**Рис. 6.3.** Блуждающее абсолютно неустойчивое прямолинейное широкопойменное русло (р. Хуанхэ). Положения русла: 1 — в 1935 г.; 2 — в 1956 г.; 3 — в 1960 г.; 4 — в 1964 г.; 5 — в 1972 г.; 6 — в 1976 г.; 7 — в 1972 г.

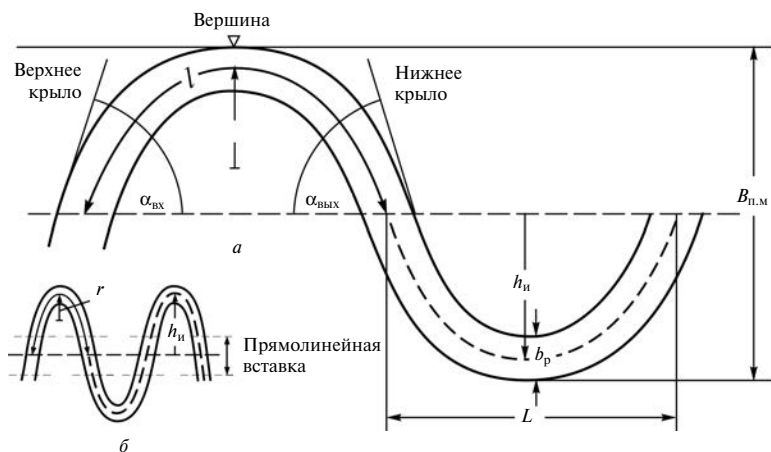
## 6.2. Меандрирование речных русел

### 6.2.1. Морфологические элементы и параметры излучин

Меандрирующие русла — наиболее распространенный тип речных русел. Доля рек с извилистым руслом на территории Северной Евразии — 64% от их общей длины, в том числе врезанные излучины — 13% длины рек, что составляет 58% длины всех рек с врезанным руслом, свободно меандрирующих русел — 41% (>80% среди широкопойменных). Излучины образуют серии следующих друг за другом форм. Верхняя и нижняя излучины в серии сопрягаются с разветвлениями или прямолинейным неразветвленным руслом, свободные излучины — с вынужденными. Излучины могут быть одиночными образованиями среди участков с разветвленным или прямолинейным, неразветвленным руслом.

Отдельно взятая излучина представляет собой изгиб русла реки, в результате чего по ее длине один берег является вогнутым, другой — выпуклым. В двух смежных излучинах происходит изменение знака кривизны русла. Это может быть как плавный переход линий разной кривизны друг в друга, так и разделенный короткой *прямоли-*

нейной вставкой между двумя его изгибами (рис. 6.4). Каждая излучина состоит из *двух крыльев*: верхнего и нижнего; нижнее крыло одной переходит в верхнее крыло ниже расположенной. Переход от верхнего крыла излучины к нижнему соответствует ее *вершине*. Отрезок русла в районе вершины называют иногда *привершинной частью излучины*. Расстояние по ширине дна долины между вершинами смежных излучин определяет *ширину пояса меандрирования* ( $B_{п.м}$ ). Эта величина изменяется по мере поперечного смещения излучин и их спрямления.



**Рис. 6.4.** Морфологические элементы и параметры излучин: *а* — при плавном переходе от одной излучины к другой; *б* — при наличии прямолинейных вставок между смежными излучинами (пояснения обозначений — в тексте)

Для оценки размеров и формы излучин применяется система параметров. *Шаг излучины*  $L$  представляет собой расстояние между точками перегиба русла в местах сопряжения соседних излучин. Прямая линия, проходящая через точки перегиба русла между несколькими смежными излучинами, образует *ось пояса меандрирования*. При наличии прямолинейных вставок между соседними излучинами ось пояса меандрирования соединяет центральные створы этих вставок (рис. 6.4, б). Шаги смежных излучин в сумме  $\Sigma L$  составляют *длину пояса меандрирования* по его оси. Перпендикуляр, проведенный от оси пояса меандрирования к вершине излучины, характеризует *стрелу прогиба*  $h_n$ . Сумма величин стрел прогиба смежных излучин составляет *ширину пояса меандрирования* ( $B_{п.м} = 2h_n$ ). Радиус, которым описывается кривая геометрической оси русла на большей части протяжения излучины или ее привершинной части (у синусоидаль-



ной излучины), является *радиусом кривизны излучины*  $r$ . Величина, обратная  $r$ , характеризует *кривизну русла* на излучине  $\frac{1}{r}$ . Суммарная

длина двух крыльев составляет *длину излучины по руслу*  $l$ . *Ширина русла*  $b_p$  в вершине излучины может измеряться как для условий межени, так и уровня высокой воды, когда затоплены прирусловые отмели. Если в привершинной части излучины у выпуклого берега находится побочень, то различие между шириной русла в межень и половодье может быть весьма существенным (двукратное и более). Применяются также и другие показатели: *угол входа*  $\alpha_{\text{вх}}$ , *угол выхода*  $\alpha_{\text{вых}}$ , *угол разворота излучины*  $\alpha = \alpha_{\text{вх}} + \alpha_{\text{вых}}$ , а также *угол сопряжения излуцин* как разность углов выхода верхней излучины  $\alpha_{\text{вых}_1}$  и входа нижней излучины  $\alpha_{\text{вх}_2}$ .

Пространство суши, заключенное между крыльями излучины, носит название *шпоры излучины*. Если излучина свободная и имеет сегментную или близкую к ней форму, то говорят о *пойменном сегменте*.

Безразмерные показатели — *степень развитости*  $l/L$  и *коэффициент формы*  $r/h_{\text{и}}$  — позволяют сравнивать между собой излучины на малых, средних и больших реках и их пространственно-временные изменения. Совокупность значений  $\Sigma l/L$  для серий смежных излуцин характеризует суммарную извилистость русла, а в пределах морфологически однородных участков (в прямолинейном русле  $L \approx l$ ) представляют собой коэффициент извилистости русла.

Если стрела прогиба больше радиуса кривизны  $h_{\text{и}} > r$ , то излучина считается *крутой*; если  $h_{\text{и}} < r$  — *пологой*. У крутых излуцин нередко наблюдается сближение верхнего и нижнего крыльев в местах перегиба между соседними излучинами и образование *шейки излучины*.

### **6.2.2. Кинематика потока, перемещение наносов на изгибе русла и механизм образования излуцин**

Русловые деформации на излучинах и их эволюция определяются особенностями скоростного поля потока на изгибах русла; циркуляционными течениями, возникающими на поворотах русла; блужданиями динамической оси потока при колебаниях уровня воды в реке; продольным перемещением наносов, главным образом в форме гряд, и поперечным под влиянием циркуляционных течений; условиями обтекания потоком берегов. На форму, размеры и режим переформирований излуцин оказывают влияние водность потока, степень неравномерности стока устойчивость русла и другие факторы.

Распределение продольных скоростей потока по ширине русла на излучине определяется различной длиной струй, проходящих у вогнуто и выпуклого берегов: в потоке, проходящем изгиб русла, ско-

рости увеличиваются вогнутого к (выпуклому) берегу. Обозначив длину пути элементарной струи у вогнутого берега  $l_{\text{вог}}$ , у выпуклого  $l_{\text{вып}}$ , а радиусы, которыми описаны струи, —  $r_{\text{вог}}$  и  $r_{\text{вып}}$ , получим:

$$\frac{l_{\text{вог}}}{l_{\text{вып}}} = \frac{\pi r_{\text{вог}}}{\pi r_{\text{вып}}} = \frac{r_{\text{вог}}}{r_{\text{вып}}}, \quad (6.1)$$

т.е. длина пути элементарной струи прямо пропорциональна радиусу, которым она описана.

Так как на подходе к изгибу и в его конце водная поверхность не испытывает перекоса, падение ее  $\Delta z$  на протяжении излучины одинаково для всех струй. Тогда относительная величина среднего уклона по длине элементарных струй определится выражением:

$$\frac{I_{\text{вог}}}{I_{\text{вып}}} = \frac{r_{\text{вып}}}{r_{\text{вог}}}, \quad (6.2)$$

т.е. величины уклонов обратно пропорциональны радиусу элементарной струи потока и достигают максимальных значений у выпуклых берегов.

Если заменить в (6.2) значения уклона скоростями течения, то

$$k \sqrt{\frac{V_{\text{вог}}}{V_{\text{вып}}}} = \frac{r_{\text{вып}}}{r_{\text{вог}}} \text{ или } r\sqrt{V} = \text{const}, \quad (6.3)$$

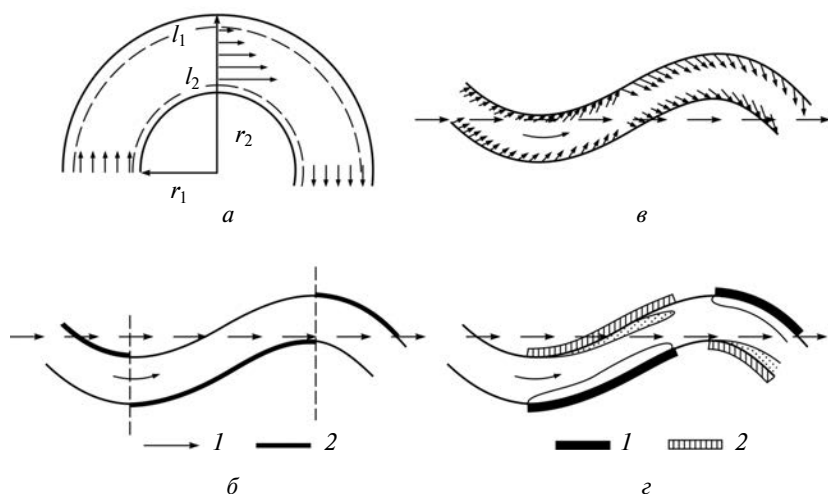
На излучинах, где имеются зоны отрыва потока от берегов, наблюдается распределение скоростей по ширине русла, соответствующее  $rV = \text{const}$  или  $rV^2 = \text{const}$ , что прямо соответствует квадратичной зависимости скорости потока от уклона (по Шези). В излучинах, где поперечное сечение отличается от прямоугольного и становится асимметричным, на поле скоростей оказывает влияние распределение глубин по ширине русла. Поэтому в вершине изгиба:

$$\frac{V_{\text{вог}}}{V_{\text{вып}}} = \sqrt{\frac{r_{\text{вып}} h_{\text{вог}}}{r_{\text{вог}} h_{\text{вып}}}}, \quad (6.4)$$

где  $h_{\text{вог}}$  и  $h_{\text{вып}}$  — глубины у вогнутого и выпуклых берегов соответственно.

Поэтому в русле, где плесы располагаются у вогнутых берегов, возле последних наблюдаются максимальные скорости течения в межennom потоке. С повышением уровней воды влияние рельефа дна сказывается все слабее на распределении скоростей течения, и максимум последних смещается к выпуклым берегам. Это нередко выражается в виде промоины в корневой части побочня у выпуклого берега излучины или повышенной крупности слагающих его руслообразующих наносов.

Распределение скоростей течения на излучине приводит к образованию в потоке половодья зон ускорения и замедления течения, чередующихся по ее длине (рис. 6.5). Поскольку в вершине излучины у вогнутого берега скорость течения минимальная, а у выпуклого — максимальная, то на протяжении верхнего крыла вдоль выпуклого берега от места изменения знака кривизны до вершины скорость течения возрастает (зона ускорения), а ниже вершины до конца излучины убывает (зона замедления). В зоне замедления течения происходит аккумуляция транзитных наносов, тогда как в зоне ускорения течения берега и дно размываются, формируется плесовая ложина. Вдоль вогнутого берега ход изменения скорости течения противоположный: ниже вершины вдоль выпуклого берега располагается зона аккумуляции наносов, у вогнутого берега — зона размыва.



**Рис. 6.5.** Скоростное поле потока и его воздействие на берега в излучине русла:

*a* — векторы средних скоростей течения (*1*); *б* — расположение зон ускоренного течения вдоль берегов (*2*); *в* — направление циркуляционных течений в придонном слое (*1*); *г* — расположение зон эрозии (*1*) и аккумуляции (*2*) наносов (по Н.И. Маккавееву)

Таким образом, на излучине в потоке половодья чередуются в шахматном порядке зоны ускорения и замедления течения, определяющие последовательность образования вдоль берегов зон эрозии или аккумуляции возле противоположных берегов, где формируются крупные побочни, а берега наращиваются. В результате излучина испытывает продольное (вдоль по длине реки) перемещение.

Неравномерное распределение скоростей течения на излучинах является причиной возникновения поперечного уклона водной поверхности. Исходя из уравнения удельной энергии сечения потока, соотношение высот водной поверхности у выпуклого и вогнутого берегов имеет вид:

$$z_{\text{вып}} + \frac{V_{\text{вып}}^2}{2g} = z_{\text{вог}} + \frac{V_{\text{вог}}^2}{2g}, \quad (6.5)$$

согласно которому в зоне ускорения течения глубина  $h$  убывает и уровень воды  $z$  понижается, причем максимум понижения приурочен к выпуклому берегу в привершинной части излучины.

Наоборот, при замедлении скоростей течения у вогнутого берега в верхнем крыле излучины водная поверхность поднимается.

Поперечный уклон возникает также в результате действия центробежной силы, развивающейся при движении струй потока по криволинейным траекториям. Водная поверхность стремится расположиться по нормали к равнодействующей центробежной силы  $F_{\text{ц}} = \frac{mV^2}{r}$  и

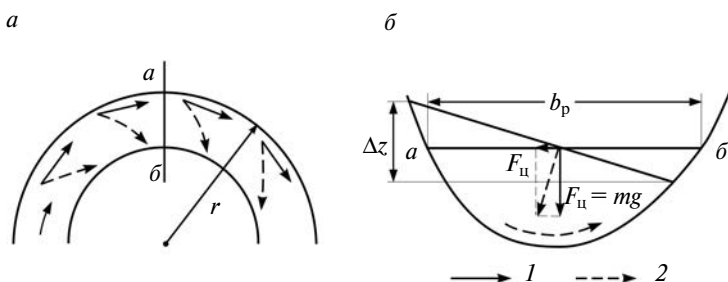
силы тяжести  $F_{\text{т}} = mg$  (рис. 6.6). Разница уровней у вогнутого и выпуклого берегов  $\Delta z$  зависит от ширины русла, радиуса изгиба, средней скорости течения и характера изменения скоростей в поперечном сечении; поперечный уклон  $I_{\text{поп}}$  определяется по формуле:

$$I_{\text{поп}} = \frac{\alpha V^2}{rg}, \quad (6.6)$$

где  $\alpha$  – корректив скорости.

Поперечный уклон водной поверхности в сторону выпуклого берега вызывает образование в потоке циркуляционных течений, донные ветви которых отклоняются от поверхностных в сторону выпуклого берега на всем протяжении излучины (см. рис. 6.5). Движение поверхностных струй к вогнутому, придонных — к выпуклому берегам свидетельствует о том, что в потоке наряду с радиальными составляющими появляются вертикальные составляющие скорости. В результате на основной поток накладывается вращение винтового характера, называемое *поперечной циркуляцией*. Однако замкнутое винтообразное течение (поперечная циркуляция) возникает только в русле, у которого ширина русла  $b_p$  и его глубина  $h_p$  соизмеримы между собой. М.В. Потапов показал, что винтообразная поперечная циркуляция в потоке может возникать при соотношении ширины  $b_p$  и глубины  $h_p$  русла  $b_p/h_p < 20$ . При  $b_p/h_p > 20$  происходит только от-

клонение донных струй к выпуклому берегу, причем угол расхождения поверхности и донных струй, как правило, не больше  $30^\circ$ , как показано на рис. 6.7. А.И. Лосиевский на основе лабораторных опытов показал, что единое винтообразное течение, охватывающее весь поток, наблюдается только в узком, но относительно глубоком русле. Эксперименты в лотках с размываемым дном, в которых наряду с кинематикой потока моделировалось перемещение наносов и формирование соответствующего рельефа русла, выполненные З.М. Великановой, показали, что на излучинах формируется система плесовых ложин и побочней в соответствии с распределением продольных скоростей: максимум скоростей и плесовая ложина расположены у выпуклого берега в верхнем крыле излучины; ниже вершины  $V_{\max}$  перемещается к вогнутому берегу, а у выпуклого формируется побочень; придонные скорости отклоняются от поверхностных в сторону выпуклого берега. Однако поперечные составляющие скорости почти на всем протяжении изгиба направлены к вогнутому берегу, лишь в придонной части в плесовой ложине ниже вершины излучины — к выпуклому. Это указывает на более значительную, по сравнению с поперечной циркуляцией, роль поступательного движения потока и инерционных сил в распределении скоростей.



**Рис. 6.6.** Формирование поперечного уклона и циркуляционных течений на излучине русла:

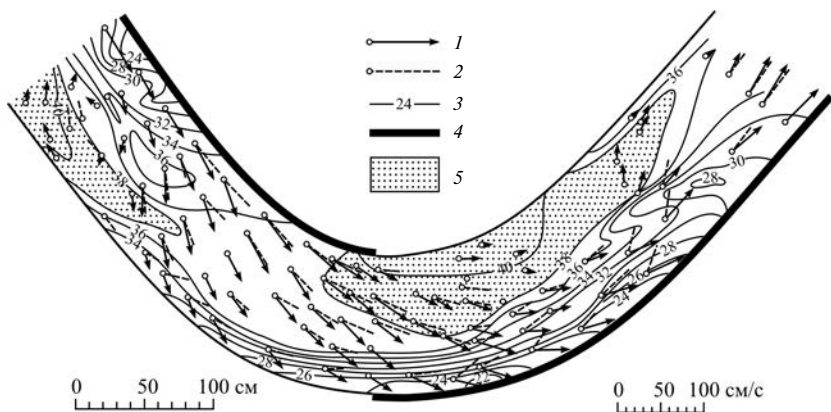
*a* — план излучины и направление поверхностных (1) и донных (2) струй;

*b* — поперечный перекоп водной поверхности по линии *a–b*, нормальной к равнодействующей центробежной силе  $F_{ц}$  и силе тяжести  $F_{т}$ ;

$\Delta z$  — разница уровней у берегов;  $r$  — радиус кривизны излучины

Следствием поперечного уклона является образование двух зон с противоположными продольными уклонами: первая — перед вершиной излучины, где вдоль вогнутого берега отметки водной поверхности растут, а вдоль выпуклого уменьшаются — возникает ее «депрессия» (продольный уклон  $I_{\text{вог}}$  уменьшается,  $I_{\text{вып}}$  — растет); вторая — ниже вершины, где у вогнутого берега отметки водной

поверхности понижаются ( $I_{\text{вог}}$  растет), у выпуклого — повышаются ( $I_{\text{вып}}$  уменьшаются).



**Рис. 6.7.** Распределение скоростей и рельеф русла на излучине (по З.М. Великановой):

1 — поверхностные скорости; 2 — донные траектории; 3 — горизонталы, см; 4 — зоны ускорения течения у берегов; 5 — приустьевые отмели

Поперечные перемещения донных струй способствуют формированию в вершинах излучин у выпуклых берегов отмелей, у вогнутых — плесовых лощин: в местах перевала стрежня потока от одного берега к другому, но несколько ниже места изменения знака кривизны русла, располагаются перекаты. Последнее связано с некоторой инерционностью циркуляционных течений, не сразу перестраивающих свою систему при изменении знака поперечного уклона. Влиянием «остаточной циркуляции» объясняется образование прямолинейных вставок между смежными излучинами, в пределах которых несимметричная форма поперечного профиля русла прослеживается от конца изгиба на расстоянии порядка  $1,5b_p$ .

Благодаря циркуляционным течениям наносы отклоняются от вогнутого к выпуклому берегу по всей длине излучины. В верхнем крыле излучины влияние циркуляционных течений на расположение зон преимущественной эрозии и аккумуляции не совпадает с воздействием на развитие излучины скоростного поля потока. В нижнем крыле оба фактора действуют однонаправленно. Аккумуляция наносов придонными ветвями циркуляционных течений у выпуклого берега в верхнем крыле излучины ослабляет действие продольных скоростей, а при определенных условиях может полностью его нейтрализовать. В результате совместного воздействия скоростного поля и циркуляционных течений излучины, перемещаясь вниз по реке,

одновременно смещаются поперек оси пояса меандрирования. Чем больше кривизна излучины, тем больше поперечный уклон в сторону выпуклого берега (6.6) и, соответственно, интенсивнее циркуляционные течения. У пологих излучин с большим радиусом кривизны циркуляционные течения развиты слабо, и главным фактором развития излучины является неравномерное поле скорости. По мере искривления излучины все большую роль начинают играть циркуляционные течения. Одновременно происходит выравнивание продольной и поперечной составляющих переноса наносов, когда излучина становится крутой — начинают преобладать последние. Благодаря циркуляционным течениям зона аккумуляции наносов на крутой излучине распространяется на весь выпуклый берег. Особенно отчетливо это проявляется на малых реках (и в лабораторных лотках), где ширина и глубина соизмеримы, и на изгибе русла развивается винтообразное течение.

Таким образом, в зоне ускорения течения происходит размыв берега и наращивание прирусловой отмели за счет как замедления или прекращения продольного перемещения наносов, так и подпитки наносами, переносимыми циркуляционными течениями и накапливающимися у края отмели, способствуя ее расширению и удлинению. При большей кривизне излучины русла происходит отрыв потока от берегов с образованием водоворотных зон на изгибе. А.Я. Милович установил критическое для начала отрыва значение относительно радиуса кривизны изгиба  $r/b_p = 2,5...3,5$  (в среднем — 3,0). Вероятность отрыва потока возрастает с ростом глубины или выполаживанием берега, а при малом значении  $h_p/b_p$  — у выпуклых берегов при крутых изгибах русла. На крутых излучинах нередко наблюдается отрыв потока от вогнутого берега с образованием возле него водоворотной зоны, в которой происходит аккумуляция наносов. При большом стоке наносов вогнутость перекрывается отмелями (рис. 6.8, а). Непосредственно ниже вершины, где русло поворачивает иногда почти на  $180^\circ$ , водоворотная зона формируется у выпуклого берега (рис. 6.8, б). Смещение динамической оси потока к выпуклому берегу обуславливает его размыв (рис. 6.8, в).

Рассмотренные закономерности кинематики потока и движения наносов обеспечивают динамическую устойчивость излучины как формы русла. Непосредственными причинами образования излучины являются: во-первых, присущая потоку неустойчивость прямолинейного движения; во-вторых, энергетическая выгодность извилистой формы русла. Струйка воды на гладкой наклонной поверхности образует извилины; правильные излучины описаны на поверхности речной наледи, ледника, присущи океаническим течениям, струйным потокам в атмосфере и т.д. Однако далеко не все изгибы потоков оказываются пространственно закрепленными в

форме русла: они разрушаются и постоянно меняют свое местоположение. На наледях и ледниках закреплению излучин способствует протаивание льда под водным потоком. В реках необходимым условием превращения первичного изгиба (извилины динамической оси потока) в излучину русла является закрепление прирусловой отмели (побочни) растительностью, вследствие чего заросшая часть побочня представляет собой пойменную шпору формирующейся излучины. Аккумуляция на ней взвешенного материала из-за повышенной шероховатости приводит к увеличению ее высоты и образованию более тяжелого по составу пойменного наилка, представляющего собой благоприятный субстрат для дальнейшего развития растительности. В результате возле бывшего побочня, превратившегося в массив молодой поймы, возникает излучина с присущими ей распределением скоростей и циркуляционными течениями.

Вероятность превращения извилин динамической оси потока в излучину русла определяется шагом побочня  $L_{\text{поб}}$ , его высотой  $H_{\text{поб}}$ , темпами накопления наилка (аккумуляции)  $u_{\text{ак}}$ , скоростью смещения побочней  $C_{\text{поб}}$ , а также величиной вогнутости (выбоины) противоположного берега  $h_{\text{выб}}$ , возникшего вследствие его размыва (она равна длине перпендикуляра между линией, соединяющей начало и конец фронта размыва берега, к точке наибольшей вогнутости размываемого берега). В зависимости от соотношения  $h_{\text{выб}}$  и ширины русла  $b_p$  направляющее воздействие выбоины сказывается на части потока или всем потоке, огибающем побочень. При прочих равных условиях изгиб потока поддерживается выбоиной, если  $h_{\text{выб}} > 0,4b$ . Время  $T$ , за которое извилина динамической оси потока превращается в излучину русла, может быть определено как:

$$\frac{L_{\text{поб}}}{C_{\text{поб}}} < T = f(H_{\text{поб}}, u_{\text{ак}}, h_{\text{выб}}, T_{\text{зар}}), \quad (6.7)$$

где  $T_{\text{зар}}$  — время, необходимое для появления зарослей кустарника на побочне.

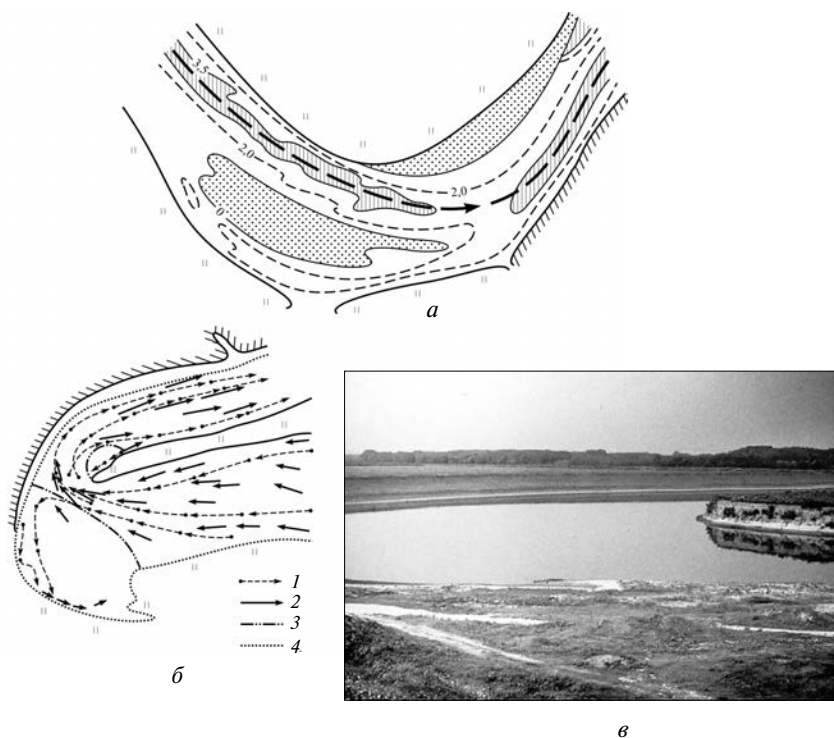
Энергетическая выгодность излучины определяется увеличением мощности потока на изгибе русла вследствие роста неравномерности поля скорости. Если в формуле мощности потока  $N = \rho g Q I$  значения расхода воды  $Q$  и уклона  $I$  заменить на их выражения в уравнении неразрывности потока  $Q = \omega V$  и в формуле Шези—Маннинга

$$I = \frac{V^2 n^2}{h^{3/2}}, \text{ получаем:}$$

$$N = \rho g \omega \frac{V^3}{C^2 h} = \rho g \frac{V^3 n^2}{h^{1/3}}, \quad (6.8)$$

т.е. мощность потока пропорциональна кубу скорости потока.





**Рис 6.8.** Отрыв динамической оси потока от вогнутого берега и ее расположение у выпуклого берега на крутых излучинах: *а* — р. Обь (Таганская излучина); *б* — поле скоростей потока в вершине излучины р. Иртыш (по Н.А. Ярных):

- 1* — траектории движения поплавков по натурным данным;
- 2* — векторы скоростей потока по лабораторным данным;
- 3* — границы водоворотных зон;
- 4* — урез воды; *в* — р. Днестр (синусоидальная излучина) — подмываемый правый выпуклый берег. Фото автора

Так как в привершинной части излучины скорость потока увеличивается от вогнутого берега к выпуклому, то суммарная мощность потока оказывается существенно больше (в среднем около 50%), чем на перегибе между смежными излучинами. Извилистая форма русла гидравлически выгодна, обеспечивая благодаря увеличению мощности потока перемещение не только транзитных наносов, но и поступивших в поток вследствие размыва берегов и дна; наоборот, снижение мощности потока в местах сопряжения смежных излучин обуславливает образование здесь переката.

Рост мощности потока на изгибе создает предрасположенность потока к криволинейному движению. С другой стороны, в потоке всегда имеются «первичные толчки» в виде неровностей берегов и дна, турбулентных возмущений, отклоняющих струи потока от прямолинейного направления, т.е. имеются многочисленные возможности реализовать эту предрасположенность. Механизм их реализации в русле с деформируемым ложем заключается в местных проявлениях эрозии и аккумуляции наносов, приводящих к закреплению изгиба потока в рельефе дна и форме береговой линии. Регулярность в расположении зон размыва берегов тесно связана с формированием крупных грядовых форм (побочней), при обтекании которых увеличивается мощность потока и возникают циркуляционные течения на изгибе русла. Их расположение в шахматном порядке обуславливает извилистость динамической оси потока, в котором возникают присущие изгибу скоростное поле и циркуляционные течения. Благодаря им начинают размываться берега, образуются их вогнутости (выбоины). Таким образом, достаточное количество руслообразующих наносов, транспортируемых потоком в виде крупных гряд — побочней, является необходимым условием для формирования меандрирующего русла.

Таким образом, зарождение излучины как формы русла есть следствие аккумуляции наносов в зоне замедления течения у первичного изгиба, образование побочня и его закрепление (при обсыхании в меженный период) растительностью. Дальнейшее развитие излучины определяется особенностями скоростного поля потока на изгибе русла и циркуляционными течениями. Но во всех случаях определяющим условием формирования излучин является увеличение мощности потока, определяющей гидравлическую выгодность извилистой формы русла и соответствующий рост транспортирующей способности потока.

### 6.2.3. Типизация излучин

По условиям формирования выделяются три основных вида излучин:

1. *Врезанные излучины* (рис. 6.9, а), формирующиеся в условиях ограниченного развития русловых деформаций. В их пределах русло контролируется высокими незатопляемыми берегами, сложенными коренными трудноразмываемыми или скальными породами. Русло повторяет в плане изгибы долины, пойма узкая, как правило, одно-сторонняя, приуроченная к выпуклым берегам излучин в виде узких фрагментов ( $B_n < b_p$ ), нередко отсутствует. Среди врезанных излучин выделяются две разновидности, связанные с различной литологией трудноразмываемых пород: в скальных породах; в пластичных поро-

дах. Форма и размеры первых предопределяются структурно-тектоническими и геологическими условиями: разломами, зонами трещиноватости горных пород. В этих условиях излучины чаще всего являются симметричными, поскольку горизонтальные русловые деформации благодаря скальным берегам практически не проявляются. В областях распространения пластичных горных пород одновременно с глубинной эрозией поток размывает, хотя и медленно, берега, вследствие чего излучины становятся асимметричными.

2. *Свободные излучины* (рис. 6.9, б), свойственные условиям свободного развития русловых деформаций. Руслу рек широкопойменные, ширина пояса меандрирования зачастую меньше, чем ширина дна долины, излучины отличаются наибольшим разнообразием своих форм.

3. *Адаптированные излучины* формируются либо в широкопойменном русле при подходе реки к коренному берегу — вынужденные излучины (рис. 6.9, в) и при отходе от него (собственно адаптированные излучины), либо в относительно узкой долине, в которой река последовательно переходит от одного коренного берега к другому и имеет чередующуюся то лево-, то правобережную пойму (частный случай их развития — ограниченное меандрирование, по ГГИ).

По очертаниям в плане выделяются сегментные, петлеобразные, синусоидальные, прорванные, заваленные и сундучные излучины (рис. 6.10), которым свойственны специфические механизм и направленность смещения, характер трансформации формы по мере их эволюции, рельеф русла (расположение плесов и перекатов), соотношения между морфологическими параметрами.

*Сегментные излучины* — наиболее типичная форма меандрирующего русла, образованная дугами круга. Для них характерно преобладание продольного смещения. Они могут быть пологими и крутыми, свободными, врезанными и адаптированными.

*Петлеобразные (омеговидные) излучины* характеризуются продольно-поперечным смещением. Шпоры этих излучин пережаты вдоль оси пояса меандрирования с образованием шейки между верхним и нижним крыльями.

*Синусоидальные излучины* отличаются преобладанием поперечного смещения, вытянуты в поперечном по отношению к оси пояса меандрирования направлении и имеют протяженные прямолинейные вставки на крыльях.

*Прорванные излучины* формируются в широкопойменном русле, имеют спрямляющий рукав (протоку) между крыльями излучины, являясь результатом завершения эволюции излучин, имеющих чаще всего крутую сегментную форму (незавершенное меандрирование, по ГГИ).



*a*

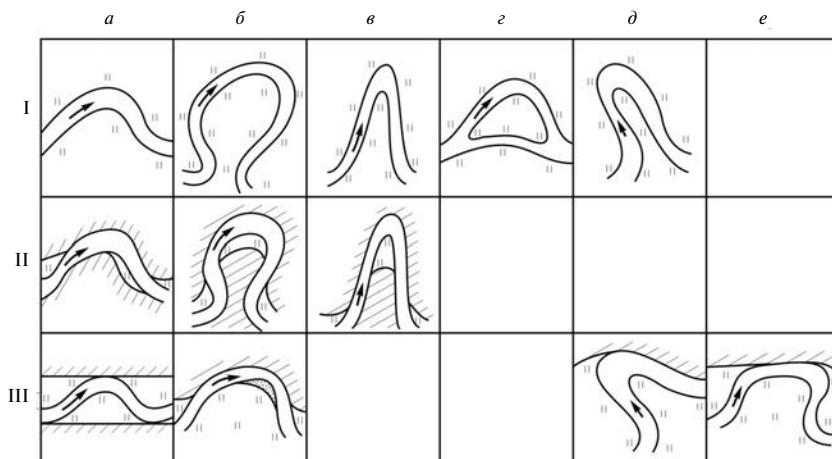


*б*



*в*

**Рис. 6.9.** Речные излучины разных типов:  
*a* — врезанная (р. Алдан); *б* — свободная (р. Озерка, Нижегородское правобережье р. Волги); *в* — вынужденная (р. Днестр, Нижняя Дорочья излучина). Фото автора



**Рис. 6.10.** Виды свободных (I), врезанных (II) и адаптированных (III) излучин:

*a* — сегментные; *б* — петлеобразные; *в* — синусоидальные; *г* — прорванные; *д* — заваленные; *е* — сундучные (по Н.И. Маккавееву)

Сегментные, синусоидальные и петлеобразные излучины свойственны как широкопойменному, так и врезанному руслу. Адаптированные излучины могут быть сегментными или синусоидальными. Отличия излучин, развивающихся при свободных и ограниченных условиях развития русловых деформаций, заключаются в скоростях горизонтальных деформаций и гидролого-морфологических соотношений между параметрами форм русла и характеристиками водности.

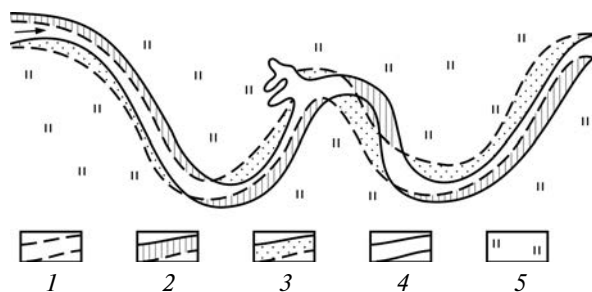
*Заваленные излучины* формируются при преимущественном смещении вершины излучины вниз или вверх по течению относительно стрелы прогиба и представляют собой гипертрофированные формы, образование которых связано с воздействием дополнительных, в том числе внешних по отношению к потоку, факторов.

*Сундучные излучины* представляют собой комбинацию вынужденной и адаптированной излучин, разделенных коротким участком прямой линии русла возле коренного берега, образующим «вставку» между нижним крылом одной и верхним крылом другой излучины.

#### **6.2.4. Эволюция и стадии развития свободных излучин, продольное и поперечное смещение и условия спрямления**

Распределение скоростей потока по его длине, циркуляционные течения, связанные с ними особенности движения наносов и по-

ложение зон размыва и намыва (аккумуляции) берегов (см. рис. 6.5) обуславливают смещение излучин, отступление размываемых берегов, рост отмелей у противоположных аккумулятивных и, как следствие, изменение их конфигурации и переход от одной стадии развития к другой. С распределением скоростей потока связано продольное смещение излучин, с циркуляционными течениями — поперечное. В зонах ускорения течения происходит размыв выпуклого берега в верхнем и вогнутого в нижнем крыле. В зонах замедления течения создаются благоприятные условия для аккумуляции наносов, происходит образование прирусловых отмелей. У сегментных излучин они протягиваются сначала вдоль выпуклого берега от вершины излучины, а затем вдоль вогнутого смежной нижерасположенной излучины вплоть до ее вершины (рис. 6.11). Такая схема деформаций свойственна излучинам со слабо выраженными циркуляционными течениями из-за больших радиусов кривизны и незначительных поперечных уклонов свободной поверхности (6.6).



**Рис 6.11.** Продольное смещение сегментных излучин (р. Десна в нижнем течении):

- 1 — граница русла в 1962 г.; 2 — размыв русла за период 1962–1985 гг.;  
3 — вновь образованные участки поймы на отмелях за тот же период;  
4 — граница русла в 1985 г.; 5 — пойма

Циркуляционные течения на изгибе потока со временем приводят к искривлению излучины и увеличению поперечного перекоса водной поверхности и активизации самих циркуляционных течений. В результате излучина, смещаясь вниз по реке, одновременно испытывает и поперечное смещение, причем скорости продольного смещения сегментных излучин, как правило, больше скоростей поперечного (табл. 6.1).

Скорость продольного смещения излучин находится в прямой зависимости от числа Фруда  $C_{пр} = f(Fr)$ , тогда как поперечная скорость уже при  $Fr > 0,2$  имеет обратную форму связи:

$$C_{\text{поп}} = \frac{0,128}{Fr - 0,2} \quad (6.9)$$

С этим связаны относительно небольшая интенсивность поперечных смещений русел горных рек и преобладание на полугорных и горных реках (при их меандрировании) пологих сегментных излучин. Этому в значительной мере способствует (в ряде случаев является главным фактором) адаптированный или врезанный тип самих русел. На горных реках с узкой поймой (адаптированное русло) формируются излучины, касающиеся своими вершинами коренных скальных берегов. При подходе к ним бурного потока возникает его сжатие и образуется водоворотная зона, в которой наблюдается кавитация и разрушение скальных пород. Это сопровождается переглублением плесовой ложины и местным отступанием вогнутого берега с образованием в конце плесовой ложины скального мыса, а перед ним, в зоне подпора, — переката.

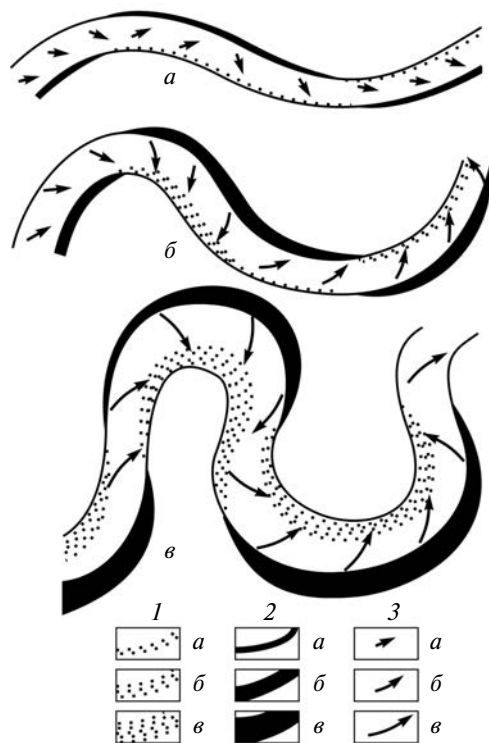
Таблица 6.1

**Скорости, м/год, продольного и поперечного смещения излучин рек Дон и Иордан (по Н.И. Маккавееву и Н.В. Хмелевой)**

Река, участок	Продольное смещение		Поперечное смещение	
	среднее	максимум	среднее	максимум
Дон: среднее течение нижнее течение	7,0	13,7	4,6	11,8
	4,5	13,3	3,5	9,5
Иордан: среднее течение нижнее течение	0,4	4,8	0,6	4,8
	0,9	9,7	0,4	6,6

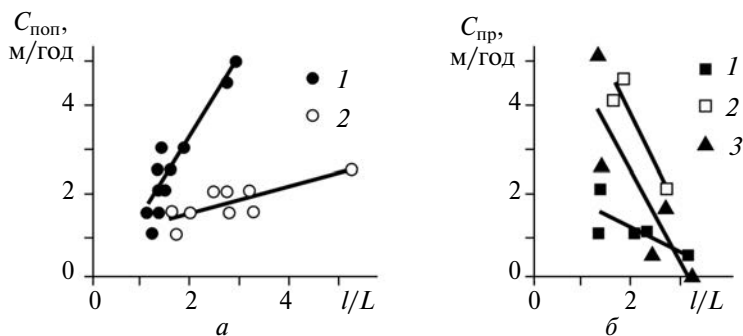
По мере искривления излучин воздействие на их развитие скоростного поля потока и циркуляционных течений изменяется. В нижнем крыле излучины, где оно совпадает, активизируются циркуляционные течения. В результате продольные смещения излучин в целом растут. В верхнем крыле излучины, наоборот, циркуляционные течения сначала нейтрализуют ускорение течения, а затем начинают доминировать (рис. 6.12). Вследствие этого размывы выпуклого берега в верхнем крыле излучины ослабевают, прекращаются и сменяются аккумуляцией наносов, т.е. область «намыва» берега постепенно распространяется на всю привершинную часть излучины, охватывая верхнее крыло. Одновременно область размыва вогнутого берега распространяется также на всю привершинную часть излучины, охватывая весь вогнутый берег. Суммарное (среднее) продольное смещение излучины ослабевает, тогда как поперечное, за счет размыва вогнутого берега почти по всей его длине, возрастает. Это при-

водит к трансформации формы излучины, которая из сегментной превращается в петлеобразную, а при абсолютном преобладании поперечного — в синусоидальную. Поэтому скорости поперечного смещения  $C_{\text{поп}}$  находятся в прямой зависимости от степени развитости излучин  $l/L$ , которая дифференцируется на две ветви (рис. 6.13, а): 1 — верхняя соответствует сегментным излучинам; 2 — нижняя — петлеобразным и синусоидальным излучинам. Для скоростей продольных деформаций  $C_{\text{пр}}$  характерна их обратная зависимость от  $l/L$ , не образующая единой тесной связи (рис. 6.13, б), дифференцируясь в зависимости от местных условий формирования русла.



**Рис. 6.12.** Изменения интенсивности воздействия скоростного поля потока и циркуляционных течений на размывы берегов и аккумуляцию наносов по мере искривления излучины: а, б, в — пологая сегментная, развитая сегментная и петлеобразная излучины соответственно; 1, 2, 3 — активность, аккумуляции наносов, размыва берегов и циркуляционных течений соответственно (а — слабая; б — средняя; в — сильная)





**Рис. 6.13.** Зависимость скорости смещения излучин от их степени развитости  $l/L$  (р. Ока):

$a$  — поперечного  $C_{\text{поп}}$ : 1 — сегментные; 2 — синусоидальные, петлеобразные;  $b$  — продольного  $C_{\text{пр}}$  на участках русла:

1 — 722–699; 2 — 632–618; 3 — 489–475 км от устья

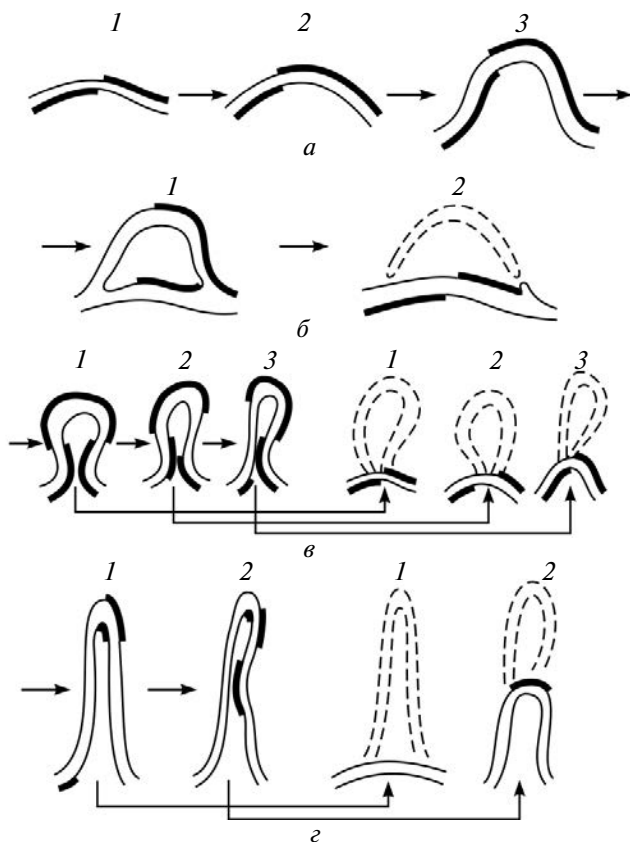
Следствием поперечного смещения и искривления излучины является рост ее длины, изменение параметров ( $r$ ,  $L$ ), увеличение степени развитости  $l/L$  (табл. 6.2), а также изменение формы самой излучины и ее спрямление (рис. 6.14). Оно осуществляется либо вследствие трансформации сегментной излучины в прорванную, либо за счет сближения крыльев и сужения шейки излучины, когда она приобретает петлеобразную форму.

Таблица 6.2

**Изменение параметров свободных излучин р. Вычегды**

Расстояние от устья, км	Название излучины	Годы	Радиус кривизны $r$ , км	Степень развитости $l/L$
210...204	Яренская	1910	1,5	1,76
		1953*	1,2	2,04
186...182	Харловская	1910	1,5	1,42
		1994	1,4	1,57
182...178	Кулигская	1910	1,5	1,63
		1994	1,25	1,71
158...154	Ошлапьевская	1910	1,5	1,5
		1994	1,4	1,43
154...149	Верх. Княжинская	1910	1,25	1,48
		1994	1,0	2,05
149...146	Ниж. Княжинская	1910	3,5	1,44
		1994	1,1	2,07

\*Примечание. В середине 50-х годов XX в. Яренская излучина спрямилась.



**Рис. 6.14.** Схема эволюции свободных излучин в процессе их продольного и поперечного смещения и изменения положения зон размыва берегов:  
*а* — смещение сегментных излучин; *б...г* — пути возможной трансформации крутых излучин (*б* — прорванная; *в* — петлеобразная (омеговидная); *г* — синусоидальная (пальцеобразная)).  
 Стрелками показаны пути эволюции, утолщенными линиями — зоны размыва берегов; 1, 2, 3 — стадии развития излучин разной формы

Активизация размывов берегов при увеличении степени развитости излучины приходит в противоречие с анализом потерь энергии потока (суммарного напора) в ходе эволюции излучины и трансформации ее из пологой в крутую. Потери напора на излучине можно определить по формуле А.Я. Миловича:

$$I = k \frac{0,025V^2 h_p}{r} \quad (6.10)$$

и модифицированной формуле Ж. Буссинеска:

$$I = \frac{V^2}{R'C^2} \left( 1 + 0,75 \sqrt{\frac{b_p}{r}} \right), \quad (6.11)$$

где  $R'$  — гидравлический радиус;  $C$  — коэффициент Шези.

Формулы (6.10) и (6.11) показывают, что уменьшение радиуса кривизны приводит к росту потерь энергии потока; в то же время сравнение формул (6.10) и (6.11) обнаруживает неоднозначное влияние глубины русла на потери напора. Из (6.10) также вытекает, что, если на излучине возникают водоворотные зоны, связанные с нарушением безотрывного обтекания потоком берегов ( $r/b_p < 2,5 \dots 3,0$ ), потери напора заметно возрастают.

В реальных условиях развитие излучин сопровождается активизацией русловых деформаций и увеличением скоростей смещения до определенных пределов. Этот факт обусловлен тем, что рост потерь напора компенсируется увеличением мощности потока на излучине как следствие увеличения неравномерности скоростного поля потока. На пологих сегментных излучинах рост мощности потока существенно превышает потери напора, так как она пропорциональна кубу скорости (6.8), тогда как потери напора, согласно (6.10) и (6.11), — квадрату скорости. Это обеспечивает рост транспортирующей способности потока, способствуя активизации русловых деформаций и размывов берегов на излучинах русла по мере их искривления. Однако одновременно по мере искривления излучины возрастают потери энергии потока по длине, при определенной степени развитости  $l/L$  последние оказываются преобладающими, в результате чего гидравлическая выгодность извилистой формы русла утрачивается.

Согласно исследованиям А.Я. Миловича, повышение кинетической энергии потока на излучине по отношению к прямолинейному руслу может быть лишь двукратным. Это соответствует предельному значению степени развитости, при достижении которого утрачивается гидравлическая выгодность извилистой формы русла, приближенно устанавливаемой по следующим формулам:

$$\left( \frac{L}{l} \right)^{1,5} = \frac{1}{2}; \quad l = 1,575L. \quad (6.12)$$

Выражения (6.12) были получены по лабораторным данным. В реальных условиях приращение кинетической энергии потока, переносящего наносы, за счет формирования поля скоростей течения на изгибе изменяется в диаметре 50...80%. Если принять среднюю величину приращения 65%, можно прийти к выражению:

$$\left(\frac{L}{l}\right)^{1,5} = \frac{1}{1,65} \text{ или } l = 1,4L, \quad (6.13)$$

т.е. критическое значение степени развитости  $\left(\frac{l}{L}\right)_{\text{кр}} = 1,40$ .

Таким образом, при величине  $l/L \sim 1,40$  завершается период развития энергетически выгодной для потока извилистой формы русла. Соответственно, переход формы излучины через эту величину означает возможность спрямления излучины или, если оно не происходит, начало снижения интенсивности русловых деформаций. При продолжающемся искривлении излучины (и ее удлинении) дальнейшее увеличение неравномерности поля скорости оказывается незначительным или прекращается, тогда как, в соответствии с (6.10) и (6.11), уменьшение радиуса кривизны обеспечивает рост потерь напора. Поскольку при этом увеличивается глубина русла и возможно нарушение безотрывного обтекания потоком берегов, эти потери оказываются большими, чем «выигрыш в живой силе» (по выражению Н.И. Маккавеева) потока.

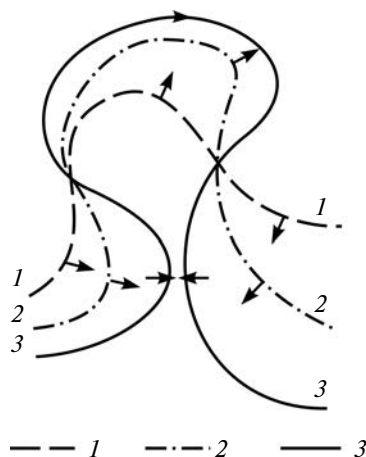
Распространение фронта размыва вогнутого берега при  $l/L > 1,40$  на всю привершинную часть излучины, захватывая их верхние крылья (см. рис. 6.12), само по себе способствует трансформации сегментной излучины в петлеобразную, совпадая с потерей гидравлической выгоды извилистой формы русла и постепенным затуханием русловых деформаций. В результате время развития излучины — от момента зарождения до превращения в крутую сегментную в 2-3 раза короче, чем превращение сегментной излучины в петлеобразную и ее спрямление за счет сближения крыльев.

При превышении критической величины степени развитости свободные излучины либо спрямляются за счет формирования пойменного протока через их шпоры, либо трансформируются в излучины петлеобразной или синусоидальной формы (см. рис. 6.14) с последовательным затуханием деформаций.

Вследствие встречного размыва берегов на крыльях (рис. 6.15) крутая сегментная излучина распадается на три излучины, из которых центральная наследует привершинную часть исходной сегментной, а две другие развиваются на ее крыльях, представляя собой самостоятельные пологие излучины. На каждой из них восстанавливаются структура потока, способствующая росту его мощности, и гидравлическая выгода извилистой формы русла. Смещение такой сложной петлеобразной излучины является продольно-поперечным. Благодаря этому сближаются участки одного и того же берега реки на крыльях исходной излучины, образуется шейка излучи-

ны. В конечном счете происходит спрямление русла и образование на месте излучины изогнутого староречья. Однако за счет непосредственного соединения крыльев, т.е. встречного размыва берегов в пределах шейки, оно наблюдается нечасто. Обычно в многоводную фазу режима при затопленной пойме, когда уклон пойменного потока через шейку излучины в несколько раз превышает уклон руслового потока, происходит размыв ее поверхности.

**Рис. 6.15.** Схема продольно-поперечного смещения петлеобразной излучины: 1–3 последовательное положение оси излучины по мере ее развития



Абсолютные значения скорости продольно-поперечного смещения определяются по формуле Н.И. Маккавеева:

$$C_{\text{и}} = A \left( \frac{V - V_{\text{кр}}}{V_{\text{кр}}} \right)^m \frac{Q_{\text{ф}} I}{H_6^n}, \quad (6.14)$$

где  $A$  — эмпирический коэффициент;  $V$  — фактическая скорость при руслоформирующем расходе воды  $Q_{\text{ф}}$ ;  $V_{\text{кр}}$  — критическая скорость, при которой начинается размыв грунта, слагающего берега, м/с;  $H_6$  — высота пойменных берегов, м;  $m, n$  — показатели степени,  $m = 3, n = 2$ , исходя из условий размерности.

Вероятность активизации деформации русла при трансформации формы излучины в петлеобразную нашла отражение в формулах В.И. Замышляева для расчета максимальной скорости поперечного смещения излучин  $C_{\text{поп}}$ :

$$\frac{L^2}{EV^2} C_{\text{поп}} = \frac{1}{\pi} \frac{\alpha}{\exp \left[ \left( \frac{\alpha}{4} \right)^2 \right]}; \quad (6.15)$$

$$\frac{L^2}{EV^2} C_{\text{поп}} = \frac{11 b_{\text{@}}}{\pi r}; \quad (6.16)$$

$$\frac{L^2}{EV^2} C_{\text{поп}} = 2\pi \sqrt{\frac{\ln\left(\frac{l}{L}\right)}{\frac{l}{L}}}, \quad (6.17)$$

в которых она прямо зависит от угла разворота  $\alpha$ , достигает наибольших значений у излучин петлеобразной формы, зависит от степени развитости излучины и радиуса ее кривизны (здесь  $E$  — коэффициент пропорциональности в размерности времени).

Косвенно степень развитости излучин учитывается в формулах деформаций излучине, предложенных Н.Е. Кондратьевым. Для произвольного сечения русла величина поперечного смещения русла:

$$\Delta u_{\text{поп}} = k C_8 \frac{(h_{\text{max}})_i - h_0}{h_{\text{max}} - h_0} T, \quad (6.18)$$

где  $k$  — коэффициент, зависящий от степени развитости излучины, выраженной через угол разворота  $\alpha$ ;  $C_8$  — скорость смещения излучины, м/год, соответствующая отступанию размываемого берега в сечении с максимальной глубиной русла на излучине  $h_{\text{max}}$ ;  $(h_{\text{max}})_i$  — максимальная глубина, м, в рассматриваемой  $i$ -м сечении;  $h_0$  — глубина русла на мелководных участках (седловинах перекаатов), приуроченных к крыльям излучин;  $T$  — прогнозируемый отрезок времени.

Поскольку глубина русла на излучине растет по мере увеличения степени развитости, Н.Е. Кондратьев предложил оценивать величину смещения излучины  $\Delta u_{\text{поп}}$  по формуле:

$$\Delta u_{\text{поп}} = \frac{TC_8 h_{\text{max}}}{h_{\text{cp}}}, \quad (6.19)$$

где  $h_{\text{max}}$  — наибольшая глубина русла на излучине, м;  $h_{\text{cp}}$  — средняя глубина по линии наибольших глубин (от срезочного уровня) на излучине, м.

Синусоидальные излучины представляют один из вариантов эволюции излучин, формирующихся в глинистых отложениях. Скорости течения, достаточные для размыва таких грунтов, слагающих дно и берега реки, достигаются лишь непосредственно в вершине излучины. Сопоставление вычисленных максимальных придонных скоростей течения при прохождении руслоформирующих расходов воды на прямолинейных участках (0,15...0,36 м/с) с размывающими  $V_p$  для

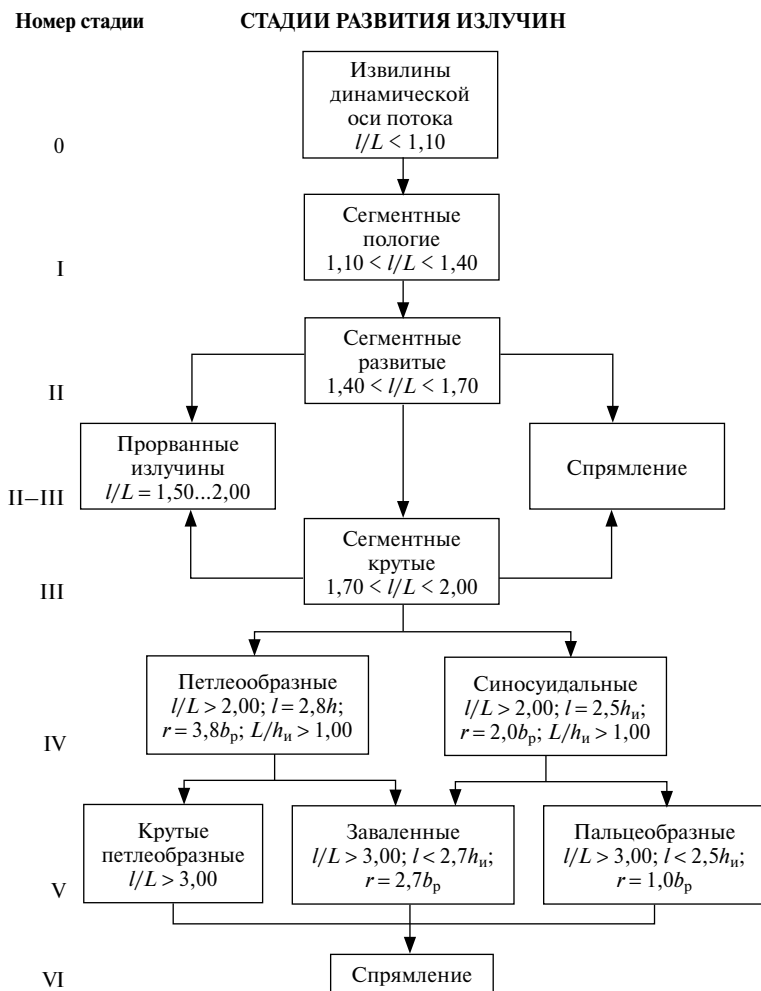
глинистых грунтов (0,33...0,43 м/с) свидетельствуют о том, что скорости течения в прямолинейном русле, как правило, недостаточны для размыва грунтов дна и берегов. В вершинах излучин максимальные скорости течения превышают размывающие. В результате излучины смещаются почти исключительно в поперечном направлении (степень развитости может достигать  $l/L=5,0...6,0$ ) с образованием между вершинами смежных излучин протяженных прямолинейных вставок с относительно стабильными берегами. Вследствие этого по мере роста кривизны русла в привершинной части синусоидальной излучины нарушается условие безотрывного обтекания потоком берегов  $r = (2,5...3,0)b_p$ . Возле вогнутого берега возникает водоворотная зона, в которой аккумулируются наносы; размыв его прекращается, а динамическая ось потока смещается к выпуклому берегу, который частично размывается. Наличие водоворотной зоны у вогнутого берега и размыв выпуклого обуславливает общее расширение русла в вершине синусоидальных излучин, в пределах которой в разные фазы режима блуждает динамическая ось потока.

Излучины на реках с неустойчивым и абсолютно неустойчивым руслом, возникая, не могут существовать длительное время и «разрушаются» при прохождении паводков (половодий). Наоборот, при высокой устойчивости русла формируются излучины с большими значениями степени развитости.

Влияние растительности сказывается в первую очередь на интенсивности деформаций подмываемых берегов. Густой растительный покров с хорошо развитой корневой системой снижает скорость русловых деформаций. Высокая залесенность поймы не способствует спрямлению излучин. Параметры излучин русла с залесенной поймой имеют меньшие средние значения, чем у излучин русла с луговой поймой.

Эволюция излучин от их зарождения до спрямления сопровождается увеличением кривизны русла и представляет собой по существу последовательный переход от одного типа к другому, каждый из которых — определенная стадия в развитии излучин, характеризующаяся своей формой, преобладающим направлением смещения, темпами размыва и намыва берегов. Граничными условиями, определяющими переход излучины от одной стадии развития к следующей, от одной формы к другой, является равенство  $h_{и} = r$  как критерия их отнесения к пологим или крутым, и соотношение  $l = (1,4...1,7)L$  как условие образования прорванной излучины, преобладания поперечного ее смещения над продольным, постепенной трансформации сегментной излучины в излучину более сложной формы. При  $l/L > 2$  проходит трансформация крутой сегментной излучины в петлеобразную или синусоидальную в зависимости от конкретных условий формирования русла.

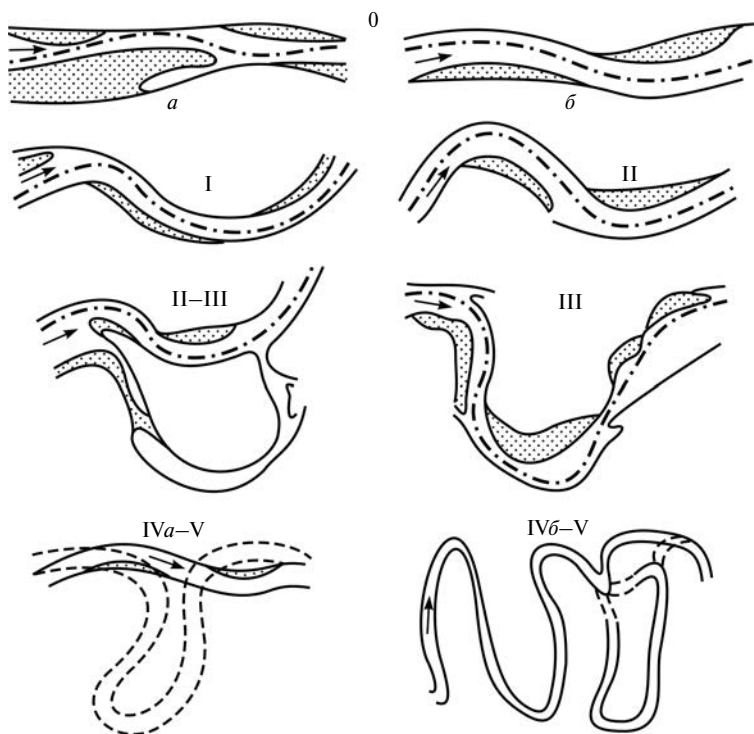
Выделяется шесть стадий развития свободных излучин (рис. 6.16). Каждая стадия характеризуется определенным соотношением морфометрических параметров излучин.



**Рис. 6.16.** Классификация свободных излучин по стадиям их развития и соответствующие им соотношения морфометрических параметров

*Начальная* (нулевая — 0 на рис. 6.16 и 6.17) *стадия* формирования излучины русла связана с возникновением извилин динамической оси потока на прямолинейных отрезках русла с побочными, распо-





**Рис. 6.17.** Свободные излучины, находящиеся на разных стадиях развития:

0 — начальная: *a* — р. Виллой (425...420 км от устья),  
*б* — р. Чулым (320...318 км);

I — пологая сегментная, р. Виллой (300...290 км);

II — развитая сегментная, р. Чулым (296...293, 86...82 км);

II-III — прорванная, р. Вычегда (209...202 км);

III — крутая сегментная, р. Виллой;

IV, *a*-V — петлеобразная и ее спрямление, р. Чулым (320...318 км)  
(сплошная линия — современное русло с излучинами в начальной  
стадии развития; IV, *б*-V — синусоидальные излучины  
и их спрямление, р. Днестр (141...137 км)

ложенными в шахматном порядке (0, *a*). Противоположные побочным берега размываются, увеличивается кривизна извилин динамической оси потока, которая находит отражение в береговой линии русла, приобретающей слабо извилистые очертания (0, *б*). По мере отступления берегов побочни становятся более массивными, их пригребневые части покрываются растительностью и постепенно превращаются в шпору будущей излучины. Этот этап образования излу-

чин завершается приспособлением их параметров к водности реки. Наиболее четко выделяются три следующие стадии развития сегментной излучины: I — сегментная пологая, II — сегментная развитая, III — сегментная крутая. Значения  $l/L$ , при которых развиваются сегментные излучины, находятся в интервале от 1,10...1,15 до 2,00. На *стадии сегментной пологой излучины* ( $1,10...1,15 < l/L < 1,40$ ) преобладает продольное смещение с размывом выпуклых берегов в верхних крыльях и вогнутых — в нижних (I). На *стадии сегментной развитой излучины* ( $1,4 < l/L < 1,7$ ) ее смещение происходит как в продольном, так и в поперечном направлениях, причем размывы распространяются на вогнутый берег в привершинной части (II). С ростом кривизны излучин при сохранении активного продольного увеличивается скорость поперечного смещения.

На *стадии сегментной крутой излучины* ( $1,7 < l/L < 2,0$ ) преобладает поперечное смещение излучины над продольным (III), скорости размыва берегов достигают максимальных величин, фронт размыва смещается вверх по отношению к вершине излучины.

На стадиях сегментной развитой и сегментной крутой излучин утрачивается гидравлическая выгодность извилистой формы русла, рост кинетической энергии потока на излучине нейтрализуется потерями энергии по длине. Соответственно возникают потенциальные возможности для ее спрямления. Они могут реализовываться уже на стадии развитой сегментной излучины при наличии проток, расчленяющих шпору излучин (разветвленно-извилистое русло).

По мере увеличения степени развитости излучины  $l/L$  от 1,4 до 1,7 и более возрастает вероятность спрямления русла вдоль наиболее пониженной (тыловой) части пойменной шпору, где сосредотачивается большая часть затопивших ее вод половодья и устанавливается наибольший продольный уклон. Старое русло или отмирает, или формируется *прорванная излучина* (II, III), для которой характерны одновременное функционирование нового, спрямляющую излучину, и сохранение старого русла. Максимум вероятности спрямления излучин приходится на значения  $l/L \approx 1,6$ , когда излучина приобретает форму «полуокружности», а  $r/h_n = 1,0$ . Критическое значение  $l/L$  определяется как отношение длины излучины к диаметру окружности с радиусом, равным радиусу кривизны излучины  $r$ , т.е.  $\pi/2 = 3,14/2 = 1,57 \approx 1,6$ .

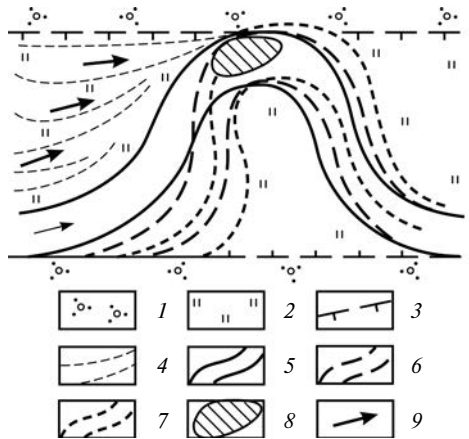
Для спрямления излучин путем развития спрямляющей протоки через ее шпору кроме необходимых гидрологических предпосылок требуются благоприятные ландшафтные и литологические условия: слабая залесенность или луговой характер поймы, легкоразмываемый состав пойменного аллювия и т.д. Поэтому спрямление излучины происходит обычно на стадии крутой сегментной излучины при степени развитости  $l/L = 1,7...2,0$ .

Если спрямление развитой или крутой сегментной излучины не происходит, ее развитие продолжается, заключаясь в трансформации излучины в излучину более сложной формы, очертания которой характеризуются не только соотношением  $l/L$ , но и другими параметрами ( $h_n$ ,  $r$ ). В большинстве случаев на IV стадии излучина становится *петлеобразной*, или *синусоидальной* (IV, а, б).

Завершающей стадией развития петлеобразных излучин является их *спрямление путем размыва потоком шейки* за счет сближения крыльев при встречном размыве берегов на них. Это происходит на крутой их стадии ( $l/L > 3,5$ ). Среднее значение степени развитости  $l/L$  стариц (бывших русел) составляет около 4,5. После спрямления новое русло интенсивно развивается, приобретает параметры (ширину, глубину), соответствующие гидравлическим характеристикам проходящего по нему потока. Старое русло отмирает вследствие его заполнения наносами и врезания русла на участке прорыва, вызывающего «посадку» уровня воды. Через некоторое время в новом русле возможно восстановление русловых деформаций, свойственных данному участку реки, – оно снова начинает меандрировать.

Спрямление синусоидальных излучин происходит на очень поздних стадиях развития во время прохождения экстремальных половодий (паводков). Спрямляющий поток может сформироваться в любом месте шпоры излучины, где оказался нарушенным дерновый покров на пойме. Иногда на прямолинейных крыльях излучин возникают излучины второго порядка, вершины которых обращены в сторону шпоры синусоидальной излучины. Их развитие приводит к пережиму шейки и спрямлению русла.

Совпадение направленности воздействия поля скорости и циркуляционных течений в нижнем крыле излучины и их разнонаправленности в верхнем обуславливает сравнительно более высокие темпы размыва вогнутого берега ниже вершины, что приводит к ее смещению вниз по отношению к оси симметрии и формированию заваленной излучины. Смещение вершины излучины вверх относительно ее оси может быть связано с условиями слива воды с затопленной поймы. Если в вершине излучины происходит концентрированный слив воды с относительно более низкой и затопленной на большую глубину поймы, образующей шпору, происходит переуглубление плесовой ложины. Это способствует стабилизации ее положения при сохраняющемся смещении вниз верхнего крыла излучины (рис. 6.18). Спрямление заваленных излучин происходит путем формирования спрямляющей протоки в период прохождения половодья или пережима шейки вследствие размыва берега на одном из крыльев.



**Рис. 6.18.** Образование заваленной излучины вследствие слива воды с низкой поймы и расположении вершины у бровки высокой поймы.  
 1 — высокая пойма; 2 — низкая пойма; 3 — уступ высокой поймы;  
 4 — положение грив на низкой пойме; 5 — исходное положение русла;  
 6, 7 — последовательные положения русла по мере смещения излучины;  
 8 — место размыва русла в вершине излучины;  
 9 — направление течений на затопленной пойме

### 6.2.5. Гидролого-морфологические зависимости свободных излучин

Между гидравлическими характеристиками потока (характерными расходами воды, уклоном), показателями устойчивости русла и морфологическими параметрами излучин (шагом  $L$ , радиус кривизны  $r$ ) устанавливаются определенные устойчивые соотношения. К таковым относится зависимость между радиусом кривизны, уклоном и руслоформирующим расходом воды, установленная Н.И. Маккаевым:

$$r = kQ_{\phi}^{0,5} I^{-1}. \quad (6.20)$$

Величина коэффициента  $k$  в (6.20) зависит как от стадии развития излучины, так и от ширины дна долины:  $r$  на Вычегда для излучин в сужениях  $k = 0,29$ , в расширениях  $k = 0,15$ , т.е. при одном и том же  $Q_{\phi}$  радиус кривизны больше на участках, относительно суженных.

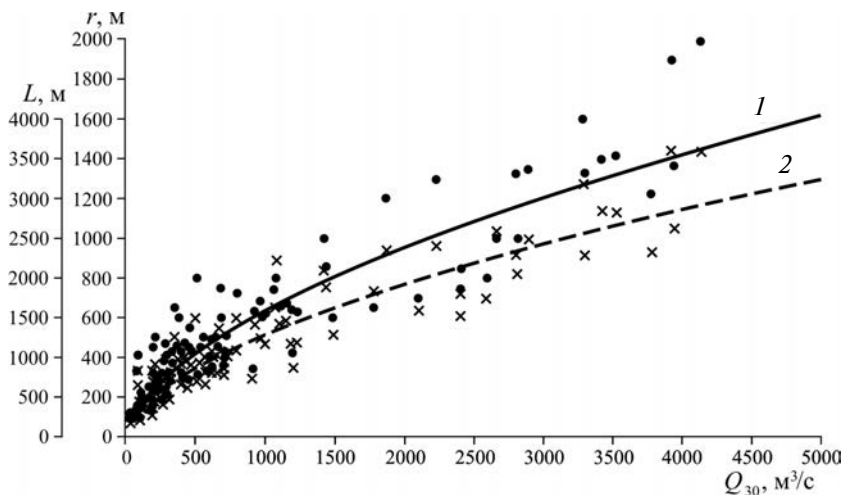
Наряду с руслоформирующим расходом воды  $Q_{\phi}$  для анализа используются значения среднегодового  $Q_{\text{ср}}$ , среднемаксимального  $Q_{\text{ср,max}}$  расходов и расхода 30-дневной обеспеченности  $Q_{30}$ . Морфологические параметры обычно получают посредством осреднения их значений для всех излучин, находящихся на участке реки, делается выборка излучин со степенью развитости  $l/L$  от 1,40 до 1,70, либо определяются их модальные значения. Полученные величины принимаются за характерные на конкретном участке.

Зависимости  $r$  и  $L$  от показателя водоносности  $r = kQ^n$  и  $L = kQ^n$ , где  $n < 1,0$ , эмпирические, в которых смысл коэффициента  $k$  обычно не раскрывается или устанавливается его связь с шириной дна долины. В то же время гидролого-морфологические зависимости, полученные отдельно для малых, средних и больших рек, показали, что параметры излучин связаны с расходами воды линейной зависимостью. Характерной является обратная зависимость между показателями устойчивости русла и параметрами излучин. Кривые связи для р. Вычегды, например, описываются уравнениями:  $r = 7,7K_A^{-0,96}$ ;  $L = 16,6K_A^{-0,5}$ ;  $B_c = 9,0K_A^{-0,5}$ ;  $h_8 = 8,5K_A^{-0,75}$  (параметры излучин выражены в километрах): с увеличением устойчивости русла формируются более крутые излучины; при снижении устойчивости русла блуждание динамической оси потока способствует разрушению начинающихся формироваться излучин.

Массовое определение параметров свободных излучин и их зависимости от показателей водоносности для рек разных порядков со среднегодовыми расходами воды от 5 до 6500 м<sup>3</sup>/с было выполнено А.С. Завадским. Им были получены единые графики  $r = f(Q_{30})$  и  $L = f(Q_{30})$  для всех рек (малых, средних и больших) (рис. 6.19, 1, 2), аппроксимированные степенными зависимостями:

$$r = aQ_{30}^x; \quad (6.21)$$

$$L = aQ_{30}^x. \quad (6.22)$$



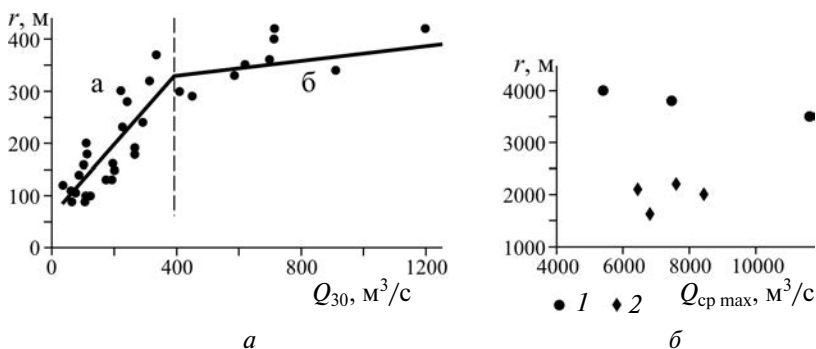
**Рис. 6.19.** Зависимость радиуса кривизны  $r$  (1) и шага  $L$  (2) свободных излучин от расхода воды 30-дневной продолжительности  $Q_{30}$  для рек разных размеров ( $Q_{cp} = 5...6500$  м<sup>3</sup>/с)

Параметры уравнений регрессии для них и других параметров свободных излучин приведены в табл. 6.3. Однако большой разброс точек позволяет рассматривать эти зависимости как отражение общей закономерности независимо от особенностей развития излучин в разных природных условиях. Поэтому был выполнен более детальный анализ зависимостей  $r, L = f(Q)^n$ , позволивший разделить их на три части (рис. 6.20), каждая из которых соответствует малым (а), средним и большим (б) и крупнейшим рекам (рис. 6.20). К малым отнесены реки до девятого-десятого порядков (по системе А. Шайдеггера) с площадью бассейна  $< 20000 \text{ км}^2$ , среднегодовым расходом воды  $< 150 \text{ м}^3/\text{с}$ . В качестве средних и больших рассматривались реки с  $Q_{\text{ср}} < 2000 \text{ м}^3/\text{с}$ .

Таблица 6.3

**Параметры уравнений регрессии зависимостей параметров свободных излучин от расхода воды 30-дневной продолжительности  $Q_{30}$  (по А.С. Завадскому)**

Параметры уравнения (16.21; 16.22)	Параметры излучин				
	$L$	$r$	$h_n$	$l$	$b_p$
a	23	10	12	40	5
x	0,58	0,60	0,55	0,56	0,51



**Рис. 6.20.** Зависимость радиуса кривизны свободных излучин  $r$  от расхода воды 30-дневной продолжительности  $Q_{30}$  на малых (а), средних и больших (б) реках бассейна Оби (а) и ее отсутствие на крупнейших реках (б) — среднем Амуре (1) и нижнем Иртыше (2) от среднемаксимального расхода воды  $Q_{\text{ср,макс}}$

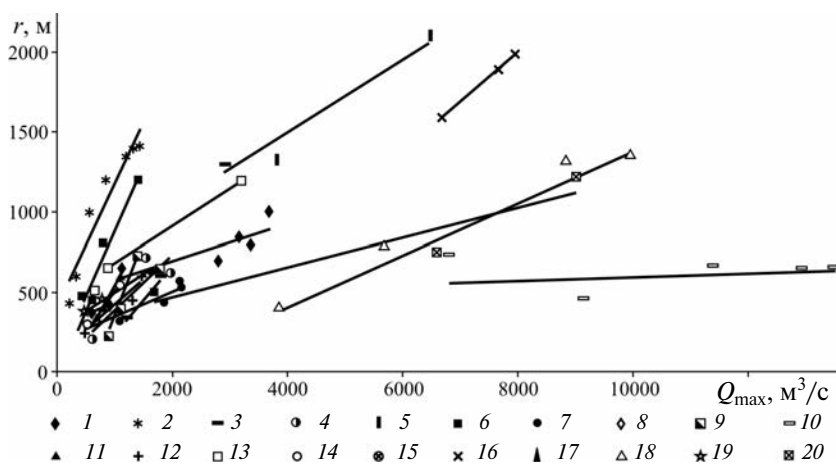
Для малых рек зависимости  $r, L = f(Q_{30})$  имеют линейный характер. Они трансформируются в степенную при абсолютных значениях  $Q_{30}$  свыше  $400 \text{ м}^3/\text{с}$ , что соответствует среднегодовым расходам

воды порядка 150...200 м<sup>3</sup>/с. При этом происходит переход реки в категорию средних. На средних реках график связи  $r, L = f(Q_{30})$  снова приобретает линейный вид и остается таковым для всех средних и больших рек. Таким образом, нелинейную зависимость параметров свободных излучин от показателей водоносности можно представить в виде двух линейных связей отдельно для малых и средних–больших рек.

На крупнейших реках со среднегодовыми расходами воды >2000 м<sup>3</sup>/с зависимость параметров излучин от расходов воды не прослеживается (к таковым относятся средний Амур, Иртыш в нижнем течении, Обь в среднем течении, Янцзы.)

Для оценки влияния особенностей водного режима на процесс меандрирования получены гидролого-морфологические зависимости между параметрами излучин ( $r, L$ ) и среднемаксимальными расходами воды  $Q_{\max}$ . Графики  $r, L = f(Q_{\max})$  представляют собой общую линейную зависимость для малых рек. Для средних и больших рек зависимости (рис. 6.21) аппроксимируются линейными функциями:

$$r, L = aQ_{\max} + c. \quad (6.23)$$



**Рис. 6.21.** Зависимость радиуса кривизны свободных излучин  $r$  от среднемаксимального расхода воды  $Q_{\text{ср max}}$  для средних и больших рек:

- 1 — Чулым; 2 — Вычегда; 3 — Кеть; 4 — Припять;  
 5 — средний Иртыш; 6 — Белая; 7 — Десна; 8 — Тым; 9 — Северная Двина;  
 10 — Урал; 11 — Васюган; 12 — Днестр; 13 — Неман; 14 — Конда;  
 15 — Аган; 16 — Вилюй; 17 — Тромъеган; 18 — Ока;  
 19 — Сысола; 20 — Яна (по А.С. Завадскому)

Коэффициент  $a$  в уравнении (6.23) имеет региональный смысл, будучи связанным с показателем внутригодового распределения стока  $\frac{Q_{\text{ср}}}{Q_{\text{max}}} = K$ ;  $a = f(K)$ . Характеризуя естественную зарегулирован-

ность стока, коэффициент  $K$  закономерно изменяется в зависимости от особенностей водного режима рек. Соответственно изменяется коэффициент  $a$  в (6.23).

Таким образом, с увеличением показателей водоносности рек происходит закономерный рост радиуса кривизны  $r$  и шага  $L$  излучин. Для параметров, зависящих от формы излучин ( $l, h_{\text{и}}$ ), эти связи более сложные: с изменением характерной формы излучин при увеличении размеров реки их значения могут снижаться, после чего вновь расти.

Параметры излучин на разных стадиях развития также закономерно увеличиваются от пологой сегментной к петлеобразной (или синусоидальной) излучине в зависимости от характерных расходов воды и показателя внутригодового распределения стока.

Поскольку  $Q = ae^{bN}$  (2.4), модальные значения параметров свободных излучин ( $r, h_{\text{и}}, l, L$ ) возрастают с увеличением порядка реки  $N$ . На всех графиках точка перегиба кривых приходятся на  $N = 14$ , выше которого (большие реки) принимают линейный вид; при  $N < 14$  (малые и средние реки) зависимости степенные (табл. 6.4).

Таблица 6.4

**Уравнения связи между параметрами излучин и порядком рек N**

N	Размеры рек	Параметры излучин			
		L	r	l	h <sub>и</sub>
<14	Малые и средние	$L = 20,6e^{0,3N}$	$r = 9,33e^{0,3N}$	$l = 55,4e^{0,25N}$	$h_{\text{и}} = 19,6e^{0,25N}$
>14	Большие	$L = 1804N + 211$	$r = 1068N - 14736$	$l = 2078N - 27397$	$h_{\text{и}} = 439N - 6216$

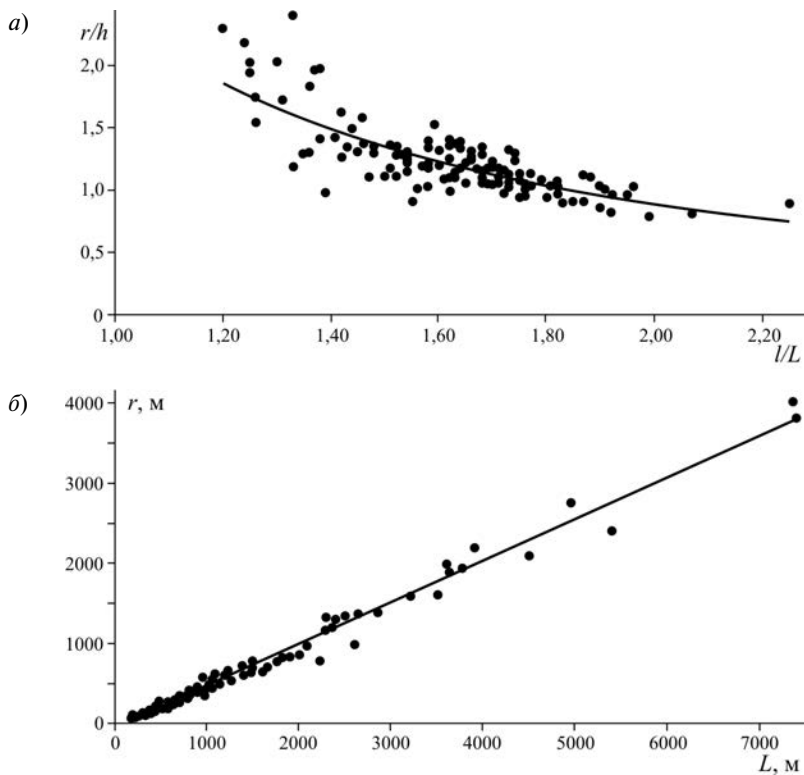
Параметры излучин  $L$  и  $r$ , радиус кривизны  $r$ , ширина русла  $b_p$  и их безразмерные соотношения  $l/L$  и  $r/h_{\text{и}}$  связаны между собой. Зависимость между безразмерными параметрами — обратная степенная связь (рис. 6.22, а), которая аппроксимируется уравнением:

$$\frac{l}{L} = 2,4 \left( \frac{r}{h_{\text{и}}} \right)^{-1,4} \quad (6.24)$$

Между параметрами  $L$  и  $r$  существует линейная связь (рис. 6.22, б):

$$r = 0,5L + c \quad (6.25)$$





**Рис. 6.22.** Связь между коэффициентами формы  $r/h$  и степенью развитости  $l/L$  свободных излучин (а), радиусами кривизны  $r$  шагами свободных излучин  $l/L$  (б)

Значение коэффициента практически постоянно, изменяясь для отдельных рек в пределах 15% (от 0,41 до 0,55).

Зависимости между параметрами излучин трансформируются в ходе эволюции излучин и с увеличением вниз по течению водоносности и морфометрических характеристик русел рек (ширины  $b_p$ , глубины  $h$  и их соотношения  $h/b_p$ ). В результате происходит закономерное изменение параметров свободных излучин: шага  $L$ , стрелы прогиба  $h_{и}$ , радиуса кривизны  $r$ , длины  $l$  и ширины русла в вершине  $b_p$ .

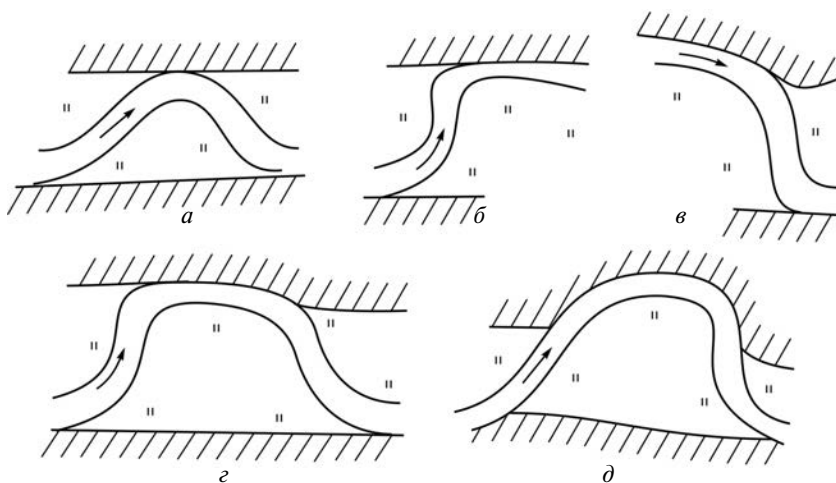
### 6.2.6. Вынужденные, адаптированные и вписанные излучины

Адаптированные излучины как тип русла развиваются в относительно узких долинах, в которых коренные берега частично контролируют или ограничивают их развитие (в поперечном направле-

нии). В виде отдельных форм встречаются также у широкопойменного русла, где оно подходит к коренному берегу и делает изгиб вдоль него либо отходит от коренного берега под влиянием его неровностей (выступов).

Выделяются четыре вида адаптированных излучин (рис. 6.23):

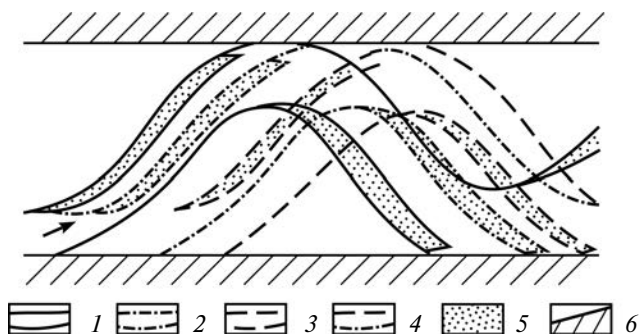
- *сегментные*, касающиеся своими вершинами противоположных коренных берегов;
- с верхним крылом в пойменных берегах и нижним, располагающимся вдоль коренного трудноразмываемого берега — *вынужденные*; их форма и крутизна определяются углом подхода потока к коренному берегу, который «вынуждает» реку делать изгиб в направлении течения;
- с верхним крылом у коренного берега и нижним в пойменных берегах — *собственно адаптированные излучины*;
- с привершинной частью, где вогнутый берег представлен уступами аккумулятивных террас (песчаных, супесчаных) — *вписанные*.



