Министерство науки, высшей школы и технической политики
Российской Федерации

РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ
ИНСТИТУТ

Н. Б. БАРЫШНИКОВ, Е. А. САМУСЕВА

СИСТЕМНЫЙ ПОДХОД К ОЦЕНКЕ СОПРОТИВЛЕНИЙ РЕЧНЫХ РУСЕЛ

*Утверждено ученым советом института
в качестве учебного пособия*

САНКТ-ПЕТЕРБУРГ
1992

УДК 556.537

Барышников Н Б., Самусева Е. А. Системный подход к оценке сопротивлений речных русел. Учебное пособие. С.-Пб., изд. РГГМИ, 1992, 79 с.

В учебном пособии приведено современное состояние проблемы сопротивлений речных русел. Изложен системный подход к их оценке, основанный на комплексном рассмотрении саморегулирующейся системы «бассейн — речной поток — русло», состоящий из ряда блоков: жидкий сток, твердый сток, русловые процессы, ограничивающие, биотические и антропогенные факторы и сопротивления. Последние являются основным регулятором работы системы, передающими внешние воздействия на различные блоки системы. Именно с их помощью осуществляется процесс саморегулирования системы.

Учебное пособие предназначено для инженеров-гидрологов, работающих в различных проектных организациях и на сетевых станциях и в других подразделениях гидрометслужбы, а также студентов-гидрологов старших курсов.

Ил. 20. Табл. 4. Библ. 52.

This study guide deals with the current state of the problem of river bed resistance. It introduces the system approach to evaluation of river bed resistance based on a complex consideration of a «Basin — River Stream — River Bed» self-regulatory system comprising a number of components: liquid flow, flow of solid matter, river bed processes, restricting, biotic and anthropogenic factors and resistances. The last-mentioned prove to be the major regulator of the behaviour of the system, transmitting external influenses onto the various components of the system. It is through their medium that self-regulation of the system is being accomplished.

The study guide is intended for hydrologist engineers working at various design organisations and observational network stations or other agencies of the Hydrometeorological Service as well as for senior students of hydrology.

Рецензенты: кафедра инженерных мелиораций, гидрологии и охраны окружающей среды С.-Петербургского государственного технического университета; В. И. Антроповский, канд. техн. наук (Государственный гидрологический институт).

© Н. Б. Барышников, Е. А. Самусева.

ВВЕДЕНИЕ

Переход к рыночной экономике требует существенных изменений в методике подготовки специалистов с высшим образованием, в частности, в повышении самостоятельности в изучении дисциплин, умении пользоваться не только учебниками и учебными пособиями, но и обширной научной литературой для получения интересующих их сведений по любой дисциплине. Большой объем научной публикуемой информации и ограниченность времени для ее усвоения, привели к необходимости быстрой публикации небольших по объему учебных пособий (до 5 п. л.), в которых приводятся новейшие достижения по одному-двум разделам курса. Курс «Динамика русловых потоков и русловые процессы» является специальным и интенсивно развивающимся в последние годы, значительная часть материала в нем имеет дискуссионный характер, отражающий точки зрения различных направлений и научных школ.

Данное пособие посвящено одному из основных разделов курса — проблеме сопротивлений речных русел, решение которой в недалеком прошлом практически зашло в тупик, что обусловлено ее сложностью и отсутствием глубоких теоретических проработок. В то же время в технической гидравлике проблема сопротивлений практически решена, то есть методика, предложенная Зегждой — Никурадзе, позволяет производить расчеты с достаточной для практики точностью. Однако попытки применения этой методики к речным руслам приводят к очень большим погрешностям расчетов. Поэтому был необходим поиск новых нетрадиционных путей решения данной проблемы, на что обращали внимание ряд исследователей как в нашей стране, так и за рубежом.

В последние годы начало успешно развиваться новое направление в разработке методики расчетов сопротивлений речных русел. Оно основано на системном подходе, представляющем речную систему, названную саморегулирующейся системой бассейн — речной поток — русло, как единое целое. В этой системе процесс саморегулирования осуществляется с помощью сопротивлений, которые передают необходимые команды на изменение работы отдельных блоков системы. Данное направление интенсивно разрабатывается не только в нашей стране, но и за рубежом, особенно в США.

1. САМОРЕГУЛИРУЮЩАЯСЯ СИСТЕМА БАССЕЙН — РЕЧНОЙ ПОТОК — РУСЛО И ЕЕ СОСТАВЛЯЮЩИЕ

Природу в целом можно рассматривать как совершенную саморегулирующуюся систему. Что же под ней понимается? «Саморегулирующимися или спонтанными называются такие механические или природные системы, которые способны путем внутренней перестройки продолжать выполнение своих функций при ограниченных изменениях внешних условий, в которых они развиваются» [4, с. 257]. Рассматривая природу как систему высшего порядка, обратим внимание на то, что она состоит из большого количества взаимодействующих между собой систем более низкого порядка или подсистем. Наиболее сложной и высокоорганизованной из них является сообщество людей и особенно его составляющие — люди.

В последнее время резко усилилось антропогенное воздействие на природную систему в целом, что довольно часто приводит к общему нарушению процесса саморегулирования составляющих природной системы и, как следствие, к их разрушению, т. е. к экологической катастрофе. К сожалению, можно привести множество общеизвестных примеров, когда из-за недальновидной политики, сиюминутной выгоды или просто халатности людей происходят разрушения составляющих звеньев этой очень сложной системы. Наиболее типичными примерами являются Чернобыльская авария, полигоны в штате Невада и в Семипалатинске, Аральское море, наступление пустынь в Африке, вырубка лесов в Южной Америке и Африке и др.

Изучение и создание математической модели природной системы в целом очень сложная задача, решение которой дело ближайшего будущего. Здесь же рассмотрим только одну из ее составляющих, а именно: саморегулирующуюся систему бассейн — речной поток — русло. В процессе саморегулирования этой системы принимают участие очень большое количество параметров, находящихся в сложной взаимосвязи и взаимодействии и часто подверженных влиянию различных случайных факторов.

Рассмотрим, как же происходит процесс саморегулирования в этой системе, выделив предварительно из нее несколько тесно взаимосвязанных и взаимодействующих блоков: жидкий сток, сток наносов и русловые процессы и их производная форма сечения русла, сопротивления, ограничивающие факторы и ряд блоков

в основном определяющих качество воды, в частности биотические факторы. Последние, хотя и играют существенную роль в процессе саморегулирования исследуемой системы, но в данной работе не рассматриваются, так как их анализ выполнен в работе Дж. А. Гора [11]. Самостоятельным, приобретающим в последние годы исключительно большое значение, является блок антропогенных факторов. Перейдем к краткому анализу роли перечисленных блоков в рассматриваемой системе.

2. ЖИДКИЙ СТОК В САМОРЕГУЛИРУЮЩЕЙСЯ СИСТЕМЕ

«Реки — продукт климата», поэтому процесс формирования стока в первую очередь определяется климатическими условиями их бассейнов, существенное влияние на сток оказывают и физико-географические условия.

Процессу формирования стока посвящено большое количество исследований [40 и др.], поэтому рассмотрим лишь роль отдельных факторов, таких, как пойма и перекаты.

Известно, что на равнинных реках с большой амплитудой колебания уровней почти всегда имеется пойма, служащая для пропуска паводочных вод. Ее роль в регулировании стока трудно переоценить. Так, по данным [2, 3], на пойме может аккумулироваться до 70—80% объема паводочного стока в период подъема уровней с последующей отдачей его в русло реки в период спада за исключением потерь на испарение и фильтрацию. Это приводит к существенному уменьшению максимальных расходов воды и значительному увеличению продолжительности половодий или паводков. Действительно, на р. Обь и ее притоках, имеющих большие (шириной до 50 км) поймы, продолжительность паводков увеличивается настолько, что в отдельные годы охватывает практически весь навигационный период.

На страницах ряда американских журналов [50 и др.] была проведена дискуссия, посвященная пропуску катастрофических паводков. М. А. Стивенс [50], обобщивший итоги этой дискуссии, пришел к выводу о том, что катастрофические паводки редкой повторяемости (1 раз в 400—1000 лет) в экваториальной и тропической зонах, как правило, полностью ликвидируют меженное извилистое русло и частично пойму, создавая на их месте новое широкое прямолинейное (канализованное) русло, ширина которого равна суммарной ширине поймы и русла. При этом растительность на пойме полностью уничтожается.

В последующие меженные периоды и паводки, имеющие близкую к средней повторяемость, постепенно формируется узкое извилистое русло с поймой. Таким образом, Стивенс считает, что формирование русла и поймы в первую очередь определяется последовательностью паводков и их мощностью. Однако паводки,

как отмечает Стивенс, не являются единственным фактором, вызывающим изменение формы речного русла.

Аналогичный пример приводит В. Р. Хаусфуртер [11], выполнивший анализ изменений, происшедших в русле р. Симаррон, протекающей на юго-западе штата Канзас. Он отмечает, что «в конце прошлого и начале нынешнего столетия это была небольшая речка шириной около 15 м. В-30-е годы, вследствие неоднократных наводнений и повышения уровня воды, русло расширилось до 370 м и заняло большую часть поймы, но в 60-е годы русло вновь сузилось до 150 м. Пример р. Симаррон показывает, насколько важно учитывать все факторы, влияющие на речную систему» [11, с. 46—47].

Влияние катастрофических паводков, вызывающих коренные преобразования русла [50 и др.], выявлены на реках, расположенных в экваториальных и тропических широтах. В нашей стране это справедливо только для рек Дальнего Востока, на которых необходимо учитывать возможность образования катастрофических паводков, происходящих при прохождении тайфунов и муссонных дождей и вызванных ими коренных переформирований речных русел и пойм.

Так, осенью 1981 г. тайфун Филлис, а также другие, прошедшие в последующие годы, вызвали катастрофические паводки на ряде рек Сахалина, Хабаровского и Приморского краев. Отметки уровней на реках этого региона часто превышали исторические горизонты. а на ряде малых и средних рек даже были затоплены речные водоразделы. Однако даже эти паводки по своему воздействию на русло и пойму нельзя сравнить с теми, которые наблюдались в Индии, Венесуэле и др. странах, расположенных в экваториальных и тропических широтах.

При высоких паводках меженное русло может полностью заноситься донными наносами в местах, где углы пересечения динамических осей руслового и пойменного потоков достаточно велики (около 90° и более). Массы воды из русла, захватывая частицы наносов, поступают на поймы или пойменные массивы в их верхних частях, а при катастрофических паводках на участках пойм большого протяжения. В качестве иллюстрации этого можно привести натурные данные по р. Оби у г. Барнаула, полученные З. М. Великановой и Н. А. Ярных [8], и лабораторные исследования Н. С. Знаменской [16].

В меженные же периоды, когда уровни снижаются до минимальных отметок, русло также оказывает регулирующее влияние. Оно, как известно, состоит из серии чередующихся плесов и перекатов, гребни которых, подпирая уровни воды, препятствуют их падению уменьшают скорость поступления в русло реки грунтовых вод, а следовательно, увеличивают продолжительность периода использования их запасов в бассейне реки.

В связи с возросшим интересом к проблеме малых рек, уместно отметить, что принцип регулирования запасов подземных вод

раньше был умело использован мельниками, строившими разборные плотины, которые в известной степени увеличивали период расходования этих запасов.

3. РУСЛОВЫЕ ПРОЦЕССЫ И СТОК НАНОСОВ В САМОРЕГУЛИРУЮЩЕЙСЯ СИСТЕМЕ

Не останавливаясь на детальном анализе процесса саморегулирования стока воды в системе бассейн — речной поток — русло, перейдем к рассмотрению второго блока этой системы, включающего в себя русловые процессы и сток наносов. Последние, формируясь в бассейне реки, дискретно поступают в ее русло в основном в периоды паводков и половодий. При этом известно, что максимумы поступления наносов в реки обычно опережают наступление максимальных расходов воды. В частности, это хорошо иллюстрируется совмещенными хронологическими графиками расходов воды, взвешенных наносов и мутности (рис. 1). Как

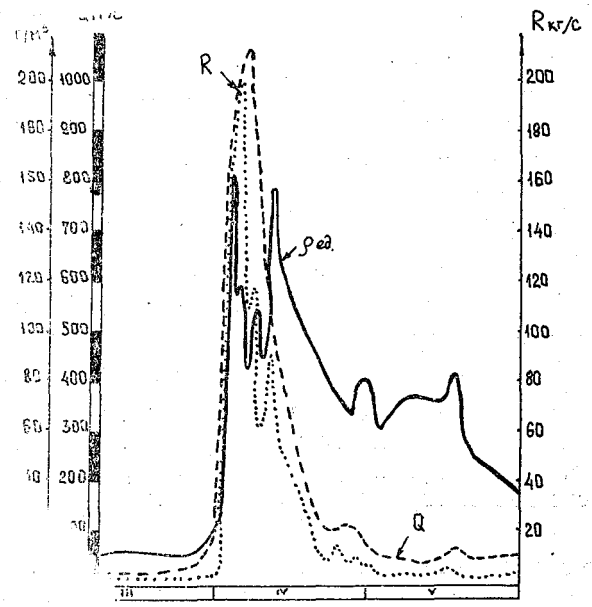

Рис. 1. Совмещенные хронологические графики расходов воды (Q), взвешенных наносов (R) и мутности ($\rho_{ед}$), р. Мокша — г. Темников 1951 г.

видно на рисунке, наблюдается последовательное чередование максимумов: мутности, расходов наносов и уже после них — расходов воды.

В русле реки эти частицы грунтов в зависимости от их крупности могут перемещаться в виде взвешенных или донных наносов (влечением, сальтацией или донных гряд). При этом саморегулирование может достигаться, в частности, изменением состава или крупности донных отложений, посредством большего или меньшего заполнения мелкими частицами пор основного скелета донных отложений.

Естественный поток обладает способностью в широких пределах изменять свою транспортирующую способность в зависимости от режима, количества и состава поступающих в него наносов путем самопроизвольных изменений морфологического строения русла и поймы, в том числе за счет формы поперечного сечения русла (его распластывания или сосредоточения, т. е. изменения соотношения ширины и глубины русла, приводящего иногда к изменению типа руслового процесса).

Так, например, с возникновением и развитием извилистости русла уменьшается средний продольный уклон потока, изменяется строение перекатов, плесовых ложбин, меняется макроструктура скоростного поля потока, возрастает его неравномерность, т. е. появляются участки интенсивных деформаций под его воздействием. Это неизбежно влияет на расход донных наносов не только в количественном выражении, но и в формах их переотложения, а следовательно, ведет к изменению морфологических образований в руслах и на поймах рек.

Русла естественных водотоков, как уже указывалось, обычно представляют собой чередование плесов и перекатов, которые наблюдаются как на криволинейных, так и на прямолинейных участках. Такой характер русел, взаимодействующих с водными потоками, несущими наносы, более устойчив, чем призматических русел большой длины. Это, в первую очередь, обусловлено неравномерностью и асинхронностью поступления стока воды и наносов в реки, приводящей к нарушению соответствия между содержанием наносов в потоке и его транспортирующей способностью, т. е. к перегрузке потока наносами в отдельные периоды. Наибольшее значение такой перегрузки наблюдается в период подъема уровней при пропуске паводков, когда река проносит и наибольший объем наносов.

Именно это несоответствие и является основной причиной регулирующей роли перекатов, которые более подвижны, чем плесы. При перегрузке потока наносами они откладываются в основном на перекатах, что приводит к интенсивному росту их гребней, достигающих на больших реках нескольких метров за паводок. После прохождения пика паводка, когда в русла рек начинает поступать осветленная вода, т. е. транспортирующая способность потока оказывается больше расхода наносов, поступающих в реки, наблюдается обратный процесс — размыв гребней перекатов. Этот процесс продолжается и в последующую летне-осеннюю межень.

В период кратковременных летне-осенних паводков, зачастую проходящих после засушливого лета, в реки может поступать исключительно большое количество наносов, которое они не могут транспортировать, и наносы снова откладываются на перекатах, вызывая рост их гребней.

Значительную роль в деформациях русел играют притоки, уклоны водной поверхности которых (и особенно овражно-балочной сети) значительно больше, чем в реках, что приводит к выносу из них наносов большой крупности. Эти наносы откладываются, как правило, непосредственно у впадения притока и постепенно перерабатываются основным водотоком. В частности, наблюдались многочисленные случаи выноса потоками из оврагов такого большого количества наносов, что из-за перегрузки реки не могли их транспортировать, и наносы образовывали бары. Такие образования характерны для южных рек, протекающих в условиях засушливого климата. В частности, на р. Дон были зарегистрированы выносы и отложения наносов из овражно-балочной сети, которые река размывала в течение нескольких лет.

Такие местные нарушения руслового режима рек, значительно осложняя процесс, наблюдаются только при интенсивной эрозии почв и часто являются следствием неправильной эксплуатации сельскохозяйственных угодий. На северных же реках, где практически отсутствуют эрозионные процессы, основная роль в регулировании стока наносов принадлежит перекатам.

Перекаты в реках приурочены к определенным местам русла и долины и сохраняются в этих местах длительное время. Располагаясь группами, они образуют так называемые перекатные участки. Для переформирований перекатов характерна ясно выраженная цикличность.

Каковы же причины расположения перекатов в русле реки и их сохранения в течение больших отрезков времени; какова природа переформирования перекатов? Рассмотрим два эти вопроса.

Как уже указывалось, главное условие, определяющее режим переката или перекатного участка, состоит в местном нарушении соответствия между поступлением наносов в потоки и транспортирующей способностью потоков.

Другим основным условием являются особенности гидравлики потоков на расчетных участках, в частности, отсутствие или слабость поперечных течений. Последние особенно интенсивны на изгибе русла. Они отклоняют наносы к одному из берегов. При их отсутствии наносы откладываются по всей ширине переката, формируя его.

Таким образом, формирование переката — результат сложного взаимодействия скоростного поля руслового потока и режима транспорта наносов, поступающих в поток с бассейна реки. Именно это является основной причиной отсутствия однозначной связи между уровнями и глубинами на перекатах.

Еще в конце прошлого века В. А. Макаров [29], изучавший режим перекатов, установил, что в зависимости от местных условий в паводочный период гребни перекатов могут расти (77%), могут размываться (15%) или отметки их гребней остаются постоянными (8%). Такой характер поведения гребней перекатов может быть объяснен только на основе учета соотношения количества наносов, поступающих в реки на данном участке, и транспортирующей способности потока.

Перегрузка потока наносами обусловлена не только интенсивным поступлением их в русла рек, но и местным уменьшением скоростей.

Рассмотрим источники поступления в поток руслоформирующих фракций наносов. Основным источником наносов является вынос их с бассейна реки притоками, оврагами, за счет склонового стока и с помощью эолового фактора. Русловые фракции наносов лишь частично сразу же переносятся речными потоками, значительная их часть откладывается в русле и на пойме. Русловой поток, непрерывно перемывая пойму, перемещается по ней. Как указывает Н. И. Маккавеев [30], объем наносов, попадающих в реки в результате размыва поймы в несколько раз превосходит объем стока наносов рек. Так, на Нижней Волге годовой объем размыва пойм в 1945—1947 гг. составлял примерно 36 000 м³ на 1 км длины, а на Нижней Миссисипи — 55 000 м³.

Однако роль поймы этим не ограничивается. Она является аккумулятором взвешенных наносов, которые при пропуске паводков и половодий откладываются на ней. При этом происходит их сортировка. Мельчайшие илистые или глинистые частицы откладываются в различных пойменных водоемах и других понижениях рельефа, где скорости течения минимальные, а более крупные — на ее поверхности. Это приводит к повышению отметок поверхности пойм и определяет ее двучленное строение.

В периоды высоких продолжительных паводков и половодий на поймы могут поступать и донные наносы. Подтверждением этому является, упоминавшаяся выше, работа З. М. Великановой и Н. А. Ярных [8], в которой обобщены результаты наблюдений на р. Оби у Барнаула. Авторы [8] отмечают, что в месте пересечения динамических осей руслового и пойменного потоков под углом, близким к 90°, в русле реки происходит интенсивное отложение русловых наносов. После его практически полного занесения они начинают поступать на нижерасположенный пойменный массив в виде языков выноса, сначала через прорывы в прирусловых валах, а затем и через сами валы. Объемы поступления этих наносов на такие массивы находятся в прямой зависимости от высоты, объема и продолжительности паводков и половодий.

Существенное влияние на транспортирующую способность руслового потока оказывает и вскрытый в последние годы эффект взаимодействия руслового и пойменного потоков [1, 3, 13 и др.]. Небольшое количество публикаций по оценке влияния этого эф-

фекта на сток русловых наносов освещает результаты лабораторных исследований в узких лотках при параллельности осей русла и поймы. Как вытекает из анализа этих работ, как правило, эффект взаимодействия потоков приводит к уменьшению средних скоростей руслового потока и соответственно к уменьшению его транспортирующей способности. Это может быть наглядно проиллюстрировано следующим. Транспортирующая способность g потока определяется величиной его средней скорости и в общем виде эта зависимость может быть представлена в виде

$$g=\alpha\left(\frac{v}{v_н}\right)^{m-1}\left(\frac{v}{v_н}-1\right),$$

где α — коэффициент, зависящий от глубины потока, крупности наносов и др. факторов; m — постоянный показатель степени, по данным различных авторов, принимающий значения от 2 до 7; $v_н$ — критическая непередвигающая средняя скорость потока.

Таким образом, пойма оказывает регулирующее воздействие не только на сток взвешенных наносов, но и на сток русловых или донных наносов.

На прямолинейных и слабоизогнутых участках русел перекаты вместе с входящими в их состав побочнями медленно сползают вниз по течению. В излучинах положение перекатов по отношению к берегам более стабильно, чем на прямолинейных участках русла.

Таким образом, основными факторами, способствующими образованию и сохранению перекатов, являются поступление в поток большого количества наносов, превышающего транспортирующую способность потока, отсутствие или слабость поперечных течений. Помимо этих основных имеется ряд дополнительных факторов, влияние которых особенно четко прослеживается при анализе информации о глубинах на перекатах, имеющейся в Бассейновых управлениях пути. Хотя наблюдения за глубинами и не являются круглогодичными и, к сожалению, не производятся в самый важный для гидрологов паводочный период, и к тому же промеры ведутся только в пределах судового хода, положение которого может изменяться, эти данные позволили К. В. Гришанину сделать ряд интересных выводов.

1. Колебания дна перекатов в основном обусловлены колебаниями речного стока и вместе с ним имеют внутригодовую цикличность.

2. Для большей части перекатов характерно отложение наносов в период подъема уровней с переходом к размыву отложившихся наносов с середины или конца спада паводка. Однако имеется группа перекатов, у которых намыв происходит во второй половине спада паводка.

3. Колебания отметок дна перекатов сопровождаются обратными по знаку и меньшими по диапазону высот колебаниями дна плесовых лощин: во время намыва перекатов плесовые лощины размываются, во время размыва перекатов в плесовых лощинах

откладываются наносы. Циклические колебания высоты дна, обратные по знаку колебаниям высоты дна перекатов, у достаточно длинных плесовых лощин охватывают только верхние части перекатов. В средних частях с не изменяющимися по длине русла размерами живых сечений годовой цикличности нет. Нижние части плесовых лощин, переходящие в напорные скаты перекатов, испытывают слабые колебания высоты дна того же знака, что перекаты.

4. Толщина слоя весеннего намыва перекатов тем больше, чем больше подвижность донных отложений. На такой реке, как Кама, с ее крупнозернистыми песчано-гравелистыми донными отложениями, толщина слоя намыва не выходит за пределы 0,1—0,3 м; в нижнем течении р. Урала, где подвижность донных отложений очень велика, за паводок на перекатах может быть намыт слой в 1,0—1,5 м, а иногда и больше. На р. Амударье амплитуда колебания высот дна может быть равна амплитуде колебания уровней.

5. Толщина слоя намыва возрастает с высотой весеннего паводка.

6. На большинстве рек наносы, отложенные весенним паводком, бывают полностью смыты за время спада и летней межени, так что к концу периода, свободного ото льда, гребни перекатов имеют примерно те же отметки, что перед началом паводка. Однако на реках с большой подвижностью донных отложений слой наносов, отложенных на перекатах особо высоким паводком, может частично сохраниться до конца навигации и перейти на следующий год [12].

Размыв преобладающей части перекатов в межень и намыв в это время плесовых лощин легко находят свое объяснение в том, что при низких уровнях перекаты подпирают вышележащие плесы, а на самих перекатах создаются крутые уклоны свободной поверхности и быстрое течение.

Более сложной является трактовка причин противоположного хода деформаций в плесовых лощинах и на перекатах. Основной причиной этого считают различные формы живых сечений: узких и глубоких у плесов, широких и мелких у перекатов. Дополнительным фактором является характер изменения скоростей течения на этих участках, зависящий от уклонов свободной поверхности, шероховатости дна, формы сечения и других факторов.

В последние годы разрабатывается концепция, основанная на том, что перекаты являются гребнями ленточных гряд, смещающимися вниз по течению при прохождении высоких паводков. По-видимому, такой подход вполне применим при оценке изменений отметок дна определенных групп перекатов на реках с ленточногрядовым типом русловых процессов.

Другим фактором саморегулирования системы бассейн — поток — русло является ее способность изменять сопротивления движению потоков в них, а следовательно, скоростей потока и его транспортирующей способности. Так, это наблюдается при пере-

ходе режима перемещения наносов от их влечения или сальтации к донно-грядовому режиму перемещения.

К. В. Гришанин, выполняя анализ поведения системы поток — русло, отмечает: «...особенности речных потоков свидетельствуют об их высокой приспособленности к решению задач, поставленных перед ними природой: к транспорту воды и наносов, поддержанию равновесия между силами тяжести и силами трения. Наряду с этим, будучи подвержены влиянию множества второстепенных местных факторов, речные потоки не представляют собой упорядоченных систем... Поэтому действующие в реках связи гидравлического или морфометрического характера всегда отличаются большой дисперсией».

4. ОГРАНИЧИВАЮЩИЕ ФАКТОРЫ И ИХ РОЛЬ В САМОРЕГУЛИРУЮЩЕЙСЯ СИСТЕМЕ

Рассмотрим, что же включает в себя блок ограничивающих факторов, отметив, что это понятие введено И. В. Поповым при разработке гидроморфологической теории русловых процессов [35]. В него входят: геологическое строение бассейна, вечная мерзлота и другие особенности физико-географических условий, к которым, в частности, относим ледовые явления.

Геологические факторы определяют строение бассейна в целом, его рельеф, характер и свойства грунтов, а следовательно, и характер и свойства наносов и общий уклон местности. Именно геологические особенности строения бассейна оказывают существенное влияние на формирование того или иного типа русловых процессов, характер и состав речных отложений. Действительно, на равнинных реках, протекающих в скальных грунтах, плановые деформации обычно не наблюдаются, а наиболее характерными являются ленточногрядовый и побочневый типы русловых процессов. Именно геологическое строение бассейна и рельеф местности являются причиной вынужденного меандрирования, определяют количество и крутизну излучин [4, 19].

Таким образом, этот фактор вносит существенные коррективы в процесс саморегулирования системы. Однако его воздействие практически является неизменным, и речная система в процессе саморегулирования довольно легко приспосабливается к нему.

Оценка влияния вечной мерзлоты на процесс саморегулирования исследуемой системы необходима, если учитывать, что примерно 48% территории бывшего СССР находится в зоне залегания различных видов мерзлых грунтов.

В РГГМИ в течение более чем 20 лет выполнялись экспедиционные исследования в северной части бассейна р. Оби на ее притоках (реках Пур, Полуй и Надым, а также на реке Таз, впадающей в Обскую губу), находящихся в зоне залегания различных видов вечной мерзлоты [24 и др.]. Эти наблюдения позволили сделать ряд интересных выводов о влиянии последней на характер русло-

вых деформаций, интенсивность поступления наносов в реки и русловые процессы. В частности, было установлено, что под руслами больших и средних рек мерзлота отсутствует. Однако она интенсивно развивается на поймах, берегах и, конечно, в бассейнах рек. Такой характер распространения мерзлоты определяет специфику ее влияния на русловые процессы, формирование и поступление наносов (грунтов) в реки. Следует признать, что это влияние неоднозначно, довольно сложное и недостаточно изученное. При этом определяющим фактором становится экспозиция склонов долины и берегов русла. Так, в сравнительно короткий летний период южные берега и склоны интенсивно прогреваются, почвы и грунты на них оттаивают и часто обрушиваются. Этому особенно способствует наличие глинистых грунтов под тонким слоем почвы и подмыв берегов русла речными водами, в связи с чем в нем образуются своеобразные подводные ниши.

В результате почвенный слой часто вместе с кустарниками, деревьями и другой растительностью, как бы скользя по промерзшей глине, сползает в русло реки, стесняя его иногда весьма существенно. Тем самым резко увеличиваются скорости потока на этом ограниченной длины участке реки. Однако, несмотря на это увеличение скоростей, поток обычно не может перенести такое большое количество грунта за короткий период, а размывает его в течение длительного времени. В то же время увеличение скоростей, а следовательно, и транспортирующей способности потока на участке оползня ограниченной длины не только приводит к ускорению размыва этих грунтов, но и к отложению продуктов размыва на нижерасположенных участках, которые неподвержены воздействию этого оползня.

На северных склонах и берегах прогрев почвы и грунтов недостаточен и оползни на них не наблюдаются. Вечная мерзлота здесь как бы цементирует грунты, препятствуя их размыву.

Следует отметить, что, несмотря на процессы обрушения берегов южной ориентации, интенсивность развития русловых процессов на реках, протекающих в зоне вечной мерзлоты, значительно меньше, чем в обычных условиях. Так, данные измерений на р. Надым (приток р. Оби) и анализ картографических планово-высотных материалов за предшествующий период показали, что плановые деформации излучин за длительный период наблюдений незначительны [24].

Таким образом, вечная мерзлота действительно является фактором, в полном смысле слова ограничивающим интенсивность развития русловых и, особенно, пойменных процессов. Грунты на таких поймах за период короткого северного лета успевают прогреться на незначительную глубину, что является дополнительным препятствием их деформаций.

Следовательно, влияние вечной мерзлоты на русловые процессы и процессы саморегулирования исследуемой системы очень

велико, но, к сожалению, еще недостаточно изучено. Тем более, что в противоположность геологическому, практически постоянно действующему фактору, она является непрерывно изменяющимся, заставляющим систему саморегулирования при обрушении берегов русел рек работать в предельном режиме.

По-видимому, гидрометслужбе необходимо увеличить сеть постоянных наблюдательных станций в регионах расположения вечной мерзлоты, которая в настоящее время является исключительно редкой, особенно по сравнению с ЕТС, и включить в программу их работы комплекс специальных наблюдений за развитием и распространением вечной мерзлоты и развитием в этих условиях русловых процессов.

Коротко рассмотрим влияние еще одного фактора, который очень близко примыкает к данному блоку и оказывает существенное воздействие на процесс саморегулирования в рассматриваемой системе, а именно, ледовые явления. Как известно, последние той или иной продолжительности наблюдаются в течение всего зимнего периода почти на всех реках бывшего СССР, за исключением небольшого их количества, находящегося на юге Кавказа.

Не останавливаясь на детальном анализе, рассмотрим лишь некоторые, наиболее неблагоприятные, точнее экстремальные периоды.

Особенно велико воздействие ледовых образований в периоды вскрытия и замерзания, которые на многих реках сопровождаются интенсивным ледоходом и заторно-зажорными явлениями. Последние резко нарушают процесс саморегулирования, создавая ледовые плотины, частично или полностью перегораживающие реки, что часто приводит к значительным подъемам уровней воды и, как правило, к большим деформациям русел рек. При разрушении таких ледовых плотин возникают волны прорыва, которые производят большие деформации русел и пойм.

В качестве примера можно привести затор, образовавшийся в нижнем бьефе Красноярского гидроузла на нижней кромке полыньи при пропуске расчетного зимнего расхода воды, равного 3500 м^3/с. В результате подъем уровней достиг нескольких метров. После прорыва затора, образовавшаяся волна, двигавшаяся с большой скоростью, затопила пойму, вызвав значительные деформации русла и поймы. И если при обычном ледяном покрове процесс саморегулирования системы не нарушается, т. е. она довольно легко приспосабливается к таким условиям, то при заторах и зажорах возникают значительные осложнения, заставляющие систему работать в критическом режиме.

Авторы привели краткий, далеко не полный анализ влияния ограничивающих факторов на механизм работы саморегулирующейся речной системы, что обусловлено недостаточностью исходной информации, а также ограниченностью объема работы.

5. СОПРОТИВЛЕНИЮ ДВИЖЕНИЮ РУСЛОВЫХ ПОТОКОВ — ОПРЕДЕЛЯЮЩИЙ И СВЯЗУЮЩИЙ ФАКТОР САМОРЕГУЛИРУЮЩЕЙСЯ СИСТЕМЫ БАССЕЙН — РЕЧНОЙ ПОТОК — РУСЛО

5.1. Сопротивление зернистой шероховатости и донных гряд движению потоков

Перейдем к рассмотрению влияния одного из основных блоков, учитывающего сопротивления, на процессы саморегулирования в этой сложнейшей системе. К сожалению, несмотря на очень длительный период и большое количество исследований по этой проблеме, она остается одной из узловых в гидравлике и особенно в ее речной составляющей. Основной причиной этого, по мнению автора, является попытка решения проблемы в отрыве от системы, т. е. внесистемный односторонний подход заранее обречен на неудачу. И, если в технической гидравлике достижения вполне ощутимы, даже можно сказать солидные, то в речной гидравлике положение с проблемой сопротивлений остается крайне сложным и часто неопределенным. Поэтому ее решение автор видит только в переходе к системному подходу оценки сопротивлений в сложном комплексе многочисленных взаимодействующих блоков. Отрыв какого-либо из них из этой системы при рассмотрении проблемы не может дать положительных результатов.

Каково же состояние проблемы сопротивлений русел движению потоков в настоящее время? Какие результаты уже получены и на что надо направить усилия исследователей в ближайшем и отдаленном будущем? Какие основные направления и пути исследований? Прежде чем ответить на эти непростые вопросы, необходимо выполнить краткий анализ состояния проблемы. Результаты исследований можно разделить на три группы: экспериментальные исследования сопротивлений зернистой шероховатости, донных гряд (в основном лабораторные) и определение сопротивлений речных русел и пойм. К первой относятся итоги многочисленных экспериментальных исследований, выполненных на жестких моделях потоков с закрепленной на дне зернистой шероховатостью, которые имитировали горные реки. Результаты этих работ раннего периода обобщены в известной монографии А. П. Зегжды [14]. Их основным итогом является графическая зависимость $\lambda = f\left(\mathrm{Re}, \frac{R}{\Delta}\right)$, полученная А. П. Зегждой (рис. 2). Как видно на рисунке, выделено три зоны зависимостей: для ламинарного (I) и турбулентного (III) режимов и переходной области (II). Наиболее детально выполнен анализ исходной информации для зоны турбулентного режима, где получены зависимости для шероховатых (III_1), гладких (III_2) и полугладких (III_3) стенок.