**Рис. 6.23.** Разновидности адаптированных излучин:

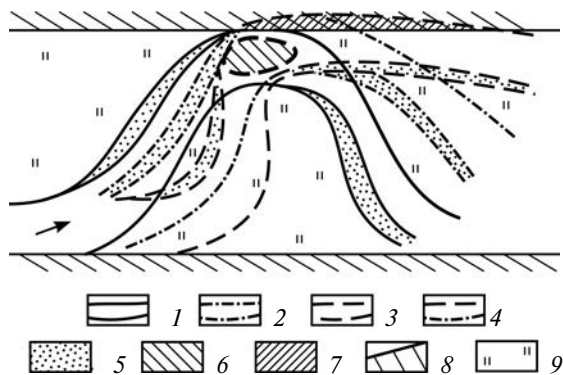
*а* — сегментная; *б* — вынужденная; *в* — собственно адаптированная; *г* — комбинация вынужденной и адаптированной; *д* — вписанная

*Сегментные излучины* в узких долинах по мере развития достигают своими вершинами коренных берегов, ограничивающих возможность дальнейшего их поперечного смещения (рис. 6.23, а). Поэтому в классификации ГГИ процесс их формирования назван ограниченным меандрированием. Сама форма излучин предполагает их продольное смещение (рис. 6.24), которое происходит без изменения параметров во времени.



**Рис. 6.24.** Продольное смещение сегментной адаптированной излучины:  
 1...4 — контуры русла при смещении излучины;  
 5 — прирусловые отмели; 6 — коренные берега

Более распространена комбинация *вынужденных и собственно адаптированных излучин* (см. рис. 6.23, з), являющаяся следствием трансформации сегментных излучин в узкой долине. Это происходит благодаря переуглублению русла в вершине каждой вынужденной излучины вследствие слива сюда осветленных пойменных вод во время половодья с выклинивающегося возле коренного берега пойменного массива (рис. 6.25). При нормальной глубине плесовых ложин на больших реках 8...10 м в вершинах таких излучин глубины достигают нередко 20 м и более.



**Рис. 6.25.** Схема трансформации сегментной адаптированной излучины в вынужденную и последующее ее развитие:  
 1...4 — контуры русла при последовательном смещении излучины;  
 5 — прирусловые отмели; 6 — переуглубление русла в вершине излучины;  
 7 — размыв коренного берега; 8 — коренной берег; 9 — пойма

Углубление русла и соответствующее ему увеличение пропускной способности русла способствует его сужению, которое сопровождается аккумуляцией наносов и формированием прирусловых отмелей вдоль пойменного берега. Положение вершины стабилизируется, в то время как пойменный берег в верхнем крыле излучины продолжает размываться, само крыло смещается, русло оказывается ориентированным по нормали к коренному берегу, а затем и по диагонали вверх по долине; в последнем случае вынужденная излучина становится заваленной. Со временем в вершине излучины нарушается условие безотрывного обтекания берегов ( $r \geq 2,5...3,0b_p$ ) с образованием водоворотной зоны у вогнутого берега и смещением динамической оси потока к выпуклому. Нижнее крыло бывшей сегментной излучины продолжает смещаться, вследствие чего возникает прямолинейная вставка вдоль коренного берега между вершиной вынужденной излучины и местом отхода русла от него. Одновременно из-за увеличения угла подхода потока к коренному берегу по мере искривления вынужденной излучины подмыв последнего усиливается, и он со временем получает слабо вогнутые очертания, а вдоль него формируется глубокая плесовая ложина. Образующееся при этом плечо коренного берега оказывает на поток направляющее воздействие, фиксируя место отхода русла от него и обеспечивая стабилизацию нижнего крыла излучины. В результате возникает излучина, имеющая сложную трапециевидную (сундучную) форму. Спряmlенные таких излучин затруднено из-за возникновения специфических гидравлических явлений в потоке (поперечные перекосы в сторону переуглубления в вершине, направляющее воздействие на поток коренных берегов, образование водоворотных зон и т.д.).

*Вписанные излучины* редко образуют морфологически однородные участки (см. рис. 6.23, *д*), чередуясь с вынужденными и собственно адаптированными излучинами (рис. 6.26). Они характеризуются очень высокими темпами размыва вогнутых песчаных берегов (до 30...50 м/год на больших реках), стабильностью своего положения по длине реки благодаря их направляющему воздействию и преимущественно поперечному смещению. В то же время вниз по длине фронта размыва вогнутого берега его интенсивность ослабевает из-за поступления больших масс песка в поток. Поэтому нижнее крыло вписанной излучины смещается по сравнению с привершинной частью медленнее, а со временем, по мере развития стрелы прогиба вогнутости береговой линии, практически стабилизируется.

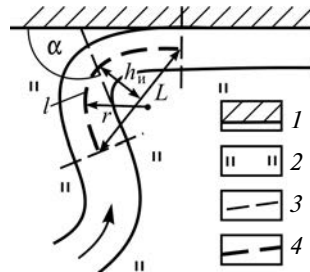
В широкопойменном русле *вынужденные излучины* обычно образуют одиночные формы, но, если русло на значительном протяжении располагается вблизи борта долины, периодически отходя от него, образуют морфологически однородные участки.



**Рис. 6.26.** Вынужденная, адаптированная у правого берега (левая часть снимка) и вписанные (правая часть снимка) излучины одной из рек Скандинавии. Фотография предоставлена З. Бабиньским, Польша

Форма, параметры и деформации вынужденных излучин каждой реки определяются: углом встречи русла с коренным берегом; конфигурацией и типом русла на вышележащем участке; параметрами смежной формы русла (излучины, разветвления) выше по течению. От угла встречи (подхода) русла реки с коренным берегом  $L$  зависит степень развитости вынужденных излучин (рис. 6.27). Угол встречи  $\alpha$  определяется между коренным берегом и касательной к линии выпуклого берега излучины в верхнем ее крыле. От угла  $\alpha$  зависит величина подпора, возникающего в потоке в многоводную фазу режима при его набегании на берег, который образует по отношению к нему встречное препятствие. С ним связан и характер взаимодействия руслового потока с водами, стекающими с выклинивающегося к вершине излучины пойменного массива. При  $\alpha < 85^\circ$  происходит плавное их соединение, при больших — пойменный поток оказывает тормозящие воздействие на русловой поток и вызывает в нем подпорные явления.

**Рис. 6.27.** Схема для определения параметров вынужденной излучины:  $\alpha$  — угол встречи потока с коренным берегом;  $L$  — шаг;  $r$  — радиус кривизны;  $l$  — длина;  $h_n$  — стрела прогиба излучины. 1 — коренной берег; 2 — пойма; 3 — граница вынужденной излучины; 4 — геометрическая ось русла



В процессе развития вынужденной излучины широкопойменного русла происходит трансформация ее формы. В результате вынужденные излучины в процессе своего развития проходят несколько стадий (рис. 6.28). Степень развитости вынужденных излучин определяется углом встречи потока с коренным берегом  $l/L = f(\alpha)$ . На стадиях I–III развитие вынужденных излучин происходит по той же схеме, что и в узкой долине. Однако дальнейшая эволюция присуща только широкопойменному руслу, так как у адаптированного русла стадия III завершается стабилизацией форм русла. Трансформация вынужденных излучин на IV и V стадиях осуществляется, главным образом, из-за продолжающегося развития смежных форм русла. Последние продолжают смещаться, что приводит к превращению излучины сначала в заваленную, а затем в гипертрофированную вплоть до пальцеобразной; поворот русла в вершине такой излучины происходит под углом  $\alpha \approx 180^\circ$ .

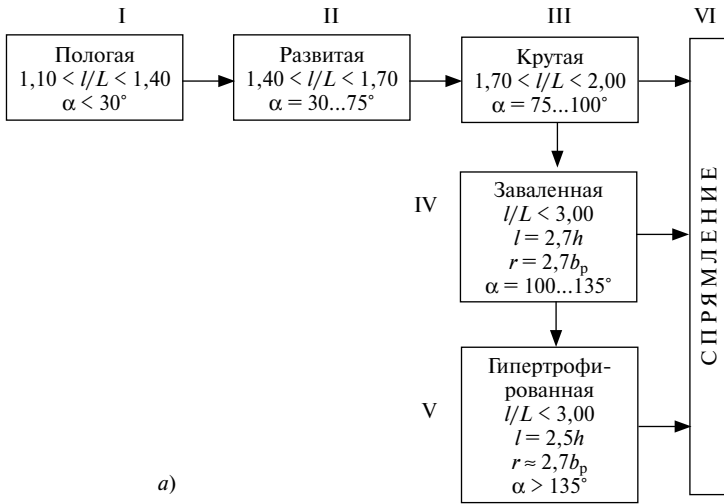
Спрявление вынужденных излучин широкопойменного русла (стадия VI) может прервать их эволюцию, начиная с приобретения ими крутой формы, т.е. со стадии III. Это происходит благодаря развитию смежных свободных излучин, развитию спрямляющего протока или второстепенного рукава среди островов, составляющих шпору излучины. В этих случаях возможно исчезновение самой вынужденной излучины как формы русла.

Подпор потока при подходе русла под большим углом к коренному берегу, в том числе сливающимися к вершине вынужденной излучины водами с пойменного массива, распространяется на верхнее крыло излучины, где иногда формируется одиночное разветвление.

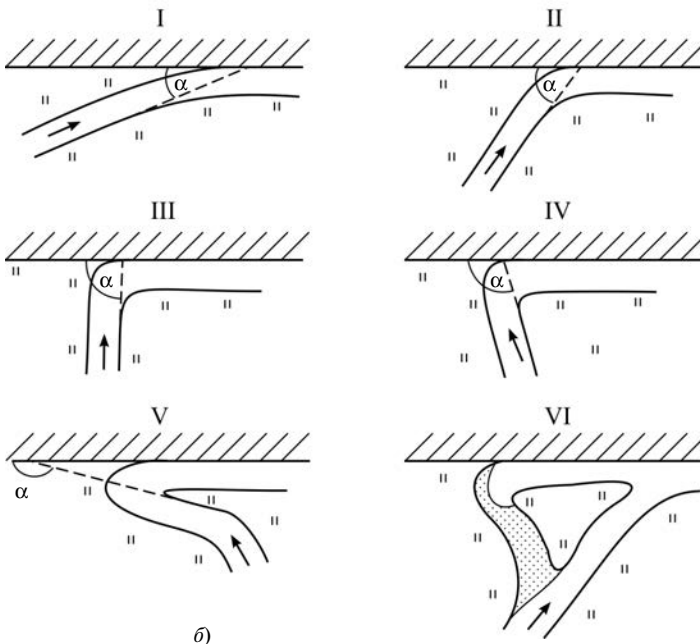
Если вынужденная излучина завершает серию свободных излучин, то под влиянием ее стабилизации и искривления при продолжающемся смещении смежных свободных излучин происходит их сжатие. В результате формируются серии излучин, в которых кривизна увеличивается вниз по течению. Радиусы кривизны излучин при этом от верхней в серии до замыкающей вынужденной изменяются согласно зависимости:

$$r = k \left( \sum_1^n l \right)^{-0,4}, \quad (6.26)$$

где  $\sum_1^n l$  – длина русла от начала серии до вершины данной излучины (сумма длин всех излучин серии).



а)



б)

**Рис. 6.28.** Классификация вынужденных излучин широкопойменного русла по стадиям (I–VI) их развития:  
 а — стадии развития и соответствующие им параметры;  
 б — характерные формы излучин на каждой стадии

### 6.2.7. Врезанные излучины

Под *врезанными* подразумеваются излучины, в шпорах которых имеются незатапливаемые поверхности — лестница террас или выступы коренных берегов. Поэтому врезанные излучины, достигшие предела гидравлической выгоды, не могут спрямляться путем размыва ложбины через шпору, и единственным вариантом их спрямления является прорыв шейки при сближении крыльев из-за встречного размыва берегов (по Э. Мартонну — долинный прорыв). Сосредоточение потока в многоводную фазу режима в русле и стеснение его незатапливаемыми берегами приводит к росту скоростей потока и удельных руслоформирующих расходов воды по сравнению с широкопойменным руслом. Это сказывается в увеличении крупности руслообразующих наносов и параметров излучин.

Основная причина формирования врезанного русла — абсолютное «преобладание» глубинной эрозии над боковой, т.е. такое время смещения русла на расстояние, равное шагу излучины, превышает время, необходимое для превращения поймы в надпойменную террасу. Это означает, что за время смещения излучины на расстояние, равное ее шагу, часть пойменного массива в шпоре излучины выходит из-под уровня затопления. А.В. Панин показал, что врезанная излучина сформируется, если

$$\frac{L}{C_{и}} > T' = \int_{H_{п.мин}}^{H_{п.макс}} \frac{dh}{U_{акп} h + U_{вр}}, \quad (6.27)$$

где  $C_{и}$  — скорость продольного смещения излучины;  $T'$  — время, необходимое для того, чтобы пойма вышла из-под уровня затопления, т.е. превратилась в надпойменную террасу;  $H_{п.макс}$ ,  $H_{п.мин}$  — максимальная и минимальная относительные высоты поймы соответственно;  $h$  — глубина реки;  $U_{акп}$  — скорость накопления наилка на поверхности поймы, приводящего к повышению ее отметок;  $U_{вр}$  — скорость врезания русла реки.

Так как в среднем шаг излучин  $L \approx 5 \dots 6b_p$ , и принимая темпы накопления наилка  $U_{ак}$  постоянными, из (6.27) вытекает критериальное условие формирования врезанного меандрирующего русла:

$$\frac{C_{и}}{U_{вр} + U_{акп}} < 5,0 \frac{b_p}{\Delta H_{п}} \quad (6.28)$$

или

$$(U_{вр} + U_{акп}) > C_{и} \frac{\Delta H_{п}}{5,0b_p}, \quad (6.29)$$



где  $\Delta H_{\text{п}}$  – разница максимальных и минимальных высотных отметок поймы: от максимального уровня половодья до уровня прирусловых отмелей, на котором начинается их зарастание.

Таким образом, одним из основных условий формирования врезаемых излучин является противоэрозионная устойчивость берегов, сложенных труднораазмываемыми скальными или глинистыми породами. Как формы русла они отличаются стабильностью, поскольку крылья излучин контролируются неразмываемыми берегами. Отступление берегов происходит в результате склоновых гравитационных процессов, которые лишь продуцируются потоком, подмывающим их основание. Скорости отступления таких берегов не превышают сантиметры — первые десятки сантиметров в год, что на несколько порядков ниже по сравнению с песчаными берегами.

Генетически врезаемые излучины могут быть:

- 1) структурно- или литологически обусловленными;
- 2) унаследованными от излучин свободно меандрирующего русла, сформировавшимися в процессе врезания реки.

В первом случае — конфигурация и размеры врезаемых излучин в областях распространения скальных пород предопределены структурно-геологическим строением территории. Во втором случае — реки врезаются в пластичные породы (глины, суглинки, мергели), излучины имеют сегментную или петлеобразную форму, отличаются меньшей кривизной и относительно большими размерами по сравнению со свободными излучинами той же реки. Это объясняется тем, что за время существования врезаемых излучин водность реки неоднократно изменялась, и радиусы кривизны излучин отражают период повышенной водности реки. Кроме того, в многоводную фазу режима расход воды сосредотачивается в русле, не растекаясь по пойме, что обуславливает относительное увеличение параметров врезаемых излучин.

### 6.2.8. Рельеф русла на излучинах

Чередование на излучине русла зон ускорения и замедления течения, циркуляционные течения и их пространственно-временная перестройка приводят к тому, что глубина русла на излучине постоянно меняется по мере ее развития. Если сравнивать излучины с прямолинейным неразветвленным руслом, то при прочих равных условиях средняя и максимальная глубины по оси русла на излучинах больше, чем на прямолинейных участках, причем глубина тем больше, чем меньше радиус кривизны излучины. Ширина русла, наоборот, обычно уменьшается с увеличением его кривизны, т.е. в итоге растет относительная глубина русла  $h/b_p$  (табл. 6.5).

**Морфометрические характеристики русла на извилистом участке  
р. Вычегды**

Номер излучины	Радиус кривизны $r$ , м	Площадь живого сечения, $m^2$	Ширина русла $b_p$ , м	Глубина $h$ , м		$h/b_p$	
				макси- маль- ная	средняя	макси- маль- ная	сред- няя
I	1350	174,0	140	2,20	1,24	0,016	0,009
II	300	193,5	100	3,30	1,93	0,033	0,019
III	160	154,7	70	3,50	2,21	0,050	0,031

Закономерные изменения глубин русла и положения прирусловых отмелей по длине излучины русла впервые отметил Л. Фарг, который сформулировал эмпирические соотношения между ними и элементами излучин, известные как «законы Фарга»:

1. Линия наибольших глубин на излучине прижимается к вогнутому берегу, тогда как у противоположного выпуклого берега аккумуляруются наносы, образуя широкие отмели.

2. Плесовая лощина и самая мелкая часть переката сдвинуты по отношению к створам с наибольшей и наименьшей кривизной, соответственно, вниз по течению приблизительно на  $1/4$  длины системы «плес-перекат».

3. Плановое изменение кривизны русла сопровождается плавным изменением глубин; резкое изменение кривизны сопровождается резким изменением глубин.

4. Чем больше кривизна русла на излучине, тем больше глубина плесовой лощины.

5. При увеличении длины излучины данной кривизны происходит сначала увеличение глубины, а затем ее уменьшение, причем для каждого участка реки существует некоторое среднее значение длины кривой, при котором глубина максимальна при данных характеристиках реки.

«Законы Фарга» относятся к правильным сегментным излучинам без учета их эволюции, трансформации и усложнения формы в процессе развития.

В простейшем случае (пологая или развитая сегментные излучины) на участке, где происходит смена знака кривизны смежных излучин, скорости по ширине русла выравниваются, их средняя величина уменьшается, всегда находится перекат (рис. 6.29). Его гребень с наименьшими в пределах излучины глубинами смещен вниз относительно створа перегиба русла между смежными излучинами, располагаясь ближе к привершинной части смежной излучины. Ниже переката в привершинной части излучины у вогнутого берега и вдоль ее

нижнего крыла располагается плесовая лощина, максимум глубины которой находится несколько ниже вершины излучины. Линия максимальных глубин сдвинута относительно геометрической оси русла: в верхнем крыле она проходит вдоль выпуклого берега излучины, выше вершины переваливает на перекате к вогнутому берегу, у которого сохраняет свое положение на протяжении всего нижнего крыла.



**Рис. 6.29.** Расположение плесовых лощин, перекатов и прирусловых отмелей в пределах смежных сегментных излучин:

1 — прирусловые отмели; 2 — плесовые лощины;  
3 — динамическая ось потока; 4 — подвалье переката

Таким образом, у пологих и развитых сегментных излучин рельеф русла представляет собой систему, состоящую из двух перекатов на перегибах между смежными излучинами, разделенными плесовыми лощинами в их привершинных частях. У крутых сегментных излучин плесовая лощина распространяется частично на их верхние крылья.

В процессе эволюции излучин происходит удлинение русла, вследствие чего шаг излучины оказывается больше шага системы «перекат-пес-перекат». Это приводит к формированию новых плесовых лощин на крыльях излучин, и в пределах одной петлеобразной излучины возникает система их трех плесовых лощин и двух перекатов. Это способствует росту сопротивлений и потерь энергии потока, утрате излучиной гидравлической выгоды своей формы ( $l/L > 2$ ). Однако формирование дополнительных изгибов потока и образование вторичных излучин на крыльях первичной нейтрализует эти явления, в результате гидравлическая выгода излучины восстанавливается, обеспечивая транспорт наносов в избыточно удлиненном русле. Одновременно происходит увеличение отметок (высоты) прирусловых отмелей у выпуклых берегов ( $H_{\text{поб}}$ ), их ширины ( $B_{\text{поб}}$ ) и шага ( $L_{\text{поб}}$ ) (табл. 6.6). На ранней стадии развития излучин, когда скоростное поле потока слабо дифференцировано, а циркуляционные течения слабо развиты из-за больших радиусов кривизны и незначительных поперечных уклонов водной поверхности, формиру-

ющиеся ниже вершин излучин отмели низкие, узкие, но длинные. По мере искривления излучины отмели становятся все более массивными и высокими, приближаясь к средней высоте поймы.

Таблица 6.6

**Осредненные морфометрические характеристики прирусловых отмелей у выпуклых берегов излучин нижней Вычегды на разных стадиях их развития**

Стадия развития излучины	Характеристики прирусловых отмелей			
	$L_{\text{поб}}$ , м	$B_{\text{поб}}$ , м	$H_{\text{поб}}$ , м (над проектным уровнем)	$l/L_{\text{поб}}$
Сегментная пологая	1983	613	2,0	1,48
Сегментная развитая	2180	854	3,4	1,71
Сегментная крутая и петлеобразная	3483	958	3,8	1,84

Более сложная и менее закономерная картина в расположении плесовых лощин и перекаатов возникает у синусоидальных излучин. Это проявляется в образовании прямолинейных вставок на крыльях, нарушении условия безотрывности обтекания потоком берегов ( $r < 25...3,0b_p$ ), расположении стрежня потока и линии наибольших глубин вдоль выпуклого берега в вершине излучины, а мелководья у вогнутого берега, сдвиге плесовой лощины к выпуклому и т.д.

### 6.3. Разветвленные русла

#### 6.3.1. Причины и условия формирования разветвлений; образование и эволюция островов

Разветвления на рукава — один из трех основных типов русла, присущий, главным образом, большим и крупнейшим рекам. М.А. Великанов писал, что одной из причин формирования много-рукавного русла является большая водоносность реки, поскольку в этом случае в потоке возникает несколько динамических осей, между которыми происходит накопление наносов. Согласно критерию

И.Ф. Карасева при  $\Theta = \frac{b_p}{h} \sqrt{\lambda} > 9,5$  в потоке образуются две и более

обособленные ветви течения. Чем больше водоносность реки, относительная ее ширина ( $b_p/h$ ) и мощность потока, тем больше вероятность разветвления ее на рукава и формирования все более сложных форм многорукавности.

Обязательным условием формирования разветвленного русла является возникновение в зонах замедления течения между стрежнями потока осередков, закрепление их растительностью при обсыхании в межень и превращение в пойменные острова. Следует различать разветвленность потока и разветвленность русла подобно различиям между извилинами динамической оси потока и излучинами русла меандрирующей реки. При наличии островов эти понятия совпадают; если острова не сформировались, то речь идет об осередковых разветвлениях. *Точечные* разветвленности свойственны горным рекам порожисто-водопадным или с неразвитыми аллювиальными формами; она проявляется в низкую межень, когда отдельные наиболее крупные валуны и глыбы поднимаются посередине реки над поверхностью воды (рис. 6.30, а). В паводок (половодье) они находятся под водой, представляя собой выступы шероховатости на дне реки, перемещаются и, как разветвления, существуют кратковременно (сезон, межпаводковый период). На равнинных реках их аналогом служат камни-одиночки разного генезиса (льдинная аккумуляция, обвалы и т.д.), валуны и глыбы, оставшиеся в русле после размыва моренных или флювиогляциальных отложений (рис. 6.30, б).

*Осередковые разветвления* связаны с образованием макроформ руслового рельефа — *осередков*. Разделение русла проявляется на спаде половодья, когда поток отдельными ветвями начинает огибать образовавшуюся грядку; в межень эта гряда определяет рисунок русла, представляя собой отмель посередине реки, возвышающуюся над поверхностью воды. Во время половодья, когда осередок оказывается под водой, стрежень потока проходит над ним, разветвленность перестает существовать, а сам осередок перемещается благодаря смыву слагающих его наносов с верхового склона и их накоплению в подвалье образовавшей его гряды.

В отличие от осередков острова разделяют поток на ветви даже при полном их затоплении в многоводную фазу режима, что определяется наличием на них растительности (зачастую — древесной). Наличие островов определяет морфодинамический тип русла.

Острова, образующиеся при зарастании осередков, являются *элементарными*, сохраняющими их размеры и вытянутую в плане форму. Со временем они приобретают из-за возникновения новой структуры потока некоторые отличительные особенности в очертаниях и продольном разрезе (рис. 6.31). Осередок, являясь частью крупной гряды, имеет пологий верховой склон и крутой низовой откос — подвалье. Форма осередка в плане имеет вид капли, падающей вниз по реке. При зарастании осередка и превращении его в остров изменяется шероховатость его поверхности, скорость потока над ним уменьшается, уровень воды повышается, а стрежень раздваивается; в потоке возникают циркуляционные течения, благодаря которым

донные струи отклоняются в стороны от формирующегося острова. Оголовок острова размывается, образуя почти вертикальный уступ. В ухвостье острова, наоборот, возникает водоворотная зона, в которой происходит аккумуляция наносов, формирующих вытянутую вниз по течению косу. Таким образом, острова приобретают каплевидную форму, у которой тонкий конец направлен по течению, а тупой — против течения. На поверхности затопленного острова происходит аккумуляция наносов, образуется пойменный наилок, а сам пойменный остров наращивается вверх.

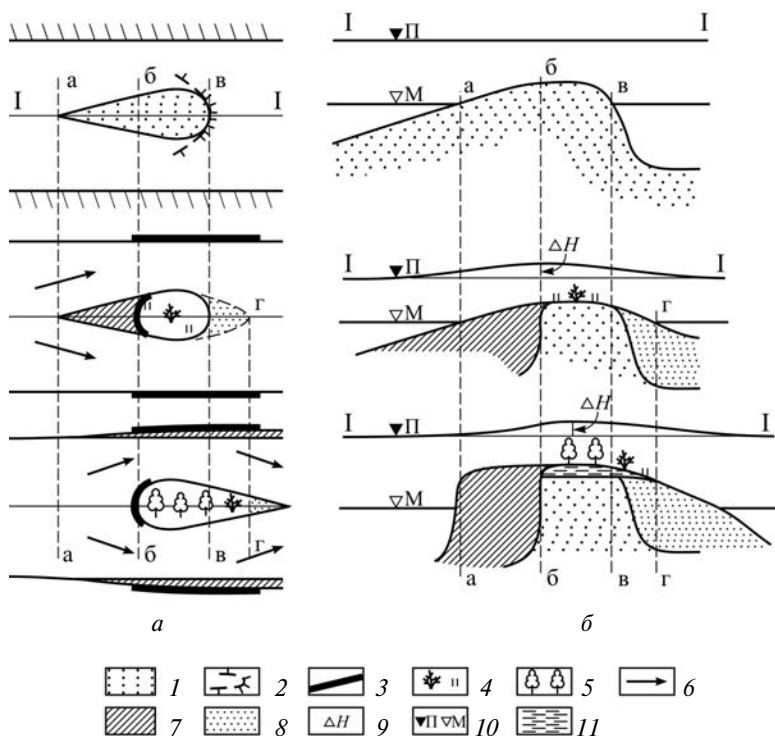


*а*



*б*

**Рис. 6.30.** Точечная разветвленность межженного потока:  
*а* — на горной реке с порожиисто-водопадным руслом  
(п-ов Камчатка); *б* — на равнинной реке (р. Сухона).  
Фото С.Р. Чалова



**Рис. 6.31.** Схема трансформации осередка в остров:

а — в плане; б — в продольном разрезе по линии I-I. 1 — осередок и коса в устье острова; 2 — подвалье гряды (осередка); 3 — размываемые берега; 4 — первичная растительность на осередке; 5 — растительность на острове; 6 — направление струй потока в половодье; 7 — размывшие части осередка, острова и берегов; 8 — область аккумуляции наносов в устье острова; 9 — повышение уровня воды у оголовка острова; 10 — уровень воды в половодье (п) и в межень (м); 11 — пойменный наилок.  $\Delta H$  — подъем водной поверхности над затопленным островом

Если перед оголовком острова в зоне подпора образуется отмель, остров перемещается регрессивно, а его очертания приобретают удлиненную форму.

Элементарные острова постепенно увеличиваются в размерах вследствие приращения в них прирусловых отмелей и кос. Объединяясь между собой, они образуют *крупные острова*, форма которых в плане сохраняется такой же, как и у элементарных островов. Дальнейшая эволюция островов сопровождается расширением русла, образованием возле них побочней, общим увеличением размеров не только в высоту, но и в ширину и в длину, может привести к причле-

нению их к берегам вследствие обмеления рукавов либо к объединению островов в крупные *островные массивы* и значительному удалению рукавов друг от друга.

Каждое разветвление русла представлено островом и огибающими его рукавами (рис. 6.32). Длина острова  $L_o$  меньше шага разветвления  $L_{разв}$ , которое начинается от точки разделения динамической оси потока на две ветви и заканчивается в месте их соединения. Линия, соединяющая точки начала и конца разделения и соединения динамической оси потока, называется *осью пояса разветвления*. Его ширина  $B_{пр}$  представляет собой сумму ширин рукавов — левого  $b_l$ , правого  $b_p$  и ширины острова  $B_o$ :  $B_{пр} = b_l + B_o + b_p$ . Каждый из рукавов образует излучину, которая характеризуется теми же параметрами, что и излучины русла: радиусами кривизны рукавов  $r_p$  и  $r_l$  (индексы «п» и «л» — правый или левый рукава), стрелами прогиба  $h_p$  и  $h_l$ , а также длинами рукавов  $l_p$  и  $l_l$  ( $l_{рук}$ ). Соответственно, безразмерные параметры  $\frac{l_{рук}}{L_{разв}}$  и  $\frac{r_{п(л)}}{h_{п(л)}}$  — степ-

пень развитости и крутизны излучин того или иного рукава. Для оценки условий развития разветвления важным является соотношение ширины пояса разветвления  $B_{пр}$ , суммарной ширины рукавов  $b_{п+л}$ , ширины каждого из рукавов с шириной русла выше и ниже узлов разделения и слияния рукавов  $b_p$  и  $b_l$ . При равенстве всех характеристик разветвления является *симметричным*, при неравенстве параметров — *несимметричным*. Показателем степени симметричности разветвления являются углы, образованные между направлением динамической оси потока в каждом рукаве и осью пояса разветвления  $\alpha_l$  и  $\alpha_p$ . Если один из рукавов служит прямым продолжением вышележащего участка русла, то величина  $\alpha_{рук} \sim 0$ . При симметричном разветвлении  $\alpha_l = \alpha_p$ .

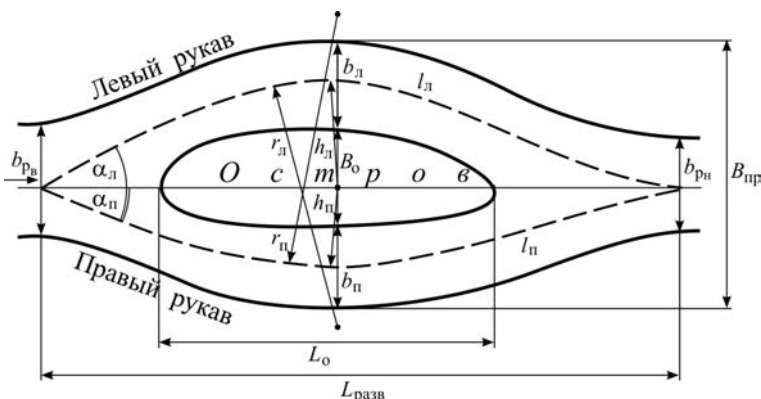


Рис. 6.32. Морфологические элементы и параметры руслового разветвления (пояснения в тексте)

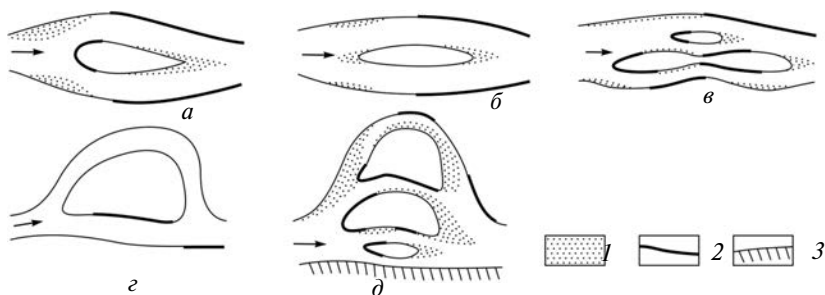


Длина элементарного острова  $L_0$  и его ширина  $B_0$  связаны соотношением:

$$L_0 = kB_0, \quad (6.30)$$

где  $k$  — коэффициент, зависящий от размеров осередков и направленно-сти (вверх или вниз по течению) смещения оголовка острова.

Дальнейшая эволюция узла разветвления и формирование крупных островов и островных массивов зависит от вида гидравлических сопротивлений, которые возникают в зависимости от их каплевидной или веретенообразной формы (рис. 6.33, *а, б*). Согласно исследованиям В.Р. Бейкера и Р.Д. Комара, каплевидная форма острова обеспечивает минимум сопротивлений при отношении  $L_0/B_0 = 3...4$ . Если это соотношение не выдерживается, то остров либо удлиняется ( $L_0/B_0 > 3...4$ ; преобладает сопротивление трения), либо увеличивается в ширину ( $L_0/B_0 < 3...4$ ; преобладает местное сопротивление, связанное с формой острова). При  $L_0/B_0 \gg 3...4$  один из рукавов развивается до тех пор, пока не утратится гидравлическая выгодность извилистой формы его русла ( $l_{рук}/L_{разв} > 1,4$ ). При этом выигрыш в мощности потока на излучине до достижения этого соотношения обеспечивает сосредоточение большей части расхода воды в изогнутом рукаве и его активное развитие, тогда как второй более прямой рукав остается мелководным и мелким. При  $l_{рук}/L_{разв} > 1,4$  происходит развитие более прямого рукава, в котором со временем начнется формирование нового острова (рис. 6.33, *з, 1*). Если изогнутый рукав полностью не отмирает и продолжает функционировать, то может возникнуть многорукавное (три—четыре рукава) разветвление, в котором рукава расходятся в узле разветвления и сходятся в узле слияния в виде веера — веерное разветвление (рис. 6.33 *д*).



**Рис. 6.33.** Формы одиночных русловых разветвлений:

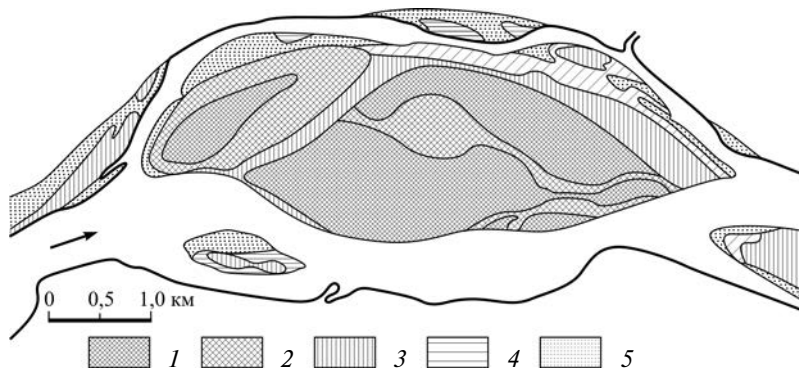
*а* — при  $L_0/B_0 \sim 3...4$  (каплевидная); *б* — при  $L_0/B_0 > 3...4$  (веретенообразная); *в* — при  $L_0/B_0 \gg 3...4$  (удлиненная, с образованием в рукавах разветвлений или излучин второго порядка); *з* — при  $L_0/B_0 < 3...4$ :

*1* — асимметричная; *2* — веерная. *1* — зоны аккумуляции наносов; *2* — зоны размыва берегов; *3* — коренные берега

Если  $L_0/B_0 > 3...4$ , острова приобретают сложную форму, а в рукавах из-за их относительной прямолинейности формируются разветвления второго порядка, либо они начинают меандрировать, образуя следующие друг за другом сегментные излучины (рис. 6.33, в).

По относительной длине и значимости в развитии русла разветвления разделяются на протоки, рукава и ответвления. *Протоки* имеют длину, соразмерную с периметром побочной, отделяются друг от друга осередками, обсыхающими в межень, и функционируют только в эту фазу водного режима. Режимы их устья и истока тесно связаны: даже небольшой подпор в узле слияния передается вплоть до узла разделения. Протоками также называют разделения русла элементарными островами.

*Рукава* имеют длину, составляющую величину одного порядка с длиной излучин  $l_{рук} \sim l$ , а шаг разветвления соизмерим с шагом излучин  $L_{раз} \sim L$ . Острова, разделяющие русло на рукава, обычно представляют собой несколько объединившихся элементарных островов, заросших проток между ними, превратившихся в пойменные ложбины, и причленившихся к ним побочной и кос (рис. 6.34). С увеличением длины ослабляется зависимость режима истоков (узла разделения) от режима устьев (узла слияния) рукавов. Рукава реки обуславливают рассредоточение стока; система рукавов, разделенных островами и островными массивами, образуют *русловую многорукавность* (разветвленность). В русловых разветвлениях можно выделить также один или несколько главных (основных) и второстепенные рукава. В главных рукавах проходит большая часть расхода воды; их переформирования определяют характер русловых деформаций всего разветвленного русла.



**Рис. 6.34.** Морфология крупного острова, образованного вследствие объединения элементарных островов, обмеления и зарастания проток между ними, причленения побочной:

1–5 — последовательно образовавшиеся участки острова с середины XIX в. до конца XX в.

*Ответвления* — водотоки очень большой длины (до нескольких десятков или даже сотен километров) на реках разного порядка. Их русловой режим не зависит от переформирований основного русла реки, а гидравлический режим истоков не связан с таковым в устье, где ответвления соединяются с основным руслом. Встречаются две разновидности ответвлений. К первой относятся самостоятельные большие рукава реки, образующие *раздвоенное русло*. Вторую разновидность составляет система относительно маловодных пойменных проток, расчленяющих пойму и большие островные массивы на отдельные части, образуя в совокупности *пойменную многоруканность*.

*Раздвоенные русла* представляют собой такую разновидность разветвлений, при которой река на участке большой протяженности течет двумя, зачастую равноценными рукавами, разделенными обширным массивом поймы, при наличии относительно маловодных поперечных проток между ними, составляющими пойменную многоруканность. Протяженность участков реки с такими разветвлениями изменяется от 5...15 км на малых и средних реках и до сотен километров на крупнейших. Примерами раздвоенного русла являются Большая (правый рукав) и Малая (левый рукав) Обь в нижнем течении Оби, Днестр и протока Турунчук, разветвления Аргуни, Чарыша, образованные близкими по водности либо периодически развивающимися в многолетнем (историческом) плане рукавами, Аксай на Дону, Ахтуба на Волге. Доля стока Ахтубы от среднегодового стока Волги составляла до регулирования стока реки каскадом ГЭС 2,5% (в настоящее время 1,2%, увеличиваясь в половодье до 3,6%). Ответвления, образующие раздвоенное русло, отделяясь от реки, проходят в противоположных частях дна долины, нередко принимают и отдают часть стока из нее по пойменным протокам но, имея свой собственный водосбор, наряду с питанием из основной реки, характеризуются отличными от главной реки чертами водного и руслового режимов. Так, левобережные притоки нижней Оби, стекающие с Уральских гор, являются притоками Малой Оби, тогда как в Большую Обь впадают реки северной части Западно-Сибирской низменности. Ахтуба протекает возле полупустынных территорий Заволжья, испытывает влияние местных климатических условий, тогда как сама Волга является транзитной рекой.

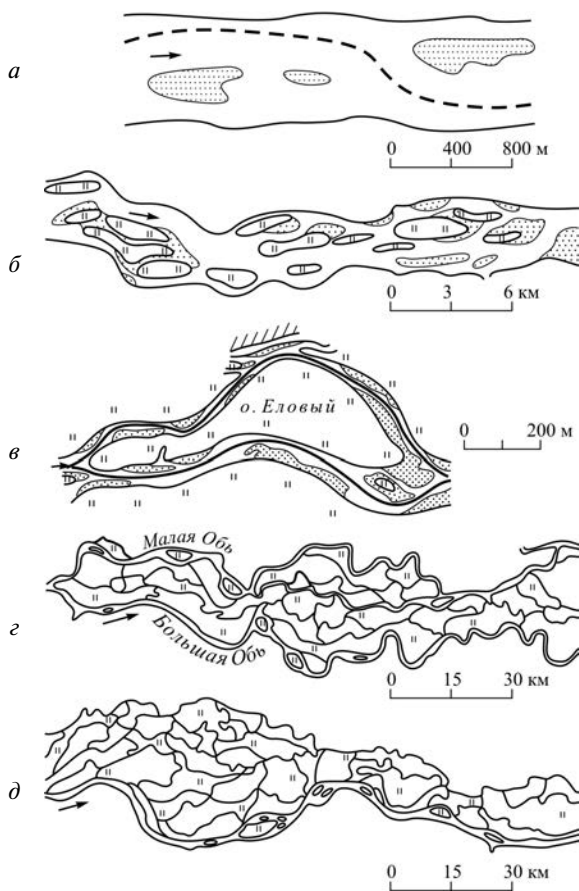
*Пойменные протоки*, составляющие пойменную многоруканность, представляют собой объединившиеся между собой бывшие староречья, образовавшиеся при спрямлении излучин или на месте бывших рукавов при причленении островов к пойме. Отшнуровывающиеся от русла рукава полностью отмирают не все, если руслоформирующий расход наблюдается при затопленной пойме; вдоль некоторых из них концентрируются пойменные потоки, которые обеспечивают

их функционирование. На меандрирующих реках пойменная многоруканность обычно сопровождается развитием прорванных излучин, пойменные протоки извилистые, принимают самые разнообразные положения по отношению к оси долины. Отличительной особенностью пойменной многоруканности разветвленных рек является общая вытянутость вдоль долины пойменных протоков, наследующих бывшие рукава русловых разветвлений.

Степень развитости пойменной многоруканности разветвленных рек зависит от обеспеченности  $Q_{\text{ф}}$ , проходящего при затопленной пойме, глубины затопления, залесенности поймы и направленности вертикальных деформаций. На аккумулярующих реках все дно долины оказывается изрезанным многочисленными протоками (воложки на нижней Волге, пологи на Северной Двине, шары на Печоре, протоки на средней и нижней Оби), забирающими в сумме до 25...30% общего расхода воды, особенно в половодье. На врезающихся реках пойменная многоруканность обычно развита слабо (средняя и нижняя Лена), так как маловодные пойменные протоки быстро отмирают. Развитию пойменной многоруканности не способствует залесенность пойм и промерзание пойменных протоков зимой.

Таким образом, на уровне грядовых форм движения наносов разветвленность выражается в форме осередков (рис. 6.35, *а*) и проявляется только в межень. Разветвления на уровне форм русла при разделении речного потока островом, островным массивом или группой островов образуют русловую многоруканность, или русловые разветвления (рис. 6.35, *б*); ее разновидность составляют пойменно-русловые разветвления (рис. 6.35, *в*). На уровне элемента речной долины — поймы — разветвленность проявляется в форме ответвлений, образующих раздвоенные русла (рис. 6.35, *г*), либо пойменную многоруканность (рис. 6.35, *д*). Различные уровни разветвленности могут проявляться одновременно или сосуществовать с другими морфодинамическими типами русла (извилистым и прямолинейным), составляя формы большего или меньшего порядка в иерархии форм русла. Пойменные протоки, ответвления и рукава в русловых разветвлениях при определенных условиях могут сами меандрировать — образовывать излучины или иметь разветвленное русло. Русло любого морфодинамического типа может сопровождаться при определенных условиях (прохождении  $Q_{\text{ф}}$  при затопленной пойме) пойменными протоками, расчленяющими пойму (пойменной многоруканностью).

Наряду с этим каждое русловое разветвление может осложняться разветвлениями второго (третьего) порядка (или излучинами того же ранга), в нем могут встречаться *прибрежные* или *межостровные второстепенные протоки*.



**Рис. 6.35.** Структурные уровни разветвлений (р. Обь):  
 а — осередковый; б — русловой (островной); в — пойменно-русловой;  
 г — раздвоенное русло; д — пойменная многорукость

Характеристики разветвленности русла обычно хорошо коррелируют с показателями его устойчивости (см. рис. 3.6). Объединение элементарных островов и, соответственно, уменьшение количества рукавов наиболее интенсивны на тех участках, где устойчивость русла относительно велика. За счет заполнения проток, разделяющих острова, наносами возрастает площадь последних. Зависимость между степенью устойчивости русла (числом Лохтина  $L$ ) и площадью островов  $F_0$  имеет вид:

$$F_0 = kL^n \quad (6.31)$$

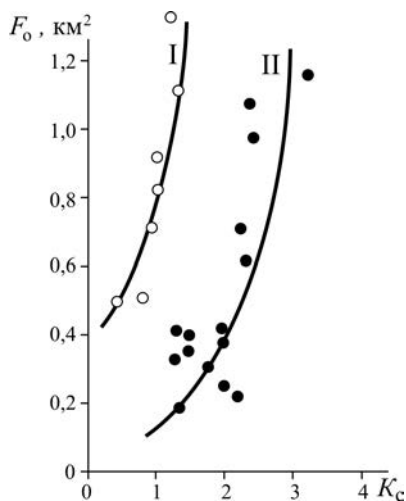
(для средней Оби  $k = 0,24$ ,  $n = 1,75$ ).

Подобная связь с  $K_c$  получена для Лены (рис. 6.36).

На формирование разветвленного русла заметное влияние оказывают макроизлучины реки. Связь между площадью островов  $F_o$ , км<sup>2</sup> и их радиусами кривизны  $r$ , км, описываемая для средней Оби формулой:

$$F_o = 0,155r^{1,66}, \quad (6.32)$$

показывает, что на крутых макроизлучинах образование островов менее выражено, поскольку здесь деформации русла в большей мере определяются скоростным полем потока и циркуляционными течениями, аналогичными обычным излучинам.



**Рис. 6.36.** Влияние устойчивости русла  $K_c$  на площадь островов  $F_o$  в разветвлениях (р. Лена):

I — среднее течение; II — нижнее течение

При врезании реки разветвленность ее русла уменьшается (и сменяется меандрированием); в стадии аккумуляции основное русло реки становится все более разветвленным.

В ряде случаев образование рукавов может быть связано с иными причинами. К ним относятся: неоднородность геологического строения русла, спрямление излучин и отторжение кос в ухвостьях островов, ледовые явления и др. При врезании потока рукавами в коренное ложе возникают *скульптурные разветвления*, а при развитии возле них побочной и кос, превращающихся по мере зарастания в пойму, — *скульптурно-аккумулятивные*.

### 6.3.2. Распределение стока воды и наносов по рукавам. Кинематика потока в узлах разделения и слияния рукавов, его транспортирующая способность

Любой остров (от элементарного до островного массива в раздвоенном русле) обуславливает рассредоточение стока. Распределение расхода воды по рукавам зависит от *пропускной способности рукавов*, уклонов в узлах их разделения, углов подхода потока к острову и слияния рукавов. При затопленном острове распределение расходов усложняется из-за неоднородной шероховатости поймы.

Расчет распределения расходов воды при незатопленном острове, по Н.И. Маккавееву, можно проводить на основе соотношений пропускной способности рукавов  $K_{пр} = \omega C \sqrt{h}$  и модулей расхода  $\frac{Q}{\sqrt{I}}$ .

Суммарный расход воды  $Q = Q_l + Q_p$ , где  $Q_l$  и  $Q_p$  — расходы воды соответственно в левом (л) и в правом (п) рукавах. Падение водной поверхности по длине рукавов  $\Delta z$  — величина одинаковая для обоих рукавов. Поскольку уклон рукава  $I = \frac{\Delta z}{l_{рук}}$ , расчетное уравнение принимает вид:

$$\frac{Q_l}{Q_p} = \frac{\omega_l C_l \sqrt{h_l l_p}}{\omega_p C_p \sqrt{h_p l_l}} = \frac{K_{прл} \sqrt{l_p}}{K_{прп} \sqrt{l_l}}, \quad (6.33)$$

где  $\omega$  — средняя площадь поперечного сечения;  $C$  — коэффициент Шези;  $h$  — средняя глубина.

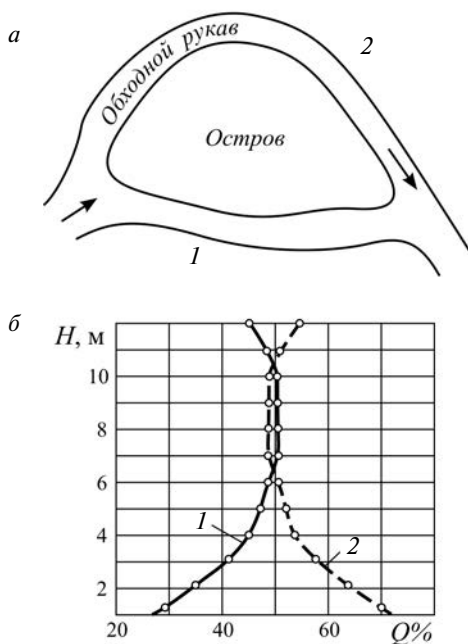
Если состояние русла по рукавам приблизительно одинаково,  $C_l = C_p$ , уравнение (6.33) упрощается. Рукава с неравномерным сечением следует разделять на расчетные участки и определять средневзвешенную величину пропускной способности.

От величины угла, составленного направлением течения выше острова и продольной осью рукава (в истоке), зависит гидравлический напор в створе истока и, следовательно, расход воды. При симметричном разделении русла влияние угла подхода при расчете не учитывается. В других случаях вводится редуцированный коэффициент:

$$k = \frac{\delta}{\sqrt{l_{отн}}}, \quad (6.34)$$

где  $l_{отн}$  — относительная длина рукава (более короткий рукав принимается за единицу);  $\delta$  — величина, которая зависит от угла, составленного осью рукава и стрежнем потока: при  $45^\circ$  —  $\delta = 0,93$ ,  $75^\circ$  —  $\delta = 0,85$ ,  $90^\circ$  —  $\delta = 0,73$ .

Поскольку с изменением уровней воды пропускная способность русла и угол сопряжения с главным течением у каждого рукава меняются неодинаково, доля расхода воды в них не остается постоянной. Этому способствуют сезонные деформации рельефа русла, разные в каждом рукаве. В ряде случаев большая часть потока половодья переходит в тот рукав, который в межень является сравнительно маловодным. В годы с высокими половодьями или в многоводные периоды лет происходит увеличение водности (и развитие) более прямых рукавов; в годы с низкими половодьями активизируются более длинные и искривленные рукава (рис. 6.37).



**Рис. 6.37.** Изменение водности относительно прямого (1) и искривленного (2) рукавов при изменении уровня воды: а — план русла; б — графики распределения расходов воды (по Н.И. Маккавееву)

Рассмотренная методика дает возможность определять относительную величину соотношения расходов воды в рукавах, используя набор морфометрических характеристик русла. Последние можно получить, имея план русла в изобатах.



Ф.М. Чернышов видоизменил формулу (6.33), предложив для простого разветвления русла на два рукава систему из двух уравнений:

$$\Delta z_{\text{л}} = \Delta z_{\text{п}} = Q^2 \sum \frac{l_{\text{рук}}}{M_{Q_{\text{cp}}}^2} = F_{\text{сop}} Q^2; \quad (6.35)$$

$$Q_0 = Q_{\text{л}} + Q_{\text{п}},$$

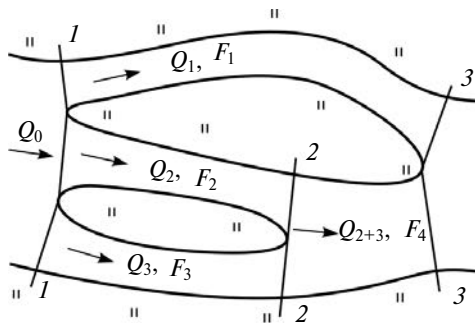
где  $\Delta z$  – общее падение уровня свободной поверхности в рукаве;  $F_{\text{сop}}$  – суммарный модуль сопротивлений того или иного рукава;  $l_{\text{рук}}$  – длина на каждого рукава;  $M_{Q_{\text{cp}}} = \frac{Q}{\sqrt{I}}$  – средний между сечениями модуль

расхода воды;  $Q_0$  – расход воды в реке;  $Q_{\text{л}}$  и  $Q_{\text{п}}$  – расходы воды в левом и правом рукавах соответственно.

Для разветвления русла на три рукава с общим створом деления потока (рис. 6.38) система уравнений приобретает следующий вид:

$$\begin{aligned} Q_0 &= Q_1 + Q_2 + Q_3; \\ Q_2^2 F_2 &= Q_3^2 F_3; \\ Q_1^2 F_1 &= Q_2^2 F_2 + (Q_2 + Q_3)^2 F_4 \end{aligned} \quad (6.36)$$

(здесь цифровые индексы означают принадлежность параметра к одному из трех рукавов).



**Рис. 6.38.** Схема к расчету распределения расхода воды в разветвлении русла на три рукава (по Ф.М. Чернышову)

Для вычисления расхода воды в первом рукаве система уравнений (6.36) приводится к квадратичному уравнению:

$$(F_{\text{сop}_1} - a)Q_1^2 + 2aQ_0Q_1 - aQ_0^2 = 0, \quad (6.37)$$

где

$$a = F_{\text{соп}_4} + \frac{F_{\text{соп}_2}}{1 + \sqrt{\frac{F_{\text{соп}_2}}{F_{\text{соп}_3}}}}. \quad (6.38)$$

Поскольку модуль расхода  $\frac{Q}{\sqrt{I}} = \omega C \sqrt{h}$ , т.е. равен пропускной способности русла, определение модуля сопротивлений  $F_{\text{соп}}$  не вызывает затруднений. Используя необходимое программное обеспечение, расчеты, если известны морфометрические характеристики русла, можно производить при большом числе рукавов, ответвлений, пойменных протоков, а для меженного русла — и проток возле осередков. Методика рассчитана как для условий известного наполнения русла, так и при отсутствии этих данных, а также для случаев, если неизвестны сопротивления при искомом распределении расходов воды по рукавам. С этой целью система уравнений (6.35) дополняется уравнением, выражающими связь между суммарными модулями сопротивлений рукавов и средними отметками свободной поверхности в этих рукавах:

$$\sum_i \frac{\Delta l_{\text{рук}}}{M_{Q_{\text{cp}}}^2} = F_{\text{соп}_i} \left( \frac{z_{i\alpha} - z_{i\beta}}{2} \right), \quad (6.39)$$

где  $\alpha$  и  $\beta$  — индексы, которые означают начало и конец рукава соответственно.

Доля общего расхода воды, поступающего в рукав (ответвление, пойменную протоку и т.д.), представляет собой важнейшую характеристику, определяющую как развитие самого рукава, так и его роль в развитии всего разветвления. Изменения относительной водности рукава во времени (в многолетнем плане) являются показателем направленности развития рукава, которое проявляется в изменении морфометрических характеристик русла: увеличение водности свидетельствует об активизации рукава, преобладании в нем размывов, его углублении; уменьшение водности сопровождается обмелением рукава.

Отвлечение части стока в пойменные протоки приводит к снижению расхода воды в основном русле реки (или рукаве, от которого они отходят), что сказывается на его развитии. Наличие межостровных протоков, расчленяющих островной массив посередине реки, приводит к изменению доли стока в рукавах, которые эти протоки соединяют. На р. Лене такие поперечные протоки забирают иногда в сумме до 30% общего расхода воды. Это обуславливает существенное

снижение транспортирующей способности потока по длине рукава, в котором они берут начало, и увеличивает водность второго рукава (табл. 6.7).

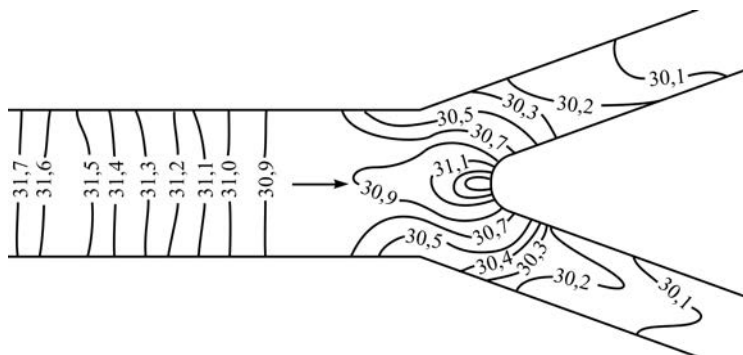
Таблица 6.7

**Изменения относительной водности основных рукавов Лены по длине Усть-Алданского разветвления (данные 1971 г.)**

Рукав	Относительная водность, % в створах сверху вниз по течению				
	1	2	3	4	5
Турий взвоз (левый)	36,3	38,3	43,3	49,2	66,1
Арбынская протока (правый)	38,6	37,9	36,2	31,3	18,0

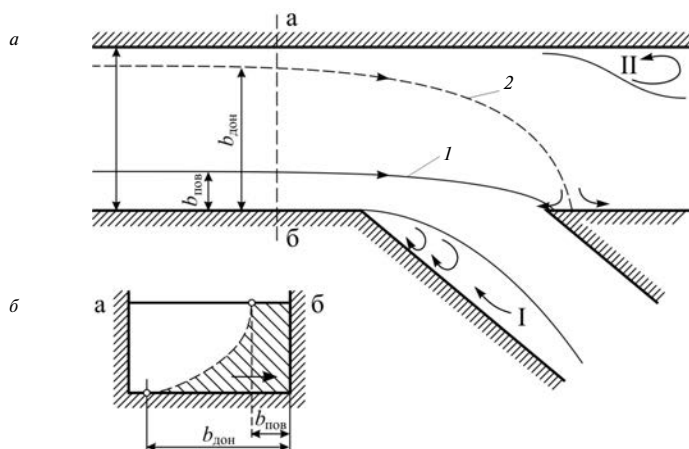
*Примечание.* Остальная доля стока распределяется по пойменным протокам или второстепенным рукавам.

При ширине острова  $\geq 0,4b_p$  свободная поверхность потока перед островом и на всем протяжении разветвления трансформируется, возникают поперечные перекосы водной поверхности, направленные то от острова к берегам, то от берегов к острову. В каждом рукаве поток, огибая остров, представляет собой излучину, в пределах которой формируется соответствующее ей поле скорости. На рис. 6.39 показана водная поверхность в изолиниях на участке лабораторной «реки» с симметричным разветвлением потока. У оголовка острова водная поверхность вследствие подпора повышается; у противоположных ему берегов — понижается. С увеличением угла сопряжения рукава с осью неразветвленного русла выше по течению возрастает поперечный перекося от оголовка острова к берегам. Ниже вершин излучин каждого рукава возле обоих берегов острова водная поверхность также понижается.



**Рис. 6.39.** Рельеф водной поверхности в симметричном разветвлении русла лабораторной «реки» (по Н.И. Маккавееву)

Если разделение русла несимметрично, возникает общий перекоп уровня воды в сторону бокового рукава, в начале которого уровень водной поверхности понижается и образуется водоворотная зона (I на рис. 6.40). Согласно данным А.С. Офицерова, поперечный перекоп от оголовка острова к противоположному берегу рукава при больших углах достигает  $\Delta z_{\text{поп}} = \frac{4V^2}{2g}$ , где  $V$  — скорость течения в русле выше узла разделения. Если доля расхода в рукаве достаточно большая, то в рукаве — продолжении неразветвленного русла у берега, противоположного острову, — также возникает водоворотная зона (II на рис. 6.40).



**Рис. 6.40.** Положение зон отклонения («захвата») поверхностных и донных струй в сторону рукава, отходящего под углом от основного русла (по К.В. Гришанину):

$a$  — план узла разветвления;  $b$  — поперечное сечение по створу  $a$ – $b$ ;  
 $1$  — линия раздела поверхностных струй;  $2$  — линия раздела донных;  
 $b_{\text{дон}}$  — ширина захвата донных струй;  $b_{\text{пов}}$  — ширина захвата поверхностных струй; I, II — водоворотные зоны

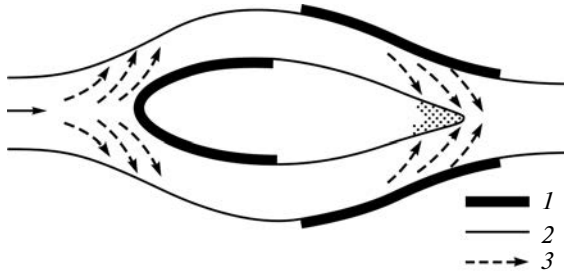
Вследствие изгиба потока на входе в боковой рукав и перекопов водной поверхности возникает циркуляционное течение, направленное от оголовка острова к противоположному берегу. При этом ширина «захвата» донных струй  $b_{\text{дон}}$  основного потока больше, чем ширина захвата поверхностных струй  $b_{\text{пов}} / b_{\text{дон}} > b_{\text{пов}}$ , т.е. в боковой рукав, отходящий под углом от основного, поступают донные слои основного потока. Ширина зоны ответвления донных струй потока в сторону этого рукава определяется по формуле А.С. Образовского — К.В. Гришанина:

$$\frac{b_{\text{дон}}}{b_{\text{рук-2}}} = 2,14 \frac{V_{\text{рук-2}}}{V} + 0,07 \frac{b_{\text{р}}}{b_{\text{рук-2}}}, \quad (6.40)$$

где индексы «рук-2» означает принадлежность параметра к боковому рукаву;  $b_{\text{р}}$  — принадлежность к потоку до разделения.

В районе ухвостья острова отметка водной поверхности ниже, чем у берегов. Поэтому донные струи направлены от берегов к ухвостью, вследствие чего в ухвостье формируется коса, тогда как противоположные ему берега размываются.

На рис. 6.41 показана общая схема перемещения донных струй в простом симметричном разветвлении и расположение зон ускорения течения при уровнях, когда остров не затоплен. Причины образования зон ускорения течения те же, что и на излучине русла. Циркуляционные течения и распределение скоростей течения приводит к тому, что верхняя часть острова постепенно размывается, а у противоположных ей берегов в зонах замедления течения происходит аккумуляция наносов. В нижней части разветвления, в узле слияния рукавов, наоборот, остров наращивается, а берега размываются.



**Рис. 6.41.** Схема расположения зон ускорения (1) и замедления (2) течения и направления донных струй потока (3) в симметричном разветвлении русла

Несмотря на сходство излучины русла и излучины рукава, огибающего остров, в структуре потока и, следовательно, его воздействии на развитие русла имеются различия. На излучине воздействие скоростного поля потока и циркуляционных течений на развитие излучины в верхнем крыле противоположно, а в нижнем крыле — совпадает (см. рис. 6.5). В верхней части разветвления (аналог верхнего крыла излучин) подпор от оголовка острова, вызывает поперечный перекося водной поверхности от острова, образующего вогнутый берег, к противоположным берегам, т.е. его направление иное, чем на излучине русла. В нижней части разветвле-

ния (аналог нижнего крыла излучины) структура потока совпадает с таковой на излучине русла.

В реальных условиях структура потока в разветвлениях более сложна из-за их несимметричности, воздействия на поток неровностей берегов, смещения побочной, периодически надвигающихся на заход то в один, то в другой рукав. В разветвлениях, образованных островами веретенообразной формы, перемещающимися регрессивно из-за образования отмелей возле их оголовков, динамическая ось потока располагается на заходе в рукав между отмелями, зона ускорения течения оказывается невыраженной. При значительной длине рукавов, их извилистости или вторичной разветвленности число зон ускорения потока и размыва берегов в соответствии с количеством и формой излучин рукавов или разветвлений второго порядка увеличивается.

Гидравлическая структура потока в узлах его разделения и слияния — возникающие при обтекании острова потоком циркуляционные течения и особенности скоростного поля потока — способствуют привлечению наносов в истоки рукавов. В зависимости от угла сопряжения осей главного русла и рукавов доля расхода наносов, поступающих в них, изменяется и непропорциональна расходу воды. Поэтому одни рукава являются наносоотсасывающими и, как правило, мелкими; в другие, наоборот, поступает мало наносов. Чем круче отходит рукав от основного русла и чем шире его исток, тем больше в нем относительный расход наносов, поскольку он привлекает к себе донные слои потока. Однако нередко заносятся наносами рукава, составляющие прямое продолжение основного русла, и, наоборот, забирают осветленную воду рукава, отходящие от главного русла под большим углом. Рукав выполняет наносоотсасывающую роль, если второй рукав имеет большую шероховатость русла и, соответственно, меньшую пропускную способность. Снижение в нем скоростей течения вызывает подъем уровня воды в истоке рукава, благодаря чему придонные слои потока отклоняются на заход во второй рукав. В результате рукав с большими скоростями течения захватывает больший удельный расход наносов и является более мелким.

В более коротком рукаве уклон водной поверхности больше. Поэтому в межень он забирает основную долю наносов. Имеет значение также характер сопряжения более короткого рукава с потоком ниже разветвления. Если угол подхода рукава к руслу реки ниже узла слияния велик, то возникающий динамический подпор играет роль добавочного сопротивления, которое при малой длине рукава может оказать влияние на структуру потока в его истоке. Вместе с тем прохождение волны половодья (паводка) по короткому рукаву опережает ее прохождение по длинному, вследствие чего последний оказывается в подпоре. Это способствует аккумуляции в нем наносов и преимущественному развитию более короткого рукава.

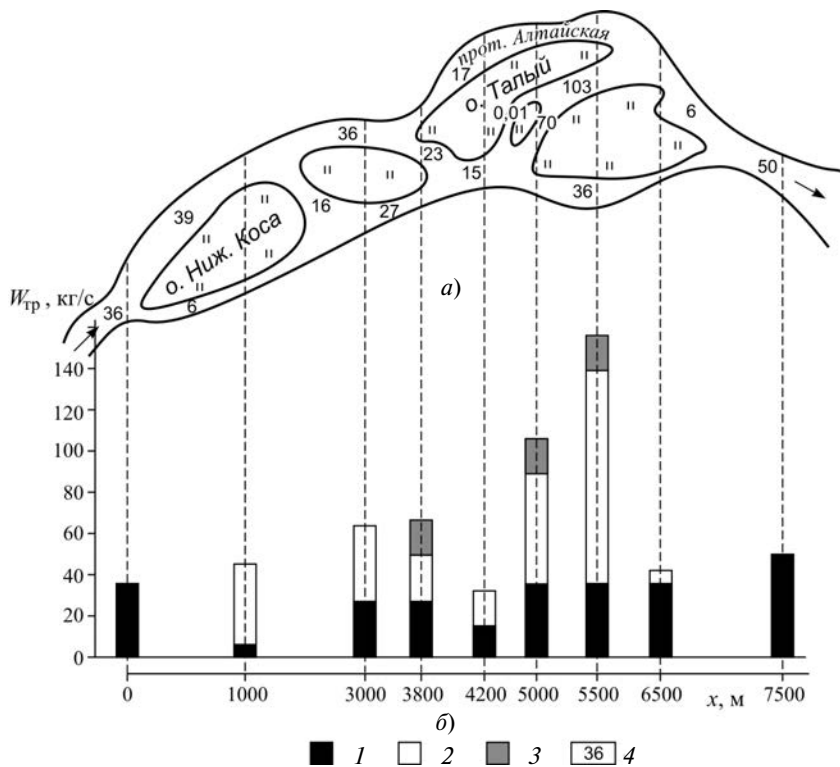
Разделение потока на два или большее количество рукавов, отвлечение части стока во второстепенные рукава и пойменные протоки и соответствующее снижение водности основных рукавов сопровождается общим снижением транспортирующей способности потока. Действительно, если  $W_{\text{тр}} = f(Q^m)$ , то при  $Q_0 = Q_{\text{л}} + Q_{\text{п}}$  (индексы обозначают: 0 — расход воды перед разветвлением, «л» и «п» — в левом и правом рукавах соответственно)  $W_0 \gg W_{\text{л}} + W_{\text{п}}$ , поскольку  $m > 1$  и часто  $m > 2$ . Это проявляется в наличии перекатов в начале рукавов и отчетливо выраженном снижении расходов наносов от створа разветвления вниз по течению. Например, в правом рукаве разветвления на нижней Лене мутность воды уменьшается более чем в 10 раз, составляя в межень  $445 \text{ г/м}^3$  в начале рукава и  $41 \text{ г/м}^3$  ниже по течению. Аккумулирующиеся на этом участке наносы образуют группу Монастырских перекатов.

Однако расчеты транспортирующей способности потока в разветвлениях показывают иную картину. Согласно исследованиям С.Р. Чалова,  $W_{\text{тр}}$  увеличивается в рукавах и ниже узла их слияния по сравнению с неразветвленным руслом выше по течению (рис. 6.42); возрастает также суммарная транспортирующая способность в створе, где пояс разветвления  $B_{\text{пр}}$  и количество рукавов наибольшие.

Физическое объяснение этому несоответствию кроется в формировании поля скоростей потока при обтекании островов, аналогичное таковому на излучинах русла. Это приводит к местному увеличению мощности потока, пропорциональной кубу скорости потока (6.8) и его транспортирующей способности, которая пропорциональна четвертой или шестой степени скорости (2.45). Анализ данных, приведенных на рис. 6.42, показывает, что наибольший рост  $W_{\text{тр}}$  наблюдается в наиболее изогнутых рукавах, тогда как в относительно прямолинейных она существенно ниже. Ниже узла слияния рукавов поток всегда имеет большую  $W_{\text{тр}}$ , чем выше узла разделения на рукава; сказывается общее увеличение расхода воды при соединении рукавов, так как  $W_{\text{тр}} = f(Q^m)$ .

### 6.3.3. Типизация разветвленных русел

Разветвленные русла рек характеризуются большим разнообразием форм и наиболее сложной морфологией среди русел других типов, отличаются сложным режимом деформаций и представляют собой, как правило, серьезные затруднения при эксплуатации рек в качестве водных путей, прокладки коммуникаций через реки (подводных, мостовых и других переходов), устройства водозаборов, акваторий портов и т.д. Все многообразие разветвленных русел можно свести к нескольким типам (рис. 6.43). Название типов при этом отражает не только их облик, но и режим переформирования.



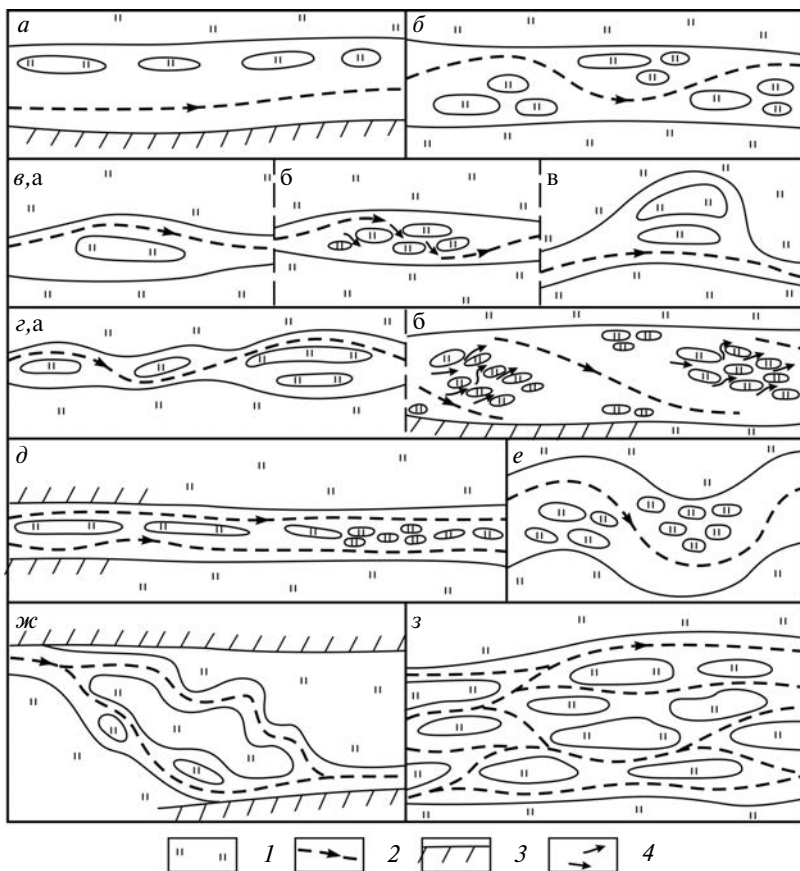
**Рис. 6.42.** Транспортирующая способность потока  $W_{tr}$  в разветвлении р. Енисей (а) и диаграммы изменений  $W_{tr}$  по его длине (б):

1 — в первом рукаве от правого берега; 2 — во втором рукаве; 3 — в третьем рукаве; 4 — значения  $W_{tr}$ , кг/с (по С.Р. Чалову)

Морфодинамический тип разветвлений определяется взаимным расположением рукавов и разделяющих их островов по длине реки, особенностями рассредоточения в них стока воды, их размерами, сопряженностью переформирований и вероятностью основных рукавов иметь свой тип русла. Каждое разветвление, в свою очередь, характеризуется количеством основных рукавов, что определяет степень многорукавности русла (один основной и второстепенные; двух-, трехрукавные и более, обычно объединяемые одним понятием — многорукавные русла), количеством островов и межостровных протоков, расчлняющих островной массив и т.д.

**Взаиморасположение островов, образующих разветвления.** По этому признаку выделяются:





**Рис. 6.43.** Морфодинамические типы разветвлений (без раздвоенных русел):  
*a* — односторонние; *б* — чередующиеся односторонние; *в* — одиночные: простые (*a*), сложные (*б*), веерные, в т.ч. многорукавные (*в*); *г* — сопряженные: простые (*a*) и сложные (*б*); *д* — параллельно-рукавные; *е* — разветвленно-извилистые; *ж* — пойменно-русловые; *з* — разбросанные; *1* — пойма и острова; *2* — положение главного течения реки; *3* — коренные берега; *4* — поперечные перемещения водных масс по межостровным протокам

- *односторонние* (рис. 6.43, *a*), в которых один рукав — главный — сосредотачивает постоянно бóльшую часть расхода воды, острова или группы островов вытянуты вдоль одного из берегов, отделяясь от него маловодными второстепенными протоками. При этом деформации русла главного рукава осуществляются по схеме относительно прямолинейного, неразветвленного русла. Сходны

условия их формирования: главный рукав обычно располагается вдоль коренного берега, тогда как острова формируются возле пойменного;

- *чередующиеся односторонние* (рис. 6.43, б) характеризуются расположением островов в шахматном порядке при сохранении общей прямолинейности очертаний русла в пойменных бровках. Главный рукав образует излучины между островами, в вершинах которых он подходит к береговой пойме. Такое шахматное расположение островов или групп островов, образующих разветвление, не отражается в конфигурации русла: бровки берегов сохраняют относительно прямолинейные очертания;
- *одиночные* (рис. 6.43, в), образованные отдельными островами — *простые* (а), или группами островов — *сложные* (б). Такие разветвления не связаны в своем развитии друг с другом; их разновидность — веерные многорукавные разветвления (рис. 6.43, в), представленные одним относительно прямым рукавом и двумя—тремя, а иногда и большим количеством рукавов разной водности, образующих излучины, все более крутые по мере удаления от прямого рукава;
- *сопряженные* (рис. 6.43, г), составленные вытянутой вдоль реки цепочкой островов — *простые* (а), или групп островов — *сложные* (б), возле которых основные рукава, проходящие у противоположных берегов, образуют «восьмерки». Отличием сложных сопряженных разветвлений является перемещение части стока в каждом звене по поперечным межостровным протокам из одного основного рукава в другой, в результате чего меняется их роль в распределении расходов воды;
- *параллельно-рукавные* (рис. 6.43, д), отличающиеся развитием вытянутых вдоль реки и образующих сплошную цепочку островов, групп островов или островных массивов, отделяющихся от берегов реки субпараллельно расположенными рукавами, между которыми распределяется основной сток воды. Там, где цепочка островов прерывается, акватория посередине реки между ухвостом и оголовком соседних островов представляет собой мелководье;
- *разветвленно-извилистые* (рис. 6.43, е), морфология и деформации которых определяются расположением островов у вогнутых берегов излучин русла, составляя шпоры последних. Береговая линия русла изогнутая, привершинные части излучин имеют вогнутые очертания;
- *пойменно-русловые* (рис. 6.43, ж), отличающиеся от одиночных большими размерами, автономностью развития рукавов и формированием у них своих типов русла;

- *разбросанные* (рис. 6.43, з), характеризующиеся беспорядочным расположением островов разных размеров и рукавов, по которым рассредотачивается расход воды в реке; при этом выделить основные по водности рукава затруднительно. Эти разветвления встречаются при выходе рек из гор на предгорные равнины, во внутригорных котловинах, где происходит резкое изменение продольных уклонов рек;
- *раздвоенные русла* (см. рис. 6.35, з), представленные разделением рек на два самостоятельных рукава, проходящих в противоположных частях дна долины, имеющих очень большую длину, свой набор морфодинамических типов русла, отличный друг от друга гидрологический и русловой режимы, и в гидрографических описаниях и на картах называемые иногда реками (Ахтуба и Волга, Днестр и Турунчук, Дон и Аксай).

**Степень разветвленности русла в каждом разветвлении.** В односторонних разветвлениях и разветленно-извилистом русле всегда имеется один главный рукав, остальные являются второстепенными маловодными. Значение имеют лишь размеры островов, образующих чередующиеся односторонние разветвления или шпоры излучин и количество второстепенных рукавов и межостровных протоков. Остальные типы разветвлений могут быть двурукавными (сток перераспределяется между двумя главными рукавами) либо многорукавными, где в каждом узле разветвления имеется не менее трех рукавов, примерно одинаковой водоносности. Наиболее распространены двурукавные разветвления; четырехрукавные и более встречаются редко. Многорукавность характерна обычно для одиночных веерных разветвлений, в которых водность рукавов последовательно убывает от наиболее прямого до самого искривленного (изогнутого) рукава.

**Количество островов, образующих разветвления.** Основные рукава в узлах разветвления могут разделяться одним большим островом или группой островов разных размеров, составляющих «архипелаги» посередине реки. По поперечным межостровным протокам осуществляется перемещение водных масс между основными рукавами, приводящее к изменению их относительной водности, гидролого-морфологических характеристик и роли в русловых переформированиях от начала узла к его концу (см. табл. 6.7). В первом случае разветвления являются простыми, во втором — сложными.

**Наличие вторичной разветвленности рукавов.** Главные рукава реки могут, в свою очередь, разделяться островами, образующими разветвления второго (третьего) порядка. Они формируются в рукавах удлиненных разветвлений ( $L_0/B_0 > 3...4$ ), в начале рукавов, где из-за разделения потока снижается его транспортирующая способность, или в устье рукава из-за подпорных явлений со стороны второго рукава. Вторичная разветвленность может быть выражена в виде оди-

ночных узлов разветвлений или образовывать сопряженные системы, формировать односторонние разветвления рукавов или разветвленно-извилистое русло основных рукавов. Размеры разветвлений второго порядка определяются водностью последних, их эволюция зависит от соотношений  $L_0/B_0 > 3...4$  или  $L_0/B_0 < 3...4$ , и в них могут образовываться разветвления третьего порядка.

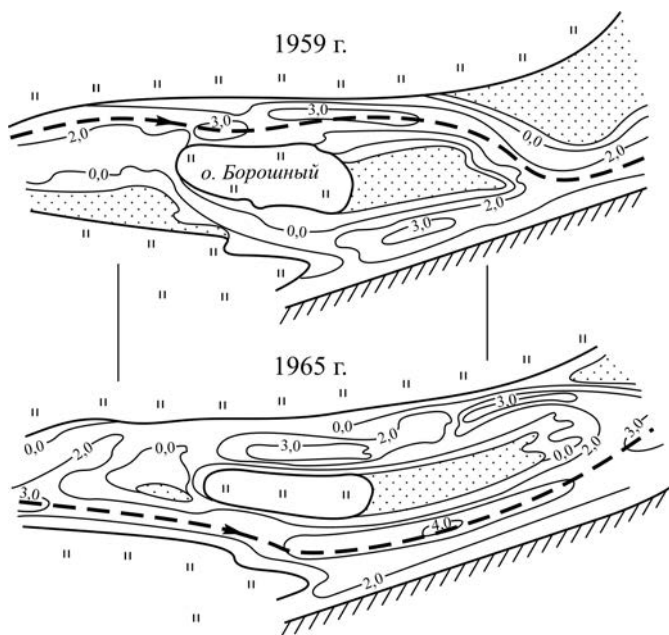
Полный набор морфодинамических типов разветвлений характерен для широкопойменных русел (1.5). Адаптированные русла (1.7) уже не могут иметь некоторые сложные разновидности разветвлений. У врезанных русел (1.6) встречаются только простые разветвления, и их морфологическое разнообразие ограничено чередующимися односторонними, одиночными, сопряженными разветвлениями, как правило, простыми и параллельно-рукавными.

#### **6.3.4. Переформирования русловых разветвлений и их трансформация при изменении стока воды и наносов**

Переформирования разветвленных русел заключаются: в попеременном развитии рукавов возле острова; отмирании одного из рукавов, причленении острова к берегу и последующем образовании нового острова; разработке второстепенного рукава (иногда межостровной или прибрежной протоки), становящегося основным, его развитии и обмелении при новом перераспределении стока; преимущественном развитии одного из рукавов и т.д. Периодическая активизация то одного, то другого рукава обеспечивает в многолетнем плане динамическую устойчивость разветвлений, существующих на протяжении длительных отрезков времени. В ряде случаев переформирования разветвлений приобретают направленный характер: при смещении русла к коренному берегу, развитии излучины разветвленно-извилистого русла. Наиболее устойчивы по времени существования разветвления врезанного русла. В результате врезания аккумулятивные острова превращаются в цокольные, а присущий таким рекам дефицит наносов при малой подвижности галечно-валунных гряд не способствует обмелению того или иного рукава.

Самая распространенная причина периодического развития и обмеления рукавов в *одиночных разветвлениях* — попеременное надвижение на их истоки побочней. Это обуславливает перераспределение стока между рукавами, вследствие чего в одни годы главное течение проходит в одном рукаве, в другие — в другом. В развивающемся рукаве, в котором сосредоточена большая часть расхода воды, берега интенсивно размываются, тогда как в рукаве, истоки которого перекрыты побочнем, они наращиваются за счет увеличения размеров прирусловых отмелей (рис. 6.44). На Северной Двине и Оби при скорости смещения побочней от 100 до 300 м/год изменение

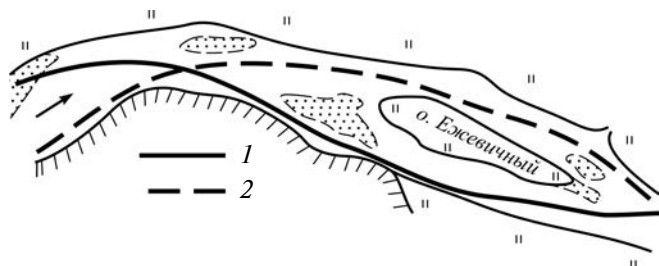
положения главного течения реки в разветвлениях совершается через 8–10 лет. В симметричных одиночных разветвлениях периодическая активизация рукавов, вызванная попеременным продвижением побочной, проявляется с особенной регулярностью. В асимметричных разветвлениях наиболее благоприятные условия для развития получает более прямой рукав, являющийся продолжением плеса на вышележащем участке.



**Рис. 6.44.** Переформирования одиночного разветвления реки под влиянием смещающихся побочной (р. Обь)

Поскольку возле островов поток изгибается, развитие рукавов сопровождается увеличением их кривизны. При достижении  $l_{\text{рук}} > (1,4...1,7)L$  гидравлическая выгодность извилистой формы рукава утрачивается, происходит перераспределение стока воды в сторону более прямого рукава. Если искривленный рукав не отмирает, а в прямом рукаве формируется новый остров, возникает веерное многорукавное (трех-, четырехрукавное и более) разветвление. Весь цикл переформирований (образование острова—искривление рукава—его отмирание—формирование нового острова) зависит от устойчивости русла, особенностей гидрологического режима и других причин: на Оби — 60–80 лет, на Янцзы — 150 лет и более.

Переформирования одиночных разветвлений, находящихся ниже мыса коренного берега, зависят от его направляющего воздействия на поток (рис. 6.45). При расположении стрежня потока возле поймы направляющее влияние на поток мыса прекращается, и ниже по течению развивается рукав вдоль коренного берега. Если выше мыса стрежень потока прижимается к коренному берегу, мыс отклоняет его к пойме, способствуя развитию противоположного рукава (за островом).

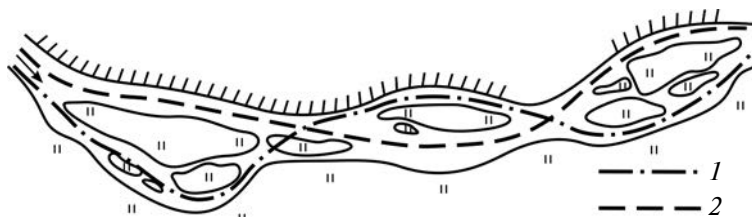


**Рис. 6.45.** Развитие рукавов в одиночном разветвлении в зависимости от положения главного течения реки возле мыса коренного берега выше по течению (р. Обь):  
1 — в 40-50-е годы XX в.; 2 — в конце XX в.

В *сопряженных разветвлениях* острова или группы островов предполагаются в виде вытянутых по реке цепочек, возле которых суммарная ширина русла увеличивается, между островами русло сужается (см. рис. 6.43, з, а). Главное течение реки, огибая острова или группы островов (звенья сопряженных разветвлений), сосредотачивается последовательно в рукавах, проходящих то у одного, то у другого берега, и в результате оказывается извилистым. Если на данном участке более мощным является левый рукав, то ниже по течению он направляет значительную часть своего расхода воды в правый рукав у следующего острова и т.д. Перевал главного течения реки от одного берега к другому осуществляется концентрированно, причем в узле сопряжения весь расход реки собирается в практически неразветвленном русле.

Перераспределение расхода воды в верхнем звене происходит под влиянием тех же причин, что и в одиночных разветвлениях, но ниже по течению оно вызывает соответствующие изменения водности рукавов последовательно у противоположных берегов возле каждого острова. На рис. 6.46 показан план русла Оби с сопряженной системой рукавов. В конце XIX в. главное течение реки в верхнем звене проходило в правом рукаве между островом и поймой, в среднем звене — в левом рукаве вдоль коренного берега, в нижнем звене —

снова в правом рукаве между островом и береговой поймой. В 20-е годы XX в. стал интенсивно развиваться левый рукав у верхнего острова, правый сузился и обмелел. Затем главное течение реки переместилось в правый рукав в среднем звене системы и левый рукав в нижнем звене, что сопровождалось обмелением покинутых главным течением рукавов. Такое развитие рукавов происходит, по Н.И. Макавееву, в соответствии с правилом «восьмерки»: на каждом временном этапе активизируются или мелеют правые—левые—правые или левые—правые—левые рукава.



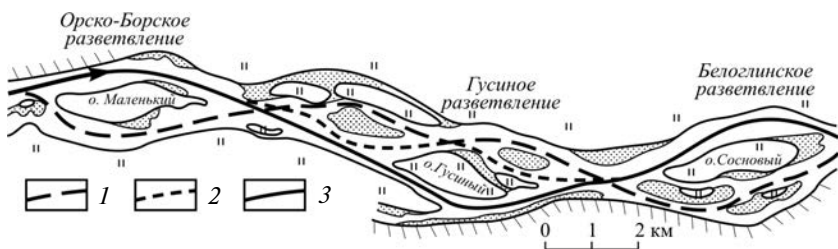
**Рис. 6.46.** Переформирования сопряженных разветвлений русла (р. Обь). Положения главного течения реки:  
1 — в начале XX в.; 2 — в настоящее время

Продолжительность полного цикла перемещения главного течения из одних рукавов в другие колеблется в естественных условиях в пределах 20—80 лет. Различие в продолжительности циклов связано как с устойчивостью русла, так и с влиянием факторов, благоприятствующих развитию или, наоборот, обмелению рукавов: положения главного течения реки в верхнем звене «восьмерки» относительно высокого коренного берега; наличия выбоин и мысов ведущих берегов; смещения побочной возле оголовков островов; местных деформаций русла по длине рукавов; особенностей геологического строения русла и др.

Типичный пример сопряженных разветвлений русла представляет Орско-Борский—Гусиный—Белоглинский участок русла Оби протяженностью 19 км, образованный тремя следующими цепочкой островами: Маленький, Гусиный и Сосновый (рис. 6.47). Между ними поток сосредотачивается в узлах сопряжения, где ширина русла уменьшается почти в 2 раза. Существенное влияние на переформирования оказывают скальные породы и продукты их выветривания, которые подстилают правые рукава у Гусино и Соснового островов, ограничивая возможности их развития.

В верхнем звене системы (Орско-Борское разветвление у о-ва Маленький) перемещение главного течения из одного рукава в другой происходит под влиянием смещающихся сверху побочной. Пра-

вый рукав у о-ва Маленький был основным в начале XX в. и в 50-60-е годы XX в. С середины 70-х годов XX в. водность левого рукава была постоянно более высокой, и он получил преимущественное развитие. В среднем звене системы (о-в Гусиный) развитие левого или правого рукава определяется переформированиями в Орско-Борском разветвлении, однако в годы, когда в нем основным был левый рукав, правый рукав не получал должного развития из-за подстилающих его тяжелых грунтов, не позволявших ему углубляться. Главное течение реки сохранялось в левом рукаве, хотя стрежень потока смещался в правую его часть к островам. В те годы, когда выше по течению увеличивается водность правого рукава, происходило развитие левого рукава в Гусином разветвлении. В 80-е годы XX в. русло правого рукава было искусственно углублено, благодаря чему развитие рукавов в соответствии с правилом «восьмерки» при развитии левого рукава в верхнем звене было восстановлено.



**Рис. 6.47.** Переформирования русла на участке сопряженных разветвлений (Орско-Борское–Гусиное–Белоглинское на Оби).

Положение главного течения реки:

1 — в конце 30-х годов XX в.; 2 — в 50-е годы XX в.;

3 — с конца 80-х годов XX в.

В нижнем звене системы (о-в Сосновый, Белоглинское разветвление) до 50-х годов XX в. больший расход воды сосредотачивается в правом Белоярском рукаве, что соответствовало преимущественному развитию левого рукава выше по течению у о-ва Гусиный и правого у о-ва Маленький. Однако развитие его ограничивалось распространением каменистых грунтов, он расширялся, мелел. К середине 60-х годов XX в. его водность сократилась, чему способствовали переформирования в верхнем и среднем звеньях. После разработки правого рукава у о-ва Гусиный главное течение в левом рукаве окончательно было закреплено.