На основе этого графика автором [14] была получена логарифмическая формула для расчета коэффициента гидравлического трения шероховатых стенок в виде $1/\sqrt{\lambda}=4\lg\frac{h}{\Delta}+4{,}25$. Аналогичные полуэмпирические формулы получены и другими авторами, в принципе отличающиеся только значениями постоянных, например В. Н. Гончаровым, в виде

$$\lambda=\frac{1}{\left(4\lg\frac{6{,}15\,h}{\Delta}\right)^2}. \qquad (1)$$

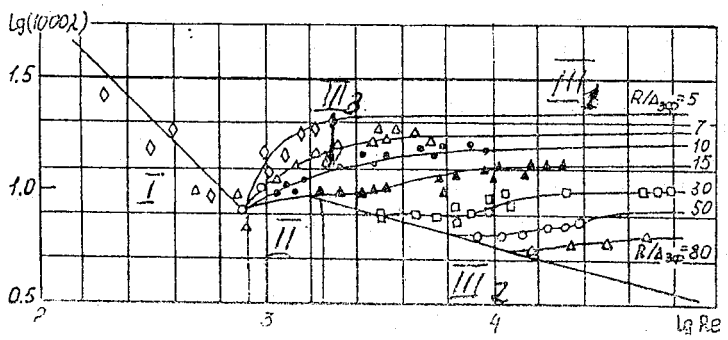

Рис. 2. График зависимости $\lambda=f(\mathrm{Re},\ R/\Delta)$, полученной Зегждой — Никурадзе

По мнению этих авторов, формулы типа $\lambda=f(h/\Delta)$ так же, как и графическая зависимость, вполне приемлемы для расчетов коэффициента λ. В последующий период это направление активно развивалось как отечественными [34 и др.], так и зарубежными учеными. Однако необходимо отметить, что в основу графика Зегжды — Никурадзе положены экспериментальные данные, полученные Никурадзе в напорных трубах с зернисто-шероховатыми стенками, а А. П. Зегждой — в различных малых каналах. К сожалению, до настоящего времени отсутствует объективная методика определения величины расчетной высоты выступов шероховатости Δ. Действительно, Зегжда определял ее как разность ординат кривых зависимостей расходов воды от глубин русла $Q=f(h)$ при ламинарном режиме, построенных для гладкого и шероховатого русел, при постоянных значениях расходов воды. Помимо этого, довольно часто применяется так называемая эквивалентная шероховатость под которой понимают высоту выступов зерен, сопротивление которых равно сопротивлению исследуемой шероховатой поверхности [33, 34 и др.]. Некоторые авторы в качестве расчетной рекомендуют принимать часть высоты наиболее крупных зерен нахо-

Российский государственный гидрометеорологический институт

дящихся в их смеси. Например, В. Н. Гончаров [10] принимает в качестве расчетной шероховатости величину $0{,}7\,\kappa_5$ (где κ_5 — крупность зерен наиболее крупных наносов, процент которых в смеси равен 5), а И. И. Леви соответственно κ_{10} [26]. Имеются и другие предложения. Такое положение с определением расчетной шероховатости существенно затрудняет использование как графика Зегжды — Никурадзе, так и многочисленных формул и делает несравнимыми результаты расчетов по ним.

В последние годы выполнен ряд исследований, посвященных оценке возможностей использования графика Зегжды — Никурадзе для определения сопротивлений речных русел. Полученные результаты показывают, что автомодельность, имеющая большое значение при проведении лабораторного моделирования не выполняется не только для равнинных, но даже и для горных рек. Так, Н. С. Знаменская [15], выполнившая анализ работ зарубежных исследователей, приводит графическую зависимость $\lambda = f(\mathrm{Re}, R/k_5)$, полученную Ловером и Д. Кеннеди на основе данных натурных наблюдений на реках Америки (рис. 3). Как видно на рисунке, характер зависимости для речных русел резко отличается от аналогичных, приведенных Зегждой — Никурадзе (рис. 2). Результаты, аналогичные американским, получены В. А. Знаменским для быстротоков [15] и другими авторами.

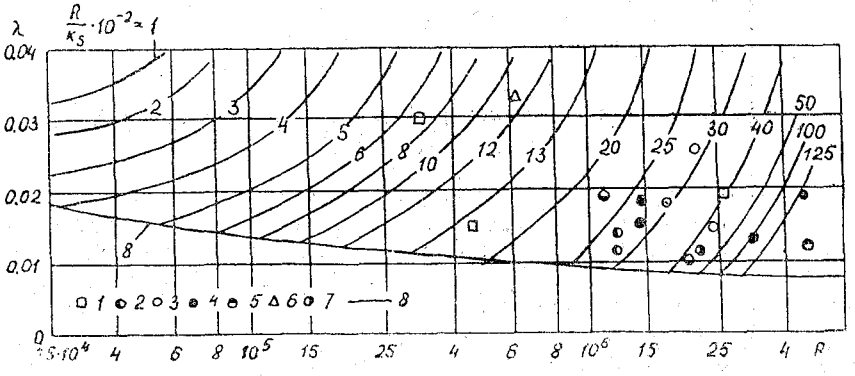

Рис. 3. Зависимость $\lambda = f(\mathrm{Re}, R/k_5)$ по Ловеру и Д. Кеннеди
1 и *2* — р. Рио-Гранде у Берналилло в разных створах; *3* — тоже у Сан-Антонио; *4* — р. Миссури у Омахо; *5* — р. Элкхорн у Ватерлоо; *6* — р. Кангберо; *7* — р. Колорадо; *8* — кривая гладкого сопротивления по Прандтлю

Даже допуская существенную неравнозначность определения величин Δ и k_5, отражающуюся на абсолютных значениях h/Δ и R/k_5, следует отметить, что направление кривых зависимостей $\lambda = f(\mathrm{Re})$ при постоянных значениях относительной гладкости русла (h/Δ и R/k_5) на этих графиках резко отличается и считать область шероховатых речных русел автомодельной не представляется воз-

можным, так как прослеживается четкая зависимость коэффициента гидравлического трения от числа Рейнольдса.

Аналогичная точка зрения была высказана рядом исследователей и на совещании по русловым процессам, проведенном в ГГИ в декабре 1989 г. Таким образом, результаты многочисленных лабораторных экспериментов, выполненных на моделях с закрепленной шероховатостью, помогли вскрыть физическую сущность процесса и могут быть использованы для расчетов сопротивлений различных трубопроводов и частично малых каналов, но не приемлемы для определения сопротивления речных русел.

Объективности ради необходимо отметить, что в 70-е годы появился ряд публикаций [33 и др.], в которых на основе анализа экспериментальных данных утверждалось, что при числах $Fr \approx 1$ и малых значениях h/Δ наблюдаются отклонения от прямых $\lambda = f(Re)$ в автомодельной области. Однако последующие исследования показали [34 и др.], что это обусловлено в основном методикой определения величины h/Δ при малых ее абсолютных значениях.

Вторая наиболее обширная группа работ посвящена донным грядам, анализ результатов которых выполнен рядом автором [12, 15 и др.] Он привел к получению многочисленных зависимостей для определения различных параметров гряд как от независимых (глубина и скорость потока, крупность частиц наносов и др.), так и от взаимосвязанных факторов. Например, высота гряды от ее длины и другие. Также были получены различные эмпирические формулы для определения сопротивления гряд, часто недостаточно обоснованные или применимые в очень узком диапазоне изменения определяющих параметров.

К сожалению, до настоящего времени отсутствует теория происхождения донных гряд, а имеется несколько их концепций, анализ которых выполнен в работе Н. С. Знаменской [15]. Серьезным препятствием к решению проблемы сопротивлений донных гряд также является отсутствие научно обоснованной их систематизации, что в основном обусловлено отсутствием теории их происхождения. В настоящее время разработано довольно большое количество различных классификаций, учитывающих те или иные их признаки. К относительно простым из них можно отнести деление гряд на микро-, мезо- и макроформы [19]. Более совершенными, учитывающими значительное количество факторов, являются классификации О. Рейнольдса, Д. Кеннеди, Н. С. Знаменской и др. авторов. В качестве примера приведем классификацию, составленную Кеннеди в 1971 г. (табл. 1).

В то же время лабораторные исследования, а также немногочисленные натурные наблюдения за донными грядами позволили установить, что при переходе режима перемещения наносов из безгрядовой в донногрядовую фазу резко увеличивается сопротивление движению русловых потоков. Причем это увеличение харак-

терно для гряд класса рифелей (микроформ), а для баров или мезоформ увеличение сопротивлений менее значительно.

Таблица 1

Донные формы, по Кеннеди

Форма дна	Размеры	Форма гряд	Поведение
Рифеля	Длина меньше чем 30 см, высота меньше чем 3 см	Главным образом треугольная с единым слабо размываемым верхним откосом и уклоном низовой грани, близким к углу естественного заложения откоса. Главным образом, коротгребневые и 3-размерные	Движутся вниз по течению со скоростью $C_г < v$. Вообще не встречаются в наносах крупнее чем 0,6 мм
Бары, мезоформы	Длина сравнима с шириной русла. Высота сравнима со средней глубиной потока	Профиль подобен рифелям. Плановые формы различны	Четыре типа баров: 1) точечные, 2) чередующиеся, 3) поперечные, 4) притоковые (конусы выноса). Рифеля могут быть на них
Дюны, гряды (вторичные гряды)	Длина и высота больше, чем у рифелей и меньше, чем у баров	Подобны рифелям	Верхний откос может быть покрыт рифелями. Смещаются вниз, как рифеля
Переходная область	Изменяется в больших пределах	Дюны с низкими высотами как переход к гладкой фазе	Значительно изменяются
Гладкая фаза	—	—	Форм нет. Может отсутствовать для некоторого ряда H и v.
Антидюны	Длина $2\pi V^2/g$, высота зависит от h и v	Почти синусоида в профиле, длина гребня соизмерима с длиной волны	В фазе с гребнем волны. Движется вверх по течению или вниз, или стоит на месте, зависит от свойств потока

Рассмотрим лишь основные итоги экспериментальных работ. Так, В. А. Ванони и Д. Н. Номикос, выполнившие серию экспериментов в узких лотках, установили, что донные гряды в лабораторных условиях оказывают такое же влияние на коэффициент сопротивления, как и в естественных водотоках, но значительно больше влияют на сопротивления движению потоков, чем взвешенные наносы. По их данным коэффициенты сопротивления при возникновении микроформ увеличиваются в пять раз.

Вместе с тем при возникновении длинных песчаных гряд (мезоформ) коэффициенты сопротивления увеличиваются незначительно. Эти наблюдения позволили авторам сделать вывод о том, что длинные песчаные гряды, присущие высоким уровням воды, мало влияют на коэффициенты сопротивления, тогда как короткие крутые гряды (микроформы), присущие низким уровням воды, значительно увеличивают расчетную величину шероховатости, а следовательно, и коэффициенты сопротивления. Далее, они отмечают, что коэффициенты сопротивления в потоке, несущем наносы, изменяются под влиянием двух факторов: изменения конфигурации дна и гасящего действия взвешенных наносов на турбулентность потока.

Выравнивание поверхности дна приводит к снижению значения коэффициента сопротивления и увеличению скоростей потока. Гашение турбулентности взвешенными наносами повышает градиенты скоростей по вертикали, увеличивает различие между поверхностной и донной скоростями и, как следствие, уменьшает коэффициенты сопротивления.

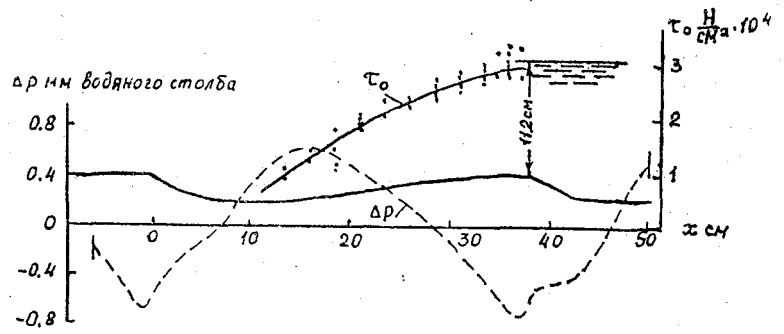

Рис. 4. График изменения давления и касательных напряжений вдоль донной гряды по Раудкайви

Ряд исследователей указывают на то, что при закреплении песчаных волн (с помощью цементного молока или другими способами) изменяется характер турбулентности над ними. Особенно значительно это сказывается в пограничном слое. Как следствие, это приводит к уменьшению коэффициента сопротивления (по сравнению с подвижными грядами). В частности, в опытах А. Д. Раудкайви [12] коэффициент сопротивления при закрепленных микроформах увеличился только в 2,5 раза по сравнению с зернисто-шероховатым дном. Указанные эксперименты позволили автору получить график (рис. 4), на котором приведено изменение давления и касательных напряжений вдоль гряды. Как видно на этом рисунке, минимум давления наблюдается около гребня гряды, а максимум — располагается в конце водоворотной

зоны. Касательные же напряжения монотонно возрастают при увеличении высоты гряды.

Классические эксперименты выполнены В. С. Кнорозом в лотке шириною 0,63 м и длиной 12 м в широком диапазоне изменения чисел Рейнольдса и крупности наносов (от 0,16 мм до 18,4 мм). На их основе Кнороз установил, что размеры гряд и их скорости не являются постоянными величинами, а изменяются около некоторых средних значений, характерных для данного режима потока. Если количество поступающего в поток твердого материала превышает его транспортирующую способность, то в процессе формирования гряд происходит увеличение их размеров и увеличение уклонов свободной поверхности потока. Сверху движение частиц подобно движению ажурной поверхности, периодически более плотной или разреженной. Эта периодичность, по мнению Кнороза, обусловлена крупномасштабными вихрями. Кнороз считает, что более крупному материалу ($k=1\div1{,}5$ мм) соответствует четко выраженная грядовая форма дна, а при мелких наносах ($k<0{,}5$ мм) русло покрывается барханами. При скоростях потока, превышающих неразмывающую скорость в 2—2,25 раза, верховые и низовые участки гряд мало отличаются друг от друга. Он, так же как и ряд других исследователей, отмечает, что обтекание потоком гряд обычно носит отрывной характер, за каждой грядой образуется водоворотная вихревая зона с горизонтальной осью, перпендикулярной, как правило, общему направлению течения. При увеличении скоростей потока в случае, если верховые и низовые откосы становятся симметричными, обтекание гряд приближается к безотрывному.

В результате анализа экспериментальных данных Кнороз получил однозначную зависимость коэффициента сопротивления формы гряд от их относительной высоты:

$$\xi_г=0{,}2\left(\frac{\Delta_г}{R}\right)^{1,25}, \qquad (2)$$

где $\Delta_г$ — высота гряды.

А. Ф. Кудряшов [21] экспериментальным методом выявил зависимость коэффициента формы гряд от расхода наносов, а также зависимость коэффициента сопротивления потока от уклона верхового склона гряды, то есть от ее крутизны.

Большинство исследователей считают, что основное влияние на коэффициенты сопротивления гряд оказывают крутизна и высота гряд, определяющие размеры водоворотной зоны, возникающей за грядой. Целесообразно отметить, что абсолютные размеры водоворотной зоны будут тем больше, чем больше высота гряд, т. е. у плоских ленточных гряд (мезоформ). В то же время площадь, занятая водоворотной зоной, отнесенная к единице площади, пропорциональна крутизне гряды и значительно больше у микроформ, чем у мезоформ.

Интересные сведения приводит Н. С. Знаменская [15], указывающая на то, что при движении микроформ в русле сопротивление потоку увеличивается в несколько раз. Однако она отмечает, что единодушное мнение о том, что законы гидравлических сопротивлений спокойных и бурных потоков различны, поставлено под сомнение работами Л. Г. Гогоберидзе. Ею же выполнена оценка известного графика Зегжды — Никурадзе. На этот график были нанесены данные экспериментов при наличии в потоке микроформ и установлено, что при движении гряд имеется не одна система линий, а серия кривых, каждое семейство которых связано с данным типом донных форм. Это свидетельствует о том, что оси координат этих семейств зависят, в свою очередь, от формы и характеристик гряд, являющихся функцией параметров потока и наносов.

Таким образом Н. С. Знаменская приходит к известному выводу о том, что система речной поток — русло является саморегулирующейся.

Далеко не полный перечень основных исследований, выполненных при стационарном режиме движения потоков, позволяет обобщить их и сделать ряд выводов.

1. Характер сопротивления движению потоков при возникновении микро- и мезоформ принципиально различен. Более того, ряд исследователей считает, что характер зависимости коэффициента сопротивления от характеристик потока противоположен для разных классов гряд.

2. При возникновении микроформ сопротивление движению потока увеличивается в 2—7 раз.

3. Неподвижные микроформы увеличивают сопротивление движению потока по сравнению с зернисто-шероховатым дном, но это увеличение значительно меньше, чем при подвижном профиле гряд.