Если в одном из звеньев есть рукав, проходящей вдоль коренного высокого берега, то вследствие особенностей гидравлической структуры потока, аналогичной прямолинейным руслам, он либо харак-

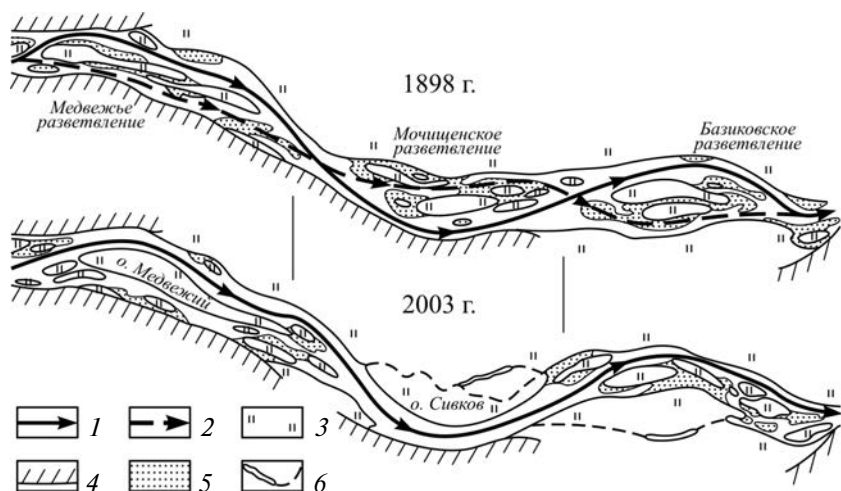


теризуется повышенной водностью в те периоды, когда преимущественное развитие получает противоположный рукав, либо в нем сохраняется главное течение реки более продолжительное время по сравнению с другими звеньями. Вероятность обмеления рукавов у высоких ведущих берегов из-за надвижения на заход в них побочной сравнительно небольшая. Этим объясняется относительная стабильность положения главного течения в тех системах, в верхнем звене которых получил развитие рукав у высокого ведущего берега.

Выступы коренных берегов непосредственно перед сопряженными разветвлениями, оказывая направляющее воздействие на поток, способствуют закреплению главного течения реки в одной системе рукавов, тогда как рукав за их плечом остается мелким, определяя относительную маловодность рукава у противоположного берега в нижерасположенном звене. При изменении условий обтекания потоком мыса роль рукавов в распределении расходов воды меняется. Специфические особенности переформирований рукавов в сопряженных разветвлениях возникают на реках с неустойчивым руслом и большим стоке руслообразующих наносов. Интенсивное смещение песчаных гряд приводит к тому, что перераспределение течений во всей системе сопряженных рукавов, вызванное переформированием русла в верхнем звене, совершается с некоторой задержкой во времени в нижележащих звеньях.

На реках криолитозоны промерзание грунтов дна в мелководных протоках служит стабилизирующим фактором в развитии разветвлений, в том числе сопряженных. Перемещение главного течения реки из одних рукавов в другие совершается в связи с переформированиями в верхнем звене не одновременно по всей системе, а последовательно, как на реках с большим стоком наносов, охватывая значительный промежуток времени. Это связано с тем, что для перемещения главного течения реки необходимо протаивание грунта, которое происходит очень медленно.

Трансформация сопряженных разветвлений в другие типа русла может быть естественным следствием эволюции рукавов, приращения островов и идти в направлении упрощения самих разветвлений в условиях пониженной водности (в маловодные периоды) или их усложнения в многоводные периоды. На р. Оби ниже г. Новосибирска (рис. 6.48) вследствие регулирования стока Новосибирским гидроузлом, снижения  $Q_{\text{ф}}$  и врезания русла в его нижнем бьефе сопряженные разветвления превратились в серию пологих излучин русла. На р. Лене (рис. 6.49) выше слияния с Алданом в маловодный период лет русло было представлено системой сопряженных разветвлений. В многоводный период разветвления оно трансформировалось в параллельно-рукавное, а в последующий маловодный — снова в сопряженные разветвления, но с развитием противоположных рукавов в каждом звене.



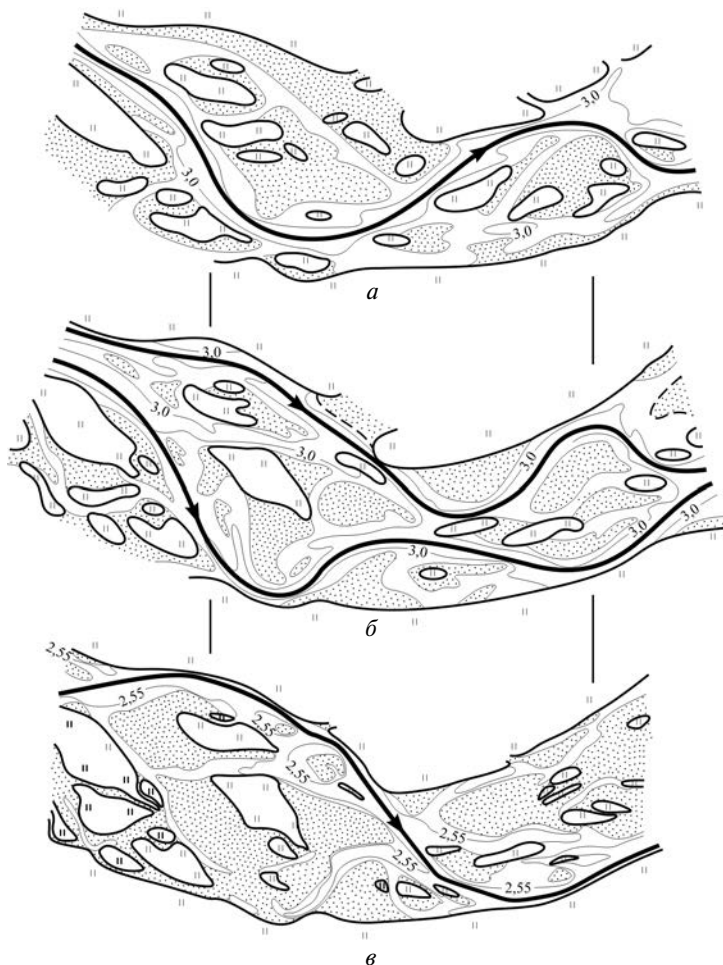
**Рис. 6.48.** Трансформация сопряженных разветвлений в извилистое русло (р. Обь ниже г. Новосибирск).  
Положения главного течения реки:

- 1 — в начале XX в.; 2 — в середине XX в.; 3 — пойма;  
4 — коренные берега; 5 — прирусловые отмели;  
6 — морфологические следы бывших рукавов и старичные озера

В сложных сопряженных разветвлениях островные массивы каждого звена разделены межостровными протоками, по которым осуществляется гидравлическая связь между основными рукавами и перемещение части расхода воды из одного рукава в другой. Вследствие этого водность рукавов сильно изменяется по длине каждого из них, а в ряде случаев маловодный рукав в начале узла становится многоводным в его конце, и наоборот. Перемещение части расхода из одного рукава в другой по межостровным протокам способствует тому, что в двух соседних звеньях главное течение реки сосредотачивается возле одного и того же берега, а рукава, проходящие у противоположных берегов в каждом звене, принимают близкие морфометрические характеристики. Однако изменение водности основных рукавов по их длине приводит к тому, что один из них является более глубоким в верхней части, второй — в нижней.

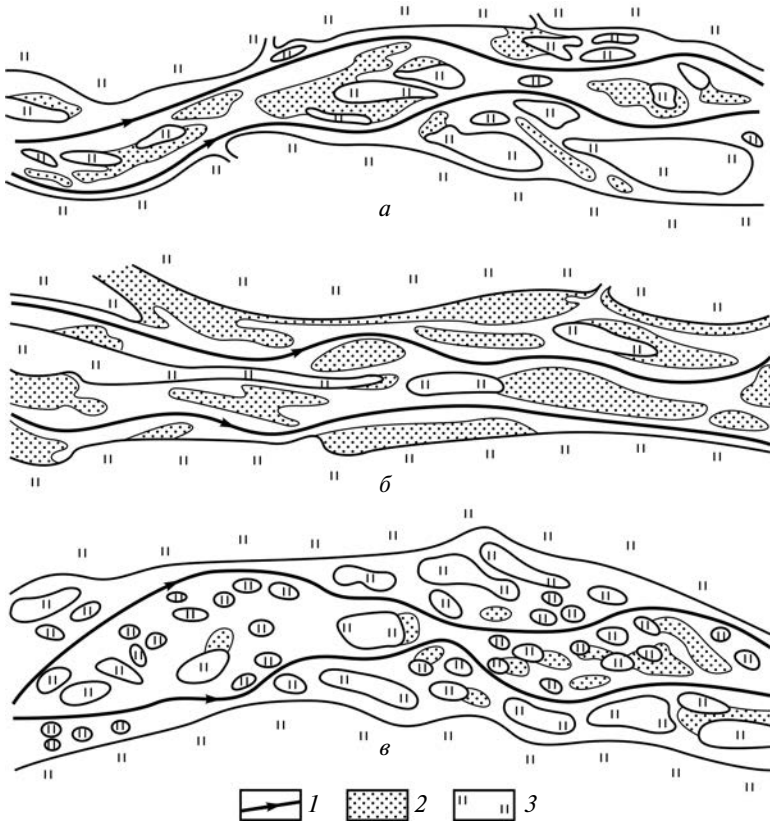
Наибольшей сложностью в режиме переформирования характеризуются *параллельно-рукавные разветвления* (рис. 6.50). Общим фоном для их развития является слабая устойчивость или неустойчивость ( $L < 2$ ) русла и повышенная доля руслообразующих наносов в общем стоке наносов. Непосредственная причина разделения потока на две ветви течения и их дальнейшее относительно неизменное положение в разных (левой и правой) частях русла связана с возникно-

вением вертикальной границы раздела в широком распластанном русле. Г.П. Кумсиашвили теоретически доказал ее связь с наличием определенной области устойчивости движения турбулентного потока со слабдеформированными линиями тока и усредненными во времени скоростями. Он получил критерий устойчивости по отношению к высокочастотным возмущениям, имеющий следующий вид:



**Рис. 6.49.** Трансформация сопряженных разветвлений русла р. Лены в параллельно-рукавное и наоборот в различные по водности годы:

- a* — 60–70-е годы XX в. — маловодный период;
- б* — в конце XX — начале XXI в. — многоводный период;
- в* — с 2010 г. — маловодный период



**Рис. 6.50.** Параллельно-рукавные разветвления русел верхней Оби (а), Северной Двины (б) и Лены (в):  
 1 — положения основных ветвей потока; 2 — прирусловые отмели; 3 — пойма

$$a = \left(1 + \frac{\xi}{2}\right)(\beta_1 + \beta_2) - \left(1 + \frac{\xi}{2}\right)^2 \beta_3 - \beta_4 > 0, \quad (6.41)$$

где  $\beta_1, \beta_2, \beta_3, \beta_4$  — коэффициенты, определяющие распределение по сечению потока вертикальной составляющей скорости в одномерной гидравлической схематизации при степенном распределении вертикальной скорости по сечению потока;  $\xi = \frac{\lambda_1}{\lambda}$  определяет отношение

коэффициента сопротивления на границе раздела двух сред  $\lambda_1$  к коэффициенту сопротивления по длине потока при трении о твердые границы  $\lambda$ .

При потере устойчивости плавно изменяющегося потока по отношению к возмущениям высоких частот величина  $\xi \cong 4$ .

По отношению к возмущениям крупного масштаба ( $d_{\text{взм}} > 0$ ) критерий устойчивости имеет вид:

$$\left( \frac{K_{\text{пр}} + \frac{3}{2\xi}}{1 + \xi} \right)^2 - \left( \frac{K_{\text{пр}} + \frac{3}{2\xi}}{1 + \xi} \right) + \alpha < 0, \quad (6.42)$$

где  $K_{\text{пр}}$  – пропускная способность русла ( $1 \leq K_{\text{пр}} \leq 5/3$ );  $\alpha$  – корректив количества движения (коэффициент Буссинеска).

Для широких русел неравенство (6.42) приближенно можно заменить на более простое:

$$Z = 2,25 - 2\alpha. \quad (6.43)$$

При выполнении критерия (6.42) в широком мелководном русле образуется область плавно изменяющегося течения, простирающаяся на десятки километров вдоль реки. Поперек этой полосы слабо выражен турбулентный и конвективный перенос импульса количества движения и вещества, вследствие чего здесь происходит аккумуляция наносов и образование осередков. Это способствует повышению устойчивости вертикальной границы раздела двух самостоятельных потоков в русле. Гряды–осередки, зарастая и закрепляясь растительностью, превращаются в острова, которые располагаются цепочкой посередине широкого и мелкого русла относительно прямолинейных очертаний.

В многоводные фазы режима (на пике половодья) резко возрастают размеры вторичных течений. Это приводит к потере устойчивости сформированной границы раздела и поперечному конвективному переносу количества движения и вещества. В местах наибольшего поперечного переноса происходит частичный размыв гряд посередине реки. В результате начинается перемещение водной массы от одного берега в сторону другого, что создает впечатление перестроения русла в соответствии с развитием сопряженных разветвлений. Однако уже на спаде половодья вертикальная граница раздела водных масс восстанавливается, и в русле вновь формируется двухрукавная параллельная система.

Водность рукавов параллельно-рукавных разветвлений во все фазы водного режима остается примерно одинаковой, колеблясь в пределах 15...30% по их длине благодаря частичному перемещению части расхода воды по поперечным протокам между островами. Это определяет близкие гидролого-морфологические характеристики рукавов, проходящих у противоположных берегов. Поэтому законо-

мерное изменение радиусов кривизны в одном рукаве (левого–правого–левого...) имеет зеркальное отражение в рукаве у противоположного берега в каждом звене (соответственно правого–левого–правого...). Различие заключается только в величинах радиусов кривизны, больших у рукавов, в которых проходит главное течение реки при руслоформирующих расходах верхнего интервала, и меньших у рукавов, относительная водность которых возрастает на спаде паводка и при высокой межени (средний или нижний интервалы  $Q_{\phi}$ ). При этом в каждом из рукавов там, где динамическая ось потока отклоняется от ведущего берега к середине русла, возле последнего формируется группа прибрежных островов. При этом вершины излучин обоих рукавов сближаются, а цепочка островов сужается или прерывается, и оба рукава образуют единую акваторию. Однако и в этом случае смещения вод обоих рукавов не происходит.

На Оби формирование русла этого типа происходит на фоне взаимодействия потоков сливающихся рек Бия и Катунь. Отчетливо граница раздела между их водными массами видна визуально в межень, когда мутность рек различается в 10 раз. Граница раздела прослеживается по скачку мутности воды в поперечном сечении русла. Возле островов, разделяющих рукава, происходит миграция границы раздела катунского и бийского потоков, положение которой определяется соотношением расходов воды сливающихся рек: при преобладании стока Катунь она смещается в правый рукав, Бии — в левый.

На нижней Лене формирование параллельно-рукавных разветвлений связано с большой шириной реки (до 20 км вместе с островами) и преобладанием неустойчивого или слабоустойчивого русла. На Северной Двине развитию параллельно-рукавных разветвлений способствует геологическое строение русла (оно формируется в мощной толще песчаных отложений, подстилаемых трудноразмываемой мореной, по кровле которой «скользит» поток).

Для параллельно-рукавных разветвлений широкопойменного русла свойственно направленное смещение русла в сторону одного из берегов, на фоне которого происходят отмирание одного рукава и развитие новой системы островов посередине того рукава, в котором сконцентрировался сток реки.

Во врезанном русле параллельно-рукавные разветвления характеризуется тем, что оба рукава разделяются крупными островами, скульптурными, скульптурно-аккумулятивными и аккумулятивными с преобладанием первых двух, между которыми имеются редкие поперечные протоки. На Ангаре они формируются в условиях ярко выраженного дефицита наносов в скальном русле. Очевидно, что развитие такого параллельно-рукавного русла связано с врезанием реки в скальное ложе.

Внешнее сходство с параллельно-рукавными имеют *односторонние разветвления*. Они формируются при расположении русла вдоль ведущего коренного берега. При относительно малой устойчивости, большой ширине и повышенном стоке наносов в припойменной части русла, куда направлены донные течения во время половодья благодаря перекосу водной поверхности от коренного берега в сторону поймы, возникают цепочки островов, отделенные от поймы маловодными и мелкими прибрежными протоками. Поперечные протоки, соединяющие их с основным руслом, функционируют вследствие значительного перепада уровней воды в русле и в боковом рукаве. В ходе объединения прибрежные острова как элементы односторонних разветвлений русла могут составить крупные островные массивы.

Водность второстепенных рукавов прибрежных односторонних разветвлений колеблется в широких пределах. В низкую межень они иногда полностью пересыхают, но в половодье доля стока может возрасти до 20...30%. В многолетнем плане эти рукава могут активизироваться под влиянием побочной, отклоняющей поток от коренного берега к пойме, в маловодные годы из-за усиливающихся воздействий на поток неровностей (выступов и мысов) ведущего берега, а иногда в результате схода оползней на уступе коренного берега.

Односторонние разветвления характеризуются направленными горизонтальными деформациями — смещением русла — в сторону коренного берега. Причины смещений те же, что у прямолинейных неразветвленных русел, так как являются следствием поперечного перекоса водной поверхности и циркуляционных течений в потоке, направленных от коренного к пойменному берегу во время половодья. В многовековом плане это приводит к отмиранию прибрежных рукавов, приращению островов к пойме и формированию в припойменной части новых островов.

*Чередующиеся односторонние разветвления* формируются в слабоустойчивом русле, располагаясь по степени устойчивости между параллельно-рукавными и сложно сопряженными разветвлениями. Они характеризуются четким выделением одного основного рукава, в котором сосредотачивается до 60...80% суммарного расхода воды в реке. Этот рукав огибает прибрежные острова или группы островов, расположенные в шахматном порядке, последовательно подходя к противоположным берегам реки и имея вид следующих друг за другом сегментных излучин. Очертания русла в бровках береговой поймы сохраняются квазипрямолинейными. Количество островов и разделяющих их второстепенных рукавов колеблется от 1...3 до 10 и более; водность каждой из протоков находится в пределах от долей процента до 10...12%. Из-за оттока осветленной воды во второстепенные рукава каждого разветвления у оголовков островов форми-

руются отмели; в ухвостьях островов обычно растут косы. Эти процессы в многолетнем плане получают направленный характер, вызывая продольное смещение островных массивов, составляющих чередующиеся разветвления. На этом общем фоне стрежень потока блуждает среди отмелей и кос, отторгая их от островов, превращая в осередки, которые при зарастании становятся небольшими островами, образующими вторичную разветвленность русла.

Переформирования *разветленно-извилистых русел* связаны с развитием излучин, на фоне которых происходит образование разветвлений. Наличие протоков, расчленяющих шпоры, составленные островами, создает благоприятные условия для спрямления излучин при достижении ими соотношения  $l \sim 1,4L$ .

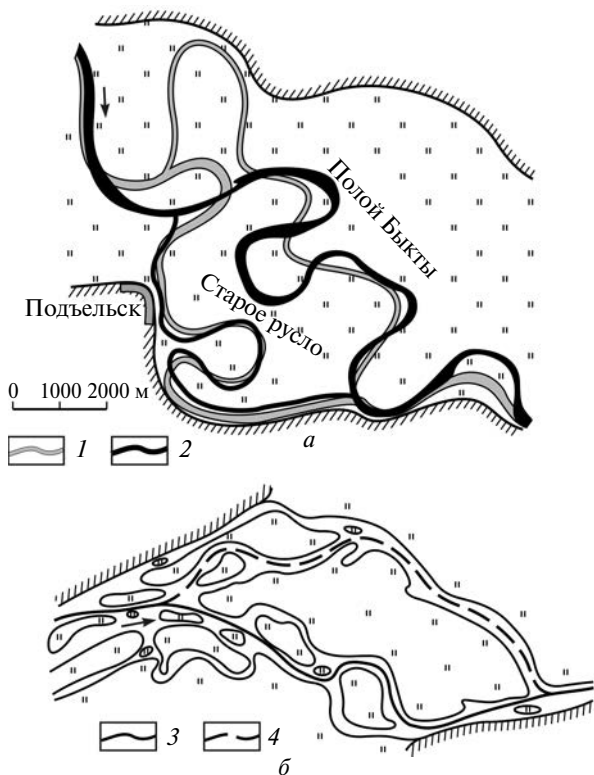
В разветленно-извилистых руслах и чередующихся односторонних разветвлениях основное течение реки последовательно располагается в рукавах у противоположных берегов реки подобно сопряженным разветвлениям. Различие между ними заключается в том, что у последних со временем происходит перераспределение стока по правилу «восьмерки» и ранее маловодные рукава активизируются, начинают развиваться, тогда как бывшие активные, наоборот, мелеют, т.е. осуществляются периодические переформирования русла.

*Пойменно-русловые разветвления* присущи относительно устойчивым руслам с большим стоком руслообразующих наносов. Они формируются там, где русло переходит от одного борта долины к другому как следствие несовпадения осей руслового и пойменного транзитных потоков в многоводную фазу режима, в том числе на меандрирующих реках (рис. 6.51). На меандрирующих реках в узлах разделения, а иногда и слияния рукава ориентированы в разные стороны под углом до  $90^\circ$  к оси потока перед или после разветвления. Оба рукава меандрируют, образуя излучины меньших размеров в соответствии с их водностью. В основе формирования таких разветвлений — образование в русле островов. Параметры излучин рукавов составляют единые гидролого-морфологические зависимости типа  $r = f(Q)$  с параметрами излучин на неразветвленных участках.

Рукава в пойменно-русловых разветвлениях меандрирующих рек обычно близки по водности, если узел их разделения симметричен. Если к узлу подходит излучина, то преимущественное развитие получает тот рукав, который сопрягается с нижним крылом этой излучины. Перераспределение стока между рукавами обычно связано с более активным меандрированием одного из рукавов, вследствие чего его пропускная способность уменьшается (рис. 6.51, а), но может быть вызвано смещением побочной, надвигающихся на узел разделения, переформированиями излучин русла выше по течению и другими причинами, обуславливающими попеременное развитие рукавов, как и в одиночных разветвлениях.



Более сложная картина возникает на реках с другими типами русла; здесь возможны различия как в типах русла каждого рукава, так и в их водности: соотношение расходов воды может быть от 1:2 до 1:4 и более, сами рукава активизирующимися с интенсивными размывами берегов или отмирающими.



**Рис. 6.51.** Пойменно-русловые разветвления:  
*а* — на меандрирующей реке (р. Вычегда); *б* — на реке с разветвленным руслом (р. Киренга). Положения русла р. Вычегды:  
*1* — в 1909 г., *2* — в 2001 г.; большей части расхода воды на Киренге;  
*3* — в маловодные годы, *4* — в многоводные годы

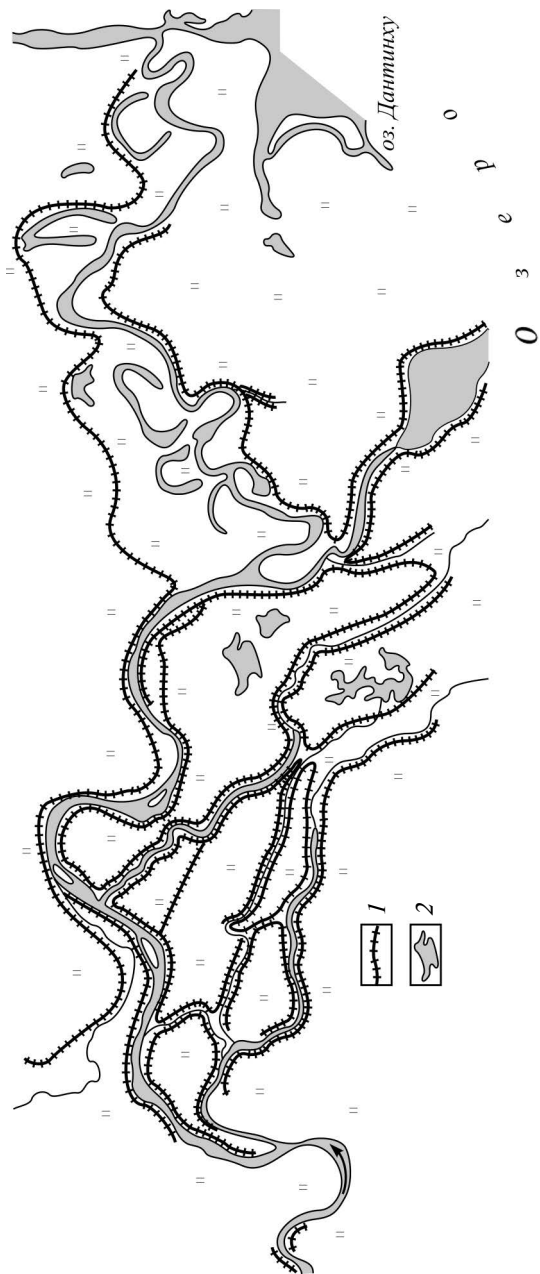
В пойменно-русловых разветвлениях на немеандрирующих реках один рукав обеспечивает «короткий» перевал потока от одного борта долины к другому, следуя наибольшему уклону водной поверхности, возникающему благодаря размыву и углублению русла возле коренного берега при сливе в него осветленных вод с выклинивающейся поймы. Второй рукав образует «длинный» перевал; его развитие

поддерживается пойменным потоком, следующим вдоль уклона дна долины. Оба рукава в многолетнем плане равноценны по водности и морфометрическим характеристикам, но преимущественное развитие получает в многоводные годы рукав, обеспечивающий длинный перевал потока, в маловодные — короткий (рис. 6.51, б). По мере меандрирования более активного рукава происходит его удлинение и перераспределение стока в более короткий рукав с последующим его развитием.

*Раздвоенные русла* характерны для нижнего течения многих больших и крупнейших рек, но встречаются в местных расширениях долин, например при выходе рек из гор на равнину, во внутригорных котловинах или ниже крупных сужений дна долины. Отношение среднего значения ширины дна долины  $B_d$  к средней ширине неразветвленного русла  $b_p$  выше узла разветвления в среднем около 15. Каждый из рукавов раздвоенного русла характеризуется своими особенностями переформирования, обусловленными их водностью, особенностями водного режима, перераспределением стока между основными рукавами в разные фазы водного режима и при затопленной пойме между ними.

В нижнем течении больших и крупнейших рек раздвоенные русла динамически устойчивы, сохраняясь морфологически и по своей водоносности в течение исторических и даже геологических отрезков времени. На реках внутриконтинентальных областей происходит периодическое развитие одних и отмирание других с одновременным образованием новых ответвлений через пониженные участки поймы, вдоль пойменных проток. Иногда образование и развитие раздвоенного русла происходит в результате спрямления серий излучин путем разработки пойменной протоки, в которую перемещается главное течение реки при сохранении в течение длительного времени значительной доли стока воды по старому (спрямленному) руслу.

Встречаются также *пойменные проточно-озерные разветвления*. Примером их является разветвление Тицзян на р. Янцзы в пределах равнины Лянху, представляющей собой озерно-аллювиальную межгорную низменность — заполненное наносами Янцзы древний озерный водоем, от которого сохранилось озеро Дантинху, занимающее южную часть равнины. Основное русло Янцзы проходит в северной части равнины, составляя здесь главный (по водности) рукав реки (рис. 6.52). От него ответвляются четыре рукава, впадающие в озеро. В конце разветвления вытекающий из озера короткий рукав (1,0...1,5 км) обеспечивает «возвращение» водных масс из озера в реку. В совокупности доля стока правых рукавов р. Янцзы, питающих озеро Дантинху, составляет более 50%.



**Рис. 6.52.** Пойменное проточно-озерное разветвление р. Янцзы:  
 1 — дамбы обвалования; 2 — акватории озер

Следствием рассредоточения стока по рукавам разветвленного русла является усиление направленной аккумуляции наносов, обусловленной выходом реки из гор и тектоническим опусканием межгорной впадины, соответствующей равнине Лянху. Интенсивность аккумуляции наносов составляет здесь почти 5 см/год.

Главный рукав в разветвлении Тицзян русла меандрирует; по мере увеличения оттока воды в правые рукава изменяются параметры, форма и темпы переформирования излучин. Спрявление излучин естественным путем, а в 50–80-е гг. XX в. искусственно, привело к сокращению длины главного рукава на 64 км. В результате аккумуляция наносов сменилась врезанием, благодаря которой за 40 лет уровни понизились в левом рукаве почти на 4 м (10 см/год). Наряду с заполнением озера наносами это привело к снижению доли стока воды в ответвлениях до 20%.

Аналогом подобных пойменных проточно-озерных разветвлений на реках России являются некоторые участки Оби и нижнего Амура, где в тыловых частях широкой поймы имеются обширные мелководные озера (на Оби — соры), в которые впадают и из которых вытекают пойменные протоки. Они образовались вследствие затопления пониженной тыловой поймы грунтовыми водами при направленной аккумуляции наносов в русле реки. На нижнем Тереке пойменные озера находятся между двумя основными рукавами развоенного русла, соединяются с ними пойменными протоками. Сами озера — остатки разлива реки по пониженной части поймы после прорыва прирусловых повышений; основные рукава и пойменные протоки сформировались вследствие заполнения разливов наносами.

### 6.3.5. Гидролого-морфологические характеристики разветвленных русел

Русловые разветвления, как и любые другие формы русла, характеризуются устойчивыми соотношениями между морфометрическими и морфологическими параметрами и показателями стока воды, наносов и устойчивости русла. Каждому типу разветвленного русла соответствуют свои связи относительной ширины островов  $B_o/b_p$  с удельными среднemaxимальным расходом воды  $q$  (рис. 6.53):

$$\frac{B_o}{b_p} = kq + y, \quad (6.44)$$

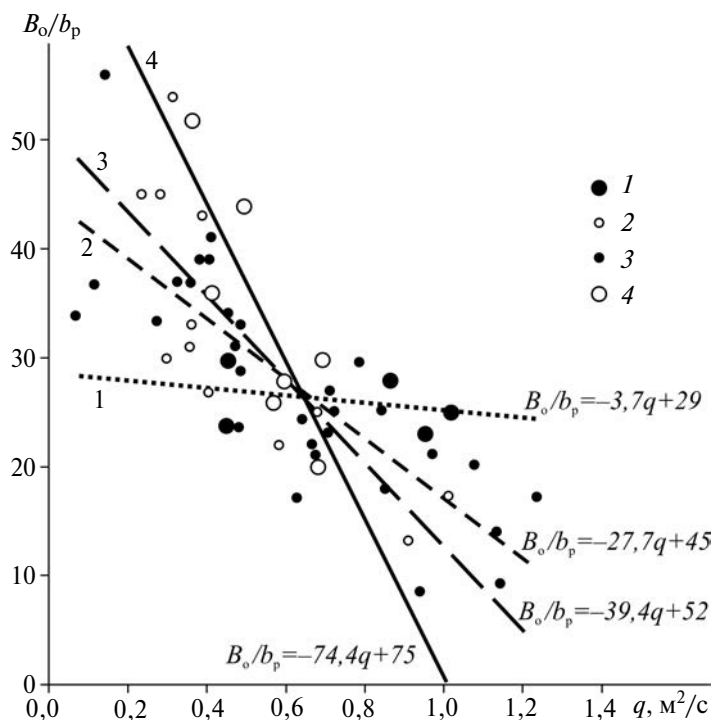
отличающиеся значениями  $k$  и свободного члена  $y$ , которые закономерно возрастают по мере усложнения разветвлений, достигая максимальных значений у сложно сопряженных разветвлений

(табл. 6.8). При идентичности общего вида связей на разных реках для них характерны свои значения коэффициентов, которые имеют региональный характер.

Таблица 6.8

**Значения коэффициентов  $k$  и  $y$  в формуле (6.44) для разных типов разветвленного русла (средняя и нижняя Лена)**

Тип разветвлений	$k$	$y$
Сопряженные	-3,7	29
Параллельно-рукавные	-27,7	45
Односторонние чередующиеся	-39,4	52
Сложные сопряженные	-74,4	75



**Рис. 6.53.** Зависимость между относительной шириной островов в разветвлениях разного типа  $B_o/b_p$  и удельным среднмаксимальным расходом воды  $q$  (р. Лена):

1 — сопряженное; 2 — пойменно-руслевое; 3 — одностороннее, чередующееся; 4 — сложное сопряженное

Поскольку в разветвлениях происходит рассредоточение стока, то каждое из них может характеризоваться условным порядком  $N_y$  — величиной, обратной порядку реки, возрастающему по мере впадения притоков. Условный порядок  $N_y$  позволяет сопоставлять отдельные рукава, протоки и ответвления как в данном разветвлении, так и разветвлениях на разных участках реки и на разных реках. Критериям для подобных сопоставлений являются следующие показатели (по Н.И. Алексеевскому и С.Р. Чалову):

$$\Delta N_{1_k} = N - N_{m_i}; \quad (6.45)$$

$$\Delta N_{2_k} = \frac{\Delta N_{1_k}}{N}, \quad (6.46)$$

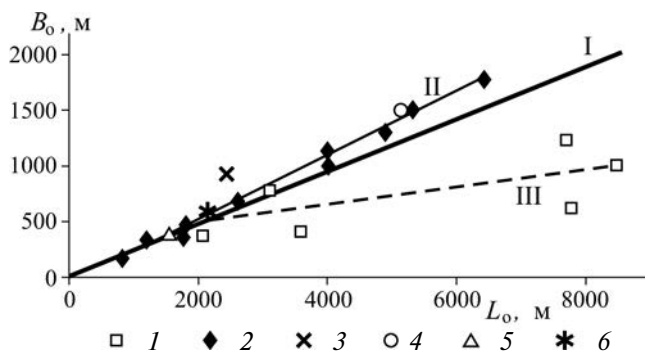
где  $N$  — порядок реки в целом (соответствует участку выше разветвления);  $N_{m_i}$  — минимальный условный порядок водотока, возникающий при последовательном делении русла на рукава (при этом не учитываются протоки возле элементарных островов);  $k$  — индекс руслового разветвления.

Если  $\Delta N_{1_1} = \Delta N_{1_2}$ , разветвления подобны. Поэтому показатель (6.45) назван первым критерием подобия разветвлений. Тогда  $\Delta N_{2_k}$  — второй критерий подобия, представляющий нормирование первого (6.45) по порядку реки  $N$ . Второй критерий подобия (6.46) оценивает меру идентичности разветвлений (и рассредоточения стока) на реках разных размеров или участках реки, отличающихся по водности. Количественными характеристиками русловых разветвлений являются также число рукавов  $K_{рук}$  в каждом из них, число узлов разветвления  $K_y$  и уровней  $Y$  разделения русла на рукава,  $n_o$  — количество островов в разветвлении, а также их отношения к шагу разветвления  $L_{разв}$ :  $K_{рук}/L_{разв}$  и  $n_o/L_{разв}$ . В неразветвленном русле  $\Delta N_{1_1} = \Delta N_{1_2} = 0$ ,  $Y = K_y = 0$ , так как  $K_{рук} = 1$ ; в простом одиночном разветвлении  $K_{рук} = 3$  и  $K_y = Y = 1$ . Дальнейшее усложнение разветвлений характеризуется увеличением всех параметров, причем их величина в определенных пределах соответствует разветвлениям того или иного морфодинамического типа. В частности, в сложных одиночных разветвлениях  $K_{рук} = 5...16$ ,  $K_y = 2...5$ , в сопряженных —  $K_{рук} = 9...25$ ,  $K_y = 3...6$ , в параллельно-рукавных —  $K_{рук} = 12...46$ ,  $K_y = 4...9$ . Малые значения критерия  $\Delta N_2$  (до 0,15) характерны для простых одиночных разветвлений, тогда как для всех остальных его величина находится в пределах 0,2...0,4.

Критерии подобия и другие характеристики разветвлений зависят от размеров рек (малая — большая), типа русловых процессов и состава руслообразующих наносов (равнинные песчаные и полугорные галечно-валунные), геоморфологических условий их формирования (широкопойменные, врезанные, адаптированные). В развет-

влениях больших равнинных рек с широкопойменным руслом значения  $K_{\text{рук}}/L_{\text{разв}} < 1,5$ , тогда как на малых реках  $K_{\text{рук}}/L_{\text{разв}}$  достигает 60. Остальные критерии изменяются в обратной последовательности и на малых реках стремятся к минимуму. На галечно-валунных реках при прочих равных условиях критерии подобия  $\Delta N_1$  и  $\Delta N_2$  имеют более узкий диапазон изменений, причем  $\Delta N_2 < 1$ , но превышает 0,2; повышенные значения характерны также для показателя  $K_{\text{рук}}/L_{\text{разв}}$ .

Существуют различия в морфометрических характеристиках островов в одиночных и сопряженных разветвлениях (рис. 6.54). Согласно графикам связи  $B_o \sim L_o$  (ранее показано, что оптимальным с точки зрения гидравлических сопротивлений, оказываемых островом, является соотношение  $L_o/B_o = 3 \dots 4$ ), ниже этой линии располагаются острова в одиночных разветвлениях; для них в среднем  $L_o/B_o = 7,2$  (линия III), т.е. все они имеют удлиненную форму, за исключением самых малых по размерам, приближающимся к каплевидной форме. Выше линии  $L_o/B_o = 4$  лежат точки, соответствующие сопряженным разветвлениям. Это связано с закономерной извилистостью потока по развивающейся системе рукавов у противоположных берегов реки в каждом последующем звене разветвлений.



**Рис. 6.54.** Соотношение длины  $L_o$  и ширины  $B_o$  островов средней Оби в одиночных (III) и сопряженных (II) разветвлениях; I — линия оптимального соотношения ( $L_o/B_o = 4,3$ ).  
Разветвления: I — одиночное; 2 — сопряженное; 3 — веерное; 4 — пойменно-русловое; 5 — одностороннее; 6 — прибрежное

## 6.4. Русловые процессы в узлах слияния рек

Русловые процессы при слиянии рек характеризуются рядом специфических особенностей, связанных с взаимодействием потоков обеих рек, различающихся по своим гидравлическим характеристикам, гидрологическому режиму, величинам стока воды и наносов и

их составу. Наибольшее влияние на русловой режим узлов слияния оказывают: соотношение амплитуд уровней и сроков прохождения половодья; соотношение удельных расходов и крупности наносов на сливающихся рек; конфигурация устьев; переформирования русел обеих рек. Следует различать *слияние рек* и *впадение одной реки в другую*, меньшей в большую. В последнем случае приток не оказывает влияния на главную реку, но его устье находится постоянно под ее воздействием. Подобные условия возникают, если доля стока воды на притоке составляет менее 10% от стока главной реки. При большем их соотношении выделяются притоки, половодье (паводки) на которых проходит без подпора, — *бесподпорные устья*, притоки, половодье (паводки) на которых проходит в условиях подпора со стороны главной реки, — *подпорные устья* и сливающиеся реки, характеризующиеся *переменным подпором*, для которых типичным является последовательное изменение гидравлического режима как на протяжении одного половодья (паводка), так и в многолетнем плане. Морфологический эффект бесподпорных или подпорных условий зависит от соответствия их проявления руслоформирующим расходам воды и соотношения стока наносов на сливающихся реках.

Преимущественно бесподпорные (или подпорные) устья сливающихся рек характерны для тех случаев, когда одна из них имеет зарегулированный сток (например, вытекает из озера или ниже водохранилища, которое осуществляет практически полную срезку пика половодья).

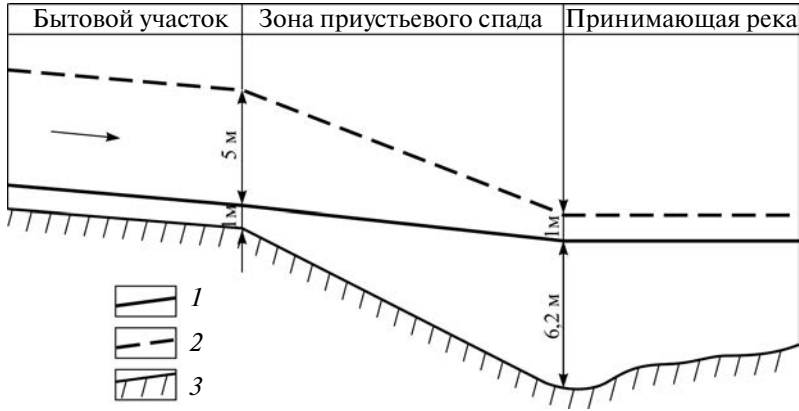
Своеобразные условия возникают при слиянии Сухоны с ее правыми притоками — Вологодой и Лежей. Сток верхней Сухоны зарегулирован Кубенским озером. При очень малых уклонах (меньше 0,05‰) во время половодья на Вологде и Леже при их слиянии с Сухоней уровни поднимаются до 6 м и выше, что вызывает на главной реке образование обратного уклона и противотечение вверх по реке вплоть до ее истока из озера. Это явление наблюдается до 40 раз за 50 лет. С ним связано образование плесовых участков в низовьях обоих притоков (бесподпорные устья), и лишь вследствие небольшого стока наносов обмеления русла главной реки не происходит.

*Бесподпорные устья* формируются, когда половодье на притоке выше или оно проходит в другие сроки, чем на главной реке. Волна половодья, проходя без подпора по устьевому участку, расплывается при выходе в главную реку, так как емкость ее русла ниже узла слияния больше, чем у каждой из сливающихся рек. В результате создается добавочный уклон (спад), скорости течения в низовье притока увеличиваются, происходят размыв дна и вынос наносов в главную реку (рис. 6.55). Общая величина добавочного падения, которое получает поток в половодье, может достигать нескольких метров. Длина зоны спада уровней  $l_{\text{сп}}$  определяется по формуле:



$$l_{\text{сп}} = \frac{k\Delta z}{I}, \quad (6.47)$$

где  $\Delta z$  – добавочное падение (разница изменений уровней на притоке и главной реке), м;  $k$  – коэффициент,  $k=1,9 + 0,000025Q$  (здесь  $Q$  – расход воды притока на пике половодья, м<sup>3</sup>/с);  $I$  – средний уклон притока.



**Рис. 6.55.** Образование больших глубин на устьевом участке притока в бесподпорных условиях. Профили водной поверхности: 1 – в половодье; 2 – в межень; 3 – дно русла (по Н.И. Маккавееву)

В результате в зоне распространения спада уровней формируется плесовой участок, в котором в межень из-за большой емкости русла течение медленное, уклон незначительный и он частично заполняется мелкими наносами. В последующее половодье они размываются и выносятся в главную реку. В главную реку в половодье поступает из притока большое количество наносов, образовавшихся благодаря размыву в зоне спада и прошедших транзитом через плесовой участок на притоке.

*Подпорные устья* встречаются в тех случаях, когда половодье на главной реке по высоте подъема уровней и продолжительности превосходит половодье на притоке. Длина зоны подпора  $x_{\text{п}}$  может быть определена по следующим формулам:

$$x_{\text{п}} = 2,0 \frac{\Delta z}{I}; \quad (6.48)$$

$$x_{\text{п}} = a \frac{h_0 + \Delta z}{I}, \quad (6.49)$$

где  $\Delta z$  – превышение уровня над бесподпорным в устьевом створе;  $I$  и  $h_0$  – уклон и глубина при отсутствии подпора соответственно;

$$a \text{ — коэффициент, зависящий от соотношения } \frac{\Delta z}{h_0} : a = 0,96 \text{ при } \frac{\Delta z}{h_0} = 5, a = 0,6 \text{ при } \frac{\Delta z}{h_0} = 0,5 \text{ и } a = 0,41 \text{ при } \frac{\Delta z}{h_0} = 0,1.$$

В зоне подпора происходит аккумуляция наносов, формируется перекатный участок, русло раструбообразно к узлу слияния расширяется и разветвляется на рукава, образуя при большом стоке наносов своеобразную дельту, которая во многих случаях выдвигается в пределы объединенной реки.

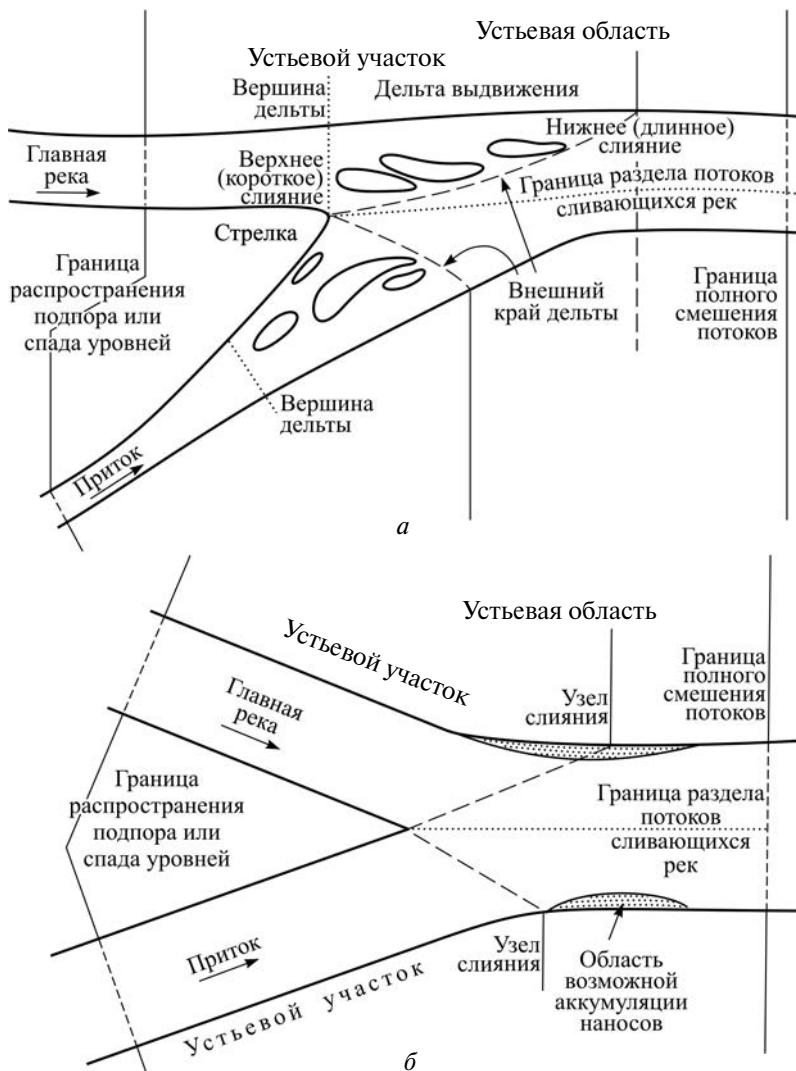
Интенсивность обмеления подпорного устья и местоположение преимущественного отложения наносов зависит от высоты половодья на обеих реках в каждый конкретный год. В годы со средними уровнями половодья обмеление устьевых участков особенно сильно. Если половодье на главной реке значительно выше, чем на притоке, то зона основного отложения наносов перемещается вверх по течению последнего. При низких половодьях подпор выражен слабо, и аккумуляция наносов ограничивается коротким приустьевым участком. В межень в устье подпорной реки устанавливается большой уклон (на равнинных реках до 0,40‰, при уклонах в половодье ~0,02‰) и происходит размыв отложившихся при подпоре наносов. Продукты размыва частично отлагаются в плесе объединенной реки ниже узла слияния или выносятся ниже по течению.

При *переменном подпоре* степень обмеления русла во время подпора зависит как от насыщенности потока наносами и крупности наносов сливающихся рек, так и от совпадения сроков прохождения руслоформирующих расходов со сроками подпорных явлений. Максимум аккумуляции наносов наблюдается, в первую очередь там, где происходит выклинивание подпора. Отложение наносов в зоне глубокого подпора (непосредственно перед устьевой стрелкой) невелико, а накопившийся здесь при подпоре мелкий материал быстро размывается потоком после прекращения подпора. Подпор устьевых участков реки во время спада половодья в меньшей степени влияет на отложение наносов, но задерживает их размыв в межень, способствуя накоплению наносов в плесовых лощинах.

В годы, когда подпор наблюдается в конце половодья, аккумуляция наносов наблюдается в русле ближе к устьевому створу притока. Одновременно на объединенной реке аккумулируются наносы, поступающие из зоны спада уровней на притоке.

Дальность распространения подпора или спада уровней на сливающихся реках определяет верхние границы устьевых участков на каждой из них (рис. 6.56). При переменном подпоре длина зоны спа-

да в бесподпорный период намного короче. Поэтому за *верхнюю границу* принимается обычно место распространения подпора. Дальность распространения кривой спада уровней служит границей устьевой области преимущественно бесподпорного притока.



**Рис. 6.56.** Схема районирования узла слияния рек:  
*а* — при формировании дельты в устьях сливающихся рек;  
*б* — при бездельтовом слиянии

Если в узле слияния формируются разветвления дельтового типа (рис. 6.56, а), его нижний (внешний) край является нижней границей *устьевого участка* реки; ниже по течению находится уже акватория объединенной реки. При отсутствии дельтовых разветвлений (рис. 6.56, б) границы устьевых участков сливающихся рек проводятся условно по линиям, продолжающим берега главной реки и притока, образующие *стрелку* в узле слияния. На ее продолжении в пределах объединенной реки формируется зона вихрей, а при угле встречи потоков  $60...70^\circ$  — водоворотная зона, в которой происходит отложение наносов в виде косы на продолжении стрелки. Закрепление ее растительностью со временем приводит к медленному смещению места соединения потоков вниз по течению.

При наличии общей акватории и единого русла ниже отдельной стрелки в объединенной реке прослеживается вертикальная граница раздела двух потоков; она особенно хорошо видна при их разной мутности. В зависимости от размеров реки и кинематики потока полное смешение вод обеих рек происходит на протяжении от первых десятков—сотен метров от стрелки (на горных реках с бурным течением) до сотен километров вне зависимости от морфодинамического типа русла. Дальность полного смешения потоков сливающихся рек наглядно продемонстрировал залповый выброс загрязненных вод р. Сунгари (правый приток) в р. Амур в 2005 г., распространившийся вдоль правого берега главной реки до устья р. Усури (г. Хабаровска) и ниже по течению еще на 200...250 км, где река оказалась «трехцветной»: левая ее часть — воды Амура, средняя — Сунгари, правая — Усури. Однако с точки зрения русловых процессов нижней границей устьевой области сливающихся рек следует считать внешний (нижний по течению) край дельтовых разветвлений и (или) четкие очертания объединенного русла при их отсутствии (см. рис 6.56).

В общем случае слияние рек должно способствовать уменьшению уклона и увеличению глубины объединенной реки, так как транспортирующая способность потока увеличивается в большей степени, чем расход воды. Однако приток нередко несет наносы более крупные или в гораздо большем объеме, чем главная река. Непосредственное влияние выносов более крупных наносов в главную реку обнаруживается в явлении «игры уклонов» (по выражению Н.И. Маккавеева), а через нее — в направленности русловых деформаций. Так как крупность наносов влияет на величину потери напора, то при многоводных паводках на притоке, выносящих в главную реку большое количество крупного материала, ниже его устья происходит аккумуляция наносов и увеличение продольного уклона реки. Выше устья притока уклоны, наоборот, уменьшаются. В разные годы это влияние неодинаково, поэтому после каждого половодья устанавливается новое соотношение уклонов на выше- и нижележа-

ших участках русла. Соответственно этому меняется и устойчивость русла, увеличиваются количество перекатов и их сложность. Особенно отчетливо влияние повышенной крупности наносов притока проявляется при впадении рек с горным или полугорным руслом в крупные равнинные реки. В устьях таких притоков возникают галечно-валунные конусы выноса, отжимающие стрежень потока главной реки к середине реки, так как скорости потока главной реки недостаточны для перемещения крупного материала, поступающего из притоков. В то же время реки, имеющие такой же состав наносов, как и главная река, но существенно отличающиеся от нее по водоносности, не оказывают заметного влияния на русловые процессы главной реки. Лишь в те годы, когда половодье на притоке проходит в более ранние сроки, в русле главной реки формируется отмель в виде конуса выноса, отжимающего стрежень потока от стрелки к противоположному берегу. Такие отмели быстро размываются, но наносы, выносимые из притока, прослеживаются в русле объединенной реки на большое расстояние ниже по течению.

Морфологический эффект подпорных и бесподпорных условий сливающихся рек зависит от величины стока наносов. При большом стоке наносов при преимущественном подпоре формируется дельтовое разветвление, внешний (нижний) край которого не спускается ниже створа раздельной стрелки; это соответствует *дельте выполнения*. При формировании кривой спада уровней происходит вынос наносов в пределы общей акватории сливающихся рек и формирование здесь *дельты выдвигения* (см. рис. 6.56, а). При малом стоке наносов дельтовые разветвления не образуются, но отсутствие дельты компенсируется устьевыми косами, раздвигающимися как продолжение стрелки, и побочными за плечами одного или обоих берегов объединенного русла ниже стрелки (см. рис. 6.56, б).

Результирующая баланса наносов сливающихся рек и объединенной реки ниже по течению:

$$(W_{G_1} + W_{G_2}) - W_{G_3} = \pm \Delta W_G, \quad (6.50)$$

где  $W_{G_{1,2,3}}$  – сток влекомых наносов сливающихся рек (1, 2) и объединен-

ной реки (3);  $\Delta W_G$  – результирующая баланса.

Для большинства узлов слияния  $\Delta W_G$  – величина отрицательная либо близка к нулю, что связано с суммарным ростом транспортирующей способности потока при резком увеличении водоносности реки в результате ее слияния с притоком. Положительные значения  $\Delta W_G$  объясняются как выносом из притока большого объема наносов, так и переходом части взвешенных наносов во влекомое состояние при уменьшении уклонов ниже слияния рек.

*Бездельтовые узлы* слияния характерны для малых и средних рек с меандрирующим (извилистым) или прямолинейным неразветвленным руслом (рис. 6.57, *а*), со сравнительно небольшим стоком наносов, имеющим относительно устойчивое русло. Морфодинамический тип русел сливающихся рек в узле слияния не меняется по сравнению со смежными участками. Конфигурация узла слияния определяется соотношением элементов форм русел (вершина или крылья излучин, вогнутый или выпуклый берега сливающихся рек). Подобные узлы слияния относятся к простым, формирующимся как у врезанных, так и у широкопойменных русел.

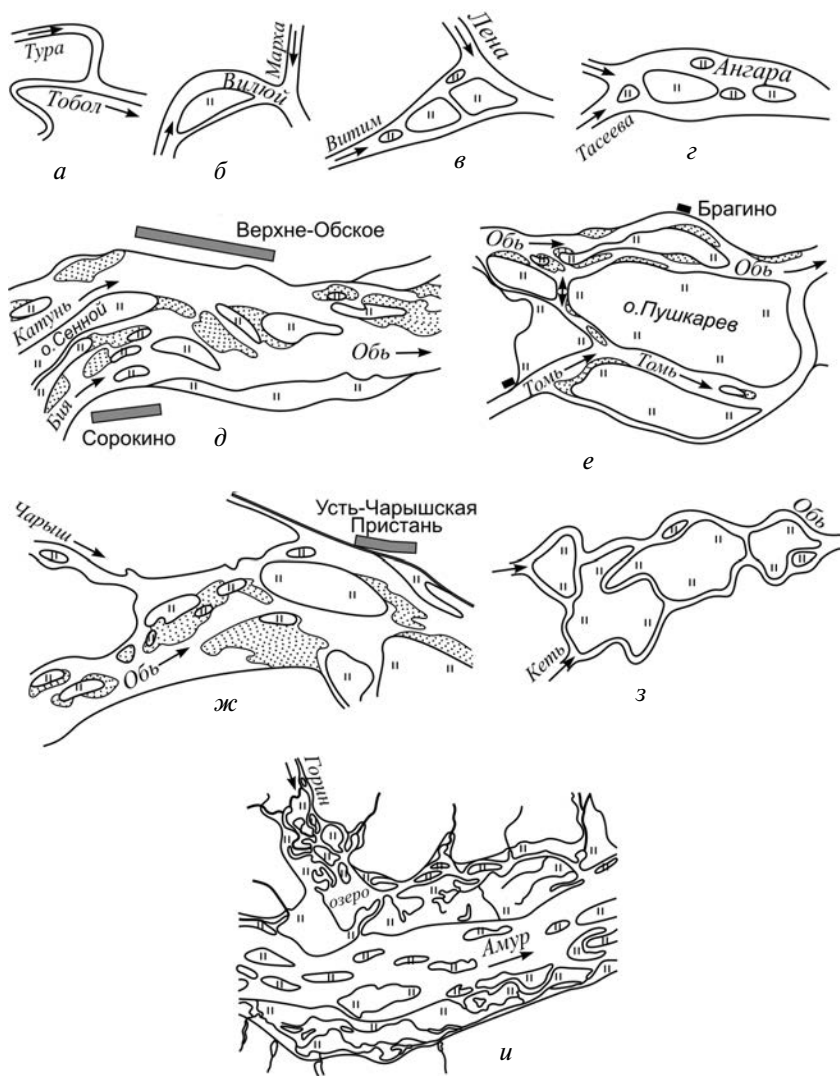
При расположении устья притока со стороны вогнутого берега в привершинной части или в нижнем крыле излучины его устье отступает благодаря его размыву. Если русло притока меандрирует, то главная река его подрезает последовательно в пределах разных элементов излучины или смежных излучин. В результате устьевой участок оказывается по-разному ориентированным вплоть до встречного по отношению к главной реке.

В устье бесподпального притока выносимые им наносы образуют конус выноса в виде приустьевых отмелей, отклоняющих поток главной реки к берегу, противоположному стрелке. При зарастании отмелей это может стать причиной формирования излучин, и, таким образом, устье притока оказывается со стороны шпоры излучины. Происходит «отклонение течения рек их притоками» (по В.В. Ламакину).

При врезании рек их притоки, особенно меньшие по размерам, пересекают ее пойму практически поперек dna долины и имеют перед слиянием с главной рекой прямолинейные русла. На аккумулярующих реках притоки, попадая в пределы поймы главной реки, текут субпараллельно главной реке, образуя притеррасные речки и впадая в нее лишь там, где выклинивается пойма. Они характеризуются большой глубиной (как следствие — сосредоточения вдоль них осветленных пойменных вод главной реки во время половодья). В межень такие притоки, протекающие в глубине пойменных массивов главной реки, почти не имеют течения и отличаются прозрачной водой.

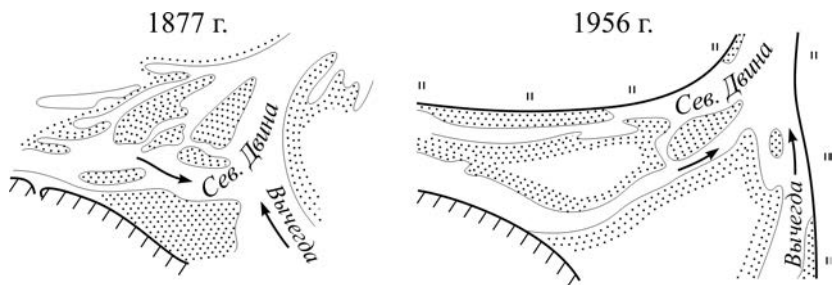
При большом стоке наносов в зоне выклинивания подпора в неразветвленном русле формируется остров (рис. 6.57, *б*). Если перед слиянием река имеет разветвленное русло, то в подпорном устье основной расход воды сосредоточивается в рукаве, удаленном от стрелки; в бесподпорном устье — наоборот, в рукаве, прилегающем к стрелке.

На развитие бездельтовых узлов слияния, особенно простых, существенное влияние оказывает смещение побочной перекатов в русле бесподпальной реки. Постоянно меняя свое местоположение, они или удлиняют раздельную стрелку, или, наоборот, отклоняя стржень потока к ней, способствуют ее размыву и укорочению. Аналогичное явление возникает, если бездельтовое устье одной реки сопрягается с дельтой выполнения в устье другой (рис. 6.58).



**Рис. 6.57.** Морфодинамические типы узлов слияния рек:

- a* — бездельтовый простой ( неразветвленное русло), Тобол—Тура;
- б* — бездельтовый с островом в зоне выклинивания подпора, Вилуй—Марха;
- в* — дельта выполнения в русле одной из рек, Лена—Витим;
- г* — дельта выдвигания, Ангара—Тассева; *д* — дельта выдвигания — дельта выполнения, Катунь—Бия; *е* — дельта, образованная пойменно-русовым разветвлением, Обь—Томь; *ж* — разветвление, образованное островами на раздельной стрелке, Обь—Чарыш; *з* — слияние с пойменным ответвлением, Кеть—Обь; *и* — слияние через приустьевые озера, Амур—Горин



**Рис. 6.58.** Изменение формы узла слияния рек Северная Двина и Вычегда под влиянием перемещающихся побочней

*Дельтовые узлы* слияния возникают при достаточно большом стоке наносов и при условии подпора. *Дельта выполнения* только на одной из сливающихся рек (см. рис. 6.57, в) формируется в подпорном устье, заполняя раструбообразное расширение русла. Выделяется два основных рукава, образующих короткое (верхнее возле стрелки) и длинное (нижнее) слияние. Поскольку река находится в многоводной фазе режима в подпоре, поток направляется в рукав, образующий длинное слияние. Рукав, образующий короткое слияние, маловоден, и его функционирование поддерживается работой потока в бесподпорные периоды.

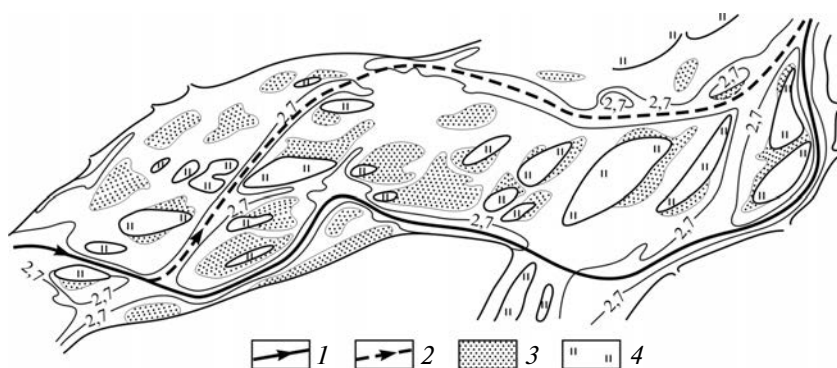
Когда слияние с притоком сопровождается значительным расширением русла ниже слияния, а вынос наносов из притока велик по сравнению с его стоком на главной реке, ниже устьевом створа формируется островной массив, представляющий собой *дельты выдвигения* (см. рис. 6.57, з).

Взаимный переменный подпор в течение года при достаточно большом стоке наносов может служить причиной того, что дельты формируются в устьях обеих сливающихся рек. Среди них более распространено сочетание «дельта выполнения—дельта выдвигения», чем дельты выполнения на обеих реках. Дельты выдвигения на обеих реках не возникает.

Примеры сочетания дельт выдвигения и выполнения дают узлы слияния Бии и Катунь (см. рис. 6.57, д), Лены и Алдана (рис. 6.59). В устье Алдана с малым стоком наносов, преимущественно оказываемом в подпоре, сформировалась небольшая дельта выполнения, в которой основной расход воды сосредоточен в правом рукаве, удаленном от раздельной стрелки (длинное слияние). На приалданском участке Лены в дельте выдвигения среди рукавов выделяются правобережная Арбынская протока, сливающаяся с Алданом почти под прямым углом, и левобережный рукав Турий взвоз. Расположение главного течения реки в более прямой Арбынской протоке со-



ответствует периодам, когда Лена находится в бесподпорных условиях. В годы, когда Алдан подпирает Лену, эта протока мелеет, а основной ленский расход воды сосредотачивается в левом рукаве Турий взвоз.

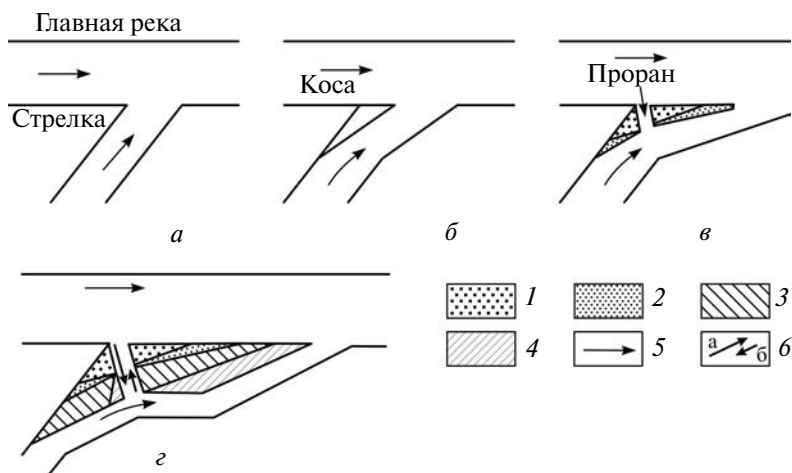


**Рис. 6.59.** Разветвленное русло р. Лены в узле слияния с р. Алдан: 1, 2 — основные положения главного течения реки в зависимости от условий взаимодействия потоков Лены и Алдана в половодье (1 — бесподпорные, 2 — подпорные); 3 — прирусловые отмели, 4 — пойменные острова

Иногда в узлах слияния рек формируются *дельтовые пойменно-русловые разветвления* (см. рис. 6.57, е). Их особенностью является то, что приток сливается с одним из рукавов главной реки, который по своей водоносности и другим характеристикам является второстепенным. При слиянии Амура с Уссурй последняя сливается с правым рукавом Амура — Казакевичевой протокой (после слияния она называется Амурской). Аналогичное пойменно-русловое разветвление находится при слиянии рек Обь и Томь. Когда приток подпирает главную реку, в коротких рукавах возникает обратное течение (из Томи в Обь, из Уссурй в Амур). Если главная река подпирает приток, а водность короткого рукава оказывается сопоставимой с водностью притока, ниже слияния с ним объединенный поток рукава и притока формирует кривую спада уровней и оказывает локальное подпорное воздействие на основное русло главной реки ниже его истока. Следствием этого является разветвление основного рукава главной реки.

Формирование подобных дельтовых пойменно-русловых разветвлений может быть представлено в виде схемы (рис. 6.60). На стрелке при взаимодействии сливающихся потоков образуется коса, смешивающаяся вниз, зарастающая растительностью и превращающаяся в пойму, удлиняющую со временем стрелку. Чем она длиннее, тем

больше вероятность ее прорыва в корневой части со стороны более многоводной главной реки во время половодья (или высокого паводка). Отторгнутая коса — пойма становится островом, который увеличивается в размерах, становится крупным пойменным массивом. Рукав, возникающий при отчленении косы от стрелки, сохраняется, обеспечивая «короткое слияние» рек, тогда как основное русло главной реки — длинное. Однако удлинение узла слияния сопровождается обмелением спрямляющего стрелку рукава и, наконец, его полным отмиранием.



**Рис. 6.60.** Схема развития в узле слияния рек пойменно-руслового разветвления дельтового типа (а—г):

- 1—4 — последовательные этапы роста пойменной стрелки и острова ниже стрелки; 5 — направление течения сливающихся рек; б — направление течения в спрямляющей протоке (а — преобладающее, б — противотечение)

Определенным своеобразием морфологии и режима переформирований отличаются узлы слияния с разветвлениями, образованными островами на продолжении раздельной стрелки (см. рис. 6.57, ж). Эти острова являются следствием отторжения части стрелки между главной рекой и притоком или формируются вдоль зоны вихрей на продолжении стрелки, где происходит аккумуляция наносов. Существование межостровных протоков, соединяющих обе реки выше их основного слияния, является следствием разницы в уровнях воды.

Слияние с пойменными ответвлениями встречается при слиянии большой широкопойменной реки с развитой пойменной многору-

кавностью и реки, меньшей водоносности и имеющей обычно иной тип русла. В этих случаях происходит последовательное слияние притока с пойменными протоками главной реки (см. рис. 6.57, з). Основной рукав главной реки и приток располагаются практически параллельно; пойменные протоки направляют свое течение в основное русло главной реки либо в приток в зависимости от соотношения уровней на обеих реках.

*Слияние (или впадение) через приустьевые озера* (см. рис. 6.57, и) характерно для условий интенсивной аккумуляции наносов на главной реке, следствием которого является подтопление устьев меньших по водности притоков с образованием приустевых озер, отделенных от главной реки косами, или озер подтопления (соры на нижней Оби), возникающих в тыловой части поймы.

Существенное влияние на русловые процессы в устьях может оказать ледовый режим сливающихся рек. Если притоки вскрываются раньше, чем главная река, в их устье образуются заторы; поэтому вместо глубоких устьев в соответствии с более ранним половодьем здесь формируются мелководные перекаты и разветвления. Мощные весенние заторы льда, регулярно образующиеся в устьях, способствуют развитию обходных рукавов.

## 6.5. Русловые процессы в устьях рек

В устьевых областях рек русловые процессы приобретают ряд специфических особенностей, обусловленных (по В.Н. Маккавееву): направленным рассредоточением стока воды и наносов по рукавам дельты; сгонно-нагонными и приливно-отливными колебаниями уровня моря; формированием в многоводную фазу режима кривой спада уровней; устьевым удлинением реки при выдвигании в море ее дельты. Степень влияния каждого из этих факторов зависит: от типа дельты — выдвигания на открытое взморье или заполнения залива — *эстуария*; соотношения между положением вершины дельты и дальностью проникновения колебаний уровня моря; расплывания потока половодья (паводка) на взморье или формирования стоковых течений в эстуарии; величины стока наносов, выносимых рекой в море; взаимодействия речного потока на взморье с ветроволновыми явлениями и вдольбереговыми морскими течениями и т.д.

Верхней границей устьевой области реки является либо верхняя граница проникновения сгонно-нагонных и приливно-отливных колебаний уровня моря, либо вершина дельты, если последние не распространяются выше по реке. В дельтах рек основные (магистральные) и многие боковые (второстепенные) рукава не соединяются, самостоятельно впадая в море. В вершине дельты река разде-

ляется на несколько (обычно не более двух-трех) рукавов, водность которых к устьевому створу уменьшается в 2-3 раза за счет отвлечения стока во второстепенные протоки. Это приводит к продольным изменениями параметров форм русел рукавов, образованию разветвлений, формированию перекаатов. На больших реках, имеющих дельты выполнения заливов (эстуариев), разделение русла на рукава большими островными массивами сопровождается формированием разветвлений меньших размеров, создающих вторичную разветвленность русла. При этом рукава представляют собой иногда остаточные заливы, образовавшиеся при выдвигании дельты в противоположной части эстуария. Подобные рукава, наследующие остаточные заливы, встречаются и в дельтах выдвигания, характеризуясь невыдержанной шириной, наличием местных расширений и относительных сужений русла, что является причиной формирования осередков и перекаатов.

Если вершина дельты находится выше границы проникновения приливов или нагонов, то переформирования русел дельтовых рукавов в верхней части дельты идут на фоне постепенного уменьшения их водности вниз по течению по мере ответвления новых рукавов. В зоне влияния нагонов (приливов) выделяется несколько участков, в пределах которых меандрирующие рукава характеризуются преобладанием излучин разных типов, неодинаковой их крутизной и формами смещения. В разветвленных руслах наблюдается последовательное изменение типов русловых разветвлений, их размеров и направленности смещения. Например, в дельтовых рукавах с извилистым руслом на верхнем участке, куда проникают нагоны 1%-ной обеспеченности, благодаря подпору происходит снижение в 1,5—2 раза темпов смещения излучин; если выше устьевой области преобладали излучины с продольным перемещением, то здесь — поперечным. Участок ниже по течению отличается распространением крутых, заваленных вверх по течению излучин, постепенно увеличивающих свою перекошенность из-за более интенсивного размыва вогнутого берега в верхнем крыле и вершине излучины вплоть до нарушения условий безотрывного обтекания вогнутого берега ( $r < (2,5...3)b_p$ ). Это связано с регулярным распространением подпора со стороны моря даже во время половодья, а также развитием в межень при сильных нагонах и приливах противотечений. В пределах нижних участков дельтовых рукавов в развитии русловых деформаций сказывается глубокий подпор во время нагонов и приливов, формирование кривой гидравлического спада при сгонах и отливах, а также влияние ветрового волнения. Русла здесь заметно расширяются, имея вне зависимости от своего типа вид раструба.

Определенное влияние на русловые деформации в устьевой области оказывает распластывание речного потока по устьевому возмо-

рю и формирование кривой спада уровней в многоводную. Наиболее выражена кривая спада, если река впадает в открытое море. При относительно постоянном положении уровня моря (базиса эрозии) это приводит к размывам дна русла. Этим объясняются большие глубины в низовьях магистральных рукавов. Происходящее одновременно устьевое удлинение реки сопровождается соответствующим смещением кривой спада и приустьевой ямы размыва (рис. 6.61).



**Рис. 6.61.** Схема переформирования продольного профиля приустьевых участков реки вследствие формирования кривой спада уровней:  $AA_1, BB_1$  — последовательные положения водной поверхности в половодье по мере выдвижения дельты;  $aa_1, bb_1$  — последовательные положения дна русла (по Н.И. Маккавееву)

При впадении рек в заливы эстуарного типа во время половодья сами заливы превращаются в огромные реки, в них создается мощное стоковое течение со скоростями потока, практически не отличающимися от скоростей в низовьях рек в этот период. В этих условиях расплывание паводковой волны не происходит, кривая гидравлического спада не образуется или выражена слабо.

Аккумуляция наносов в устьевой области реки, впадающей в эстуарий (губу — в устьях северных рек) приводит к формированию дельты выполаживания залива. Аккумуляция осуществляется за счет растекания речного потока, начинающегося у вершины дельты, и особенно резко проявляется у морского края, охватывая всю дельту и устьевое взморье. Вследствие этого в дельтовых рукавах формируются перекаты, в их устьях — мелководные бары, далее вниз по заливу — несколько аккумулятивных мелководий, также называемых барами, разделяющих относительно глубокие участки губы.

Дельты выдвижения в открытые моря при большом стоке наносов характеризуются активным ростом морского края и повышенной динамичностью дельтовых разветвлений — в быстром отмирании одних и развитии других рукавов. При сравнительно малом стоке наносов дельты выдвижения отличаются стабильностью русловой

сети, относительным постоянством в течение продолжительного времени распределения расходов воды по рукавам и замедленным наращиванием морского края.

Аккумуляция наносов на устьевом взморье и связанное с этим выдвигание дельты в море сопровождается увеличением потерь напора. Разрушение дельты и укорочение русел рукавов в результате абразии ее берегов, развитие более коротких рукавов или спрямление магистрального, наиболее выдвинувшегося в море в направлении остаточных заливов, вызывает, наоборот, рост кинетической энергии потока. В результате этих явлений в устьевой области реки развиваются направленные вертикальные деформации: систематическая аккумуляция наносов — в первом случае; врезание русла — во втором, регрессивно распространяющиеся вверх по течению. На эти направленные изменения накладываются периодические, связанные с временным проявлением аккумуляции или врезания при перестройках русловой сети дельты, когда основной сток воды устремляется в море по более короткому рукаву, или при спрямлениях русел через основание блокирующих их морских кос.

На реках с большим стоком наносов устьевое удлинение в процессе выдвигания дельты в море происходит очень быстро и сопровождается интенсивной регрессивной аккумуляцией. В результате русла магистральных рукавов оказываются выше окружающей дельтовой равнины, отделяясь от нее естественными валами, наращиваемыми противопаводковыми дамбами. Боковые рукава, являясь наносоотсасывающими, обычно быстро заиливаются, поэтому в целом русловая сеть оказывается слаборазвитой. Повышение dna русла в процессе аккумуляции наносов приводит к тому, что во время максимального паводка река прорывает ею же созданные валы и поток устремляется в пониженные участки дельты, наполняя их водой и образуя внутريدельтовые разливы. На определенном этапе поток теряет русловую форму, протекая через систему таких разливов, аккумулирует в них наносы и впадает в море несколькими маловодными короткими осветленными потоками. Лишь после занесения внутريدельтовых разливов вновь формируется русло, которое дает начало новому этапу выдвигания дельты. Примером подобных переформирований является дельта р. Терека, где последний раз образование внутريدельтовых разливов произошло в 20-е годы XX в.

Начальный (первичный) формой проявления русловых процессов при впадении реки в море является образование на контакте вод реки и моря *устьевых баров*. В общем виде устьевой бар представляет собой конус выноса речных наносов, осложненный частично осевшими морскими наносами. В продольном разрезе бар — гряда наносов, постепенно перемещающаяся в сторону моря. При этом, несмотря на растекание речных вод по устьевому взморью, поток сохраняет

вид узкой извилистой ленты в «жидких берегах» с постепенно затухающими скоростями. Благодаря этому формируются *баровые бороздины*.

Растекание потока к гребню бара при одновременном уменьшении скорости течения сопровождается аккумуляцией наносов и приводит к образованию на нем осередка. Деформации русла рукава перед выходом на устьевой бар обуславливают направление потока в сторону то одной, то другой бороздины у осередка; морские течения и волнение способствуют заполнению наносами той из бороздин, которая первой вступает во взаимодействие с волнами или вдольбереговым течением. На мелких и длинных барах осередок приключается к устьевой косе, и поток сосредотачивается в одной из бороздин.

На фоне общего выдвигения в море устьевого бара и по мере повышения его отметок при низких уровнях воды в реке отдельные части бара (осередок, устьевые косы) становятся надводными. Закрепляясь растительностью, они превращаются в первичные дельтовые образования. Баровая бороздина становится руслом реки, которое, таким образом, удлиняется; ниже ее устьевого створа формируется новый устьевой бар.

## **6.6. Особенности русловых процессов на равнинных галечно-валунных реках**

Равнинные реки, расчленяющие плоскогорья, плато, низко- и среднегорный рельеф или пересекающие моренные и структурные возвышенности, имеют уклоны, лишь немного превышающие характерные для типичных равнинных рек (0,2...0,4‰ против 0,1...0,2‰), и галечно-валунные руслообразующие наносы. Они характеризуются относительной стабильностью форм русла, постоянным или очень мало изменяющимся положением побочной, осередков, кос, что создает впечатление их недеформируемости. Действительно, если определять перемещение потоком валунов по формулам В.Н. Гончарова, Г.И. Шамова и других, то оказывается, что они должны быть неподвижными. В межень речная вода осветляется (мутность равна или близка к 0). Галечно-валунные отмели и бичевники покрыты отмосткой. Толща отложений, залегающая под отмосткой, состоит из несортированной смеси частиц разных размеров (от песка до валунов). Средняя крупность наносов этой смеси заметно (до 20...60%) меньше крупности наносов в отмостке, хотя между ними и существует прямая зависимость.

Специфика русловых переформирований таких рек определяется наличием отмостки из наиболее крупных фракций наносов и ее фор-

мированием при их остановке; узким диапазоном скоростей потока, при которых происходит движение наносов; быстрым насыщением потока наносами при разрушении отмостки и связанным с этим увеличением его транспортирующей способности по отношению к галечно-валунному материалу; резкостью прохождения паводков; неразмываемостью гребней перекатов при образовании отмостки и превращении их в подобие водослива с широким порогом, вызывающим подпор потока в выше расположенной плесовой ложине; возникновением аблювиального эффекта; уплотнением галечно-валунных отложений под влиянием ледохода; кольматацией галечно-валунных отложений песчано-гравийным материалом.

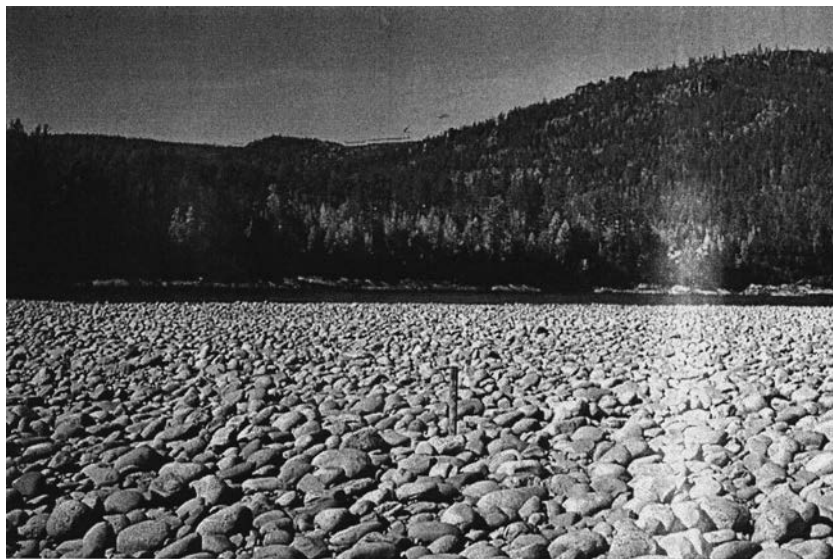
По условиям формирования и транспортировки руслообразующих наносов выделяются две основные разновидности галечно-валунных русел: первая, характерная для рек Восточной Сибири и Дальнего Востока, — источником наносов служит крупнообломочный материал, поступающий со склонов (курумы, осыпи, обвалы) и из горных притоков; вторая, характерная для рек Европейской части России, — галечно-валунный материал представляет собой продукт размыва моренных и флювиогляциальных отложений, подстилающих русла рек и слагающих их берега; реже на реках, текущих по структурным возвышенностям, галечно-валунные наносы образуются при разрушении скальных пород (известняков, гранитов).

Галечно-валунные наносы восточно-европейских рек, пересекающих моренные возвышенности, плохо сортированы, образуют смесь из песка, гравия, гальки, валунов и имеют сравнительно небольшую среднюю крупность. Скорости потока во врезанном галечно-валунном русле таких рек существенно меньше неразмывающих, вследствие чего перемещение наносов местного происхождения в межень не происходит, галечно-валунный материал не перемещается потоком, представляя собой остаточные речные отложения (перлювий, по В.В. Ламакину), с которыми непосредственно взаимодействует поток. При воздействии потока на эту толщу песок и гравий вымываются, галька и валуны остаются на дне, формируя плохосортированную отмостку. Само же врезанное русло является практически недеформируемым. Его переформирование осуществляется при разрушении отмостки во время ледохода (выпахивание плывущими льдинами), благодаря аблювиальному эффекту и другим явлениям в потоке, возникающим из-за неоднородности состава отмостки.

На сибирских реках наносы, переносимые в период прохождения руслоформирующего расхода воды, резко разделяются по крупности на донные (галька и валуны) и взвешенные (песок, илы). Последние встречаются только в затонских частях перекатов и подвалах прибрежных кос или составляют заполнитель галечно-валунных отложений. Мелкопесчаные и илистые частицы в любую фазу гидроло-



гического режима переносятся потоком, представляя собой транзитный материал. Отмостка, как правило, хорошо сортирована и нередко близка к монофракционной (рис. 6.62).



**Рис. 6.62.** Валунная отмостка на побочне р. Тимптона (приток р. Алдана).  
Фото автора

При воздействии потока на галечно-валунное русло сопротивляемость его размыву обеспечивается также взаимодействием частиц между собой (в частности, их заклиниванием), возрастанием прочности грунта за счет его уплотнения и кольматации мелкими частицами, образующими заполнитель в аллювиальной толще. При разрушении отмостки происходит насыщение потока взвесью, вследствие чего дальнейшее воздействие потока на галечно-валунные отложения становится аналогичным на горных и полугорных реках. Разрушение отмостки на подъеме уровней начинается с ее локального нарушения там, где для валунов (галек)  $V_{\text{ф}} > V_{\text{н}}$ . Это приводит к цепной реакции срыва обломков отмостки ниже по течению благодаря быстрому насыщению потока мелким материалом из отложений, залегающих под отмосткой, либо проявляется аблювиальный эффект.

Массовое движение донных галечно-валунных наносов начинается при разрушении отмостки, крупность наносов которой превышает крупность частиц отложений, слагающих гряды. Поэтому начало перестроения русла соответствует скоростям потока большим, чем скорости размыва отложений ( $V_{\text{Ротм}} > V_{\text{Рал}}$ ). Размеры частиц в отмост-

ке нередко таковы, что соответствующие им размывающие скорости превосходят максимальные скорости потока, т.е.  $V_p > V_{\max}$ . Однако мгновенные значения скорости существенно отличаются от средних, и чем выше последние, тем больше амплитуда мгновенных значений. Наибольшее отклонение мгновенной скорости от средней составляет от 12 до 40%, возрастая по мере снижения ее обеспеченности. Над затопленными галечно-валунными отмелями возникают местные быстрины, подобные водосливу через порог, в которых местные уклоны увеличиваются до 2‰, скорости течения возрастают до 5 м/с (мгновенные пульсационные — до 7 м/с). Большие скорости потока и амплитуда отклонений обеспечивают сдвиг более крупных частиц. Элементарный расчет (2.12) показывает, что с учетом пульсационной составляющей вес крупных обломков, транспортируемых потоками, может более чем в 10 000 раз превышать вес песчаных частиц.

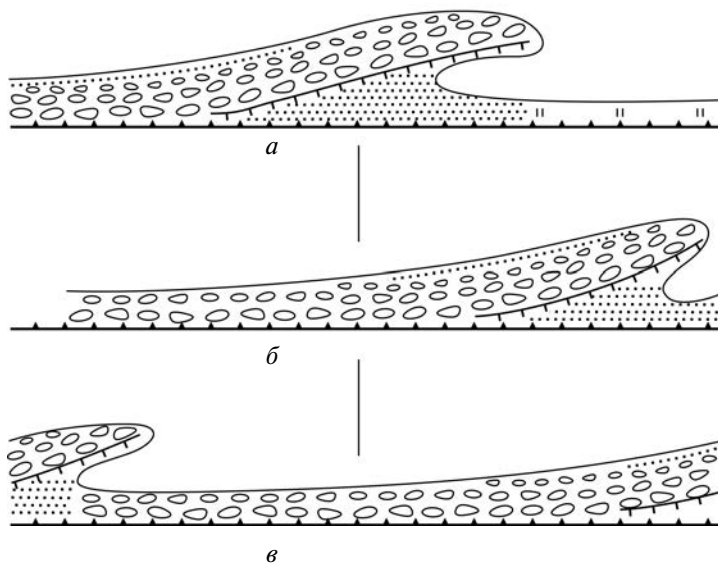
Смещение частиц отмостки происходит импульсами при достижении пульсационной составляющей продольной скорости максимальных значений, т.е. при  $V_{\text{мгн}} > V_{\text{р.отм}}$ . Поскольку отклонения мгновенных скоростей от средней имеют различную обеспеченность, длина и интенсивность смещения отдельных частиц разной крупности неодинаковы в разных частях русла.

В процессе перемещения галечно-валунные наносы образуют, подобно песчаным, гряды разных размеров. Наиболее характерными являются макроформы (перекаты, побочни, осередки) и мезоформы, встречающиеся на их пологих верховых (напорных) склонах или образующие прибрежные косы — закоски (рис. 6.63). Они имеют нормальный асимметричный профиль с пологим верховым склоном и крутым подвалем (угол  $30^\circ$ ), аналогичным грядам на реках с песчаными наносами. *Прибрежные косы (закоски)* отличаются обычно большей крутизной ( $h_r/l_r = 0,08...0,12$  — крутые гряды). Их гребни прослеживаются на бичевниках, протягиваясь под небольшим углом к линии берега вниз по течению и постепенно понижаясь к межени уреза. В ухвостье между наиболее высокой частью гребня косы и бичеваником имеется небольшой, но глубокий залив (заводь). Галечно-валунные отложения на закосках сортированы таким образом, что наиболее крупные валуны располагаются на гребне гряды; к урезу воды они становятся все более мелкими. Аналогичная сортировка галечно-валунного материала характерна и для бичевников между закосками, причем полоса крупного валунника на нем переходит в пригребневую часть закоска (рис. 6.64).

Отложения под отмосткой на прибрежных косах кольматированы мелкой галькой, гравием, песком и достаточно уплотнены. Однако ближе к гребню количество заполнителя сокращается, а в пределах полосы 1...3 м перед подвалем, сформировавшимся в последнее половодье и еще некольматированным мелкоземом, его нет.



**Рис. 6.63.** Прибрежная валунно-глыбовая коса (закосок) на р. Витим (выше г. Бодайбо). Фото автора



**Рис. 6.64.** Схема смещения прибрежной косы, сортировка наносов на ее поверхности и формирование галечно-валунного бичевника:  
*а, б, в* — последовательные положения косы

Сформировавшаяся во время половодья коса (рис. 6.64, *a*), когда весь бичевник находится под водой, через несколько лет оказывается расположенной ниже по течению, а на ее месте остается наиболее крупный валунник, соответствующий ее гребню и образующий валунный бордюр в тыловой части бичевника (рис. 6.64, *b*), протягивающийся параллельно коренному берегу (склону) в виде небольшого уступа (подваля). Ряд следующих половодий перемещает сюда новую косу (рис. 6.64, *в*), и после ее прохождения также остается валунный материал, еще более подчеркивающий его сортировку от уреза к тыловой части бичевника.

Валуны и крупная галька на бичевниках образуют отмостку, но здесь они обычно утрамбованы. Это результат последующего воздействия на отмостку весеннего ледохода: льдины впрессовывают валуны в аллювиальную толщу и выравнивают поверхность. Необходимым условием для образования подобных «булыжных мостовых» на бичевниках является относительная прямолинейность русла. В этом случае льдины не надвигаются на берег, а лишь касаются его, хотя в процессе перемещения могут сбрасывать транспортируемый ими материал. Если плывущие льдины подходят к берегу под углом 40...60°, валунная отмостка на бичевниках, побочнях и осередках может ими нарушаться. При ледоставе лед смерзается с дном, и при ледоходе льдины выламывают из отмостки отдельные валуны. Это способствует дальнейшему ее разрушению потоком и непосредственному его контакту с разнофракционными отложениями под ней.