4. Сопротивление движению потока микроформ пропорционально их крутизне и относительной высоте гряд и в целом определяется величиной оностительной площади, занятой водоворотными зонами, образующимися в подвальях гряд.

5. Форма и размеры гряд зависят от насыщения потока наносами, т. е. от соотношения количества наносов, поступающих в поток, и его транспортирующей способности.

Рассмотрим методику расчета сопротивлений при наличии микроформ. Так, ряд исследователей предлагают считать в качестве расчетной шероховатости высоту гряд. Это предложение несовершенно, так как экспериментами установлено, что при постоянной высоте гряд и изменении параметров потоков, крутизна гряд может существенно изменяться, а следовательно, изменяется и сопротивление движению потока.

Более совершенным является предложение рассчитывать коэффициент сопротивления при доннограядовой фазе перемещения наносов ($\lambda_г$) как сумму коэффициентов сопротивления зернистошероховатого напорного склона гряды и водоворотной зоны.

Исходя из предложения Кнороза, полная величина потерь энергии потока на протяжении донной гряды может быть представлена формулой

$$h_w = \left(\xi_г + \alpha \lambda_R \frac{l_г - l_в}{R}\right) \frac{v^2}{2g}. \qquad (3)$$

Здесь $\xi_г$ и λ_R — соответственно коэффициенты сопротивления формы гряды и зернистой шероховатости; $l_в$ — длина водоворотной зоны; $l_г - l_в$ — проекция длины безотрывно обтекаемого участка гряды на горизонтальную ось; R — гидравлический радиус; α — коэффициент, учитывающий неравномерность распределения потерь энергии по длине безотрывно обтекаемого участка гряды.

Выразим ту же величину h_w через коэффициент $\lambda_г$ полного сопротивления гряды

$$h_w = \lambda_г \frac{l_г}{R} \frac{v^2}{2g}. \qquad (4)$$

Решая совместно (3) и (4), получим формулу для расчета полного коэффициента сопротивления

$$\lambda_г = \xi_г \frac{R}{l_г} + \alpha \lambda_R \left(1 - \frac{l_в}{l_г}\right). \qquad (5)$$

Коэффициент сопротивления зернистой шероховатости может быть найден по любой из формул гидравлики, в частности по формуле А. П. Зегжды [14] или Гончарова (1), а длина гряды по одной из эмпирических формул, в частности по формуле Кнороза

$$l_г/R = 2{,}8 \frac{v}{v - v_к}. \qquad (6)$$

Таким образом, неизвестными являются значения коэффициента сопротивления формы гряды $\xi_г$ и коэффициента неравномерности α, а также отношение $\frac{l_в}{l_г}$.

На основе анализа экспериментальных данных, Гришанин рекомендует для расчетов $\xi_г$ формулу Кнороза (2).

Значения коэффициента α могут существенно отклоняться от единицы, однако из-за недостаточной изученности причин этих отклонений рекомендуется в первом приближении принимать α равным 1,0. Длина водоворотной зоны была получена в среднем равной 10 высотам гряды при значительных отклонениях этой величины в отдельных опытах. Поэтому примем

$$l_в = \alpha_1 \Delta_г. \qquad (7)$$

В итоге формула для расчета коэффициента сопротивления гряд с учетом экспериментальных данных Кнороза примет вид

$$\lambda_{\text{г}}=0{,}2\ \frac{\Delta_{\text{г}}}{l_{\text{г}}}\left(\frac{\Delta_{\text{г}}}{R}\right)^{0{,}25}+\lambda_R\left(1-\alpha_1\frac{\Delta_{\text{г}}}{l_{\text{г}}}\right). \qquad (8)$$

Формула (8) рекомендуется для расчета сопротивления движению потока при возникновении в нем плоских асимметричных гряд. Для чешуйчатых гряд (барханы), характеризующихся наиболее развитыми водоворотными зонами (практически все дно покрыто водоворотами), влияние зернистой шероховатости мало. Поэтому для расчетов $\lambda_{\text{г}}$ основную роль играет первый член формулы (8). Тогда для чешуйчатых гряд формула приобретает вид

$$\lambda_{\text{г}}=0{,}2\ \frac{\Delta_{\text{г}}}{l_{\text{г}}}\left(\frac{\Delta_{\text{г}}}{R}\right)^{0{,}25}.$$

Учитывая, что длина этого вида гряд равна нескольким их высотам $l_{\text{г}}=\alpha_2\Delta$ и принимая в среднем $\alpha_2\approx 10$, получим

$$\lambda_{\text{г}}=0{,}02\left(\frac{\Delta_{\text{г}}}{R}\right)^{0{,}25}. \qquad (9)$$

Формулы (8), (9) и другие аналогичные им, полученные на основе ограниченного объема лабораторных данных, при их применении к натурным потокам дают заниженные значения сопротивлений. Это объясняется тем фактом, что в лабораторных лотках с малыми отношениями ширин к глубине и плоскими вертикальными стенками, грядовый рельеф дна получается более упорядоченным, чем в естественных руслах. К тому же значительную роль играет и относительная шероховатость дна. При пересчете на натуру песчинки лабораторных лотков превращаются в частицы крупной гальки.

К. В. Гришанин [12] рекомендует два выхода из этого положения: 1) уточнять зависимости типа (8) и (9) на основе натурных данных и 2) найти новые формулы для расчета грядового сопротивления. Примером первого пути являются исследования Б. Ф. Снищенко [19], на основе данных измерений на перекатах ряда рек ЕТС, получившего для состояния динамического равновесия дна зависимость

$$\lambda_{\text{г}}=0{,}23\ \frac{\Delta_{\text{г}}}{l_{\text{г}}}+0{,}0075. \qquad (10)$$

Формула (10) имеет ограниченное применение, так как сопротивление в ней определяется в зависимости от параметров гряды. К тому же она обоснована малым объемом исходной информации. Однако формула (10), дающая хотя бы приближенное значение $\lambda_{\text{г}}$, доказывает перспективность использования натурных данных для получения расчетных зависимостей коэффициентов сопротивления гряд от определяющих факторов.

Второй путь, по мнению Гришанина, — это путь получения зависимостей между коэффициентами устойчивости русла и коэффициентами сопротивления гряд. Анализ этих зависимостей выполнен в специальной литературе. Являясь перспективным, этот путь приводит к необходимости решения систем уравнений, в которых число неизвестных превышает число уравнений. Так, при применении функции Эйнштейна шесть уравнений содержат девять неизвестных, а функции Кеннеди — пять уравнений — восемь неизвестных. Поэтому при решении таких систем, как правило, необходимо задавать три величины.

Рассмотрим более детально данные натурных наблюдений за донными грядами. За исключением информации, полученной на Валдайской экспериментальной базе ГГИ, где на р. Поломети в течение ряда лет производятся стационарные наблюдения за русловыми процессами, режимами перемещения наносов, в том числе различных видов донных гряд, гидравлическими параметрами потоков и морфометрическими характеристиками русла и поймы, остальные опубликованные данные в основном получены в результате эпизодических, в частности экспедиционных исследований.

Анализ данных наблюдений на р. Поломети неоднократно выполнялся различными авторами [19, 20 и др.]. Однако глубина этого анализа явно недостаточна и не охватывает всего объема, к сожалению, неопубликованной информации. Наиболее полно методика производства наблюдений изложена в работе Ю. М. Корчохи [20], а Б. Ф. Снищенко выполнен, по нашему мнению, наиболее интересный ее анализ. Последний пришел к выводу: «В основе механизма переформирования гряд лежит принцип саморегулируемости потоком шероховатости дна. Меняющаяся при этом крутизна гряд отражает этот принцип» [19, с. 181]. Соглашаясь, в частности, с такой постановкой вопроса, необходимо отметить, что в нем отражена только часть одного из блоков саморегулирующейся системы бассейн — речной поток — русло, а этого явно недостаточно для вскрытия закономерностей этого сложного процесса.

Рассмотрим более детально информацию, полученную по данным наблюдений за пропуском невысокого летнего паводка, продолжительностью 10 суток и весеннего половодья высотой 1,7 м и продолжительностью 30 суток. Снищенко отмечает, что даже такой незначительный подъем уровней в период летнего паводка всего на 17 см вызвал существенные изменения параметров гряд. Причем изменения их высот были значительно большими и более быстрыми, чем длин, что привело к существенному изменению крутизны, а следовательно, и сопротивления гряд. Высота в 3 раза и длина в 1,5 раза превышали их размеры, наблюдавшиеся в предпаводковый период, что, по-видимому, обусловлено большей инерционностью гряд, по сравнению с жидким стоком.

Несколько отличен характер переформирования гряд при прохождении половодья. Не вдаваясь в детализацию описания процесса, рассмотрим лишь хронологические графики $H=f(t)$; $R=f(t)$; $h=f(t)$; $k=f(t)$; $v=f(t)$; $I=f(t)$; $\Delta_г=f(t)$; $l_г$ $f(t)$ и $\Delta_г/l_г=f(t)$; (рис. 5) и график зависимости высоты гряд от глубины (рис. 6). Как видно на этих рисунках, в начальный период подъема уровней наблюдается интенсивное увеличение высоты, длины и крутизны гряд, достигающее максимума несколько ранее наибольших уровней воды, затем уменьшение этих величин и далее небольшое их увеличение, соответствующее максимуму уровней. Второй максимум высот и длин гряд, примерно равный первому, наблюдается в период спада уровней через 4 дня после их максимума. Следует отметить факт почти синхронного изменения высоты и длины гряд при изменении уровней. Кривые $\Delta_г=f(t)$ и $l_г=f(t)$ как бы повторяют друг друга.

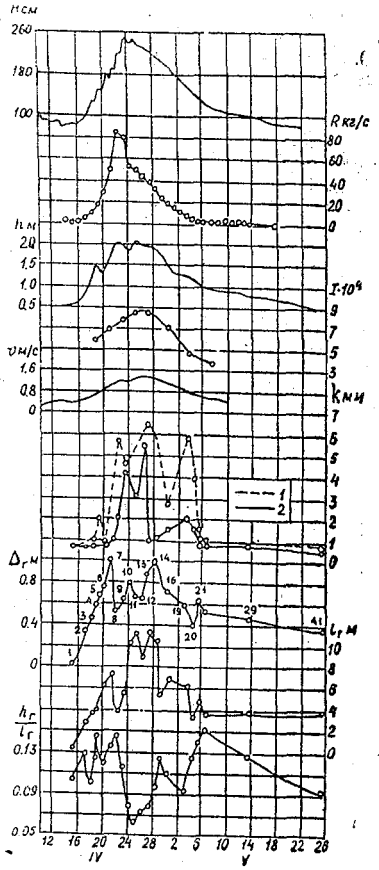

Рис. 5. Хронологические графики изменения параметров потока и гряд за время половодья на р. Пологметь по Б. Ф. Снищенко

Резко отлично изменение крутизны гряд (рис. 7), характеризующееся значительным ее уменьшением, которое начинается с середины подъема уровней и заканчивается в середине их спада. Это уменьшение крутизны гряд совпадает с периодом, когда расход донных наносов был наибольшим. Графики $\Delta_г=f(h)$ и $\Delta_г/l_г=f(h)$ фактически констатируют отсутствие однозначной зависимости между этими параметрами и глубинами, указывая на необходимость комплексного подхода к анализу этого процесса, т. е. необходимости дополнительного учета таких факторов, как расход донных и взвешенных наносов, транспортирующая способность потока, расход воды и других.

Результаты экспедиционных и других нестационарных исследований также представляют большой интерес и дают возможность сделать ряд интересных выводов. Рассмотрим некоторые из них. Так, А. А. Левашов [25] на реках Надым, Полуй, Пур и Таз наблюдал образование иерархии гряд. На спаде половодья обна-

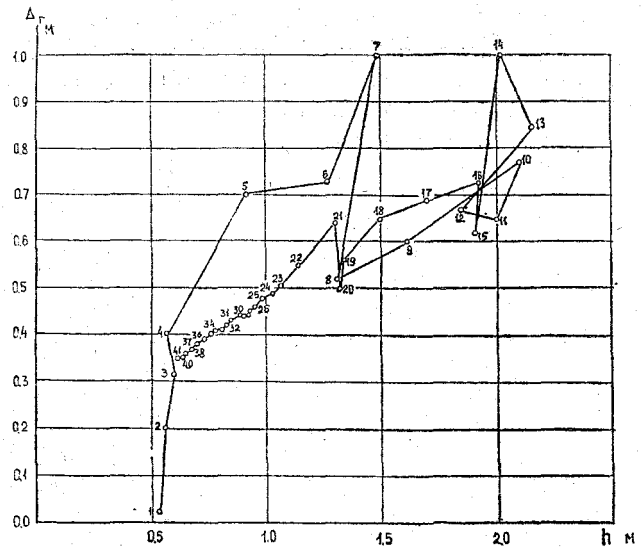

Рис. 6. Связь высоты гряд с глубиной потока в половодье на р. Поломети по Б. Ф. Снищенко
Точки *1—11* соответствуют подъему уровней, точки 12—41 — спаду

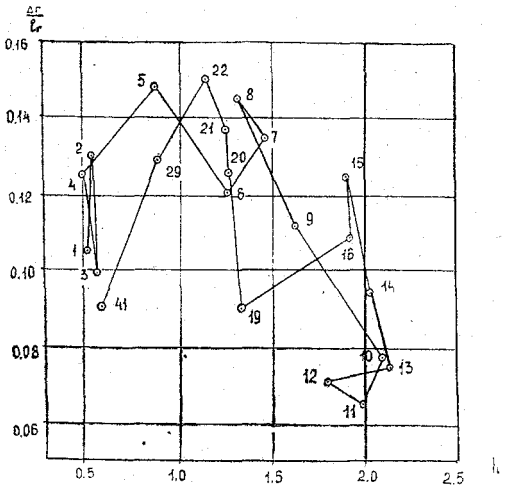

Рис. 7. Связь крутизны гряд с глубиной потока в половодье на р. Поломети. Обозначения приведены на рис. 6.

жались вершины остановившихся мезоформ (ленточные гряды, побочни, осередки и др.). На их напорных склонах формировались гряды меньшего размера (второго порядка), соответствующие более низким уровням, которые некоторое время перемещались по напорному склону мезоформы, а затем останавливались из-за уменьшения скоростей, а следовательно, и влекущей силы потока. На их напорных склонах формировались новые гряды еще меньшего размера (третьего порядка) и так до 5—6 разноразмерных групп гряд.

Таким обарозм, при неустановившемся движении образуется иерархия гряд, определение сопротивлений которых движению потока затруднено. В этих условиях большие трудности представляет установление зависимостей между различными параметрами гряд и их сопротивлением движению потока от определяющих их гидравлических и морфометрических факторов. Это обусловлено тем, что отсутствует ясность в том, какие параметры русел и потоков определяют размеры и другие характеристики гряд того или иного порядка. Действительно, параметры потока изменяются значительно быстрее характеристик гряд, вследствие меньшей их инерционности.

Интересные данные приведены Снищенко [19] по результатам наблюдений за донными грядами и другими параметрами потока и русла в нижнем бьефе Куйбышевского гидроузла на р. Волге при резко выраженном неустановившемся режиме за счет суточного (амплитуда уровней достигала 3,0 м) и недельного регулирования стока, а также в период пропуска половодья (амплитуда составила 5,5 м).

Такой режим работы гидроузла резко отличается от бытовых условий и нарушает процесс саморегулирования исследуемой системы, тем более, что поступление наносов из водохранилища в нижний бьеф фактически отсутствует.

По-видимому, целесообразно выполнить анализ этих материалов в разделе, освещающем факторы, нарушающие процесс саморегулирования системы.

Проведенный анализ методов расчета сопротивлений донных гряд движению потоков показывает, что в настоящее время получены лишь частные решения проблемы, а на пути разработки обобщающей теории имеется ряд существенных препятствий. Как уже указывалось, к выводу о необходимости перехода к системному анализу проблемы, т. е. к анализу сопротивлений в системе бассейн — речной поток — русло реки вплотную подошли ряд исследователей, в частности Н. С. Знаменская и Б. Ф. Снищенко. Авторы монографий [15, 19] также считают, что исследования донных гряд позволили решить ряд частных вопросов, вскрыть физическую сущность процесса их сопротивлений движению потоков, но не решили проблему создания теории возникновения донных гряд. Действительно, все опубликованные концепции происхождения и классификации донных гряд не учитывают принципа

саморегулирования, т. е. того, что поток сам в зависимости от условий формирования жидкого и твердого стока в бассейне реки, характера его поступления в русло и других факторов, формирует ту или иную форму перемещения наносов (безгрядовую или донно-грядовую) и соответственно сопротивлений движению потоков. Именно системный подход должен стать тем ключом, который поможет вскрыть основные принципы и закономерности формирования и происхождения донных гряд.

5.2. Сопротивление речных русел простых форм сечения движению потоков в них

Более сложной и мене изученной является проблема определения сопротивления речных русел и пойм движению потоков по ним. К сожалению, до настоящего времени отсутствует объективная, научно обоснованная методика их определения. Действительно, лабораторные исследования проводятся на идеализированных моделях, значительно отличающихся от натурных условий. Поэтому для применения расчетных зависимостей, полученных по лабораторным данным, к речным потокам необходимо вносить значительные коррективы, определение величин которых требует глубоких проработок.