На спаде паводка перемещающиеся наносы резко останавливаются, формируется отмостка из самых крупных руслообразующих наносов. Более мелкие частицы продолжают смещаться, и их движение прекращается ниже по течению при меньших уклонах. Песчаные фракции, которые еще в течение долгого времени находятся во взвешенном состоянии, выносятся потоком за пределы галечно-валунных участков, формируя песчаное или песчано-галечное русло ниже по течению.

В *сужениях долины*, где велик удельный расход воды, поток обладает наибольшей влекущей силой, здесь перемещаются потоком наиболее крупные наносы. Во врезанном русле при подъеме уровней воды и росте скоростей течения осуществляется наиболее интенсивный транзит материала, русло приобретает плесовый характер. В этих условиях даже незначительное расширение русла вызывает снижение скорости потока, частичную остановку и образование осередка, а при его зарастании — одиночного разветвления.

В *широкопойменных руслах* наибольшая концентрация потока также наблюдается в относительных сужениях долины. Относительный рост удельного руслоформирующего расхода обуславливает увеличение здесь крупности руслообразующих наносов и более активный

их транспорт. Резкая остановка наносов после прохождения волны паводка сопровождается образованием осередков. Вследствие этого в сужениях галечно-валунное русло разветвлено. В расширениях dna долины транспорт руслообразующих наносов менее активен, скорости течения и транспортирующая способность потока после затопления поймы снижаются. В результате русло здесь неразветвленное или его разветвленность значительно меньше. По этой же причине развивающиеся рукава многорукавного галечно-валунного русла, характеризующиеся наиболее интенсивным движением наносов, отличаются вторичной разветвленностью, в то время как отмирающие обычно меандрируют.

Высокая крупность галечно-валунных и особенно валунно-глыбовых наносов врезанных русел обуславливает малую подвижность побочней, осередков и прибрежных кос, движение которых не фиксируется инструментальными методами.

Широкопойменные галечно-валунные русла отличаются большей динамичностью, о чем свидетельствует уже само наличие многочисленных грядовых форм руслового рельефа. Смещение побочней и осередков в разветвлениях русла происходит со скоростями до 20...30 м/год, что приближается к темпам деформаций песчаных русел, но в отличие от них не сопровождается переформированиями разветвлений.

## ГЛАВА 7. ФОРМИРОВАНИЕ И ДЕФОРМАЦИИ ПЕРЕКАТОВ

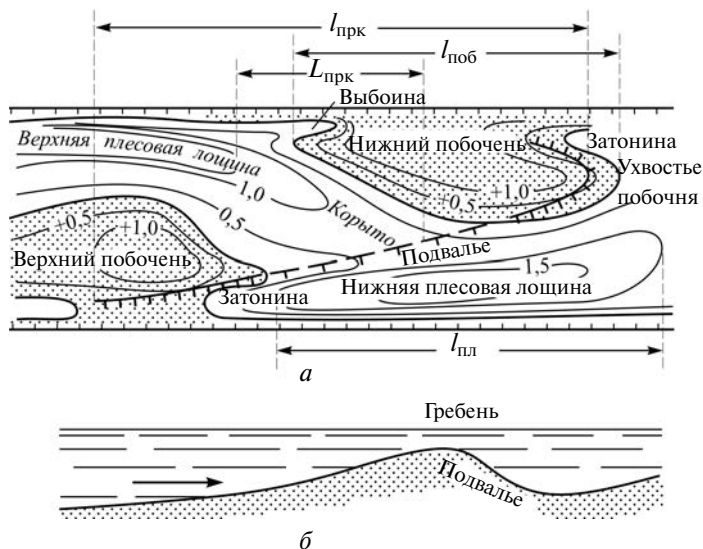
---

### 7.1. ПЕРЕКАТЫ И ПЕРЕКАТНЫЕ УЧАСТКИ

Русла большинства рек характеризуются чередованием относительно мелководных участков большей или меньшей протяженности, в пределах которых рельеф русла представлен грядами разных размеров, и участков, отличающихся большими глубинами, выдержанностью их по длине реки, лишь изредка прерывающихся повышением отметок дна в связи с образованием отдельных крупных гряд. Первые из них называются перекатными; вторые — плесовыми. *Перекатные участки* состоят из следующих друг за другом *перекатов*, разделенных плесовыми лощинами.

Основными морфологическими элементами переката являются (рис. 7.1): *верхний и нижний побочни*, *седловина переката* между ними с наиболее пониженной частью — *корытом переката*, которому соответствует положение стрежня меженного потока. Выше переката располагается *верхняя плесовая лощина*, ниже — *нижняя плесовая лощина*. Крутой низовой склон переката, обращенный к нижней плесовой лощине, как и любой другой гряды, называется *подвальем*. Поскольку гребень переката ориентирован по диагонали к берегу, в нижней части побочня между ним и берегом нередко находится залив — *затонская часть нижней плесовой лощины (затонина)*. Залив между верхней частью побочня и берегом называется *выбоиной верхней плесовой лощины*. При их объединении возникает *побочневый проток*, развитие которого может привести к отторжению побочня, перестройке рельефа русла и образованию осередка. В узлах разветвленных русла роль осередка выполняет побочень, примыкающий к оголовку острова.

Расстояние вдоль оси русла между концом верхней плесовой лощины, где начинается устойчивое повышение отметок дна, и нижней, за начало которой принимается свал глубин в подвалье переката в пределах его седловины, представляет собой *шаг переката*  $L_{\text{прк}}$  (рис. 7.1). Участок от свала глубины в подвалье верхнего переката до начала устойчивого повышения отметок дна на верховом склоне нижнего определяет *длину плесовой лощины*  $l_{\text{п.л.}}$ . Длина плесовых лощин  $l_{\text{п.л.}}$  не превышает обычно шаг отдельных перекатов, т.е.  $l_{\text{п.л.}} \leq L_{\text{прк}}$ . *Длина переката*  $l_{\text{прк}}$  включает в себя его шаг  $L_{\text{прк}}$  и шаг побочней  $L_{\text{поб}}$ , полностью перекрываясь с длиной одной или обеих плесовых лощин. *Шаг побочня*  $L_{\text{поб}}$  ограничивается его приверхом и ухвостьем и, как правило, намного больше шага переката ( $L_{\text{поб}} > L_{\text{прк}}$ ).

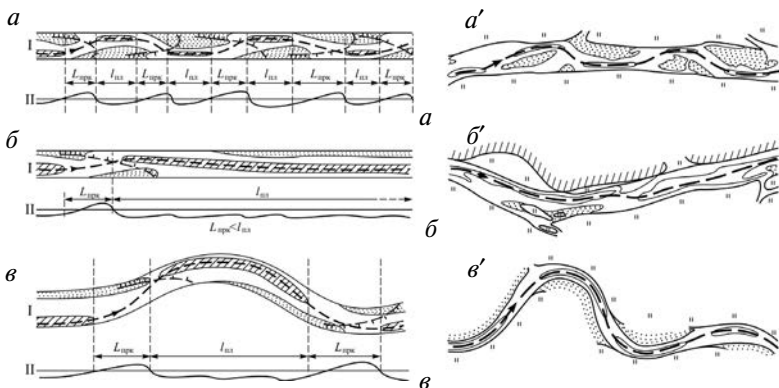


**Рис. 7.1.** Типовая схема переката и его основные морфологические элементы: *а* — в плане; *б* — в продольном разрезе

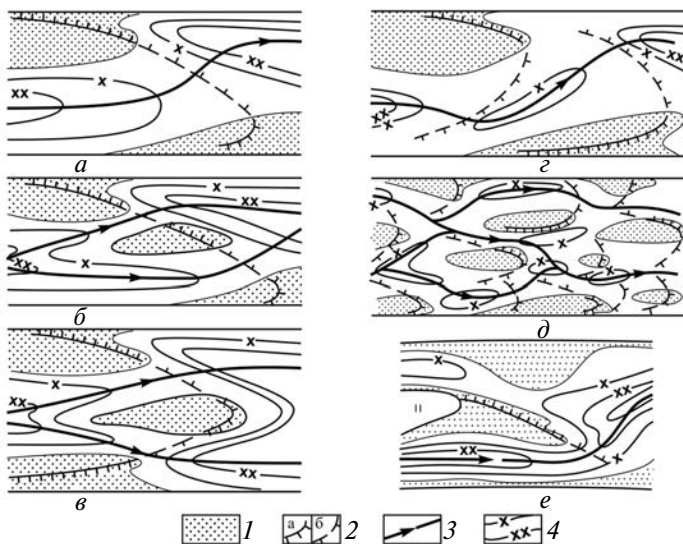
В пределах перекатных участков побочни располагаются у противоположных берегов в шахматном порядке, причем каждый побочень является одновременно нижним для переката выше по течению и верхним для переката ниже по течению (см. рис. 7.2, *а*). Это обуславливает извилистость динамической оси меженного потока, огибающей побочни.

Глубокие участки русла называются *песами*, или *песовыми участками*. В них перекаты не развиты или встречаются в виде отдельных образований (в этом случае  $L_{прк} \ll l_{пл}$ ), динамическая ось потока относительно прямолинейна (рис. 7.2, *б*). Промежуточное положение занимают перекаты в извилистом русле; они располагаются на перегибах между смежными излучинами, тогда как на остальном протяжении находятся плесовые лоцины (рис. 7.2, *в*), длина которых больше шага перекатов ( $L_{прк} < l_{пл}$ ).

По количеству и соотношению гряд, образующих перекаты, выделяют четыре их разновидности (рис. 7.3): I — перекат — гряда, гребень которой пересекает русло от одного берега к другому; II — перекат, образованный двумя или несколькими грядами, вместе составляющими единый мелководный вал; III — перекат — россыпь, состоящий из беспорядочно расположенных гряд разных размеров, вместе составляющих протяженное мелководье; IV — перекат-коса.



**Рис. 7.2.** Распространение перекатов в пределах перекатного (а), плесового участков (б) и в извилистом русле (в): а, б, в — схемы (I) и профили дна (II); а' — р. Пинега в нижнем течении; б' — р. Обь выше устья р. Томь; в' — р. Вычегда в верхнем течении



**Рис. 7.3.** Морфологическое строение перекатов: а — перекат-гряда; б — перекат-гряда с осередком; в — перекат-гряда с осередком и побочными, находящимися напротив друг друга; г — перекаты, образованные грядами-побочными; д — перекаты-россыпи; е — перекат-коса; 1 — обсыхающие в межень отмели (побочны, осередки, косы); 2 — подвалье на обсохших отмелях (а), в подводной части переката (в межень) (б); 3 — стрежень потока; 4 — изобаты



*Перека́т–гря́да* (тип I) представляет собой макроформу, имеет побочни, расположенные у противоположных берегов под некоторым углом друг к другу, и образует единое целое с находящейся между ними седловиной; динамическая ось меженного потока, огибая побочни, переваливает от одного берега к другому (рис. 7.3, а). При большой ширине русла на седловине может формироваться осередок (сложный перека́т) (рис. 7.3, б). Динамические оси потока возле осередка иногда расходятся, направляясь к противоположным берегам. В этом случае гребень перека́та образует дугообразный изгиб посередине русла, ориентированный вниз по течению, а побочни располагаются практически напротив друг друга (рис. 7.3, в). Нередко такие перека́ты находятся в местных расширениях русла, вследствие чего их называют «внутренние бары».

Тип II — *перека́ты, побочни которых образованы самостоятельными грядами (побочнями)*, последовательно располагающимися то у одного, то у другого берега (рис. 7.3, г). Каждая гряда оказывается надвинутой на верховой склон нижележащей. Седловина перека́та находится в подвале верхнего побочня, представляя собой верхнюю пониженную часть нижнего; здесь, следуя рельефу дна и огибая побочни, динамическая ось меженного потока перемещается из верхней в нижнюю плесовую ложину. Глубина ее в подвалье верхнего побочня зависит от того, насколько последний надвинут на верховой пологий склон нижнего побочня. При большой удаленности побочней друг от друга глубина седловины близка к глубинам плесовых ложин. Такие перека́ты называют *перека́тами перевального типа*. На сложных перека́тах побочни, в том числе расположенные напротив друг друга, и осередок являются самостоятельными грядами.

Наиболее сложные морфологически *перека́ты–россыпи* (тип III), образованные многочисленными грядами–побочнями и осередками (рис. 7.3, д), среди которых нельзя различить «нормальные» морфологические элементы. Это участки сплошного обмеления русла, в пределах которых динамическая ось потока проходит посередине русла, среди хаотично расположенных осередков, побочней, кос и отличается большой изменчивостью своего положения из-за их подвижности. Гряды, образующие перека́ты — россыпи, относятся к типу ленточных гряд (в классификации ГГИ). На реках со слабоустойчивым или неустойчивым руслом перека́ты — россыпи, прерываясь короткими плесовыми ложинами ( $l_{пл} \ll L_{прк}$ ), образуют протяженные перека́тные участки, длина которых сопоставима с длиной морфологически однородных участков.

*Перека́ты–косы* (тип IV) представляют собой самостоятельные морфологические образования, возникающие в узлах слияния рукавов на границе раздела двух потоков. Они имеют вид гряд, понижа-

ющихся от ухвостья острова вниз по течению, образуя раздельную стрелку между рукавами; подвалье обращено в сторону маловодного рукава (рис. 7.3, е). При слиянии равнозначных по водности рукавов возникают две косы, подвалья которых вытянуты параллельно друг другу, а между ними находится залив. Каждая из кос является верхним побочным перекатов в устьях обоих рукавов. Косы могут быть также одним из элементов рельефа перекатов–россыпей, не имея в этом случае самостоятельного значения.

Формирование перекатов того или иного типа зависит от устойчивости русла  $K_c$  и связано с критерием квазиоднородности потока И.Ф. Карасева  $\Theta$ . В соответствии с ними выделяются области существования перекатов разных морфологических типов (табл. 7.1). На наиболее устойчивому руслу ( $K_c > 20$ ) и гидравлической структуре потока, близкой к однородной, соответствует формирование *перекатов перевального типа*, образованных грядами–побочными. Это перекаты на перегибах между смежными излучинами, побочни которых располагаются у их выпуклых берегов, не имеют затонин и выбоин плесовых ложин; седловины глубокие, в нижней части переходящие в напорный верховой склон следующей гряды — побочни. Образованию перекатов перевального типа способствует также относительно небольшой сток влекомых наносов.

*Перекаты–гряды* (тип I) встречаются на пологих излучинах или в прямолинейном русле также при сравнительно небольших значениях  $\Theta$ , но с меньшей устойчивостью. Они формируются на участках русел, их ширина мало меняется с ростом уровней воды. Условием их образования является достаточно большой сток влекомых наносов, обеспечивающий формирование крупных гряд.

Таблица 7.1

**Морфологические типы перекатов Оби и их зависимость от устойчивости русла  $K_c$  и гидравлической однородности потока  $\Theta$**

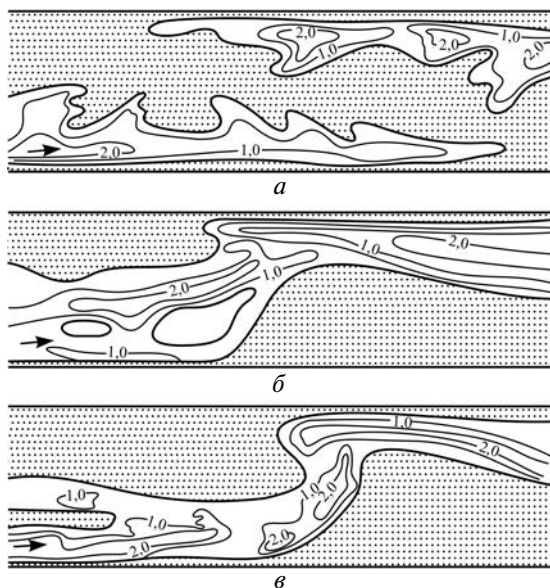
Морфологические типы перекатов	$\Theta$	$K_c$
Перекаты перевального типа	<4,5	>20
Перекаты-гряды (тип I)	4,5...6,0	20...15
Перекаты-гряды (тип I) и перекаты, образованные побочными (тип II)	5...10	15...10
Перекаты-гряды с осередками (тип I) и перекаты, образованные побочными и осередками (тип III)	6...20	10...4
Перекаты — россыпи	>20	<4

Чередование побочней в шахматном порядке, представляющих собой либо части единых гряд, либо следующие у противоположных берегов друг за другом гряды–побочни, встречаются на участках ру-

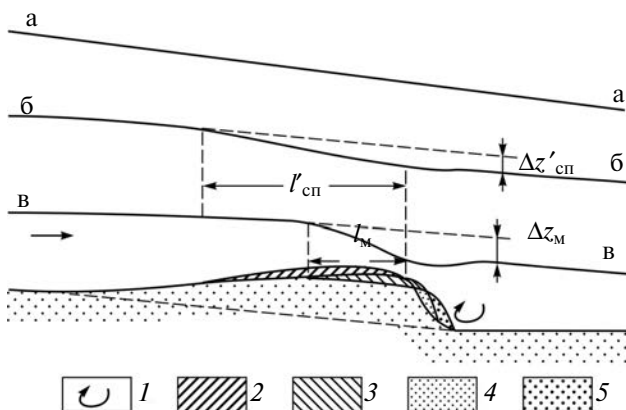
сла с гидравлически однородной структурой потока и  $K_c = 10...15$ . Перекаты, образованные грядами–побочными и грядами–осередками, характерны для участков рек с неоднородной структурой потока и слабоустойчивым руслом ( $K_c < 15$ ).

*Перекаты–россты* свойственны рекам со слабоустойчивым и неустойчивым руслом ( $K_c < 4$ ) при разделении потока на несколько ветвей течения ( $\Theta > 20$ ). Перекаты, образованные косами в ухвостях островов (тип IV), встречаются вне зависимости от устойчивости русла, будучи связанными с особенностями гидравлической структуры потока в узлах слияния рукавов. Они встречаются также ниже мысов (выступов) ведущих берегов, у выпуклых берегов излучин рукавов.

Перекаты, как и все грядовые формы руслового рельефа, представляют собой очень динамичные образования не только в отношении их подвижности (смещения под воздействием потока), но и постоянно происходящих при этом изменений размеров и других характеристик формы из-за пространственно-временных изменений гидравлических характеристик потока, условий движения и аккумуляции наносов. Преобразование исходной формы переката отчетливо прослеживается на примере единой гряды, протягивающейся под углом от одного берега до другого. В половодье (рис. 7.4, а) отметки седловины переката и побочной близки, а стрежень потока направляется через нижний побочень, уклоны по всему руслу, на гребне переката и в плесовых лощинах выравниваются. На спаде половодья и особенно в межень нижний побочень оказывает на поток подпорное воздействие, уклон на гребне становится больше, чем в плесовых лощинах, и в межень превышает его во время половодья, так как  $\Delta z_m > \Delta z_{сп}$  ( $\Delta z$  — превышение отметок водной поверхности между плесовыми лощинами на спаде половодья «сп» и в межень «м»; на пике половодья  $\Delta z = 0$ ). Одновременно возникает зона спада уровней, длина которой по мере снижения уровней сокращается  $l_{ов} > l_m$  (рис. 7.5) и поперечного перекоса водной поверхности в сторону затонины нижней плесовой лощины. Вследствие этого гребень переката размывается. Когда побочни перекатов обсыхают, весь поток поворачивает, огибая нижний побочень, и постепенно вдоль стрежня прорезает корыто (рис. 7.4, б, в). В итоге единая гряда переката расчлняется, создавая впечатление самостоятельности побочней; оно усиливается благодаря тому, что, формируя корыто на гребне переката, поток подмывает верхний или нижний побочень и, в зависимости от смещения к тому или другому, на контакте с ним образуется вертикальный уступ — «обрезные пески». Если подмыв этого уступа прекращается, он быстро приобретает вид склона с углом естественного откоса ( $30^\circ$ ), внешне похожий на подвалье гряды.

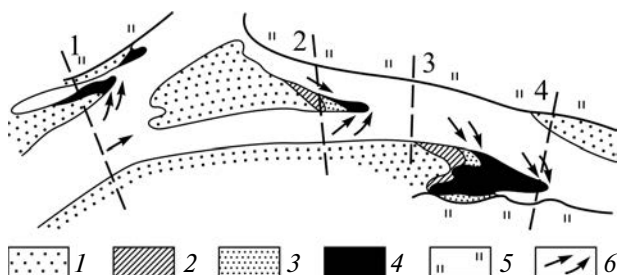


**Рис. 7.4.** Расчленение единой гряды—переката, сформировавшейся в половодье (а), при спаде уровней (б) и в межень (в) на побочни и седловину (по Н.И. Маккавееву)



**Рис. 7.5.** Изменение продольного профиля свободной поверхности на перекате (а-а — половодье п; б-б — спад половодья сп; в-в — межень м):  
 $l'$  — длина зоны спада уровней;  $I$  — валец в подвале;  
 2 — слой размыва при среднем уровне; 3 — слой размыва при низком уровне; 4 — слой аккумуляции в подвале при среднем уровне;  
 5 — слой аккумуляции в подвале при низком уровне

При обсыхании побочня по мере спада уровней его подвале сначала обрывается непосредственно в воду, но затем здесь формируется коса, сложенная тонкопесчаными или илистыми отложениями (рис. 7.6). На больших реках такие косы имеют длину до 200...300 м; постепенно снижаясь вниз по течению и, уходя под урез воды, являются иногда основой формирования переката–косы в ухвостье побочня или смещения корыта переката к нижнему побочню.



**Рис. 7.6.** Образование кос в ухвостье побочня (р. Вычегда):  
 контуры побочня и положение кос по съемкам:  
 1 — 25.05 (косы отсутствуют); 2 — 10.06; 3 — 24.07; 4 — 25.09;  
 5 — пойма; 6 — направление донных струй

В то же время морфологический тип переката зависит от водоносности реки и ширины русла. Перекаты–гряды формируются на реках с шириной русла до 1500 м, имеющих среднегодовой расход воды до  $2000 \text{ м}^3/\text{с}$ , перекаты, составленные грядами–побочнями (осередками) —  $b_p < 4000 \text{ м}$ ,  $Q_{\text{ср}} < 10000 \text{ м}^3/\text{с}$ , перекаты–россыпи —  $b_p > 4000 \text{ м}$ ,  $Q_{\text{ср}} > 10000 \text{ м}^3/\text{с}$ . Эти же условия определяют количество перекатов в пределах перекатных участков; в разветвленном русле оно зависит от относительной водности рукавов: в рукавах с меньшей долей общего расхода воды перекаты встречаются чаще; по мере увеличения относительной водности количество перекатов уменьшается.

Размеры гряд–перекатов и гряд–побочней (их длина, шаг) зависят от ширины русла и водности реки. Л. Леопольд и М. Вольман получили зависимость длины побочней от ширины русла  $L_{\text{поб}} = 6,5b_p^{1,1}$ . По И.Ф. Карасеву, шаг побочней

$$L_{\text{поб}} = 1,22h_{\text{п.л}} \text{Fr}I^{-1}, \quad (7.1)$$

где  $h_{\text{п.л}}$  — глубина плесовых лощин; Fr — число Фруда; после преобразований;

$$\frac{L_{\text{поб}}}{b_p} = \frac{a}{\Theta}, \quad (7.2)$$

где  $a$  — коэффициент;  $\Theta = \frac{b_p}{h} \sqrt{\lambda}$  ( $b_p$  — ширина русла;  $\lambda$  — коэффициент гидравлических сопротивлений).

В.М. Католиков, обобщив имеющиеся литературные данные, отметил, что разброс точек в соотношении  $L_{\text{поб}} \sim b_p$  достаточно велик, указав в качестве причины многофакторность, определяющую размеры побочной реки. Действительно, для побочной р. Ока, по данным И.В. Попова, отношение  $\frac{L_{\text{поб}}}{b_p} = 6$  имеет обеспеченность 50%,

$$\frac{L_{\text{поб}}}{b_p} = 4,7 \dots 75\% \text{ и } \frac{L_{\text{поб}}}{b_p} = 9,4 \dots 25\%; \text{ для ленточных гряд медианное}$$

значение  $\frac{L_{\text{лг}}}{b_p} = 8$ . На р. Неман шаг перекатов  $L_{\text{прк}}$  изменяется по

длине реки в связи с увеличением ее водоносности, будучи равным почти шестикратной ширине русла:  $L_{\text{прк}} = 5,9b_p$ . На р. Северная Двина коэффициент  $k$  в уравнении  $L_{\text{поб}} = kb_p \pm a$  и максимальные величины длины побочной составляют у прямолинейного неразветвленного русла ( $k = 7,4$ ), в односторонних разветвлениях — 3,5, на свободных излучинах — 2,5 и в параллельно-рукавных разветвлениях — 2,1, в одиночных разветвлениях  $k = 1,9$ . Минимальная длина побочной изменяется в пределах 15% в прямолинейном, извилистом и параллельно-рукавном русле, увеличиваясь в одиночных и односторонних разветвлениях. Аналогично различаются соотношения  $L_{\text{поб}} \sim Q$ , где  $Q$  — характерный расход воды.

## 7.2. Условия формирования перекатов

Для формирования перекатов и перекатных участков на реке необходимы такие условия, при которых происходит местное снижение транспортирующей способности потока и наносы перемещаются преимущественно как влекомые. Реализация этого условия возможна при большом стоке руслообразующих наносов. При малом стоке наносов возникают *дефицитные гряды*, имеющие нерегулярное расположение в русле, там, где для их образования количество транспортируемых наносов оказывается недостаточным или имеются причины, вызывающие уменьшение скорости движения отдельных частиц или их остановку.

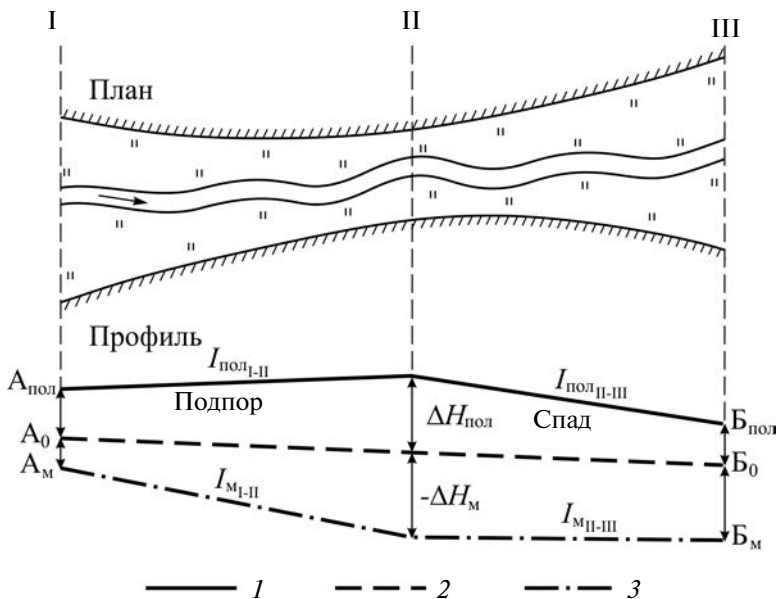
Наиболее распространенной причиной снижения транспортирующей способности потока и формирования перекатных участков или

одиночных перекатов является возникновение зон подпора большей или меньшей протяженности. Зоны подпора на больших реках имеют длину в десятки и сотни километров вверх по течению от мест его возбуждения (сужения дна долины, слияние с притоком, нагоны и приливы в устьевых областях рек). Местные зоны подпора длиной от первых сотен метров до нескольких километров связаны с сужениями самого русла, крутыми поворотами реки у коренных берегов (вынужденные излучины и т.д.). Причиной снижения транспортирующей способности потока и образования перекатных участков или отдельных перекатов является также растекание потока половодья по широкой пойме или его местное распластывание при расширении русла, в разветвлениях, на перегибах между смежными излучинами и т.д.

Значительные сужения дна долины вызывают подпор выше по течению во время половодья. Их эффект особенно сказывается, если руслоформирующие расходы воды проходят при затопленной пойме (рис. 7.7). Перед сужением в нижней части расширения дна долины, где пойменные воды стекают в русло и удельные расходы воды увеличиваются, уклон с повышением уровня уменьшается, образуется динамический подпор. Наоборот, выходя из сужения, в начале расширения поток растекается по пойме, распластывание потока вызывает спад уровней, распространяющийся на суженный участок, уклоны в половодье возрастают. При подъеме уровня воды выше нейтрального (линия  $A_0 - B_0$ ) площади поперечного сечения руслопойменного потока перед створом сужения вниз по течению убывают ( $\omega_{п1} > \omega_{п11}$ ), а в начале расширения увеличиваются ( $\omega_{п1} < \omega_{п11}$ ). Так как зависимость между уровнем и расходом воды  $H = f(Q)$  зависит от пропускной способности русла при различных уровнях, то с увеличением расхода воды в реке приращение уровня в створе сужения будет происходить интенсивнее, чем в расширениях выше и ниже по течению. В результате в половодье уклон перед сужением  $I_{пол-п}$  с повышением уровня уменьшается, ниже сужения увеличивается. В первом случае возникает подпор потока, во втором — спад уровней. В зоне подпора происходит аккумуляция наносов и формируется перекатный участок, в зоне спада уровней — размыв русла и образование плесового участка.

В связи с образованием плеса в сужении и ниже его уклон здесь с понижением уровня уменьшается; наоборот, на подходе к сужению, где в половодье образовался перекатный участок, уклон по мере понижения уровней увеличивается. Таким образом, в межень на участке сужения–расширения дна долины устанавливается обратное, чем в половодье, распределение уклонов ( $I_{м1-п} > I_{м11-п11}$ ). Однако сформировавшийся перекатный участок, несмотря на увеличение уклонов, не размывается, так как водность потока и его транспортирующая

способность существенно меньше, поскольку  $W_{\text{тр}} = f(Q^m)$ , где  $m > 1$ , и величины размывов не соответствуют размерам аккумуляции наносов. В плесовом участке, где уклоны снижаются, происходит отложение наносов, поступающих сюда с размываемых перекатов на вышележащем участке русла, но объемы аккумуляции малы по сравнению с размывами и транспортом наносов в половодье.



**Рис. 7.7.** Изменение продольных уклонов в половодье и межень на участке расширение–сужение–расширение дна долины реки: 1 — уровень половодья; 2 — нейтральный уровень; 3 — уровни межени (по Н.И. Маккавееву)

Зона спада уровней в половодье и размыва русла в начале расширения дна долины сменяется ниже по течению зоной аккумуляции наносов, связанной с расплыванием потока по расширяющейся пойме, уменьшением удельных руслоформирующих расходов воды:

$$q_{\text{уд.ф}} = \frac{Q_{\text{ф}}}{B_{\text{п}} + b_{\text{р}}}, \text{ и существенным сокращением доли } Q_{\text{ф}} \text{ в русле (на}$$

широкопойменных реках Русской равнины доля стока воды по пойме составляет до 80%). При четком видном строении долины зона аккумуляции наносов, связанная с расплыванием потока половодья по пойме, смыкается ниже с зоной аккумуляции от сужения долины, вследствие чего на реке возникают протяженные перекатные участки.

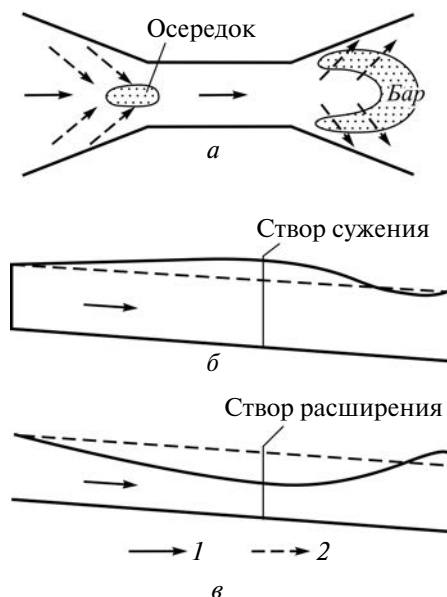


Аналогичные условия возникают в узлах слияния рек, где перекатные участки формируются на той из них, которая при прохождении  $Q_{\phi}$  находится в подпоре и имеет больший сток наносов. Более сложная картина возникает в русле объединенной реки ниже узла слияния. Если результирующая баланса  $\Delta W_G > 0$ , то ниже слияния располагается плесовой участок; при условии  $\Delta W_G < 0$  ниже слияния с притоком формируется перекатный участок.

Перекатные участки в разветвленном русле являются следствием рассредоточения стока воды по рукавам. Они представляют собой серию смежных перекатов, образовавшихся у оголовков островов, в узлах слияния рукавов и в самих рукавах. Иногда перекатные участки располагаются непосредственно ниже местных достаточно мощных источников поступления наносов. На Северной Двине группа Паячных—Рубежских—Коптельских перекатов, образующих единый мелководный перекатный участок длиной 33 км при ширине русла около 1 км, находится ниже интенсивно размываемого уступа песчаной Толоконной горы; на нижней Зее с размывом Белых гор также связано образование мелководного перекатного участка. Аналогичные перекатные участки встречаются на Вилюе, нижней Лене и многих других реках с песчаным составом руслообразующих наносов.

Отдельные перекаты формируются в сходных условиях. На плесовых участках они образуют одиночные формы, на перекатных — серию сопряженных в своем развитии перекатов. В местных расширениях русла их называют «внутренние бары», имея в виду аналогию в механизме образования (растекание потока по расширяющейся акватории) с устьевыми барами (рис. 7.8). В расширении русла в стрежневой зоне потока отметки водной поверхности выше, чем в береговой, донные течения расходятся от стрежня к берегам. Образующийся здесь перекат под влиянием расходящихся донных течений приобретает форму обращенного выпуклостью вниз по течению бара, на котором в межень формируется осередок. В начале расширения в половодье возникает кривая спада уровней и создаются условия для размыва, продукты которого ниже по течению формируют перекат–бар. Перед сужением русла формируется кривая подпора и наблюдается поднятие уровня у берегов (вследствие набегания струй), вдоль стрежня водная поверхность относительно понижена. Придонные течения, отклоняющиеся от берегов к стрежню, и подпор приводят к образованию сложного переката с осередком посередине русла.

Распространенной причиной образования отдельных перекатов является резкое асимметричное расширение поймы, в пределы которой во время половодья осуществляется отток воды из русла. Снижение удельного расхода воды в русле приводит к местному снижению транспортирующей способности потока и формированию переката.

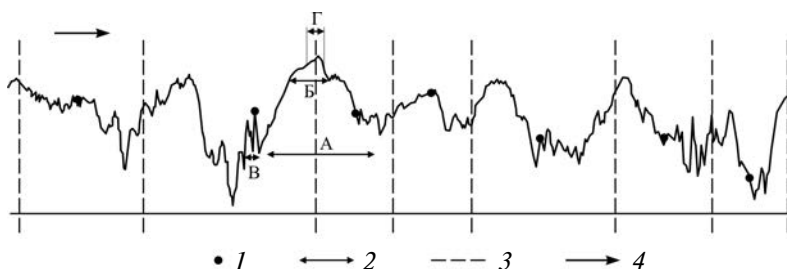


**Рис. 7.8.** Формирование переката перед сужением и расширением русла: *а* — направление придонных струй потока и формы аккумулятивных образований; *б, в* — профили свободной поверхности потока перед сужением и в расширении русла соответственно; *1* — направление течения реки; *2* — направление придонных струй (по Н.И. Маккавееву)

На излучинах побочными перекатов являются прирусловые отдели у выпуклых берегов, а их седловина находится между ними, будучи приуроченной к месту перегиба между смежными излучинами. Поэтому продольный профиль дна русла в извилистом русле вдоль стрежня потока (рис. 7.9) четко дифференцирован на перекаты и плесовые лощины. Гребень переката смещен вниз по течению относительного створа перегиба; плесовая лощина располагается в привершинной части излучины со сдвигом на нижнее крыло.

В узлах разветвления русла формирование перекатов связано со снижением транспортирующей способности потока из-за отвлечения части стока воды в рукава; имеет значение также местный подпор потока возле оголовка острова и расширение русла, вызванное огибанием потоком острова и размывами противоположных ему берегов. Перекаты не возникают в истоках тех рукавов, которые являются прямым продолжением плеса на смежном вышележащем участке. При слиянии рукавов возникают перекаты, аналогичные перекатам — внутренним барам, либо перекаты — косы. Для первых — верхним побочным служит коса в ухвостье острова. Иногда

такие перекаты осложнены осередком. Причина их образования — распластывание потока, выходящего из рукава, по акватории неразветвленного участка русла.



**Рис. 7.9.** Продольный профиль русла верхней Вычегды по его оси на участке с развитыми излучинами:

1 — положение вершин излучин; 2 — гряды разных размеров (А, Б, В, Г);  
3 — границы излучин; 4 — направление течения

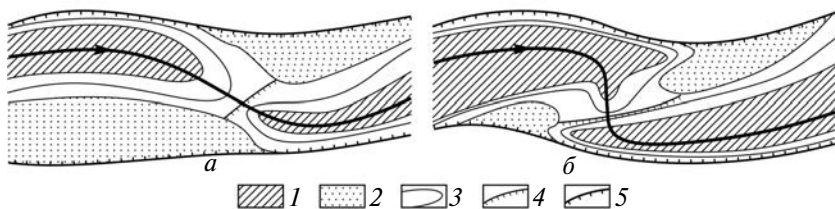
Степень мелководности перекатов в узлах разветвления русла при прочих равных условиях больше, чем при слиянии рукавов, поскольку здесь в связи с подпором, возникающим перед оголовком острова, происходит наиболее активное отложение наносов. Измерения расходов взвешенных наносов показали, что его величина уменьшается в среднем в 1,2–1,5 раза. Значительная часть наносов задерживается не только у оголовков островов, но и на перекатах в пределах рукавов. Последние характерны для разветвлений удлиненной формы, в которых рукава имеют квазипрямолинейное русло. Возле ведущего берега возникают небольшие острова и отмели, огибая которые, динамическая ось потока образует дополнительные изгибы. Если рукав проходит вдоль коренного берега, перекаты в нем обычно не возникают, поскольку при подъеме уровней воды циркуляционные течения способствуют углублению возле него русла и аккумуляции наносов у яра противоположного пойменного острова.

Наряду с русловыми причинами образования перекатов существуют внешние, связанные с неровностями коренных берегов, ниже мысов и выступов которых возникают условия для формирования побочней, осередков или кос. К такому же эффекту приводят оползни, создающие в прибрежной части русла препятствия, которые существуют в течение ряда лет, пока оползень не будет размыт, отклоняют поток к противоположному берегу, способствуя аккумуляции наносов за ним. Распространенной причиной образования перекатов являются выносы из оврагов, расчленяющих коренные берега рек. Имея зачастую «залповый» характер, выносы в реку материал, более крупный, чем наносы самой реки, или в количестве превышающем

транспортирующую способность потока, они сказываются в развитии перекатов на средних и даже больших реках. Во-первых, сами конуса и аккумулирующиеся возле них наносы образуют побочни, огибая которые поток размывает противоположный берег; возникающие в нем вогнутости оказывают на поток направляющее воздействие, способствуя формированию нижнего побочня переката. Во-вторых, высыпка оказывает подпорное воздействие на поток, вследствие чего перед ней аккумулируются наносы, вызывая рост побочня.

Разнообразие причин и условий образования перекатов приводит к тому, что на одном и том же участке реки встречаются перекаты разного генезиса и морфологии при наличии общей причины формирования перекатного участка. Сами перекатные участки могут быть в отношении условий их образования полигенетическими. Так, сформировавшийся ниже местного источника поступления наносов на Северной Двине Паячный–Рубежский–Коптельский перекатный участок является также следствием подпора от резкого сужения dna долины ниже по течению и пересечения пойменного и руслового потоков во время половодья.

Первую классификацию перекатов предложил Г. Жирардон, выделивший две их разновидности по взаимному положению побочней, седловины и затонин: нормальные («хорошие») и сдвинутые («дурные»). За внешне формальным морфологическим подходом (рис. 7.10) скрываются важные особенности гидравлического режима и перестроения перекатов: концентрация потока на седловине, плавный перевал стрежня из верхней плесовой лощины в нижнюю, размыв гребня на сладе уровней и достаточные для судоходства глубины, в первом случае, и крутой перевал стрежня потока, рассредоточение течения, образующего своеобразный веер, расходящийся в сторону затонской части и выбоины верхней плесовой лощины, обмеление вследствие этого в межень седловины и неблагоприятные условия судоходства, во втором.



**Рис. 7.10.** «Хороший» (а) и «дурной» (б) перекаты (по Г. Жирардону):  
1 — плесовые лощины; 2 — побочни; 3 — изобаты; 4 — подвалье переката;  
5 — бровки берега

В более поздних классификациях стали выделяться две группы перекатов:

1) перекаты, занимающие постоянное положение на реке, но отличающиеся сезонной сменой размыва и аккумуляции наносов на их гребнях;

2) перекаты, связанные с ежегодным смещением побочной вниз по течению на широкопойменных участках значительной протяженности.

### 7.3. Многолетние переформирования перекатов

Многолетние переформирования перекатов заключаются: в смещении перекатов по длине перекатных участков; изменениях размеров и положения их морфологических элементов при сохранении относительно постоянного положения на реке; обмелении седловин в одни годы при одном положении морфологических элементов, углублении корыта в другие годы при ином расположении элементов. Скорости смещения перекатов и их побочной  $C_{п}$  колеблются в широких пределах (от 20...30 до 500 м/год и более), определяясь величиной руслоформирующего расхода воды  $Q_{ф}$  и устойчивостью русла  $L$  (3.24). На Вычегде и Северной Двине они, соответственно, равны 90...100 и 150...200 м/год; на Северной Двине  $L < 2,8$ , на Вычегде — от 3,4 до 5,6. В верхнем течении Оби, где устойчивость русла близка к северодвинской, скорости перемещения перекатов достигают 300 м/год. В этом случае сказывается различие в гидрологическом режиме: на Северной Двине — короткое высокое половодье и продолжительная межень; на Оби — растянутое половодье и короткая межень. На Амударье, реке с неустойчивым руслом ( $L < 1$ ) и продолжительным половодьем, перекаты смещаются до 1000 м/год и более. Это подтверждается зависимостями скорости смещения побочной перекатов  $C_{п}$  (м/год) от показателей устойчивости русла — числа Лохтина  $L$  для Вычегды (рис. 7.11, а) и морфометрического показателя  $A_m$  для Оби (рис. 7.11, б).

Г.И. Шапов трансформировал формулу Н.И. Маккавеева (3.24), заменив число Лохтина  $L = \frac{d}{H}$  составляющими его элементами, километрическое падение  $H$  безразмерным выражением уклона  $I$ , а  $Q_{ф}$  — средним многолетним максимальным расходом воды:

$$C_{п} = \frac{50Q_{ср.макс} I}{d} \text{ (м/год)}. \quad (7.3)$$

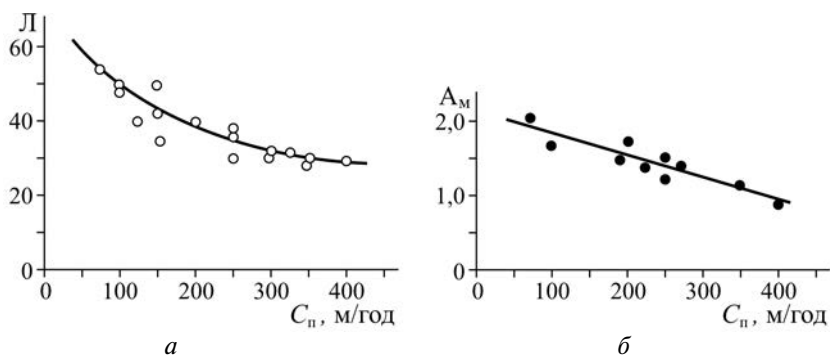
К.В. Гришанин, считая подвижность побочной функцией стока, характеристик наносов и гидравлических особенностей потока и ре-

шая уравнения динамики русловых потоков совместно с уравнением деформации в виде  $\frac{1}{1-\varepsilon} \frac{\partial W}{\partial x} - b_p \frac{\partial z}{\partial t} = 0$  (здесь  $x$  — продольная координата;  $W$  — объемный расход наносов,  $W = sQ$ ;  $s$  — средняя объемная концентрация влекомых и взвешенных руслообразующих наносов;  $Q$  — расход воды;  $z$  — средняя высота — отметка — дна,  $z = H - h$ ;  $H$  — высота — отметка — уровня водной поверхности;  $h$  — средняя глубина;  $b_p$  — ширина русла;  $\varepsilon$  — коэффициент пористости русловых отложений), получил следующие выражения для скорости смещения побочней:

$$\frac{dx}{dt} = \frac{m}{1-\varepsilon} \cdot \frac{W}{H}; \quad (7.4)$$

$$\frac{dx}{dt} = \frac{m}{1-\varepsilon} \cdot V_{\text{пол}} s, \quad (7.5)$$

где  $m$  — показатель степени в формуле расхода наносов ( $W \sim Q^m$ );  $V_{\text{пол}}$  — скорость течения в половодье, при этом скорость смещения побочней определяется в [м/с].



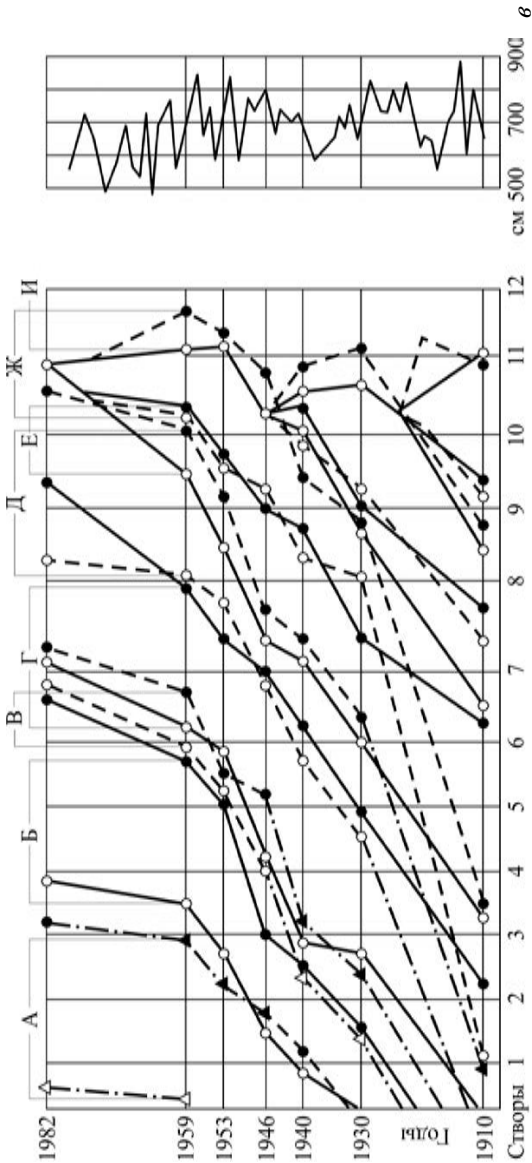
**Рис. 7.11.** Зависимость скорости смещения побочней перекатов  $C_{\text{п}}$  (м/год) от устойчивости русла:  
*a* — от числа Лохтина Л (р. Вычегда);  
*б* — от морфометрического показателя  $A_{\text{м}}$  (р. Обь)

Перемещающиеся перекаты характерны для неразветвленных, относительно прямолинейных, слабоизвилистых русел или длинных рукавов. Смещаясь к нижнему концу перекатного участка, они размываются, или их побочни надвигаются на относительно стабильные перекаты, расположенные на излучинах или в узлах разветвлений.

На темпы и формы смещения перекатов оказывают влияние многолетние колебания стока воды и наносов, водность рек в период половодья, переформирования смежных перекатов, техногенные воздействия на русла в целом и на сами перекаты. Скорости смещения замедляются, когда побочни располагаются у выпуклых берегов и, наоборот, растут при прохождении побочней в зонах ускорения течения. Соответственно, происходит уменьшение и увеличение размеров побочней. Эти связи демонстрирует график смещения побочней перекатов на нижней Вычегде, совмещенный с графиком колебания максимальных уровней воды на посту Яренск (рис. 7.12). Побочни перекатов обозначены буквами А, Б, В... по состоянию на 1959 г. Сами перекаты обозначаются двумя буквами, соответствующими верхнему и нижнему побочням (например, АБ или ЕЖ). В начале участка формируется сложный перекат с осередком, который затем примыкает к левому берегу и образует нижний побочень переката. Этот перекат смещается вниз по течению со средней скоростью около 80...90 м/год. Современный перекат БВ возник в 1950 г., перекат ГД — в 1930 г., ДЕ — в 1910 г. Поскольку русло реки здесь пологое и извилистое, побочни перекатов в процессе своего перемещения располагаются то у выпуклых, то у вогнутых берегов, испытывая неравномерное перемещение: вдоль вогнутых берегов излучин они проходят с повышенными скоростями (до 250 м/год), размеры их убывают из-за частичного размыва в зоне ускорения течения; наоборот, побочни у выпуклых берегов перемещаются сравнительно медленно (около 25 м/год) и увеличиваются в размерах. Пределом развития этой группы перекатов является стабильный перекат ЖИ. Смещаясь к нему, каждый перекат претерпевает значительные переформирования: происходит отчленение левобережного побочня и образующийся осередок Ж с течением времени причленяется к нижнему правобережному побочню И переката ЖИ, увеличивая его размеры.

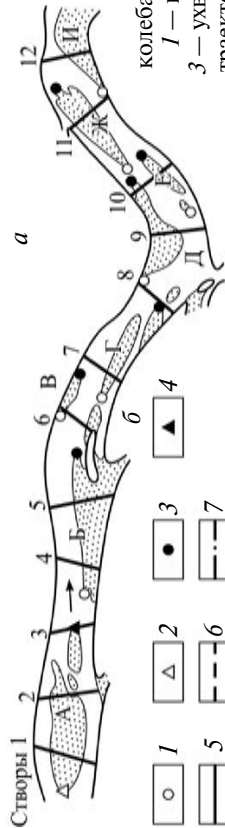
У сложных перемещающихся перекатов наличие осередка обуславливает попеременное развитие то правой, то левой протока, причем отмирание одной из них бывает вызвано более интенсивным смещением верхнего побочня, закупоривающего заход в нее (рис. 7.13). Полный цикл таких переформирований на перекате заключается в последовательном развитии и отмирании обеих протоков и завершается размывом переката, оказывающегося уже на нескольких километрах ниже места возникновения.

Временной интервал от формирования переката в начале перекатного участка с перемещающимися побочнем до его размыва или надвижения на относительно стабильный перекат зависит от его длины и скорости смещения побочней. В приведенном примере перекатный участок имеет длину около 13 км; при средней скорости смещения 80...90 м/год каждый из перекатов проходит его в течение



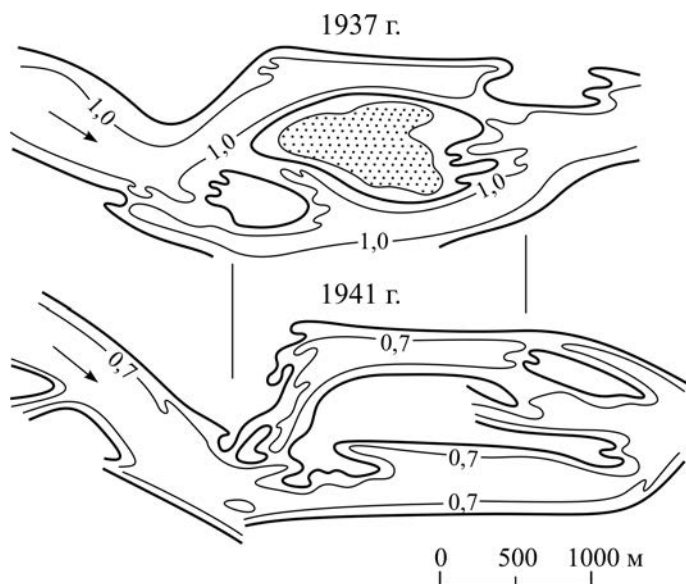
**Рис. 7.12.** Перемещение побочной перекаатов на р. Вычегда:

*a* — графики смещения побочной; *б* — план русла (по съемке 1959 г.); *в* — график колебания максимальных уровней (г.п. Яренск); 1 — приверх побочня; 2 — приверх осередка; 3 — ухвостье побочня; 4 — ухвостье осередка; 5 — траектория смещения правобережных побочней; 6 — траектория смещения левобережных побочней; 7 — траектория смещения осередков





около 150 лет. Образование в начале участка нового переката и продвижение переката на стабильный перекат в вершине развитой излучины совершается в среднем через 20–30 лет. Эту величину можно рассматривать как продолжительность цикла в развитии смещающихся перекатов.

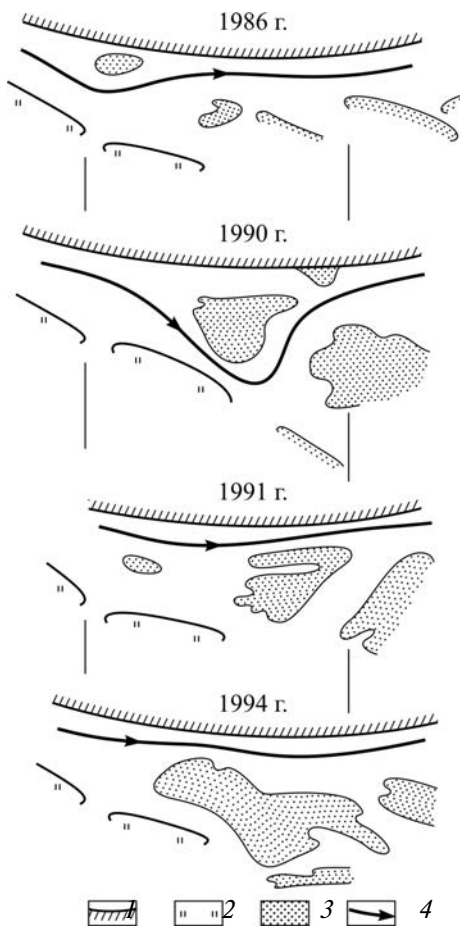


**Рис. 7.13.** Смещение сложного переката (р. Северная Двина) и развитие проток возле него

На верхней Оби циклы, связанные со смещением перекатов, продолжаются от 10 до 40–50 лет. При этом побочни и осередки перемещаются со скоростью до 200...500 м/год на расстояние до 10...12 км.

Режим перекатов в прямолинейном неразветвленном русле, расположенном вдоль высокого берега, зависит от его формы и геологического строения русла и берегов. Смещающийся ниже мыса коренного берега, побочень переката замедляет свое движение и растет в высоту. При этом корыто его оказывается под направляющим воздействием на поток мыса и углубляется. При дальнейшем смещении переката вниз по течению это воздействие ослабевает, поток на корыте переката расплывается, и оно мелеет. Одновременно в тыловой части побочня, перемещающегося вдоль коренного берега, формируется побочневый проток, что еще больше способствует обмелению корыта переката. Если перекат не успевает достичь нового выступа коренного берега, в побочневый проток перемеща-

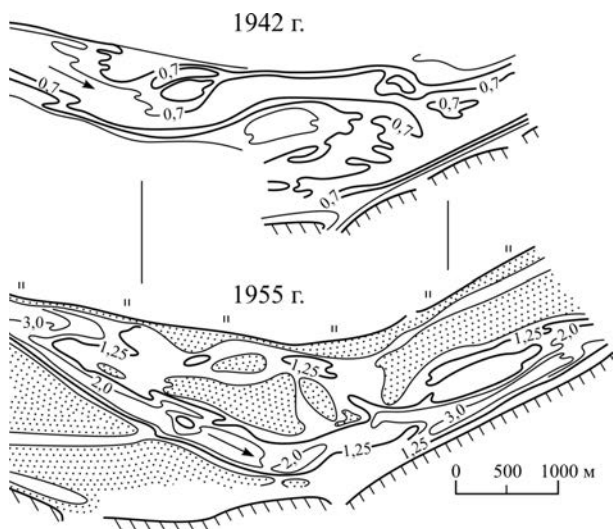
ется главное течение реки и пережат перестает существовать (рис. 7.14). При последовательном расположении переката возле выступов коренного берега и у выровненных его отрезков периоды углубления корыта переката чередуются во времени с периодами его обмеления.



**Рис. 7.14.** Развитие побочня на перекате в русле возле коренного берега и его отторжение (верхняя Обь): 1 — коренной берег; 2 — пойма; 3 — побочни и осередки; 4 — стрезень потока

На фоне смещения перекатов, а также на относительно стабильных перекатах вне зависимости от их положения на реке многолетние преформирования заключаются в удлинении верхнего побочня, обра-

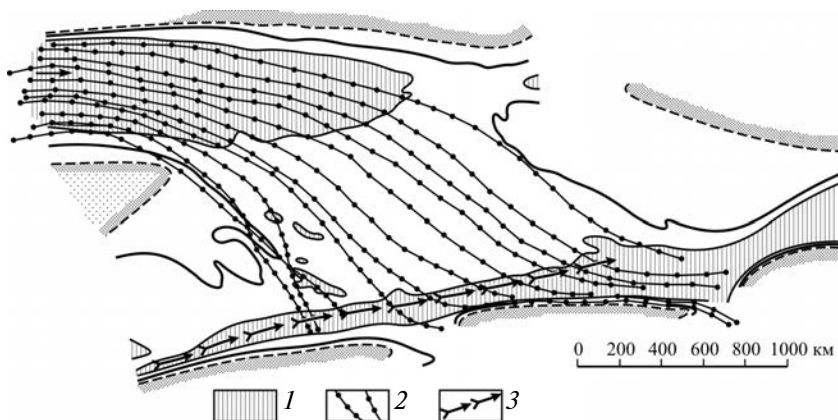
зовании затонской части и миграции в течение ряда лет корыта переката от верхнего побочня к нижнему и затем в быстром его перемещении (за одно половодье или паводок) к верхнему по направлению наибольшего уклона водной поверхности (рис. 7.15). Причиной этого является рост косы или удлинение ухвостья верхнего побочня и подзастружное течение в подвалье переката, направленное от верхнего побочня к нижнему. Это приводит к соответствующему перемещению наносов, обмелению корыта возле нижнего побочня, усилению его подпорного воздействия на поток в верхней плесовой ложине и росту поперечного уклона между ней и верхней частью нижней плесовой ложины или затонской частью переката. Перемещение корыта в верхнее положение сопровождается размывом или отторжением ухвостья верхнего побочня с образованием в последнем случае осередка, частичной или полной ликвидацией затонской части переката и объединением ее с нижней плесовой ложинной. В этом положении на корыто переката поступает меньше наносов, и оно углубляется. Возникающий в ходе этих переформирований осередок со временем причленяется к нижнему побочню. Полный цикл таких переформирований на разных реках изменяется от двух—трех до нескольких десятков лет, в зависимости от устойчивости русла и водности рек.



**Рис. 7.15.** Многолетние деформации переката, заключающиеся в смещении его корыта (р. Северная Двина)

Наибольшие глубины наблюдаются нередко при смещении корыта к нижнему побочню, поскольку здесь оно располагается в зоне

ускорения течения на извилине динамической оси потока, обгибающего побочный перекаат. Однако наличие затонской части, развитой в ухвостье верхнего побочня, возникающее поэтому веерное расхождение струй потока на седловине перекаата (рис. 7.16), а также подзастружное течение быстро нейтрализуют гидравлическую выгодуность нижнего положения корыта.



**Рис. 7.16.** Веерообразное рассредоточение течения на перекаате с развитой затонской частью и направление подзастружного течения в его подвалье (по Н.И. Маккавееву):

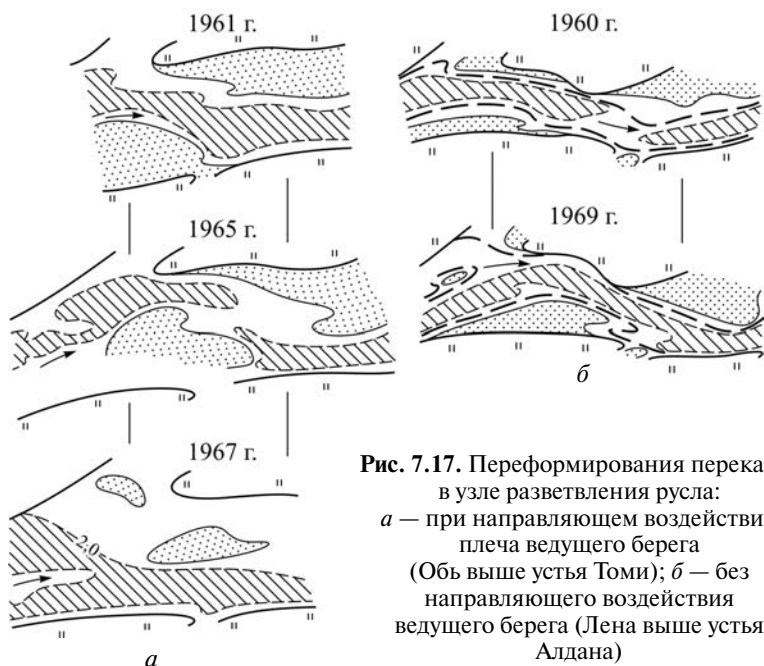
- 1 — плесовые лощины; 2 — траектории поплавок;  
3 — направление перемещения вальца в подвалье

Строгой периодичности в переформированиях перекаатов обычно не наблюдается, так как на них влияют мощность половодья, надвижение сверху побочней и осередков, направляющее воздействие на поток ведущего берега в верхней плесовой лощине. Высокие половодья при прочих равных условиях благоприятствуют углублению корыта перекаата в нижнем положении, которому соответствует большой радиус кривизны динамической оси потока; наоборот, в низкие половодья углубление корыта перекаата углубляется возле верхнего побочня.

Направляющее воздействие ведущих берегов наиболее отчетливо проявляется в состоянии перекаатов на меандрирующих реках. Как правило, такие перекааты характеризуются малой изменчивостью положения корыта, на которое направляется поток вогнутым берегом, и его относительно большими естественными глубинами. На излучинах больших рек направляющее влияние ведущих берегов ослабевает, и перекааты характеризуются цикличностью своих многолетних переформирований

Переформирования *перекатов в узлах разветвления русла*, занимающие относительно постоянное положение, связаны с изменениями положения корыта переката, периодическим размывом и образованием побочня у оголовка острова. Во время высоких половодий динамическая ось потока спрямляется и проходит вдоль или ближе к оголовку острова, где углубляется смещающееся сюда корыто переката и размывается оголовок острова. Этому способствует смещение ухвостья верхнего побочня, находящегося перед заходом в рукав. В маловодные годы, наоборот, корыто переката возле оголовка острова мелеет, происходит отторжение нижней части верхнего побочня, и корыто переката перемещается в верхнее положение.

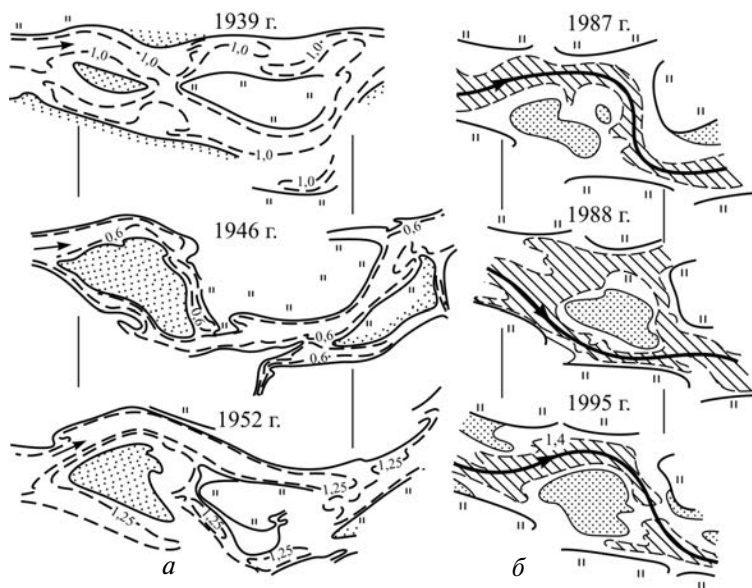
Углубление корыта переката на заходе в рукав может происходить как в верхнем, так и в нижнем его положении в зависимости от воздействия на поток ведущего берега на смежном вышележащем участке. Если ведущий берег (особенно коренной) образует плечо, отклоняющее поток в сторону рукава, происходит размыв корыта переката, которое становится сравнительно глубоким. Периодическое обмеление таких перекатов наблюдается, когда корыто переката смещается ниже линии плеча ведущего берега (рис. 7.17, *а*): его направляющее воздействие на поток ослабевает, и корыто оказывается в зоне «скоростной тени».



**Рис. 7.17.** Переформирования перекатов в узле разветвления русла: *а* — при направляющем воздействии плеча ведущего берега (Обь выше устья Томи); *б* — без направляющего воздействия ведущего берега (Лена выше устья Алдана)

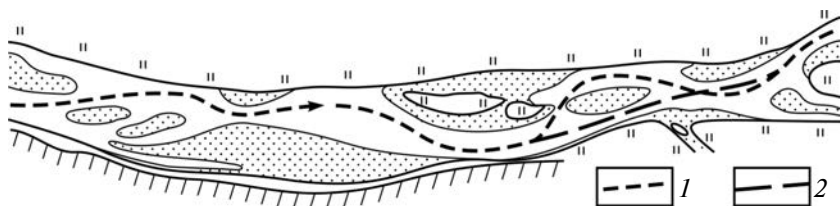
Если ведущий берег направляющее воздействие на поток не оказывает, перекат на заходе в рукав отличается наименьшими глубинами и неустойчивым положением корыта, меняющимся в зависимости от высоты половодья, местных размывов берегов, перемещения побочней, развития кос и т.д. К оголовку острова прижимается верхняя плесовая ложина, в линии берега острова образуется вогнутость, круто направляющая поток в рукав и искривляющая его стрежень. Корыто переката смещается в верхнюю часть рукава, а приверх нижнего побочня располагается ниже плеча вогнутости. По мере развития последней и усиления ее направляющего воздействия корыто переката углубляется (рис. 7.17, б), в том числе в маловодные периоды.

При надвижении побочней, смещающихся с вышерасположенного участка, на относительно стабильные перекаты в узлах разветвления происходит последовательное обмеление переката, находящегося сначала на заходе в один, а затем в другой рукав (рис. 7.18, а). При неизменности положения главного течения в одном из рукавов динамическая ось потока на перекате искривляется, корыто переката смещается в нижнее положение. При этом побочень у оголовка острова может быть полностью размыт, а стрежень потока прижимается к оголовку острова (рис. 7.18, б).



**Рис. 7.18.** Надвижение побочней на относительно стабильный перекат в узле разветвления русла, приводящее:  
*а* — к периодическому развитию рукавов; *б* — к искривлению стрежня потока на заходе в рукав и размыву оголовка острова

Перекаты, смещающиеся к узлу разветвления русла, нередко задедляют свое движение. Это сопровождается сжатием извилин динамической оси потока, огибающего побочни, и последующим спрямлением ее вследствие отторжения одного из побочней от берега (когда создаются условия  $l/L > 1,4$ ), образованием побочневого протока и превращением побочня в осередок (рис. 7.19), а затем приключением его к побочню у противоположного берега или к отмели у оголовка острова.



**Рис. 7.19.** Сжатие динамической оси потока на перекатах перед узлом разветвления русла (р. Обь выше устья р. Томь):  
 1 — положение в 1959 г.;  
 2 — положение после отторжения побочня в 1960 г.

Надвигание побочней на *перекаты*, расположенные на *излучинах* (см. рис. 7.12), приводит к искривлению динамической оси потока, отторжению побочней и образованию побочневых протоков. Перекаты в вершинах крутых вынужденных излучин ( $r < 2,5b_p$ ) с расположением корыта у выпуклого берега при смещении на них побочней вдоль выпуклого берега мелеют, поскольку его корыто смещается в этом случае в водоворотную зону у вогнутого берега. Если это совпадает с экстремально высокими половодьями, когда сливающиеся с поймы воды оказывают на русловой поток в верхнем крыле излучины подпорное воздействие, обмеление переката оказывается наиболее существенным.

В *узлах слияния основных рукавов*, разделенных группой островов, в их ухвостьях развиваются косы, составляющие сложно построенный верхний побочень переката, расчлененный протоками. Различная интенсивность развития кос, связанная с неодинаковой водностью межостровных протоков, обуславливает постепенное искривление и обмеление корыта переката по мере его смещения в нижнее положение. Благодаря многочисленным затонинам между косами создаются условия для их отторжения и объединения затонин в единую ложбину на перекате. В годы, когда динамическая ось потока прижимается к ухвостьям островов, происходит спрямление и углубление корыта переката; в дальнейшем развитие кос снова приводит

к смещению корыта переката в нижнее положение, где оно становится мелким, стрежень потока искривляется.

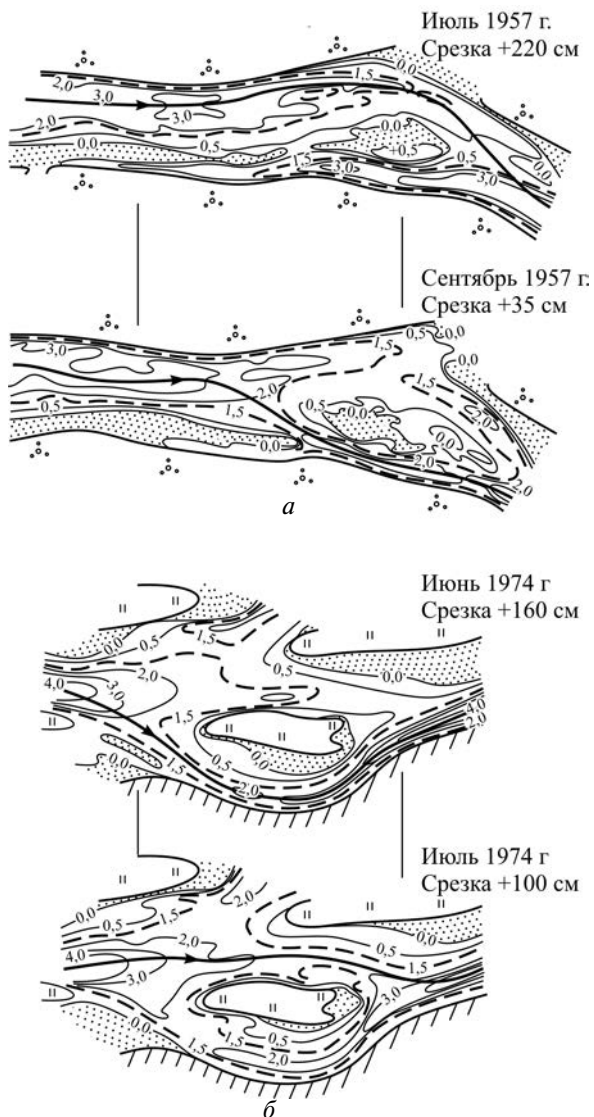
В рукавах, проходящих в пойменных берегах, режим перекатов зависит от формы ведущего берега рукава в плане. Если в начале рукава вследствие крутого подхода стрежня потока в линии пойменного берега формируется вогнутость, которая оказывает на поток направляющее воздействие, перекат испытывает местные деформации, заключающиеся в постепенном увеличении размеров побочной, изменении кривизны стрежня потока, образовании во время высоких половодий побочных протоков и т.д. Тыловая прибрежная часть центрального побочня со временем закрепляется растительностью, извилистость стрежня потока проявляется в форме русла, перекат стабилизируется. Однако по мере искривления стрежня потока, огибающего центральный побочень, его кривизна может оказаться больше критической, т.е. нарушатся соотношения  $l = 1,6L$  или  $r > 2,5b_p$ . В результате развивается побочневый проток, а сам перекат перестает существовать.

Если ведущий берег на развитие пойменного рукава влияния не оказывает, центральный побочень представляет собой подвижное образование. Смещаясь по течению, он надвигается на перекат, находящийся в узле слияния рукавов. Одновременно выше по течению формируется новый перекат с центральным побочнем.

#### 7.4. Сезонный режим деформаций перекатов

Наряду с многолетними переформированиями перекаты подвержены *сезонным деформациям*, обусловленным внутригодовыми изменениями водности и стока наносов. Они проявляются в тех же формах, что и многолетние, но совершаются в течение коротких временных интервалов: накоплении наносов в одну фазу водного режима и размыве гребней в другую; внутригодовом (весна — лето — осень) смещении корыта перекатов от верхнего к нижнему побочню, а иногда и его возвращении в исходное положение (к верхнему побочню) во время осеннего паводка; отторжении побочней и периодическом развитии в разные фазы режима левой и правой проток у осередков на сложных перекатах и т.д. (рис. 7.20, а); надвигении побочней на узлы разветвлений 2-го и 3-го порядков, приводящих к перераспределению в них расходов воды (рис. 7.20, б); изменении отметок дна из-за трансформации и смещения мезо- и микроформ руслового рельефа; формировании в ухвостье верхнего побочня или осередка кос, которые, удлиняясь, вызывают обмеление седловины переката и смещение его корыта в нижнее положение, их отторжении и причленении к приверху нижнего побочня.





**Рис. 7.20.** Сезонные переформирования перекатов:  
*a* — смещение корыта от нижнего  
 побочня к верхнему;  
*б* — изменение положения главного  
 течения по протокам вторичного разветвления рукава  
 из-за смещения побочней (верхняя Обь)

Намыв (обмеление седловины вследствие аккумуляции наносов) в половодье (паводки) и размыв седловины с образованием корыта переката на спаде половодья и в межень — наиболее характерная схема сезонных преформирований перекатов (см. рис. 7.4). Однако снижение водности потока при переходе к межени не обеспечивает вынос всего накопившегося на перекате материала, и он сохраняется в виде мелководной перемычки между побочными, разделяющей плесовые лощины. В среднем по высоте половодья амплитуда отметок дна на перекатах больших рек составляет 1,5...2,0 м, в высокие половодья она достигает 3...4 м.

Интенсивность аккумуляции наносов на перекате во время половодья тем больше, чем больше сток наносов. В предельном случае, типичном для таких рек, как Амударья или Хауанхэ, повышение отметок дна  $\Delta z$  следует за подъемом уровней  $\Delta H$ , т.е.  $\Delta z = \Delta H$ . На большинстве рек  $\Delta z < \Delta H$ , т.е. повышение отметок дна отстает от повышения уровней, хотя полного выравнивания отметок на корыте переката и отметок поверхности побочной не происходит, и побочни остаются более высокими, чем седловина. Это объясняется тем, что вдоль берегов из-за взаимодействия пойменного и руслового потоков и сопротивлений со стороны берегов происходит торможение последнего и в половодье здесь накапливается больше наносов, чем в стрежневой зоне.

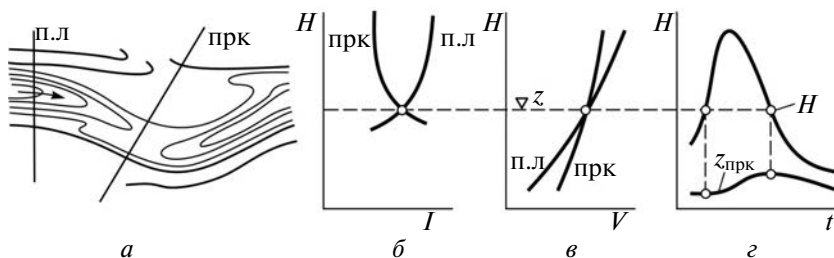
Причина накопления наносов на перекатах (их намыва) и последующего размыва в разные фазы водного режима следующая (рис. 7.21): при подъеме уровня воды происходит затопление побочной, на перекате растет площадь живого сечения, уклоны водной поверхности уменьшаются, а скорости течения оказываются меньше, чем в вышележащей плесовой лощине; в результате на перекате накапливаются наносы. На графике рис. 7.21 две кривые связи  $H \sim V$  для плесовой лощины и переката пересекаются, совпадая с пересечением кривых связей уровней воды и уклонов  $H \sim I$  на плесе и перекате (уклоны между плесовой лощиной и перекатами выравниваются). При уровне  $H$  ниже точки пересечения кривых скорости течения на перекате больше, чем плесовой лощине, при  $H$  выше точки пересечения кривых — скорости, наоборот, больше в плесовой лощине. К.В. Гришанин аналитически получил неравенство:

$$\left( \frac{1}{V} \frac{dV}{dH} \right)_{\text{прк}} < \left( \frac{1}{V} \frac{dV}{dH} \right)_{\text{пл}}, \quad (7.6)$$

согласно которому при высоких уровнях скорость в плесе становится больше скорости на перекате, а при низких — меньше.

На спаде половодья (паводка) и в межень ситуация на перекате меняется. При этом начинает сказываться подпорное воздействие

переката. Уклоны на гребне переката становятся больше, скорости течения растут, гребень переката размывается, формируется его корыто. Зона размыва по мере спада уровней сокращается как по ширине из-за снижения водности потока, так и по длине, сосредотачиваясь в узкой пригребневой части гряды (см. рис. 7.5).



**Рис. 7.21.** Изменение гидравлических характеристик в плесовой ложине (п.л.) и на перекае (прк), приводящие к аккумуляции наносов (намыву) во время половодья (по К.В. Гришанину):

*a* — план русла; *б* — кривые связи уровня воды  $H$  и уклонов свободной поверхности потока  $I$ ; *в* — графики зависимости скорости течения  $V$  от уровня  $H$ ; *z* — графики колебания уровней  $H$  и высоты гребня переката  $z_{\text{прк}}$  за время  $t$

Существенное влияние на сезонные изменения рельефа переката оказывает вальцовое течение, которое в подвалье перемещает наносы от верхнего побочня к нижнему. При низких уровнях воды выраженность его возрастает, вследствие чего в межень наблюдается обмеление корыта переката, расположенного возле нижнего побочня. Кроме того, в результате изгиба динамической оси потока при низких уровнях наносы в придонных слоях направляются в верхней части седловины переката в сторону верхнего побочня, в нижней — к нижнему побочню, что способствует обмелению корыта переката в первом случае возле верхнего, во втором — возле нижнего побочня.

На интенсивность намыва — размыва переката влияние оказывает скорость изменения уровней воды  $\frac{\Delta H}{\Delta t}$  на спаде половодья и при

прохождении паводков: размыв переката в годы с более медленным спадом уровней половодья меньше, чем в годы с резким падением уровней; наоборот, наносов на перекае накапливается больше при медленном повышении уровней и меньше — при быстром.

Наряду со схемой «в половодье на перекатах происходит отложение наносов, в межень перекааты размываются» с такой же степенью

вероятности встречаются и другие, вплоть до прямо противоположных по времени проявлений намывов—размывов:

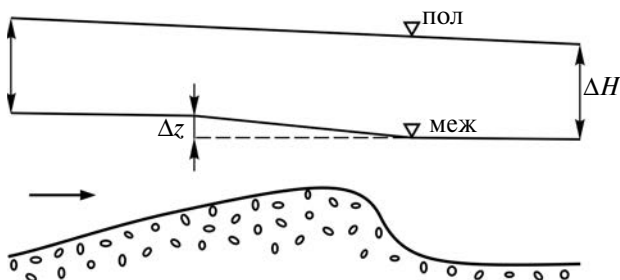
1. Во внутригодовом цикле наибольшая аккумуляция наносов (намыв) на большинстве перекатов независимо от их местоположения и многолетней динамики происходит во время спада половодья или паводков. На подъеме уровней и на пике половодья (паводков) рост мощности потока, его скорости и транспортирующей способности обуславливает массовое вовлечение наносов в движение, переход значительной их части во взвешенное состояние и, соответственно, размыв переката. С понижением уровней (и водности) половодья снижается  $W_{тр}$ , обуславливая переход взвешенных наносов во влекомые, образование гряды переката и накопление (аккумуляцию) на ней наносов. Лишь в межень, а иногда и при невысоких дождевых паводках корыта перекатов размываются и углубляются, так как поток, концентрируясь в его пределах, обладает в это время повышенными уклонами.

2. Если в меженный период на седловине переката поток расплывается («дурные» перекаты), струи потока веерообразно распределяются и снижаются удельные расходы воды, размыв корыта переката не происходит или он очень незначительный. Нередко это сопровождается накоплением наносов, поступивших с верхового склона гряды, и повышением отметок дна в конце спада уровней и в межень

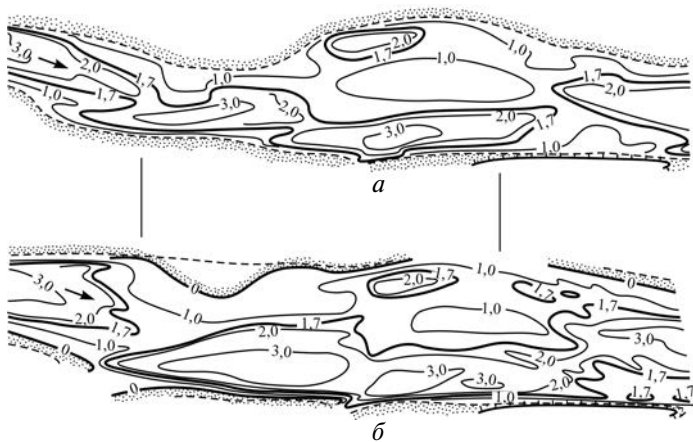
3. Не размываются галечные и галечно-валунные перекаты из-за формирования отмостки: на спаде уровней перекаты превращаются в аналог жестких водосливов, на которых понижение уровней воды сопровождается дополнительной их посадкой и снижением глубин (рис. 7.22). Стрежень потока избирает при этом на таких перекатах наиболее короткий путь в направлении нижней плесовой ложины, зачастую по нормали к оси русла. Линии тока на перекате спрямляются, местные уклоны водной поверхности достигают 2,0‰ и более против 0,1‰ в плесовых ложинах, происходит местное увеличение скорости, но гребень переката при этом не размывается, так как  $V_{ф} \ll V_{н}$  для галечно-валунных наносов, слагающих отмостку. При подъеме уровней  $V_{ф} > V_{р}$  происходит разрушение отмостки и размыв гребня переката, начинается интенсивное перемещение наносов.

4. Если верхний в группе смежных перекатов на спаде уровней и в межень размывается, то на следующем ниже по течению перекате происходит наращивание гребней из-за аккумуляции наносов, поступивших с вышележащего переката. Наоборот, аккумуляция наносов в половодье на верхнем перекате создает дефицит наносов на нижележащем, где в результате в этот период  $W < W_{тр}$ . Поэтому этот перекат размывается вплоть до полной его ликвидации. По мере размыва верхнего переката соотношение между  $W$  и  $W_{тр}$  меняется на

нижнем на противоположное из-за поступления сюда продуктов размыва, здесь аккумулируются наносы, которые вновь формируют пережат (рис. 7.23).



**Рис. 7.22.** Изменение профилей свободной поверхности потока в половодье (пол) и межень (меж) и профиль переката в галечно-валунном русле



**Рис. 7.23.** Сезонные деформации на смежных перекатах (Северная Двина):  
*а* — межень (20.08.1997 г., срезка 30 см: размыв верхнего, аккумуляция наносов на нижнем перекатах); *б* — паводок (18.08.1998 г., срезка 130 см: обмеление верхнего, размыв нижнего переката)

5. Обмеление пережатов в межень наблюдается на реках с разветвленным руслом, если происходит перераспределение стока воды между рукавами от половодья к межени. Пережат, находящийся на заходе в рукав, водность которого по мере понижения уровней уменьшается, мелеет; в половодье, когда в этот рукав направляется все большая часть расхода воды, пережат размывается. Во втором

рукаве наблюдается противоположная картина, которая усиливает обмеление переката в половодье и его размыв в межень.

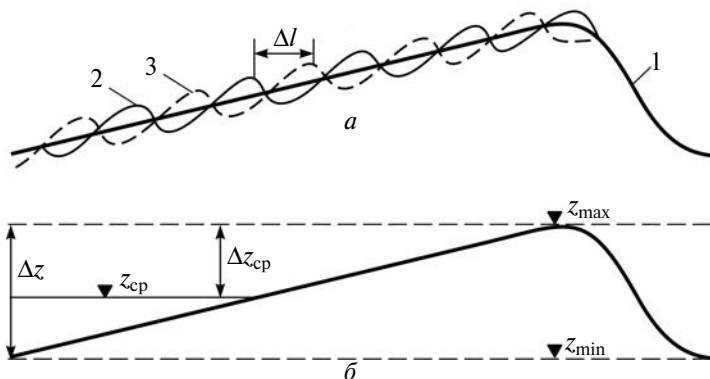
6. Размыв перекатов в половодье и аккумуляция на них наносов в межень характерны для рек с зарегулированным стоком — естественным у рек, вытекающих из озер, и искусственным (в нижних бьефах водохранилищ).

7. На перекатах, имеющих скальное основание, аккумуляция наносов происходит в межень, когда сказывается подпор от выступов коренных пород. Они размываются в половодье, когда из-за стеснения русла  $W_{тр} > W$ , или, наоборот, в низкую межень, когда перекаты превращаются в водосливы с широким порогом, на которых возникает кривая спада уровней. Если скала образует плиту, подстилающую русло по всей его ширине во время половодья, на перекате происходит аккумуляция наносов из-за выравнивания уклонов подобно песчаным перекатам; на спаде паводка и в межень устанавливается кривая спада, накопившиеся наносы размываются, а скальная плита превращается в аналог жесткого водослива, на котором происходит дополнительная посадка уровней.

8. Существенную роль в сезонной динамике перекатов играют грядовые мезо- и микроформы руслового рельефа, формирующиеся на спаде половодья (паводков) и в межень, перемещающиеся по верховому склону переката в направлении от верхней плесовой ложины к гребню и вызывающие колебания отметок дна в пределах до 0,70 м, которые оказываются соответственно выше и ниже на 0,15...0,35 м относительно средней линии (рис. 7.24). Повышение по отношению к ней отметок дна создает эффект обмеления переката в межень. В половодье разрушение гряд на перекате создает эффект его размыва; в межень их формирование аналогично по своей результативности аккумуляции наносов.

9. Размыв перекатов в половодье и аккумуляция на них наносов в межень характерны для рек криолитозоны. Вследствие промерзания побочной и отмельных частей русла, где лед ложится зимой на дно, во время половодья  $W_{тр} \gg W$ , но размыв русла происходит только там, где мерзлота отсутствует, в плесовых ложинах и на корыте перекатов, располагающихся между промерзшими побочными. Возникновению условия  $W_{тр} \gg W$  способствует также малое поступление в это время наносов в реку с водосбора. В межень при прохождении летне-осенних паводков, когда в русле и на водосборе деятельный слой достигает наибольшей толщины, поток насыщается наносами и аккумулирует их на перекатах. Этому способствует большая кривизна извилин динамической оси потока, огибающей побочни, которые формируются зимой подо льдом. На спаде половодья и в летнюю межень радиусы кривизны стрежня потока больше, чем у подледного потока. Вследствие этого меженный поток

спрямляет углубленную зимой ложбину, она оказывается вне основного течения, и на крыльях переката происходит аккумуляция наносов.



**Рис. 7.24.** Колебание отметок дна на верхнем склоне переката из-за смещения гряд-микроформ (а) и амплитуда отметок дна на перекате в пределах отдельной гряды-микроформы (б). Отметки дна:

$z_{cp}$  — средние;  $z_{max}$  — наибольшие;  $z_{min}$  — наименьшие;  
 $\Delta z_{cp}$  — превышение, наибольшее над средней;  $\Delta l$  — смещение гряды за время  $t$ ; 1 — осредненный профиль переката; 2, 3 — исходное и через интервал времени  $\Delta t$  положение гряд на перекате соответственно

## ГЛАВА 8. ПОЙМЫ РЕК

---

### 8.1. Условия формирования, распространение и морфометрия пойм

*Пойма* представляет собой часть дна речной долины, покрытую растительностью, затопляемую периодически водами паводий или паводков, обязанную своим происхождением горизонтальным русловым деформациям и аккумуляции наносов на ее поверхности. Возникающие в русле побочни, осередки, косы в межень частично обсыхают, на их поверхности появляется растительность, обуславливающая увеличение шероховатости русла при затоплении аккумуляции взвешенных наносов и органических остатков. Это стимулирует дальнейшее развитие растительного покрова, активизацию накопления наилка и рост зарастающей отмели в высоту. В результате прирусловые отмели превращаются в участки поймы.

Выделяют три стадии заселения поймы различными типами растительности: трава, покрывающая вышедшие из-под воды отмели, → заросли ивняка и ивовые леса на сформировавшихся участках поймы → пойменные луга или лиственнично-еловые леса на наиболее древних и повышенных участках поймы.

Пойма образуется на реках с переменным уровнем воды. Наиболее характерна она для равнинных рек со свободными условиями развития русловых деформаций, где ее ширина на крупных реках достигает десятков километров. Врезание русла является фактором, способствующим сужению поймы, так как наиболее старые (по времени образования) ее массивы постепенно выходят из-под уровня затопления и превращаются в надпойменную террасу. Н.И. Маккавеев в связи с этим выделял поймы районов развития боковой эрозии и поймы районов с преобладанием глубинной эрозии. Первым — соответствуют поймы, ширина которых меньше ширины меженного русла. Вторым — отвечают поймы, ширина которых не превышает ширину меженного русла. Они характерны для рек, протекающих в условиях ограниченного развития русловых деформаций.

Представляя собой аккумулятивное образование, пойма в то же время в определенных местах подмывается рекой. Поэтому отложения, слагающие пойму, со временем снова переходят в категорию речных наносов. Скопления пойменного аллювия являются, следовательно, одной из форм, в которой осуществляется сток речных наносов. Общий объем попадающих ежегодно в русло наносов в результате



размыва поймы в несколько раз превосходит объем стока наносов реки. Эти наносы накапливаются у ближайших к местам размыва выпуклых берегов излучин, в ухвостьях или у оголовков островов, в местных расширениях русел, где служат основой для образования новой поймы. В целом объемы размыва и намыва поймы равны между собой.

Таким образом, между пойменными и русловыми отложениями происходит постоянный обмен материалом, а сами поймы являются не только местом аккумуляции наносов, но и источником их пополнения. В ходе горизонтальных деформаций русло реки может достаточно далеко отойти от той или иной части поймы. Вследствие этого значительная доля наносов, участвующая в ее строении, выходит из транзита либо на очень продолжительные отрезки времени, либо практически навсегда, если происходит направленное смещение русла.

Руслообразующие наносы, слагающие прирусловые отмели, превращающиеся в пойму, составляют русловую фацию аллювиальных отложений; оседающие на поверхности бывшей отмели и на уже сформированной пойме взвешенные наносы образуют пойменную фацию аллювия.

По длине рек ширина и высота поймы непостоянны и неоднократно изменяются даже в пределах бесприточных участков. Для большинства рек типично чередование сужений и расширений поймы, создающее четко видное строение дна долины в плане, хотя в целом ширина поймы  $B_{\text{п}}$  находится в прямой зависимости от размера реки. Абсолютные ее значения тем больше, чем больше водоносность реки. Отсюда в верховьях малых рек поперечник пойм составляет десятки метров, на крупнейших — десятки километров. Но отношение ширины поймы  $B_{\text{п}}$  к ширине русла  $b_{\text{р}}$  растет при уменьшении размеров реки. Например, на реках Лохвица и Слеспород  $B_{\text{п}}/b_{\text{р}} > 300$ , на реках Сула, Ворскла, Псела — от 30 до 80, на Волге (до создания водохранилищ) — от 4 до 8, на средней и нижней Лене — от 2 до 4,5. На некоторых больших и крупнейших реках с широкопойменным руслом на фоне чередования сужений и расширений поймы наблюдается рост ее относительной ширины вниз по течению (Иртыш, Обь).

Геологический фактор является наиболее распространенной причиной местных изменений ширины поймы. Сужения обычно соответствуют пересечению рекой положительных (воздымающихся) морфоструктур, расширения — отрицательных (погружающихся). Например, на р. Иртыше при пересечении Прииртышского поднятия

происходит изменение относительной ширины дна долины  $\frac{B_{\text{п}} + b_{\text{р}}}{b_{\text{р}}}$

от 35 до 7, на р. Оби в пределах Краснопольского свода — от 26 до 15.

При пересечении отрицательных структур она увеличивается еще больше: в расширении поймы в пределах Нижнеобской впадины — от 16 до 57.

Наиболее широкие поймы при равной водоносности рек присущи меандрирующим рекам, самые узкие — рекам с разветвленным руслом (табл. 8.1). В областях со свободным развитием русловых деформаций относительная ширина дна долины (пойма + русло) врезающихся рек не превышает 7...10, на аккумулярующих реках достигает 30...35 и более. Экстремальный пример — пойма нижнего течения р. Хуанхэ, соответствующая большей части Великой Китайской равнины (ширина ее 600...800 км; в этих пределах за историческое время русло реки меняло свое положение), причем она ниже меженного уровня воды в реке на 7...8 м. На участках рек с интенсивным проявлением глубинной эрозии и развитием врезанных излучин ширина поймы не превышает ширины меженного русла.

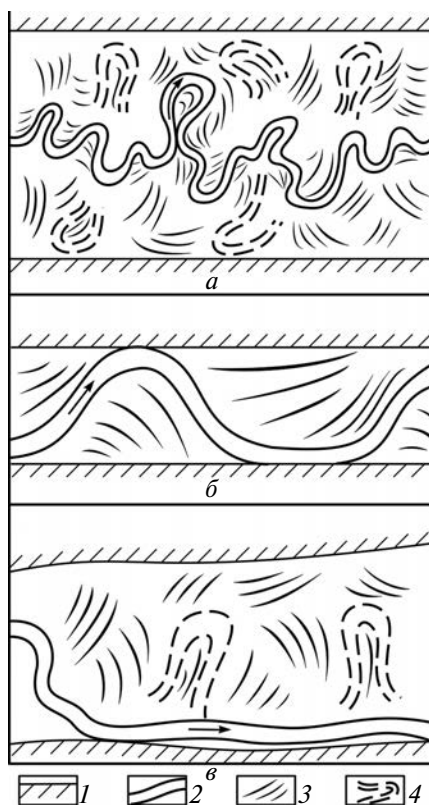
Таблица 8.1

**Средние значения относительной ширины дна долины ( $\frac{B_{п} + b_{р}}{b_{р}}$ )  
на реках с различными типами русла**

Вид русловых деформаций	$\frac{B_{п} + b_{р}}{b_{р}}$
Меандрирование до стадии образования петлеобразных излучин	24,0
Меандрирование до стадии образования сегментных излучин	20,3
Меандрирование отдельных рукавов разветвленного русла	12,1
Разветвление на рукава без их меандрирования	6,8

В зависимости от того, какая макроформа рельефа русла (побочень или осередок) превращается в пойму, последняя может быть береговой или островной. *Островная пойма* характерна для рек с разветвленным руслом; причленение островов к берегам при отмирании рукавов обуславливает формирование береговой поймы. *Береговая пойма* возникает также по мере развития излучин, образуя их шпоры, и вдоль прямолинейных русел. При спрямлении излучин и отмирании староречий шпоры объединяются в единые пойменные массивы, в пределах которых развиты изогнутые старичные озера, фиксирующие вместе с широкими ложбинами прежние положения русла. Если полного отмирания староречий меандрирующего русла или рукавов разветвленного не происходит и они сохраняют гидравлическую связь с основным руслом реки, береговая пойма оказывается расчлененной пойменными протоками на отдельные островные массивы самих разнообразных очертаний.

По расположению относительно русла реки пойма может быть двусторонней, чередующейся или односторонней. *Двусторонние поймы* (рис. 8.1, *a*) сопровождаются обычно свободно меандрирующие реки. Их ширина превышает ширину пояса меандрирования. В ходе горизонтальных деформаций русло реки может занимать самые разнообразные положения в пределах поймы. Реже двусторонние поймы встречаются у разветвленных русел из-за их меньшей относительной ширины. Для прямолинейных неразветвленных русел они не характерны или встречаются там, где прямолинейное русло представляет собой временный этап в развитии меандрирующего (после спрямления серии излучин) или разветвленного русла (произошло отмирание рукавов и приращение островов к береговой пойме).



**Рис. 8.1.** Основные схемы распространения поймы:  
*a* — двусторонняя; *б* — чередующаяся; *в* — односторонняя;  
 1 — борта долины; 2 — русло реки; 3 — гривы на пойме;  
 4 — старичные понижения

*Чередующиеся поймы* встречаются в пределах относительно суженных участков долины, соответствуя адаптированному извилистому руслу (рис. 8.1, б). Русло подходит то к одному, то к другому коренному берегу, формируя сегментные, вынужденные и адаптированные излучины, а пойма образует ряд массивов, последовательно расположенных у противоположных берегов.

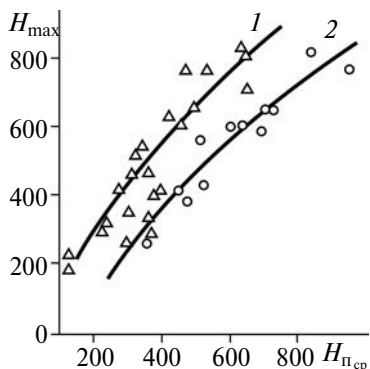
*Односторонние поймы* свойственны рекам с руслом, проходящим вдоль высокого (коренного) берега (рис. 8.1, в). Они характерны для рек с прямолинейным неразветвленным руслом, нередко встречается на реках, разветвленных на рукава, особенно с односторонними разветвлениями. На меандрирующих реках такая пойма — результат спрямления излучин русла вдоль коренного берега. При многочисленности спрямлений может сформироваться относительно прямолинейное, неразветвленное русло на достаточно протяженном участке реки. В этом случае морфология поймы и ее ширина не соответствуют морфодинамическому типу русла.

Особое место по расположению поймы относительно русла реки занимают *поймы рек с раздвоенным руслом*. Они представляют собой огромные, вытянутые на десятки и сотни километров пойменные массивы между рукавами, проходящими вдоль или вблизи бортов долины; эти массивы расчленены обычно пойменными протоками, обеспечивающими гидравлическую связь между основными рукавами. В то же время каждый из основных рукавов сопровождается массивами береговой поймы, отделяющими их от коренных берегов.

На реках в условиях ограниченного развития русловых деформаций пойма встречается в виде узких фрагментов у выпуклых берегов врезанных излучин. В разветвленном врезанном русле пойма может быть островной или встречаться в нижней части скульптурных островов.

Высота поймы зависит от размера реки, амплитуды колебаний уровней, направленности вертикальных деформаций, стока наносов, а также от возраста поймы. Чем древнее пойма, тем она выше из-за большей продолжительности накопления наносов на ее поверхности. На врезающихся реках средняя высота поймы больше, чем на аккумулярующих; более старые массивы поймы, имеющие возраст сотни и тысячи лет, образуют высокие ступени и очень редко затопляются. Высота поймы меньше у свободно меандрирующих рек, чем у рек с другими типами русла (рис. 8.2).

В низовьях рек, где амплитуда уровней к устью постепенно убывает, высота поймы также снижается: на р. Волга у г. Волгограда  $H_{п} = 8...10$  м, у г. Ленинска — 6,0...6,5 м, у г. Астрахани — около 3 м.



**Рис. 8.2.** Соотношения между средней высотой поймы  $H_{п.ср}$ , максимальным уровнем воды  $H_{max}$  и морфодинамическим типом русла (по Н.Б. Барышникову):  
 1 — свободные излуины; 2 — немеандрирующее русло

## 8.2. Механизм формирования и рельеф пойм (поймообразующие процессы)

В зависимости от вида русловых деформаций (меандрирование, разветвление русла на рукава, переформирования относительно прямолинейного неразветвленного русла) развитие поймы осуществляется разными путями, обуславливающими рисунок рельефа ее поверхности. Относительно широкие ложбины с плоским, нередко заболоченным днищем являются следами бывших рукавов реки или спрямленных излучин — стариц. Плесовые участки отмерших рукавов и стариц превращаются в пойменные озера. Гривы на пойме представляют собой заросшие осередки, пригребневые части побочной или кос. Усложнение первичного рельефа поймы происходит благодаря врезанию реки или аккумуляции наносов в русле, формированию пойменных отложений при затоплении поймы и очень редко — эрозионной деятельности потока половодья на поверхности поймы. Врезание русла обуславливает увеличение относительной высоты поймы; при направленной аккумуляции наносов можно ожидать превышения молодых участков поймы над более древними из-за неуклонного поднятия дна русла. Затопление участков поймы в многоводную фазу режима сопровождается аккумуляцией на ней взвешенных наносов, перекрывающих и нивелирующих первичный пойменный рельеф.

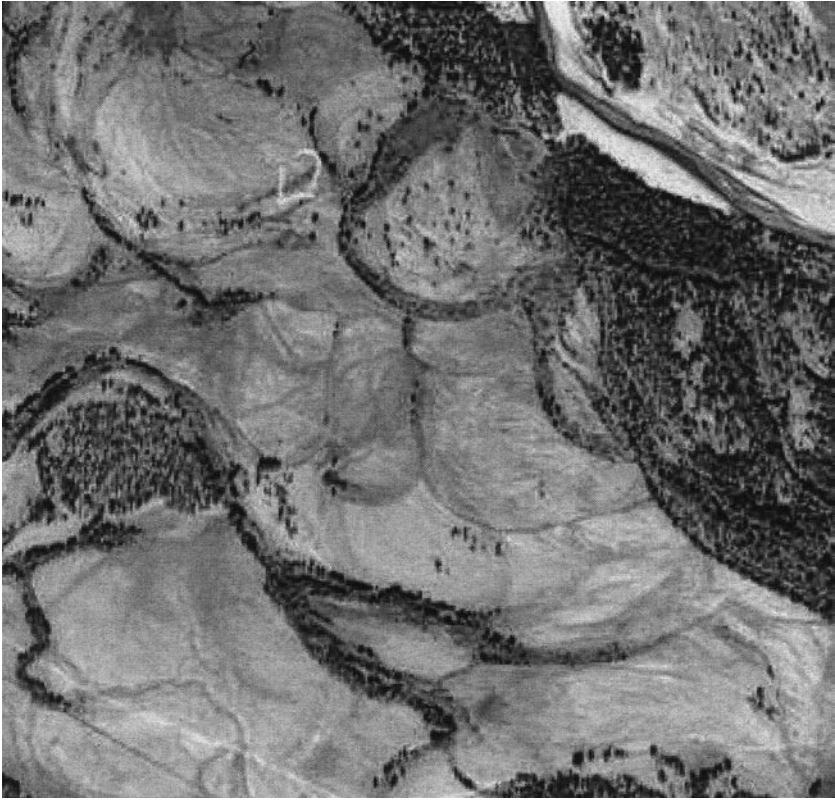
Таким образом, морфология пойм определяется: горизонтальными деформациями, естественным и закономерным следствием кото-

рых является появление и развитие самих пойм; вертикальными деформациями русла; затоплением поймы высокими водами и связанными с ним процессами аккумуляции на ее поверхности. Рельеф пойм отражает историю развития русловых деформаций за все время ее формирования. По нему можно восстанавливать прежние положения русла, последовательность их изменения, а при определении возраста слагающих их отложений устанавливать скорости продольного и поперечного смещения древних излучин или разветвлений, выполнять палеогидрологические реконструкции по изменяющимся параметрам форм русла.

**Поймы меандрирующих рек.** Характеризуются чередованием узких и длинных грив и ложбин (рис. 8.3), изогнутых в плане, что отражает смещение и искривление излучин, и серповидных или петлеобразных широких ложбин, частично занятых старичными озерами и представляющих собой следы бывших положений спрямленных излучин. Гривы и ложбины заключены внутри шпоры (сегмента) излучины, ограниченной современным руслом реки, а после ее спрямления — широкой ложбиной-старицей. Р.А. Еленевский такой рельеф пойм назвал *гривистым*. На соседних сегментах поймы ориентировка грив может быть очень различной (рис. 8.4). Поэтому поймы меандрирующих рек называются *сегментно-гривистыми*.



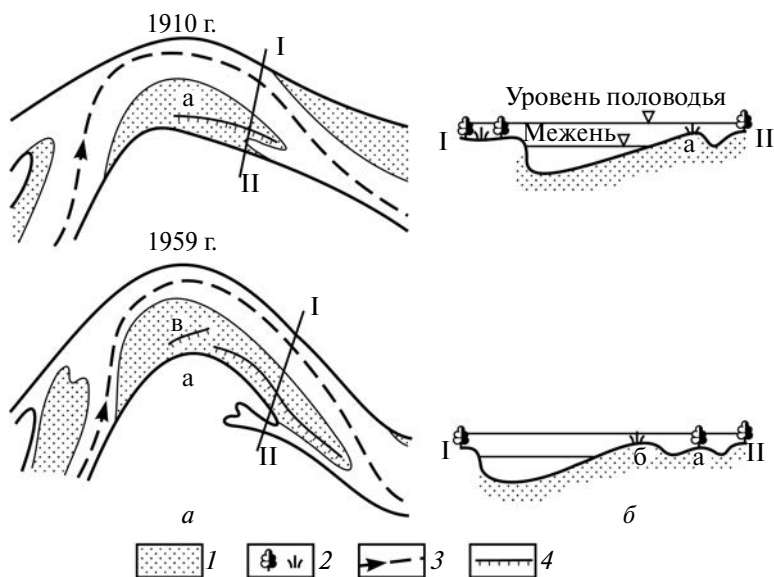
**Рис. 8.3.** Гривистый рельеф поймы р. Вишеры.  
Фото автора



**Рис. 8.4.** Сегментно-гривистый рельеф поймы свободно меандрирующей реки с различной ориентировкой грив в пределах отдельных сегментов (аэроснимок р. Уда)

Образование *сегментно-гривистой поймы* связано с формированием в извилистом русле побочной у выпуклых берегов излучин. Крутой низовой откос побочня (подвалье), начиная от вершины излучины, тянется субпараллельно пойменному яру, отходя от него лишь вблизи следующего изгиба русла. В тыловой части побочня между подвальем и бровкой поймы образуется понижение, переходящее в затонскую часть переката. По мере зарастания побочня и превращения его в молодую пойму понижение постепенно заполняется тонкопесчаным или илистым материалом и становится пойменной ложбиной, тогда как заросшая пригребневая часть побочня составляет основу пойменной гривы. Последовательное продвижение ряда крупных гряд на приусловую отмель у к выпуклому берегу излучины ряда побочней (рис. 8.5, а) приводит к тому, что на поверх-

ности отмели прослеживается несколько обращенных в сторону поймы и вытянутых субпараллельно ей подвалев гряд (рис. 8.5, б). Пригребневые части гряд, закрепленные растительностью, превращаются в пойменные гривы с крутым склоном, обращенным вглубь поймы (бывшее подвалеве побочня) и пологим склоном в сторону реки (бывший верховой склон гряды). В результате образующие прирусловую отмель у выпуклого берега гряды—макроформы по мере их зарастания превращаются в серию пойменных грив, разделенных ложбинами — бывшими понижениями в подвалеве каждой гряды. Растительность создает при затоплении в половодье дополнительное сопротивление потоку. Поэтому здесь происходит дополнительное осаждение наносов, образующих в этой части формирующейся гривы своеобразный вал, возвышающийся на 0,5...1,0 м (на больших реках) над прилегающей с речной стороны поверхностью отмели.

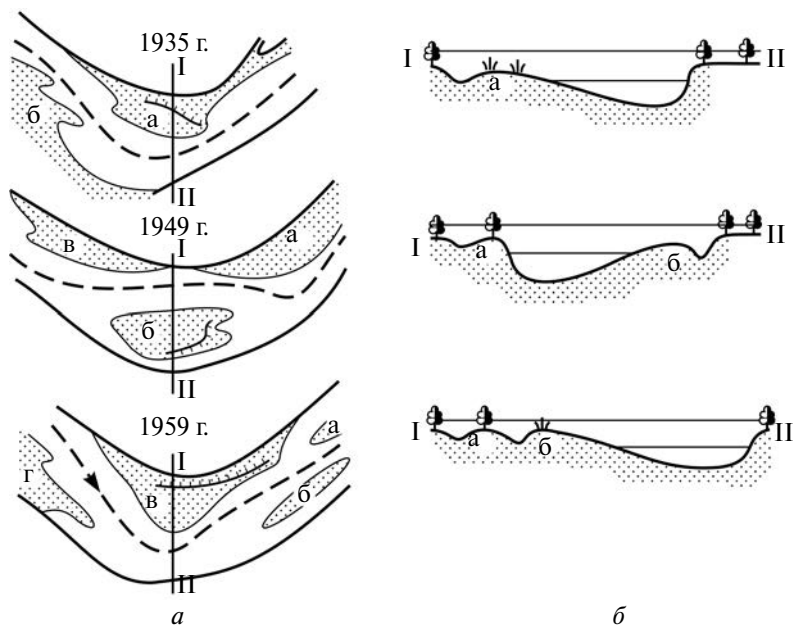


**Рис. 8.5.** Схема образования пойменных грив у выпуклого берега излучины при приращении к нему побочней:  
*a* — планы русла за разные годы (р. Выгегда); *б* — поперечные профили русла и отмели в привершинной части излучины на разных этапах ее развития; *а-в* — последовательно приращившиеся побочни;  
*I* — прирусловые отмели; *2* — почвенно-растительный покров;  
*3* — динамическая ось потока; *4* — подвалевы крупных гряд

Если побочни у выпуклых берегов излучины образуются периодически, то основу гривистого рельефа поймы составляют те их



части, которые успевают закрепиться растительностью и поэтому не были уничтожены полностью при смещении к выпуклому берегу стрежня потока (рис. 8.6). По этой схеме формирование пойменных грив возмжно только до стадии развитой сегментной излучины, после чего дальнейшее развитие происходит так, как показано на рис. 8.5, и каждая гряда оказывается наложенной на пологий верховой склон ранее сформировавшейся у выпуклого берега отмели. При периодическом расположении побочня пойменные гривы представляют собой сохранившиеся от размыва их пригребневые части.



**Рис. 8.6.** Схема формирования пойменных грив при периодическом расположении побочней у вершине излучины:  
*а* — план русла за разные годы (р. Вычегда);  
*б* — поперечные профили русла и отмели в привершинной части излучины на разных этапах ее развития;  
*а-г* — перемещающиеся побочни

По мере эволюции излучины гривы становятся ориентированными под все бóльшим углом к оси пояса меандрирования: от расположенных субпараллельно нижнему крылу на ранних стадиях до оконтуривающих выпуклый берег в привершинной части крутой сегментной излучины и круто изогнутых у петлеобразных излучин. Таким

образом, с ростом кривизны излучины каждая новая пойменная грива оказывается изогнутой больше, чем сформировавшаяся ранее. В результате пойменные гривы и ложбины располагаются веерообразно. Поскольку гривистый рельеф пойм фиксирует последовательное смещение излучин, он был назван Е.В. Шанцером «веерами блуждания» русла.

Если деформации русла на излучинах сводятся к преимущественно продольному их смещению, пойменные гривы располагаются субпараллельно непосредственно ниже вершины излучины. На двух соседних пойменных сегментах смежных излучин гривы ориентированы под углом, зависящим от кривизны излучин. Эта схема характерна для чередующихся пойм, оконтуренных пологими или развитыми свободными излучинами, у которых в пределах отдельных пойменных массивов все гривы вытянуты субпараллельно нижнему крылу излучины, образуя «веер», в котором ориентировка грив расходитя очень незначительно. По мере увеличения кривизны излучины, повышения интенсивности циркуляционных течений и увеличения продольного градиента скорости потока аккумуляция наносов у выпуклого берега активизируется, уменьшается подвижность гряд. Поэтому по мере поперечного развития излучин размеры прирусловой отмели в привершинной ее части и нижнем крыле растут. Формирование поймы начинается на все более высоких отметках, а каждый пойменный сегмент имеет незначительную высоту возле своего основания; к вершине излучин высотные отметки поймы увеличиваются иногда в 2–3 раза. В.Н. Орлянкин, используя эти закономерности, получил формулу для определения мощности  $M_{p,ф}$  русловой фации аллювия у выпуклых берегов излучин по величине радиусов кривизны пойменных грив  $r_{гр}$ , м:

$$M_{p,ф} = \frac{\alpha r_{гр}}{r_{гр}^2 + \beta} + M_0, \quad (8.1)$$

где  $\alpha$  и  $\beta$  — параметры, зависящие от размера реки;  $M_0$  — минимальная мощность руслового аллювия на прямолинейном участке данной реки.

Поскольку  $M_{p,ф} = h_{пл} + H_{отм}$  (здесь  $h_{пл}$  — глубина плесовой лощины;  $H_{отм}$  — высота прирусловой отмели в вершине излучины), формулу (8.1) можно преобразовать для определения высоты поймы  $H_{п}$  в пределах любой ( $i$ -й) гривы по оси шпоры излучины, учитывая при этом мощность пойменного наилка, образовавшегося на поверхности поймы:

$$H_{п_i} = \frac{\alpha r_{гр_i}}{r_{гр_i}^2 + \beta} + H_{п_0} + H_{пф}, \quad (8.2)$$

где  $r_i$  — радиус кривизны  $i$ -й гривы в пределах пойменного сегмента;  $H_{п_0} = M_0$  в формуле (8.1);  $M_{п.ф}$  — мощность пойменной фации аллювия (наилка), которая определяется эмпирически или по формуле:

$$M_{п.ф} = tm, \quad (8.3)$$

где  $t$  — время;  $m$  — интенсивность накопления наилка, м/год.

Следует учесть также скорость врезания реки  $u_{вр}$ , приводящую к повышению отметок поймы за счет понижения уровня воды в реке, или, наоборот, скорость аккумуляции наносов  $u_{ак}$ , вследствие чего относительно уровня воды в реке высота поймы понижается.

В конечном счете формулу (8.2) можно представить в виде:

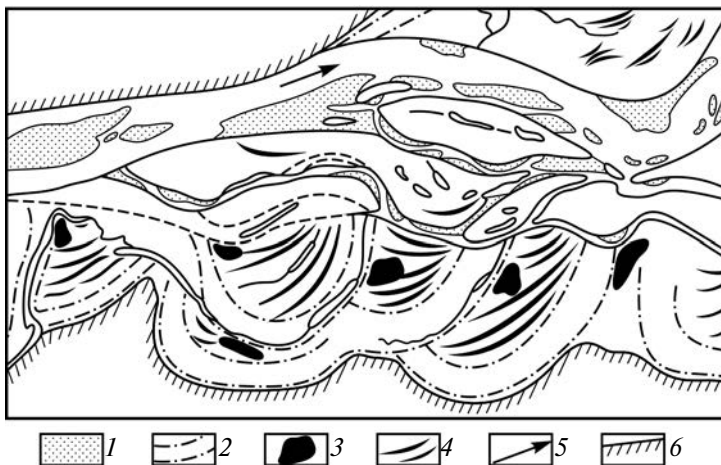
$$H_{п_i} = \frac{\alpha r_{гр_i}}{r_{гр_i}^2 + \beta} + H_{п_0} + (tm \pm u_{вр(ак)}). \quad (8.4)$$

На реках с небольшим стоком руслообразующих наносов, мелкопесчаным или илисто-песчаным их составом, побочни не возникают, но образуются небольшие прибрежные узкие отмели, которые быстро зарастают. Эти отмели формируются в зонах замедления течения на излучинах не за счет надвижения побочней, а вследствие аккумуляции взвешенных наносов. Так как этот процесс идет в зоне взаимодействия руслового и пойменного потоков, то подобно побочням субпараллельно пойме на отмели прослеживается подвалье. При этом в поперечном профиле такие отмели имеют вид крутых гряд, что придает им валообразный характер. Благодаря растительности на ней активизируются аккумулятивные процессы, высота отмели растет, и она еще больше начинает напоминать вал.

На меандрирующих реках, на которых руслоформирующие расходы проходят при затопленной пойме, сегментно-гривистые поймы расчленяются пойменными протоками на отдельные массивы сложной конфигурации. Такие поймы называются *проточно-гривистыми*. Пойменные сегменты представляют собой острова между основным руслом прорванных излучин и староречьями, характеризующиеся гривистым рельефом. Если старое русло отмирает, превращаясь в изогнутую ложбину со старичным озером, остров с гривистым рельефом причленяется к береговой пойме. Если оно соединяется с подобными ранее отшнуровавшимися староречьями, составляя вместе с ними пойменную многоруканность, пойменные протоки оказываются извилистыми и, меандрируя, создают свои пойменные сегменты. Поскольку они забирают лишь небольшую часть общего расхода воды в реке, формирующиеся излучины и, как следствие, сегменты и гривы имеют размеры, соответствующие их водности. В результате вдоль пойменных проток возникает сегментно-гривистая пойма,

вложенная в пойму самой реки. Она отличается более мелким гривистым рельефом и меньшей высотой, так как отмели в них существенно ниже из-за меньшего стока наносов.

Размывы берегов поймы в верхних крыльях излучин (в зонах ускорения течения) срезают верхние части грив, образовавшихся у выпуклого берега и имеющих наибольшую высоту. При затоплении поймы в потоке около таких берегов пойма интенсивно растет в высоту. В результате в процессе развития излучины благодаря как увеличению ее кривизны, так и аккумуляции наносов вдоль подмываемых берегов образуются наиболее повышенные участки поймы. При спрямлении излучины, которое сопровождается местным врезанием реки, наиболее повышенные части поймы могут выйти из-под уровня затопления. Такие незатопляемые участки поймы располагаются обычно вдоль крутого берега в верхнем крыле бывшей излучины (старицы). На них обычно располагаются населенные пункты, посевные площади, огороды и хозяйственные строения, в то время как остальная часть пойменного сегмента используется как луговые угодья и пастбища. На пойме вдали от русла они приурочены к «берегам» широких, изогнутых в плане, иногда заболоченных ложбин или старичных озер, отмечающих крайние положения, которые в процессе меандрирования достигали излучины русла (рис. 8.7).



**Рис. 8.7.** Гривистый рельеф поймы р. Вычегды:

1 — прирусловые отмели; 2 — древние положения русла (широкая ложбина на пойме); 3 — редко затопляемые (незатопляемые) участки; 4 — пойменные гривы; 5 — направленное течение реки; 6 — надпойменные террасы

Разновидностью пойм меандрирующих рек являются *озерно-старичные (сегментные ровные) поймы*, характерные для малых рек с устойчивым руслом, небольшим стоком наносов, преобладанием взвешенной его составляющей и илистым их составом. Побочни на таких реках образуются очень редко, и движение донных наносов осуществляется в виде микро- и ультрамикрочастиц либо в безгрядовой форме. У выпуклых берегов излучин образуются заиленные, очень узкие прирусловые отмели со сравнительно ровной поверхностью, постепенно выходящей из-под воды в межень и полого поднимающейся до уровня поймы. Рельеф отмелей не сохраняется или нивелируется накоплением илистых наносов. В результате поверхность формирующейся поймы ровная, лишенная присущих поймам меандрирующих рек гряд; строение таких пойм из-за преобладания илистых наносов, слагающих прирусловые отмели, суглинистое, что ограничивает возможности спрямления крутых излучин. Если пойма высокая, а руслоформирующие расходы воды наблюдаются до ее затопления, развиваются петлеобразные излучины, при спрямлении которых образуется староречье в виде петли, превращающееся со временем в широкую изогнутую ложбину на пойме со старичными озерами. Старичные понижения и озера — основной элемент рельефа таких пойм; поверхность поймы между ними ровная.

На реках с врезанными излучинами поймы занимают обычно не более трети от общей площади шпоры. Механизм образования поймы и ее рельефа тот же, что и в условиях свободного развития русло-вых деформаций. *Изогнуто-грядистый рельеф* таких пойм представлен серией гряд и ложбин, оконтуривающих шпоры излучин и образовавшихся благодаря формированию гряд на отмелях у выпуклых берегов по мере медленного отступления вогнутого коренного берега. В некоторых случаях отмели у выпуклых берегов узкие и вся пойма в этом случае представляет собой одну крупную изогнутую в плане гряду или, если на отмели нет четко выраженного подвалья, полого наклонную поверхность, в пределах которой пойма постепенно переходит в отмель. При малом стоке наносов отмель у выпуклого берега отсутствует, и формирование поймы происходит за счет зарастания бичевников. Во врезанном русле аккумуляция наносов на поверхности узкой поймы практически нивелирует первичный пойменный рельеф.

**Поймы рек, разветвленных на рукава.** Характеризуются широкими ровными повышениями, между которыми располагаются ложбины разных размеров. Первые представляют бывшие острова, вторые — разделявшие их, но обмелевшие, заиленные и заросшие рукава и протоки. Такие поймы являются ложбинно-островными, а при развитой пойменной многорукавности — проточно-островными. В отличие от пойм меандрирующих рек, у которых протоки

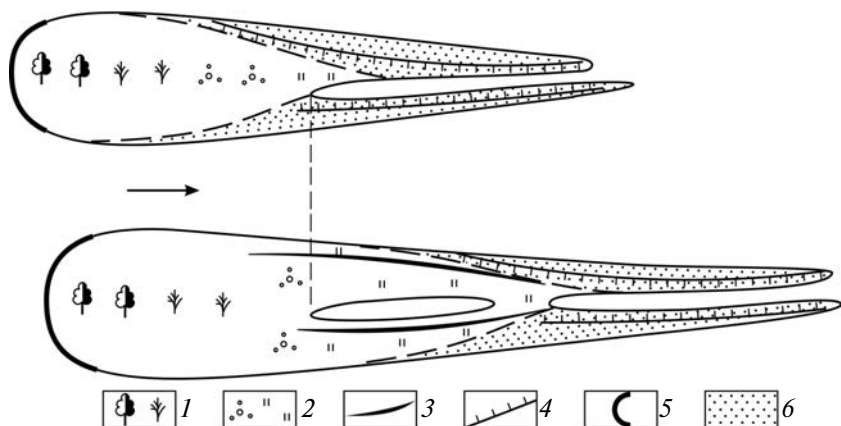
изначально оказываются извилистыми, у проточно-островных пойм они вытянуты субпараллельно руслу реки. Это благоприятствует концентрации затопивших пойму вод в отшнуровавшихся от русла протоках, обеспечивая их функционирование. В итоге реки с разветвленным руслом имеют более развитую пойменную много-рукавность.

*Ложбинно (проточно)-островная пойма* формируется благодаря образованию островов при зарастании осередков. Первичный рельеф элементарных пойменных островов определяется рельефом самого осередка, имеющим ровную поверхность, и лишь в нижней части — крутое подвалье. Воды половодья отлагают на ней наносы, поэтому высота островов увеличивается. Одновременно к берегам острова причленяются побочни, в ухвостье формируются косы. В итоге острова увеличиваются в размерах, протоки между ними отмирают, что приводит к объединению нескольких островов в более крупные, которые, в свою очередь, причленяются к берегу, образуя береговую пойму. На поверхности такой поймы обычно прослеживается сложное соотношение широких гряд с ровной поверхностью, соответствующих элементарным островам, и ложбин разной ширины, образовавшихся в результате отмирания рукавов и проток.

Со стороны оголовка остров или размывается, или к нему причленяется побочень. В первом случае высота острова имеет максимальные отметки в районе оголовка, в том числе вследствие повышенной здесь аккумуляции наносов при затоплении острова; вниз по течению и в обе стороны к рукавам поверхность острова понижается, переходя постепенно в прибрежные отмели (побочни) или косу в ухвостье. Если остров широкий, то в ухвостье возникает со стороны каждого из рукавов две косы, подвалья которых направлены навстречу друг другу (рис. 8.8). При их зарастании в нижней части острова образуется залив, а вся нижняя часть острова приобретает очертания ласточкина хвоста. По мере роста острова в длину со стороны ухвостья и перекрытия выхода из залива соединившимися косами залив может превратиться в пойменное озеро, а гребни обеих кос — в параллельные друг другу пойменные гривы.

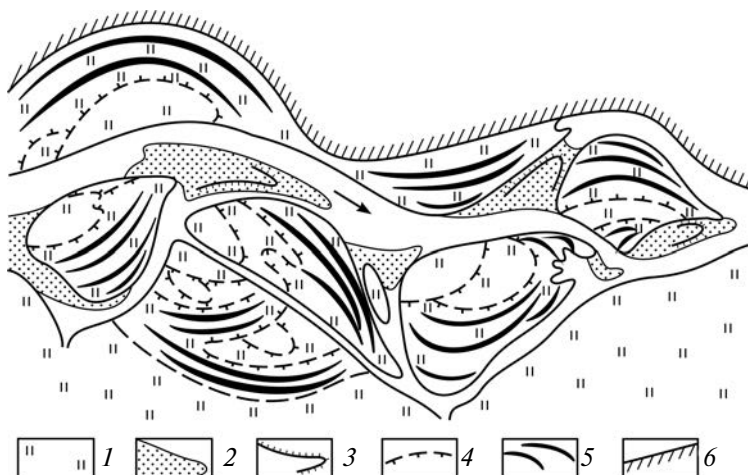
В тех случаях, когда рукава и пойменные протоки меандрируют, образуются *гривисто-островные поймы*. Элементарный остров или группа островов увеличивается в размерах со стороны меандрирующего рукава благодаря последовательному надвижению на его выпуклый берег побочней с образованием узких ложбин и грив (рис. 8.9). Если пойменная многорукавность сопровождается разветвленным руслом, то гривистая или сегментно-гривистая пойма, сформированная меандрирующими пойменными протоками, оказывается вложенной в ложбинно-островную пойму реки. В зависимости от структуры раз-

ветвленного русла, гидрологического режима реки и особенностей переформирования островов выделяется несколько разновидностей ложбинно-островных и проточно-островных пойм.



**Рис. 8.8.** Схема формирования залива и озера в нижней части пойменного острова и грив при зарастании кос в его устье:

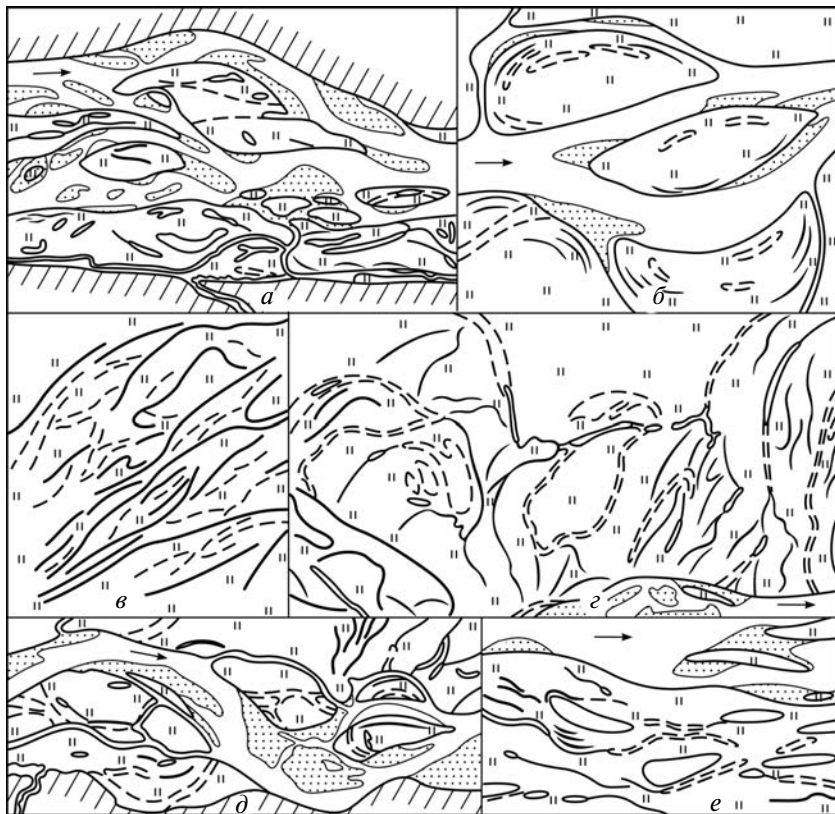
1, 2 — растительность на разновозрастных участках острова;  
3 — гривы на пойме; 4 — подвалья на косах; 5 — размываемый берег острова; 6 — песчаные косы в устье острова



**Рис. 8.9.** Гривисто-островная пойма (р. Вилой):

1 — пойма; 2 — побочни; 3 — подвалья гряд на побочнях;  
4 — уступы крупных грив (бывших островов) на пойме;  
5 — пойменные гривы; 6 — уступ террасы (по А.В. Чернову)

*Пойма с мозаичным расположением крупных гряд — островов* формируется на разветвленных реках, характеризующихся мощной волной половодья и большим стоком наносов (рис. 8.10, *а*). *Гривисто-островная пойма* с гривистыми участками вдоль выпуклых в плане частей крупных гряд-островов формируется на таких же реках, но с меандрирующими рукавами, вследствие чего по мере превращения последних в пойменную ложбину у выпуклых берегов образуются гривы (рис. 8.10, *б*).



**Рис. 8.10.** Разновидности расположения элементов рельефа ложбинно-островных пойм:

- а* — мозаичное крупных гряд-островов (Северная Двина);
- б* — на гривисто-островной пойме (средняя Обь); *в* — сетчатое мелких гряд-островов (верхняя Обь); *г* — гряд-островов по концентрическим дугам (верхняя Обь); *д* — на сегментно-островной пойме (нижняя Вычегда); *е* — с параллельным основному руслу расположением гряд-островов (верхняя Обь)



*Пойма с сетчатым расположением мелких гряд—островов* встречается на больших реках при выходе из гор на равнину, на которых образуются многочисленные мелкие острова (рис. 8.10, в). Например, на верхней Оби ниже слияния Бии и Катуги преобладают острова, незначительные по размерам и разделяющие русло на множество рукавов, число которых в одном створе достигает 10...12. Из 148 островов на 40-километровом участке только 34 имеют длину больше 500 м и лишь у 6 максимальная ширина превышает 250 м (при ширине русла 2,5...3,0 км). Расположены острова обычно небольшими группами, в пределах которых они отделяются друг от друга узкими и короткими протоками.

*Пойма с расположением гряд—островов по концентрическим дугам* формируется на реках с невысоким, растянутым во времени, спокойным половодьем и развитыми излучинами, вдоль выпуклых берегов которых возникают небольшие острова (рис. 8.10, з). Развитие излучин сопровождается не формированием гряд у выпуклых берегов, а образованием нескольких островов разного размера, вытянутых вдоль них. Протоки между островами по мере смещения излучин заносятся и отмирают.

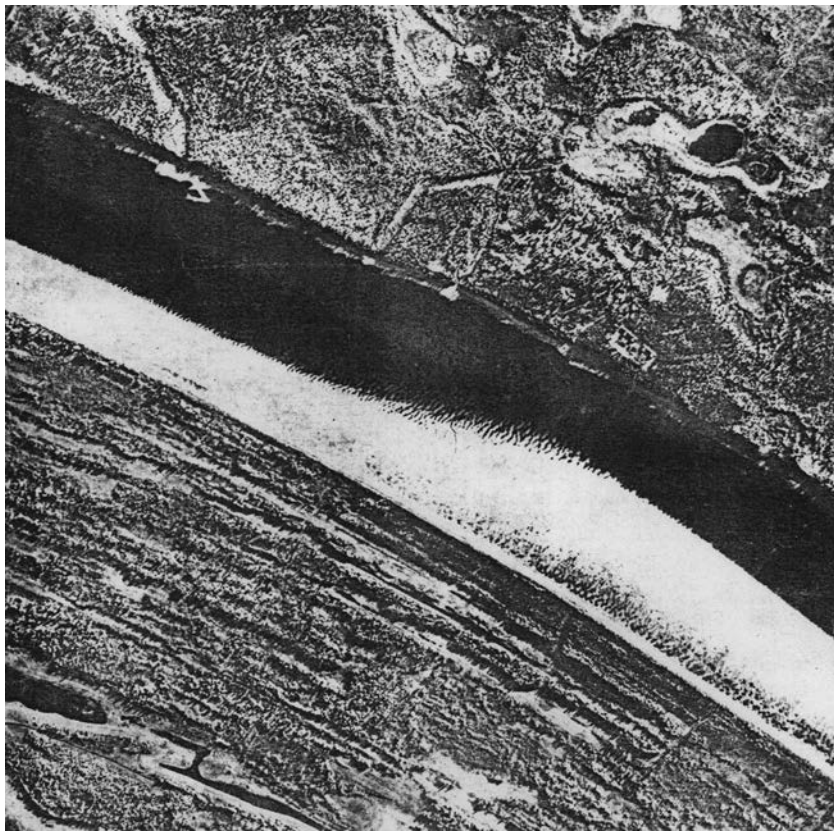
*Сегментно-островная пойма с расположением гряд — островов отдельными сегментами* формируется на реках с высоким и непродолжительным половодьем, имеющих слабо устойчивое русло разветвленно-извилистое русло (рис. 8.10, д), разветвления, образованные сопряженными системами рукавов или чередующиеся односторонние разветвления.

*Пойма с параллельным основному руслу расположением гряд* формируется на реках с односторонними разветвлениями (рис. 8.10, е).

На реках с врезанным разветвленным руслом формируются *островные поймы*, состоящие только из пойменных островов в русле; иногда встречаются крупные островные пойменные массивы, состоящие из нескольких объединившихся островов и имеющие ложбинно-островной рельеф. Береговая пойма на таких реках отсутствует, хотя могут встречаться *бичевниковая пойма* или небольшие фрагменты гривистой или ложбинно-островной поймы, сформировавшейся за изгибами или мысами коренных берегов. При образовании во врезанном русле островов с коренным, нередко скальным цоколем и являющихся незатопляемыми даже при максимальном подъеме уровней воды в их ухвостье формируются своеобразные *косовые поймы*, рельеф которых или очень ровный, или гривистый, формирующийся при образовании кос в ухвостьях островов.

**Поймы относительно прямолинейных, неразветвленных русел** формируются при направленном смещении русла в сторону коренного берега. Их основу составляют побочни, смещающиеся вдоль пойменного берега. При зарастании гребневых частей образуются пой-

менные гривы, вытянутые почти параллельно друг другу, а вся пойма имеет параллельно-гривистый рельеф (рис. 8.11). Чаще всего прямолинейные русла сопровождаются поймами с гривистым или ложбинно-островным рельефом.



**Рис. 8.11.** Параллельно-гривистая пойма р. Вилюй (аэроснимок)

У врезанного прямолинейного русла возможно формирование только *бичевниковой поймы*, имеющей вид вытянутых вдоль реки полого наклонных площадок у подножия склонов речной долины.

Разновозрастные участки поймы нередко различаются как по морфометрическим характеристикам рельефа, так и по первичному пойменному рельефу. Наиболее распространено несоответствие рельефа части поймы морфодинамическому типу современного русла. Прямолинейное, неразветвленное русло сопровождается поймой, сформированной в процессе меандрирования реки или разветвления

русла на рукава. Это происходит, если русло в ходе переформирования подходит к коренному берегу и его прямолинейные очертания приобретают относительную устойчивость. Его современные деформации обуславливают развитие параллельно-гривистой поймы или ложбинно-островной с параллельным основному руслу расположением гряд.

Различие разновозрастных участков поймы по их рельефу может быть связано со сменой морфодинамического типа русла при изменении водности реки. На р. Лене в районе г. Якутска самая высокая ступень левобережной поймы имеет сегментно-гривистый рельеф, свидетельствующий о меандрировании русла на этом этапе ее формирования. Остальные ступени поймы характеризуются ложбинно-островным рельефом, соответствующим разветвленному руслу, но с последовательно меняющейся конфигурацией гряд-островов: соотношение  $L_0/B_0$  уменьшается с 3,4 до 2,3. В низовьях Вычегды современное разветвленно-извилистое русло формирует сегментно-островную пойму; большая часть поймы представлена типичной для меандрирующих рек сегментно-гривистой поймой, хотя параметры старичных понижений больше или меньше, чем у современных излучин. На пойме нижнего Вилюя различные по высоте ступени поймы отличаются не только параметрами форм рельефа, но и самим рельефом (табл. 8.2). На верхней Оби (ниже с. Шелаболиха), где река меандрирует, кривизна грив меньше в 1,2 раза по сравнению с гривами самих древних участков поймы. На Хопре, Сейме, Свапе и других реках средней полосы и юга Русской равнины в удаленных от русла частях поймы по ее рельефу выделены палеоизлучины разных размеров в зависимости от возраста каждой части, отличающиеся по своим размерам на порядок от величины (в 10—15 раз).

Таблица 8.2

**Изменение типов первичного рельефа и его параметров на различных ступенях поймы нижнего Вилюя (по А.В. Чернову)**

Ступень (высота над межениным уровнем, м)	Тип первичного пойменного рельефа	Радиус кривизны грив, км	Горизонтальные русловые деформации
Четвертая (8...11)	Проточно-гривистый	2,1	Меандрирование, пойменные ответвления
Третья (6...9)	Гривисто-островной	3,5	Разветвление на рукава, меандрирование рукавов
Вторая (3...6)	Сегментно-гривистый	2,0	Меандрирование
Современная (1...4)	Гривисто-островной	2,8	Разветвление на рукава, меандрирование рукавов

Сочетание гривистого рельефа поймы, связанного с процессом меандрирования, с ложбинно-островным, обусловленным разветвлением русла на рукава, хорошо видно на рис. 8.7. Это происходит вследствие изменения водности, стока наносов или трансформации продольного профиля реки. Поэтому по рельефу поймы можно восстанавливать древние положения и очертания русла, определять изменения в русловом режиме реки, проводить на основе гидролого-морфологических зависимостей палеогидрологический анализ и восстанавливать историю русловых переформирований за геологические отрезки времени.

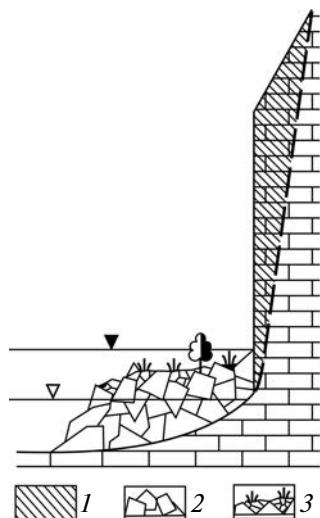
**Поймы горных рек** разнообразны по генезису, рельефу и распространению в зависимости от морфологии речных долин, типа горного русла, состава руслообразующих наносов. В ущельях, дно которых почти целиком занято руслом, встречаются *скелетные поймы* в виде небольших узких полос шириной несколько метров, протяженностью вдоль реки — несколько десятков метров. Они обычно цокольные, образованные на выступах скальных пород. Если такие выступы находятся за мысом, то на их поверхности происходит аккумуляция мелкозема, являющегося субстратом для растительного покрова.

Более распространены скелетные поймы, возникающие на отложениях небольших горных обвалов или осыпей, на случайных скоплениях галечно-валунного материала на реках с порожиисто-водопадным руслом. При затоплении такой каменистой россыпи на ней оседает часть влекомых наносов и мелкозема, который заполняет пространство между обломками и выравнивает ее поверхность. В «скоростной тени» россыпи возникают местные условия аккумуляции наносов, благодаря которым здесь образуются небольшие галечно-валунные косы. Появление растительности на скоплениях обломков и причлененных к ним косах означает образование участка поймы (рис. 8.12).

Нередко свалившаяся при обвале крупная глыба достигает срединной части русла и создает ниже себя местные условия для аккумуляции наносов, в результате чего образуется длинная и узкая валунная коса, превращающаяся в остров. Если в русло попадает несколько таких глыб, а образовавшиеся острова причленяются к берегу, формируется *ложбинно-гривистая пойма*.

На горных реках с неразвитыми и особенно с развитыми аллювиальными формами основу для возникновения и развития поймы составляют галечно-валунные отмели — побочни. Образующаяся при зарастании поверхности побочней пойма называется *побочневой*. Поверхность ее относительно ровная, постепенно снижающаяся в сторону русла, близ которого она незаметно переходит в лишенную растительности поверхность отмели.

**Рис. 8.12.** Формирование скелетной поймы горной реки на глыбах обвала:  
 1 — обвалившаяся часть скалы;  
 2 — скопление обвалившихся глыб в русле;  
 3 — галечно-валунные отложения и растительность на пойме



Пойменная фация аллювия на горных реках обычно редуцирована, так как аккумулирующийся на поверхности поймы мелкозем кольматирует галечно-валунные отложения. Только на самых старых участках поймы относительно более продолжительная аккумуляция мелкого материала приводит к почти полному выравниванию поверхности поймы. В тыловой части поймы перекрывается склоновыми отложениями (осыпями, конусами выноса и пр.).

При значительной ширине дна долины горной реки большие побочни нередко отделяются от поймы побочным протоком. Наиболее повышенные части побочней по мере зарастания превращаются в пойму, а побочневые протоки — в пойменную ложбину в виде вытянутого неглубокого понижения с пологими склонами. Такая пойма является *ложбинно-побочневой*, а при сохранении в ложбинах постоянного потока — *проточно-побочневой*.

В крупных межгорных расширениях и в предгорьях встречаются сравнительно широкие двусторонние поймы. В этих условиях поймы горных и полугорных рек обычно подразделяются на отдельные массивы системой ложбин или протоков, ширина которых соизмерима с шириной основного русла. Такой морфологический облик поймы соответствует разветвленному на рукава руслу, а сама пойма является *ложбинно-* или *проточно-островной*.

Относительная неустойчивость русел рек в предгорьях зачастую приводит к тому, что облик дна долин некоторых рек полностью изменяется после каждого сильного паводка. На таких участках отчетливо выраженная пойма отсутствует; аналогами ее здесь являются

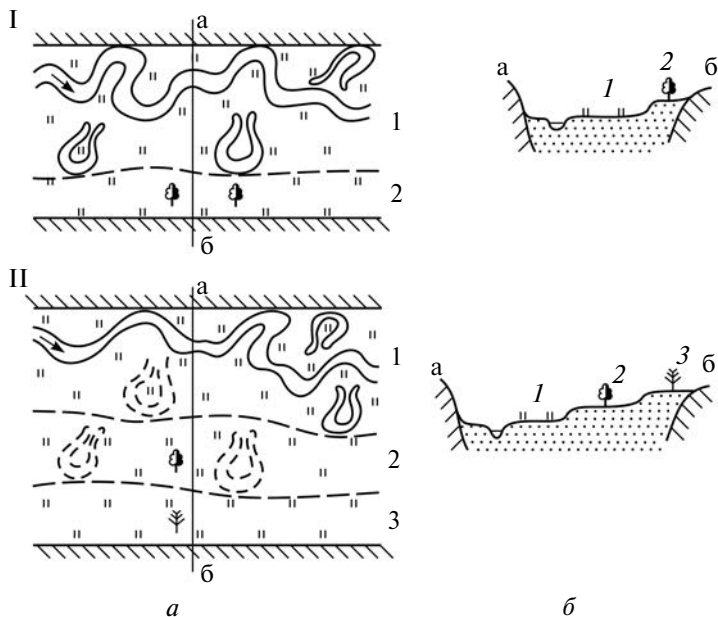
обширные галечниковые отмели с появившейся на них редкой и чахлой кустарниковой растительностью, а само русло представляет сложную сеть протоков между ними (рис. 8.13). Такой же зачаточный характер имеет пойма, развивающаяся на реках, по которым периодически проходят селевые потоки. Отличительной особенностью их является широкое распространение высоких (до нескольких метров) валунных гряд, вытянутых вдоль долины. Аналогичные поймы встречаются в высокогорной зоне ниже ледников, где формируются зандровые галечно-валунные поля.



**Рис. 8.13.** Разбросанное русла и галечниковые отмели полугорной реки в предгорьях (р. Рака, Австралия).  
Фото А.Ю. Сидорчука

Для **врезающихся рек** характерны *ступенчатые поймы*. Более древние ступени имеют наибольшую высоту, затапливаясь только во время очень редких высоких половодий, а в их почвенно-растительном покрове обнаруживаются зональные элементы. На береговой пойме эти ступени образуют нередко своеобразную лестницу в поперечном профиле, поскольку каждая вновь образовавшаяся прирусловая отмель располагается гипсометрически ниже ранее образовавшегося и уже консолидировавшегося пойменного массива. На равнинных реках такая ступенчатость особенно отчетливо проявляется там, где ступени поймы отделяются друг от друга уступами и ложбинами, старичными озерами и пойменными протоками. Этому способствует направленное смещение русла. На широкопойменных реках с

прямолинейным, неразветвленным руслом или руслом с односторонними разветвлениями, проходящим вдоль коренного берега, образование каждой новой ступени сопровождается расширением дна долины (рис. 8.14), но при этом высокие ступени последовательно становятся надпойменными, выходя из-под уровня затопления. На врезанных излучинах ступенчатая пойма развита фрагментарно у выпуклых берегов в их привершинной части и в нижних крыльях. При этом бо́льшая часть шпоры излучины представляет собой надпойменную террасу (рис. 8.15).

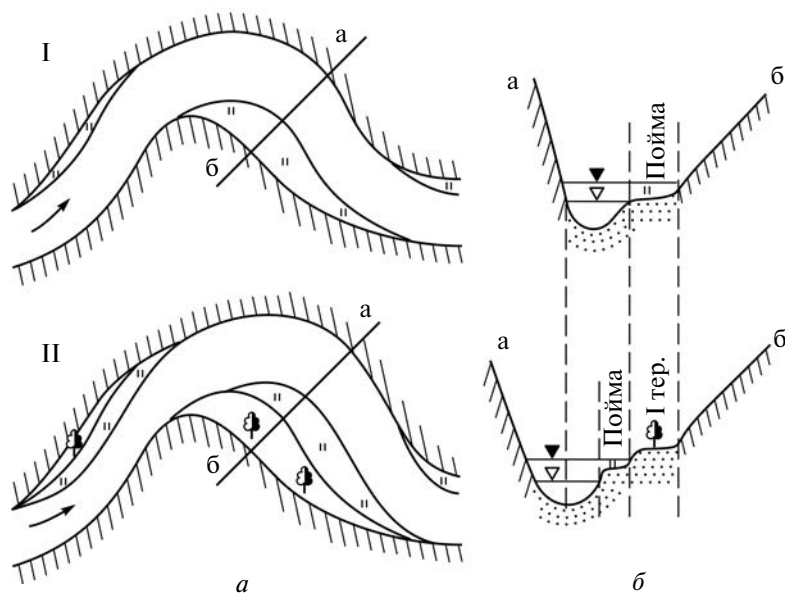


**Рис. 8.14.** Формирование ступенчатой односторонней поймы равнинной реки:

*a* — план дна долины на разные временные интервалы (I, II);  
*б* — поперечные профили по линии *a-б*; 1, 2, 3 — последовательные образовавшиеся ступени поймы

При снижении интенсивности врезания вниз по течению продольный профиль поверхности каждой ступени поймы имеет более крутой уклон, чем меженный уровень воды в реке и поверхности позднее сформировавшихся участков поймы. Вверх по течению высота поймы возрастает, а число составляющих ее уровней увеличивается, причем наиболее высокие из них постепенно переходят в надпойменные. Если вниз по течению интенсивность врезания воз-

растает, в этом же направлении наблюдается расщепление поймы на большее число уровней и постепенное превращение высоких ступеней в надпойменные террасы. Если врезание реки, несмотря на объединение и приключение к берегам островов, происходит отдельными рукавами, то разные по высоте ступени возникают на крупных островах. В результате формирующаяся ложбинно-островная пойма является *псевдоостанцовой*. Она возникает также на меандрирующих реках. Здесь роль таких «псевдоостанцов» выполняют повышенные участки в верхних частях сегментов (см. рис. 8.7); их превращению в надпойменные уровни благоприятствует местное врезание русла, происходящее при спрямлении излучин.



**Рис. 8.15.** Ступенчатая пойма, формирующаяся на врезанной излучине:  
 а — план излучины на разные временные интервалы (I, II);  
 б — поперечные профили по линии а—б

У рек с четко видимым строением дна долины в начале расширения, где происходит растекание потока половодья и образование кривой спада уровней, врезание русла усиливается, вследствие чего количество ступеней поймы увеличивается, а верхняя из них превращается в надпойменную террасу; в нижней части расширения, где поток половодья находится в подпоре от нижерасположенного сужения дна долины, поверхность этой террасы снижается относительно уровня высоких вод и затопляется ими, интенсивность врезания



ослабевают, соответственно, число ступеней в поперечном профиле поймы уменьшается.

Разновидностью пойм врезающихся рек являются *цокольные поймы*, у которых пойменная фация аллювия залегает непосредственно на коренных породах или на древнем аллювии.

За длительный период формирования поймы при неоднократном изменении направленности вертикальных русловых деформаций цокольная пойма, раз сформировавшись при врезании реки, в дальнейшем на каждом конкретном временном этапе может оказываться в условиях как врезающейся, так и аккумулярующей реки. Например, на Северной Двине цокольная пойма распространена от устья р. Ваги и вниз по течению до п. Орлецов на участке, где река аккумулирует наносы. При этом в отложениях, перекрывающих коренной цоколь, прослеживается погребенная почва, т.е. в настоящее время цокольная пойма является наложенной.

**На аккумулярующих реках** в зависимости от интенсивности этого процесса развиваются три разновидности пойм: обвалованные, наложенные и однарусные. *Обвалованные поймы* характерны для рек с большим стоком наносов и высокими темпами направленной аккумуляции, проявляющейся иногда на протяжении нескольких геологических эпох (Кубань, Риони, Терек, низовья Амударьи, Или, Хуанхэ). Такие поймы располагаются гипсометрически ниже межженного уровня воды в реке, русло которой ограничено естественными дамбами-валами, поскольку аккумуляция наносов сосредоточена преимущественно в прирусловой части, которая быстро растет в высоту. Периодически во время высоких половодий дамбы прорываются потоком и вода разливается по широкой низине, в пределах которой при спаде уровней река может образовать новое русло. Обычно обвалованные русла встречаются в нижнем течении рек, стекающих с гор и пересекающих обширные аллювиальные или аллювиально-дельтовые равнины, в пределах которых речные долины в рельефе не выражены, в нижнем течении рек широко проявляется бифуркация русел: низменность пересекается многочисленными рукавами рек, по которым осуществляется гидравлическая связь воды между этими реками то в одном, то в другом направлении, образуя единую сеть русел нескольких рек, соединяющихся между собой и в то же время самостоятельно впадающих в море.

В горах обвалованное и приподнятое над поймой русло встречается в зонах аккумуляции селей в речных долинах; при этом сама пойма бывает покрыта многочисленными валами из несортированного обломочного материала, либо на ее поверхности разбросаны многочисленные валуны и глыбы разного размера, принесенные селевыми потоками.

Более распространены на равнинных реках *наложенные поймы*, являющиеся следствием сравнительно слабой направленной аккумуляции, которая из-за изменений стока, тектонического режима или других факторов периодически сменяется медленным врезанием реки. В аккумулятивную фазу уровни половодий из-за постепенного повышения дна реки растут; со временем разливы начинают распространяться сначала на высокие и редко затопляемые пойменные ступени, где в предшествующий этап врезания реки развивались зональные почвы, а затем на надпойменную террасу. Образующийся наилок и формирующаяся на нем луговая почва погребают зональный или близкий к нему почвенный покров. В разрезах наложенной поймы отчетливо виден горизонт погребенной зональной почвы. Если за время формирования поймы режим аккумуляции неоднократно сменялся врезанием и наоборот, в разрезах поймы можно видеть несколько горизонтов погребенной почвы. В таких случаях первичный рельеф оказывается либо полностью сnivelированным образовавшимся на поверхности поймы наилком, либо видоизмененным процессом, происходящим, когда она выходила из зоны затопления.

Высота наложенной поймы, как правило, больше, чем современной, так как она пережила этап превращения в надпойменную поверхность. При неоднократной повторности смены врезания аккумуляцией она может состоять из нескольких ступеней, которые легко принять за ступенчатость поймы, свойственную врезавшимся рекам. Надежным признаком наложенной поймы служит наличие в ее строении горизонтов погребенной почвы и преобразованность первичного рельефа.

Если аккумуляция на реке происходит на протяжении всего времени формирования поймы (например, при заполнении речными наносами морских заливов — эстуариев, губ), повышение максимальных уровней половодья приводит к постоянному росту поверхности поймы за счет накопления пойменного наилка. В подобных условиях руслоформирующий расход воды проходит при затопленной пойме, и дно долины расчленяется пойменными протоками (ответвлениями), слой осадков на поверхности поймы распределяется приблизительно равномерно по ее поперечнику; центральные части островов и островных массивов, где процесс осадконакопления менее интенсивен, превращаются в мелкие пойменные озера подтопления. В результате образуется одноярусная пойма, характеризующаяся выдержанностью максимальных отметок по поперечному профилю, повышенной заозеренностью и заболоченностью. Лишь тыловая часть береговой поймы, удаленная от русла реки и даже от пойменных протоков, отстает в своем вертикальном росте, оказывается пониженной, подтопляется, и здесь образуются или заболоченная низина,

в которой болотные процессы полностью преобразовывают первичный рельеф, или мелководные озера (соры на средней и нижней Оби).

Среди затапливаемых в многоводные фазы водного режима поверхностей на дне речных долин, соответствующих в этом отношении понятию «пойма», встречается такие, генезис которых не связан с русловыми процессами. Подобные *унаследованные поймы* занимают иногда довольно значительные части дна долин, составляя вместе с современной поймой единую область разливов рек во время половодья. Русло реки формируется в слагающих эту пойму отложениях, представленных зачастую глинами, суглинками, торфами, что определяет специфику горизонтальных русловых деформаций. При размыве рекой пойменных берегов в поток поступает почти исключительно тонкий материал, составляющий взвешенные наносы.

На реках внутриконтинентальных областей из унаследованных пойм встречаются имеющие озерное происхождение. Впервые на такой генезис пойм обратил внимание В.В. Докучаев. Он описал два возможных варианта образования пойм:

- спуск озер в области распространения ледникового (конечно-моренного) рельефа вдоль соединявших их между собой рек или размыва моренных перемычек между озерами. Дно озер при этом превращается в пойму реки;
- заполнение наносами крупных, но мелководных озер. Русла рек, протекающих по дну этих бывших озер, пассивно приспосабливается к литогенной основе, а большая часть дна представляет собой обширную затапливаемую во время половодья территорию. Такова пойма р. Сухоны, вытекающей из Кубенского озера, где она представляет собой днище пра-Кубенского озера, в пределах которого Сухона сливается с Вологдой и Лежей.

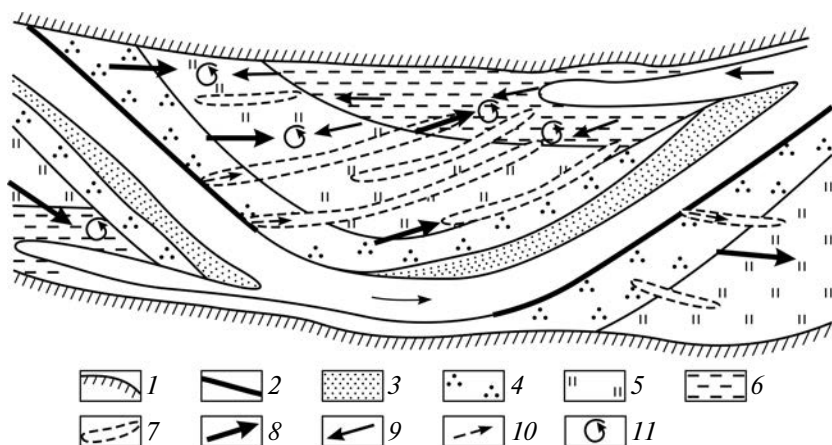
Так как озерные отложения являются сравнительно легкими по механическому составу, горизонтальные русловые деформации достаточно активны. Во всех случаях унаследованные поймы озерного генезиса сильно заболочены.

На приморских территориях унаследованные поймы имеют лиманский генезис, занимая до 80% общей площади поймы. В их строении абсолютно преобладают очень плотные суглинки и глины, русловая фация аллювия отсутствует, имеется погребенный почвенный горизонт, перекрытый сверху современным пойменным наилоком, свидетельствующим о направленной аккумуляции наносов на реке.

Преобладание тяжелых суглинков в строении унаследованной поймы обуславливает формирование очень крутых пальцеобразных и синусоидальных излучин и медленные темпы их деформаций.

### 8.3. Гидрологический режим поймы и эрозионно-аккумулятивные процессы на ее поверхности

Важнейший фактор формирования поймы и ее влияние на русловые процессы — затопление в многоводные фазы режима и эрозионно-аккумулятивные процессы на ее поверхности. Они зависят от гидрологического режима поймы, т.е. пространственно-временных особенностей разлива рек и последующего обсыхания при сезонных изменениях водности реки, длительности и частоты затопления, высоты слоя воды, направления течений пойменных потоков, а также прохождения ледохода при затопленной пойме. Приняв за основу пойменный массив, ограниченный сегментной излучиной и примыкающий к борту долины, можно выделить несколько фаз гидрологического режима поймы (рис. 8.16).



**Рис. 8.16.** Особенности затопления, образование противотечений и транзитного потока в пределах элементарного пойменного массива: 1 — борты долины; 2 — подмываемые пойменные берега; 3 — прирусловые отмели; 4 — прирусловая повышенная пойма; 5 — центральная пойма; 6 — пониженная часть поймы в низовой стороне пойменного массива; 7 — крупные ложбины на пойме; 8 — направление транзитного потока по пойме при ее полном затоплении; 9 — направление противотечения; 10 — поступление воды через открытые с верховой стороны крупные пойменные ложбины; 11 — водовороты на пойме

*Первая фаза* характерна для рек со снеговым питанием. Еще до подъема уровней воды в реке талая вода, поступающая от таяния снега на склонах долины и на поверхности самой поймы, наполняет

пойменные ложбины и озера, формирует соединяющие их водотоки, одновременно в них аккумулируются илистые наносы — продукты размыва почв на склонах долины. Сток талых вод по пойме направлен обычно по преобладающему ее уклону, концентрируясь в тыловой, наиболее пониженной части. Переполюя пойменные озера и оставив в них наносы, вода переливается через понижения в гривах, иногда углубляет их, образуя эрозионные «прорвы» между озерами или соседними ложбинами.

*Вторая фаза* соответствует такому повышению уровня воды в реке, когда начинается перелив воды из русла в пойму по понижениям ее поверхности. В первую очередь вода поступает в пониженную часть поймы с низовой стороны пойменного массива, вдоль его тылового шва. Вследствие этого на пойме возникают противотечения с очень малыми скоростями; наносы аккумулируются лишь на контакте русла — поймы. Если эта фаза совпадает с ледоходом на реке, то противотечения затягивают вглубь поймы плывущий лед, который производит местами выпахивание поверхности или склонов грив, либо, застревая возле препятствий (кустов, деревьев, пойменных грив), оставляет переносимый льдом песок, гравий, а иногда даже валуны и обломки горных пород.

С верховой стороны пойменного массива вода может поступать в пределах поймы по ложбинам, которые оказываются открытыми вверх по течению, если здесь пойменный берег размывается, и его бровка сечет в крест простирания ложбины и гривы. В глубине пойменного массива возможно столкновение возникающего по нему течения и противотечения с образованиям водоворотов, в которых образуются эрозионные котлы.

*В третью фазу* уровень воды в реке поднимается выше бровки поймы с верховой стороны массива, русловой поток переливается из русла в пойму, образуя по ней единый транзитный поток; пойма оказывается полностью затопленной. В этот период на пойме происходит аккумуляция взвешенных наносов, а иногда и эрозия. К этому же времени приурочены наиболее интенсивные размывы пойменных берегов, особенно активные там, где происходит перелив воды из русла в пойму. Слив воды с поймы в эту фазу режима обычно идет через низовую часть массива и через заводь (залив в нижней его части) и затонскую часть побочня в нижнем крыле излучины. Это приводит к образованию в затоне водоворотов в результате взаимодействия сливающихся вод с основным течением реки. В результате в нем поддерживается большая глубина и происходит наращивание наносами раздельной косы между заводью и руслом реки.

*Четвертая фаза* соответствует периоду спада уровней, из-под воды начинает выходить бровка поймы, в первую очередь — с верхо-

вой стороны массива. Активное течение по пойме прекращается. Вода в понижениях поймы застаивается, очень медленно сливаясь в основное русло. В пониженных местах отлагаются тонкий слой ила, органические остатки.

В *пятую фазу*, в межень, происходит обсыхание поймы; вода сохраняется только в наиболее глубоких частях ложбин и старичных озерах; в засушливые годы с длительной и глубокой меженью они также пересыхают. В многоводные годы с высокой меженью днища многих обычно сухих ложбин оказываются подтопленными и заболачиваются. Сток дождевых вод на поверхности поймы, а также со склонов коренных берегов может приводить иногда к образованию потоков в пойменных ложбинах и поступлению воды из поймы в русло. Стекающие со склонов долины потоки, попадая на поверхность поймы, формируют конусы выноса и делювиальные шлейфы, перекрывающие в той или иной мере тыловую часть поймы.

При паводочном режиме, связанном с обильными и продолжительными дождями, подъем уровня воды в реке может быть достаточно высоким, в этом случае все фазы гидрологического режима (кроме первой) повторяются в течение года неоднократно.

В реальных условиях сложное строение пойменных массивов, состоящих из большого количества сегментов, ложбинно-островной или гривистый рельеф, обвалованность или ступенчатость поймы обуславливают сложное распределение течений, их значительную разобщенность, наличие местных перепадов уровня, определяемых пойменным рельефом, сопряжением аккумулярующих емкостей, соответствующих понижением на поверхности поймы. Если пойма ступенчатая, ее затопление происходит последовательно по ступеням, на разные сроки и с разной повторяемостью (от ежегодного до одного раза в десятки лет). На меандрирующей реке со ступенчатой поймой пойменный сегмент, представленный низкой ступенью более молодой поймы, нередко оказывается ограниченной излучиной русла и высокой ступенью древней поймы, не затопляемой в маловодные годы или затопляемой очень редко. В этом случае на протяжении многих лет уступ высокой поймы выполняет роль, аналогичную роли борта долины (коренного берега).

Потоки воды, затопившей пойму из-за меньшей глубины, чем в русле, повышенной шероховатости благодаря растительности и сложному рельефу, характеризуются существенно меньшими скоростями по сравнению с русловыми потоками, составляя в местах выхода воды на пойму не более 20% от скорости потока в русле реки и лишь в пойменных протоках около 50%. В местах слива воды с поймы в русло скорости течения в пойменных протоках составляют 70% от скорости потока в русле реки, на низкой пойме — 30% и на высокой, где слой воды минимален, — 5...10%.

Снижение скорости течения, причем достаточно резкое при переливе воды из русла в пойму, является главной причиной преобладания на поверхности поймы аккумулятивных процессов, накопления пойменного наилка и роста поймы в высоту. Наличие на пойме густой растительности, дернового покрова, сцепление грунта корнями растений и, наконец, уплотненность суглинистого или глинистого пойменного наилка защищают поверхность поймы от эрозионного воздействия потока. Скорости потока на пойме намного меньше, чем размывающие для плотно задернованной поверхности. Последние для дернины превышают 2,0...2,5 м/с, тогда как скорости потока в местах активного перелива воды из русла в пойму редко составляет 1,0 м/с. В результате эрозия на поверхности поймы проявляется очень ограниченно и не создает широко распространенных форм.

Заметное эрозионное воздействие полых вод на пойме проявляется на тех реках, на которых руслоформирующие расходы воды проходят выше отметок пойменных бровок. Особенно много эрозионных котлов, рытвин и промоин на поймах тех рек, у которых половодье сопровождается выходом речного льда за пределы меженного русла. Промоины иногда встречаются на склонах грив в местах перелива воды из одной ложбины в другую и реже там, где происходит слив воды из поймы в русло. Обычно слив осуществляется вдоль широких ложбин, пойменных речек или проток, заводей, а на пике половодья — фронтально в низовой пониженной части массива. По мере спада уровней слив воды с поймы локализуется в межгривных ложбинах. Если они открываются в русло на подмываемых береговых уступах, поток, нередко соединяющий пойменное озеро с рекой, образует микроводопад, который перестает существовать, когда уровни воды в озере оказываются ниже отметок дна в ложбине.

Эрозионные формы очень редки на поймах горных рек, где их возникновению препятствуют галечно-валунные отложения. На равнинных реках они чаще возникают на песчаных поймах, чем на глинистых. Этим же объясняется их преимущественное распространение на участках молодой поймы, где пойменный суглинистый наилкок маломощен. Возникновение промоин, эрозионных котлов или смыв почвы происходит при нарушении естественной дернины, выпаживании поверхности поймы льдинами, возникновении морозобойных трещин и т.д.

Распашка поймы при ее глубоком затоплении и повышенных скоростях пойменного потока (обычно это соответствует прохождению  $Q_{\text{ф}}$  верхнего интервала) приводит к быстрому смыву почвы. Если же пойма высокая, затапливается на небольшую глубину достаточно редко и на короткий срок, а возникающие на ней течения очень слабые, пойма может распаиваться без угрозы размывов. На псевдоостанцовых поймах меандрирующих рек распаиваются, осваиваются для хозяйственных построек (молочно-товарные фермы, скотные

дворы и т.д.), под огороды и малые населенные пункты наиболее высокие верховые части самых древних сегментов.

Интенсивность аккумуляции на поверхности поймы зависит от удаленности отдельных ее частей от русла или их положения относительно мест перелива воды из русла в пойму. По этому признаку в пределах пойменных массивов выделяют прирусловую, центральную и притеррасную части, различающиеся по высоте и проявляющиеся в рельефе в понижении отметок поверхности от ее бровки к тыловому шву. Особенно отчетливо они выражены у односторонних пойм.

В *прирусловой части* аккумулируется большое количество песчаного и супесчаного материала, вследствие чего пойма здесь имеет самые высокие отметки. Наиболее интенсивна аккумуляция наносов возле тех берегов, где в половодье течение направляется из русла в пойму (обычно вдоль подмываемых берегов). Резкое убывание глубины и повышение степени шероховатости ложа потока вызывают уменьшение скорости течения и аккумуляцию наносов у бровки поймы. Здесь образуются *наложенные прирусловые валы* (рис. 8.17). Размеры их зависят от высоты половодья, степени насыщенности потока наносами и их крупности, характера растительности в прирусловой части поймы, интенсивности перелива и т.д.



**Рис. 8.17.** Наложённый прирусловой вал на пойме (р. Северная Двина).  
Фото автора



Интенсивная аккумуляция наносов обычно охватывает сравнительно узкие участки прирусловой поймы. Если прирусловая пойма луговая, то зона аккумуляции наносов значительно расширяется, вся прирусловая часть поймы оказывается заметно приподнятой, образуя широкую полосу, протягивающуюся вдоль берега.

Отдельно взятый пойменный массив, оконтуренный излучиной или серией излучин русла, характеризуется понижением средней высоты поверхности в двух направлениях: сверху вниз, считая по течению реки, и поперек дна долины. В первом случае изменение отметок связано с интенсивной аккумуляцией наносов в верхней части массива, где происходит слив воды из русла в пойму, причем здесь поток наряду с транзитными наносами выносит на пойму часть продуктов размыва берега. Вниз по течению отметки понижаются по мере уменьшения темпов аккумуляции и мощности отложившегося слоя наносов. В низовой части массива пойма постепенно переходит в отмель (побочень, косу и т.д.), оконтуривающую его со стороны нижнего крыла излучины. В поперечном направлении наибольшая высота поймы отмечается в вершине излучины, так как здесь еще достаточно велика аккумуляция наносов потоком, затопляющим пойму, а основу образования поймы составляет наиболее высокая часть побочня. В центральной и притеррасной частях поймы ее отметки постепенно снижаются в соответствии с уменьшением интенсивности аккумуляции наносов на ее поверхности. Кроме того, в этом же направлении снижается высота отмелей (побочней), зарастание которых привело к образованию самой поймы (рис. 8.18).



**Рис. 8.18.** Поперечный уклон поймы от бровки к тыловому шву р. Сива.  
Фото автора

Понижение в тыловой части пойменного сегмента обуславливает сосредоточение здесь основного течения вод, затопивших пойму, поэтому вдоль него возникают условия для спрямления излучины.

Если пойменный массив представлен островом, то форма его продольного профиля в целом такая же, как у пойменного сегмента.

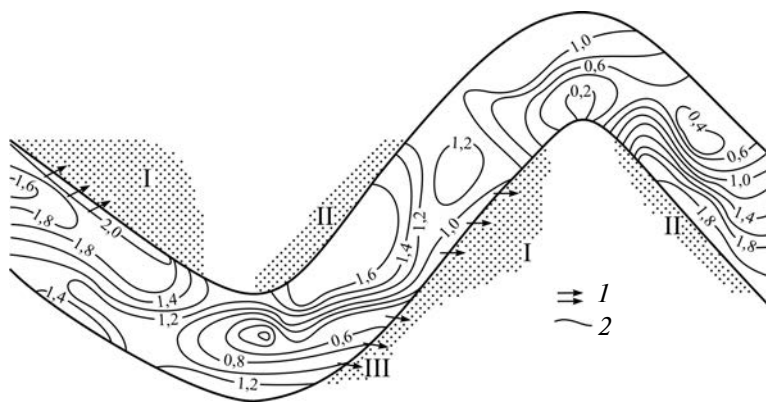
Поперечник же острова описывается вогнутой кривой с прогибом в его середине, поскольку прирусловые участки с повышенной аккумуляцией наносов расположены с обеих сторон острова.

Н.С. Знаменская выделила три участка выноса наносов из русла на пойму в пределах смежных излучин (рис. 8.19):

1) с верховой стороны пойменного массива при образовании транзитного течения по пойме;

2) с низовой части массива поймы, т.е. ниже вершины излучины, где возможно надвижение отмели (побочня), отметки которой могут быть выше, чем уровень пойм, в низовую часть массива;

3) из плеса на кромку вогнутого берега в нижнем крыле излучины при больших затоплениях поймы, когда у берегового откоса возникает «сбойное» течение, размывающее откос, и образуются восходящие струи, взмывающие наносы на бровку поймы, причем в формировании наносов, поступающих на пойму, участвуют продукты размыва берега (рис. 8.20). Фактически первый и третий участки представляют собой единую область выноса потоком из русла на пойму наносов, поступающих в поток вследствие размыва пойменного берега в нижнем крыле одной и верхнем крыле смежной излучины.

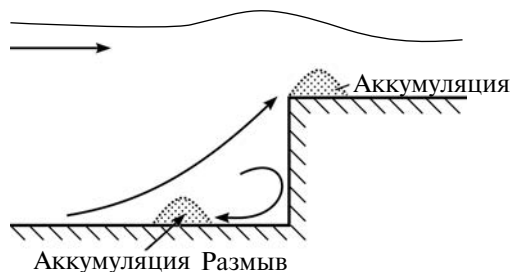


**Рис. 8.19.** Выносы наносов из русла на пойму на модели речной излучины (по Н.С. Знаменской):

I, III — выносы наносов при переливе воды из русла в пойму при ее больших затоплениях; II — надвижение гряды наносов в нижнем крыле излучины; 1 — направление выноса наносов; 2 — горизонталы дна в условных отметках

Вследствие интенсивной аккумуляции наносов в прирусловой части поймы первичный рельеф сглаживается или полностью нивелируется. Лишь в *центральной части поймы*, где оседают взвешенные

наносы, покрывающие пойму плащеобразно, ложбины, гривы и другие элементы рельефа сохраняются и определяют морфологический облик поверхности поймы.



**Рис. 8.20.** «Сбойное» течение и вынос наносов на бровку затопленной поймы при переливе воды из русла в пойму (по Н.И. Маккавееву)

Воды, затопляющие *притеррасную часть поймы*, приносят сюда очень мало взвешенного материала, так как большая часть его отложилась на прирусловой и центральной поймах. Здесь образуется после каждого половодья лишь тончайший наилок. Поэтому первичный рельеф поймы сохраняется практически неизменным. Почвы поймы в направлении от бровки русла к коренному берегу становятся все более тяжелыми по механическому составу. Это сказывается и на увеличении степени заболоченности поймы, тем более что уровень грунтовых вод в меженный период занимает в притеррасной части поймы наиболее высокое положение. Отметки притеррасной поймы самые низкие, понижающиеся от верхней к нижней части пойменного массива.

На горных реках аккумулятивная деятельность затапливающих пойму вод, как правило, имеет очень незначительное проявление. Здесь также формируется слой пойменного наилка, прикрывающий валунно-галечные отложения прирусловых отмелей. Но этот слой маломощен, так как в основном поступающие на пойму наносы кольматируют галечно-валунные отложения, образуя в нем песчано-гравийный заполнитель. Лишь на горных реках, отличающихся большой мутностью (р. Терек), пойменный наилок достигает мощности 0,5...0,8 м и имеет суглинистый или глинистый состав. В первом случае хорошо сохраняется первичный пойменный рельеф, а при крупном составе отложений — неровности поверхности, связанные с отдельными валунами. Во втором случае, а также при очень большом возрасте поймы, достаточном для накопления наилка повышенной мощности, поверхность поймы выровнена наподобие верховых частей пойменных массивов на равнинных реках.

Скорость накопления наилка и, соответственно, вертикального роста поймы неодинакова на малых и больших реках, в прирусловой, центральной и притеррасной (тыловой) частях поймы, на грядах и в ложбинах и зависит от стока взвешенных наносов (мутности воды), условий размыва берегов и затопления поймы, характера растительности и других местных факторов (табл. 8.3). На малых реках за XX в. (до 90-х годов XX в.) произошло увеличение темпов накопления наилка от долей миллиметров в год до 10...13 мм/год, что связывается с активизацией эрозии почв на водосборах. При этом по разным оценкам доля оседающих на пойме наносов от общего количества смытого с водосборов материала составляет от первых процентов до 95%, в зависимости от порядка реки, степени сельскохозяйственной освоенности водосбора или сведения леса, его рельефа и т.д. Однако в 90-е годы XX — начале XXI в. темпы наилкообразования уменьшились в несколько раз из-за сокращения пахотных земель и изменения системы землепользования.

Таблица 8.3

**Скорость отложения наилка на поймах некоторых рек**

Река, участок	Скорость накопления наилка, мм/год, в разных частях поймы			Мутность $S_{ср}^3$ г/м <sup>3</sup>	Источник
	прирусловой	центральной	притеррасной		
Обь, район г. Барнаула	150	20...30	0,5	160	З.М. Великанова, Г.А. Ярных
Обь, среднее течение	70	1,5...6	-	98	И.Б. Петров, Г.В. Бачурин
Киренга, среднее течение	40...50	—	0,1-0	14	А.В. Чернов
Северная Двина, нижнее течение	15	2,5	0,3	10	А.В. Шуравилин
Полометь	300	50...60	—	—	И.В. Попов
Чулым	100...200	—	—	107	Н.И. Алексеевский, А.В. Чернов

Практически все влекомые и большая часть взвешенных наносов, попадающие из русла на пойму, осаждаются на ее поверхности, и при сливе с поймы русловой поток получает лишенные наносов (осветленные) воды.

Некоторую аккумулялирующую роль играет на пойме речной лед. Нередко на поверхности пойм рек, протекающих в горах, наблюдаются россыпи валунов, принесенных сюда льдинами. На равнинных реках, у которых ледоход проходит при уровнях выше поверхности

поймы, льдинная аккумуляция является причиной появления на пойме на значительном удалении от русла высыпок песка, гравия и даже крупного галечника.

#### 8.4. Взаимодействие пойменного и руслового потоков и его влияние на русловые процессы

Затопление поймы во время половодья или паводков является важным фактором, определяющим ряд особенностей гидрологического режима реки и гидравлические характеристики потока. Сложный рельеф поверхности поймы, амплитуда колебаний отметок которого достигает нескольких метров, наличие замкнутых понижений, ложбин и озер, их ориентировка, зачастую не совпадающая с направлением течения воды, растительный покров — трава, кустарники, деревья, среди которых последние иногда образуют сплошные заросли, — все это обуславливает значительную шероховатость поверхности поймы. Если для русел равнинных рек коэффициенты шероховатости  $n$  в формуле Шези–Маннинга (по М.Ф. Срибному) колеблются в пределах 0,025...0,040, то для пойм преимущественно луговых с редкими кустарниками и выровненной поверхностью  $n = 0,050$ , со сложным рельефом, кустарниками, деревьями и заводами  $n = 0,100$ , а для пойм, заросших густым лесом,  $n = 0,200$ . Вместе с тем воздействие элементов шероховатости (форм рельефа, деревьев, кустов и т.д.) на поток меняется в зависимости от глубины затопления поймы.

Для учета влияния поймы на гидравлические характеристики потока во время половодья Ю.Н. Соколов предложил определять раздельно по специальным формулам коэффициенты шероховатости, обусловленные рельефом поймы  $n_{\pi}$ :

$$n_{\pi} = 0,025 + 0,25 \left( \frac{\sigma_{\pi}}{h_{\pi}} \right) \quad (8.5)$$

и растительностью  $n_p$

$$n_p = f \left( p, \frac{l_p}{d_{\pi}} \right), \quad (8.6)$$

где  $\sigma_{\pi}$  — среднее квадратичное отклонение отметок рельефа поверхности поймы;  $h_{\pi}$  — средняя глубина потока на данном участке поймы;  $l_p$  — расстояние между элементами шероховатости (кустами, деревьями);  $d_{\pi}$  — ширина (мелделево сечение) элемента шероховатости (кустов, деревьев), нормально к направлению потока;  $p$  — параметр растительности, определяемый по формуле:

$$p = \frac{\sum_{i=1}^3 S_p h_p \delta_d}{a^2 h_{\text{п}}}, \quad (8.7)$$

где  $S_p$  — горизонтальная проекция растительности, м<sup>2</sup>;  $h_p$  — высота растительности, затопленной водой, м;  $\delta_d$  — параметр, учитывающий степень вертикальной сплошности многоствольной растительности (для кустов  $\delta_d = 0,05 \dots 1,0$ ; для деревьев  $\delta_d = 1,0$ ; для травы  $\delta_d = 0,1 \dots 1,0$ );  $a$  — линейный размер участка поймы, м.

Совместное влияние рельефа и растительности выражается коэффициентом шероховатости:

$$n = \sqrt{n_{\text{п}}^2 + n_p^2}. \quad (8.8)$$

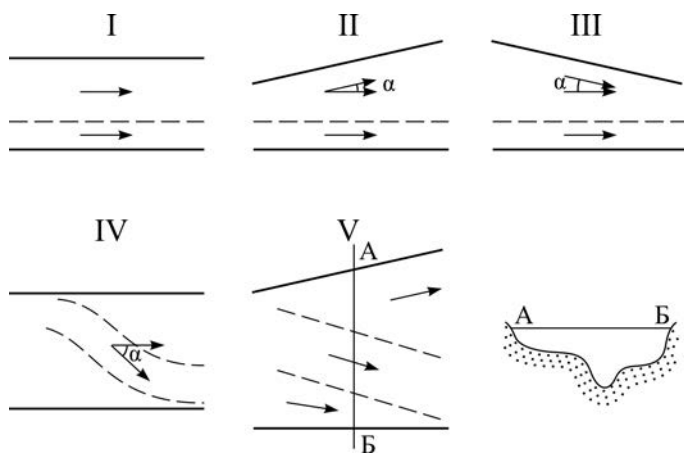
Скорость пойменного потока значительно меньше, чем руслового. Поэтому в пределах поймы происходит задержка во времени поступившего сюда расхода воды. Кроме того, часть воды идет на заполнение озер, замкнутых ложбин и других бессточных понижений рельефа. В итоге значительная часть объема стока весеннего половодья аккумулируется в пределах поймы, а вся пойменная составляющая расхода воды во время половодья может достигать 90%.