Сначала рассмотрим, чем определяется величина сопротивлений речных потоков и чем она отличается от модельных, лабораторных. Действительно, исходя из концепции саморегулирования, следует отметить, что поток в зависимости от конкретных условий сам изменяет сопротивление своему движению, переводя режим перемещения наносов из сальтации или влечения в донногрядовую форму и, наоборот, изменяя параметры гряд, особенно их крутизну, и другие их характеристики, меняя форму их сечения и прочее.

Таким образом, общее сопротивление движению речных потоков является интегральной характеристикой различных видов его составляющих: шероховатости русел, донных гряд, формы сечения и различных видов местных сопротивлений. Это является особенно важным, так как сопротивление изменяется во времени и зависит от целого ряда факторов: расходов воды и наносов, транспортирующей способности потока и других. Именно поэтому для его характеристики и применяется значение коэффициента шероховатости, являющегося интегральной характеристикой всех составляющих сопротивлений.

В первом приближении коэффициент шероховатости для потоков при равномерном движении можно представить в виде

$$n = n_ш + n_г + n_ф + n_д, \qquad (11)$$

где $n_ш$, $n_г$, $n_ф$ и $n_д$ — характеризуют составляющие общего сопротивления: зернистой шероховатости, донных гряд, формы сечения и дополнительных сопротивлений соответственно.

К сожалению, как уже указывалось в ряде работ [2, 13 и др.], коэффициенты шероховатости, несмотря на их широкое распространение, имеют ряд существенных недостатков. Одним из основных является их неполная физическая обоснованность. В частности, неопределенность их размерности. Действительно, при определении величины коэффициентов шероховатости по данным натурных измерений и формуле Шези — Павловского $n=\frac{h^y}{C}$ размерность коэффициента шероховатости переменная, так как $y=f(n)$. В частности, при $h\leqslant 1$, $y\approx 1{,}5\sqrt{n}$, а при $h>1$, $n\approx 1{,}3\sqrt{n}$.

Вторым существенным недостатком является неопределенность описательной характеристики сопротивлений русел и пойм, по которой по соответствующим таблицам определяются значения коэффициентов шероховатости.

Более перспективным является применение для оценки сопротивлений физически обоснованных коэффицентов Шези C или гидравлического сопротивления λ, которые для условий равномерного движения связаны между собой однозначной зависимостью $C=\sqrt{\frac{2g}{\lambda}}$. Однако использование в настоящее время этих коэффициентов для расчетов сопротивлений речных русел и пойм движению потоков по ним крайне затруднено из-за отсутствия для их определения соответствующих таблиц или каких-либо других рекомендаций. Разработка таких таблиц или других методов — дело ближайшего будущего.

Анализ коэффициентов Шези и их зависимостей от глубин и других факторов неоднократно выполнялся рядом авторов и особенно интенсивно в начале 60-х годов в Государственном гидрологическом институте [37, 44 и др.]. Однако впоследствии исследователи к этой теме не возвращались. По-видимому, целесообразно выполнить более глубокий и детальный анализ результатов по этой проблеме, что и будет сделано в последующих разделах. Здесь же выполним анализ значений коэффициентов шероховатости и факторов их определяющих.

Обычно в руслах простых форм сечения, особенно в меженный период, движение воды принимается квазиравномерным. При пропуске же паводков по затопленным поймам характер движения резко отличается от равномерного и является неравномерным, неустановившимся с переменным по длине расходом воды. Для описания такого вида движения обычно применяется система уравнений движения потока с переменным по длине расходом воды. Приведем ее в виде, предложенном автором [3, 4] работы

$$I_{\text{р}}=\left(\frac{v^2}{C^2h}\right)_{\text{р}}+\frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{\alpha_{\text{К}}v^2}{2g}\right)_{\text{р}}+\frac{\partial}{\partial t}\left(\frac{\alpha_{\text{Б}}v}{g}\right)_{\text{р}}+\left(\frac{qv}{gF}\right)_{\text{р}}; \qquad (12)$$

$$I_{пп}=\left(\frac{v^2}{C^2h}\right)_{пп}+\frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{\alpha_К v^2}{2g}\right)_{пп}+\frac{\partial}{\partial t}\left(\frac{\alpha_Б v}{g}\right)_{пп}+\left(\frac{q'v}{gF}\right)_{пп}; \quad (13)$$

$$I_{пл}=\left(\frac{v^2}{C^2h}\right)_{пл}+\frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{\alpha_К v^2}{2g}\right)_{пл}+\frac{\partial}{\partial t}\left(\frac{\alpha_Б v}{g}\right)_{пл}+\left(\frac{q'v}{gF}\right)_{пл}; \quad (14)$$

$$\frac{\partial(Q_р+Q_{пп}+Q_{пл})}{\partial x}+\frac{\partial(F_р+F_{пп}+F_{пл})}{\partial t}=q_с, \quad (15)$$

где $I_р$, $I_{пп}$, $I_{пл}$ — уклоны водной поверхности руслового, и пойменных правой и левой потоков соответственно; $\alpha_К$ и $\alpha_Б$ — коэффициенты Кориолиса и Буссинеска; $q_р=q_{пп}+q_{пл}$; $q_{пп}$ и $q_{пл}$ — расходы воды на единицу длины потока за счет массообмена между русловым и пойменными потоками, между потоком правой поймы и русловым и левой поймы и русловым; $q'_{пп}=q_{пп}+q_с$; $q'_{пл}=q_{пл}+q_с$; $q_с$ — расход воды на единицу длины потока за счет склонового стока. Остальные обозначения общепринятые.

Каждое из трех уравнений (12—14) можно представить в виде суммы уклонов, составляющих общий уклон водной поверхности потока, т. е.

$$I=I_{рд}+I_{нд}+I_м+I_{нст}, \quad (16)$$

где $I_{рд}$, $I_{нд}$, $I_м$ и $I_{нст}$ — уклоны, учитывающие затраты энергии: при равномерном движении (так называемый уклон трения) при неравномерном и неустановившемся движениях и за счет массообмена между русловым и пойменным потоками соответственно.

Оценка их доли в общем уклоне водной поверхности, выполненная автором [3, 4] и другими исследователями [38], показала, что недоучет первых трех составляющих правой части уравнения (16) может привести к большим погрешностям расчетов, а величиной $I_{нст}$ для незарегулированных потоков вполне можно пренебречь, так как значение $I_{нст}/I$ не превышает 1—3%, что при точности измерения уклонов водной поверхности на реках в 10—15% является пренебрежимо малой величиной.

Рассмотрим совместно выражения (11) и (16), в различной форме характеризующие сопротивления движению потоков. В первом из них для условий равномерного движения они выражены через коэффициенты шероховатости, а во втором для более сложного неустановившегося движения воды — через уклоны водной поверхности. Первый член правой части уравнения (16) характеризует сопротивления при равномерном движении, а остальные учитывают дополнительные сопротивления за счет отклонения от этого вида движения. Не приводя сложных доказательств, представим общее сопротивление для условий неустановившегося движения в руслах сложных форм поперечного сечения в виде

$$n=n_ш+n_г+n_ф+n_д+n_{нд}+n_м+n_{нст}, \quad (17)$$

$$I=I_ш+I_г+I_ф+I_д+I_{нд}+I_м+I_{нст}. \quad (18)$$

Как уже указывалось, для незарегулированных потоков доля члена этих уравнений, учитывающего нестационарность движения потока, мала и ее влиянием вполне можно пренебречь. Далее, члены равенств (17) и (18), учитывающие массообмен между потоками, движущимися с различными скоростями ($I_м$, $n_м$), в частности между русловым и пойменными потоками, и форму сечения ($n_ф$), фактически характеризуют один и тот же фактор — влияние формы сечения. Различие здесь заключается в том, что параметры $n_ф(I_ф)$ учитывают влияние сопротивлений русел простой формы сечения, а $n_м$ ($I_м$) ... русел сложной составной формы сечения.

Рассмотрим более детально этот вид сопротивления. Влияние простых форм сечения на сопротивления русел исследовалось рядом авторов [10, 18, 28 и др.]. В частности, В. Н. Гончаров [10], обобщив результаты экспериментов в лотках прямоугольного сечения, пришел к выводу о том, что в узких руслах с $B/h \leqslant 10$, потоки в которых названы им «потоками пространственного режима», из-за неравенства действующих касательных напряжений по периметру сечения, соответствующим касательным напряжениям сопротивления, возникают вторичные течения. На их формирование затрачивается дополнительная энергия. Т. е. русла таких форм сечения оказывают большее сопротивление движению потоков, чем широкие русла с $B/h > 10$. К потокам пространственного режима В. Н. Гончаров рекомендовал относить такие, у которых максимальная скорость заглублена, т. е. $h_г/h < 1$ и привел эмпирическую формулу для определения этой величины

$$h_г/h = 1{,}13 \sqrt[3]{B/h \sqrt{\Delta_д/h}}\,. \qquad (19)$$

Она может быть представлена в более общем виде

$$h_г/h = f(B/h,\ \Delta_д/h,\ \Delta_с/B), \qquad (20)$$

где $h_г$ — глубина, на которой находится максимальная скорость; B — ширина русла; $\Delta_д$ и $\Delta_с$ — шероховатость дна и стенок (берегов).

Результаты исследований раннего периода по этой проблеме обобщены А. А. Маастиком [28], который пришел к выводу о том, что в гладких руслах эффект пространственности не проявляется. Далее, его влияние тем больше, чем меньше относительная ширина русла и больше его относительная шероховатость.

К сожалению, выводы на основе лабораторных экспериментов не всегда приемлемы к натуре. Поэтому интересными являются результаты анализа И. Ф. Карасева [18] по данным наблюдений на 80 реках и каналах, которые позволили ему сделать вывод о влиянии эффекта пространственности в значительно большем, чем по данным В. Н. Гончарова, диапазоне относительных ширин русла, достигающем 25—30. И. Ф. Карасевым предложено расчет-

ное выражение, которое с учетом формулы Маннинга может быть преобразовано к виду, близкому к (19):

$$\theta = \alpha \sqrt{2g} \frac{B}{h} \left(\frac{\Delta_д}{h}\right)^{1/6}, \qquad (21)$$

где α — постоянный коэффициент. К сожалению, Карасев не привел конкретных данных о значениях параметра θ, позволяющих подразделять исследуемые потоки на потоки плоского и пространственного режимов.

Обобщая эти данные, следует отметить, что поток в процессе саморегулирования сам изменяет сопротивление своему движению, увеличивая его при движении в глубоких, но узких руслах и соответственно уменьшая его в широких, но мелких.

5.3. Сопротивление речных русел сложных форм сечения движению потоков в них

Значительно сложнее механизм сопротивления движению потоков в руслах сложных форм поперечного сечения, к которым относят: русла с поймами, русла при наличии в них затопленных побочней, русла с резко отличной шероховатостью по их ширине и другие. Особенностью таких русел является увеличение сопротивлений за счет взаимодействия потоков, движущихся с резко отличными скоростями.

Исследованию этой проблемы посвящена обширная отечественная [2, 10, 13 и др.] и зарубежная литература [49 и др.]. Детальный анализ этой проблемы в данной работе нецелесообразен, тем более, что он выполнен в монографии [3]. Поэтому приведем лишь основные выводы, имеющие отношение к рассматриваемой проблеме саморегулирования. С этой точки зрения большой интерес представляют классификация процессов взаимодействия руслового и пойменного потоков, разработанная для условий установившегося движения, и методика расчетов петель на кривых расходов воды на пойменных гидрострорах, учитывающая нестационарность движения [3, 38].

В основу классификации положено взаимное расположение динамических осей руслового и пойменного потоков на участке, находящемся ниже расчетного створа. В зависимости от этого выделено 5 типов взаимодействия потоков (рис. 8). При параллельности осей (I тип) возникает дополнительное сопротивление за счет образования вертикально расположенной волновой поверхности на границе раздела взаимодействующих потоков. При увеличении градиента скоростей гребни волны опрокидываются, от них отделяются вихри, перемещающиеся в силу эффекта эжекции в сторону руслового (или другого) потока, движущегося с большей скоростью. На процесс образования и перемещения вихрей затрачивается энергия, что приводит к уменьшению пропускной способно-

сти русла до 10—12%. Касательные напряжения на границе раздела взаимодействующих потоков могут быть определены по формуле

$$\tau_в = A_в \partial v / \partial в. \qquad (22)$$

При II типе взаимодействия потоков, характеризующемся расширением поймы (рис. 8), наблюдается растекание масс руслового потока по пойме, что приводит к значительному увеличению скоростей руслового и пойменного потоков, а следовательно, и пропускной способности пойменных русел.

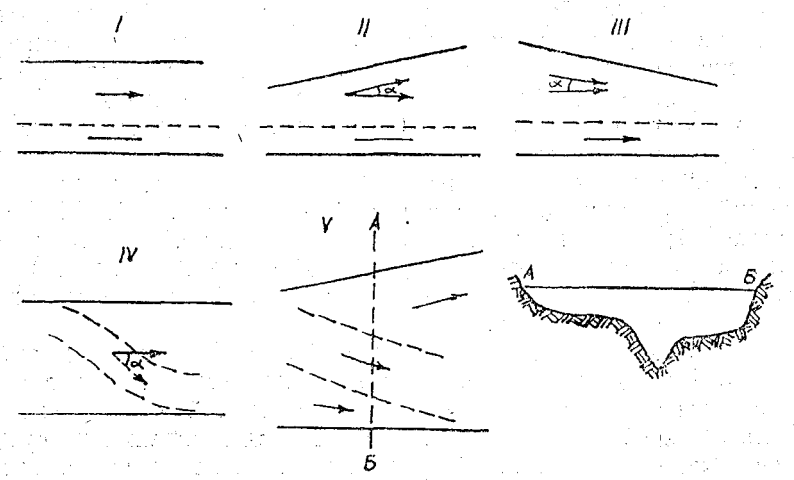

Рис. 8. Схема типизации процесса взаимодействия руслового и пойменного потоков
I—V — типы взаимодействия потоков

При III типе взаимодействия потоков, когда оси руслового и пойменного потоков сходятся (рис. 8), массы пойменного потока, вторгаясь в русловой, существенно замедляют его движение, создавая подпор, уменьшают его скорости. Величина этого уменьшения находится в прямой зависимости от значения угла схождения осей потоков. Пропускная способность русла в этом случае резко уменьшается. Сопротивление движению руслового потока значительно больше, чем, в условиях изоляции от пойменного.

Еще более сложен и менее изучен процесс при пересечении динамических осей при IV и V типах взаимодействия потоков (рис. 8), которые отличаются друг от друга только отметками двусторонних пойм. При IV типе отметки левой и правой пойм примерно одинаковые, а при V — они значительно отличаются друг от друга. В первом случае процесс затопления пойм происходит синхронно, а во втором — разновременно. При углах между динамическими осями потоков, меньших 50°, и IV типе процесс их вза-

имодействия определяется особенностями морфологического строения русла и поймы на участке, расположенном ниже расчетного створа. Если преобладает расширение поймы, то процесс взаимодействия происходит по II типу, а если ее сужение — то по III типу. При указанных углах больших 50° процес взаимодействия всегда происходит по III типу.

При V типе и последовательном затоплении первой более низкой и второй более высокой пойм наблюдается смена типа взаимодействия руслового и пойменного потоков. Так, если при затоплении первой поймы наблюдается II тип взаимодействия потоков, то при затоплении второй — он будет изменен на III тип взаимодействия потоков. Процесс смены типов взаимодействия происходит в течение довольно продолжительного времени, зависящего от мощности взаимодействующих руслового и пойменного потоков. При этом уровень воды за это время может изменяться от нескольких до десятков сантиметров. Сопротивление движению потоков, таким образом, также существенно изменяется.

Учитывая, что по длине реки обычно наблюдается чередование сужений и расширений русла и поймы, названное Н. И. Маккавеевым [30] «четковидным», следует констатировать, что и сопротивление движению потока по его длине весьма существенно изменяется. Именно в этом и сказывается роль формы сечения в процессе саморегулирования.

В работах Н. Б. Барышникова [3 и др.] и других авторов [36 и др.] вскрыты причины образования петель на кривых расходов воды и средних скоростей потока на пойменных гидростворах на основе перехода от установившегося движения к неустановившемуся. Однако данная проблема значительно шире, так как в ней взаимосвязаны вопросы особенностей затопления пойм, их регулирующей способности и взаимодействия руслового и пойменного потоков при неустановившемся движении.

В период подъема уровней движение паводочной волны по руслу происходит значительно быстрее, чем по пойме. Это приводит к растеканию воды из русла на поймы, т. е. к взаимодействию руслового и пойменного потоков по II типу, когда наблюдается существенное увеличение скоростей руслового потока и пропускной способности русла. В период же спада уровней — резко отличная картина, когда пойменные воды вторгаются в русло под различными углами, создавая подпор уровней, а следовательно, и дополнительные сопротивления движению руслового потока. Тем самым они уменьшают его скорости и пропускную способность русла.

Следует отметить и регулирующую способность русел с поймами и особенно пойм. Действительно, на равнинных реках, имеющих большие поймы, аккумулируется до 70—80% паводочного стока в период подъема уровней.

Практически вся эта аккумулированная вода за исключением потерь на испарение и инфильтрацию постепенно стекает с поймы,

увеличивая продолжительность половодий и паводков. Роль пойменного регулирования и его влияние на сопротивление пока еще полностью не оценены. Однако уже сейчас можно сделать вывод, что в период подъема уровней рассматриваемая система стремится уменьшить сопротивление русла движению паводков и половодий. В период же спада уровней это сопротивление наоборот увеличивается.