Большая часть пойменного расхода возвращается в русло по мере спада уровней, за исключением потерь на испарение и фильтрацию, а также того объема воды, который остается в озерах и западинах. Возможные потери стока при разливе рек по поймам не превышают первые проценты, что находится в пределах точности расчетов.

Таким образом, пойма реки играет существенную регулирующую роль при прохождении по реке половодья и паводков, затопляющих пойму. Аккумуляция части стока в период подъема и частичная его отдача на спаде половодья могут быть причиной образования паводочных петель на кривых связей расходов воды и уровней. С ней связана задержка времени прохождения отдельных паводков, слияние паводочных пиков в один мощный и продолжительный подъем уровней воды в реке, а также повышенные уровни межени за счет отдачи воды из озер и западин в русло, посредством грунтового стока. Это отражается на условиях прохождения руслоформирующих расходов воды, повышая обеспеченность как верхнего интервала, соответствующего затопленной пойме, так и интервалов при уровнях ниже бровки поймы. Поэтому автоматический перенос их значений, определенных по данным гидрологических постов, расположенных в сужениях dna долины с минимальной шириной поймы, на широкопойменные участки нерепрезентативен, если не учитывать растекание по пойме потока половодья (паводков).

Пойменный поток, обладая меньшими скоростями течения по сравнению с русловым, оказывает на него определенное влияние. Это проявляется в кинематическом эффекте, заключающемся в снижении средних и максимальных скоростей течения в реке при выходе воды на пойму и последующем их росте при увеличении глубины потока, затопившего пойму. Снижение скорости потока неизбежно сопровождается соответствующим снижением транспортирующей способности потока, причем оно больше при большей шероховатости поймы и ее двустороннем расположении. При дальнейшем росте глубин потока в русле и на затопленной пойме вновь наблюдается увеличение расходов наносов, хотя и с меньшими темпами, чем в русле без поймы. В целом расходы донных наносов в русле уменьшаются на 20...25% по сравнению с беспойменным руслом.

В действительности, взаимодействие пойменного и руслового потока является более сложным. Н.Б. Барышников выделяет пять основных типов взаимодействия потоков (рис. 8.21).



**Рис. 8.21.** Типизация процессов взаимодействия руслового и пойменного потоков (по Н.Б. Барышникову):

I–V — типы взаимодействия руслового и пойменного потоков;  
 АБ — поперечный профиль

**Тип I** — потоки, динамические оси которых параллельны. Подобные условия типичны для прямолинейных русел с односторонней поймой. Характерными в этих случаях является большие поперечные уклоны от русла к тыловому шву затопленной поймы, соизмеримые иногда с продольными уклонами водной поверхности в русле реки. В зоне взаимодействия пойменного и руслового потоков возникают вихревые структуры с вертикальными осями вращения, перемеща-

ющиеся из поймы в русло и переносящие массы воды из пойменного потока в русловой. Максимальные скорости в русле уменьшаются, в прирусловой части поймы увеличиваются. Динамическая ось потока в русле смещается к берегу, противоположному пойме.

**Тип II** — расхождение динамических осей пойменного и руслового потоков. Он наблюдается в расширениях дна долины, проявляясь в период подъема половодья или паводков, когда уровень воды в реке поднимается выше бровок меженного русла и поток половодья переливается из русла в пойму. При этом наблюдается интенсивный массообмен между руслом и поймой, возникает значительный поперечный уклон поверхности, направленный из русла в пойму.

**Тип III** — схождение динамических осей потоков и перемещение водных масс из поймы в русло. Он проявляется обычно перед сужениями дна долины. При этом происходит значительное торможение руслового потока и уменьшение пропускной способности русел, достигающее 40%. Максимальная скорость руслового потока при этом уменьшается до двух раз.

**Тип IV** — оси руслового и пойменного потоков пересекаются. Он проявляется во всех случаях, когда русло ориентировано под углом к направлению дна долины (наиболее простой пример — крылья излучин). Чем больше величина этого угла, тем заметнее уменьшение с ростом уровней скорости потока, вплоть до нулевых, и образования противотечений. Резкое уменьшение скоростей руслового потока наблюдается при углах пересечения  $\alpha > 30^\circ$ , так как бровка поймы со стороны выпуклого берега излучины в этом случае выполняет роль водослива, около которого в русле возникает водоворотная зона. Ее размеры прямо пропорциональны углу пересечения осей потоков и разнице скоростей. При увеличении угла до  $90^\circ$  и росте скорости пойменного потока водоворотная зона занимает все русло и в нем образуются обратные течения.

Со стороны вогнутого берега излучины в потоке возникает своеобразная циркуляция в потоке — «сбойное» течение (см. рис. 8.20): направленные под углом к берегу струи образуют в береговой зоне положительную волну водной поверхности, так как, во-первых, в потоке при встрече с препятствиями происходит переход кинетической энергии в потенциальную, во-вторых, создается местное (возле берега) увеличение удельных расходов воды вследствие схождения струй. Донные течения направляются из области повышенных уровней в сторону стрежневой зоны русла, способствуя размыву берега и дна возле него. Берег, возле которого наблюдается набегание течения, Н.С. Лелявский назвал «сбойным». Чем круче береговой откос, тем резче выражена циркуляция. Последняя распространяется вдоль берега, постепенно ослабляясь и удлиняя область размыва вниз по течению. При переливе воды из русла в пойму, когда сбойный берег



затоплен, повышение водной поверхности перед бровкой берега сохраняется, но циркуляционные течения усложняются. Подъем струй на затопленную пойму вызван значительным перепадом уклонов на участке слива и воздействием поперечного уклона на донные слои.

**Тип V** — внешне напоминает тип IV, отличаясь от него, во-первых, расширением поймы со стороны затопленного берега (подобно типу II) и, во-вторых, различной высотой примыкающих к руслу пойменных массивов: большей со стороны затопленного берега (верхняя часть) и меньшей — со сливного берега (низовая часть). Для него характерно изменение направления динамической оси пойменного потока при колебаниях уровня воды и, соответственно, сложные его взаимодействия с русловым.

Н.Б. Барышников, обобщив влияние различных факторов в условиях взаимодействия пойменного и руслового потоков, получил для скорости потока в основном русле зависимость:

$$\frac{V_p}{V_{p.б.}} = \alpha, \frac{h}{h_{p.б.}}, \frac{n_p}{n_p}, \frac{I_p}{I_{p.б.}}, \frac{B_p}{b_p}, \quad (8.9)$$

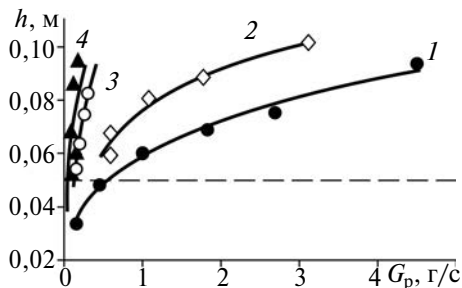
где индексы «р», «п» и «р.б.» обозначают принадлежность параметра (скорости  $V$ , глубины  $h$ , уклона  $I$  и ширины  $b_p$  и  $B_p$ ) соответственно к руслу, пойме и к руслу при уровнях затопления поймы (бровки русла);  $\alpha$  — угол пересечения осей пойменного и руслового потоков.

Подобные зависимости и методы расчета разработаны для всего комплекса гидравлических характеристик руслового и пойменного потоков. Они позволяют учитывать эффекты их взаимодействия для решения различных задач гидрологии, связанных с учетом стока воды на реках с поймами, динамики русловых потоков и русловых деформаций.

На малых и средних реках влияние потока распространяется на всю ширину русла, на больших реках — только на ее часть. Поэтому на больших и тем более крупнейших реках при прочих равных условиях гидравлические особенности руслового потока в меньшей мере зависят от воздействия на него пойменного.

При любом типе взаимодействия пойменного и руслового потоков на реках разных размеров его влияние на русловые процессы проявляется через изменение транспортирующей способности потока. При параллельности осей потока (тип I взаимодействия) транспортирующая способность потока уменьшается (по экспериментальным данным) в 1,5 раза, при схождении потоков (тип III) под углом  $20^\circ$  — в 15—20 раз (по сравнению с изолированным русловым потоком, не имеющим поймы). Вместе с тем степень этого влияния зависит от глубины потока при затоплении поймы (рис. 8.22). Изменения транспортирующей способности потока при затоплении пой-

мы, различные условия взаимодействия пойменного и руслового потоков при изменении взаимного расположения поймы и русла и аккумуляции наносов на пойме во время ее затопления являются важным фактором формирования русла.



**Рис. 8.22.** Изменения расхода влекомых наносов в зависимости от изменения глубины потока  $h$  при затоплении поймы (штриховая линия — глубина, соответствующая бровке поймы): 1 — изолированное русло; 2 — русло с поймой при параллельности осей пойменного и руслового потоков; 3, 4 — русло с поймой при сходящихся осях под углом  $\alpha = 20^\circ$  с гладкой (3) и шероховатой (4) поверхностью поймы по данным экспериментальных исследований (по Н.Б. Барышникову)

Затопление поймы всегда оказывает заметное влияние на состояние русла. Однако низкие и высокие половодья играют различную роль в русловом режиме реки. В высокие и продолжительные половодья, когда пойма вся затоплена, влияние пойменного потока на русловую сказывается в наибольшей мере, проявляясь в обмелении перекаатов или размыве русла. При низких половодьях, когда большая часть потока сохраняется в пределах меженного русла, обмеление перекаатов вообще не происходит, так как в этом случае кинематический эффект не возникает.

В период подъема весеннего половодья, когда вода поднимается до среднего уровня бровок пойменных яров, резкое увеличение смоченного периметра потока и подключение обширных емкостей с очень большой шероховатостью вызывают торможение всего течения реки. Слив воды с поймы вызывает подпор в основном русле реки, что приводит к аккумуляции наносов и обмелению перекаатов.

Когда пойма затоплена на большую глубину и пойменный поток пересекает русло реки под крутым углом, происходят особенно сложные изменения рельефа русла, в частности обмеление перекаатов из-за резкого снижения транспортирующей способности потока.

«*Перекаты на сливе*» (термин предложен Н.И. Маккавеевым) расположены в верхнем крыле излучины непосредственно ниже того места, где наблюдается активный слив воды из русла на пойму. Благодаря этому ослабляется транспортирующая способность потока, проходящего по излучине, что служит причиной местной аккумуляции наносов. В тех случаях, когда поток половодья пересекает русло под значительным углом, оно отличается значительной изменчивостью своего рельефа и неустойчивостью глубин, особенно в периоды с высокими половодьями.

«*Перекаты на сбеге*» образуются там, где русло подходит к высокому коренному берегу, а пойма выклинивается. На формирование перекаатов оказывают влияние подпор потока водами, сливающимися с поймы вдоль ее пониженной части вдоль высокого берега. Слив осветленной воды с поймы является причиной образования глубокого плеса и развития вынужденной излучины заваленной формы. То же происходит при сливе потока с низкой поймы вдоль уступа высокой незатопленной поймы.

Течение по пойме в высокое половодье может пересекать под различными углами меженное русло реки, усиливая течение по основному руслу или ослабляя его. При этом возле уступов подмываемых берегов образуются серии водоворотов. Поэтому на участках, где вода сливается с поймы в русло, в таких водоворотах наносы перемещаются к берегу; наоборот, они способствуют удалению наносов от берега на участках, где вода сливается из русла в пойму.

Пойменные потоки, пройдя через пойму, аккумулируют на ней значительную часть наносов. Там, где осветленный поток с поймы поступает в русло, происходит размыв русла. Нередко глубокие плесы начинаются непосредственно ниже больших пойменных ложбин, по которым происходит концентрированный слив пойменных вод в русло.

При односторонней пойме вследствие параллельности пойменного и руслового потоков создаются благоприятные условия для углубления русла возле коренного берега. Лишь местами, где из-за особенностей рельефа поймы усиливается слив воды из русла в пойму, возникают отдельные перекааты.

## **ГЛАВА 9. АНТРОПОГЕННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ И УПРАВЛЕНИЕ РУСЛОВЫМИ ПРОЦЕССАМИ**

---

### **9.1. Виды хозяйственной деятельности на реках и их связь с русловыми процессами**

Учение о русловых процессах, будучи отраслью знаний, оформилось как синтез научно обоснованных подходов к решению практических задач, связанных с различными отраслями экономики: гидроэнергетикой, водным транспортом, использованием водных и речных минерально-сырьевых ресурсов, строительством инженерных сооружений на берегах рек, прокладкой коммуникаций через реки и т.д. Вместе с тем русловые процессы представляют собой опасное природное явление (размывы берегов и дна рек, обмеление водозаборов, заносимость судовых ходов и т.д.), определяющее риск разрушения инженерных объектов, выход их из строя, ликвидацию результатов хозяйственной деятельности. Это вызывает необходимость проведения работ по предотвращению, нейтрализации или снижению вероятности возникновения опасности, обеспечению нормального функционирования и надежности объектов водного хозяйства, транспорта, переходов через реки, защиты берегов от размыва, регулирования русла и т.д.

Использование водных (речных) ресурсов, как и любой вид хозяйственной деятельности на реках и приречных территориях, находится в двойственном положении по отношению к русловым процессам. Надежность и устойчивое функционирование водохозяйственных, гидротехнических, транспортных объектов во многом зависят от направленности и интенсивности русловых деформаций. Одновременно они оказывают обратное воздействие на русловые процессы, изменяя характеристики русла, трансформируя кинематическую структуру потока, режим стока воды и наносов и т.д. Чем менее устойчиво русло, интенсивнее его перестроения, тем больше вероятность возникновения опасности антропогенно обусловленных «русловых» нарушений функционирования водохозяйственного объекта. Поэтому для обеспечения его эксплуатации проводятся различные регуляционные мероприятия, которые нередко воздействуют на русло в прямо противоположном направлении по отношению к его естественному развитию. Это, в свою очередь, приводит к перестройке русла как выше, так и ниже по течению, вызы-

вая негативные, зачастую опасные последствия для водохозяйственных и других инженерных объектов в руслах рек и на их берегах.

Б.Ф. Снисченко подразделил инженерные сооружения и мероприятия по характеру воздействия на русловые процессы на речные и осуществляемые на водосборах рек. Речные сооружения и мероприятия могут быть активными, приводящими к изменению определяющих факторов, и пассивными, которые не оказывают влияния на факторы. В свою очередь, активные сооружения и мероприятия бывают двух категорий: приводят к направленным изменениям русел на участках рек большой длины (региональные воздействия) и сказываются в развитии отдельных форм русла и форм руслового рельефа (местные воздействия).

Все сооружения и мероприятия на реках в зависимости от особенностей их взаимодействия с русловыми процессами, вклад каждого из них в трансформацию русел, влияния на сами сооружения и мероприятия подразделяются на несколько категорий:

- категория I — *прямого непосредственного воздействия на русла рек*. К ним относятся сооружения и мероприятия, которые приводят к искусственному изменению формы русла, его рельефа, продольного и поперечного профилей (таковы русловые карьеры, дноуглубительные прорезы, дамбы и полузапруды, спрямление излучин, перекрытие рукавов; пруды и водохранилища, следствием создания которых является исчезновение русла или его трансформация в зоне переменного подпора) и, соответственно, направленности и темпов русловых деформаций; *косвенного воздействия*, сказывающихся через изменение факторов русловых процессов, в первую очередь, стока воды и наносов (агро- и лесотехнические мероприятия на водосборах, водохранилища, регулирующие сток воды и изменяющие сток наносов, русловые карьеры, бесплотинный водозабор в магистральные каналы или сброс коллекторных вод); *обратного воздействия*, состояние которых зависит от русловых процессов. Их возведение требует учета и прогноза русловых деформаций. Во многих случаях сооружения и мероприятия могут одновременно относиться к двум или всем трем типам, т.е. быть прямыми, изменяющими форму русла, косвенными, влияющими на факторы русловых процессов, и обратными, функционирование и надежность которых зависит от русловых процессов;
- категория II — *активные*, изменяющие структуру потока, сток наносов, морфологическое строение и морфометрические характеристики русла; *пассивные*, воздействующие на русло через изменения гидравлических характеристик потока;
- категория III — *постоянного, длительного и временного воздействия* на русло, выделяемые в зависимости от времени, в течение которого это воздействие осуществляется, или сроков службы сооруже-

ния (табл. 9.1). Например, влияние крупных гидроузлов на реках практически бессрочно, и они относятся к сооружениям постоянного воздействия на русловые процессы. Наоборот, дноуглубительные прорезы на перекатах судоходных рек существуют иногда в течение навигации или даже ее части, заносятся наносами и перестают существовать; это — мероприятия временного воздействия;

Таблица 9.1

**Классификация инженерных сооружений и мероприятий по длительности воздействия на русла рек (по К.М. Берковичу)**

Форма воздействия	Время воздействия		
	постоянное	длительное	временное
Прямая	Плотины. Выправительные сооружения. Мостовые переходы. Дамбы обвалования	Спрявление излучин	Дноуглубление. Русловые карьеры. Подводные переходы через реки
Косвенная	Гидроузлы	Агротехнические мероприятия. Сведение лесов. Водозабор в крупных размерах. Сброс коллекторных вод	Русловые карьеры

- категория IV — *местные и региональные*, проявляющиеся на участках рек различной протяженности (табл. 9.2);

Таблица 9.2

**Пространственные изменения русловых процессов под влиянием хозяйственной деятельности**

Изменение русловых процессов	Виды хозяйственной деятельности
Региональное	Сведение лесов и распашка земель на водосборах; крупное гидротехническое строительство; обвалование рек; сплошное выправление и дноуглубление судоходных рек; массовая разработка карьеров стройматериалов; разработка россыпных месторождений полезных ископаемых; водозабор в крупных размерах (в магистральные каналы)
Местное	Мостовые переходы; инженерные сооружения на берегах и в руслах рек; выборочное выправление; дноуглубительные прорезы на перекатах (эксплуатационное землечерпание); подводные переходы.
На урбанизированных участках	Комплекс мероприятий и сооружений, накопление строительного и бытового мусора и пр.

- категория V — *речные*, возводимые или осуществляемые в руслах рек; *береговые* — на их берегах, *долинные* — в пределах участков долин, обычно на пойме, но находящиеся под влиянием русловых процессов; *бассейновые* (агротехнические и лесохозяйственные мероприятия, регулирующие сток воды и наносов).

Все виды воздействия могут соотноситься с русловыми процессами каждое в отдельности либо в различных комбинациях при их расположении на одном и том же участке реки. На урбанизированных территориях многочисленные объекты, сооружения, водохозяйственные и транспортные мероприятия находятся в сложном взаимодействии и их надежность и функционирование зависят от русловых процессов, в значительной мере измененных всей хозяйственной деятельностью на реке и ее берегах.

Хозяйственная деятельность на реках и приречных территориях по результативности влияния на русловые процессы и русла может быть:

- *полностью изменяющей факторы русловых процессов*, не считающейся с естественными русловыми процессами (гидроузлы, карьеры стройматериалов); их осуществление требует прогноза трансформации русел в новых условиях и принятия превентивных мер для предотвращения или снижения негативных последствий их влияния на русловые процессы;
- *нейтральной* по отношению к влиянию на русло или оказывающей на него местное влияние через изменение гидравлических характеристик потока, но требующей учета и прогноза русловых деформаций для обеспечения безопасного функционирования объектов (переходы через реки, сооружения на берегах, водозаборы и водовыпуски);
- *основывающейся на закономерностях русловых процессов*, использующей их для получения оптимального технико-экономического и экологического эффекта; таково дноуглубление русел судоходных рек, обеспечивающее увеличение глубины на перекатах и в то же время сохраняющее реки в естественном состоянии;
- *сопровождающейся спрямлением излучин, разработкой (углублением) ранее несудоходных рукавов, отторжением побочней*; такие работы обычно предвосхищают на десятилетия естественный ход перестроений, основываясь на их долгосрочном прогнозе;
- *создающей канализованные русла*, вследствие чего они полностью утрачивают естественный облик, превращаясь в своеобразные лотки с бетонными (или каменными) берегами, а иногда и дном.

Вся система инженерных сооружений и мероприятий, связанных с хозяйственным использованием рек и прилегающих территорий, защитой населенных пунктов, промышленных объектов, коммуникаций и земель от опасных проявлений русловых процессов обозначается общим понятием «*регулирование русел*». Решение многих задач

регулирования связано с *управлением русловыми процессами*. Оно заключается: в искусственном воздействии на русла, в результате чего процессы приобретают заданную направленность; учете закономерностей руслоформирующей деятельности рек (русловых процессов), что обеспечивает, с одной стороны, максимально возможное сохранение русел рек как природных объектов (обеспечивается гидроэкологическая безопасность), а с другой — достижение поставленной цели с наименьшими затратами; закреплении формы русла в оптимальном положении, что позволяет свести к минимуму опасные и неблагоприятные проявления русловых процессов, предотвратить длительное время возможные его изменения; выполнении компенсационных мероприятий для предотвращения нежелательных последствий регулирования, для чего необходимо прогнозирование развития русла в условиях искусственного воздействия на него и факторы русловых процессов; согласовании разнонаправленных воздействий на русло, осуществляемых для решения не связанных между собой задач. Во всех случаях управление русловыми процессами должно опираться на особенности руслового режима конкретной реки.

Один из древнейших видов регулирования связан с отбором воды из рек на орошение. Сооружение оросительных систем приводит к уменьшению водоносности рек — доноров и ее увеличению при сбросе в реки коллекторных вод.

Второй по времени возникновения вид регулирования — защита объектов, расположенных возле реки от неблагоприятных проявлений гидрологического и руслового режима. Начиная со II тыс. до н.э. на реках возводились дамбы обвалования, которые защищали объекты и земли от наводнений. В одних случаях это было связано с защитой от затоплений населенных и освоенных территорий (на реках Китая и Средней Азии), в других (Западная и Центральная Европа) посредством ограждения рек дамбами обвалования заселялись и осваивались пойменные земли.

Третий по времени вид управления русловыми процессами связан с использованием рек как водных путей сообщения. В Западной Европе в связи с требованиями судоходства проводилось спрямление рек, строились выправительные сооружения, стесняющие поток и сужающие русло. В России, а позднее в СССР, был обоснован метод улучшения судоходных условий посредством разработки дноуглубительных прорезей с использованием отвалов извлеченного грунта в качестве аналогов сооружений, воздействующих на поток и направляющих его на прорезь; выправительные сооружения применяются в комплексе с землечерпанием для усиления его положительного эффекта, предотвращения заносимости прорезей и стимулирования саморазмыва русла реки на мелководных участках.



Особое место в регулировании русел рек занимает создание гидроузлов. Использование энергии рек началось с создания мельниц и мельничных прудов, в лесных районах — с обеспечения работы лесопильных установок. Получение энергии началось в XIV—XV в. с создания небольших гидросиловых установок, обеспечивающих работу ткацких производств и мельниц. Современный гидроузел комплексного назначения включает в себя плотину, водохранилище, аварийные водосбросы, гидроэлектростанцию (ГЭС), судопропускные и водозаборные сооружения. Гидроузлы ликвидируют само русло при наполнении водохранилища, а выше и ниже его воздействуют на русло и русловые процессы через регулирование стока и возникновение искусственного базиса эрозии на участках рек большой протяженности, т.е. носят региональный характер. Это требует прогноза происходящих изменений и разработки новых, по сравнению с естественным состоянием, методов управления русловыми процессами.

Региональное воздействие на реки оказывают все виды регулирования русел, связанные с их эксплуатацией как водных путей. Местные задачи регулирования русел и управления русловыми процессами возникают при строительстве мостовых переходов, прокладке трубопроводов и других коммуникаций через реки, сооружении инженерных объектов на берегах. Комплексный региональный характер они приобретают на урбанизированных участках рек, где одновременно русловые процессы оказываются под воздействием практически всех типов регуляционных сооружений. Отдельные сооружения и мероприятия, приводящие к местным изменениям русловых процессов, при их массовости также становятся региональными по воздействию на русла рек.

## **9.2. Методы прогноза и расчета русловых деформаций**

Проекты использования рек и их ресурсов (водных, земельных, минеральных) можно считать обоснованными, если они учитывают направленность и темпы русловых деформаций, возможные изменения русел и специфику проявления в различных условиях. Такой подход отражает главный принцип обеспечения гидроэкологической безопасности.

Прогноз русловых переформирований в зависимости от поставленных задач разрабатывается:

- для участков рек значительной протяженности (при водно-транспортном освоении рек и обосновании генеральных схем судовых ходов; при оценке изменений руслового режима выше и ниже

водохранилищ, сказывающихся на состоянии всех отраслей экономики, связанных с реками; при массовой разработке русловых карьеров; на реках урбанизированных территорий; для обоснования комплекса мер по предотвращению опасных и неблагоприятных проявлений русловых процессов и т.д.);

- отдельных форм русла — излучин, разветвлений или их серий (при проектировании берегозащитных мероприятий, возведении инженерных сооружений на берегах, водозаборов, разработке одиночных русловых карьеров, трассировании капитальных дноуглубительных работ);
- отдельных форм руслового рельефа или элементов форм русла — перекатов, рукавов, крыльев излучин.

В конкретных условиях на первый план выдвигается та или иная сторона русловых деформаций, хотя прогнозирование изменений русловых форм разного порядка должно проводиться на общем фоне развития всего русла. В конечном счете прогноз переформирования русла должен включать в себя: определение направленности и темпов изменений русла; установление длительности отдельных циклов и характера местных деформаций; выявление связи русловых деформаций и форм русла с основными определяющими факторами — руслоформирующими расходами, устойчивостью русла, строением поймы, условиями ее затопления, формой и строением коренных берегов, а также сезонными и многолетними колебаниями водности и стока наносов; выявление периодических многолетних, годовых и сезонных деформаций, взаимосвязей между ними и факторами, их определяющими.

Содержание прогноза зависит от поставленных задач. Однако во всех случаях его целью является необходимость получения ответов на следующие вопросы: каковы темпы переформирования русла, условия для его естественного углубления или обмеления, вероятность спрямления излучин, развития или обмеления рукавов; как сказываются последствия переформирования на объекты хозяйственной инфраструктуры; какова эффективность рекомендуемых мероприятий; насколько вероятны осложнения, снижающие эффективность регулирования русла и связанные с природными и природно-антропогенными факторами. Наличие прогноза является основой для разработки технико-экономической части проекта и разделов по оценке воздействия на окружающую среду (ОВОС).

В прогнозных оценках особое место занимают определение стадии процесса (развития форм русла и форм руслового рельефа) и периодичности в его развитии. Границы между стадиями отмечают смену направленности вертикальных (врезания/аккумуляции наносов) или горизонтальных деформаций (размывов/намывов берегов), темпов развития форм русла и руслового рельефа, изменение гидрав-

лических характеристик и кинематики потока, перестройку действующих факторов, проявляясь в изменениях количественных параметров, характеризующих формы русла, руслового рельефа и интенсивность процесса на каждой стадии их развития. Но переход от одной стадии процесса к другой осуществляется постепенно, проявляясь в последовательном накоплении происходящих количественных изменений, которые в конечном итоге приводят к качественному изменению русла. Таково, например, превращение сегментной пологой в сегментную развитую, сегментную крутую и, наконец, в петлеобразную излучину, каждая из которых характеризуется определенным набором количественных параметров. Каждая из стадий процесса характеризуется различными тенденциями развития. Сроки смены стадии зависят как от внутренних закономерностей процесса, так и от конкретных условий формирования русла. Развитие процесса на каждой стадии подготавливает начальные условия для перехода в следующую и последующие стадии, так как все стадии процесса взаимосвязаны.

Периодичность процесса может быть вызвана либо колебаниями во времени активного фактора (например, водности потока) и некоторыми особенностями механизма самого процесса (например, развитие свободных излучин). Обычно возникает сложная периодичность, обусловленная наложением обеих причин. Поэтому раскрытие особенностей периодичности процессов — одна из первоочередных задач прогнозных исследований.

Влияние периодических изменений водности реки сказывается во многих проявлениях русловых процессов. К многоводным годам обычно приурочены спрямления излучин, углубление и расширение прямых и более коротких рукавов, вынос наносов из глубоких плесов. В маловодные годы, наоборот, подвергаются размыву вогнутые берега излучин (что увеличивает их кривизну), углубляются изогнутые рукава, заиляются очень глубокие плесы. От них зависит многолетний и сезонный режим перекатов. В результате точность руслового прогноза во многом зависит от качества гидрологических прогнозов.

Периодичность, связанная с внутренними особенностями механизма русловых процессов, обусловлена тем, что формы русла и руслового рельефа обладают различной подвижностью, неодинаковой крупностью слагающих их отложений, местными гидравлическими характеристиками потока и т.п. Перекаты, например, можно разделить на две группы:

- 1) свободно перемещающиеся по длине участка реки;
- 2) относительно стабильные, находящиеся на том участке русла, где имеются гидравлические условия для местного снижения транспортирующей способности потока и аккумуляции наносов. При

этом происходит надвижение смещающегося выше по течению переката на неподвижный перекат, периодическое обмеление последнего, вызванное своеобразной «интерференцией» форм рельефа русла, имеющих различную подвижность.

Побочень переката, смещаясь вдоль берега, перегораживает исток рукава, расположенный возле этого берега, и вызывает перераспределение расходов воды между рукавами. Если острова образуют сопряженные системы, переход главного течения из одного рукава в другой возле одного острова вызывает изменения в нижерасположенных разветвлениях.

Выявление периодичности процесса позволяет либо своевременно принимать меры к снижению возможных неблагоприятных последствий русловых переформирований, либо разрабатывать такой комплекс мероприятий по регулированию русла, который обеспечит его стабилизацию в оптимальном для решения хозяйственной задачи состоянии.

В зависимости от уровня и временных масштабов проявлений русловых процессов, изменений природных факторов и антропогенных воздействий прогнозы русловых деформаций могут быть: текущими; сезонными; многолетними; долгосрочными и перспективными. *Текущие прогнозы* составляются обычно для перекатов на основе выполнения регулярных промерно-съемочных работ или сведений службы пути о происходящих изменениях глубин. Их задача — определить вероятность снижения последних ниже гарантированных и необходимость разработки эксплуатационных дноуглубительных прорезей. *Сезонные прогнозы* основываются на выявлении закономерных сезонных деформаций перекатов или возможных переформирований разветвлений второго или третьего порядка в многорукавном русле. Их задача — заблаговременно предусмотреть возможные изменения в морфологии перекатов, развитие или отмирание протоков в течение, как правило, навигационного периода. Эти прогнозы, как правило, связаны с решением водно-путевых задач.

*Многолетние и долгосрочные прогнозы* рассчитаны на срок от первых нескольких лет до десятков лет. Они охватывают перекаты, перекатные участки, отдельные формы русла и комплексы взаимосвязанных форм (излучин, разветвлений) и призваны оценить возможные изменения русла, связанные со стадийностью развития его форм, периодичностью переформирований, колебаниями водности и антропогенными воздействиями. Разработка таких прогнозов связана с планированием мероприятий по использованию водных и минеральных ресурсов рек, освоением приречных территорий, развитием и совершенствованием водных путей, предотвращением опасных проявлений русловых процессов, которые могут создать

аварийную ситуацию и выход из строя инженерных сооружений. Реализация соответствующих проектов должна обеспечить техническую и гидроэкологическую безопасность водопользования на длительные сроки эксплуатации объектов, стабилизацию русла и снижение вероятности риска их разрушения.

*Перспективные прогнозы* составляются для оценки изменений русла, направленности и темпов русловых деформаций вследствие глобальных изменений водности и стока наносов рек, в том числе при реализации крупных водохозяйственных проектов.

Все виды прогнозов взаимосвязаны и в зависимости от положения каждого из них в общей цепочке должны учитываться те изменения, которые происходят в русле на более высоком структурном уровне проявлений русловых процессов. При разработке сезонных прогнозов перекаатов следует учитывать их многолетние деформации, которые, в свою очередь, осуществляются на фоне переформирований русла и испытывают определенные направленные изменения благодаря увеличению (уменьшению) водности рек или регулированию стока гидроузлами.

Прогнозные оценки изменений русла складываются из совокупности нескольких методов и приемов, основными среди которых являются:

1) гидролого-морфологический анализ речных русел, заключающийся в выявлении зависимостей между характеристиками потока и русла, с одной стороны, и показателями факторов руслоформирования — стоком воды и наносов, с другой;

2) построение  $QI$ -диаграмм, на которых точки, соответствующие различным морфодинамическим типам русла, занимают определенное поле относительно разделяющих их линий, что позволяет оценивать условия их формирования в зависимости от водности потока ( $Q$  — расход воды) и уклона  $I$ ;

3) сопоставление разновременного картографического (планового) материала, фиксирующего состояние русел на определенные временные срезы, в увязке выявленных русловых деформаций с изменением между ними гидрологических характеристик и антропогенных воздействий на реки (метод тенденций);

4) гидроморфометрические зависимости;

5) расчеты по эмпирическим формулам.

**Гидролого-морфологические зависимости.** Наиболее часто применяются для меандрирующих рек, характеристики которых (радиус кривизны  $r$ , шаг  $L$ ) связаны с показателями водности реки. Увеличение или уменьшение водности сопровождаются ростом или снижением параметров излучин, направленности и темпов размыва берегов при их смещении, спрямлении и т.д. Для разветвленных русел они связывают параметры рукавов или островов с гидравлическими

характеристиками потока. Гидролого-морфологические зависимости позволяют установить тенденции происходящих переформирований русел и экстраполировать их на отрезки времени, в пределах которых ожидается изменение факторов русловых процессов (водности, стока наносов).

Связь параметров русла с показателями водности рек обычно применяется для определения характеристик стока воды на различных этапах развития русла. Однако русловые деформации осуществляются в течение отрезков времени различной продолжительности. Так, период развития излучин от сегментной пологой формы до ее спрямления на реках даже со слабоустойчивым руслом охватывает несколько столетий, тогда как наблюдения за расходами воды начались в основном с конца XIX — первой половины XX в., картографические и плановые материалы, позволяющие оценить параметры русла, ограничены таким же отрезком времени либо отличаются малой точностью (карты XVIII — первой половины XIX в.), позволяя давать только качественные оценки. Поэтому, чтобы выявить закономерности эволюции форм русла, необходимы не только материалы наблюдений за деформациями, но и их следы, запечатленные в рельефе поймы. Эта проблема решается с помощью аэроснимков и космических снимков, на которых хорошо дешифрируются сохранившиеся в рельефе поймы следы древних русел и формы, образовавшиеся в ходе их эволюции. Их исследования, дополненные определением возраста выполняющих их отложений, позволяют оценить сток воды в прошлом. Такие методы являются *палеометодами* и заключаются в реконструкции палеогидрологической обстановки времени формирования русел. Зная соотношение параметров русла и водности данной реки, можно восстановить водный режим реки на разных этапах эволюции ее русла.

А.Ю. Сидорчук для рек европейской территории России гидролого-морфологические связи для меандрирующих рек параметризировал по внутригодовой изменчивости стока воды и получил зависимость:

$$Q_{cp} = 0,012y^{0,173}b_p^{1636}, \quad (9.1)$$

где  $b_p$  — ширина русла в привершинной части излучины;  $y = aF^n$  ( $a$  и  $n$  зависят от гидроклиматических условий на водосборе),  $F$  — площадь бассейна реки.

Если известно соотношение ширины современного и древнего русла, по космическим снимкам сравнительно просто установить отношение средних расходов воды и, используя его и формулу (9.1), можно, зная прогнозную оценку увеличения (уменьшения)  $Q_{cp}$ , рассчитать возможные изменения параметров русла в будущем.

Подобный подход чаще применяется с использованием радиусов кривизны  $r$  и шагов  $L$  излучин. Используя зависимости  $r = f(Q_{cp})$  или  $L = f(Q_{cp})$ , И.Н. Каргаполова установила связи между водностью и параметрами излучин, аппроксимируемые уравнениями регрессии  $Q_{cp} = 0,02r^{1,47}$  и  $Q_{cp} = 0,004L^{1,52}$ . Воспользовавшись ими и перенося их на изменения во времени, зная параметры излучин нужного периода (в данном случае второй половины XVIII в.), была определена водность Вычегды в это время (табл. 9.3).

Таблица 9.3

**Восстановление водности р. Вычегда во второй половине XVIII в. по гидролого-морфологическим зависимостям**

Участок реки	Среднегодовой расход воды $Q_{cp}$	Параметры современного русла (по лоцманской карте 1977 г.)		Параметры русла второй половины XVIII в. (по планам 80-х годов XVIII в.)		Среднегодовой расход воды второй половины XVIII в., рассчитанный по зависимостям	
		$r$	$L$	$r$	$L$	$Q_{cp}=f(r)$	$Q_{cp}=f(L)$
Нем — Северная Кельтма	140	415	890	510	1110	190	170
Северная Кельтма — Вишера	235	660	1400	780	1760	360	340
Вишера — Сысола	440	1010	2115	1030	2190	540	480
Сысола — Вымь	600	1190	2840	1110	2530	600	590

Экстраполируя полученные изменения водности на прогнозируемый период, можно по прямой аналогии устанавливать параметры русел при соответствующих характеристиках водности реки в будущем. Использование подобных связей позволяет определять возможные изменения морфологии русел при увеличении (уменьшении) водности реки, однако все они получены для конкретных рек и их можно применять только для прогнозных оценок переформирования их русел.

**Метод QI-диаграмм.** Метод, впервые предложенный Л. Леопольдом и М. Вольманом, применяется для анализа условий формирования русел разных типов отдельных рек, их бассейнов и даже целых регионов. В поле QI-диаграммы поля точек, соответствующие участкам рек с определенным типом русла разделяются граничными линиями. При смене условий развития русла, связанных как с естественными изменениями природных факторов, так и антропогенными,

по диаграмме можно установить возможную смену морфодинамического типа русла или его усложнение благодаря смещению точки, соответствующей данному посту. В первом случае это происходит в результате повышения или понижения водности реки; во втором также, а иногда и только (при массовой разработке русловых карьеров стройматериалов) благодаря изменению уклона русла.

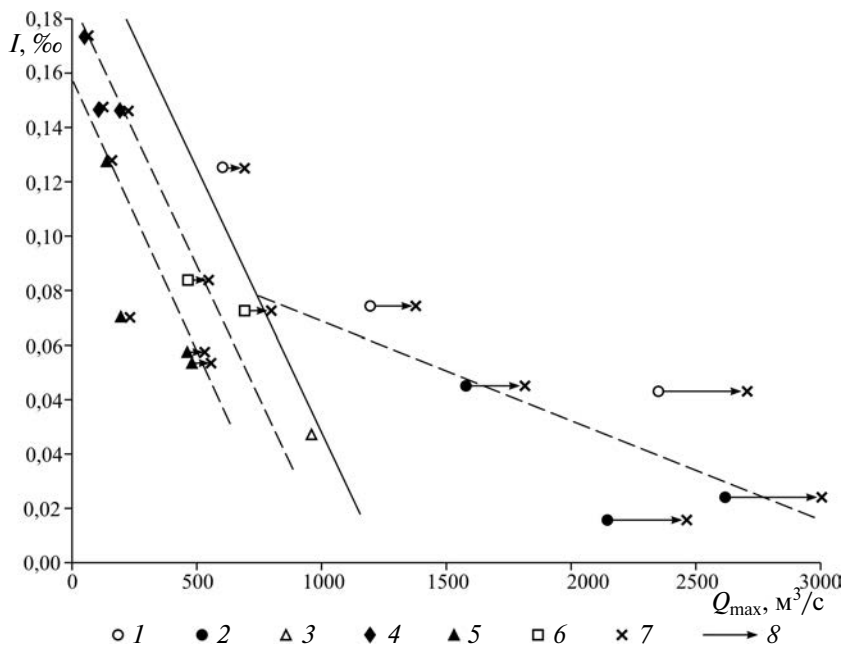
Примером прогнозной оценки переформирований русел может служить применение  $QI$ -диаграммы для рек севера Европейской территории России (рис. 9.1). Точки, соответствующие различным типам русла, распределяются в поле диаграммы таким образом, что меандрирующим руслам соответствует наименьшая мощность потока (минимум произведения  $QI$ ), тогда как разветвленным руслам соответствуют наибольшие мощности потока, причем более сложные формы разветвлений формируются при больших мощностях потока. Если для рек Севера принять сценарий изменения климата, при котором произойдет общее повышение водности рек в течение XXI в. на 10...15%, то в одних случаях ожидается усложнение форм русла (например, за счет образования вторичных разветвлений в рукавах), в других — возможна смена морфодинамического типа русла: формирование разветвлений на относительно прямолинейных участках, трансформация односторонних разветвлений в параллельно-рукавные, массовое спрямление крутых (петлеобразных и сегментных) излучин и образование на их месте относительно прямолинейного русла или при врезании реки — превращение их во врезанные излучины. Возможные пути подобных трансформаций показаны на рисунке стрелками.

Использование  $QI$ -диаграмм возможно для прогнозирования трансформации русел рек, подверженных антропогенным воздействиям на русла и факторы русловых процессов (гидроузлы, разработка карьеров, сплошное выправление и т.д.). При этом в русловом режиме реки происходят изменения, аналогичные естественным (природным), но в значительно более короткие сроки. Поэтому смена условий при антропогенном воздействии может рассматриваться как своего рода модель влияния возможных климатических изменений на русло реки.

**Метод тенденций** основывается на сопоставлении разновременных планов и карт русел рек, аэроснимков и космических снимков, позволяющих получить представление о развитии горизонтальных русловых деформаций (по планам и картам русел — о соответствующих им изменениях глубин от принятого срезочного уровня). Последовательное сопоставление этих материалов (с учетом их неодинаковой точности) позволяет выявить пространственно-временные тенденции в развитии форм русла, установить направленный или периодический их характер, скорости и тенденции их изменений,



спрямление и смещение излучин, развитие одних и отмирание других рукавов, смещение вдоль русла побочной и осередков, темпы размыва и наращивания берегов, найти корреляционные зависимости и воспользоваться ими для составления прогнозов, в том числе при заданных изменениях факторов русловых процессов. Совмещение карт и планов дает возможность определить объемы деформаций (размыва/аккумуляции), их суммарный результат и среднюю скорость за весь период, охваченный съемками русла.



**Рис. 9.1.** Изменение положения точек на  $QI$ -диаграмме для рек Севера ЕТР при увеличении  $Q_{\max}$  на 15%. Разветвленные русла: 1 — параллельно-рукавные, 2 — одиночные и односторонние разветвления; извилистые русла: 3 — врезанные, 4 — петлеобразные и сегментные, 5 — пологие и прорванные излучины; 6 — прямолинейное неразветвленное русло, 7 — положение точек, соответствующее увеличению  $Q_{\max}$  на 15%; 8 — стрелки, показывающие смещение прогнозных точек относительно современного положения

Дальнейшая детализация руслового анализа производится с помощью сопоставления планов перекаатов. Они позволяют выявить не только изменения взаимного расположения отдельных морфологических элементов каждого перекаата от года к году (что в значительной мере уточняет данные изучения лоцманских карт), но и

установить режим сезонных и многолетних изменений глубин на его гребне. Совмещение планов позволяет определять объемы деформаций (размыва (аккумуляции) наносов) за разные временные срезы.

Используя продолжительные ряды наблюдений за состоянием русла (карты с конца XVIII—начала XX в.) и выявляя по ним происходящие переформирования с учетом изменений водности рек и климата за эти же срезы времени, можно экстраполировать полученные связи между состоянием русла и характеристиками водности на перспективу и в первом приближении давать прогнозные оценки русловых деформаций. В то же время привлечение многолетних данных по стоку рек за время, охваченное съемками русла, позволяет установить зависимость тех или иных изменений в морфологии и динамике русла, которые происходят на отдельных этапах переформирований, от периодических колебаний водности.

Прогнозное значение при использовании метода тенденции имеет оценка временных изменений параметров форм русла и форм руслового рельефа и достижения ими критических значений, после чего могут произойти коренные переформирования. Таким критическим параметром являются соотношения  $l/L$ ,  $l_{рук1}/l_{рук2}$ ,  $l_{поб}/L_{поб} = 1,4...1,6$ , ( $l$  — длина русла по излучине;  $L$  — ее шаг;  $l_{рук1}$  и  $l_{рук2}$  — длины рукавов, огибающих остров или островной массив соответственно;  $l_{поб}$  — длина потока (по стрежню), огибающего побочень,  $L_{поб}$  — шаг побочня). При его превышении возникает потенциальная возможность спрямления излучины (при прохождении  $Q_{\phi}$  в условиях затопленной поймы или наличии спрямляющей шпору протоки или ложбины, в которой концентрируется пойменный поток), развития более прямого рукава или отторжения побочня.

**Гидроморфометрические зависимости**, связывая между собой параметры русла и гидравлические элементы потока, позволяют дать представление о той предельной форме русла, к которой оно стремится в процессе деформаций и которая является оптимальной в данных условиях. Они используются в расчетах при проектировании различных мероприятий как устойчивые соотношения, при которых практически прекращаются направленные изменения русла, но могут сохраняться периодические деформации, определяемые эволюцией форм русел, многолетним и сезонным их режимом. Таким образом, гидроморфометрические зависимости, отражая устойчивые соотношения между параметрами русла (его шириной, глубиной, площадью поперечного сечения), характеристиками потока (скоростью, ее поперечными составляющими и т.д.) и стока наносов, представляют собой важнейшие элементы расчета русловых деформаций, являясь их конечным результатом. Поэтому их получение для каждой реки или ее участка с учетом морфодинами-

ческого типа русла, его устойчивости, особенностей водного режима и режима стока наносов, выявление универсальных связей и региональных различий всегда было одной из задач расчета русловых деформаций и обоснования оптимальных параметров русел при их выправлении (регулировании) или сооружении самотечных каналов.

Анализ основных гидроморфометрических зависимостей приведен в гл. 3 (см. подразд. 3.4). Их применение позволяет решать многие задачи регулирования русел для водно-транспортных целей, крупном водозаборе, защите берегов от размыва, а также сооружении самотечных каналов.

**Расчет по эмпирическим формулам.** Наряду с ними расчет русловых деформаций производится по эмпирическим формулам. Эти формулы и условия их применения приведены в руководствах и рекомендациях по учету русловых деформаций при возведении инженерных сооружений на берегах, водозаборов, переходов через реки и т.д. Они опираются на характеристики вогнутости размываемого берега, как формулы Н.Е. Кондратьева (6.18), (6.19), либо их применение ограничено меандрирующими руслами, как формулы В.Н. Замышляева, учитывающие угол разворота излучины или радиусы их кривизны (6.15), (6.16) (6.17), причем во всех случаях определяются скорости поперечного смещения излучин (отступление вогнутого берега в привершинной части излучины. В отличие от гидроморфометрических зависимостей, по которым определяются вертикальные деформации русла (врезание/аккумуляция, увеличение/уменьшение глубины русла, изменение формы и площади поперечного сечения), применение эмпирических формул рассчитано на оценку горизонтальных русловых деформаций — размывов вогнутых берегов излучин. Только в формуле Н.И. Маккавеева (6.14) учитывается интегрально поперечное и продольное смещение излучин, причем в ее структуре отсутствуют показатели, характеризующие извилистость русла. Это относится и к формуле К.М. Берковича:

$$C_6 = k \frac{Q^2 I}{d H_6} \quad (9.2)$$

где  $k$  — коэффициент, размерность которого  $[м^3/с]^{-1}$ ;  $Q$  — среднегодовой расход воды,  $м^3/с$ ;  $I$  — уклон;  $d$  — средний диаметр наносов, мм;  $H_6$  — высота подмываемого берега над меженным (проектным) уровнем, м.

Для условий свободного развития русловых деформаций К.М. Беркович определил значения коэффициента  $k$  по фактическим измеренным величинам размыва берегов (табл. 9.4); у врезанных русел его величина уменьшается в 30 раз.

Значение коэффициента  $k$  в формуле К.М. Берковича (9.2)

Значение $Q$ , м <sup>3</sup> /с	Значение $b_p$ , м	Значение $k$ , (м <sup>3</sup> /с) <sup>-1</sup>
> 5000	> 15000	$(0,8 \cdot 10^{-5}) \dots (1,1 \cdot 10^{-6})$
5000...1000	1200...600	$(8,5 \dots 9,2 \cdot 10)^{-5}$
1000...500	350...200	$3,0 \cdot 10^{-4} \dots 3,4 \cdot 10^{-4}$
500...300	150...100	$(5,1 \dots 5,8) \cdot 10^{-4}$
< 300	< 50	$(5 \dots 6) \cdot 10^{-3}$

Для оценки интенсивности размыва берегов рек Европейской территории России под его руководством были разработаны номограммы, учитывающие только воздействие потока на берега (рис. 9.2, а) или его комбинацию с оползанием и обрушением блоками (рис. 9.2, б). Для рек разной водности получены аналитические выражения зависимости  $C_6 = f(I)$ , соответствующие условиям размыва:

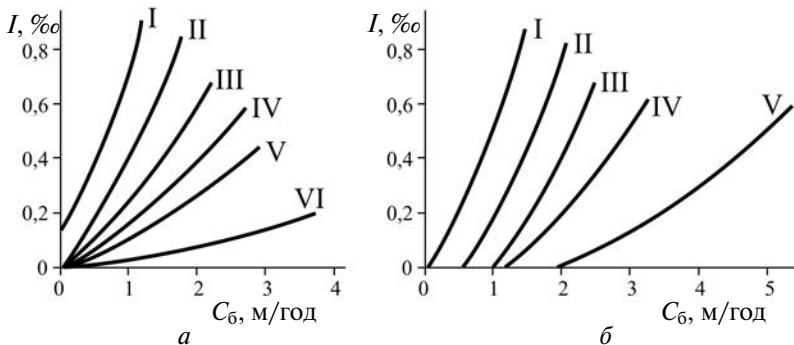
$$C_6 = 2,38I^{0,68} \text{ для рек с } Q_{cp} < 50 \text{ м}^3/\text{с}; \quad (9.3a)$$

$$C_6 = 4,26I^{0,90} \text{ для рек с } Q_{cp} = 50 \dots 100 \text{ м}^3/\text{с}; \quad (9.3б)$$

$$C_6 = 2,89I^{0,50} \text{ для рек с } Q_{cp} = 100 \dots 300 \text{ м}^3/\text{с}; \quad (9.3в)$$

$$C_6 = 4,8I^{0,50} \text{ для рек с } Q_{cp} = 300 \dots 500 \text{ м}^3/\text{с}; \quad (9.3г)$$

$$C_6 = 22,5I^{0,52} \text{ для рек с } Q_{cp} = 500 \dots 1000 \text{ м}^3/\text{с}. \quad (9.3д)$$



**Рис. 9.2.** Интенсивность размыва берегов при воздействии на их уступы потока (а) и при его комбинации с оползанием и обрушением блоками (б). Среднегодовой расход воды:

I — < 50 м<sup>3</sup>/с; II — 50...100 м<sup>3</sup>/с; III — 100...300 м<sup>3</sup>/с;  
 IV — 300...500 м<sup>3</sup>/с; V — 500...1000 м<sup>3</sup>/с; VI — > 1000 м<sup>3</sup>/с  
 (по К.М. Берковичу)

Метод баланса наносов является наиболее строгим при расчете вертикальных русловых деформаций. В наиболее общем виде он представлен уравнениями:

$$\frac{\partial W}{\partial x} + \rho_n \frac{\partial \omega}{\partial t} = 0 \quad (9.4)$$

или

$$\frac{\partial W}{\partial x} + (1 - \varepsilon) \frac{\partial \omega}{\partial t} = 0, \quad (9.5)$$

где  $\rho_n$  — плотность наносов;  $\varepsilon$  — коэффициент пористости донных отложений.

Эти уравнения иногда называют универсальными уравнениями русловых деформаций. Согласно им интенсивность изменения расхода наносов по длине реки равна скорости приращения площади живого сечения потока за течением времени.

К.В. Гришанин, допуская применение закона сопротивления (в виде формулы Шези-Маннинга) и формул расхода наносов, полученных для условий равномерного движения, предложил следующую систему уравнений одномерного потока в деформируемом русле:

$$\left. \begin{aligned} -\frac{\partial z}{\partial x} &= \frac{b_p V^2}{C^{2\omega}} \\ Q &= V\omega \\ C &= \frac{1}{n} \left( \frac{\omega}{b_p} \right)^{1/6} \\ \frac{\partial R}{\partial x} + (1 + \varepsilon) \left( b_p \frac{\partial z}{\partial t} - \frac{\partial \omega}{\partial t} \right) &= 0 \\ R &= f(V, \omega, b_p, d, w) \\ b_p &= b_p(z, x) \end{aligned} \right\}, \quad (9.6)$$

которая содержит шесть функций независимых переменных  $x$ ,  $t$ . Здесь  $R$  — расход наносов;  $\omega$  — площадь живого сечения;  $C$  — коэффициент Шези;  $V$  — средняя скорость потока;  $\varepsilon$  — коэффициент пористости донных отложений;  $d$  — средний диаметр донных наносов;  $z$  — высота свободной поверхности потока;  $w$  — гидравлическая крупность руслообразующих наносов;  $b_p$  — ширина русла;  $x$  — длина участка;  $t$  — время, на которое составляется прогноз. Для решения системы уравнений (9.6) необходимо задавать начальные и конечные условия. В частности, берега считаются недеформируемыми, т.е. расчет ведется только для получения изменений отметок дна русла. Порядок расчета излагается в соответствующих руководствах, а также в книге К.В. Гришанина «Теория руслового процесса» (1972).

## 9.3. Русловые процессы в нижних бьефах гидроузлов и выше водохранилищ

### 9.3.1. Водохранилища как базисы эрозии

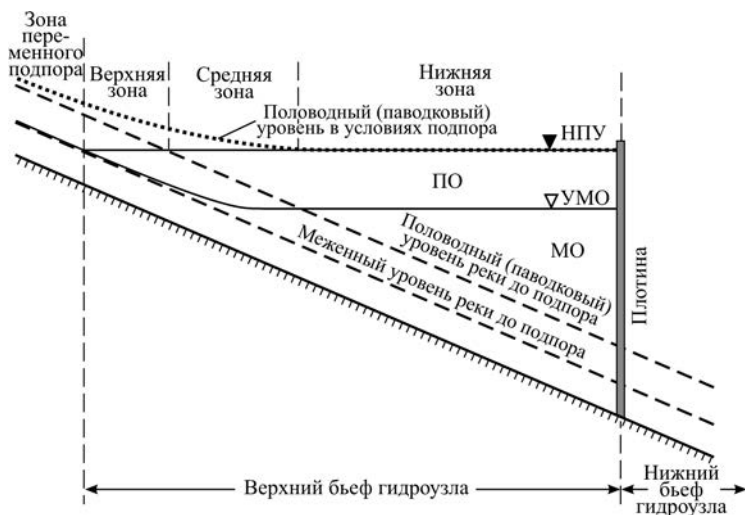
*Водохранилище* — искусственный водоем, образовавшийся в результате затопления русла, поймы и низких надпойменных террас. Водохранилища, осуществляющие сезонное и многолетнее регулирование стока, имеют значительный размах колебаний уровня воды, приводящий к возникновению больших площадей переменного затопления и постоянному изменению контакта водоема с берегами. На крупных равнинных водохранилищах абсолютная амплитуда уровней составляет в среднем 4...8 м, достигая 10...15 м, на горных водохранилищах — десятки метров. Размеры территорий, лишь часть года покрытых водой, образующих обширные мелководья и периодически выходящих из-под воды по мере сработки водохранилища, составляют от 35 до 90% площади водохранилища при нормальном проектном уровне (НПУ), соответствующем максимальному наполнению водохранилища. Водохранилища с малоизменяющимся уровнем осуществляют лишь суточное регулирование стока и являются небольшими по объему водоемами.

По степени изменения русловых процессов, особенностям гидрологического режима водоема и условиям аккумуляции наносов в пределах водохранилища выделяется ряд зон (рис. 9.3):

- *зона I — нижняя глубоководная*, примыкает к плотине; здесь при всех уровнях высота волн меньше глубины водоема, поэтому волнение не взаимодействует с дном; дно водоема заиливается поступающими сюда за счет размыва берегов наносами, а также взвешенными наносами, принесенными рекой;
- *зона II — средняя, промежуточная, или средних глубин*, в зависимости от положения уровня может быть или глубоководной (при НПУ), или мелководной; интенсивность воздействия волн на берега и их разрушение здесь меньше; при сниженных уровнях волны взаимодействуют с дном;
- *зона III — верхняя, мелководная*, подразделяется на две подзоны: собственно *мелководную* (IIIа) и *мелководно-осушную* (IIIб); в первой из них при любых положениях уровня сохраняются условия мелкого озера, развитие волнения ограничено глубиной; стоковые течения обуславливают транзитное перемещение наносов в сторону плотины; подзона IIIб является мелководной при НПУ с выраженными стоковыми течениями; при сработке водохранилища до уровня мертвого объема развиваются русловые процессы,

подпор проявляется только в снижении скоростей течения и увеличении глубины; при наполнении водохранилища до НПУ вода не выходит за пределы меженного русла, пойма затопливается вследствие половодья (паводков) на реке;

- зона IV — *переменного подпора*, соответствует положению площадей периодического затопления, выклинивания подпора в которой речные условия по мере наполнения водохранилища сменяются условиями мелководья; ее протяженность у разных рек зависит от уклонов и амплитуды уровней в верхнем бьефе (на водохранилищах Волги, Дона, Оби она превышает 200 км; на горных реках — сотни метров).



**Рис. 9.3.** Основные зоны водохранилища:  
 НПУ — нормальный подпорный уровень;  
 УМО — уровень мертвого объема; ПО — полезный объем;  
 МО — мертвый объем

В связи со сработкой и наполнением водохранилищ место, где выклинивается подпор, смещается вдоль русла реки то вверх по течению, то вниз с определенной периодичностью, определяемой водным режимом реки и установленным режимом самого водохранилища. Наиболее низкое положение (ближе к плотине) место выклинивания подпора занимает в начальную фазу половодья, когда водохранилище сработано до уровня мертвого объема. По мере наполнения водоема граница подпора перемещается выше по реке и достигает крайнего верхнего положения, когда расходы воды в реке становятся близкими к меженным.

При подъеме половодья взвешенные наносы отлагаются в нижних зонах водохранилища, за пределами зоны выклинивания подпора. Влекомые наносы аккумулируются там, где подпор выклинивается, но, поскольку граница подпора постоянно мигрирует сначала вверх (по мере наполнения водохранилища), а затем при его сработке — вниз, а сток наносов на спаде половодья быстро убывает, наибольшая интенсивность аккумуляции наблюдается в нижней половине зоны переменного подпора в период подъема и пика половодья.

При НПУ почти на всем протяжении зоны переменного подпора господствует режим озерного мелководья, развивается ветровое волнение и нагоны. Во время летней межени, когда уровень водохранилища постепенно срабатывается, граница подпора медленно смещается вниз по течению. Осенью смещение границы выклинивания подпора задерживается или сдвигается на небольшое расстояние вверх по реке (в связи с увеличением притока воды в водохранилище). В зимнюю межень граница подпора вследствие интенсивной сработки уровня водохранилища вновь смещается вниз по реке и к концу зимы занимает крайнее нижнее положение. Поскольку речной поток переносит зимой наименьшее количество наносов, заиление зоны выклинивания подпора незначительно.

В результате поступления наносов со временем происходит заполнение ими водохранилища. Этому способствуют также продукты абразии берегов. Особенно быстро происходит уменьшение объема небольших водохранилищ на горных реках, срок действия которых устанавливается в первые десятки лет. Заносимость равнинных водохранилищ растягивается на сотни и даже тысячи лет.

Таким образом, *водохранилища* представляют собой искусственно созданные базисы эрозии, характеризующиеся колебаниями уровней, связанными с их ежегодным наполнением и сработкой. Они прерывают поток наносов, переносимых рекой, — в них аккумулируются все влекомые наносы и большая часть (до 80...90%) взвешенных, в результате чего в нижний бьеф поступает осветленный, лишенный наносов поток, а его транспортирующая способность оказывается намного больше стока наносов:  $W_{\text{тр}} > W$ . Накопление наносов в водохранилище, приводящее к его заилению, и формирование их скоплений в зоне переменного подпора, с одной стороны, перехват им переносимых рекой наносов и перераспределение стока в годовом (снижение водности половодья и паводков — «срезка» их пика и повышение водности межени) и многолетнем разрезе, с другой — приводит к существенным изменениям русловых процессов и трансформации русла как выше водохранилищ, так и в их нижних бьефах.

Собственно в водохранилище (зоны I, II и IIIa), за исключением мелководно-осушенной подзоны (IIIб), основная рельефообразующая роль принадлежит абразии берегов и продуцируемым ею скло-



новым гравитационным процессам, формированию прибрежных отмелей, накоплению наносов (принесенных рекой и продуктов разрушения берегов) в чаше, ветроволновой деятельности и эрозионно-аккумулятивным процессам в зонах сезонной осушки. По существу «река выше водохранилища — зона переменного подпора водохранилища — приплотинный участок нижнего бьефа — река ниже водохранилища с измененными стоком наносов и гидрологическим режимом» представляют собой единую систему, развивающуюся сопряжению.

Приведенное районирование разработано для условий функционирования и режима наполнения (сработки) водохранилищ, принятого в России и большинстве стран мира. На реках Юго-Восточной Азии, отличающихся очень большим стоком наносов и многоводной фазой, соответствующей летнему паводочному периоду, связанному с муссонными дождями, водохранилища в целях предотвращения быстрого заиления наполняются в зимнюю межень и полностью срабатываются до бытового состояния реки к концу паводочного периода. При этом зимой ниже водохранилищ расход воды в р. Хуанхэ снижается до нулевых значений, но в это время (декабрь — февраль) водные ресурсы реки населением и хозяйством не используются как из-за холодов (межвегетационный период), так и вследствие маловодья и сохраняющейся большой мутности воды (до 30 кг/м<sup>3</sup>).

### **9.3.2. Русловые процессы в зонах переменного подпора и регрессивной аккумуляции наносов выше водохранилищ**

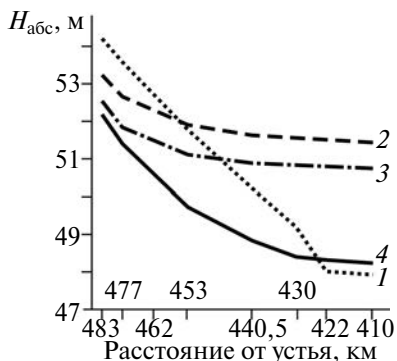
Зона переменного подпора отличается от других зон водохранилища тем, что здесь происходит сосредоточенное накопление донных и частично взвешенных наносов, которые образуют первичное тело заиления, напоминающее дельту реки. Интенсивность аккумуляции наносов, а также гидравлические условия неодинаковы по длине зоны переменного подпора. По этим признакам она разделяется на три подзоны:

1) *верхнюю* — подзону эпизодического подпора; сюда подпор распространяется на короткое время в последнюю фазу половодья — в начале межени;

2) *среднюю* — подзону периодического регулярного подпора; здесь подпор наблюдается ежегодно и держится начиная от пика половодья до начала зимней межени, в верховьях подзоны — до начала летней межени;

3) *нижнюю* — подзону длительного глубокого подпора, где подпор сохраняется в течение почти всего периода открытого русла и некоторой части зимней межени; поток находится в бытовом (неподпертом) состоянии только часть зимней межени.

В *верхней подзоне* аккумуляция выражена слабо из-за малой обеспеченности подпора. Он распространяется сюда на спаде паводка и в межень, когда сток наносов быстро сокращается. В *нижней подзоне* развитие русловых процессов связано с формированием кривой гидравлического спада при подъеме и на пике половодья, когда уровни водохранилища после его зимней сработки низки. Ее образование сопровождается резким увеличением уклонов и скоростей вниз по течению, особенно в средние по водности и многоводные годы, когда уклоны увеличиваются по сравнению с уровнями зимней межени более чем в 2 раза (рис. 9.4). Протяженность участков реки, где наблюдается кривая спада, составляет около 20% длины зоны переменного подпора. Рост продольных уклонов и скоростей течения на участке кривой спада приводит к размыву дна русла и выносу материала в более глубокие части водохранилища. Так, в нижней части зоны переменного подпора Новосибирского водохранилища за первые 10 лет эксплуатации гидроузла средняя глубина русла (считая от одного и того же уровня) возросла в 1,2–1,4 раза по сравнению с бытовой, русло стало преобразовываться в неразветвленное. Однако размыв дна происходит до некоторой предельной глубины, после чего формирование кривой спада уровней обеспечивает лишь вынос в пределы чаши водохранилища накопившихся в период подпора наносов и стабилизацию средних отметок дна.

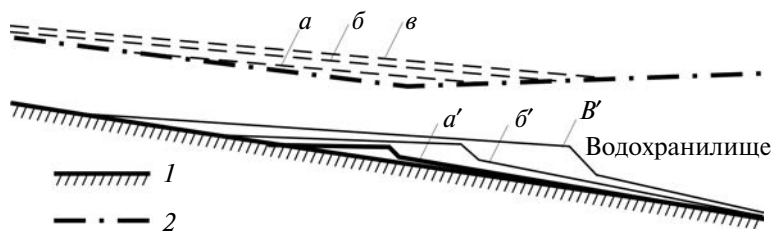


**Рис. 9.4.** Кривая спада уровней и ее трансформация в кривую подпора в зоне переменного подпора водохранилища ДнепроГЭС (по наблюдениям 1954 г.): 1 — 27 апреля (при сработке до УМО и на пике половодья); 2, 3 — 18 июня и 17 июля соответственно (при наполнении водохранилища до НПУ и в начале его сработки); 4 — 25 августа (при сработке водохранилища в межень) (по Н.И. Маккавееву)

По мере наполнения водохранилища кривая спада трансформируется в кривую подпора. Участок ее проявления уже к началу спада половодья оказывается в глубоком подпоре, поэтому сюда почти не попадают руслообразующие наносы, задерживающиеся в средней части зоны переменного подпора. Лишь в зимнюю межень, когда здесь находится граница выклинивания подпора, происходит некоторое отложение наносов. Но так как сток наносов в это время небольшой, а образующийся слой осадков мал, то при последующем

увеличении скоростей во время формирования кривой спада он полностью размывается.

*Средняя подзона* — периодического подпора — является основной ареной развития аккумулятивных процессов. Здесь оседает от 25 до 80% стока наносов, причем это в основном влекомые наносы, служащие материалом для формирования тела заиления («бара»). Если сезонная амплитуда колебаний уровня водохранилища невелика, то заиление начинается с образования первичного тела заиления, аналогичного устьевому бару, которое постепенно разрастается в высоту и длину как вверх, так и вниз по реке (рис. 9.5). При большой амплитуде колебаний уровня и, соответственно, большей длине зоны переменного подпора аккумуляция наносов растягивается на всю его длину. В этих случаях четко выраженного тела заиления не возникает, хотя максимум аккумуляции проявляется в средней части зоны. Следствием такой растянутости области накопления наносов является меньшая интенсивность повышения отметок дна и продвижения фронта аккумуляции как вверх по течению, так и вниз, в чашу водохранилища.



**Рис. 9.5.** Изменение продольных профилей дна и водной поверхности по мере аккумуляции наносов в верхней части водохранилища: 1 — профиль дна русла до создания водохранилища; 2 — профиль водной поверхности; *a, б, в* — последовательные положения уровня воды; *a', б', в'* — соответствующие им положения дна

Накопление наносов и повышение отметок дна вследствие аккумуляции наносов приводит к тому, что через некоторое время глубины здесь уменьшаются и создаются гидравлические условия, аналогичные водосливу с широким порогом. Начиная с этого времени процесс заиления вызывает заметное изменение отметок водной поверхности. С каждым новым приращением длины «бара» возрастают суммарные затраты энергии потока на преодоление «сопротивления по длине». На участок реки, расположенный выше, затраты энергии воздействуют аналогично препятствию, создающему подпор. Если, например, образовавшийся в результате аккумуляции участок мелководного русла имеет длину 5 км и средний уклон на

нем равен 0,04%, то выше него создается подпор примерно такой же, как от плотины высотой 20 м. Снижение скоростей течения, аккумуляция наносов и уменьшение глубины на таком участке вызывают смещение границы подпора еще выше по реке; по мере поднятия уровня дна повышаются и отметки уровня воды в реке.

Мощность слоя наносов, откладывающихся вследствие подпора, постепенно убывает вверх по течению, по Н.И. Маккавееву, в соответствии с уравнением:

$$h_x = h_0 - kl_x, \quad (9.7)$$

где  $h_0$  — мощность слоя наносов, отложившихся в месте первоначальной границы подпора;  $l_x$  — расстояние от первоначальной границы подпора до пункта, где отложился слой наносов мощностью  $h_x$ . Величина коэффициента  $k$  определяется по формулам С.Т. Алтунина:

$$k = \frac{H_{\text{п}}}{4l_0} \text{ и } k = \frac{H_{\text{п}}}{8l_0} \quad (9.8)$$

соответственно для узких и широких долин. Здесь  $H_{\text{п}}$  — высота подпора, возбуждаемого плотиной;  $l_0$  — длина водохранилища с малоизменяющимся уровнем воды.

При значительной амплитуде изменений уровня водохранилища и отсутствии четко выраженного первичного тела заиления наносы отлагаются на всем протяжении зоны переменного подпора, причем в зимнюю межень и в начале подъема половодья поток смывает часть отложений и переносит их ближе к плотине. В результате длина зоны переменного подпора увеличивается за счет смещения ее нижней границы ближе к плотине. Наибольшие скопления наносов образуются в той части зоны переменного подпора, где выклинивание подпора приурочено к прохождению по реке руслоформирующего расхода воды верхнего (для данной реки) интервала, обеспечивающего максимальное перемещение наносов (на Дону выше Цимлянского водохранилища они достигают в отдельные годы толщины 30...40 см).

Потери напора, связанные с образованием первичного тела заиления или аккумуляцией наносов в зоне переменного подпора, вызывают изменения условий транспорта наносов на участке реки, непосредственно не подверженном подпору. Повышение отметок дна русла приводит к трансформации уклонов водной поверхности выше первоначальной границы выклинивания подпора, что приводит к развитию *регрессивной аккумуляции*. Длина зоны, в пределах которой она прослеживается, может превзойти (при полном заилении водохранилища) длину зоны первоначального подпора от плотины в 5–7 раз, распространяясь на больших равнинных реках на

расстояние до сотен километров. При этом отложение наносов в русле происходит более интенсивно, чем на пойме; это приводит к расширению русла (на горных и полугорных реках более чем в 2 раза). Одновременно вследствие образования аккумулятивных островов русло делится на рукава.

Благодаря регрессивной аккумуляции выше водохранилища в руслах оседает до 25...30% наносов, приносимых реками. На реках с большим стоком наносов (Обь, Дон, Днепр, Волга) распространение «волны» регрессивной аккумуляции происходит в среднем со скоростью 5...7 км/год, а темп повышения отметок дна выше водохранилищ колеблется в пределах 5...15 см/год. На реках, у которых сток наносов невелик (Кама, Енисей), регрессивная аккумуляция не является за 20–30 лет эксплуатации гидроузлов.

Универсальные методы определения темпов регрессивной аккумуляции выше водохранилищ отсутствуют. Имеющиеся подходы носят узкорегionalный характер и не могут быть распространены на другие водохранилища. Н.Н. Виноградова, изучая зону регрессивной аккумуляции Новосибирского водохранилища на Оби, установила, что изменение интенсивности регрессивной аккумуляции в первые 10–15 лет эксплуатации водохранилища выражается уравнением:

$$h_0 = k_1 \sqrt{t}, \quad (9.9a)$$

а в последующий период

$$h_0 = k_2 \ln t, \quad (9.9b)$$

где  $h_{ак}$  — слой отложившихся наносов, см;  $k_1$  и  $k_2$  — эмпирические коэффициенты, не одинаковые на разных участках зоны.

В результате ею был составлен прогноз отложения наносов, оправдавшийся по данным на 1980 г., когда в нижней части был обнаружен слой наносов мощностью 114 см, в средней части — 40...70 см и в верхней части — 15 см.

Темпы регрессивной аккумуляции и скорости ее продвижения неодинаковы на разных реках, определяясь величиной стока наносов, их крупностью (песчаные, песчано-галечные или галечно-валунные), уклонами русла и т.д. Максимальные их значения зафиксированы на р. Хуанхэ и ее притоках выше водохранилища Сяньмэнься — 10 км в год, мощность слоя аккумуляции на притоке (р. Вейхэ) за 40 лет — 3...5 м; напротив, на р. Кама выше Камского водохранилища, отличающейся малым стоком песчано-галечных наносов, регрессивная аккумуляция практически не проявлялась в течение 30–40 лет после его создания и лишь затем сказалась в увеличении объемов дноуглубительных работ на перекатах.

Аккумуляция наносов в зоне переменного подпора и выше водохранилища приводит к усилению затопляемости пойм, что сопровождается опесчаниванием ее в прирусловых частях и заболачиванию в тыловых. Одновременно происходит оживление пойменных проток и размыв ложбин, образование прорванных излучин, формирование осередков и островов, активизация размывов берегов; обмеление перекатов приводит к ухудшению условий судоходства и необходимости выполнять дноуглубительные работы в больших объемах.

### 9.3.3. Русловые процессы в нижних бьефах гидроузлов

*Нижним бьефом гидроузла* является участок реки, в пределах которого сказывается влияние водохранилища. Протяженность нижних бьефов обычно определяется по границе восстановления естественного водного режима. Это происходит при впадении крупных притоков, ниже которых водный режим становится примерно таким же, как и в незарегулированных (бытовых) условиях. На Оби нижний бьеф Новосибирского гидроузла протягивается до устья Томи; на Енисее ниже Красноярского — до слияния с Ангарой, на Зее ниже Зейского — до устья Селемджи и т.д. Если регулирование стока водохранилища проявляется в полной «срезке» половодья, слияние с крупным притоком, находящемся в естественном состоянии, не приводит к восстановлению водного режима, тогда нижний бьеф охватывает нижерасположенный участок реки. Таков Дон ниже Цимлянского гидроузла, где слияние с Северским Донцом сказывается на гидрографе лишь частично. На реках, где водохранилища сооружены в низовьях, в зону нижнего бьефа входит участок реки вплоть до устья (Волга ниже Волгоградского, Дон ниже Цимлянского, Кубань ниже Краснодарского водохранилищ).

Однако влияние гидроузлов сказывается на реке и ниже по течению, в частности в стоке наносов, который восстанавливается существенно медленнее. Например, на р. Обь его снижение прослеживается вплоть до устья р. Кеть (г. Колпашево), хотя между ним и Новосибирским гидроузлом произошло ее слияние с Томью и Чулымом (табл. 9.5).

В нижних бьефах гидроузлов происходит существенная трансформация русел, изменяются темпы и направленность русловых деформаций. Они определяются: *многолетним и сезонным регулированием стока*, вызывающим его перераспределение между маловодным и многоводным периодами, частичным водозабором в ирригационные системы, на градопромышленные и сельскохозяйственные нужды; *неустановившимся движением потока*, связанным с прохождением по реке волн суточного и недельного регулирования, а также (при наличии судопропускных сооружений) с волнами, возникающими при шлюзовании судов; *перехватом водохранилищем стока наносов*,

полным — влекомых, частично — взвешенных, вызывающим образование дефицита наносов и создание условий, при которых  $W_{тр} \gg W_{R+G}$ .

Таблица 9.5

**Изменение стока наносов на р. Обь  
ниже Новосибирского гидроузла**

Гидрологический пост	Режим стока	Сток взвешенных наносов $W_R$ , млн т			Мутность, г/м <sup>3</sup>	Сток влекомых наносов, $W_G$
		межень	половодье	среднегодовой		
Новосибирск	Е	0,76	12,62	13,38	2005 92	1,37 0,85
	З	0,64	4,38	5,02		
Колпашево	Е	1,88	14,77	16,65	120 112	2,89 1,78
	З	1,74	13,82	15,56		

*Примечание.* Е — естественный (до строительства гидроузла); З — зарегулированный.

Следствием регулирования стока является либо полное прекращение затоплений поймы, либо значительное сокращение площади и продолжительности весенних разливов. В этих условиях происходит пересыхание многих пойменных проток. Одновременно изменяется абсолютная величина и обеспеченность руслоформирующих расходов. Обычно исчезает верхний интервал  $Q_{ф}$ , проходивший в естественных условиях при затопленной пойме. В то же время заметно возрастает обеспеченность среднего и нижнего интервала  $Q_{ф}$ , что свидетельствует о возрастающей роли меженного периода в русловом режиме реки.

По соотношению суточного и недельного регулирования стока можно выделить два участка. На верхнем из них, примыкающем к гидроузлу, наиболее сильно проявляется влияние суточного регулирования; на нижнем — сказывается только влияние недельного регулирования. Протяженность первого участка определяется по затуханию волн, которое происходит в соответствии с уравнением (по Б.Г. Федорову):

$$A_l = A_0 e^{-2\pi \frac{l}{\lambda}}, \quad (9.10)$$

где  $A_l$  — амплитуда волны в расчетном створе;  $A_0$  — амплитуда волны в створе возбуждения;  $l$  — длина расчетного участка;  $\lambda$  — длина волны, определяемая по формуле

$$\lambda = ut, \quad (9.11)$$

где  $u$  — скорость волны;  $t$  — период волны попуска.

Максимальные и средние амплитуды колебаний уровня при суточном регулировании составляют 2,7 и 1,0 м на Дону ниже Цимлянского гидроузла, 5,0 и 2,5 м — на Волге ниже Рыбинского, 6,0 и 3,0 м — на Каме ниже Воткинского гидроузла. На Оби ниже Новосибирского гидроузла амплитуда волн суточного регулирования колеблется в диапазоне 111...130 см в маловодные годы и 231...250 см в многоводные. Скорости течения при прохождении волн попусков возрастают до 1,5 раза, особенно в придонных горизонтах, где они достигают в половодье 1,1 м/с, а суточные колебания расходов воды в разные фазы режима достигают 600...1000 м<sup>3</sup>/с. Скорости распространения волн попусков при суточном регулировании достигают на разных реках и в разные фазы режима 1,5...11,0 м/с, превышая скорости течения реки. Протяженность участка, в пределах которого сказывается суточное регулирование, в среднем составляет 80 км.

Протяженность второго участка, где колебания уровней связаны с прохождением волн недельного регулирования, составляет несколько сотен километров. Например, на Оби она равна 300 км, совпадая с длиной всего нижнего бьефа Новосибирского гидроузла.

Неустановившееся движение потока способствуют заметной активизации размыва берегов как вследствие роста скорости в поверхностных горизонтах, так и переменного воздействия потока на подмываемый берег.

Наиболее существенным следствием создания водохранилища для развития русла в нижнем бьефе является задержка в нем стока наносов реки. Водоохранилище полностью перехватывает донные наносы. Сток взвешенных наносов уменьшился более чем в 3–3,5 раза на Оби ниже Новосибирского гидроузла и на Волге ниже Волгоградского гидроузла, в нижний бьеф Дубоссарского гидроузла на р. Днестр сбрасывается всего 0,2 млн т из 5,9 млн т взвешенных наносов, поступающих за год в водохранилище. Изменение стока взвешенных наносов оказывает большее влияние на формирование поймы; в наибольшей степени на русло воздействует полное прекращение стока руслообразующих наносов.

Особый случай представляют водохранилища небольшого объема на горных и полугорных реках, которые быстро заносятся, и наносы снова поступают в нижний бьеф. Таковы водохранилища многих низконапорных гидроузлов, возведенных в 20–40-е годы XX в. на Кавказе и в горах Средней Азии, которые по проекту были рассчитаны на срок эксплуатации (до их занесения) 10–25 лет. Для удлинения срока службы иногда проводится их периодическая «промывка»: вследствие мгновенного спуска большая часть накопившихся в нем наносов размывается и выносится в нижний бьеф, где они аккумулируются.



Задержка наносов в водохранилище является главной причиной врезания реки (глубинной эрозии) в нижнем бьефе. Врезанию русла способствуют волны попуска суточного и недельного регулирования. Непосредственно возле плотины больше значение имеют холостые сбросы во время паводков, а также неполное гашение энергии потока, выходящего из турбин.

Отражением врезания русла являются понижение («посадка») уровней воды, которая легко устанавливается при анализе кривых связи расходов воды и уровней  $Q=f(H)$  за многолетний период. Этот метод является основным в определении интенсивности врезания русла в нижних бьефах гидроузлов. Посадка уровней, в свою очередь, приводит к понижению уровня грунтовых вод на пойме, увеличивает напор в турбинном тракте гидроузла; возрастание при этом гидростатического давления уменьшает устойчивость плотин. В нижнем бьефе гидроузла Влоцлавек на р. Висле (Польша) непосредственно ниже плотины отметки дна уровней воды понизились с 60-х гг. XX в. на 4 м, что создало угрозу обрушения головной плотины водохранилища.

Другим следствием посадки уровней в нижнем бьефе является убыль глубины на нижнем пороге судоходного шлюза, что может сильно затруднить судоходство. Снижение уровней в нижнем бьефе ухудшает условия эксплуатации водозаборов, размывы дна приводят к оголению пересекающих реки трубопроводов, снижению устойчивости мостовых опор и т.д.

Существующие методы расчета размывов русла в нижних бьефах гидроузлов основываются на подсчете баланса наносов, учете насыщения потока наносами, расчете отмостки, установлении морфометрических соотношений. Такова формула А.В. Караушева:

$$\frac{x}{H} = \frac{V_{\text{ср}}}{w} (1 - \Gamma) \ln \frac{s_{\text{тр}}}{s_{\text{тр}} - s}, \quad (9.12)$$

где  $x$  — продольная координата;  $H$  — уровень дна реки;  $\Gamma$  — коэффициент, определяемый по специальным таблицам, зависящий от шероховатости русла и отношения гидравлической крупности  $w$  частиц, слагающих ложе реки, к средней скорости потока  $V_{\text{ср}}$ ;  $s_{\text{тр}}$  — средняя мутность насыщенного потока, соответствующего его транспортирующей способности;  $s$  — средняя мутность в начальном створе ( $x = 0$ ).

В.С. Лапшенков для получения предельно устойчивого уклона, при достижении которого размыв русла прекращается, предложил зависимость:

$$I = 0,000315 \frac{d^{0,92}}{Q_{\text{ф}}}, \quad (9.13)$$

где  $d$  — критический диаметр частиц отмостки, мм, находящихся под прямым воздействием потока;  $Q_{\phi}$  — руслоформирующий расход воды, м<sup>3</sup>/с.

Вероятность образования отмостки, препятствующей дальнейшему размыву дна, учитывается формулой К.И. Россинского:

$$h_{\text{разм}} = 1,2 \sqrt{\frac{q}{V_{\text{н}}} + \frac{\Delta}{n}}, \quad (9.14)$$

где  $h_{\text{разм}}$  — полная глубина размытого русла;  $q$  — удельный расход воды;  $V_{\text{н}}$  — неразмывающая скорость для данного грунта при глубине потока  $l$  м;  $\Delta$  — толщина слоя отмостки, образовавшейся за счет вымывания мелких частиц и оседания на дно более крупных;  $n$  — относительное содержание крупных частиц (по объему) в составе размываемого неоднородного по составу грунта.

Однако формирующаяся таким образом отмостка представляет собой очень тонкий слой, равный диаметру гальки, гравия или крупного песка, который очень легко может быть разрушен при малейшем изменении условий как внешних, так и гидродинамических.

А.Б. Векслер и В.М. Доненберг разработали методики расчета, основывающиеся на последовательном определении толщины слоя деформации дна за время  $t$  по формуле:

$$\Delta z_i = \pm \left[ \frac{\rho_s}{\rho_{\text{отл}}} \frac{R_{s_i} - R_{s_{i-1}}}{b_i \Delta x_i} + \frac{1}{b_i} \left( h_{\text{ср}} \frac{\Delta b_p}{\Delta t} \right)_i \right] \Delta t, \quad (9.15)$$

где  $\rho_s$  — плотность наносов, кг/м<sup>3</sup>;  $\rho_{\text{отл}}$  — плотность донных отложений, кг/м<sup>3</sup>;  $R_s$  — расход наносов в рассматриваемом живом сечении, м<sup>3</sup>/с;  $b_p$  — ширина русла по урезу воды, м;  $\Delta x$  — длина расчетного участка, м;  $h_{\text{ср}}$  — средняя глубина русла от уровня бровок, м.

Отрицательное значение величины  $\Delta z_i$  указывает на размыв дна, положительно свидетельствует об аккумуляции наносов и повышении отметок дна. Для следующего расчетного отрезка времени отметки дна на участке принимаются равными:

$$z_{i_0} = z_{i_1} + \Delta z_{i_1}. \quad (9.16)$$

Индекс  $i$  в формулах (9.15) и (9.16) означает номер расчетного участка, 0 и 1 — начало и конец принятого отрезка времени, соответственно.

И.И. Леви предложил приближенный метод расчета общего размыва и вызванного им понижения уровней, который может применяться на предварительных стадиях проектирования (рис. 9.6). Этот метод вошел в «Рекомендации по прогнозу трансформации русла в нижних бьефах гидроузлов. СО 34.21.204-2005» [2006]. Объем размыва

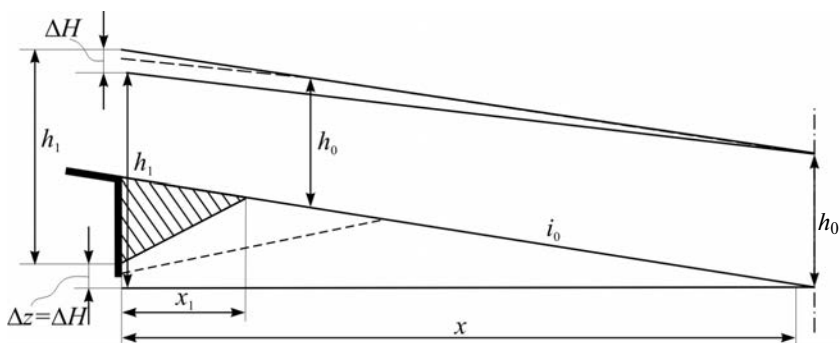
ва  $\Delta\Omega$ , распространяющегося за время  $\Delta t$  с момента пуска гидроузла в эксплуатации до створа на расстоянии  $x$  от него, определяется выражением:

$$\Delta\Omega = 0,5b_p [(h_1 - h_0)(x - x_1) + x\Delta H], \quad (9.17)$$

где  $h_1$  — глубина, соответствующая неразмывающей скорости потока  $V_H$ ,

$$h_1 = \frac{Q_\Phi}{b_p V_H}; \quad (Q_\Phi \text{ — руслоформирующий расход воды, соответствующий среднемуголетнему расходу наносов});$$

$h_0$  — исходная глубина русла;  $x$  — длина русла, на которую производится расчет;  $x_1$  — длина участка местного размыва, принимаемая при отсутствии данных равной 200...500 м;  $\Delta H$  — понижение уровня воды в створе гидроузла.



**Рис. 9.6.** Схема расчета общего размыва русла в нижнем бьефе гидроузла по методу И.И. Леви.

Обозначения в тексте:  $i_0$  — уклон дна при наличии участка размыва

Получив значение  $\Delta\Omega$ , по формуле:

$$\frac{\rho_{отл}}{\rho_H} \Delta\Omega = W_{тр} \Delta t, \quad (9.18)$$

определяется  $\Delta t$  — время, за которое произойдет размыв грунта объемом  $\Delta\Omega$ ;  $\rho_{отл}$  и  $\rho_H$  — соответственно, плотность грунта в отложениях и плотность наносов.

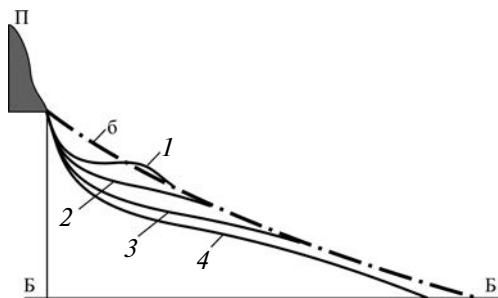
Размыв русла начинается уже при его стеснении строительными перемычками (*первая стадия глубинной эрозии* в нижнем бьефе), когда резко возрастает скорость потока. При сооружении Волгоградского гидроузла русло Волги было сужено почти на 60% при больших расходах, что вызывало возрастание средней скорости потока в 1,5—

2 раза. Объем вымытого грунта составил 8 млн м<sup>3</sup>. Прекращение размыва произошло лишь при вскрытии потоком трудноразмываемых пород. Резкое расширение потока ниже перемычек обуславливает отложение здесь основной массы наносов, поступивших в поток в зоне размыва; при строительстве Куйбышевского гидроузла из 10 млн м<sup>3</sup> осело тут же за перемычками. Средняя глубина стесненного русла  $h_{ст}$ , если размыв не ограничивается проекцией потока на трудноразмываемые или скальные породы, определяется (по К.И. Россинскому и В.К. Дебольскому) соотношением

$$h_{ст} = h^4 \left( \frac{b_p}{b_{ст}} \right), \quad (9.19)$$

где  $h_{ст}$  и  $b_p$  — глубина и ширина русла в естественном состоянии соответственно;  $b_{ст}$  — ширина стесненного русла (между строительными перемычками).

*Вторая стадия глубинной эрозии* начинается с момента полного перекрытия русла плотиной. В этот период размыв концентрируется на коротком приплотинном участке и протекает очень интенсивно; здесь образуется глубокая яма (рис. 9.7). Например, в первые два года эксплуатации Волгоградского гидроузла непосредственно за рисбермой образовалась яма глубиной до 20 м; на р. Оби ниже Новосибирского гидроузла в течение первых 4—5 лет были полностью размывы на 5...8-километровом участке русла перекаты и образовалась единая плесовая ложина глубиной до 3,5 м от проектного уровня. Дальнейшее углубление было остановлено естественным путем, так как толщина аллювиальных отложений была смыта и поток стал непосредственно контактировать с коренными скальными породами, подстилающими русло.



**Рис. 9.7.** Схема изменений продольного профиля дна реки ниже водохранилища при развитии глубинной эрозии:

П — плотина; Б — базис эрозии;  $\bar{b}$  — бытовой (исходный) продольный профиль дна реки; 1, 2, 3, 4 — последовательные положения продольного профиля дна по мере врезания (по Н.И. Маккавееву)

Продукты размыва, оседающие в пределах нижележащего участка реки, формируют «волну аккумуляции», которая перед фронтом размыва русла постепенно смещается вниз по течению.

Постепенное трансгрессивное распространение глубинной эрозии фиксирует начало *третьей стадии врезания реки* в нижнем бьефе. По длине зоны размыва поток постепенно насыщается наносами, интенсивность врезания вниз по течению ослабевает. Следствием формирования мощного аккумулятивного тела является замедление дальнейшего врезания выше по течению в последующий период.

В процессе глубинной эрозии происходит перестройка поперечного и продольного профилей русла на плесах и перекатах. На больших равнинных реках гребни перекатов, стесняя сечение русла, выступают в качестве естественного регулятора уровней, вызывая подпор в пределах вышележащего участка или плесовой лощины. На приплотинном участке нижнего бьефа полный смыв перекатов является важным фактором понижения уровней, накладывающимся на понижение уровней, связанное с общим размывом дна реки. Ниже зоны приплотинного размыва перекаты сохраняются, но в зонах глубинной эрозии сечение русла на них изменяется и становится близким к параболическому, т.е. значительно расширяется у дна. Это явление связано с повышением степени устойчивости русла, благодаря чему крутизна подводных откосов возрастает на порядок величины. Это приводит к быстрым (в течение 2–4 лет) снижениям уровней воды в реке, особенно при малых расходах воды. Расположенные между перекатами плесовые участки также не остаются без изменений; их средние глубины заметно уменьшаются. Местные неровности продольного профиля дна реки, образуемые чередованием плесов и перекатов, сглаживаются, течение становится более равномерным, а его скорость возрастает, что, в свою очередь, является добавочной причиной снижения уровней в реке. Таким образом, в третьей стадии трансформации продольного профиля русла происходит сравнительно быстрое понижение уровня воды, вызываемое не только глубинной эрозией, но и изменением формы сечения русла на перекатах, сглаживанием местных неровностей дна, а в ряде случаев — размывами берегов и соответствующим увеличением ширины русла. На нижнем Дону такое снижение уровня на приплотинном участке реки в течение первых двух лет эксплуатации Цимлянского гидроузла при расходе 500...600 м<sup>3</sup>/с составило примерно 0,5 м.

Повышение устойчивости русла в нижнем бьефе связано, во-первых, с тем, что размыв русла сопровождается укрупнением наносов (на Оби ниже Новосибирского гидроузла за 20 лет эксплуатации гидроузла средний диаметр донных отложений увеличился в 1,5–2 раза); во-вторых, размыв дна приводит к уменьшению продольно-

го уклона (на приплотинном участке Новосибирского гидроузла они снизились с 0,092 до 0,064‰).

Размывы берегов в нижнем бьефе гидроузлов проявляются, если они сложены относительно легко размываемыми отложениями, тогда как русло подстилается прочными скальными, полускальными, глинистыми грунтами или формирующейся на дне отмошкой, препятствующей его углублению. В этих условиях дефицит наносов в потоке компенсируется за счет размыва берегов. Благодаря им в нижнем бьефе Новосибирского гидроузла на расстоянии 1...7 км от плотины правый берег отступил от 100 до 450 м, левый — от 20 до 260 м; при этом отметки дна после смыва аллювиальных отложений сохраняются неизменными. В результате площадь сечения русла возросла в 2,7–3,2 раза. Объем наносов, поступивших в поток от размыва берегов, превысил объем отложений в зоне аккумуляции наносов ниже по течению на 40%. Активизации размывов берегов способствует неустановившееся движение потока, особенно на приплотинном участке, где сказывается влияние суточных волн попусков.

На *четвертой стадии процесса* основным фактором снижения уровней является глубинная эрозия, зона действия которой постепенно удлиняется (табл. 9.6). Скорость снижения отметок водной поверхности на приплотинном участке примерно в 2 раза меньше, чем в предыдущую стадию, так как трансформация формы сечения русла на перекатах заканчивается и не влияет на дальнейшее снижение уровня.

Таблица 9.6

**Трансгрессивная глубинная эрозия и темпы понижения уровня воды в нижних бьефах гидроузлов (по Б.Г. Федорову)**

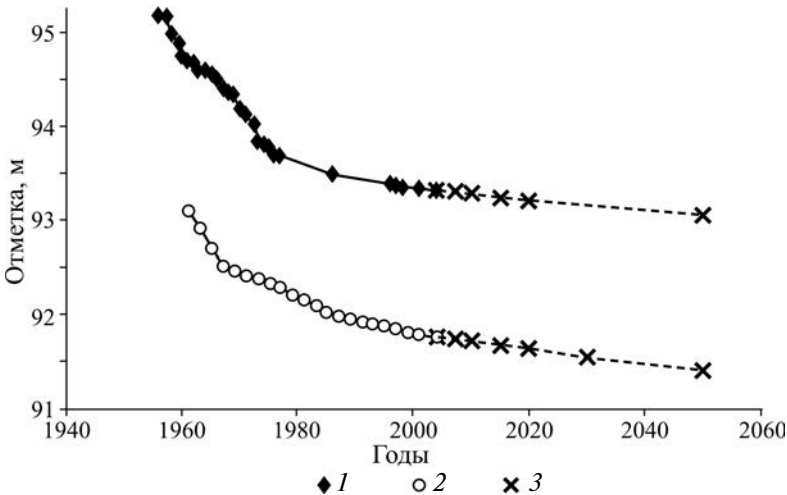
Река, гидроузел	Годы наблюдений	Скорость распространения фронта трансгрессивной эрозии, км/год	Скорость понижения уровня воды в створе гидроузла, см/год
Волга, Рыбинский	1939–1952	15	10
Волга, Горьковский	1955–1961	6...7	3
Дон, Цимлянский	1950–1967	10...12	8...10
Обь, Новосибирский	1959–1968	6...7	10
Сырдарья, Фархадский	1950–1955	25	12
Теджен, Первый Тедженский	1950–1957	20...30	50...70
Колорадо, Гувер	1935–1949	30	20

Б.Г. Федоров для определения понижения (посадки) уровней на реке с аллювиальным ложем предложил эмпирическую формулу:

$$h_{\text{пос}} = k \frac{Q_{\text{ср}}}{b_p} I, \quad (9.20)$$

где  $k$  — коэффициент, для третьей стадии  $k = 0,75$ , для четвертой  $k = 0,5 \dots 0,35$ ;  $Q_{\text{ср}}$  — среднемноголетний расход воды,  $\text{м}^3/\text{с}$ ;  $b_p$  — ширина русла, м;  $I$  — средний уклон водной поверхности на участке нижнего бьефа, ‰.

Посадка уровней в нижнем бьефе гидроузлов — наиболее яркий признак трансформации русла, происходящий под влиянием врезания реки, расширения и увеличения полноты его сечения, — со временем приобретает практически незатухающий характер, хотя темпы ее снижаются в несколько раз (рис. 9.8). Это связано с прекращением размывов на приплотинном участке из-за обнажения на дне коренных пород или формирования отмостки. В этих условиях глубинная эрозия, постепенно распространяясь вниз по течению и проявляясь в понижении уровней и отметок дна, вызывает посадку уровней и выше по течению, на приплотинном участке, где врезание уже не происходит, т.е. смещение глубинной эрозии вниз по реке сопровождается регрессивным распространением посадки уровней вплоть до плотины, где при неизменности отметок дна происходит уменьшение глубины русла.



**Рис. 9.8.** Посадка уровней и ее прогноз в нижнем бьефе Новосибирского гидроузла на р. Обь дна расхода  $1300 \text{ м}^3/\text{с}$   
 1 — г.п. нижний бьеф; 2 — г.п. Новосибирск; 3 — прогноз  
 (по К.М. Берковичу)

Распространение глубинной эрозии по длине нижнего бьефа и образующейся перед ее фронтом волны аккумуляции наносов по мере продвижения вниз по течению становится менее выраженным и распадается на несколько следующих друг за другом участков врезания и аккумуляции наносов. На Оби выделяются последовательно: участок размыва длиной 60 км от плотины, где по прошествии 50–60 лет средняя интенсивность размыва составляет 7 тыс. м<sup>3</sup> в год на 1 км русла; участок длиной 20 км, где преобладает отложение наносов в 9 тыс. м<sup>3</sup> в год на 1 км; участок 80...100 км от плотины со средней интенсивностью размыва 12 тыс. м<sup>3</sup> в год на 1 км русла. Первый участок включает в себя зону размыва на приплотинном участке, распространения глубинной эрозии и размывов берегов вниз по течению. Поступившие в поток руслообразующие наносы превышают транспортирующую способность потока и аккумулируются, создавая 20-километровый участок аккумуляции. Это создает дефицит наносов ниже по течению, размыв русла и формирование второй волны аккумуляции наносов.

На *пятой стадии процесса* происходит затухание глубинной эрозии, заканчивающееся относительной стабилизацией продольного профиля, которая наступает в результате уменьшения местного уклона реки и достижения сбалансированного состояния, когда поступление наносов из водохранилища и притоков исключает возможность дальнейшего углубления дна. Считается, что на равнинных реках эта стадия наступает, по ориентировочным подсчетам, примерно через 80–100 лет.

Глубина врезания русла ограничивается мощностью рыхлой толщи отложений, слагающих ложе реки. На некоторых гидроузлах она была небольшой, и размыв дна сказался лишь в небольшом снижении уровней (нижние бьефы Красноярского и Саяно-Шушенского гидроузлов на Енисее и др.). Неравномерность гранулометрического состава рыхлой толщи также является важным фактором, влияющим на ход размыва; укрупнение состава наносов приводит к образованию аллювиальной отмостки, приостанавливающей дальнейший размыв. Это обстоятельство учтено в формуле В.С. Лапшенкова (9.13). С.Т. Алтунин для определения условий прекращения размыва предложил эмпирическую зависимость:

$$I_{кр} = kI_0, \quad (9.21)$$

где  $k$  — коэффициент, величина которого зависит от состава руслообразующих наносов:  $k = 0,7...0,9$  для рек с галечно-валунным руслом;  $k = 0,6...0,7$  для рек с гравелистым руслом;  $k = 0,4...0,5$  для рек с песчаным руслом;  $I_0$  — уклон реки в незарегулированном состоянии;  $I_{кр}$  — критический уклон, соответствующий прекращению размыва.



Предельную отметку, к которой асимптотически приближается уровень воды в нижнем бьефе (если все остальные условия благоприятны для развития глубинной эрозии), определяет общий или местный базис эрозии. К последним в нижних бьефах относятся узлы слияния с крупными притоками, а также выходы твердых пород в русле. Притоки, впадающие в реку ниже плотины, в половодье могут вызвать значительный подпор течения главной реки и этим задержать развитие глубинной эрозии. Таково, например, влияние подпора Волги Окой в нижнем бьефе Нижегородского гидроузла. Наносы, поступающие из притоков в период половодья на них, аккумулируются непосредственно ниже узлов слияния и также являются фактором, замедляющим глубинную эрозию. В наибольшей степени влияние притоков проявляется в первые годы после постройки гидроузлов, когда процесс эрозии в низовьях притока развивается особенно интенсивно. Так, в 1952–1953 гг. в русло Дона из Северного Донца было вынесено несколько миллионов тонн наносов, в результате чего пришлось даже временно приостановить судходство.

Скальные гряды и пороги на нижележащих участках реки не останавливают глубинную эрозию, но стабилизируют отметки уровня в тех местах, где они находятся. Осветленный поток, проходя через гряду или порог плотины, продолжает свою эрозионную работу и ниже этих выступов на дне, образующих местные базисы эрозии. Поэтому высота последних над уровнем дна постепенно возрастает, на скальных выступах увеличивается перепад продольного профиля водной поверхности, возрастают скорости и происходит дополнительная посадка уровней.

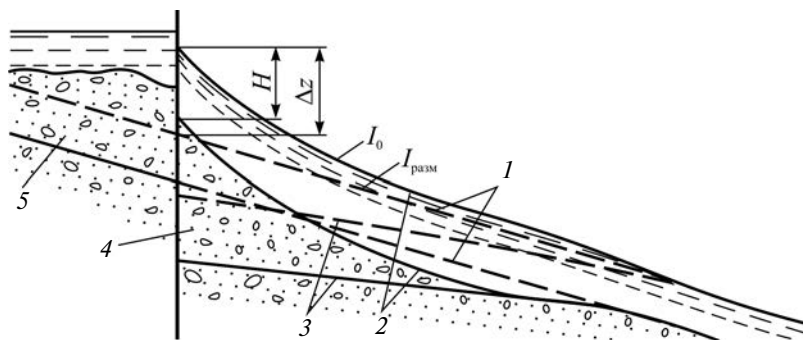
Когда водохранилище заполнится наносами настолько, что в нижний бьеф будет поступать транзитный сток руслообразующих наносов, здесь начнется систематическая аккумуляция вплоть до достижения нового стабильного состояния. В.С. Лапшенков предложил расчетную схему занесения нижнего бьефа при заполнении наносами водохранилища (рис. 9.9). Уклон водной поверхности при занесении наносами нижнего бьефа  $I_0$  определяется в зависимости от состава донных наносов  $d_{95}$  и руслоформирующего расхода воды в условиях регулирования стока и с учетом водозабора  $Q_{\text{пер}}$  :

$$I_0 = 0,000315 \frac{d_{95}^{0,92}}{Q_{\text{ф}} - Q_{\text{пер}}} . \quad (9.22)$$

Средний уклон при занесении нижнего бьефа

$$I_{\text{ср}} = 0,5(I_0 + I_{\text{разм}}) , \quad (9.23)$$

где  $I_{\text{разм}}$  — средний уклон русла в нижнем бьефе в результате его размыва.



**Рис. 9.9.** Расчетная схема аккумуляции наносов в нижнем бьефе водохранилища при его занесении:

- 1 — уровень воды и дно в бытовом состоянии; 2 — уровень воды и дно в процессе занесения; 3 — наинизшее положение уровня воды и дна в результате общего размыва; 4 — занесение нижнего бьефа; 5 — занесение водохранилища.

Обозначения индексов в тексте  
(по В.С. Лапшенкову)

Задавшись повышением уровня  $\Delta z$ , легко определить длину участка занесения:

$$l_{\text{ср}} = \frac{\Delta z}{I_0 - I_{\text{ср}}}, \quad (9.24)$$

а зная морфометрические характеристики русла — и объем занесения.

Врезание русла в нижнем бьефе (или аккумуляция наносов после заполнения наносов водохранилища) сопровождается горизонтальными деформациями и трансформацией русла вплоть до изменения морфодинамического типа русла. Общим фоном для их развития в условиях регулирования стока является общее увеличение устойчивости русла. Повышению его стабильности способствует также снижение внутригодовой неравномерности стока. Однако на приплотинном участке, как было показано ранее, это происходит при одновременной активизации размывов берегов как следствие частичной реализации за их счет транспортирующей способности потока, особенно при формировании отмычки или экспонировании на дне коренных трудноразмываемых пород.

Наибольшие изменения в нижних бьефах происходят на реках, разветвленных на рукава. Для них характерно отмирание второстепенных рукавов, так как под воздействием глубинной эрозии более интенсивно углубляются рукава с большей пропускной спо-

собностью. Подобная трансформация разветвленного русла происходит непосредственно ниже плотины и охватывает весь участок размыва русла до первой зоны аккумуляции наносов. На приплотинном участке Оби русло стало прямолинейным, неразветвленным; ниже по течению произошло превращение сопряженных разветвлений в извилистое, в котором шпоры пологих излучин представлены причленившимися к берегам островами. На остальном протяжении нижнего бьефа разветвленность русла сохраняется, приобретая новые черты. Уменьшение величины руслоформирующего расхода и сосредоточение основного потока в одном из рукавов сопровождается образованием в пределах последнего осередков, которые, зарастая, превращаются в острова, формируя новую систему разветвлений, характеризующуюся меньшими параметрами по сравнению с руслом в бытовом состоянии. Например, на Оби, ниже Новосибирского гидроузла, начиная с первого участка аккумуляции наносов (60...80 км от плотины) и далее вниз по течению, длина отдельных узлов разветвления уменьшилась с 10...12 до 2...4 км, а радиусы кривизны главного течения реки между островами — с 2,1 до 1,7 км. Формирование новых островов сопровождается временным усилением размывов берегов. Кроме того, наблюдается быстрое развитие молодой низкой поймы в узлах разветвления и слияния рукавов, а также во второстепенных рукавах, причем зарастание осередков происходит на более низких уровнях, чем это было в естественном состоянии, что связано со снижением максимальных уровней в многоводную фазу режима.

На меандрирующих реках в нижних бьефах происходит изменение параметров излучин, формы которых постепенно приспосабливаются к новым гидравлическим условиям. Уменьшение радиусов кривизны излучин сопровождается временной интенсификацией размывов берегов. По наблюдениям А.В. Серебрякова, на Дону в нижнем бьефе Цимлянского гидроузла скорость отступления пойменных берегов возросла в отдельные годы до 20...25 м/год, тогда как в бытовых условиях она была от 2 до 10 м/год. С удалением от плотины интенсивность размыва берегов постепенно ослабевает. По мере приспособления русла к новым условиям при зарегулированном стоке темпы русловых переформирований благодаря повышению устойчивости русла становятся меньшими по сравнению с бытовыми условиями.

Прямолинейное неразветвленное русло в нижнем бьефе наиболее подвержено деформациям на участках аккумуляции наносов, где в обмелевшем русле образуются многочисленные побочни и осередки, обсыхающие в межень, среди которых рассредотачивается поток.

## 9.4. Учет русловых процессов при водно-транспортном использовании рек

Л.И. Мечников в своей книге «Цивилизация и великие исторические реки» писал, что река, которая составляет непобедимое препятствие для некультурного народа, становится средством сообщения у народа культурного. Однако на протяжении веков происходило пассивное приспособление средств передвижения (ладьи, карбаса, лодки) к рекам. Лишь с середины XIX в., когда речной флот стал переводиться на паровую тягу, потребовалось выполнение мероприятий по улучшению условий судоходства посредством углубления мелководных участков — перекаатов и выбора оптимального положения фарватера, а затем и обеспечения устойчивости судовых ходов. Решение этих задач определялось уже знанием руслового режима рек, факторов и форм проявления русловых процессов, изучение которых привело к возникновению самой теории русловых процессов, разработке методов регулирования русел. Регулирование русел рек для улучшения условий судоходства, связанное со строительством сооружений, влияющих на структуру потока и движение наносов, благодаря чему достигается увеличение глубин, называется *выправлением рек*. Углубление русел посредством удаления наносов с судового хода механическими средствами называется *землечерпание*. Оба вида работ, приводящие к увеличению глубин на мелководных участках рек, вместе составляют *дноуглубление*. Такой подход является эффективным при условии согласования приемов дноуглубления русел с русловым режимом рек, т.е. при максимальном использовании руслоформирующей деятельности речного потока. Правильный выбор трассы фарватера, установление сроков и методов работ, устойчивость глубин на судовых ходах во многом зависят от того, в какой мере дноуглубление соответствует русловому режиму реки, прохождению руслоформирующих расходов, стадии развития формы русла или руслового рельефа. Глубины, которые должны быть обеспечены методами землечерпания (разработкой прорезей на перекаатах) или выправления в течение навигации, в том числе в мелководный период, называются *гарантированными*.

Используя руслоформирующую работу самой реки, можно добиться роста гарантированных глубин. Это определяет техническую, экономическую и экологическую эффективность дноуглубления, приводит к снижению объемов землечерпания, а со временем их сокращению на фоне роста гарантированных глубин и повышению устойчивости фарватера.

Дноуглубительные работы на перекаатах, как правило, не приводят к понижению уровней воды, что отличает их от разработки русловых

карьеров стройматериалов. Это связано с тем, что они не связаны с безвозвратным изъятием аллювия из русел, не нарушают стока наносов, а размеры прорезей существенно или несоизмеримо меньше ширины русла и его глубины в пределах плесовых лощин. Перемещение грунта, извлеченного из прорезей, и складирование его на отмелье части русла для наращивания их отметок или в виде намывных грунтовых сооружений, в истоки или устья боковых рукавов обеспечивают стеснение русла, компенсирующее возможное снижение уровня. Капитальные прорези по отторжению побочней, разработке ранее относительно маловодных рукавов, спрямлению излучин сопровождаются обмелением (отмиранием) отчлененных частей русла, что также способствует быстрому восстановлению уровней воды.

Временное снижение уровней после проведения дноуглубительных работ обычно полностью нейтрализуется в пределах вышерасположенной плесовой лощины или плесового участка и, как правило, выклинивается к следующему перекаату. Поэтому на гидрологических постах понижение уровней, связанное с дноуглублением, не фиксируется.

**Дноуглубление.** Дноуглубление методами *землечерпания* производится для увеличения глубины и ширины судового хода землесосами на песчаных реках, черпаковыми земснарядами и кранами на галечно-валунных реках и реках со скальным ложем. Прорези разрабатываются на перекатах или группах перекаатов, являющихся затруднительными для судоходства. Дноуглубление выполняется для коренного улучшения условий судоходства (разработка *капитальных прорезей*) или является эксплуатационным (*эксплуатационные прорези*). В первом случае для его обоснования требуется изучение русловых процессов на участке реки, охватывающем несколько форм русла (излучин, разветвлений) и группу перекаатов, взаимосвязанных в своем развитии, выявление современных тенденций деформаций и прогноз развития русла. Разработка капитальных прорезей обычно сопровождается возведением выправительных сооружений (дамб) из грунта, извлеченного из них, и заключается в частичном или полном отторжении от берегов побочней, углублении ранее несудоходных протоков и рукавов, спрямлении излучин. Нередко такие прорези выполняются с переуглублением на 80...100 см по отношению к проектному дну, что обеспечивает повышение их устойчивости и снижение заносимости, так как наносы, поступающие на перекаат, проходят транзитом.

Эксплуатационные прорези разрабатываются непосредственно вдоль судового хода на отдельных перекатах в случае их обмеления на спаде половодья и в межень. Их трассирование основывается на знании сезонного режима перекаатов. Они носят временный харак-

тер, обеспечивая поддержание гарантированных глубин в маловодный (меженный) период и заносятся при прохождении паводков или в ближайшее половодье.

Выправление русел посредством разработки капитальных землечерпательных прорезей и использования извлеченного из них грунта для возведения струенаправляющих дамб, перекрытия рукавов, а также строительства сооружений из привозного материала (камни, бетонные плиты и др.) является *выборочным*. При этом длина участков выправления должна быть такой, чтобы они охватили все сопряженные в своем развитии русловые формы и таким образом было бы исключено возможное отрицательное воздействие выполненных работ на оставшиеся незатронутыми перекаты, узлы разветвления и т.д. Поэтому при выборочном выправлении протяженность участков, в пределах которых производится разработка капитальных прорезей и возведение сооружений, может быть значительной.

*Сплошное выправление* вносит большие изменения в жизнь реки как природного объекта и требует значительных капитальных вложений. При его выполнении прорези разрабатываются до средних глубин плесовых ложин, т.е. перекаты практически ликвидируются, а вдоль одного или обоих берегов возводятся выправительные сооружения; в результате русло практически превращается в канал, в котором достигнуты предельно возможные по гидравлическим условиям глубины, и их дальнейшее увеличение может быть только за счет еще большего стеснения русла. Такое выправление было осуществлено на реках Западной Европы (Рейн, Эльба, Одер и др.), на р. Миссисипи, естественный облик русел которых был полностью изменен. Длина Рейна сократилась на 35%, что вместе с противопаводковым обвалованием превратило участок реки длиной 350 км в канал трапецеидальной формы, ограниченный по обоим берегам дамбами. Это привело к общему размыву русла до 2 м и соответствующему понижению уровней воды.

**Шлюзование реки** — еще одно гидротехническое мероприятие для обеспечения благоприятных условий судоходства. Оно заключается в сооружении низконапорных плотин со шлюзами, иногда с судоходными подходными каналами. В результате подпора выше плотины уровень воды поднимается до необходимой высоты в каждом бьефе и обеспечивается глубина не менее заданной (проектной), одновременно увеличиваются ширина и радиус закругления судового хода.

Разработка капитальных землечерпательных прорезей и возведение выправительных сооружений (главным образом намывных, из грунта, извлекаемого из прорезей) при выборочном выправлении сопровождается коренным изменением русла, но в той или иной мере сказываются на русловом режиме рек, гидроморфометрических

и гидролого-морфологических характеристиках русла, упрощении структуры руслового рельефа. Наиболее существенными являются:

- *увеличение устойчивости русла* как следствие общего укрупнения руслообразующих наносов из-за разработки прорезей;
- *закрепление (стабилизация) форм русла в оптимальном для поддержания гарантированных глубин состоянии* благодаря использованию закономерностей развития русла данного типа и наметившихся тенденций естественных его переформирований;
- *увеличение пропускной способности русел и поперечного сечения русла* на перекатах вследствие увеличения максимальной и средней глубины, роста полноты живого сечения, т.е. отношения средней глубины к максимальной, уменьшения ширины русла и амплитуды глубин между плесами и перекатами;
- *сокращение длины отдельных перекатов и перекатных участков*, лимитирующих судоходство, и, как следствие, протяженности эксплуатационных прорезей;
- *изменение конфигурации побочней и осередков*, повышение их отметок благодаря складированию на них извлеченного из прорезей грунта, отсыпка новых форм из отвалов грунта;
- *частичная трансформация русла*, заключающаяся в упрощении его морфодинамического типа (отдельные звенья сопряженных разветвлений перестали существовать или вся система превратилась в ряд одиночных разветвлений, сопряженные и одиночные разветвления — в односторонние и т.д.).

Эффект дноуглубления проявляется в первую очередь на тех участках, где для этого имелись естественные гидравлические предпосылки. Участки рек, не имеющие подобных предпосылок, остаются затруднительными и сложными, и при росте гарантированных габаритов пути объемы землечерпания растут именно на них. Объясняется это тем, что на участках выправления русла осуществляется преимущественный транзит наносов, которые поступают на нижележащие участки, которые в результате мелеют и начинают требовать регулярного землечерпания.

Результат увеличения устойчивости русла — рост предельной глубины, которую можно достичь без изменения уровенного режима. На реках с песчаным руслом поток сохраняет способность регулировать гидравлические сопротивления; поэтому с ростом устойчивости русла предельная глубина увеличивается. Но, если русло устойчиво из-за высокой крупности наносов (галечное и галечно-валунное), которые перестают двигаться при снижении уровней, а перекаты превращаются в неразмываемые водосливы с широким порогом, увеличение глубины сопровождается посадкой уровней. Это ограничивает дноуглубление или вызывает необходимость строительства стесняющих поток компенсационных выправительных сооружений.

Реки, на которых выполнены выправительные и дноуглубительные работы и созданы современные судоходные трассы, требуют постоянного контроля состояния своих русел и выполнения регулярных ремонтно-восстановительных и эксплуатационных землечерпательных работ, учитывающих современные тенденции русловых переформирований, обеспечивающих сохранение достигнутых результатов. В противном случае, поскольку основные факторы русловых процессов, в частности сток наносов, остаются неизменными, начинается процесс *релаксации* — возвращения русел рек в свое исходное состояние. Это произошло на реках России с конца 80-х годов XX в., когда сначала резко сократилось, а затем во многих случаях прекратилось выполнение даже эксплуатационных землечерпательных работ. Однако полного восстановления морфологии русел, возвращения их к «дотехногенному» периоду (начало XX в.) не произошло. Релаксация сказывается в обмелении перекатов, снижении глубин, но тип русла и его морфологический облик практически не изменились, поскольку дноуглубление привело к необратимым изменениям в механизме русловых процессов. Необратимый характер приобрели стабилизация сопряженных разветвлений русла, участков русел рек вдоль ведущих коренных берегов, рукавов параллельно-рукавных разветвлений, спрямление излучин и т.д. Однако ниже таких участков или там, где нет использованных при дноуглублении естественных стабилизирующих факторов, обмеление русла и восстановление бытовых глубин происходит достаточно быстро.

Разнообразие условий руслоформирования определяет неодинаковый подход к коренному улучшению судоходных условий на разных реках и на основных реках даже одного бассейна, обуславливает применение различных методов дноуглубления и их сочетаний. Вместе с тем при всей специфике русловых процессов, вне зависимости от типа русла, направленности и темпов русловых переформирований, их местных особенностей улучшение условий судоходства и создание устойчивых водных путей основывается на нескольких общих принципах, изложенных в соответствующих руководствах: «Проектирование судовых ходов на свободных реках» (1964), «Руководство по проектированию коренного улучшения судоходных условий на затруднительных участках свободных рек» (1974), «Путевые работы на свободных реках» (1978).

1. Максимальное использование работы потока весеннего половодья, при прохождении которого происходят основные русловые деформации.

2. Применение в комплексе разработки дноуглубительных прорезей, намыва грунтовых выправительных сооружений, используя для этого извлекаемой из прорезей грунт с последующим креплением



ем их откосов, и возведение полузапруд, запруд и других тяжелых сооружений.

3. Подход к землечерпанию как к эффективному средству выправления русел рек, разработка капитальных прорезей с переуглублением по отношению к проектному дну и использование отвалов грунта для повышения их устойчивости.

4. Использование в качестве аналогов выправительных сооружений ведущих коренных и высоких пойменных берегов, вогнутостей (выбоин) и мысов в их конфигурации, побочней, осередков и островов как естественных форм, воздействующих на направленность работы речного потока.

5. Выполнение капитальных дноуглубительных работ на всем протяжении затруднительных для судоходства участков, в пределах которых все формы русла (излучины, разветвления) и руслового рельефа (перекаты) развиваются сопряженно.

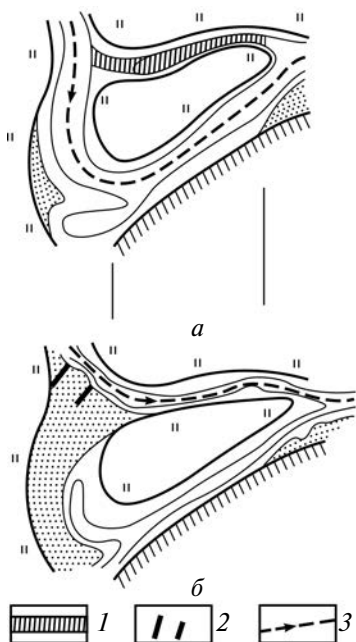
6. Во всех случаях следует опираться на выявленные закономерности развития русла, многлетний режим перекатов и перекатных участков, на прогнозе русловых переформирований.

**Меандрирующие реки.** На меандрирующих реках радикальным способом улучшения условий судоходства является спрямление развитых и крутых излучин посредством разработки искусственного канала через их шпоры с использованием пересекающих их естественных ложбин. Эти работы могут осуществляться, если кривизна излучин превысила критическую величину (отношение длины русла к шагу излучин  $l/L > 1,4$ ), а руслоформирующие расходы при затопленной пойме. Спрямление крутых сегментных и петлеобразных излучин можно осуществлять вне зависимости от условий прохождения  $Q_{\text{ф}}$ . Разработанный канал через шпору излучины со временем расширяется, углубляется вследствие саморазмыва, забирая все большую долю стока воды (рис. 9.10).

Однако в целях улучшения условий судоходства, главным образом сокращения длины судового хода, спрямление излучин производится редко, так как экономически себя не оправдывают. Реализация проектов спрямления бывает возможна при заинтересованности других отраслей экономики: отвод реки от города из-за его разрушения при размыве вогнутого берега, понижение уровня воды для снижения риска возникновения наводнений и др.

Если спрямление излучин не производится, положение выправительной трассы согласовывается со скоростным полем потока и циркуляционными течениями в зависимости от стадии развития излучин. На пологих излучинах трасса судового хода должна располагаться в верхнем крыле вдоль выпуклого берега, в нижнем — вдоль вогнутого. Перевал фарватера от одного берега к другому происходит в районе вершины излучины, смещаясь вверх по течению по мере

увеличения ее кривизны. Соответственно располагаются землечерпательные прорезы и выправительные сооружения, закрепляющие побочни и повышающие их отметки.



**Рис. 9.10.** Спряменение Часовской излучины на р. Вычегде посредством разработки прорези в развивающейся протоке через ее шпору и изменение положения фарватера: *a* — до спрямления (1946 г.); *б* — после спрямления (1965 г.); 1 — капитальная прорезь; 2 — дамба; 3 — положения судового хода

На крутых, особенно петлеобразных излучинах судовой ход прижимается к вогнутому берегу практически по всей их длине, перевал фарватера от одного берега к другому должен находиться в месте перегиба русла между соседними излучинами, причем положение прорези согласовывается с режимом находящегося здесь переката: в верхнем положении, т.е. возле верхнего побочня, если перекат характеризуется развитой затонской частью, в нижнем положении — на «хороших» перекатах, без затонских частей. На излучинах, где нарушено условие безотрывного обтекания потоком вогнутого берега судовой ход предпочтительнее располагать у выпуклого берега, а отвалы грунта, извлеченного из прорезей, укладывать в зонах отрыва потока у вогнутого берега; их можно перекрывать также сооружением поперечных шпор. Применение таких приемов особенно характерно для крутых вынужденных излучин, у которых вогнутый берег в нижнем крыле является коренным.

Укрепление размываемых участков берегов на излучинах практически ликвидирует одну из главных причин сезонного наращивания

гребней перекаатов, так как резко сокращается поступление в реку продуктов размыва пойменных берегов. Наряду с берегоукрепительными сооружениями, опоясывающими весь подмываемый берег, ниже их устанавливаются ряды полузапруд или струенаправляющие дамбы, продолжающие линии ведущих берегов. В большинстве случаев этот метод применяется одновременно с землечерпанием.

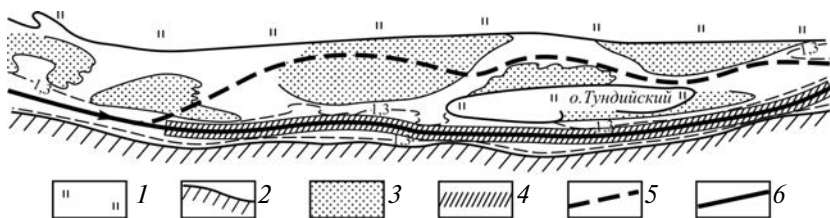
**Реки с прямолинейным неразветвленным руслом.** На участках таких рек основным методом регулирования является использование *правилы «ведущего берега»*, согласно которому с помощью землечерпательных прорезей осуществляется перевод судового хода к высокому ведущему берегу. При применении этого метода высокий берег заменяет выправительные сооружения, а надобность в установке сооружений у противоположного пойменного берега возникает лишь в местных расширениях русла или для выравнивания линии высокого берега при его неровных очертаниях. Отвалы грунта используются для повышения отметок прирусловых отмелей в противоположной (припойменной) части русла или возведения здесь полузапруд.

Ограничением для расположения трассы вдоль коренного берега может быть неровная его линия в плане, выходы вдоль него трудно размываемых пород, каменистые (валунные) высыпки, наличие скальных гряд и мысов. В этих случаях закрепление судового хода осуществляется благодаря максимальному использованию направляющего воздействия на поток выступов (мысов) коренного берега: трассированием прорези на перевале к пойменному берегу по направлению плеча коренного берега и возведением продольного сооружения на его продолжении; часть русла, примыкающую к коренному берегу, иногда следует перекрывать дамбами. Если влияние выступов и мысов ведущего берега сказывается не более чем на 1/3 ширины русла, но в их скоростной тени формируются побочни, последние следует своевременно отрезать прорезями, пока они не разрослись настолько, что, огибая их, фарватер подошел к противоположному пойменному берегу.

Правило «ведущего берега» можно применять в русле с двухсторонней поймой, где роль ведущего берега выполняют высокие пойменные яры, особенно если они глинистые, на бровке яра растет густой лес, а руслоформирующие расходы проходят до выхода воды на пойму. Его можно распространять на разветвленные русла, если рукава располагаются возле высоких берегов (рис. 9.11).

При отсутствии ведущего берега и шахматном расположении побочней улучшение условий судоходства достигается их закреплением и разработкой на перекатах переуглубленных прорезей, затрассированных в оптимальном для каждого переката положении. Благодаря этому создается пологоизвилистая трасса, устойчивости глубин на которой способствуют созданное поле скоростей и циркуляционные

течения. Время разработки прорезей на перекатах должно быть согласовано с режимом этих перекатов и уровнями прохождения руслоформирующих расходов воды разных интервалов. Последнее особенно важно при строительстве выправительных сооружений, отметки гребней которых должны согласовываться с уровнями, отвечающими руслоформирующему расходу. Для сооружений межениго регулирования за расчетное значение  $Q_{\text{ф}}$  принимается нижний интервал, а для сооружений весеннего регулирования в зависимости от их назначения — средний интервал или, при наличии верхнего интервала, соответствующего затоплению поймы, уровень бровок пойменных берегов.



**Рис. 9.11.** Использование правила ведущего берега при разработке капитальных прорезей на р. Вытегда:  
 1 — пойма; 2 — коренной берег; 3 — прирусловые отмели; 4 — прорезь;  
 5, 6 — положения судового хода до разработки прорези и после разработки прорези соответственно

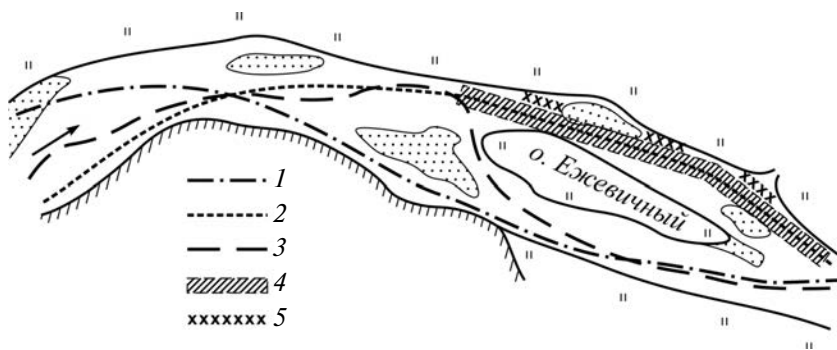
**Реки, разветвленные на рукава.** На таких реках приемы дноуглубления разнообразны.

На участках русла с *одиночными разветвлениями* мероприятием, обеспечивающим сохранение удовлетворительного состояния глубин, является заблаговременное отторжение побочной перекатов, надвигающихся на заход в судоходный рукав, когда они располагаются на таком расстоянии от истоков рукавов, при котором перераспределение стока еще не происходит. В противном случае резко увеличиваются объемы землечерпательных работ, либо приходится осваивать несудоходный рукав. Если такая работа экономически не оправдана, судовой ход может быть своевременно переведен в развивающийся рукав. В обоих случаях важно определить общую тенденцию развития узла разветвления и периодичность надвижения побочной.

Перераспределение расходов воды в одиночных узлах разветвления может быть вызвано увеличением кривизны судоходного рукава, когда  $l_p = 1,4L$  ( $l_p$  — длина русла по излучине рукава,  $L$  — шаг разветвления). В этом случае целесообразно судовой ход перенести в более

прямой рукав. Сроки разработки капитальной прорези вдоль спрямляющего рукава определяются по времени достижения критических соотношений между  $l_p$  и  $L$ , однако выполнение работ можно начинать заблаговременно, чтобы не допускать резкого ухудшения условий судоходства по существующей трассе.

Если разветвление находится ниже плеча ведущего берега, следует учитывать его направляющее влияние на поток. При расположении судового хода возле коренного берега выше по течению судовый ход после разработки прорезей должен быть проложен в рукаве в пойменных берегах; воздействие на поток плеча коренного берега может быть закреплено продольной дамбой, возведенной на его продолжении и частично перекрывающей заход в рукав возле этого берега (рис. 9.12). Если влияние плеча на поток ослабевает, возможна разработка прорезей в рукаве вдоль коренного берега и перемещение в него судового хода.



**Рис. 9.12.** Выправление одиночного разветвления русла р. Обь с использованием направляющего воздействия плеча коренного берега. Положения судового хода: 1 — в 40-е годы XX в.; 2 — в начале 60-х годов XX в. (до выправления); 3 — в 1970-е годы XX в. (после выправления); 4 — капитальная прорезь; 5 — отвалы грунта при землечерпании

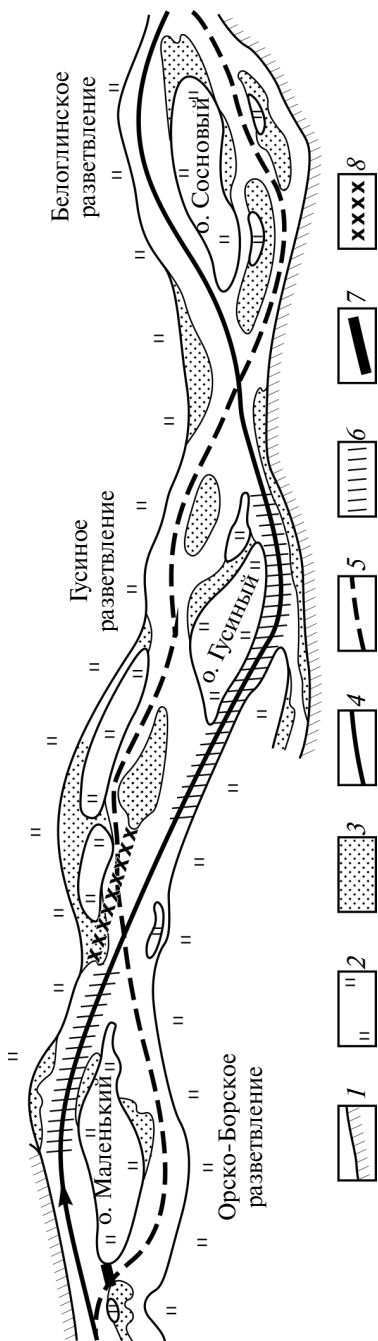
На участках *сопряженных разветвлений* русел трасса судового хода должна последовательно располагаться в рукавах, проходящих то у одного, то у другого берега (*правило «восьмерки»*). Это позволяет значительно уменьшить влияние побочней, надвигающихся на истоки рукавов, ограничить отток воды в несудоходные рукава, в максимальной степени использовать направляющее воздействие ведущих берегов и обеспечить пологий перевал фарватера из рукава возле одного берега в другой у противоположного берега ниже по течению. При таком подходе перекаты, формирующиеся в местах сопряжений

рукавов, требуют выполнения дноуглубительных работ в сравнительно небольших объемах. При обосновании трассы участок русла необходимо рассматривать на всем протяжении сопряженных разветвлений вплоть до тех мест, где цепочки островов или островных массивов, вытянутых посередине реки, обрываются и русло приобретает иной морфологический облик (рис. 9.13).

Для коренного улучшения условий судоходства в начальном звене сопряженных разветвлений выбирается рукав, отличающийся наибольшей пропускной способностью и находящийся в стадии активизации. Такой рукав представляет собой нередко продолжение вышележащего плеса (плесовой ложины). Наиболее благоприятны для расположения судового хода рукава, проходящие вдоль коренного берега, поскольку в этом случае возможно закрепление и стабилизация трассы судового хода во всей системе сопряженных рукавов. Если же заход в такой рукав в начальном звене системы располагается ниже мыса, отклоняющего поток к противоположному берегу, предпочтение следует отдавать рукаву, проходящему в пойменных берегах. Другим возможным ограничением использования рукавов возле коренных берегов являются плотные коренные породы, подстилающие их русло на отметках выше проектного дна или выходы скальных гряд. Данные ограничения могут возникнуть и в других (промежуточных) звеньях сопряженных разветвлений; в таких случаях намечать трассу судового хода по правилу «восьмерки» следует таким образом, чтобы эти рукава оказались вне транзита. С другой стороны, разработка прорези в плотных коренных грунтах подстилающих русла рукавов, особенно в начальном звене, способствует общему закреплению трассы судового хода.

Выбор рукава в начальном (верхнем) звене системы влияет на расположение трассы на нижележащих участках русла. Поэтому работы по реализации проекта коренного улучшения судоходной трассы следует вести сверху вниз по течению. Необходимо учитывать, что в естественных условиях перераспределение стока в каждом нижележащем звене сопряженных разветвлений задерживается по сравнению с вышележащим на несколько лет.

На участке с *параллельно-рукавными разветвлениями* судоходная трасса должна располагаться на всем его протяжении в рукавах, проходящих вдоль одного и того же берега. При этом короткие протоки между островами посередине русла следует перекрывать отвалами грунта, извлекаемыми из прорезей. Это позволяет оставить вне судового хода зону аккумуляции наносов между островами посередине русла. Выбор того или иного рукава для расположения трассы судового хода определяется устойчивостью их русла, вторичной разветвленностью, условиями поступления в них влекомых (донных) наносов, характером берегов и т.д.



**Рис. 9.13.** Схема выправления русла р. Обь и закрепление трассы судового хода в Орско-Борском—Гусином—Белоглинском сопряженных разветвлениях:

- 1 — террасовые и коренные берега; 2 — пойма; 3 — прирусловые отмели; 4, 5 — положения судового хода после выправления и до выправления соответственно; 6 — капитальная дноуглубительная прорезь; 7 — дамба; 8 — отвалы грунта в виде струенаправляющих сооружений

Если обеспечить устойчивость трассы судового хода в рукавах вдоль одного из берегов по тем или иным причинам невозможно, например из-за необходимости поддержания подходов водного пути к населенным пунктам на противоположных берегах, ее следует закреплять на перевале в верхнем положении (вдоль ухвостьев островов). Этого можно достичь благодаря своевременному отторжению развивающихся здесь кос, искривляющих фарватер, и максимальному использованию направляющего воздействия на поток выбоин и мысов ведущих берегов; последние можно усиливать возведением на их продолжении струенаправляющих дамб из грунта, извлекаемого из прорезей.

На участках с *чередующимися односторонними разветвлениями* трасса судового хода пологими изгибами перемещается от одного берега к другому подобно пологим сегментным излучинам. Но ее отличает неустойчивость из-за отвлечения части стока в протоки и рукава среди островов, образующих нижнее звено, и впадение рукавов и проток со стороны верхнего звена. В связи с этим требуются дополнительные мероприятия для закрепления прорезей (возведение продольных дамб, перекрытие несудоходных проток между островами и т.д.). При этом принципы трассирования прорезей и расположения струенаправляющих сооружений в общем такие же, как и на перевалах судового хода между рукавами параллельно-рукавных разветвлений: максимальная подрезка (или отторжение) кос в ухвостьях островов и использование выступов и мысов ведущих берегов.

В *разветвлениях, образующихся при слиянии рек*, расположение трассы судового хода согласуется с условиями переменного подпора и его соотношением с прохождением руслоформирующих расходов воды. Если они совпадают, то прорези следует трассировать в рукаве, образующем длинное слияние, а в других, в том числе образующим короткое слияние (вдоль стрелки), располагать отвалы грунта. На это накладывается удлинение кос от раздельной стрелки и, как следствие, общее смещение узла слияния вниз по течению, а затем прорыв ее в корневой части. При удлинении стрелки и одновременном подпоре начинают развиваться боковые рукава, в один из которых может переместиться главное течение реки. Наиболее целесообразным в подобной ситуации является периодическое спрямление стрелки, не допуская избыточного ее смещения вниз.

Если подпорные условия чередуются с бесподпорными, можно периодически разрабатывать крайние рукава, образующие короткое и длинное слияние. Так на Лене в узле слияния с Алданом трасса судового хода располагается в левом рукаве — протоке Турий взвоз в годы, когда Алдан подпирает Лену во время половодья, или в правом рукаве — Арбынской протоке — при обратном соотношении условий подпора.



На *перекатах, формирующихся на заходе в рукава или на их слиянии*, отличающихся периодическими смещениями судового хода в крайнее верхнее или крайнее нижнее положения, задачей выправления является закрепление судового хода в одном из них посредством разработки прорези и укладки грунта в виде продольного сооружения, перекрывающего ту часть русла, куда судового ход может переместиться при своем периодическом смещении. Крайнее верхнее положение трассы судового хода на перекатах является оптимальным, если оно поддерживается направляющим воздействием ведущих берегов. Закрепление этого положения может быть обеспечено сооружением продольной дамбы, продолжающей плечо ведущего берега. Если ведущий берег перед истоками рукава направляющего воздействия на поток не оказывает и в узле слияния находится устойчивая зона замедления течения, капитальные прорези должны быть затрассированы в крайнем нижнем положении с отвалами грунта на верхний побочень. Так как при этом создается значительная затонская часть переката, то для снижения заносимости судового хода и повышения его устойчивости следует производить переуглубление прорезей не менее, чем на 0,5...1,0 м ниже отметок проектного дна.

**Реки с галечно-валунным руслом.** На них дноуглубительные работы должны сопровождаться строительством выправительных сооружений, направленных на компенсацию «посадок» уровней и уменьшение возрастающих при этом объемов дноуглубления. Извлекаемый из прорезей грунт необходимо использовать для возведения выправительных сооружений, концентрирующих поток по трассе фарватера. Наиболее эффективными являются сооружения межженного регулирования, возводимые в целях стеснения потока при низких уровнях. Полузапруды и дамбы весеннего регулирования являются дорогостоящими и быстро разрушаются в половодье. Остановка движения наносов на спаде уровней может повлечь за собой обмеление судоходной трассы и привести к необходимости увеличения объемов дноуглубительных работ. Однако избыточное стеснение потока может привести к увеличению скоростей течения до величин, лимитирующих судоходство, а также вызвать ускоренный размыв дна на корыте переката и посадку уровня.

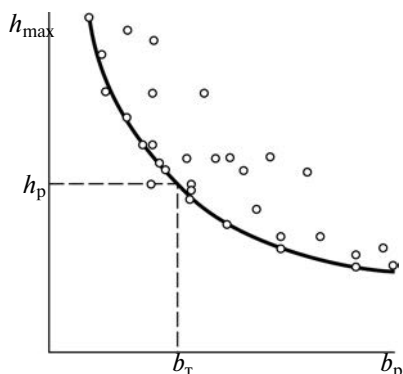
В ряде случаев прорези следует располагать в периферийных зонах русла, где не происходит массового движения наносов в половодье и паводки, в том числе — седловины перекатов с крутым изгибом динамической оси потока. При этом прорезь должна не только углубить судового ход, но и обеспечить сглаживание его поворотов. Подобный подход оправдывает себя главным образом на перекатах, сформировавшихся в местных расширениях врезанного русла, где их гребни представлены осередками.

На одиночных перекатах при разработке прорезей можно пренебрегать «посадкой» уровней и объемом размытого грунта при разрушении отмстки, так как это не скажется на выше- и нижележащих перекатах. Если перекаты располагаются сериями, то необходимо учитывать неблагоприятные последствия дноуглубления: уменьшение глубины за счет «посадки» уровней на вышележащем перекате и обмеление нижележащего из-за поступления на него продуктов размыва прорези.

В широкопойменном разветвленном галечно-валунном русле важен оптимальный выбор судоходного рукава. Таковым является рукав с относительно меньшей водностью, который обычно характеризуется большей глубиной, так как основной поток наносов устремляется в многоводный рукав.

**Гидравлически допустимые глубины на перекате.** Проведение капитальных дноуглубительных работ предусматривает оценку достижения максимально возможных глубин на перекатах, не вызывающих существенной «посадки» уровня. Такие глубины называются *гидравлически допустимыми*. Их определение позволяет дать оценку резервов увеличения глубин судового хода по отношению к существующим. При этом допустимой является посадка уровней, не превышающая точности их измерения при проведении промерных работ (0,1 м).

Разработан ряд расчетных методов определения *гидравлически допустимой глубины на перекатах*. Наиболее простым является использование по натурным данным связи между глубинами  $h$  и ширинами русла  $b_p$  при проектном уровне на перекатах в пределах морфологически однородных участков русла. На графиках связи  $h_{\max} = f(b_p)$  проводится нижняя огибающая поля точек (рис. 9.14), которая принимается за расчетную линию, поскольку при существующем состоянии русла и объемах дноуглубительных работ заданная глубина может быть обеспечена. При этом для участка реки гидравлически допустимой считается фактически наблюдаемая максимальная глубина на перекатах, не лимитирующая судоходство.



**Рис. 9.14.** График определения гидравлически допустимой глубины на перекатах по графику связи  $h_{\max} = f(b_p)$

К.В. Гришанин предложил оценивать сразу перекатный участок реки. При выполнении работ на каждом перекате наблюдается некоторая посадка уровней, но между перекатами уровень воды в большей или меньшей степени восстанавливается. Используя допустимое на всем участке уменьшение уклона, соответствующее понижению уровней на 10 см, вычисляется допустимая глубина. При этом К.В. Гришанин учитывает при определении гидравлически допустимой глубины  $h_{\text{доп}}$  различия в величине допустимого уменьшения уклона  $\delta I$  на реках с песчаным

$$h_{\text{доп}} = h_{\text{ср}} \left( 1 - \frac{\delta I}{I} \right)^{-\frac{3}{10}} \quad (9.25)$$

и галечно-валунным руслом

$$h_{\text{доп}} = h_{\text{ср}} \left( 1 - \frac{\delta I}{I} \right)^{-\frac{2}{3}}. \quad (9.26)$$

В первом случае уклон  $I$  меняется слабо и, соответственно, «посадка» уровня при углублении переката незначительна; во втором — уклон уменьшается сильно, что приводит к существенной «посадке» уровней. В результате на судоходных реках, имеющих песчаное русло, увеличение гарантированных глубин в 1,5–2 раза практически не сказывается на уровнях (или оно незначительно); на больших реках с галечно-валунным руслом двукратное увеличение глубины на перекатах вызывает снижение уровней более чем на 1,5 м. При определении гидравлически допустимых глубин судового хода должна также учитываться крупность галечно-валунных наносов (крупные валуны имеют в диаметре около 1 м). Они вызывают понижение расчетной величины глубины не менее чем на 20...40 см из-за выступов шероховатости (отдельных валунов).

В условиях **резкого снижения или полного прекращения выправительных и дноуглубительных работ** на первый план в решении задач обеспечения нормальных условий судоходства выдвигается своевременность переноса судового хода без разработки капитальных прорезей или выполнение эксплуатационного землечерпания в относительно небольших объемах, позволяющих сохранять удовлетворительные условия судоходства при установленных габаритах судовых ходов. Учет особенностей многолетнего и сезонного режимов перекатов, выявление стадии переформирования каждого из них, сопряженности деформации смежных перекатов и прогнозных оценок изменений самого русла (перераспределение стока в разветвлениях, искривление и спрямление излучин и т.д.) дают возможность оптимизировать расстановку земснарядов, максимально ис-

пользовать варьирование судоходной (главным образом, плавучей) обстановкой и минимизировать объемы необходимого землечерпания. От этого зависят расположение прорезей, определение времени их разработки, выполнение отдельных мероприятий, призванных не допустить возникновения аварийной для состояния судового хода ситуации.

Зная многолетний режим переформирований перекатов, следует закреплять оптимальное положение его корыта посредством периодической (иногда раз в несколько лет) разработки прорезей. Если же корыто сместилось в неблагоприятное для состояния глубин положение, то для его «возвращения» в наиболее выгодное положение следует разработать прорезь, выбрав на основе прогноза наиболее подходящий для этого момент. При неудачном сопряжении развития перекатов предпочтение следует отдать оптимальному положению корыта на верхнем перекате, так как здесь наносы аккумулируются в первую очередь. Путьевые работы на нижнем перекате при этом проводятся в зависимости от его сезонного режима. Во всех случаях планирование землечерпательных работ следует производить с учетом состояния глубин на перекате при повышенных уровнях, вероятности и степени его саморазмыва или, наоборот, обмеления. При надвижении на относительно стабильный перекат (на излучине русла, в узле разветвления и т.д.) смещающегося сверху подвижного переката основным мероприятием является профилактическое отторжение побочной, пока не произошло обмеление переката или развитие несудоходного рукава. Это мероприятие основывается на заблаговременном прогнозе смещения побочной. Такая мера может на длительный срок стабилизировать обстановку, снизить вероятность обмеления переката и снять вопрос о необходимости капитального дноуглубления.

Более сложен учет сезонного режима перекатов. Наиболее обычная его схема — аккумуляция наносов на перекате в половодье и размыв его корыта в межень. При этом намыв переката нередко приводит к тому, что разрывается по всей ширине переката не только изобата гарантированной глубины, но и нулевая изобата. Однако реальная глубина в это время может быть 3...5 м и более в самом мелком месте переката. Вопрос о том, нужно ли в таких условиях производить дноуглубление, зависит от сроков и степени размыва гребня на спаде половодья и в межень. На одних перекатах при уровнях, близких к проектному, глубина вследствие размыва становится больше гарантированной. В подобных случаях дноуглубительные работы выполнять нецелесообразно. На других перекатах размыв меньше, чем аккумуляция наносов в половодье, либо он не «успевает» за спадом уровней. Однако в многоводные годы (при повышенной водности меженного периода) дифференцированные глубины

на перекате могут превышать гарантированные (от проектного уровня), и тогда тоже нет необходимости в дноуглублении. В общем случае при неполном размыве гребня переката возможно два варианта путевых работ:

- 1) варьирование обстановкой, обозначающей на корыте переката ложбину, по которой выдерживается гарантированная глубина и которая меняет в течение навигации свое положение;

- 2) разработка эксплуатационных прорезей с учетом положения корыта переката в ходе многолетнего режима переформирований, минимальной длины мелководной перемычки, наибольшего уклона и возможного использования направляющего воздействия берегов.

Широкое использование реальных глубин при уровнях выше проектных дает возможность значительно сократить объемы дноуглубительных работ и более рационально использовать земснаряды, ставя их только на те перекаты, обмеление или недостаточный размыв которых к межени грозит срывом гарантированных глубин.

Учет водности важен не только при оценке сезонных, но и многолетних переформирований русла. В зависимости от режима перекатов в многоводные или маловодные годы либо усугубляются неблагоприятные для судоходства условия на перекатах, либо, наоборот, доминируют благоприятные условия. Поэтому оценку сезонного и многолетнего режимов перекатов следует производить на фоне анализа многолетних изменений уровней. Учет водности необходим также вследствие зависимости параметров русла, потока и судового хода от расходов воды: в частности, в многоводные годы предпочтительны те положения фарватера на перекате, которые имеют большие радиусы закругления, и наоборот.

Перекаты, гребни которых размываются или сохраняются неизменными в половодье, но намываются в межень, требуют эксплуатационного землечерпания в тот период, когда происходит их обмеление, причем трассирование прорезей должно производиться на основе анализа свежего планового материала (съемок русла). В большинстве своем каждый такой перекат достаточно индивидуален в своем режиме. В одних случаях прорези должны располагаться, соединяя по кратчайшему пути плесовые ложины, в других — там, где прослеживаются наибольшие глубины. Следует учитывать также циклические изменения корыта переката и глубин на нем, подобные многолетним, но происходящие в течение одной навигации или только ее маловодного периода.

Таким образом, при установленной гарантированной глубине на основе учета многолетнего и сезонного режимов перекатов можно оптимизировать использование землечерпательного флота и обеспечить их поддержание при минимуме дноуглубления на каждом перекате. Имея схемы переформирований перекатов и перекатных

участков, можно заблаговременно для разных складывающихся ситуаций предложить приемы, которые следует применять, в том числе превентивно, чтобы не допускать срыва глубин.

Вместе с тем важны прогнозные оценки глубин судового хода на перекатах в условиях релаксации русел при прекращении или сокращении дноуглубительных работ. Наряду с методом тенденций, основанном на экстраполяции изменения глубин во времени  $\Delta h = f(T)$ , можно воспользоваться формулой А.В. Кабанова:

$$h_{\text{тр}} = h_{\text{баз}} \pm \frac{\Delta H_{\text{меж}}}{\text{tg}\alpha}, \quad (9.27)$$

где  $h_{\text{тр}}$  — прогнозируемая транзитная глубина на перекате;  $h_{\text{баз}}$  — гарантированная глубина судового хода, установленная в 1991 г., принимаемая как базовая (после этого произошло ее снижение);  $\Delta H$  — прогнозируемые уровни воды относительно проектного уровня, устанавливаемые путем экстраполяции характеристик изменения уровней воды за многоводные и маловодные годы;  $\text{tg}\alpha$  — угол наклона связи  $h_{\text{тр}} = f(H_{\text{меж}})$  к оси абсцисс.

Степень обмеления перекатов определяется путем сравнения  $h_{\text{тр}}$  с минимальными бытовыми глубинами  $h_{\text{б}}$ :

$$h_{\text{б}} = A \left( \text{Л} Q_{\text{м}} \sqrt{\frac{g}{b_{\text{м}}}} \right), \quad (9.28)$$

где  $A$  — коэффициент, зависящий от коэффициента плеса Х.М. Полина (3.22);  $\text{Л}$  — число Лохтина;  $Q_{\text{м}}$  и  $b_{\text{м}}$  — расход воды и ширина русла в межень соответственно.

## 9.5. Русловые процессы при разработке карьеров стройматериалов

Разработка карьеров стройматериалов (песчано-гравийных и гравийно-галечных) из русел рек или на их поймах представляет один из самых мощных видов техногенных воздействий на русла и русловые процессы. Безвозвратное изъятие русловых отложений из русел рек, в том числе древнего аллювия, в объемах, превышающих сток наносов, сопровождается образованием искусственных выемок глубиной, нередко большей, чем глубина плесовых ложин, и шириной, равной ширине русла или составляющей ту или иную, часто значительную его часть.

Месторождения, на которых организуются *русловые карьеры*, относятся к категории месторождений простого геологического стро-

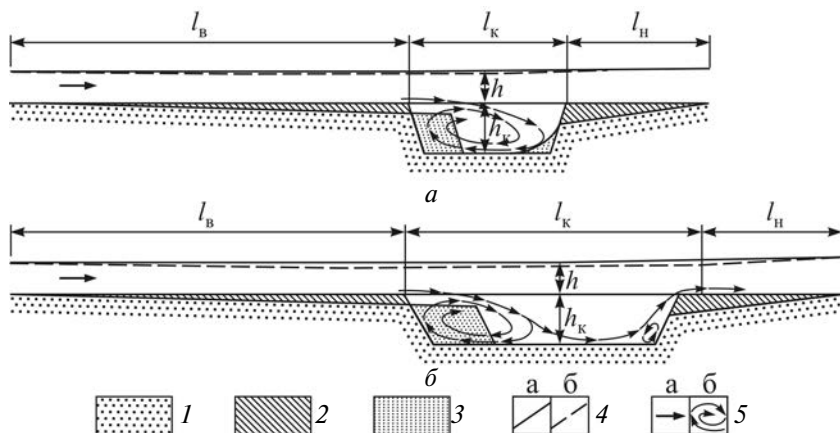
ения с ненарушенным или слабонарушенным залеганием, выдержанной мощностью, хорошей сортированностью аллювия, не содержащего нежелательных примесей и, соответственно, не требующего специальной обработки; на полугорных реках и реках с песчано-галечным и галечно-валунным составом отложений производится искусственная сортировка аллювия по крупности и дробление крупных фракций.

Карьеры на пойме создают новые крупные водоемы, несоизмеримо большие, чем естественные пойменные старичные озера, аккумулирующие часть стока воды в реке, снижающие ее водоносность ниже по течению и регулирующие сток в течение года. *Пойменные карьеры* разрабатываются на месторождениях сложного геологического строения с изменчивой мощностью полезной толщи, невыдержанным ее качеством; такие карьеры требуют проведения вскрышных работ, связанных с необходимостью удаления пойменной фации аллювия, почвы, растительности, сопровождаются потерей земельных угодий. Иногда пойменные карьеры разрабатывают для организации рыбопитомников, очистных сооружений (возле городов); отработанные карьеры, заполненные водой, нередко превращаются в объекты рекреационного освоения.

В зависимости от величины запасов песчано-гравийной смеси (ПГС) месторождения подразделяют на крупные (с запасом более 15,0 млн м<sup>3</sup>), средние (10...15 млн м<sup>3</sup>) и мелкие (до 10 млн м<sup>3</sup>). Месторождения, разрабатываемые в русле реки и не ограждаемые от него дамбами (для предотвращения неблагоприятных русловых деформаций), могут быть *возобновляемыми* из-за занесения карьеров руслообразующими наносами. Скорость восстановления запасов ПГС зависит от соотношения объемов ежегодного изъятия аллювия  $W_k$  и величины стока влекомых наносов  $W_G$ . Если разрабатываются древнеаллювиальные отложения, подстилающие русло, или карьер имеет большие размеры, а заполняющий карьер материал может иметь худшие качества, запасы ПГС будут *невозобновляемыми*, хотя со временем карьер будет полностью заполнен и морфологический облик русла восстановится. Невозобновляемыми являются также карьеры в периферических частях русла, отгороженные от него дамбами или разрабатываемые на приплотинных участках нижних бьефах гидроузлов.

**Русловые карьеры** располагаются в самом русле реки, его рукавах или пойменных протоках, на побочнях или в периферических частях русла. По размерам они могут быть малыми или большими. Критерием оценки размеров карьеров является соотношение их длины  $l_k$  и ширины русла  $b_p$ . У *малых карьеров*  $l_k \leq b_p$ , вследствие чего всю площадь их продольного сечения занимает водоворотная область, образующаяся между верховым и низовым откосами выемки

(рис. 9.15, *a*). В *больших карьерах*, у которых  $l_k > b_p$ , между водоворотной областью, образующейся за верховым откосом и занимающей до 30% длины карьера, и низовым откосом имеется область транзитного течения, причем непосредственно перед низовым откосом возникает еще одна небольшая водоворотная область (рис. 9.15, *б*). Для них же характерна глубина  $h_k > 5h$  ( $h$  — глубина русла).



**Рис. 9.15.** Классификация карьеров по их размерам и взаимодействию потока и русла в зоне их влияния:  
*a* — малые; *б* — большие; 1 — речные отложения; 2 — зоны размыва русла; 3 — зоны аккумуляции наносов; 4 — уровни воды в естественном русле (*a*), при наличии карьера (*б*); 5 — течения в карьере;  
 $l_v$  — длина зоны влияния карьера выше по течению;  $l_n$  — длина зоны влияния карьера ниже по течению;  $l_k$  — длина карьера;  
 $h_k$  — глубина карьера;  $h$  — глубина русла

Г.Л. Гладков предложил критерием отнесения карьеров к тому или иному типу считать соотношение объема извлеченного за год грунта  $W_k$  и среднегодовой величины стока влекомых наносов  $W_G$ :

$$k = \frac{W_k}{W_G} \cdot \quad (9.29)$$

При  $k < 0,35$  карьер считается малым, его влияние на уровенный режим реки и гидравлику потока незначительно и им можно пренебрегать: в этом случае  $W_k \ll W_G$ , посадка уровней  $\Delta H \leq 10$  см, т.е. меньше или равна допустимой. Если  $k$  находится в пределах  $0,35 < k < 0,50$ , посадка уровней уже превышает норму, составляя 10...15 см, хотя еще  $W_k < 0,5W_G$ . В больших карьерах  $k > 0,5$ , может быть  $k > 1$ . В этом случае  $\Delta H > 15$  и распространяется далеко вверх по течению от места разработки карьера.



Карьеры, располагающиеся по длине реки таким образом, что влияние каждого карьера распространяется на вышерасположенные и происходит суммирование результатов их воздействия на уровенный режим и русловые процессы, создают *карьерные участки*. В предельном случае карьерный участок представляет собой сплошную выемку вытянутую вдоль реки, глубина которой  $h_k > 5h$ , длина  $l_k \gg 15b_p$ . В этом случае  $W_k > W_G$  или  $W_k \gg W_G$ , а результирующая посадка уровней достигает за время разработки таких карьеров десятки сантиметров и даже первые метры. Карьерные участки относятся к категории *карьером массового расположения*, разработка которых в наибольшей мере сказывается на уровенном режиме реки. Массовое расположение даже малых карьеров, двукратное и более увеличение глубины на перекатах при безвозвратном изъятии русловых отложений приводит к существенному увеличению емкости русла и, как следствие, посадке уровней более чем на 1 м, причем и в межень, и в половодье.

Разработка *одиночных карьеров* исключает интегральное их воздействие на русловой и уровенный режим реки. К такому же эффекту может привести выполнение защитных мероприятий (возведение ограждающих карьеры дамб, перекрытие дамбами рукавов, в которых располагаются карьеры) или рациональное размещение самих карьеров (например, в нижней прибрежной части побочной). Однако одиночные большие карьеры, у которых  $l_k \gg b_p$ , а  $b_k = b_p$ , оказывают на уровенный режим воздействие, сопоставимое с карьерными участком.

Карьеры оказывают двоякое воздействие на русловые процессы. Во-первых, они представляют собой для всего русла (при  $b_k = b_p$ ) или для его части (при  $b_k < b_p$ ) базис эрозии; посадка уровней в пределах карьера обуславливает выше по течению увеличение уклона водной поверхности и, как следствие, проявление регрессивной глубинной эрозии (врезания) (см. рис. 9.15). Во-вторых, карьер, перехватывая полностью (при  $b_k = b_p$ ) или частично (при  $b_k < b_p$ ) сток руслообразующих наносов, обуславливает их дефицит ниже по течению, что приводит к размыву русла ниже карьера — трансгрессивной глубинной эрозии. В обоих случаях происходит дополнительная посадка уровней.

Ниже карьера дальность распространения трансгрессивной глубинной эрозии определяется восстановлением по длине реки естественного стока наносов в результате размывов дна, поступления наносов при размыве берегов, из притоков, оврагов и т.д. При  $b_k = b_p$  длина зоны размыва русла  $l_n$  ниже карьера определяется по формуле ГГИ:

$$l_n = \frac{2l_k h_k}{h_{\text{нгр}} - h}, \quad (9.30)$$

где  $l_k$  — длина карьера;  $h_k$  — глубина карьера (толщина извлеченного грунта);  $h_{\text{нер}}$  — глубина потока, соответствующая неразмывающей скорости для данного состава донных отложений;  $h$  — бытовая глубина русла.

Величина  $h_{\text{нер}}$  рассчитывается по формулам МАДИ:

$$h_{\text{нер}} = 0,25 \left( \frac{1}{n} \right)^{\frac{6}{7}} I_0^{\frac{3}{7}} d^{-\frac{2}{7}} h^{\frac{10}{7}}, \text{ или } h_{\text{нер}} = \left( \frac{0,2Q}{\frac{1}{b_p^3} \frac{1}{d^3}} \right)^{6,7}, \quad (9.31)$$

где  $n$  — коэффициент шероховатости;  $Q$  — расход воды;  $d$  — крупность наносов.

Глубина размыва определяется разницей бытовой глубины русла и  $h_{\text{нер}}$ :

$$\Delta h_{\text{разм}} = h_{\text{нер}} - h. \quad (9.32)$$

Зная ее, можно определить длину зоны трансгрессивной эрозии  $l_n$  по упрощенной зависимости:

$$l_n = 20 \frac{\Delta h_{\text{разм}}}{I}. \quad (9.33)$$

При разработке малых карьеров ( $l_k < b_p$ ) длина зоны размыва уменьшается. Оценку ее можно дать на основе уравнения:

$$l_{y_{\text{мал}}} = \frac{2(G - G_i)\Delta t}{b_p(h_{\text{нер}} - h)} l_k, \quad (9.34)$$

где  $G$  — расход руслообразующих наносов выше карьера;  $G_i$  — расход руслообразующих наносов, миновавших место расположения карьера;  $\Delta t$  — длительность фазы водного режима, при которой сток наносов проходит через карьер.

Формула (9.34) дает удовлетворительные результаты при наличии достоверных сведений о стоке наносов. Если таковые отсутствуют, можно пользоваться формулой (9.30), вводя в знаменатель поправочный коэффициент, учитывающий соотношение  $b_p/b_k$ .

Если карьерной разработку подвергаются гравийно-галечные, песчано-галечные и более крупные отложения, в ходе размыва образуется отмостка, ограничивающая размыв русла. В этом случае глубина размыва  $\Delta h_{\text{разм}}$  определяется по формуле ГГИ:

$$\Delta h_{\text{разм}} = 1,2 \sqrt{\frac{q}{0,65V_H}}, \quad (9.35)$$

где  $q$  — элементарный расход воды,  $\text{м}^2/\text{с}$ ;  $V_H$  — неразмывающая скорость для донных наносов, из которых формируется отмостка.

Длина участка размыва ниже карьера определяется из выражения:

$$W_{\text{разм}} = \frac{1}{2}(h_1 - h_2)l_{\text{н}}, \quad (9.36)$$

где  $W_{\text{разм}} = (l_{\text{к}_1} + l_{\text{к}_2})h_{\text{к}}$  — объем смытого грунта ниже карьера, м<sup>3</sup>, при-

нимаемый равным объему грунта, извлеченного из карьера;  $h_1$  и  $h_2$  — глубины в начале и в конце зоны размыва, м, соответственно;  $l_{\text{к}_1}$  и  $l_{\text{к}_2}$  — длины карьера по дну и по верху, м, соответственно;  $h_{\text{к}}$  — глубина карьера.

Без учета отмостки (песчаное, песчано-гравийное русло) длина зоны размыва ниже малого карьера ( $b_{\text{к}} < b_{\text{р}}$ ) по ГГИ равна:

$$l_{\text{н}} = \frac{(l_{\text{к}_1} + l_{\text{к}_2})h_{\text{к}}}{h_1 - h_2}. \quad (9.37)$$

*Выше карьера* длина зоны влияния определяется дальностью распространения размыва русла, которое происходит в результате понижения базиса эрозии (снижение уровня воды в карьере и на нижележащем участке):

$$l_{\text{x}} = k \frac{\Delta H}{I}, \quad (9.38)$$

где  $k = 1,9 + 0,000025 Q_{\text{ср max}}$  ( $Q_{\text{ср max}}$  — средний максимальный расход воды);  $\Delta H$  — понижение уровней на входе в карьер;  $I$  — естественный уклон водной поверхности.

По мере занесения карьера длина зоны влияния выше по течению будет сокращаться. Глубину размыва можно определять по формулам (9.32) при снижении скорости потока до значений неразмывающей для данного состава донных наносов, а в остальных случаях по формуле К.В. Гришанина:

$$\Delta h_{\text{разм}} = \left( \frac{IM^4 b_{\text{р}}}{qn^2} \right)^{\frac{3}{2}}, \quad (9.39)$$

где  $M$  — параметр, определяемый до разработки карьера на основе натур-

ных измерений,  $M = \frac{h(gb_{\text{р}})^{\frac{1}{4}}}{Q}$ ;  $n$  — коэффициент шероховатости,

$n = \frac{(b_{\text{р}} h_{\text{ср}})^{\frac{5}{3}}}{Q\sqrt{I}}$ ;  $h_{\text{ср}}$  — глубина русла от нового положения уровня,

установившегося после разработки карьера:

$$I = \frac{z_l - (z_{\text{вх}} - \Delta H_{\text{вх}})}{l} \quad (9.40)$$

уклон в зоне кривой спада в начальный момент разработки карьера; где  $z_l$  — отметка водной поверхности на расстоянии  $l$  от карьера;  $z_{\text{вх}}$  — отметка водной поверхности в естественном состоянии у входа в карьер;  $\Delta H_{\text{вх}}$  — посадка уровней у входа в карьер, занимающий всю ширину русла, зависящая от увеличения площади поперечного сечения и снижения гидравлических сопротивлений,

$$\Delta H_{\text{вх}} = \frac{I_0 - I_{\text{к}}}{l_{\text{к}}}, \quad (9.41)$$

где  $I_0$  — уклон до начала разработки карьера, определяемый на основе натуральных изысканий;  $I_{\text{к}}$  — уклон после разработки карьера,

$$I_{\text{к}} = I_0 \left( \frac{h_0}{h_{\text{к}}} \right)^{\frac{10}{3}} \quad (h_0 \text{ — глубина русла до разработки карьера; } h_{\text{к}} \text{ — глубина русла после разработки карьера); } l_{\text{к}} \text{ — длина карьера.}$$

Посадка уровней на нижней кромке карьера обуславливается размывами русла ниже карьера:

$$\Delta H_{\text{н}} = \frac{I_0 - I_{\text{н}}}{l_{\text{н}}}, \quad (9.42)$$

где  $l_{\text{н}}$  — дальность распространения эрозии в соответствии с формулой (9.33);  $I_{\text{н}}$  — уклон ниже карьера,  $I_{\text{н}} = \frac{V_{\text{н}}^3}{C^2 q}$  ( $V_{\text{н}}$  — неразмывающая скорость;  $C$  — коэффициент Шези).

Полная величина посадки уровней на верхней кромке карьера определяется суммированием обоих видов посадки:

$$\Delta H_{\text{к}} = \Delta H_{\text{вх}} + \Delta H_{\text{н}}. \quad (9.43)$$

Выше карьера посадка уровня распространяется на расстояние, определяемое формулой (9.38).

При серийном расположении (цепочкой вдоль реки) карьеров, расстояние между ними должно быть таким, чтобы зоны их влияния не перекрывались:

$$l_{\text{в}} + l_{\text{н}} < l_{\text{в-н}}, \quad (9.44)$$

где  $l_{\text{в}}$  — длина зоны влияния нижнего карьера вверх по течению (9.38);  
 $l_{\text{н}}$  — длина зоны влияния верхнего карьера вниз по течению (9.33);  
 $l_{\text{в-н}}$  — расстояние между нижней кромкой верхнего и верхней кромкой нижнего карьера.

В противном случае посадка уровней на верхней кромке верхнего в серии карьера будет значительно больше расчетной, соответственно увеличится и длина зоны влияния карьера вверх по течению.

Разработка карьеров и связанные с ней размывы русла выше и ниже по течению приводят к трансформации продольного профиля реки на участке влияния каждого карьера, а при их массовом расположении и перекрытии зон воздействия — на значительном по протяженности отрезке реки нередко достигает от нескольких до десятков километров выше верхней кромки участка добычи, плавная убывающая вверх по реке.

Влияние карьеров на русловые процессы и трансформацию продольного профиля реки ослабевает по мере их заносимости. Время занесения карьера  $T_{\text{к}}$ , занимающего всю ширину русла, вычисляется как отношение объема карьера  $W_{\text{к}}$  к сумме годового стока руслообразующих наносов  $W_{\text{Г}}$  и объема осажденных взвешенных наносов  $W_{\text{Р}}$ :

$$T_{\text{к}} = \frac{W_{\text{к}}}{W_{\text{Г}} + W_{\text{Р}}} . \quad (9.45)$$

При расположении карьеров сериями и соблюдении условия (9.44) занесение их идет одновременно, хотя при этом происходит перехват верхним в серии карьером наносов, поступающих к нему с вышерасположенного участка, а в следующих ниже карьерах — оседание части взвешенных и руслообразующих наносов, сформировавшихся на участке между карьерами. Одиночный карьер, занимающий часть ширины русла, заносится долей стока русловых наносов, пропорциональной ширине карьера.

Поскольку занесение карьера происходит благодаря накоплению наносов, смешивающихся в грядовой форме, скорость перемещения верхней кромки карьера, по ГГИ:

$$U_{\text{к}} = 950V_{\text{Г}} \left( \frac{h_{\text{Г}}}{h_{\text{к}}} \right) \text{Fr} , \quad (9.46)$$

где  $V_{\text{Г}}$  — средняя скорость потока над гребнем гряды выше карьера, м/с;  
 $h_{\text{Г}}$  — высота гряды;  $h_{\text{к}}$  — глубина карьера.

В итоге время занесения карьера определяется по формуле:

$$T_{\text{к}} = \frac{l_{\text{к}}}{U_{\text{к}}} . \quad (9.47)$$

**Пойменные карьеры** непосредственно не влияют на русло, но, аккумулируя часть стока воды в половодье и регулируя его, изменяют направление и скорости течения воды по пойме и через это оказывают косвенное воздействие на русловые процессы. Кроме того, карьеры изменяют рельеф поймы, создавая крупные выемки, заполненные водой, отвалы извлеченного грунта, зачастую превышающие уровень воды в половодье и т.д.

Неизбежное *следствие разработки русловых карьеров* — посадка уровней воды, особенно в межень. По величине посадки уровней можно косвенно судить о размыве русла, хотя она обычно больше, чем понижение отметок дна реки, так как зависит еще от степени изменения формы поперечного сечения русла. Глубинная эрозия ведет к разрушению подводных опор и опор надводных переходов коммуникаций. В карьерах ухудшается водообмен и накапливаются загрязнения; с ними связано понижение уровня грунтовых вод и иссушение поймы, обрушение берегов, нарушения работы водозаборов. Наибольшее влияние на уровненный режим оказывают большие карьеры и карьерные участки.

В некоторых случаях разработка карьеров ПГС оказывает положительное воздействие на русло реки, хозяйственное использование приречных территорий, работу инженерных сооружений. Так, в зонах переменного подпора и регрессивной аккумуляции выше водохранилищ на реках с большим стоком наносов карьеры компенсируют повышение уровней в результате аккумуляции, препятствуют подъему уровня грунтовых вод и подтоплению поймы. На крупных реках, разветвленных на рукава, с песчаным составом наносов разработка карьеров может явиться фактором предотвращения обмеления рукавов, преждевременного или нежелательного их отмирания. В некоторых случаях карьеры служат зимовальными ямами для рыбы, становятся нерестилищами.

При разработке карьеров ПГС следует исходить из *принципов оптимизации добычи*, под которой следует понимать такой ее уровень на каждой конкретной реке, при котором извлечение материала, как и последующее занесение карьера, оказывает минимальное неблагоприятное влияние на состояние русла и русловые процессы. К.М. Беркович называет следующие условия оптимизации добычи ПГС из русел рек:

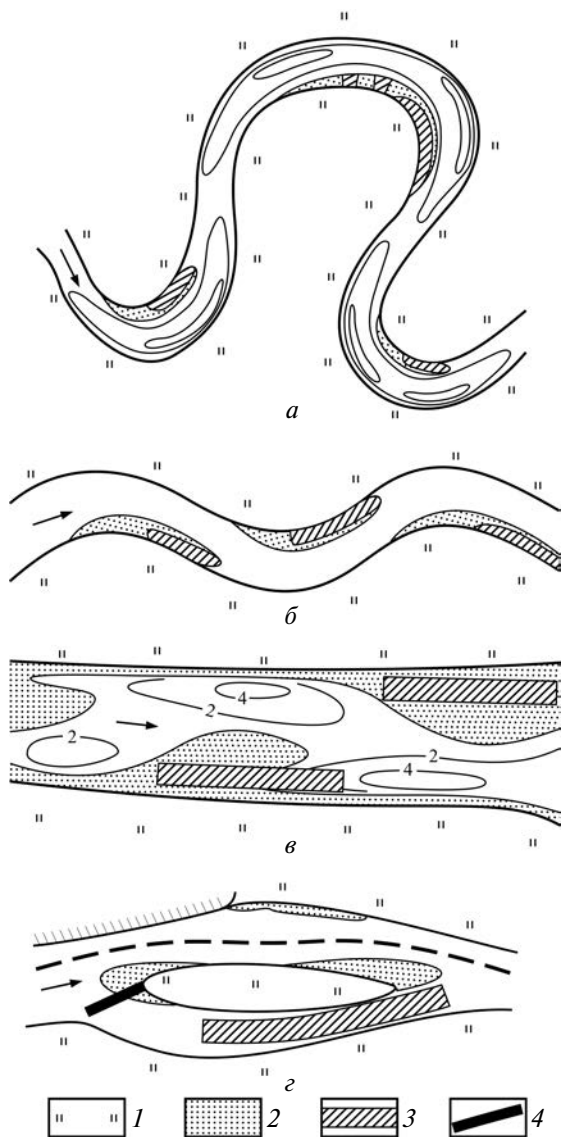
- обеспечение равенства изъятия песчано-гравийной смеси и стока влекомых наносов с вышележащих участков реки;
- ограничение длины кривой спада уровней выше карьера и, соответственно, регрессивной эрозии, что достаточно при определенном сочетании параметров карьера и русла;
- ограничение размеров карьеров (длина, ширина и глубина) с точки зрения обеспечения устойчивости береговых откосов (глуби-

на не должна превышать глубину естественных плесовых ложин);

- учет неодинаковой реакции русел на разработку карьеров с малыми и повышенными уклонами, песчаным или галечным составом руслообразующих наносов, слабоустойчивых или очень устойчивых;
- размещение карьеров на участке преимущественной аккумуляции наносов;
- использование для размещения карьеров мест накопления наносов, возникающих в результате регуляционных работ (пространства между дамбами) в зонах выклинивания подпора водохранилищ и т.д.

Выполнение этих условий предполагает сохранение морфологического строения русла и неизменность руслового режима реки. На рис. 9.16 представлены разработанные в ГГИ, дополненные и уточненные рекомендации по размещению карьеров на реках с руслом разного морфодинамического типа. На меандрирующих реках карьеры должны располагаться в нижних частях побочной у выпуклых берегов излучин вне зависимости от их формы или стадии развития. Для предотвращения нежелательных переформирований русла (частичное или полное отторжение побочня) карьер должен быть защищен ограждающей дамбой. В относительно прямолинейном русле карьеры следует рассредотачивать по длине реки таким образом, чтобы влияние соседних карьеров на урочный режим не перекрывалось, и посадка урочной выклинивалась к вышерасположенному карьеру. При этом карьеры должны занимать не более чем половину верхового (напорного) склона побочня. В любом случае карьеры относятся к категории малых и являются одиночными. При относительной стабильности побочной такие карьеры также нужно ограждать защитными дамбами, превращая их в затоны. Это создает условия неизменности стока наносов на реке, соответственно, будет предотвращено развитие трансгрессивного врезания из-за дефицита наносов.

Разработка карьеров в разветвленном русле должна учитывать роль рукавов в русловом режиме. В основных рукавах (особенно судоходных) их размещение определяется типом русла рукава (прямолинейное, извилистое) и, следовательно, рекомендациями, предложенными для него. В других рукавах карьеры или карьерные участки могут разрабатываться при перекрытии сверху (со стороны основного рукава) ограждающими дамбами. В противном случае карьеры вызывают перераспределение расходов воды между рукавами и вызывают полную перестройку русловых деформаций.



**Рис. 9.16.** Схемы размещения карьеров в руслах разного морфодинамического типа (по ГГИ с уточнением и дополнениями):  
*a* – на крупных петлеобразных излучинах; *б* – на сегментных излучинах;  
*в* – в прямолинейном русле с шахматным расположением побочней;  
*г* – в разветвленном русле; 1 – пойма, 2 – прирусловые отмели,  
 3 – карьеры, 4 – дамбы



## 9.6. Учет русловых процессов при проектировании мостовых и подводных переходов через реки

*Выбор места перехода через реки* — основной вид учета русловых процессов при его проектировании — определяется морфодинамическим типом русла, его морфометрическими характеристиками, горизонтальными русловыми деформациями; смещением по руслу крупных грядовых форм руслового рельефа (побочней, перекатов, осередков). При прочих равных условиях переход через реку должен осуществляться там, где река имеет относительно прямолинейное, неразветвленное русло, в пределах плесового участка, что обеспечивает его меньшую ширину, большую устойчивость и, соответственно, меньшую вероятность его переформирования, понижения отметок дна и смещения перекатов, побочней и осередков, вызывающих периодические изменения как положения стрежня, так и глубины потока. Особенно устойчивы плесовые участки при расположении реки вдоль высокого коренного берега, выровненного в плане и сложенного трудноразмываемыми породами.

На реке с разветвленным на рукава руслом створ перехода следует назначать в местах сопряжения рукавов, где поток максимально собирается в едином русле между выше- и нижерасположенными островами. В других случаях возможно три варианта положения перехода:

- 1) строительство равноценных по значимости переходов через каждый рукав, если происходит периодическое их развитие;
- 2) сооружение переходов через второстепенные рукава с учетом их морфометрических особенностей и типа русла;
- 3) возведение единого перехода, охватывающего весь пояс разветвления русла.

Это не исключает строительства переходов или водопропускных сооружений через пойменные протоки (ответвления) при пересечении ими насыпи и мостового перехода трубопровода.

Сложнее выбор створа перехода через меандрирующую реку. Продольное и поперечное смещение излучин делает практически любой створ на реке находящимся в зоне риска из-за возможного развития аварийной ситуации. На р. Алее (приток верхней Оби) развитие излучины привело к тому, что береговая опора моста оказалась посередине реки, и ее разрушение было предотвращено наброской из бетонных блоков. Бывшая русловая опора теперь находится в пределах поймы, но зато под угрозой подмыва находится уже устой моста на противоположном берегу (рис. 9.17).

Наиболее надежные створы переходов на меандрирующих реках находятся на крыльях крутых сегментных или петлеобразных излу-

чин, где русло практически не меняет своего положения в плане. Наибольшая протяженность участков для выбора створа характерна для синусоидальных излучин, где они имеют вид прямолинейных вставок между соседними изгибами русла. Однако переформирования смежных излучин и, особенно, их спрямление могут привести к трудно прогнозируемым деформациям излучины на участке перехода. Особенно опасные последствия возникают при строительстве мостовых переходов через свободно меандрирующие реки, на которых возникает угроза разрушения самого моста и подмыва насыпи подхода. В проектной документации размывы берегов рассчитываются по формулам ГГИ (6.18), (6.19), которые вошли в нормативные документы по учету русловых процессов. Возникающие ошибки связаны не с качеством формул ГГИ (они себя достаточно хорошо зарекомендовали), а с исходными данными, заложенными в расчеты и связанными с низким уровнем изысканий из-за ограничений их выполнения во времени и экономией в финансировании.