Кратко рассмотрев отдельные составляющие сопротивлений, представленные правой частью уравнения (17), еще раз подчеркнем, что точность их расчетов низкая. Поэтому попытки определения интегральных значений коэффициентов шероховатости как суммы его составляющих на данном этапе следует признать бесперспективными. В то же время результаты, хотя бы приближенной оценки этих коэффициентов шероховатости, характеризующих общее сопротивление русла движению потоков, представляют не только научный, но и практический интерес и могут быть использованы при проектировании различных гидротехнических сооружений.

5.4. Таблицы для определения коэффициентов шероховатости и их оценка

Оценка доли каждого из составляющих интегрального коэффициента шероховатости выполнена в 1976 г. автором монографии [2] на основе анализа общеизвестных таблиц М. Ф. Срибного, В. Т. Чоу и Дж. Бредли. При этом получены довольно интересные результаты, характеризующие вес отдельных видов сопротивлений в общем сопротивлении русел и пойм движению потоков. Однако отметим, что в этих таблицах имеются существенные расхождения в оценке влияния различных факторов. Например, для «слабомеандрирующего русла» по сравнению с призматическим по М. Ф. Срибному $\Delta n = 0{,}002$, по Чоу — 0,005—0,012, т. е. в 2,5—6 раз больше. Для поймы поправка на «легкий кустарник, деревья» по М. Ф. Срибному составляет 0,05, по Бредли 0,07—0,125, а по Чоу 0,015—0,045. Т. е. также отмечается довольно большое расхождение. В какой-то степени это объясняется недостаточной точностью описательной характеристики сопротивлений и значительным различием в объеме используемой исходной информации.

Поэтому практически во всех известных используемых в расчетах таблицах для определения коэффициентов шероховатости приведены их интегральные значения. Оценка этих таблиц практически никем не производилась. Во всяком случае серьезные работы такого характера автору неизвестны. В то же время в ряде работ [27 и др.] указывалось на необходимость дополнительного учета влияния глубины на величины коэффициентов шероховатости.

Прежде, чем перейти к оценке таблиц для определения коэффициентов шероховатости, рассмотрим, как эти коэффициенты

определяются по натурным данным и оценим, какие допущения при этом принимаются. Все известные авторам формулы, а их в настоящее время больше 300 [2], в качестве основного параметра используют коэффициенты Шези C, которые определяются по натурным данным на основе формулы равномерного движения, т. е. формулы Шези

$$C = v/\sqrt{hI}. \qquad (23)$$

Таким образом, первым является допущение о равномерности движения воды в реках, что, особенно для пойменных русел, может привести к большим погрешностям расчетов. Действительно, как вытекает из (16), тем самым недоучитывается влияние массообмена, неравномерности и нестационарности движения. Поэтому данные факторы должны быть дополнительно учтены в таблицах. Как уже отмечалось, влияние нестационарности движения на незарегулированных реках мало и им вполне можно пренебречь, а учет неравномерности движения частично выполнен практически во всех таблицах. Значительно хуже обстоит дело с учетом массообмена между русловым и пойменными потоками, что приводит к парадоксальным результатам: минимальное значение коэффициента шероховатости для пойм практически во всех таблицах составляет 0,025—0,035. В то же время при II типе взаимодействия потоков нами [3] для ряда рек бывшего СССР получены значения этих коэффициентов n=0,014—0,019 (реки Горынь, Северский Донец, Вихра и др.), что почти в два раза меньше нижнего предела, приводимого авторами таблиц. Объяснением этому является то, что на всех этих реках массы воды русловых потоков, имеющие скорости значительно большие, чем пойменных, поступают на поймы со значительно большей шероховатостью, не соответствующей данным скоростям, испытывая при этом большее сопротивление движению. Это должно быть учтено членом уравнения $I_м$ (16) или $n_м$ (17). К сожалению, во всех таблицах этот фактор никак не учитывается, т. е. эффект взаимодействия потока, величина которого находится в зависимости от особенностей морфологического строения расчетного участка, характеризуемого величиной и знаком угла α между геометрическими осями русла и поймы, в таблицах не отражен.

Далеко не полный перечень недостатков таблиц для определения коэффициентов шероховатости, а также то, что они составлены 15—30 лет тому назад, приводит к необходимости их критической оценки на основе накопленной обширной информации. Исходя из этого, на кафедре гидрометрии РГГМИ по натурным данным был выполнен анализ зависимости коэффициентов шероховатости от средних глубин русловых потоков и оценена надежность параметров в указанных таблицах. С этой целью все русла были подразделены на простые и сложные. К последним в основном отнесены русла с поймами, так как информация по другим руслам сложных форм сечения отсутствовала.

В качестве исходной была использована информация по 502 постам на реках, имеющих простые формы сечения русла, и расположенным на всей территории бывшего СССР. В качестве исходной информации использованы сведения, приведенные в таблицах измеренных расходов воды (ИРВ), опубликованных в Гидрологических ежегодниках, а именно: сведения о средних скоростях течения, уровнях, средних глубинах русел и уклонах водной поверхности. В качестве дополнительной использована информация об описательной характеристике гидростворов, необходимая для определения коэффициентов шероховатости по соответствующим таблицам. Из этой информации наименее надежными являются сведения об уклонах водной поверхности и описательной характеристике сопротивлений русел. Действительно, Наставление [31] оценивает точность измерения уклонов водной поверхности в 10—15%. Однако довольно часто точность этой информации бывает и значительно меньшей. Это, в основном, обусловлено неправильным выбором участков для измерений уклонов водной поверхности, низкой квалификацией наблюдателей и другими причинами. Далее, описательные характеристики сопротивлений не обладают достаточной степенью детализации, допускают большой субъективизм в трактовке категорий сопротивлений и снижают качество определения табличных значений коэффициентов шероховатости.

Расчет значений последних осуществлялся на основе допущения о равномерности движения воды в руслах простых форм сечения, т. е. на основе применения общеизвестной формулы Шези. Для определения значений коэффициентов шероховатости были использованы формулы Павловского и Маннинга. Первая была принята в качестве основной. Однако параллельные расчеты, выполненные по обеим формулам, показали, что их результаты находятся в пределах точности исходных данных. Поэтому в массовых расчетах была использована более простая из них — формула Маннинга.

Таким образом, расчет коэффициентов шероховатости осуществлялся по формулам

$$n=\frac{h^{2/3}\,I^{1/2}}{v} \quad \text{или} \quad n=\frac{h^{0,5+y}\cdot I^{0,5}}{v}. \qquad (24)$$

Все исследуемые реки были разделены на две группы. К первой отнесены равнинные, а ко второй — горные и полугорные. Из общего числа 502, к группе равнинных рек было отнесено 317 рек, а ко второй 185 рек. Для каждого из измеренных расходов воды были подсчитаны значения коэффициентов шероховатости и построены кривые зависимостей $n=f(H)$ и $n=f(h)$. В качестве примера, на рис. 9 приведены указанные зависимости. Как видно на рисунке, коэффициенты шероховатости изменяются при изменении уровня или глубины потока. Для выполнения анализа зависимостей $n=f(h)$ необходимо представить их в безразмерном виде, что и будет выполнено в следующем разделе.

Перейдем к оценке наиболее распространенных в нашей стране и за рубежом таблиц коэффициентов шероховатости. К таковым, в первую очередь, отнесем таблицу М. Ф. Срибного, опубликованную ее автором в 1932 г. [41] и усовершенствованную им же в 1962 г. К более современным отнесем таблицу, составленную И. Ф. Карасевым в 1980 г. [18] и основанную на анализе обширных данных натурных наблюдений и табличных значений коэффициентов шероховатости других авторов. Из зарубежных наиболее распространенными являются таблицы В. Т. Чоу [42] и Дж. Бредли [6].

По-видимому, нет необходимости выполнять детальный анализ достоинств и недостатков этих таблиц, так как он уже сделан рядом исследователей, в частности, результаты этого анализа приведены в работе одного из авторов [2]. В то же время необходимо отметить, что таблица, составленная Чоу, сопровождается альбомом цветных фотографий, наглядно иллюстрирующих описательную характеристику гидроствора и несколько снижающих степень субъективизма при определении коэффициентов шероховатости. К сожалению, этот субъективизм, недостаточная детализация описания гидроствора, а также широкий диапазон изменения значений коэффициентов шероховатости внутри каждой шкалы значительно повышают погрешности их определения при использовании таблиц.

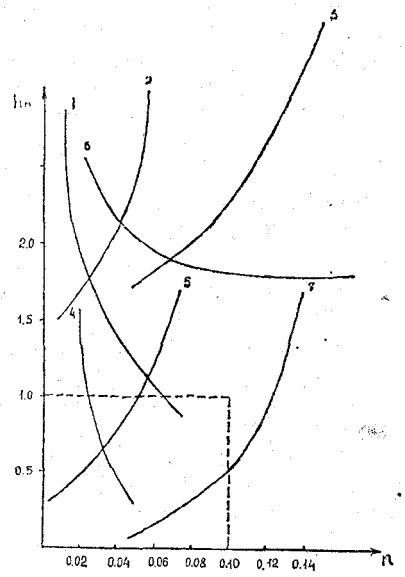

Рис. 9. Зависимости $n=f(h)$, построенные по натурным данным (*1—7*)

Для оценки табличных значений коэффициентов шероховатости по описательным характеристикам гидростворов определялись их табличные значения по каждой из указанных таблиц (n_2). Некоторые затруднения вызвало определение расчетных значений коэффициентов шероховатости на основе данных измерений, так как они изменяются в значительном диапазоне при изменении уровней (рис. 9). Поэтому было принято решение для повышения степени объективности результатов в качестве расчетных принимать три значения коэффициента шероховатости, соответственно при минимальных, средних и максимальных уровнях воды.

Для каждого из этих значений коэффициентов шероховатости были определены отклонения табличных значений от расчетных, т. е.

$$\Delta n = n_р - n_т. \qquad (25)$$

В дальнейшем были вычислены величины их среднеквадратических отклонений как для всех исследуемых рек в целом, т. е. без деления их на группы, так и отдельно для каждой из групп, т. е. для равнинных рек (первая группа) и горных и полугорных рек (вторая группа) и для каждой из четырех исследуемых таблиц. Результаты расчетов приведены в табл. 2, в которой помимо среднеквадратических даны и максимальные значения этих отклонений.

Таблица 2

Среднеквадратические и максимальные величины отклонений табличных коэффициентов шероховатости от их расчетных значений (в % от $n_р$)

Группа рек	Количество рек	$\Delta n_р / n_р = (n_р - n_т) / n_р$							
		по Срибному		по Чоу		по Бредли		по Карасеву	
		$\frac{\Delta \bar{n}}{n_р}$	$\frac{\Delta n_{макс}}{n_р}$	$\frac{\Delta \bar{n}}{n_р}$	$\frac{\Delta n_{макс}}{n_р}$	$\frac{\Delta \bar{n}}{n_р}$	$\frac{\Delta n_{макс}}{n_р}$	$\frac{\Delta \bar{n}}{n_р}$	$\frac{\Delta n_{макс}}{n_р}$
Равнинные	317	34,7	173	36,2	218	35,8	321	34,8	165
Горные и полугорные	185	31,9	208	30,8	203	32,4	255	31,7	210
Осредненные	502	33,7	208	34,1	218	35,1	321	37,8	210

Здесь $\Delta \bar{n}$ — осредненная величина отклонений табличных значений коэффициентов шероховатости от расчетных.

Сведения, приведенные в табл. 2, позволяют утверждать, что средние погрешности определения коэффициентов шероховатости по ним, составляющие 30—35% по всем исследуемым таблицам, значительно превышают допустимые, а наибольшие отклонения, превышающие средние значения в 3—5 раз и составляющие величины 170—320%, вообще неприемлемы. Это свидетельствует о необходимости совершенствования таблиц или поиске принципиально новых подходов и решений проблемы оценки сопротивлений движению потоков в речных руслах. Отметим, что осредненные значения погрешностей определения коэффициентов шероховатости для русел равнинных и горных и полугорных рек близки между собой, хотя их абсолютные значения весьма значительно изменяются по отдельным регионам страны. Даже введя поправку на субъекти-

визм при определении табличных значений коэффициентов шероховатости, так как расчеты выполнялись различными исследователями, следует все-таки признать, что надежность получаемых величин, недостаточная, а погрешность их определения велика. Это приводило и будет приводить к большим погрешностям расчетов максимальных и других расходов воды и, как следствие, к снижению надежности гидротехнических сооружений и непроизводительным затратам при их строительстве.

5.5. Оценка влияния глубин и других факторов на коэффициенты шероховатости речных русел простых форм сечения

Какие же пути совершенствования этих таблиц и какие направления в разработке новых методов оценки сопротивлений? Автор уже указывал на необходимость перехода к системному подходу в их оценке, требующему принципиальных изменений в системе наблюдений и измерений на стационарной сети гидрометслужбы в проведении комплексных полевых исследований, охватывающих не только русла рек, но и процессы происходящие в их бассейнах (формирование жидкого и твердого стока, процесс и формы их перемещения как по бассейну, так и по русловой сети и другие). Разработка этой комплексной программы должна осуществляться большим коллективом научных работников и производственников и проверяться в специально выбранных для этого реперных бассейнах рек.

В то же время уже сейчас можно выделить ряд факторов, которые либо вообще не учтены в таблицах, либо их учет выполнен неполностью. К таким факторам, в первую очередь, следует отнести глубины, форму сечения русел рек и частично размеры реки. Это далеко не полный перечень недоучтенных в таблицах факторов. Однако даже их учет, по мнению авторов, позволит повысить точность определения значений коэффициентов шероховатости.

Определенные проработки в этом направлении были проведены на кафедре гидрометрии РГГМИ. В частности, на примере примерно 300 рек было выполнено исследование зависимости коэффициентов шероховатости от средних глубин русел. Как уже указывалось, анализ зависимостей вида $n=f(H)$ и $n=f(h)$ затруднен из-за сложности сравнения этих графиков, приведенных на рис. 9. Поэтому был осуществлен переход к их безразмерным величинам вида $n/\bar{n}=f(\bar{h})$ или $n/n_{50}=f(h/h_{50})$. Некоторые затруднения вызвал выбор реперных значений коэффициентов шероховатости и средних глубин. Сначала в качестве таковых были приняты их среднеарифметические значения, а затем значения их 50%-ной обеспеченности. Однако из-за коротких рядов при переходе к последним кривые зависимости $n/n_{50}=f(h/h_{50})$ все-таки, как правило, не пересекались в точке с координатами [1; 1]. Поэтому был применен прием, при котором все кривые смещались параллельно осям

координат таким образом, чтобы они пересекались в указанной точке, что, в свою очередь, привело к необходимости уточнения реперных значений n_{50} и h_{50}. Следует отметить, что этот прием, хотя и недостаточно корректен, значительно облегчил выполнение анализа и позволил выявить некоторые закономерности.

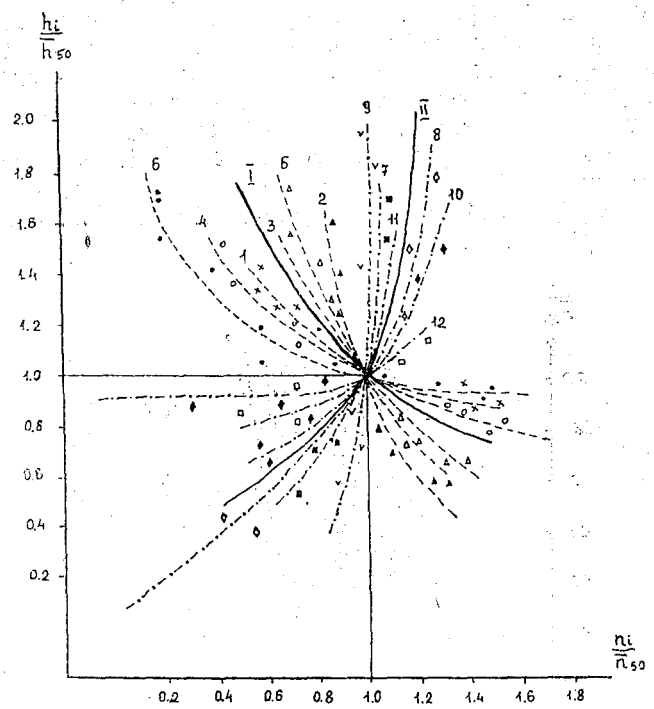

Рис. 10. Графики зависимостей $n/\bar{n}_{50}) = f\ (h/\bar{h}_{50})$ для равнинных рек

I—II — осредненные для групп рек кривые; *1—12* — полученные по данным наблюдений на конкретных реках

Кривые зависимостей $n/n_{50}=f(h/h_{50})$ были построены отдельно для равнинных и горных и полугорных рек (рис. 10, 11). Как видно на этих рисунках, где в качестве примера приведены кривые зависимостей $n/n_{50}=f(h/h_{50})$ по отдельным рекам и осредненные как для равнинных, так и для горных и полугорных рек, можно выделить два типа кривых. К первому относятся реки, берега которых интенсивно заросли растительностью, включая кустарники и деревья, что наиболее характерно для равнинных рек. На горных реках, относящихся к этому типу, их русла, и особенно берега заполнены крупнообломочным материалом. Этот тип кривых характеризуется увеличением коэффициентов шерохова-

тости при увеличении глубин. В то же время интенсивность их изменения — для различных рек резко отличается. Для оценки характера изменения этих величин на основе натурных данных были определены коэффициенты вариации C_v и асимметрии C_s. Как вытекает из анализа полученных данных, коэффициенты вариации кривых $n/n_{50}=f(h/h_{50})$ изменяются от 0,08 до 0,68, а коэффициенты асимметрии соответственно от 0,01 до 2,35. Обращают на себя внимание очень высокие абсолютные значения коэффициентов асимметрии и большие значения соотношений C_s/C_v, достигающие 4—5. В какой-то мере это объясняется короткими рядами наблюдений, ограниченными количеством ежегодно измеряемых расходов воды от 12 до 41. Для объяснения причин таких больших величин C_s и C_s/C_v необходим дополнительный углубленный анализ, основанный на большем объеме исходной информации.