**Рис. 9.17.** Мост на р. Алея, находящийся в аварийном состоянии вследствие развития излучины.

Фото автора

Для рек ЕТР с широкопойменным руслом в зависимости от их водоносности ( $Q_{\text{ср}}$  от  $<50 \text{ м}^3/\text{с}$  до  $>1000 \text{ м}^3/\text{с}$ ) под руководством К.М. Берковича были разработаны номограммы отступления берегов на излучинах (см. рис. 9.2) при размыве их потоком (песчаное строение уступов) и при одновременном развитии оползания и об-

рушения с учетом размеров рек, даны расчетные аналитические выражения (9.3). Установлены также зависимости скорости отступления берегов от порядка реки для бассейнов верхней Волги, Камы и Дона в зависимости от уклона:

$$\begin{aligned} C_6 &= 0,6 e^{0,05 N} \text{ для рек с } I=0,2\dots0,3\%; \\ C_6 &= 0,019 e^{0,46 N} \text{ для рек с } I=0,1\dots0,2\%; \\ C_6 &= 0,016 e^{0,44 N} \text{ для рек с } I < 0,1\%. \end{aligned} \quad (9.48)$$

Можно воспользоваться также универсальной формулой К.М. Берковича (9.2) для определения средней скорости отступления берега при воздействии на него потока. К сожалению, эти разработки не вошли в нормативные документы. Однако в них, как и в формулах ГГИ, отсутствует учет максимальной глубины русла.

Морфометрические характеристики створов переходов коммуникаций важны также с точки зрения определения способа прокладки подводных переходов и конструктивных решений мостов. При сооружении подводных переходов применяются:

- *традиционный способ* — с укладкой трубопровода или кабеля в траншеи, разрабатываемые на дне поперек реки земснарядами, кабелепрокладческой техникой и экскаваторами (последние обеспечивают прокладку кабеля через реку глубиной максимум 3...5 м под дном);
- *метод горизонтально-наклонного бурения* (ГНБ), позволяющий без производства земляных работ в русле создавать переходы через реки шириной до 2 км практически неограниченного заглубления.

При проектировании мостов от ширины и глубины реки зависит количество опор, глубина их заложения и длина пролетов. От ширины реки зависит высота крайних приречных опор ЛЭП (из-за провисания кабеля), а на крупнейших реках (Лена, Енисей, Обь в нижнем, а иногда и в среднем течении) — необходимость возведения промежуточных опор в русле реки. Последнее осложняется ледоходом и гидравлическими явлениями в потоке, возникающими у опор мостов, которые должны быть учтены для обеспечения их надежности. Возможно использование островов для расположения опор (в этом отношении разветвленное русло дает определенные преимущества, так как ширина рукавов всегда меньше ширины прямолинейного неразветвленного русла). Небольшие острова (2-го и особенно 3-го порядка) в прямолинейном русле менее надежны, так как могут быть размывы, и иногда опора попадает в аварийную ситуацию, располагаясь посередине реки.

Существенный отпечаток на выбор положения трассы железно- или автодорожной магистрали, трубопровода, кабеля связи и других

коммуникаций накладывает ширина поймы в створе перехода. Общая рекомендация — выбор участка долины реки с наиболее суженной поймой или в беспойменном сужении дна долины.

Перекрытие поймы глухими насыпями подходов к мостам сопровождается рядом неблагоприятных последствий. Во-первых, они вызывают подпор потока половодья выше по течению и сосредоточение всего расхода воды в реке (русло + пойма) в отверстии моста. Это следует учитывать при расчетах размывов русла и, соответственно, определении глубины заложения опор и отметки пойменной насыпи мостового перехода. Во-вторых, отсутствие водопропускных сооружений на пойме приводит к подтоплению и заболачиванию поймы, нарушает ее экологическое состояние.

Правильный выбор места перехода, с учетом специфики каждого его вида, обеспечивает надежность и максимально возможную независимость сооружений перехода от размывов берегов, смещения форм русла, побочней, осередков и кос. Однако этого недостаточно, если не будут приняты во внимание *вертикальные русловые деформации*, связанные: с размывами самого русла (его ложа), приводящими к направленному понижению поверхности дна; движением гряд разных размеров, которые определяют изменения отметок дна в пределах от 10...20 см (микроформы) до 15...20 м и более (макроформы); с местными размывами дна по мере увеличения кривизны излучин, развития рукавов и побочневых проток.

Как правило, направленные вертикальные деформации в естественных условиях обычно оцениваются в первые миллиметры — доли миллиметра в год. Поэтому при проектировании переходов через реки со сроком службы в десятки лет (мостовых переходов — сотни лет) ими можно пренебрегать. В горно-предгорных областях скорости врезания рек достигают иногда первых сантиметров и даже первых десятков сантиметров в год, что, как и понижение отметок дна при смещении гряд и развитии форм русла, должно быть учтено при определении глубины заложения опор мостов и заглубления подводных переходов. Антропогенная нагрузка на реки активизирует вертикальные русловые деформации, которые приобретают значимые величины. В нижних бьефах гидроузлов и при разработке карьеров стройматериалов врезание русла и вследствие этого понижение отметок дна происходит со скоростями от 1,3 до 5,0 см/год и более, а суммарное за весь период — от 0,7 до 2,5 м; то же происходит при проведении на малых реках крупных мелиоративных работ. Поэтому учет антропогенно обусловленной активизации вертикальных деформаций является обязательным элементом при выборе места перехода и определении глубины заложения подводных переходов и фундаментов мостовых опор.

В свою очередь, сооружение **мостового перехода** вызывает:

1) стеснение русла насыпями подходов и опорами, вследствие чего в створе моста увеличиваются скорости течения, возникают специфические гидравлические явления, обуславливающие общий размыв русла;

2) набегание потока на промежуточные опоры моста, приводящее к местному размыву русла возле него;

3) подпор потока выше моста, минимальный при меженных уровнях и максимальный в половодье, особенно при полном затоплении поймы, что приводит к формированию аккумулятивных форм руслового рельефа;

4) формирование кривой спада уровней вследствие местного расширения потока ниже моста, а во время половодья — растекания его по пойме и, как следствие, посадку уровня из-за увеличения скорости потока и подмостовых размывов.

Эффект этих явлений усиливается из-за перекрытия поймы подходными насыпями (дамбами), в которых водопропускные сооружения создаются при пересечении только наиболее крупных пойменных проток (ответвлений), и возведения примостовых струенаправляющих дамб и защитных сооружений.

Размывы у мостового перехода приводят к увеличению глубины русла  $h_{\text{мост}}$ , которая определяется тремя составляющими:

$$h_{\text{мост}} = h_{\text{бmax}} + \Delta h_{\text{об}} + \Delta h_{\text{мест}}, \quad (9.49)$$

где  $h_{\text{бmax}}$  — наибольшая глубина русла (бытовая), характерная для естественного состояния русла;  $\Delta h_{\text{об}}$  — приращение глубины (общий размыв), вызванное стеснением потока подходами к мосту;  $\Delta h_{\text{мест}}$  — приращение глубины из-за местных размывов у мостовых опор.

Эта глубина  $h_{\text{мост}}$  принимается в качестве минимально необходимой для заложения фундамента опор моста.

Вследствие теснения русла и сосредоточения потока, особенно в половодье, возрастает в несколько раз удельный подмостовой расход воды, увеличивается скорость течения и, соответственно, кинетическая энергия потока (его мощность), происходит общий размыв русла, величина которого зависит от крупности руслообразующих наносов, глубины залегания трудноразмываемых (или неразмываемых) грунтов или вероятности формирования отмостки. В основу методики расчета, предложенной О.В. Андреевым, лежит баланс руслообразующих наносов на участке мостового перехода:

$$Gdt + dW_G = (G + dG)dt, \quad (9.50)$$

где  $G$  — расход наносов, поступающих на участок мостового перехода;  $dW_G$  — объем наносов, поступающих вследствие размыва дна на

участке мостового перехода;  $(G+dG)$  — расход наносов, выносимых за пределы участка;  $dt$  — отрезок времени.

Поскольку  $dW_G = \frac{\partial \omega}{\partial t} dx dt$  ( $\omega$  — площадь поперечного сечения;  $x$  — длина участка),

$$\frac{\partial \omega}{\partial t} = \frac{\partial G}{\partial x}, \quad (9.51)$$

т.е. скорость приращения площади сечения потока равна градиенту изменения расхода руслообразующих наносов. Отсюда скорость понижения дна выражается при известном стеснении русла:

$$\frac{\Delta h}{\Delta t} = \frac{G_2 - G_1}{b_p \Delta x} = \frac{G_2 - G_1}{\Delta \Omega}, \quad (9.52)$$

где  $\Delta \Omega$  — площадь размываемого участка дна русла длиной  $\Delta x$ .

В качестве условия прекращения размыва принимается равенство нулю его скорости ( $\frac{\partial \omega}{\partial t}, \frac{\partial h}{\partial t}$ ) в (9.51, 9.52).

Длина зоны общего размыва перед мостом, соответствующая длине зоны сжатия потока  $l_{\text{общ}} = l_{\text{сж}}$ , по О.В. Андрееву, принимается равной расстоянию от моста вверх по течению до створа, где выклинивается наибольший подпор потока, и зависит от степени стеснения потока насыпями подхода, пересекающими пойму,  $\beta = \frac{Q_{\text{max}}}{Q_{\text{рб}}}$  ( $Q_{\text{max}}$  —

полный расход воды при затопленной пойме;  $Q_{\text{рб}}$  — расход бытовой, в бровках поймы, русловой):

$$\text{при } \beta \geq 2,9 \quad l_{\text{сж}} = \frac{5B_{\text{б.п}}}{\beta^{1,5}}, \quad (9.53a)$$

$$\text{при } \beta \leq 2,9 \quad l_{\text{сж}} = \frac{B_{\text{д}} - \Sigma L_{\text{пр}}}{1 + \frac{B_{\text{м.п}}}{B_{\text{б.п}}}}, \quad (9.53b)$$

где  $B_{\text{д}}$  — ширина разлива реки, равная суммарной ширине поймы и русла — дна долины,  $B_{\text{д}} = b_p + B_{\text{п}}$ ;  $\Sigma L_{\text{пр}}$  — сумма длин пролетов моста;  $B_{\text{м.п}}$  и  $B_{\text{б.п}}$  — ширины поймы по каждому берегу (индекс «м.п» означает пойму меньшей ширины, «б.п» — пойму большей ширины).

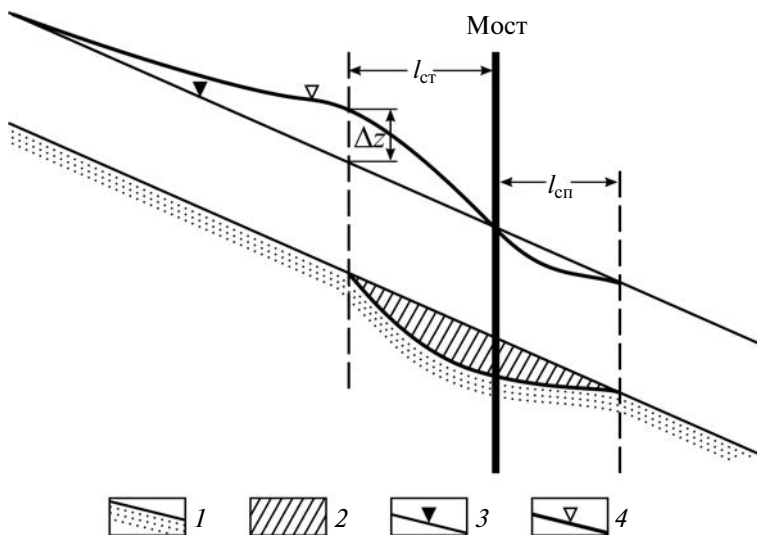
С учетом длины зоны распространения кривой спада уровней ниже моста из-за распластывания потока, выходящего из подмостового отверстия в зону нестесненного потока, а во время половодья

(высоких паводков) — растекания воды по пойме ниже моста, длина зоны спада (растекания потока)  $l_{\text{раст}}$  ниже створа мостового перехода:

$$l_{\text{раст}} \approx 2l_{\text{сж}}. \quad (9.54)$$

Таким образом, протяженность всей зоны общего размыва русла у мостового перехода складывается из длин двух участков (рис. 9.18): до створа наибольшего подпора выше моста  $l_{\text{сж}}$  и распространения кривой спада ниже моста  $l_{\text{сп}}$ :

$$l_0 = l_{\text{сж}} + l_{\text{сп}}. \quad (9.55)$$



**Рис. 9.18.** Кривые водной поверхности и общий размыв русла у мостового перехода:

1 — аллювиальное дно реки; 2 — зона размыва;  
3 — бытовой профиль водной поверхности; 4 — профиль водной поверхности возле мостового перехода

Величина подпора  $\Delta z_{\text{под}}$ , создаваемого мостом, определяется по формуле О.В. Андреева:

$$\Delta z_{\text{под}} = \frac{B_{\text{д}} - \Sigma L_{\text{пр}}}{2\theta} kI (3k_p \beta^2 - 3)(1 + \chi), \quad (9.56)$$

где  $B_{\text{д}}$  — ширина разлива реки;  $\Sigma L_{\text{пр}}$  — сумма длин пролетов моста;  $I$  — бытовой уклон реки;  $\theta = 1$  при односторонней пойме и  $\theta = 2$  при двусторонней пойме;  $\beta$  — коэффициент стеснения потока;  $\chi$  — длина

верховых струенаправляющих дамб, отнесенная к длине зоны спада уровней перед мостом и ниже его —  $\chi = \frac{l_{\text{верх}}}{l_{\text{сп}}}$ ;  $k = 1 - 0,14\sqrt{\beta - 1,4}$ ;  
 $k_p = 0,25(2 - P)^2 + 0,75$  ( $P$  — коэффициент, равный отношению площадей живого сечения потока под мостом после размыва и до него).

В зоне подпора, создаваемого мостом, происходит аккумуляция наносов, образуются новые перекаты, осложненные осередками, которые закрепляясь растительностью, превращаются в острова.

*Местный размыв у мостовых опор* происходит из-за набегания потока на них как на препятствие, возле которого возникают циркуляционные течения. Восходящие струи образуют местный подъем уровня перед опорой, а нисходящие, достигая дна, отклоняются от опоры, направляясь против течения и образуя валец с горизонтальной осью, распространяющийся на боковые грани опоры. В придонной области линии тока сгущаются, скорости увеличиваются, причем скорости при его набегании на опору оказываются вдвое больше скорости потока в естественном состоянии, превышая неразмывающие для донных отложений. Поэтому дно русла размывается даже в тех случаях, когда для потока в естественном состоянии  $V_{\phi} < V_n$ . В результате у передней грани опор формируется яма с максимальной глубиной. Продукты размыва и поступающие сверху наносы выносятся вниз, за пределы воронки размыва. Непосредственно за опорой (с ее низовой стороны) возникает водоворотная зона, относительная длина которой зависит от ширины опоры, ширины и глубины русла в мостовом пролете и ширины русла реки. В пределах водоворотной зоны могут накапливаться наносы, образуя небольшие по длине косы.

Глубина воронки местного размыва  $h_{\text{вор}}$  у мостовых опор определяется по формулам И.А. Ярославцева:

$$h_{\text{вор}} = 3,8k_{\phi} \left( \frac{V_{\text{оп}}}{gb_{\text{оп}}} \right)^{0,9} b_{\text{оп}} - 30d, \quad (9.57)$$

где  $k_{\phi}$  — коэффициент, определяемый по специальной таблице и изменяющийся в зависимости от формы опоры от 0,65 до 1,25 и угла встречи потока с опорой);  $V_{\text{оп}}$  — скорость течения возле опоры  $\Delta h_m$ ;  
 $b_{\text{оп}}$  — ширина опоры;  $d$  — крупность донных отложений;

и М.М. Журавлева, получившей в последнее время в практике проектирования мостовых переходов наибольшее распространение:

$$h_{\text{вор}} = 1,1\sqrt{b_{\text{оп}}h_{\text{мост}}} \left( \frac{V_{\text{оп}}}{V_p} \right)^n k_{\phi}, \quad (9.58)$$



где  $h_{\text{мост}}$  — максимальная глубина русла после общего размыва (9.49);  $V_{\text{оп}}$  — скорость набегания потока на опору;  $V_p$  — размывающая скорость перед опорой;  $n$  — показатель степени, зависящий от соотношения  $V_{\text{оп}}$  и  $V_p$ ,  $h_{\text{мост}}$  и крупности руслообразующих наносов  $d$  ( $n=1$ , если это соотношение  $>1$ , и  $n = 0,67$  при соотношении  $<1$ ).

Обоснование приведенных, а также многих других формул как общего, так и местного размыва содержится в специальной и нормативной литературе. Там же даются различные варианты методов расчета, учитывающие морфодинамический тип русла, грунтовые условия, кинетичность потока, размеры мостовых пролетов, характер предмостовых струенаправляющих дамб и другие особенности строения мостового перехода и конструкции моста. Изложенное позволяет дать общие представления о механизме размыва русла у мостовых опор, как одного из важнейших проявлений русловых процессов при возведении на реках мостовых переходов.

Наносы, выносимые из зоны общего размыва русла у мостовых переходов и воронок размыва у опор, аккумулируются ниже по течению, формируя, как и в зоне подпора, перекаты, осередки и острова.

**Подводные переходы через реки** (трубопроводы, кабели, дюкеры) оказывают влияние на русловые процессы: во время строительства, если прокладка ведется траншейным способом; при размыве дна до отметок заложения и ниже их, вследствие чего трубопровод оголяется, возникает ступень (выступ) поперек русла или он провисает; при отступании берега вследствие размыва, в результате береговые сооружения провисают или создают выступающий в русло мыс; при некачественной рекультивации русла вдоль траншеи и прибрежной зоны строительства. В первом случае влияние местное, временное и прекращается, когда траншея засыпается или заполняется перемещающимися донными наносами. Если размывы дна, смещение гряд, перекатов и связанных с ними плесовых лощин, развитие изгиба потока приводят к углублению русла ниже отметок заложения, возле трубопровода возникают водовороты и циркуляционные течения, происходит местный рост скорости потока (трубопровод играет роль водослива), размывы дна активизируются, а продукты размыва аккумулируются на нижележащем перекате.

Оголение трубопроводов на дне и их провисание возле берегов с образованием водоворотных зон и активизацией размывов — достаточно распространенное явление. По данным разных источников в аварийном или близком к нему состоянии находится от 60 до 80% всех трубопроводов на переходах через реки в России, что в большинстве случаев является следствием размывов берегов, активизации гравитационных процессов на подмываемых берегах и размывов дна.

Наибольшее негативное воздействие на русла оказывают трубопроводы при пересечении самых малых рек (1–3-го порядков). Очень часто при проектировании их «не замечают». В результате в местах переходов поток, перегородженный трубой, отвалами грунта, строительным мусором, превращается в разливы неопределенной формы, происходят подмывы под трубой, которая провисает над водотоком.

Для оценки глубины заложения подводного перехода под рекой введено понятие *предельный профиль размыва* (ППР) — профиль с предельно низкими отметками в поперечнике, которые может занять река в течение расчетного времени эксплуатации подводного перехода магистрального трубопровода. Для его определения в ГГИ разработаны методические указания — стандарт «Учет руслового процесса на участках подводных переходов трубопроводов через реки» (2009), в котором содержатся рекомендации по расчету смещений русла любого типа (по классификации ГГИ), предложены соответствующие формулы. По отношению к вертикальным деформациям оценку размыва дна русла рекомендуется производить по совмещенным поперечным профилям русла, построенным для достаточно протяженного участка русла (для извилистого — в пределах шестивосьми излучин). По ним устанавливается максимальная глубина, которая принимается как возможная наибольшая на ППР: на излучинах — в плесовой ложине возле вогнутого берега, в разветвленном русле — в одном из рукавов реки, в прямолинейном неразветвленном русле — в плесовых ложинах между перекатами при шахматном расположении их побочной или возникающей возле коренного берега. Полученные значения  $h_{\max}$  обычно рекомендуется увеличивать при определении глубины ППР на 0,5 м для учета деформаций дна, связанных со смещением грядовых форм руслового рельефа. Это, однако, может давать заниженные результаты. Поэтому при отсутствии надежных методов расчета заглубление труб или кабеля должно быть не менее 1 м под линией ППР, соответствующей наибольшей глубине на участке реки, в пределах которого планируется расположить переход.

Н.И. Алексеевский предложил определять заглубление трубопроводов  $h_{\text{тр}}$  по формуле:

$$h_{\text{тр}} = k_r h_r + \Delta_r + \delta, \quad (9.59)$$

где  $h_r$  — высота микроформ,  $h_r = 0,25h$  при  $h < 1,0$  м и  $h_r = 0,1h + 0,2$  при  $h > 1,0$  м;  $\Delta_r$  — дополнительные деформации дна, обусловленные движением микроформ:

$$\Delta_r = 0,1h_{5\%} - h, \quad (9.60)$$

$h_{5\%}$  и  $h$  — средняя глубина обеспеченностью 5% и фактическая средняя глубина соответственно;  $k_r$  — коэффициент, учитывающий

возможные отклонения фактической высоты гряд от расчетных значений и в среднем равный 1,3;  $\delta$  — погрешность проведения промерных работ, не превышающая 0,1 м.

В (9.59), (9.60) не учтено смещение мезо- и макроформ руслового рельефа на перекатных участках и мезоформ — на плесовых, смещение которых вызывает колебания отметок дна в зависимости от порядка реки на песчаных реках от 1,05 до 6,8 м, в первом случае, и от 0,35 до 1,5 м, во втором; на галечно-валунных реках от 1,7 до 3,3 м и от 0,38 до 0,70 м соответственно. Поэтому глубину заложения подводного перехода трубопровода  $h_{тр}$  следует определять в зависимости от высоты грядовых форм руслового рельефа на плесовых и перекатных участках:

$$h_{тр} = 1,10h_{3_{\max}} \quad , \quad (9.61)$$

где  $h_{3_{\max}}$  — полная высота наиболее крупной гряды, м, включающая высоту гряд меньших размеров.

Таким образом, при проектировании подводных переходов через реки глубина их заложения (от меженного уровня воды)  $h_{тр}$  должна складываться из следующих составляющих:

$$h_{тр} = h + \Delta h_{\text{верт}} + \Delta h_{\text{вр,мест}} + h_{3_{\max}} + h_r + \delta \quad , \quad (9.62)$$

где  $h$  — наибольшая глубина русла в створе перехода;  $\Delta h_{\text{верт}}$  — величина возможных общих направленных вертикальных деформаций (врезания реки) на расчетный (нормативный) отрезок времени;  $\Delta h_{\text{вр,мест}}$  — величина возможного местного врезания русла вследствие развития излучины или рукава;  $h_{3_{\max}}$  — полная высота наиболее крупной гряды;  $h_r$  — высота микроформ, возникающих в маловодный период на поверхности более крупных гряд.

Определение каждой составляющей соотношения (9.62) должно производиться индивидуально для каждого конкретного створа перехода в зависимости от местных условий формирования русла.

## **9.7. Учет русловых процессов при проектировании водозаборов, выпусков сточных вод и других инженерных объектов на берегах рек**

**Сооружение водозаборов и водовыпусков** в первую очередь связано с выбором местоположения, где они не будут подвергаться заносимости, оказываться со временем вследствие смещения излучины в курье — заливе в нижней части пойменного массива, переформирований разветвленного русла — в отмирающем рукаве или при надвигении на них побочной погрешенными под толщей отложений. По-

этому они должны размещаться на относительно устойчивых участках русла, возле ведущих берегов, которые в то же время не подвержены интенсивному размыву.

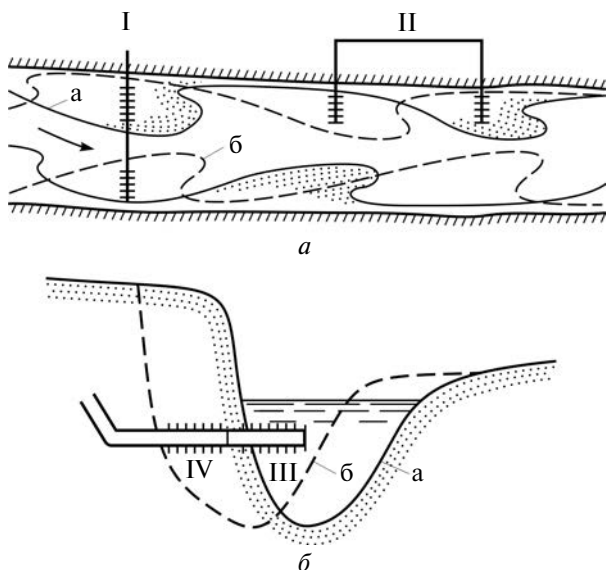
Наиболее благоприятные условия создаются в прямолинейном неразветвленном русле, проходящем вдоль устойчивого, выровненного в плане коренного берега. Однако на практике приходится проектировать водозаборы и водовыпуски в руслах различных типов с разной интенсивностью русловых деформаций. В этих случаях особенно важен прогноз переформирований русла, в том числе для того, чтобы были заблаговременно предусмотрены меры для предотвращения неблагоприятных воздействий русловых процессов.

Смещение излучин — наиболее распространенный случай создания затруднений при эксплуатации водозаборов и водовыпусков. Причиной периодической заносимости водозабора является смещение побочной и осередков вдоль ведущего берега, приводящих к отклонению потока от берега к середине русла, занесению наносами оголовков водозабора и патрубков водовыпусков. Затруднения и аварийные ситуации при эксплуатации водозаборов и водовыпусков связаны с учетом возможных переформирований русла или несвоевременном принятии мер по предотвращению их неблагоприятных последствий. Практически при любом морфодинамическом типе русла можно найти участок, где оно относительно стабильно. Однако в разветвленном или свободно меандрирующем слабоустойчивом или неустойчивом русле выбор таких участков проблематичен, и организациям водоснабжения приходится идти на строительство протяженных водоводов с применением при их проектировании рекомендаций, разработанных для магистральных трубопроводов. Но даже в оптимальных условиях расположения водозабора или водовыпуска (плесовый участок прямолинейного неразветвленного русла) возможно движение микроформ грядового рельефа, вызывающих периодическое обмеление оголовков водозабора и определяющих необходимость их расчисток с помощью землечерпательной техники. На реках с интенсивной направленной аккумуляцией наносов оголовки водозаборов и патрубки водовыпусков подвергаются систематической заносимости и требуют регулярной расчистки.

Другой распространенный случай возникающих затруднений — врезание реки, сопровождающееся понижением уровней воды, вследствие чего происходит оголение или обсыхание оголовков водозабора или патрубков водовыпусков. Это явление характерно для нижних бьефов гидроузлов, где оно приводит к необходимости периодической реконструкции водозабора или водовыпуска. В естественных условиях врезание русла редко приводит к нарушению работы водозаборов и водовыпусков из-за очень малых темпов процесса. Однако во внутригорных котловинах и предгорьях зафиксированы

случаи вывода из строя водозаборов при экстремальных проявлениях врезания реки.

При проектировании рассеивающих выпусков сточных вод учет русловых процессов должен опираться на некоторые их конструктивные особенности, связанные с выдвиганием магистральной трубы в реку на значительное удаление от берега и размещение на ней нескольких рассеивающих патрубков. При этом следует учитывать, что занесение водовыпуска промышленных предприятий и вывод его из эксплуатационного состояния чреват серьезными экологическими последствиями. Поэтому водовыпуски приходится делать двухниточными или двухсекционными, предусматривать резервные и съемные секции и т.д. Возможные варианты их размещения в руслах разного морфодинамического типа и их обоснование (на основе классификации русел ГГИ) детально рассмотрены в «Рекомендациях по размещению и проектированию рассеивающих» (1981). На рис. 9.19 показаны варианты размещения водовыпусков в относительно прямолинейном русле при шахматном расположении побочной (рис. 9.19, *a*) и на излучине русла при ее направленном смещении в

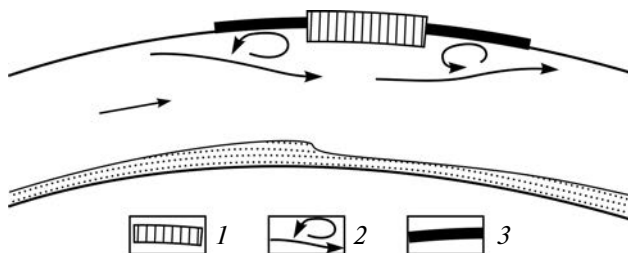


**Рис. 9.19.** Схема размещения водовыпуска при шахматном расположении побочной в прямолинейном русле (*a*) и двухсекционных водовыпусках (поперечный профиль) на излучине русла (*б*):

- I, II — варианты размещения одно- и двухниточного выпуска;
- III — съемная секция патрубков; IV — резервная секция патрубков;
- a — начальное положение русла; б — конечное положение русла

сторону вогнутого берега (рис. 9.19, б). В первом случае (см. рис. 9.19, а) односторонний выпуск сточных вод устраивается в двухсекционном варианте, при котором каждая из секций работает попеременно в зависимости от последовательно надвижения побочной на секции, расположенные у противоположных берегов реки; двухсторонний односторонний выпуск располагается со стороны одного берега на расстоянии, равном смещению побочной на полную его длину (шаг). Во втором случае (см. рис. 9.19, б) предусматриваются съемные секции, которые убираются по мере размыва вогнутого берега. Предусмотрена также вероятность попадания водовыпуска по мере смещения излучины в курью (заовдье, затонину), в результате чего создаются неблагоприятные условия для разбавления сточных вод, возникает необходимость переноса водовыпуска или проведения регулярной расчистки патрубков от наносов с помощью землечерпательной техники.

**Защитные береговые сооружения.** Такие сооружения, возводимые возле отдельных инженерных объектов на берегах для предотвращения их от возможного разрушения, нередко превращаются при продолжающемся размыве берега выше и ниже по течению в выступающие мысы, возле которых возникают водовороты, в зоне действия которых резко возрастают размывы берега, и под угрозой разрушения оказываются соседние постройки и даже сам защищаемый объект (рис. 9.20). Поэтому при строительстве подобных объектов необходимо не только учитывать русловые процессы при выборе их местоположения, но и оценивать обратное воздействие сооружения на русло и вероятность возникновения в нем опасных русловых деформаций.



**Рис. 9.20.** Схема влияния береговых одиночных сооружений на структуру потока и деформации берега:  
 1 — береговое сооружение, 2 — водовороты,  
 3 — зоны активизации размыва берега

Возведение *берегоукреплений* в виде вертикальных стенок большой протяженности при направлении к ним потока под некоторым углом приводит к сжатию потока, усилению размывов и разрушению самих

сооружений. Это иногда наблюдается на причальных стенках портовых сооружений, особенно если они возводятся в легких грунтах.

Берегоукрепление на участках прямолинейных русел большой протяженности приводит к искусственному созданию ведущего берега, способствует устойчивому расположению вдоль него динамической оси потока и некоторому углублению русла при одновременном постоянном накоплении наносов у противоположного берега. Условием этого является выровненность береговой линии, отсутствие выступающих в русло сооружений, отклоняющих поток, и относительная устойчивость самого русла.

Если укрепления следуют за естественными изгибами берега, то они усиливают направляющее их воздействие, отклоняя поток к противоположному берегу, способствуя активизации его размывов и развитию вдоль него рукавов, в которые перемещается основной расход воды.

На реках со слабоустойчивым и неустойчивым руслом, развитым грядовым движением наносов стржень потока подходит часто и неоднократно к берегозащитным сооружениям под тем или иным углом, возле них происходит сжатие потока и, соответственно, активизируются размывы дна. Его углубление зачастую превышает глубину заложения шпунтового ряда, откосов, покрытых бетонными плитами, тетрадрами и пр. Это приводит к обрушению элементов сооружений, возникновению выступов и мысов и образованию водоворотов. Такие последствия берегоукрепления нередки на Амударье, на которой развивается катастрофический размыв берега — дейгиш, нижем Тереке и даже на реках с относительно более устойчивым руслом, если основание сооружений не опирается на прочный грунт (верхняя Обь, нижняя Волга). Сопряжение любого сооружения с потоком под углом почти всегда сопровождается вследствие сжатия струй размывами дна и созданием угрозы разрушения самого сооружения.

На меандрирующих реках берегоукрепление нередко ограничивается привершинными частями излучин, где создается реальная опасность разрушения хозяйственных объектов. При продольном смещении излучин это приводит к размыву берега ниже и выше укрепленных мест, в его линии образуются глубокие выбоины, оказывающие на поток направляющие воздействие, происходят избыточное искривление излучин, последующее их спрямление и изменение конфигурации русла ниже по течению, размыва выпуклого берега, образование новых побочней и молодой поймы. Сами сооружения оказываются вне современного русла или продолжают оказывать влияние на поток, вызывая образование крутых изгибов русла и создавая опасность судоходству.

**Дамбы обвалования**, сооружаемые чаще всего как противопаводковые, предотвращая затопление поймы во время половодья или

паводков, сосредотачивают в русле весь или большую часть расхода воды, ранее рассредотачивающегося по пойме, увеличивают его удельную величину и рост транспортирующей способности потока. На ограниченных участках дна долины прекращение затопления сравнительно небольших участков поймы сопровождается местными изменениями русловых деформаций и морфологии русла. При сплошном обваловании это влияние становится региональным, сказываясь в морфологии и динамике русла на участках большого протяжения (иногда в сотни километров).

**Содержание и эксплуатация водных** подходов к объектам речной хозяйственной инфраструктуры требует проведения регуляционных мероприятий вплоть до создания по существу каналов в тыловых частях массивных побочней, возведения с этой целью специальных ограждающих дамб, разработку капитальных прорезей и регулярное проведение ремонтно-восстановительных работ. При этом искусственное вмешательство зачастую идет вразрез с естественными тенденциями развития русла и неизбежно сопровождается его изменениями, которые так или иначе отражаются на других отраслях экономики и должны учитываться при решении водохозяйственных вопросов. То же происходит, если русловые деформации приводят к необходимости выполнять мероприятия по защите уже существующих объектов от опасности их разрушения рекой или по обеспечению водных подходов к ним (например, при обмелении водозаборов или водовыпусков), что идет в разрез с естественным развитием русла.

## **9.8. Применение теории русловых процессов при поисках и разведке аллювиальных россыпных месторождений полезных ископаемых<sup>1</sup>**

Своеобразной областью применения учения о русловых процессах является разведка аллювиальных месторождений полезных ископаемых — *россыпей*, представляющих собой скопления в речных отложениях частиц наносов, по минералогическому составу являющихся в основном тяжелыми металлами (золото, платина и др.) и отличающихся от других частиц своим удельным весом. Они формируются в результате размыва коренных источников, переноса и накопления металла притоками в руслах, как правило, горных и полугорных рек в условиях средне- и низкогорного рельефа. Различают россыпи ближнего и дальнего сноса. *Россыпи ближнего сноса* сложены относительно крупными частицами металла, которые были перемещены потоком в составе наносов на сравнительно короткие

<sup>1</sup> Соавтор раздела О.В. Виноградова.



расстояния. Их продуктивность (количество полезного компонента, отнесенное к единице длины россыпи) высокая. *Россыпи дальнего сноса* формируются мелкими частицами, транспортируемыми потоком на большие расстояния от источника их поступления и встречаются даже на равнинных реках. Как правило, они характеризуются низкой продуктивностью, и их отработка может представлять интерес только как попутное извлечение тяжелой фракции при карьерной добыче стройматериалов — ПГС и дноуглубительных работах. Отработке россыпей предшествует их разведка: бурение скважин на всю мощность речных отложений, выполнение гранулометрического и минералогического анализа аллювия и определение участков с промышленным содержанием металла. По полученным данным проводится подсчет запасов — определение количества и качества полезных компонентов в пределах оконтуренных площадей (блоков запасов) с промышленным содержанием металла. Проведение разведочных работ и оценка россыпей основывается на закономерностях их формирования как производной русловых процессов.

Основы учения о формировании аллювиальных россыпей были заложены в первой половине XX в. Ю.А. Билибиным, который впервые стал рассматривать россыпь как результат деятельности рек, связав распределение частиц металла строение металлоносных толщ аллювия с динамикой потока и русла, характером транспорта частиц полезного компонента. Им была установлена зависимость дальности переноса частиц от их веса, выделены два типа скопления металла: пластового, состоящего из частиц, перемещавшихся в потоке путем волочения по дну, и косового, включающего в себя мелкие частицы, транспортируемые во взвешенном состоянии. Позднее Н.А. Шило высказал гипотезу о формировании россыпей по мере постепенного высвобождения частиц металла (в данном случае — золота) из кварцевой гальки в процессе ее переноса. Существование двух различных подходов связано с различиями гранулометрического состава частиц металла. Преобладание в россыпях мелких частиц (менее 1 мм) — наиболее типичная картина, характерная для большинства россыпных районов. Лишь в некоторых районах отдельные россыпи представлены крупными частицами. Крупные частицы поступают в россыпи со склонов, при непосредственном размыве коренного источника в русле реки или в результате высвобождения металла при разрушении гальки в процессе переноса. Их транспорт русловым потоком ограничен, и крупные частицы металла в основном откладываются в непосредственной близости от мест их поступления в русло. Мелкие частицы являются одним из компонентов тяжелой фракции аллювия, и их перенос подчиняется общим закономерностям транспорта наносов. Соответственно с этим россыпи могут быть подразделены на два типа:

1) образованные малоподвижными частицами ( $d > 3,0$  мм), закономерности строения которых слабо связаны с деятельностью русловых потоков;

2) россыпи, сложенные средними, мелкими и весьма мелкими частицами металла, транспорт и аккумуляция которых обусловлены механизмами русловых процессов.

По аналогии с руслообразующими наносами мелкие частицы металла могут быть названы «россыпеобразующие», так как именно им принадлежит основная роль в формировании россыпей.

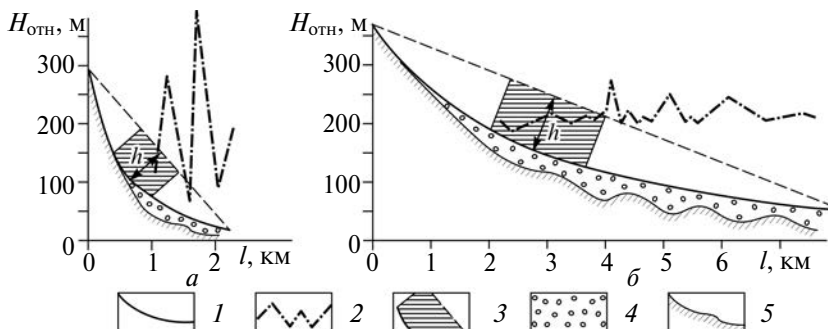
Из-за большого удельного веса даже мелкие частицы металла обладают большой гидравлической крупностью. Поэтому они быстро проникают в нижнюю часть транспортируемого слоя наносов, отстают в процессе переноса от частиц, представленных легкими минералами, и быстрее выпадают из транзитного переноса. В результате формируется металлоносный пласт — нижний горизонт речных отложений, характеризующийся незначительной мощностью. Металлоносный пласт залегает на *плотике* — верхнем трещиноватом горизонте коренных пород, подстилающих русло, в который проникают частицы тяжелых металлов.

Оценка роли русловых процессов в образовании россыпей обычно сводится к установлению эмпирических зависимостей их параметров от порядка и морфометрических характеристик (главным образом, уклона) дна долин, в которых они формируются, т.е. объяснению положения и строения россыпи от «противного» — по имеющимся сведениям о россыпи и ее строении дается характеристика гидродинамических условий, в которых происходило накопление металла. Однако формирование аллювия, в том числе его тяжелой фракции, обусловлено не только гидродинамикой потока, но и формой движения наносов, морфологией русла и его деформациями, рельефом коренного ложа русла (плотика), влиянием притоков. Учет русловых процессов как главного динамического фактора формирования россыпей позволил Н.И. Маккавееву и его сотрудникам обосновать подход к оценке механизмов образования россыпи, распределения и концентрации металла в русле и аллювиальной толще как составной части транспорта и аккумуляции наносов и на этой основе разработать методику прогнозной оценки положения россыпей и их строения.

В процессе транспорта частиц металла в речной сети от горных рек низких порядков до полугорных и по длине россыпей осуществляется их дифференциация, особенности которой определяются крупностью поступающих в реку частиц, гидравлических характеристик потока, формой транспорта наносов, особенностями морфологии русла и русловым режимом реки. Крупные частицы тяжелых минералов ( $d > 3$  мм) мало подвижны и их доля от общего количества металла невелика. Они откладываются недалеко от места их поступления

в русло, формируя зону нарастания запасов; частицы средней ( $d = 3...1$  мм), мелкой ( $d = 1,0...0,5$ ) и очень мелкой ( $d < 0,5$  мм) крупности образуют зоны нарастания и спада продуктивности. В результате формируется элементарная россыпь, сложенная из частиц металла, поступившего из одного источника. Особенности положения россыпей и их протяженность связаны с уклонами реки. При превышении определенных значений уклонов процесс россыпеобразования осуществляться не может. Такие уклоны предложено называть *критическими уклонами россыпеобразования*. Их значения определяются сочетанием крупности частиц металла и транспортирующей способности потоков. Чем больше крупность частиц, тем большее значение критического уклона.

Распределение уклонов по длине рек определяется формой продольных профилей. Стрела прогиба продольного профиля, восстановленная из точки максимального вреза по нормали к хорде, соединяющей истоки и устье реки, разделяет реку на два участка: выше по течению уклоны повышенные, поток осуществляет вынос эродированного материала за пределы участка; ниже по течению уклоны снижаются, происходит аккумуляция наносов, в том числе и частиц металла, продуктивность россыпи резко возрастает (рис. 9.21, *а*). При больших уклонах и меньшем общем уклоне реки россыпи начинаются выше по течению от местоположения стрелы прогиба (рис. 9.21, *б*). Первый случай соответствует горным руслам с развитыми аллювиальными формами, второй — руслам полугорных рек. Выше по течению русла порожиисто-водопадные или с неразвитыми аллювиальными формами, лишённые россыпей.



**Рис. 9.21.** Положение россыпи относительно стрелы прогиба продольного профиля на горных реках с развитыми аллювиальными формами (*а*) и полугорных реках (*б*):  
 1 — продольный профиль, 2 — продуктивность россыпи,  
 3 — участок положения стрелы прогиба  $h$ ;  
 4 — аллювиальные отложения, 5 — коренное ложе

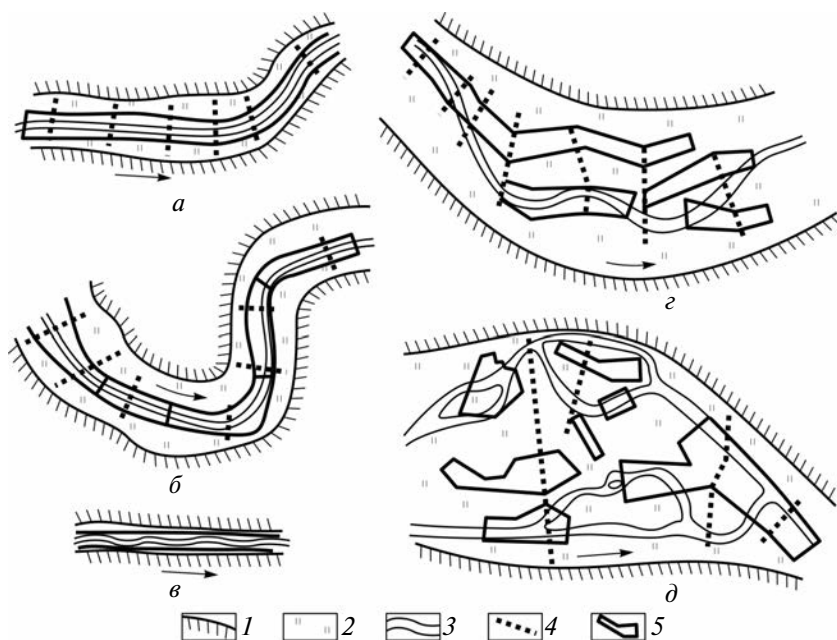
На фоне общего снижения уклонов от верховий к низовьям по длине рек происходят местные изменения уклонов, в том числе на полугорных реках, приводящих к чередованию участков с более крутыми и пологими продольными профилями. Увеличение транспортирующей способности потока на крутых участках обуславливает транзит частиц металла и их отложение на пологих участках.

В *руслах горных рек с неразвитыми аллювиальными формами* россыпи практически не формируются. Аллювиальные отложения характеризуются низкой продуктивностью, не достигающей промышленных значений. Во время паводков происходит массовое смещение наносов, и при безгрядовой форме их движения концентрация частиц металла не происходит. Лишь на незначительных по протяженности локальных участках снижения уклонов и повышенной шероховатости ложа возможно образование обогащенных металлом «гнезд» отложений — «щеточных» россыпей. В результате горные русла с неразвитыми аллювиальными формами являются своеобразными каналами, по которым частицы в основном выносятся на нижерасположенные участки.

В *руслах горных рек с развитыми аллювиальными формами* транспорт донных наносов осуществляется в виде гряд. При грядовой форме движения наносов возникает своеобразный *шлиховой эффект* — частицы тяжелых минералов благодаря своему большому удельному весу при небольших размерах отстают от основной массы наносов и откладываются в нижние горизонты аллювия, образуя продуктивный, выдержанный по протяженности пласт, насыщенный металлом, но имеющий небольшую мощность. Продуктивность россыпи увеличивается вниз по течению по мере уменьшения уклонов и аккумуляции наносов, в том числе тяжелых частиц. Количество россыпей в долинах рек с этим типом русла по отношению к общему числу россыпей в районе наибольшее. Однако их протяженность и продуктивность небольшая.

На *полугорных реках* создаются наиболее благоприятные условия для формирования россыпей. Перемещение наносов осуществляется путем их перераспределения по отдельным элементам рельефа русла. Частицы, поступившие в результате транзита наносов с верхних участков, активно перемещаются на побочнях, которые занимают относительно постоянное положение в русле. В понижениях коренного ложа скорости течения снижаются, частицы металла аккумуляруются, равномерно распределяясь по всей толще аллювия. Как правило, россыпи на полугорных реках представляют собой совокупность элементарных россыпей, суммарная протяженность которых может достигать нескольких десятков километров. Их продуктивность максимальна.

Строение россыпей тесно связано с морфодинамическим типом русла. Выделяются россыпи: во врезанных относительно прямолинейных руслах с узкой поймой (рис. 9.22, *а, в*); во врезанных излучинах (рис. 9.22, *б*); в широкопойменном меандрирующем и разветвленном русле, характеризующиеся сложными прерывистыми контурами и имеющими различную ориентировку в плане (рис. 9.22, *г, д*). В последнем случае ширина россыпи возрастает в соответствии с увеличением ширины дна долины и достигает максимальных значений. Во врезанном русле россыпи имеют прямолинейные очертания или изгибаются в соответствии с извилистостью русла и дна долины. В широкопойменном русле обычно формируется россыпи нескольких узких контуров, повторяющих форму излучин или рукавов.



**Рис. 9.22.** Морфология россыпи на участках врезанного относительно прямолинейного, неразветвленного русла (*а, в*), врезанной излучины (*б*); широкопойменного русла со свободными излучинами (*в*), разветвленного (*д*):

1 — борта долины, 2 — пойма, 3 — русло,  
4 — разведочные скважины, 5 — границы россыпей

Специфическое строение россыпей характерно для рек со скальным руслом, возникающим при их врезании в коренные породы и

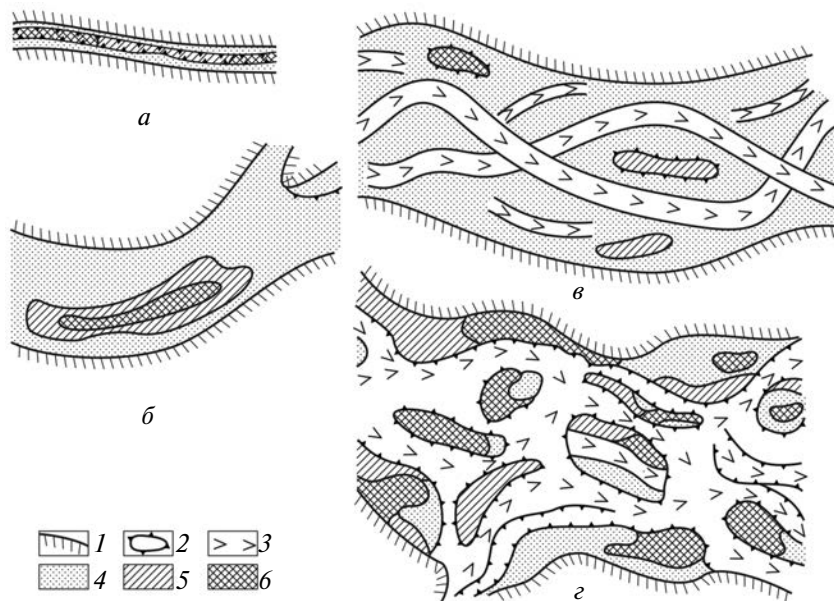
общем дефиците наносов. Скальное ложе таких рек в обратной связи воздействует на структуру потока, определяя особенности концентрации тяжелых минералов. Связь их распределения с коренным ложем проявляется в различиях формирования россыпей в его западинах и на повышениях, особенно на малых реках. На повышениях плотика осуществляется интенсивный транзит наносов, обуславливающий естественный шлиховой эффект («отмывку» — отсортирование тяжелых минералов) и высокую концентрацию металла в нижних горизонтах аллювия, создающих металлоносный пласт, не превышающий по мощности первые метры. Преобладающая в западинах аккумуляция наносов обуславливает равномерное распределение металла в толще аллювия. Скальные острова, прибрежные выступы и гряды, пересекающие русло, являются ядрами создаваемых аллювиальных форм, определяя устойчивое положение зон транзита наносов, их огибающих. Частицы металла, обладая большим удельным весом и меньшими размерами по сравнению с валуно-галечными наносами, перемещаются в придонном слое, задерживаясь на поверхности скальных форм и образуя концентрации с высоким содержанием металла.

Во врезанном относительно прямолинейном, неразветвленном русле и во врезанных излучинах наибольшее содержание металла приурочено к эрозионной ложбине, выработанной в скальных породах (рис. 9.23, *a, б*). Во врезанных излучинах у вогнутого берега формируются глубокие плесы — западины в скальном ложе. В них происходит накопление тяжелых частиц; у выпуклых берегов содержание металла снижается.

В широкопойменном относительно прямолинейном неразветвленном русле наиболее высокие концентрации также прослеживаются вдоль глубоких ложбин. На выровненных площадках, представляющих собой фрагменты пойм, содержание металла резко снижается. В меандрирующем русле основные места с повышенным содержанием металла приурочены к эрозионным ложбинам, контуры которых, как и обогащенных струй, повторяют форму излучин (рис. 9.23, *в*).

Для меандрирующего и разветвленного русла характерен наиболее сложный рельеф скального ложа, многочисленные эрозионные борозды различной протяженности и ориентировки, отражающие интенсивные переформирования излучин и рукавов, по которым осуществляется основной транспорт наносов и, соответственно, частиц металла. Конфигурация приуроченных к эрозионным бороздам обогащенных металлом струй аллювия сложная, нередко формируется несколько струй, повторяющих форму излучин и рукавов, между которыми фиксируются участки с непромышленными содержаниями металла (рис. 9.23, *в, г*). Обогащенные концентрации в виде

изометричных гнезд образуются также на скальных островах и прибрежных выступах. Общая ширина россыпи может достигать сотен метров.



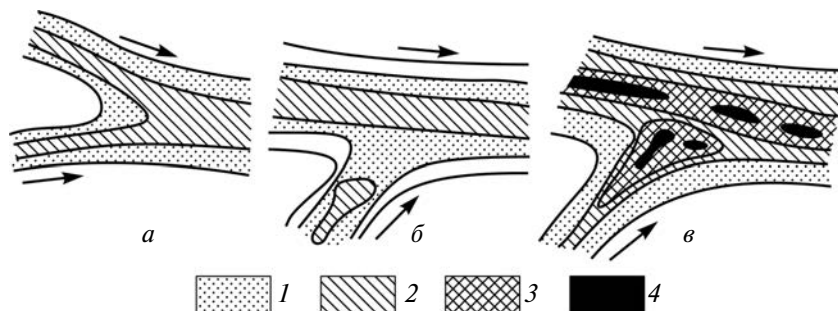
**Рис. 9.23.** Распределение металла на участках врезанного русла: *а* — относительно прямолинейного, неразветвленного; *б* — извилистого (врезанные излучины); *в, г* — широкопойменного русла свободно меандрирующего и разветвленного соответственно; *1* — борта долины; *2* — скульптурные формы; *3* — обогащенные струи аллювия, приуроченные к эрозионным бороздам; *4* — низкое; *5* — среднее; *6* — высокое содержание металла соответственно

В узлах слияния притоков с главной рекой (рис. 9.24) россыпи по механизму формирования объединяются в три основные группы:

1) на крутых участках продольного профиля главной реки, где металл, вынесенный притоком, транспортируется вниз по течению, формируя струю, постепенно сливающуюся с основной россыпью (рис. 9.24, *а*);

2) в зонах подпора, где металл откладывается в устьевой области притока (рис. 9.24, *б*);

3) на выположенных участках главной реки, где металл, вынесенный притоком с большим уклоном, откладывается непосредственно ниже устья, образуя конус выноса (рис. 9.24, *в*).



**Рис. 9.24.** Изменение строения россыпи при слиянии притока с главной рекой:

- a* — под острым углом на крутом участке продольного профиля,  
*б* — под прямым углом на пологом участке притока;  
*в* — при крутом уклоне притока и пологом участке главной реки;  
 1, 2, 3, 4 — низкое, среднее, высокое и максимальное содержание золота соответственно

На основе выявленных закономерностей разработан *генетический метод анализа строения россыпей*, позволяющий провести реконструкцию механизма россыпеобразования и выявить неразведанные участки россыпей. Сущность метода состоит в построении модели россыпи по полученным в процессе разведки материалам, определении генезиса неоднородных по характеру распределения частиц металла участков и прогнозировании строения россыпи на неразведанных участках и на участках, расположенных между поисковыми и разведанными линиями. Применение метода в ходе геологоразведочных работ позволяет более точно провести экстраполяцию полученных данных для оконтуривания россыпей и повысить точность подсчета запасов. Без определения генезиса выявленных разведочными линиями неоднородных участков россыпей могут быть допущены серьезные ошибки, приводящие к значительным расхождениям подсчитанных и действительных запасов. Формальный подход ведет, в одних случаях, к потере металла в недрах, в других — к нерентабельной переработке больших объемов пустых пород. Преимущество метода заключается в том, что его применение не требует получения каких-либо дополнительных данных о строении россыпи, кроме тех, которые уже получены при ее поиске и разведке. По существу его применение сводится к анализу уже имеющихся разведочных данных. При этом решаются две основные задачи: где и каким образом происходило поступление металла в долину; как он перераспределяется в долине в процессе транспорта и аккумуляции наносов.



Итогом генетического анализа являются:

- 1) прогнозная оценка вероятности формирования и условий локализации россыпей в неразведанных долинах;
- 2) определение оптимального направления и местоположения геологоразведочных линий, способа и густоты разведки в зависимости от прогнозируемого строения россыпи;
- 3) прогнозная оценка положения обогащенных участков россыпей на стадии эксплуатационной разведки;
- 4) прогнозная оценка строения россыпей на участках впадения притоков.

При оценке вероятности формирования и положения россыпи проводится анализ продольного профиля, уклонов долин, определение типа русла и местоположения стрелы прогиба продольного профиля. В руслах горных рек с неразвитыми аллювиальными формами формирование россыпи мало вероятно. В горных руслах с развитыми аллювиальными формами разведочные линии следует закладывать в устьевых участках долин, так как к ним приурочены продуктивные россыпи. На полугорных реках рекомендуется заложение разведочных линий ниже стрелы прогиба продольного профиля.

Важным этапом проведения генетического анализа является реконструкция рельефа коренного ложа россыпесодержащих долин, которая отражает положение и морфологию русла в период формирования россыпи. В долинах низких порядков анализ рельефа коренного ложа позволяет определить морфодинамический тип русла и условия формирования россыпи. Для современных долин морфодинамический тип русла может быть определен визуально или по топографическим картам, аэроснимкам и космическим снимкам. Для древних долин к решению этой задачи могут привлекаться результаты геофизических исследований, дающих представление об уклонах и ширине дна погребенных долин. Морфодинамический тип русла позволяет прогнозировать контур россыпи. Для относительно прямолинейных неразветвленных и врезанных русел — это узкие ленточные залежи с наибольшей концентрацией металла вдоль палеорусла («глубокого тальвега»). Для свободно меандрирующих и разветвленных русел можно ожидать сложный контур россыпи, мозаичность расположения фрагментов россыпей на разных по высоте уровнях, хаотичное распределение металла. Это позволит определить способ разведки и густоту разведочной сети. В первом случае разведку россыпей рационально проводить с заложением разведочных линий по нормали к направлению палеорусел, во втором необходимо сгущать разведочные линии, бурение скважин проводить по квадратной сетке. В свою очередь, учет генезиса концентраций, вскрытых разведочными линиями, позволяет более обоснованно оконтуривать блоки запасов.

# ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

---

- Аблювиальный эффект  
Аккумуляция наносов  
Аллювиальная отмостка  
Аллювий (аллювиальные, речные отложения)
- Базис эрозии  
Баровая бороздина  
Берег
  - ведущий
  - вогнутый
  - выпуклый
  - коренной, террасовый
  - незатопляемый
  - пойменный
- Берегоукрепление  
Бесподпорное устье притока  
Бесструктурный транспорт наносов  
Бичевник  
Блуждающее русло  
Бочажинное русло, бочажины  
Бурный поток
- Водозаборы  
Водовыпуски, выпуски сточных вод  
Водоохранилище  
Врезание реки (глубинная эрозия)  
Временные русловые потоки  
Временные русловые потоки  
Выбоина (вогнутость) берега  
Выправление русел
  - выборочное
  - сплошное
- Выработанный продольный профиль
- Гарантированная глубина  
Генетический метод анализа строения россыпей  
Геоморфологические типы русел
  - врезанные
  - широкопойменные
  - адаптированные
- Гидравлическая крупность наносов  
Гидравлически допустимая глубина  
Гидравлический уклон  
Гидролого-морфологические зависимости  
Гидроморфомерические зависимости  
Гидроузел  
Гранулометрический состав наносов  
Грунты (горные породы)
  - легкоразмываемые
  - несвязные (рыхлые)
  - пластичные (вязкие)
  - связные
  - скальные
  - трудноразмываемые
- Грядовое движение наносов  
Гряды, грядовые формы руслового рельефа
  - макроформы
  - мезоформы
  - микроформы
  - ультрамикроформы
  - плоские
  - рифели
  - перекошенные гряды
  - крутые
  - антидюны
  - нормальные, асимметричные
- Дамбы, полузапруды  
Дамбы обвалования  
Дельта реки
  - выдвигения в открытое море
  - выполнения заливов
- Дефицит наносов  
Дефицитные гряды  
Деформации (переформирования) перекаатов

- многолетние
- сезонные

Динамическая ось (стрежень) потока  
 Дискретность русловых процессов  
 Дноуглубительные прорези

- капитальные
- эксплуатационные

Дноуглубление

Заиление (деградация) малых рек  
 Закон Эри  
 Законы (общие) русловых процессов  
 Законы Фарга  
 Зарастание русел  
 Затонина, затонская часть переката  
 Землечерпание  
 Зона переменного подпора  
 Зона регрессивной аккумуляции выше водохранилища

Иерархия форм русла  
 Излучины русла

- пологие
- развитые
- крутые
- петлеобразные (омеговидные)
- синусоидальные
- прорванные
- заваленные
- сундучные
- врезанные
- свободные
- адаптированные
- сегментные
- вынужденные
- вписанные

Извилина динамической оси потока

Карьеры песчано-гравийной смеси ПГС (стройматериалов)

- русловые
- пойменные
- большие

- малые
- одиночные
- массового расположения

Кинематический эффект  
 Классификация (типизация) руслового процесса ГГИ  
 Континуальность русловых процессов  
 Конус выноса  
 Корыто переката  
 Коса, косы (мн.)  
 Коэффициент доставки  
 Коэффициент плеса Х.М. Полина  
 Коэффициент стабильности русла Н.И. Маккавеева  
 Кривизна русла на излучине  
 Кривые Хьюлстрема  
 Критическая скорость потока

- неразмывающая
- размывающая

Критический уклон

Ленточные гряды

Магистральные рукава в дельте  
 Макроформы русла, макроизлучины  
 Местный базис эрозии  
 Месторождения ПГС

- возобновляемые
- невозобновляемые

Морфодинамическая классификация русел МГУ  
 Морфодинамические типы русла

- извилистое (меандрирующее)
- разветвленное
- относительно прямолинейное, неразветвленное

Морфологически однородный участок  
 Морфологические элементы и параметры излучин

- вершина, привершинная часть
- длина русла по излучине
- крылья (верхнее, нижнее)
- пояс меандрирования
- радиус кривизны

- степень развитости
- стрела прогиба
- шаг
- шпора, шейка излучины

Морфометрический показатель  
В.Г. Глушкова

Морфометрический показатель  
устойчивости русла

Морфология речного русла

Мостовой переход, мост

Мутность воды

### Наносы

- взвешенные
- влекомые, донные
- руслообразующие
- транзитные

Направленная аккумуляция наносов

Незаилающая скорость

Неразмывающая скорость

Нижний бьеф гидроузла

Обвалованное русло

Овраг

Овражная (линейная) эрозия, оврагообразование

Оголовок острова

Осередок

Остров, островной массив

Пережат, пережаты (мн.)

- пережаты-гряды
- пережаты, образованные грядами-побочьями
- пережаты-россыпи
- пережаты-косы
- «хорошие»
- «дурные»
- перевального типа
- смещающиеся
- стабильные

Пережатый участок

Перлювий (остаточно-речные отложения)

Плес, плесовый участок

Плесовые лощины

• верхняя

• нижняя

Плотик

Побочень, побочень перката

• верхний

• нижний

Подвалье (гряды, пережаты)

Пойма

- двусторонняя
- односторонняя
- чередующаяся
- рек с раздвоенным руслом
- наложенная
- обвалованная
- одноярусная
- ступенчатая, псевдоостанцовая
- прирусловая
- центральная
- притеррасная (тыловая),
- гривистая, сегментно-гривистая
- гривисто-островная
- ложбинно (проточно)-островная
- озерно-старичная (сегментная, ровная)
- параллельно-гривистая
- проточно-гривистая
- унаследованная
- цокольная
- горных рек

Пойменная многорукавность

Пойменно-русловой комплекс

Пойменный наилок

Поперечная циркуляция

Порог, пороги (мн.)

Порядок реки

Постоянные русловые потоки, реки

- ручьи
- малые реки
- средние реки
- большие реки
- крупнейшие реки

Потери напора (энергии потока)

- Пояс разветвления (меандрирования)
- Правило ведущего берега
- Правило «восьмерки»
- Прибрежные косы, закосы
- Приустьевая отмель
- Приустьевые подпорные озера (на притоках)
- Продольный профиль реки
- Протока, протоки
- второстепенные
  - прибрежные
  - межостровные
  - побочные
  - пойменные (ответвления)
- Противоэрозионная устойчивость (стойкость) почвы (грунтов)
- Профиль мутности
- Прямолинейные русла
- нетрансформирующиеся
  - трансформирующиеся
- Разветвления русла
- одиночные (простые, сложные)
  - сопряженные (простые, сложные)
  - параллельно-рукавные
  - односторонние
  - чередующиеся односторонние
  - разветвленно-извилистые русла
  - разбросанные
  - пойменно-русловые
  - раздвоенные русла
  - пойменные проточно-озерные
  - симметричные
  - несимметричные
  - скульптурные
  - скульптурно-разветвленные
  - осередковые
  - точечные
- Размывающая скорость
- Размыв русла (глубинная эрозия, врезание) в нижнем бьефе гидроузла
- Размывы берегов
- Регулирование русел
- Рельеф речного русла
- Россыпи, россыпные месторождения
- Рукав
- Русло реки
- Русловедение
- географическое
  - общее
  - инженерное
  - экологическое
  - историческое
  - палеорусловедение
  - теоретическое
  - экспериментальное
- Русла горных рек
- порожисто-водопадные
  - с неразвитыми аллювиальными формами
  - с развитыми аллювиальными формами
- Русла полугорных рек
- Русла равнинных рек
- Русловая многорукавность
- Русловой режим рек
- Русловые деформации (перформирования русел)
- вертикальные
  - горизонтальные (плановые)
  - направленные
  - периодические
  - текущие
  - общие (фоновые)
  - местные
  - обратимые
  - необратимые
  - трансгрессивные
  - регрессивные
  - региональные
- Русловые процессы
- Руслообразующие наносы
- валунно-глыбовые
  - валунные
  - галечно-валунные
  - галечные
  - песчано-галечные

- песчаные
- песчано-илистые
- илистые

Руслотворящие расходы воды

Сальтация (скачкообразное движение наносов)

Седловина переката

Селевое русло

Сель, селевой поток

Скальное русло

Слияние рек

- бесподпорное
- подпорное
- при переменном подпоре
- бездельтовые
- дельтовые

Смещение излучин

- продольное
- продольно-поперечное
- поперечное

Смещение островов

- регрессивное
- трансгрессивное

Составляющие стока взвешенных наносов

- русловая
- бассейновая

Спокойный поток

Старица (старое русло, староречье)

Сток наносов

- взвешенных
- влекомых
- общий

Теории движения взвешенных наносов

- диффузионная В.М. Маккавейева—А.В. Караушева
- гравитационная М.А. Великанова
- Г.И. Баренблатта — А.Н. Кологорова
- Ф.И. Франкля

Транзитные наносы

Транспортирующая способность потока

Транспорт (перемещение) наносов

Трансформация русел

Уравнение Бернулли

Уравнение удельной энергии сечения потока

Условия развития русловых деформаций

- свободные
- ограниченные
- промежуточные

Устойчивость русла

Устьевая область реки

Устьевое удлинение реки

Устьевой бар

Устьевой участок притока (главной реки)

Ухвостье острова

Факторы русловых процессов

Формула Штернберга

Формы русла, русловые формы (макроформы, по ГГИ)

Формы руслового рельефа

- аккумулятивные
- скульптурные
- скульптурно-аккумулятивные

Циркуляционные течения

Число Лохтина

Число Фруда

Шахматный порядок (расположение) побочней

Шероховатость русла (дна потока)

- зернистая
- грядовая

Шлюзование реки

Элементарные деформации

Элементарный остров

Эрозионно-аккумулятивные процессы

Эрозионно-русловые системы

Эрозионный индекс осадков

Эрозионный индекс рельефа

Эрозионный коэффициент

Эрозия почв

- естественная (нормальная)
- антропогенная (ускоренная)
- ирригационная
- капельная

Эстуарий (губа)

*QI*-диаграмма

# ИМЕННОЙ УКАЗАТЕЛЬ

---

(кроме исторического очерка)

Алабян А.М.  
Алексеевский Н.И.  
Алтунин С.Т.  
Андреев О.В.

Бабинский З.  
Баренблатт Г.И.  
Барышников Н.Б.  
Бачурин Г.В.  
Бейкер В.Р.  
Белостоцкий И.И.  
Беркович К.М.  
Билибин Ю.А.  
Бобровицкая Н.Н.  
Бусинеск Ж.

Векслер А.Б.  
Великанов М.А.  
Великанова З.М.  
Виноградова Н.Н.  
Вольман М.

Гладков Г.Л.  
Глушков В.Г.  
Голосов В.Н.  
Гончаров В.Н.  
Григорьев В.Я.  
Гришанин К.В.

Дебольский В.К.  
Дедков А.П.  
Добровольская Н.Г.  
Докучаев В.В.  
Доненберг В.М.

Еленевский Р.А.

Жирардон Г.  
Журавлев М.М.

Завадский А.С.

Зайцев А.А.  
Замарин Е.А.  
Замышляев В.И.  
Знаменская Н.С.  
Зорина Е.Ф.

Иванов В.В.

Кабанов А.В.  
Карасев И.Ф.  
Караушев А.В.  
Каргаполова И.Н.  
Католиков В.М.  
Колмогоров А.Н.  
Комар Р.Д.  
Кондратьев Н.Е.  
Копалиани З.Д.  
Корчоха Ю.М.  
Крошкин А.М.  
Кузнецов М.С.  
Кузьмин И.А.  
Кумсиашвили Г.П.

Ламакин В.В.  
Лапшенков В.С.  
Ларионов Г.А.  
Латышенков А.М.  
Левашов А.А.  
Леви И.И.  
Лелявский Н.С.  
Леопольд Л.  
Лисицына К.Н.  
Литвин Л.Ф.  
Лодина Р.В.  
Лопатин Г.В.  
Лосиевский А.И.  
Лохтин В.М.  
Львович М.И.  
Ляпин А.Н.

Маккавеев В.М.  
Маккавеев Н.И.  
Мечников В.И.



Милович А.Я.  
Михайлов В.Н.  
Михайлова Н.А.  
Мирицхулава Ц.Е.  
Мозжерин В.И.

Ободовский А.Г.  
Образовский А.С.  
Орлянкин В.Н.  
Офицеров А.С.

Панин А.В.  
Перов В.Ф.  
Петров И.Б.  
Петухова Г.А.  
Полин Х.М.  
Поляков Б.В.  
Попов И.В.  
Потапов М.В.

Рабкова Е.К.  
Разумихин Н.В.  
Ржаницын Н.А.  
Ромашин В.В.  
Россинский К.И.  
Рыбкин С.И.

Саймонс Д.  
Сахарова Е.И.  
Се Дзенхен  
Сергутин В.Е.  
Сидорчук А.Ю.  
Снищенко Б.Ф.  
Соколов Ю.Н.  
Соколовский Д.Л.  
Соколовский И.Л.  
Срибный М.Ф.  
Стралер А.  
Студеничников Б.И.

Тананаев Н.И.  
Турыкин Л.А.

Уишмейер Х.

Фарг Л.  
Федоров Б.Г.

Философов В.П.  
Флейшман С.М.  
Франкль Ф.И.

Хмелева Н.В.  
Хортон Р.

Цян Нин  
Цубаки Т.

Чалов Р.С.  
Чалов С.Р.  
Чернов А.В.  
Чернышов Ф.М.

Шайдеггер А.  
Шамов Г.И.  
Шанцер Е.В.  
Шатаева С.Г.  
Шаффернак Ф.  
Шило Н.А.  
Штернберг А.  
Шумм С.  
Шуравилин А.В.

Щеглова О.П.

Ярных Н.А.  
Ярославцев И.А.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

---

### Рекомендуемая

1. *Барышников Н.Б.* Русловые процессы. — СПб. : РГГМУ, 2008. — 439 с.
2. *Барышников Н.Б., Попов И.В.* Динамика русловых потоков и русловые процессы. — Л. : Гидрометеоиздат, 1988. — 456 с.
3. *Великанов М.А.* Русловой процесс. — М. : Госфизматиздат, 1958. — 395 с.
4. *Гришанин К.В.* Теория руслового процесса. — М. : Транспорт, 1972. — 216 с.
5. *Маккавеев Н.И.* Русло реки и эрозия в ее бассейне. — М. : Изд-во АН СССР, 1955. — 347 с.
6. *Маккавеев Н.И.* Сток и русловые процессы. — М. : Изд-во МГУ, 1971. — 116 с.
7. *Маккавеев Н.И., Чалов Р.С.* Русловые процессы. — М.: Изд-во МГУ, 1986. — 264 с.
8. *Чалов Р.С.* Общее и географическое русловедение. — М. : Изд-во МГУ, 1997. — 112 с.
9. Чалов Р.С. Русловедение: теория, география, практика. Т. 1. Русловые процессы: факторы, механизмы, формы проявления и условия формирования речных русел. — М. : Изд-во ЛКИ, 2008. — 608 с.
10. *Чалов Р.С.* Русловедение: теория, география, практика. Т. 2. Морфодинамика речных русел. — М. : КРАСАНД, 2011. — 960 с.

### Дополнительная

1. *Алексеевский Н.И.* Формирование и движение речных наносов. — М. : Изд-во МГУ, 1998. — 203 с.
2. *Алексеевский Н.И., Чалов С.Р.* Гидрологические функции разветвленного русла. — М. : Географ. ф-т МГУ, 2009. — 240 с.
3. *Андреев О.В.* Проектирование мостовых переходов. — М. : Транспорт, 1980. — 216 с.
4. *Барышников Н.Б.* Проблемы морфологии, гидрологии и гидравлики пойм. — СПб. : РГГМУ, 2012. — 426 с.
5. *Беркович К.М.* Географический анализ антропогенных изменений русловых процессов. — М. : ГЕОС, 2001. — 164 с.
6. *Беркович К.М.* Русловые процессы и русловые карьеры. — М. : Географ. ф-т МГУ, 2005. — 109 с.
7. *Беркович К.М.* Русловые процессы на реках в сфере влияния водохранилищ. — М. : Географ. ф-т МГУ, 2012. — 163 с.
8. *Беркович К.М., Чалов Р.С., Чернов А.В.* Экологическое русловедение. — М. : ГЕОС, 2000. — 332 с.

9. *Векслер А.Б., Доненберг В.М.* Переформирования русла в нижних бьефах крупных водохранилищ. — М. : Энергоатомиздат, 1983. — 217 с.
10. *Гладков Г.Л., Журавлев М.В., Соколов Ю.П.* Оценка воздействия на окружающую среду инженерных мероприятий на судоходных реках. — СПб. : Изд-во А. Карданова, 2005. — 241 с.
11. *Голосов В.Н.* Эрозионно-аккумулятивные процессы в речных бассейнах освоенных территорий. — М. : ГЕОС, 2006. — 296 с.
12. *Гришанин К.В.* Устойчивость русел рек и каналов. — Л. : Гидрометеоздат, 1974. — 144 с.
13. *Дедков А.П., Мозжерин В.И.* Эрозия и сток наносов на земле. — Казань: Изд-во КазГУ, 1984. — 264 с.
14. *Знаменская Н.С.* Грядовое движение наносов. — Л. : Гидрометеоздат, 1968. 188 с.
15. *Знаменская Н.С.* Донные наносы и русловые процессы. Л.: Гидрометеоздат. 1976. 192 с.
16. *Зорина Е.Ф.* Овражная эрозия: закономерности и потенциал развития. — М. : ГЕОС, 2003. — 170 с.
17. *Карасев И.Ф.* Русловые процессы при переброске стока. — Л. : Гидрометеоздат, 1975. — 288 с.
18. *Караушев А.В.* Теория и методы расчета речных наносов. — Л. : Гидрометеоздат, 1977. — 272 с.
19. *Кондратьев Н.Е., Попов И.В., Смищенко Б.Ф.* Основы гидроморфологической теории руслового процесса. — Л. : Гидрометеоздат, 1982. — 272 с.
20. *Литвин Л.Ф.* География эрозии почв сельскохозяйственных земель России. — М. : Академкнига, 2002. — 256 с.
21. *Маккавеев Н.И.* Русловый режим рек и трассирование прорезей. — М. : Речиздат, 1949. — 202 с.
22. *Мирицхулава Ц.Е.* Основы физики и механики эрозии русел. — Л. : Гидрометеоздат, 1988. — 304 с.
23. *Михайлов В.Н.* Динамика потока в неприливых устьях рек / Тр. ГОИН. Вып. 102. — М. : Гидрометеоздат, 1971. — 260 с.
24. *Михайлов В.Н.* Гидрологические процессы в устьях рек. — М. : ГЕОС, 1997. — 176 с.
25. *Ободовський А.Г.* Гідролого-екологічна оцінка руслових процесів (на прикладі річок України). — Київ : Ніка-Центр, 2001. — 276 с.
26. Опасные русловые процессы и среда обитания лососевых рыб: Камчатка / под ред. С.Р. Чалова, В.Н. Лемана, А.С. Чаловой. — М. : ВНИРО, 2014. — 240 с.
27. *Попов И.В.* Деформации речных русел и гидротехническое строительство. — Л. : Гидрометеоздат, 1965. — 328 с.
28. Проектирование судовых ходов на свободных реках / под ред. Н.И. Маккавеева / Тр. ЦНИИЭВТ. — Вып. 36. — М. : Транспорт, 1964. — 262 с.
29. Рекомендации по прогнозу трансформации русла в нижних бьефах гидротехнических сооружений. Со 34. 21. 204. — 2005 [2006]. Разработано ОАО «ВНИИ гидротехники им. Б.Е. Веденеева».

30. Рекомендации по размещению и проектированию рассеивающих выпусков сточных вод. М.: Стройиздат, 1981. Гидрологический институт Госкомгидромет.
31. Руководство по проектированию коренного улучшения судоходных условий на затруднительных участках свободных рек. Л., Транспорт, 1974. 309 с.
32. Руслевой режим рек Северной Евразии / под ред. Р.С. Чалова. — М. : МГУ, 1994. — 336 с.
33. *Седых А.И., Чернышов Ф.М., Кабанов А.В.* Путевые работы на судоходных реках. Справочное пособие. М.: Транспорт, 1978. С. 328.
34. *Сидорчук А.Ю.* Структура рельефа речного русла. — Л. : Гидрометеоздат, 1992. — 128 с.
35. Сток наносов, его изучение и географическое распределение / под ред. А.В. Караушева. — Л. : Гидрометеоздат, 1977. — 240 с.
36. Транспортное использование водохранилищ / Н.И. Маккавеев, Г.М. Матлин, Г.М. Гохштейн, А.Ю. Зарбаилов, Л.С. Кусков, Б.Г. Федоров. — М. : Транспорт, 1972. — 264 с.
37. Учет руслowego процесса на участках подводных переходов трубопроводов через реки. СТО ГУ ГГИ 08.29-2009.
38. *Федотов Г.А., Наумов Г.Г.* Дорожные переходы через водотоки. М.: ИНФРА-М. 2015. 520 с.
39. *Флейшман С.М., Перов В.Ф.* Сели. — М. : Изд-во МГУ, 1986. — 128 с.
40. *Хмелева Н.В., Виноградова Н.Н., Самойлова А.А., Шевченко Б.Ф.* Бассейн горной реки и экзогенные процессы в его пределах (результаты стационарных исследований). — М. : Географ. ф-т МГУ, 2009. — 186 с.
41. *Хмелева Н.В., Виноградова О.В.* Руслевые процессы и формирование аллювиальных россыпей. — М. : МГУ. — 2009. — 172 с.
42. *Чалов Р.С., Алабян А.М., Иванов В.В., Лодина Р.В., Панин А.В.* Морфодинамика русел равнинных рек. — М. : ГЕОС, 1998. — 288 с.
43. *Чалов Р.С., Завадский А.С., Панин А.В.* Речные излучины. — М. : Изд-во МГУ, 2004. — 371 с.
44. *Чернов А.В.* География и геоэкологическое состояние русел и пойм рек Северной Евразии. — М. : Крона. — 2009. — 684 с.
45. Чернышов Ф.М. Повышение эффективности путевых работ на многорукавных участках судоходных рек. — Новосибирск: Изд-во НИИВТ, 1973. — 324 с.
46. *Шамов Г.И.* Речные наносы. — Л. : Гидрометеоздат, 1959. — 380 с.
47. *Щеглова О.П.* Генетический анализ и картографирование стока взвешенных наносов рек Средней Азии. — Л. : Гидрометеоздат, 1984. — 128 с.
48. *Babinski Z.* Wplyw zapór na procesy korytowe rzek abezialnych. — Bydgoszcz, 2002. — 186 s.
49. *Knighton A.D.* Fluvial Forms and Processes: A New Perspective. — London : Arnold, 1998. — 383 p.
50. *Schumm S.A.* The fluvial system. — New York : Wiley, 1977. — 338 p.
51. *Pierre Y. Julien.* Erosion and Sedimentation. — United Kingdom, Cambridge University Press, 2010. — 392 p.
52. *Robert A.* River Processes: An Introduction to Fluvial Dynamics. — London : Arnold, 2003. — 214 p.

# ОГЛАВЛЕНИЕ

---

---

<b>Основные принятые обозначения</b> .....	<b>3</b>
<b>Предисловие</b> .....	<b>6</b>
<b>Введение</b> .....	<b>10</b>
<b>Глава 1. ФАКТОРЫ РУСЛОВЫХ ПРОЦЕССОВ</b> .....	<b>35</b>
1.1. Русловые процессы и географическая среда .....	35
1.2. Сток воды и наносов как активные факторы русловых процессов .....	40
1.3. Геолого-геоморфологические факторы .....	45
1.4. Эрозионные процессы на водосборах .....	48
1.4.1. Эрозия почв .....	48
1.4.2. Овражная эрозия .....	55
1.5. Прочие природные факторы .....	60
1.6. Влияние хозяйственной деятельности на русловые процессы и их факторы .....	67
<b>Глава 2. МЕХАНИЗМ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ПОТОКА И РУСЛА. ЭРОЗИЯ, ТРАНСПОРТ И АККУМУЛЯЦИЯ НАНОСОВ</b> .....	<b>69</b>
2.1. Факторы эрозии и противоэрозионная устойчивость грунтов .....	69
2.2. Механизм отрыва частиц грунта потоком и размыв несвязных грунтов .....	72
2.3. Эрозия связных пластичных и скальных грунтов .....	82
2.4. Формы и механизмы транспорта наносов .....	86
2.4.1. Взвешенные и влекомые наносы .....	86
2.4.2. Руслообразующие и транзитные наносы .....	93
2.4.3. Транспортирующая способность потока .....	94
2.4.4. Грядовое движение влекомых наносов .....	97
2.5. Методы расчета расходов и стока наносов .....	109
2.5.1. Сток взвешенных наносов .....	109
2.5.2. Сток влекомых наносов .....	117
2.5.3. Соотношение стока взвешенных и влекомых наносов .....	120
2.6. Аккумуляция наносов .....	121
2.7. Формирование аллювиальной отмостки .....	123
<b>Глава 3. УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ РЕЧНЫХ РУСЕЛ</b> .....	<b>126</b>
3.1. Состав и распределение руслообразующих наносов (речных отложений) .....	126
3.2. Устойчивость русла .....	134
3.3. Руслоформирующие расходы воды .....	145

	3.4. Гидроморфометрические зависимости. . . . .	155
<b>Глава 4.</b>	<b>ТИПИЗАЦИЯ РУСЛОВЫХ ПРОЦЕССОВ И ФОРМЫ ИХ ПРОЯВЛЕНИЯ . . . . .</b>	<b>161</b>
	4.1. Типы русловых процессов. Равнинные и горные реки .	161
	4.1.1. Кинематика потоков и типы русловых процессов. . . . .	161
	4.1.2. Типы русел и русловые процессы на горных реках . . . . .	166
	4.1.3. Русловые процессы и селевые потоки. . . . .	177
	4.1.4. Русловые процессы на равнинных реках . . . . .	184
	4.1.5. Скальные русла, скульптурные и скульптурно-аккумулятивные формы руслового рельефа. . . . .	188
	4.2. Виды русловых деформаций и соотношения между ними . . . . .	195
	4.3. Классификации речных русел; морфодинамическая классификация МГУ. . . . .	201
	4.4. Критерии выделения русел разных морфодинамических типов . . . . .	209
	4.5. Иерархия форм русла. . . . .	211
	4.6. Причины формирования русел рек разных типов . . . . .	213
<b>Глава 5.</b>	<b>НАПРАВЛЕННЫЕ ВЕРТИКАЛЬНЫЕ РУСЛОВЫЕ ДЕФОРМАЦИИ . . . . .</b>	<b>222</b>
	5.1. Методы определения и морфологические признаки вертикальных деформаций . . . . .	222
	5.2. Формирование продольного профиля . . . . .	230
	5.3. Врезание рек и направленная аккумуляция наносов. .	238
	5.3.1. Врезание рек . . . . .	238
	5.3.2. Направленная аккумуляция наносов . . . . .	247
	5.3.3. Заиление и деградация русел малых равнинных рек. . . . .	254
<b>Глава 6.</b>	<b>МОРФОДИНАМИКА РЕЧНЫХ РУСЕЛ (ГОРИЗОНТАЛЬНЫЕ РУСЛОВЫЕ ДЕФОРМАЦИИ И ФОРМЫ ИХ ПРОЯВЛЕНИЯ) . . . . .</b>	<b>260</b>
	6.1. Относительно прямолинейные неразветвленные русла . . . . .	260
	6.2. Меандрирование речных русел . . . . .	267
	6.2.1. Морфологические элементы и параметры излучин. . . . .	267
	6.2.2. Кинематика потока, перемещение наносов на изгибе русла и механизм образования излучин. . . . .	269
	6.2.3. Типизация излучин. . . . .	278

6.2.4. Эволюция и стадии развития свободных излучин, продольное и поперечное смещение и условия спрямления. . . . .	281
6.2.5. Гидролого-морфологические зависимости свободных излучин. . . . .	296
6.2.6. Вынужденные, адаптированные и вписанные излучины . . . . .	301
6.2.7. Врезанные излучины . . . . .	308
6.2.8. Рельеф русла на излучинах . . . . .	309
6.3. Разветвленные русла . . . . .	312
6.3.1. Причины и условия формирования разветвлений; образование и эволюция островов . . . . .	312
6.3.2. Распределение стока воды и наносов по рукавам. Кинематика потока в узлах разделения и слияния рукавов, его транспортирующая способность . . . . .	323
6.3.3. Типизация разветвленных русел. . . . .	331
6.3.4. Переформирования русловых разветвлений и их трансформация при изменении стока воды и наносов . . . . .	336
6.3.5. Гидролого-морфологические характеристики разветвленных русел. . . . .	352
6.4. Русловые процессы в узлах слияния рек . . . . .	355
6.5. Русловые процессы в устьях рек . . . . .	367
6.6. Особенности русловых процессов на равнинных галечно-валунных реках. . . . .	371
<b>Глава 7. ФОРМИРОВАНИЕ И ДЕФОРМАЦИИ ПЕРЕКАТОВ . . . .</b>	<b>378</b>
7.1. Перекаты и перекатные участки . . . . .	378
7.2. Условия формирования перекатов . . . . .	386
7.3. Многолетние переформирования перекатов . . . . .	393
7.4. Сезонный режим деформаций перекатов . . . . .	404
<b>Глава 8. ПОЙМЫ РЕК. . . . .</b>	<b>412</b>
8.1. Условия формирования, распространение и морфометрия пойм . . . . .	412
8.2. Механизм формирования и рельеф поймы (поймообразующие процессы) . . . . .	417
8.3. Гидрологический режим пойм и эрозионно-аккумулятивные процессы на ее поверхности . . . . .	440
8.4. Взаимодействие пойменного и руслового потоков и его влияние на русловые процессы. . . . .	449
<b>Глава 9. АНТРОПОГЕННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ И УПРАВЛЕНИЕ РУСЛОВЫМИ ПРОЦЕССАМИ. . . . .</b>	<b>456</b>

9.1. Виды хозяйственной деятельности на реках и их связь с русловыми процессами . . . . .	456
9.2. Методы прогноза и расчета русловых деформаций. . . . .	461
9.3. Русловые процессы в нижних бьефах гидроузлов и выше водохранилищ . . . . .	474
9.3.1. Водоохранилища как базы эрозии . . . . .	474
9.3.2. Русловые процессы в зонах переменного подпора и регрессивной аккумуляции наносов выше водохранилищ . . . . .	477
9.3.3. Русловые процессы в нижних бьефах гидроузлов . . . . .	482
9.4. Учет русловых процессов при водно-транспортном использовании рек . . . . .	496
9.5. Русловые процессы при разработке карьеров стройматериалов. . . . .	514
9.6. Учет русловых процессов при проектировании мостовых и подводных переходов через реки. . . . .	525
9.7. Учет русловых процессов при проектировании водозаборов, выпусков сточных вод и других инженерных объектов на берегах рек. . . . .	535
9.8. Применение теории русловых процессов при поисках и разведке аллювиальных россыпных месторождений полезных ископаемых . . . . .	540
<b>Предметный указатель. . . . .</b>	<b>550</b>
<b>Именной указатель . . . . .</b>	<b>555</b>
<b>Список литературы . . . . .</b>	<b>557</b>
Рекомендуемая. . . . .	557
Дополнительная . . . . .	557



*По вопросам приобретения книг обращайтесь:*  
**Отдел продаж «ИНФРА-М» (оптовая продажа):**  
127282, Москва, ул. Полярная, д. 31В, стр. 1  
Тел. (495) 280-15-96; факс (495) 280-36-29  
E-mail: books@infra-m.ru

•  
**Отдел «Книга–почтой»:**  
тел. (495) 280-15-96 (доб. 246)

---

*Учебное издание*

**Чалов Роман Сергеевич**

## **РУСЛОВЫЕ ПРОЦЕССЫ (РУСЛОВЕДЕНИЕ)**

**УЧЕБНОЕ ПОСОБИЕ**

Оригинал-макет подготовлен в НИЦ ИНФРА-М  
ООО «Научно-издательский центр ИНФРА-М»  
127282, Москва, ул. Полярная, д. 31В, стр. 1  
Тел.: (495) 280-15-96, 280-33-86. Факс: (495) 280-36-29  
E-mail: books@infra-m.ru    <http://www.infra-m.ru>