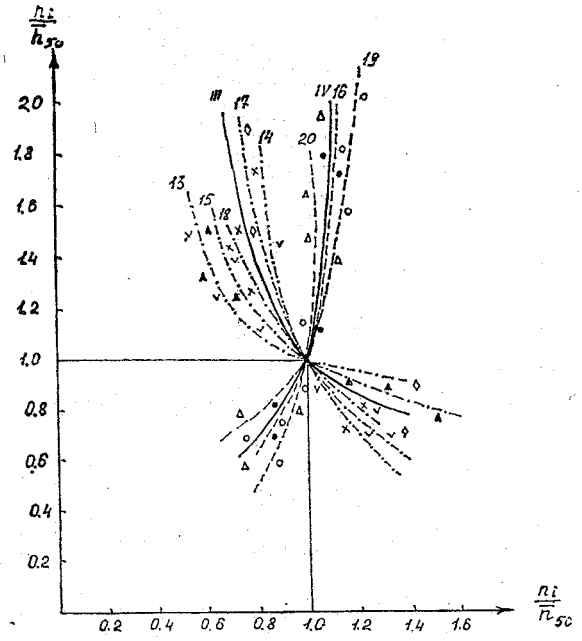

Рис. 11. Графики зависимостей $n/\bar{n}_{50}=f(h/\bar{h}_{50})$ для горных и полугорных рек

III—IV — кривые, осредненные для групп рек; *13—19* — кривые, полученные по данным наблюдений на конкретных реках

Ко второй группе относятся реки с хорошо разработанными незаросшими руслами, для которых характерно уменьшение коэффициентов шероховатости при увеличении глубин. Этот тип кривых

зависимостей $n/n_{50}=f(h/h_{50})$ более часто встречается на горных и полугорных реках, что, по-видимому, объясняется значительно чаще встречающимся зарастанием берегов на равнинных реках, чем на горных. Так же как и для рек первой группы, коэффициенты вариации изменяются примерно в таких же пределах от 0,12 до 0,87, а коэффициенты асимметрии весьма значительны и достигают 2,50. Так же велики и значения соотношений C_s/C_v, достигающие 5—6.

Как указывалось, исследуемые таблицы также не в полной мере учитывают размеры рек, которые в первом приближении можно охарактеризовать с помощью их ширин или среднегодовых расходов воды, и форму их поперечных сечений, характеризуемую соотношением их ширины B к глубине h, т. е. B/h. Попытки получить зависимости

$$n=f(\bar{Q},\ B/h) \text{ или } n=f(B,\ B/h) \qquad (26)$$

встретили известные затруднения, причиной которых явилась неопределенность величины коэффициента шероховатости. Действительно, при увеличении глубин последние изменяются в очень широких пределах, иногда в 3—4 раза. Поэтому нет ясности, какое значение коэффициента шероховатости седует принять в качестве расчетного: при минимальных, средних или максимальных уровнях. Возможно также принятие в качестве расчетного, коэффициента шероховатости определенной обеспеченности. Этот вопрос также требует дальнейших углубленных проработок. В то же время следует подчеркнуть его большое практическое значение. Так, для практических расчетов наиболее часто используются значения коэффициентов шероховатости при максимальных уровнях. В этом случае необходимо устанавливать зависимости вида (26) отдельно для каждого из двух типов кривых $n/n_{50}=f(h/h_{50})$, что поможет уточнить расчетное значение коэффициента шероховатости. Нами на ранней стадии исследований была выполнена попытка получения зависимостей типа (26) по данным наблюдений на 50, в основном, горных реках. Разброс точек, соответствующих натурным данным, в поле координат $[n,\ B/h]$ велик и даже попытка получить расчетные зависимости с помощью введения третьей переменной, характеризующей размеры реки, успеха не имела. Наряду с этим прослеживается явная тенденция уменьшения значений коэффициентов шероховатости при увеличении размеров реки и параметра, ее формы сечения.

По-видимому, для получения расчетных зависимостей, необходимо привлечение большего по объему материала, его более тщательный анализ, а возможно, и введение других дополнительных характеристик, в частности, учитывающих влияние процесса саморегулирования исследуемой системы.

Таким образом, вопрос о расчете сопротивлений движению потоков даже в руслах простых форм сечения еще далек от своего решения и требует принципиально новых подходов.

Для выявления влияния глубин на коэффициенты шероховатости была использована произвольно отобранная натурная информация. Основным критерием при этом являлось количество измеренных расходов воды и уклонов водной поверхности. Поэтому существенного значения времени измерений не придавалось, однако учитывалось, что точность и надежность исходной информации на сети гидрометслужбы, начиная с конца семидесятых годов, неуклонно снижалась. Это привело к необходимости использовать для расчетов информацию за шестидесятые и первую половину семидесятых годов.

В то же время перед автором встал вопрос о характере и причинах изменений коэффициентов шероховатости в различные годы. Для решения этой задачи были выполнены расчеты коэффициентов шероховатости по данным наблюдений на 40 реках бывшего СССР за различные годы наблюдений, по результатам которых построены совмещенные кривые $n=f(H)$, $n=f(h)$, $n/\bar{n}_{50}=(H)$ и $n/\bar{n}_{50}=f(h/\bar{h}_{50})$. Их анализ дал несколько неожданные результаты.

Несмотря на то, что за 2—10-летний период описательные характеристики сопротивлений русел, приведенные в Гидрологических ежегодниках, остались прежними, значения коэффициентов шероховатости изменились весьма значительно.

Таблица 3

Средние расчетные и табличные значения коэффициентов шероховатости n и коэффициентов вариации C_v

Река, пост	Параметр	Год								По Сриб-ному
		1965	1967	1968	1969	1970	1971	1973	1974	
Десна, Шарковщина	n	0,043		—	0,046		—	—	0,047	0,025
	C_v	0,13		—	0,14		—	—	0,10	
Десна, Пазики	n	0,041		—	0,031		—	0,033		0,030
	C_v	0,20		—	0,14		—	0,07		
Онега, Надпорожный погост	n	—		—	—		0,030	0,040	—	0,040
	C_v	—		—	—		0,34	0,37	—	
Волта, Ильмовики	n	0,028		0,030	—		—	—	0,022	0,030
	C_v	0,14		0,10	—		—	—	0,41	
Мста, Березовый рядок	n	0,045		—	0,041		—	—	0,040	0,050
	C_v	0,13		—	0,09		—	—	0,05	
Сейсмиков, Сабо	n		0,034			0,092			0,099	0,040
	C_v		0,17			0,22			0,16	
Сев. Донец, Огурцово	n		0,029			0,021			0,019	0,035
	C_v		0,53			0,36			0,59	
Китовая, Ясное	n		0,108			0,098		0,082		0,065
	C_v		0,61			0,48		0,26		

Анализ информации, приведенной в табл. 2.3, позволяет сделать предварительные выводы. Так, наблюдается изменение осредненных значений коэффициентов шероховатости со временем. По данным 75 русел рек оно достигает 45—50%. Весьма существенно изменяются и значения коэффициентов вариации (от 0,10 до 0,41). Даже с учетом того, что длина рядов в разные годы была различной эта величина вполне значимая.

Особенно интересная информация получена при анализе графических зависимостей $n=f(H)$, $n/\bar{n}_{50}=f(h/\bar{h}_{50})$ и $C/\bar{C}_{50}=f(h/\bar{h}_{50})$ по исследуемым рекам. Как видно на рис. 12, где в качестве приведены данные по двум рекам Волте-Ильмовоки и Сейсминов — Сабо, наблюдается не только различие коэффициентов вариации и асимметрии этих кривых, но изменяется даже сам характер зависимости. Действительно. на р. Волте в 1965 и 1968 гг. относительные величины коэффициентов шероховатости закономерно уменьшались при росте уровней и глубин, а в 1974 г. характер зависимости изменился на обратный, т. е. наблюдается довольно четко выраженное увеличение коэффициентов шероховатости при увеличении уровней воды до значений 240 см, затем их уменьшение до $H=258$ см. Следует также отметить весьма значительный разброс исходной информации в исследуемой системе координат. Еще более сложен характер изменения относительных величин коэффициентов Шези и шероховатости при повышении уровней воды на р. Сейсминов у д. Сабо. Как видно на рис. 12, *б* и в 1967 г. при росте уровней наблюдалось резкое уменьшение коэффициентов шероховатости. В 1970 г. отмечается противоположный характер изменения последних, т. е. их увеличение, хотя и не такое интенсивное, как в 1967 г. В 1974 г. вид кривой $n/\bar{n}_{50}=f(h/\bar{h}_{50})$ существенно изменяется. До значений $h/\bar{h}_{50}=0{,}9$ коэффициенты шероховатости увеличиваются, затем они стабилизируются, а при относительных глубинах больших 0,95, уменьшаются.

Кривые зависимостей $C/\bar{C}_{50}=f(h/\bar{h}_{50})$ являются зеркальным отображением кривых $n/\bar{n}_{50}=f(h/\bar{h}_{50})$. Поэтому характер изменения коэффициентов Шези противоположен изменению коэффициентов шероховатости. Следует отметить, что из 75 рек, по данным наблюдений на которых выполнялся анализ, на 25 реках в течение 2—10-летнего периода отмечалось изменение характера зависимостей коэффициентов Шези и шероховатости на противоположный, т. е. увеличение их значений при изменении уровней воды в последующие годы сменялось уменьшением и, наоборот, уменьшение сменялось их увеличением. Однако при этом, приведенная в Гидрологических ежегодниках, описательная характеристика сопротивлений русел сохранялась прежней.

В чем же причины такого изменения характера зависимости коэффициентов шероховатости от глубин? Четкого ответа на этот вопрос пока не имеется, что обусловлено отсутствием соответ-

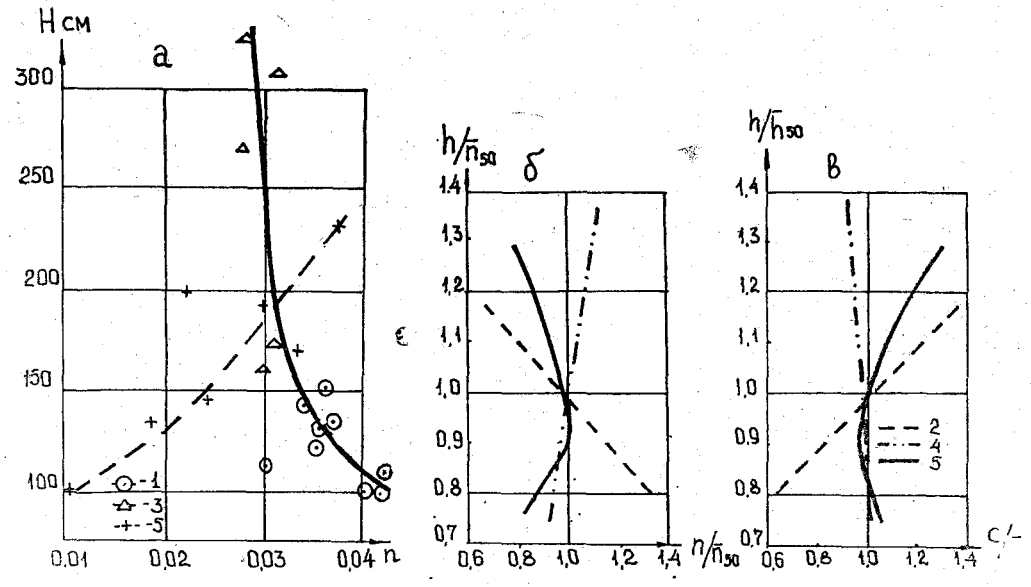

Рис. 12. Зависимости: а) $n=f(H)$ по р. Волта, с. Илмовники, б) $n/\bar{n}_{50}=f(h/\bar{h}_{50})$ и в) $C/\bar{C}_{50}=f(h/\bar{h}_{50})$ по р. Сейсминов, д. Сабо (исходная информация не приводится, чтобы не усложнять рисунок). *1* — 1965 г.; *2* — 1967; *3* — 1968 г.; *4* — 1970; *5* — 1974

ствующей информации. Какие же причины могут вызвать изменение характера этой зависимости? Таких причин несколько. Не исключая погрешностей информации, следует в качестве основной назвать принцип саморегулирования в исследуемой системе. В частности, в зависимости от соотношения транспортирующей способности потока и количества поступающих в поток наносов возможен их переход из одной формы перемещения в другую, например из влечения или сальтации в донно-грядовую или наоборот. Как известно, сопротивление при этом может резко увеличиться (в 2—7 раз) [4]. Не исключено резкое увеличение зарастаемости или засоренности берегов, приводящее к увеличению сопротивлений или, наоборот, их расчистка. Большую роль может сыграть и антропогенный фактор. По-видимому, каждый из перечисленных факторов может иметь место и оказать существенное значение на характер сопротивлений русла и его изменения при увеличении уровней воды.

Приведенный краткий анализ показывает, что традиционные пути исследования проблемы уже не могут дать возможности разработки объективной методики расчетов сопротивлений речных русел. Следовательно, необходим переход на принципиально новый подход, основанный на комплексном исследовании системы бассейн — речной поток — русло, а это, в свою очередь, потребует внесения радикальных изменений в систему наблюдений.

5.6. Методы расчета сопротивлений и пропускной способности русел сложных форм сечения

Значительно более сложной является проблема расчета сопротивлений русел сложных форм сечения, частным, но наиболее часто встречающимся случаем являются русла с поймами. К ним также можно отнести русла с резко отличной шероховатостью по ширине, с затопленными побочнями или другие, в поперечных сечениях которых наблюдаются либо резкие изменения глубин, либо резкие изменения шероховатости. Примером последних могут служить каменистые перекаты, с части которых в пределах ширины судового хода удалены камни, или поймы частично заросшие травой лесом или кустарником. Общим для русел столь различных форм сечений является образование больших градиентов скоростей из-за больших градиентов глубин или шероховатостей, а иногда и их совместного воздействия. В любом из этих случаев, как правило, наблюдается существенное увеличение сопротивлений, характеризуемое для речных русел коэффициентом шероховатости.

Как известно [32], коэффициент шероховатости пойменных русел рекомендуется рассчитывать, так же как и для русел простых форм сечения на основе формулы Шези, т. е. без учета эффекта взаимодействия потоков, что приводило и будет приводить к большим погрешностям расчетов. Если последние для русел простых форм сечения достигали 100—150%, то для пойменных русел эти погрешности еще больше. Причиной этого является недо-

учет резко выраженной неравномерности движения и массообмена между русловым и пойменным потоками. Потери энергии за счет неравномерности движения, определенные по данным наблюдений только на двух реках, составили более 50%, а за счет массообмена достигли 20—30% от суммарной энергии потока [2, 38].

Такое положение с определением коэффициентов шероховатости поставило вопрос о совершенствовании методики их расчетов. Первые попытки выполнялись рядом исследователей [3, 17 и др.]. В частности, в РГГМИ была разработана система уравнений неразрывности и движения потока с переменной массой (12) — (15), которая позволяет выполнять расчеты сопротивлений. Однако для их реализации необходима исходная информация о ряде параметров (скоростях массообмена между русловым и пойменными потоками, градиентах скоростей на участке ограниченной длины и др.), которой, как правило, исследователи не располагают. Поэтому использование этих уравнений в практике инженерных расчетов в настоящее время маловероятно. В связи с этим были выполнены исследования, направленные на разработку полуэмпирических методов расчета сопротивлений, в основу которых было положено предположение о превалирующем влиянии особенностей морфологического строения расчетного участка на гидравлику потоков в руслах с поймами. Учитывая сложность проблемы, ее разделили на две составляющих: расчет пропускной способности русел при взаимодействии потоков в них с пойменными и расчет пропускной способности пойм.

Для расчета этих составляющих по данным натурных измерений было осуществлено деление поперечного сечения на русловую и пойменную составляющие вертикальной плоскостью, проходящей по бровке прируслового вала. Разработка методики осуществлялась на основе типизации процессов взаимодействия руслового и пойменного потоков. При этом в качестве основных, реперных принимались значения параметров потоков и русел при уровнях затопления бровок прирусловых валов ($H_{р\,б}$, $h_{р\,б}$, $v_{р\,б}$, $I_{р\,б}$, $n_{р\,б}$), что дало возможность представить основные расчетные параметры в относительных единицах.

В качестве расчетных параметров были приняты зависимости вида

$$v_р/v_{р\,б}=f(h_р/h_{р\,б},\ \alpha);\quad I_р/I_{р\,б}=f(h_р/h_{р\,б},\ \alpha), \tag{27}$$

$$n_р/n_{р\,б}=f(h_р/h_{р\,б},\ \alpha), \tag{28}$$

где $v_р$ и $I_р$ — соответственно средние скорости и уклоны водной поверхности русловых потоков при уровнях, превышающих уровни затопления бровок прирусловых валов; $h_р$ и $n_р$ — соответствующие им значения средних глубин и коэффициентов шероховатости; $v_{р\,б}$, $I_{р\,б}$, $h_{р\,б}$, $n_{р\,б}$ — аналогичные значения параметров потоков и русел, но при уровнях затопления бровок прирусловых валов; α — угол между динамическими осями руслового и пойменного потоков,

условно приравниваемый углу между геометрическими осями русла и поймы.

Угол α, являющийся интегральной характеристикой особенностей морфологического строения русла и поймы, на участке расположенном ниже расчетного гидроствора, в этих зависимостях условно принят отрицательным при втором типе взаимодействия, когда оси потоков расходятся, и положительным при третьем типе взаимодействия, когда оси потоков ниже расчетного створа сходятся [3].

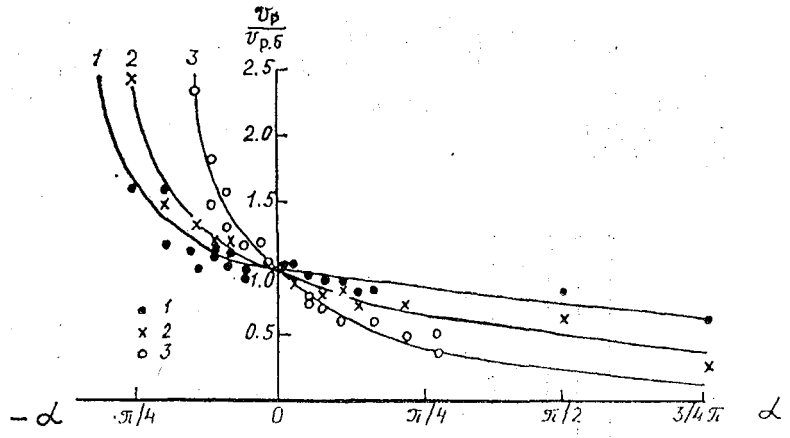

Рис. 13. Кривые $v_p / v_{p\,б} = f\ (h_p / h_{p\,б},\ \alpha)$.
1 — $h_p / h_{p\,б} = 1{,}10$; *2* — $h_p / h_{p\,б} = 1{,}25$; *3* — $h_p / h_{p\,б} = 1{,}50$

Такой прием на основе исходной информации более чем по 100 постам системы гидрометслужбы и ряда ведомственных организаций позволил получить графические зависимости вида (27), приведенные на рис. 13, 14. Корреляционные отношения этих зависимостей имеют довольно высокие значения $\eta = 0{,}78—0{,}96$. Дополнительная их проверка, выполненная различными специалистами на основе независимой информации, показала высокую эффективность этих зависимостей. Следует отметить, что несколько худшие результаты получены для относительных глубин $h_p/h_{p\,б} = 1{,}10$. Это связано со становлением течений на поймах, обусловленных сложностью процессов затопления последних.

Значения корреляционных отношений для зависимостей $I_p/I_{p\,б} = f(h_p/h_{p\,б},\ \alpha)$ несколько ниже $\eta = 0{,}78—0{,}83$, чем для аналогичных, но полученных для средних скоростей потоков. Это обусловлено тем, что для построения первых объем исходной информации примерно в два раза меньше, чем для последних, из-за отсутствия наблюдений за уклонами водной поверхности на многих постах. К тому же точность измерения уклонов существенно ниже точности измерения и вычисления средних скоростей русловых потоков.

Значительно сложнее получить зависимости коэффициентов шероховатости от определяющих факторов типа (28). Это, по-видимому, объясняется низкой точностью исходной информации, особенно данными об уклонах водной поверхности, погрешностями расчетов коэффициентов шероховатости при использовании формул Шези — Маннинга или Шези — Павловского, недоучитывающих неравномерность и нестационарность движения и массообмен между русловым и пойменными потоками. Действительно, решая уравнение (12) относительно средней скорости потока, получим

$$v = C\sqrt{hI\left(1 - \frac{\Sigma \varepsilon_i}{I}\right)}, \qquad (29)$$

где $\varepsilon_1 = \frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{\alpha_К v^2}{2g}\right)$; $\varepsilon_2 = \frac{\partial}{\partial t}\left(\frac{\alpha_Б v}{g}\right)$; $\varepsilon_3 = \frac{qv}{gF}$.

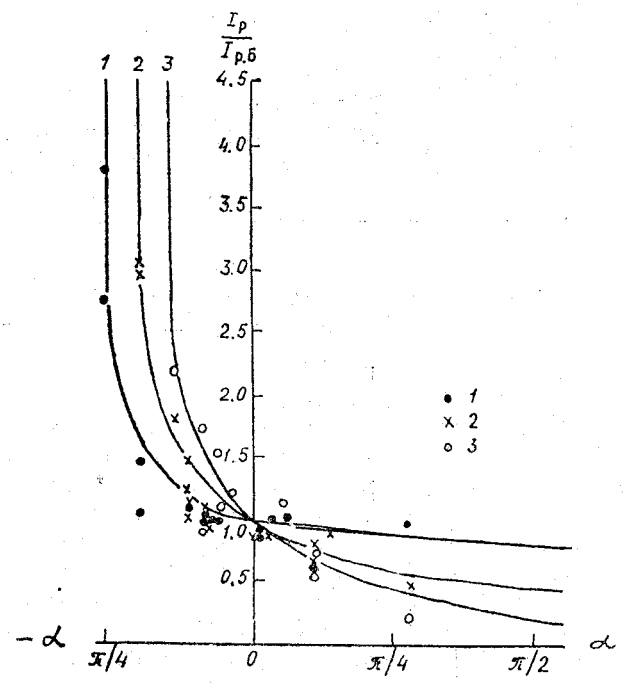

Рис. 14. Кривые $I_р / I_{р\,б} = f(h_р / h_{р\,б}, \alpha)$.
Обозначения приведены на рис. 12

Уравнение (29) отличается от аналогичной формулы Шези наличием членов уравнения ε_1/I; ε_2/I и ε_3/I, каждый из которых учитывает неравномерность (ε_1/I), и нестационарность (ε_2/I) движения и массообмен между русловым и пойменными потоками (ε_3/I).

Для получения графических зависимостей вида (28) были использованы графики связи, представленные на рис. 13 и 14. По этим графикам при постоянных отличающихся друг от друга значениях угла α через 5° определялись значения относительных скоростей ($v_р/v_{р\,б}$) и уклонов водной поверхности ($I_р/I_{р\,б}$) для каждого значения расчетных глубин ($h_р/h_{р\,б}=1{,}10$; $h_р/h_{р\,б}=1{,}25$ и $h_р/h_{р\,б}=1{,}50$). По этим данным и формуле (30), полученной на основе формулы Шези — Маннинга или Шези — Павловского, были определены координаты кривых зависимостей $n_р/n_{р\,б}=f(h_р/h_{р\,б}, \alpha)$.

$$n_р/n_{р\,б}=\frac{(h_р/h_{р\,б})^{2/3}\,(I_р/I_{р\,б})^{1/2}}{v_р/v_{р\,б}}. \qquad (30)$$

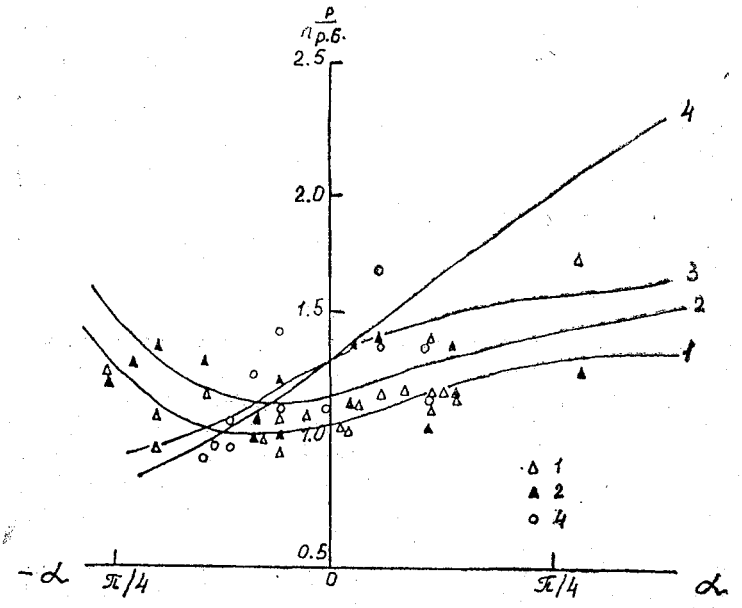

Рис. 15. Кривые $n_р/n_{р\,б}=f(h_р/h_{р\,б}, \alpha)$.
1 — $h_р/h_{р\,б}=1{,}10$; 2 — $h_р/h_{р\,б}=1{,}25$; 3 — $h_р/h_{р\,б}=1{,}50$ (уточненное положение кривой); 4 — $h_р/h_{р\,б}=1{,}50$

Эти координаты были использованы для получения графической зависимости $n_р/n_{р\,б}=f(h_р/h_{р\,б}, \alpha)$, приведенной на рис. 15. В отличие от графических зависимостей, представленных на рис. 13, 14, эта связь недостаточно надежна. Ее корреляционные отношения составляют $\eta=0{,}60$—$0{,}75$. Особые трудности представляло получение этой зависимости для $h_р/h_{р\,б}=1{,}50$, что обусловлено малым объемом исходной натурной информации и ее низким качеством.

Поэтому эта зависимость неоднократно уточнялась на основе дополнительной информации [4, 17 и др.]. На рис. 15 приведены две кривые $n_р/n_{р\,б}=f(\alpha)$ для расчетной относительной глубины $h_р/h_{р\,б}=1{,}50$. Одна из них (*4*) получена на основе ограниченного объема исходной информации, а другая (*3*) — уточненная. Как видно на рисунке, эти кривые весьма существенно отличаются друг от друга. Это можно объяснить тем, что относительная глубина $h_р/h_{р\,б}=1{,}50$ наблюдается только при очень высоких паводках, максимальные расходы которых имеют обеспеченность 0,1—3%. Получение такой информации затруднено и сбор ее представляет непростую задачу. По-видимому, увеличение объема и улучшение качества исходной информации приведут к дальнейшему уточнению положения расчетных кривых $n_р/n_{р\,б}=f(h_р/h_{р\,б},\ \alpha)$ и, как следствие, к повышению значений их корреляционных отношений.

Для повышения качества расчетов была выполнена попытка уточнения зависимости (30) за счет учета дополнительных факторов, в качестве которых были использованы показатели формы сечения (B/h), уклон водной поверхности, размеры реки ($\overline{Q}$, B) и др. С этой целью были определены величины отклонений коэффициентов шероховатости, полученных по натурным данным $n_р$, от соответствующих значений коэффициентов шероховатости ($n_{кр}$), определенных по расчетным кривым $n_р/n_{р\,б}=f(h_р/h_{р\,б},\ \alpha)$ при постоянных значениях углов α и относительных глубин, т. е.

$$\Delta n=n_р-n_{кр}.$$

В качестве примера на рис. 16 приведены зависимости $\Delta n=f(B/h)$ для относительных глубин, равных 1,25 и 1,50. Как видно, для обеих глубин прослеживается довольно четкая тенденция уменьшения значений Δn при увеличении величин B/h, которые, помимо формы сечения, частично характеризуют и размеры реки. Эта тенденция прослеживается только до значений B/h, примерно равных 50, а затем кривая $\Delta n=f(B/h)$ выполаживается и становится параллельной оси B/h. Это хорошо согласуется с рекомендациями И. Ф. Карасева [18], установившего по натурным данным влияние формы сечения русла на сопротивление движению потоков в нем до значений $B/h\approx30$.

Попытки уточнить эту зависимость с помощью других параметров, учитывающих уклоны водной поверхности, размеры реки или другие фкаторы, успеха не имели. Поэтому рекомендовать ее в качестве расчетной не представляется возможным из-за большого разброса точек, который, по-видимому, обусловлен не только недостатками рабочей гипотезы, но и низкой точностью исходной информации.

Анализ предложенной методики в целом, основой которой являются расчетные зависимости, приведенные на рис. 13—15, показывает, что они получены только для условий спада паводочных уровней. Как уже указывалось, при прохождении паводков по за-

топленным поймам образуются петлеобразные кривые расходов воды, что обусловлено нестационарностью процесса, приводящего к изменению типа взаимодействия потоков при переходе от подъема уровней и их спаду, а также пойменным регулированием стока. Другим недостатком этих зависимостей является неполный учет определяющих факторов и субъективизм в определении угла α. В частности, не учитываются особенности морфологического строения участка, расположенного выше расчетного гидроствора, особенности сопротивления пойм и другие факторы. Попытки же учета дополнительных факторов нейтрализуются большими погрешностями исходной информации и расчетных формул, а также недостатками рабочей гипотезы.

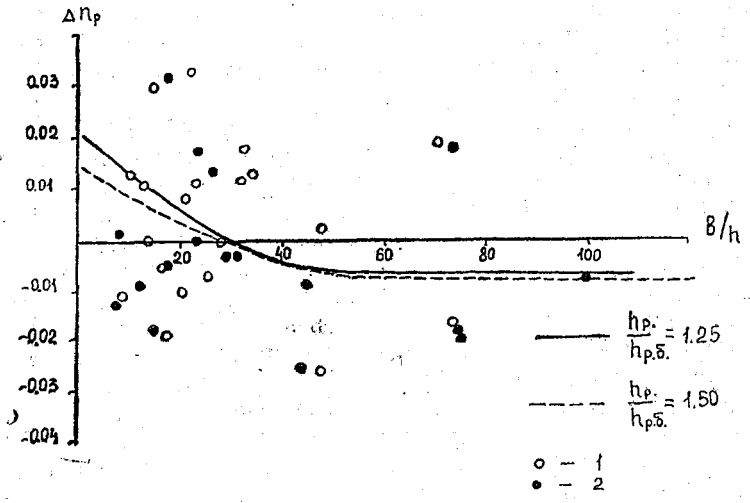

Рис. 16. Кривые $\Delta n_р = f(B/h)$.
$1 - h_р / h_{р\,б} = 1{,}25$; $2 - h_р / h_{р\,б} = 1{,}50$

Тем не менее, эта методика представляется перспективной по сравнению со стандартной, основанной на формуле Шези [27, 32]. Следует отметить, что в технической литературе [32 и др.] приведена методика, основанная на формуле типа

$$Q = Q_р + Q_п = F_р k_р C_р \sqrt{h_р I_р} + F_п k_п C_п \sqrt{h_п I_п}. \qquad (31)$$

Учет эффекта взаимодействия потоков в ней осуществляется с помощью коэффициентов $k_р < 1$ и $k_п > 1$. Однако формулы для их расчетов получены на основе только лабораторных исследований, как правило, на модели, где были смонтированы русло с односторонней или двухсторонней поймами при параллельности их геометрических осей. Исключением является методика, разработанная И. Ф. Карасевым [18], использовавшего для получения формулы для расчетов этих коэффициентов как лабораторную, так и натурную информацию.

Следует также отметить, что ни в одной из методик не учитывается, что сопротивление является определяющим и связующим звеном в системе бассейн — речной поток — русло и может в определенных условиях довольно резко изменяться. Например, при переходе из фазы влечения наносов в донногрядовую и в ряде других случаев.

Еще более острой является проблема определения коэффициентов шероховатости пойм и связанная с ней проблема расчетов их пропускной способности. Действительно, по данным ряда авторов [3, 13 и др.] поймы могут пропускать до 80—90% паводочного стока, выполняя при этом функцию его регулирования. Поэтому вопросы расчетов коэффициентов шероховатости и пропускной способности пойм являются одними из наиболее сложных в научном плане и крайне важными для практики. Рассмотрим, каково же их состояние в настоящее время и каковы наиболее перспективные пути их решения.

Стандартная методика основана на формуле Шези и таблицах для определения коэффициентов шероховатости. Как показали контрольные расчеты, погрешности определения коэффициентов шероховатости по таблицам Срибного, Чоу, Бредли и Карасева в 1,5—2,0 раза превышают аналогичные для русел простых форм сечения и значительно превышают допустимые погрешности расчетов. При использовании же методики, основанной на уравнении (31), для определения коэффициентов $k_п$ разработаны рекомендации, полученные только в результате лабораторных экспериментов на установках, где оси руслового и пойменного потоков были параллельны [13, 23 и др.] или в расчетные формулы включаются исходные параметры, получение которых связано с большими трудностями [3, 18]. Такое положение привело к необходимости поиска принципиально новых путей расчетов коэффициентов шероховатости и пропускной способности пойм.

Прежде чем, перейти к изложению результатов анализа разрабатываемых методик расчета пропускной способности пойм, необходимо отметить, что исключительно сложное морфологическое строение последних в значительной мере определяет процесс их затопления. В частности, при типе руслового процесса — свободное меандрирование, затопление пойменного массива начинается с низовых прорв [4, 35]. При малых глубинах единый поток на таком массиве отсутствует, а направление течения в отдельных понижениях рельефа, расположенных между двумя соседними гривами, противоположно направлению течения в основном русле. При дальнейшем повышении уровней вода начинает поступать через верховые прорвы, что приводит к изменению направления течений на пойменном массиве. И только при очень высоких уровнях, близких к уровням 1%-ной обеспеченности, на нем образуется единый пойменный поток, в местах пересечения которого с русловым потоком под углами $\alpha \geqslant 90°$ в основном русле образуется водоворотная зона и течение в нем либо полностью прекращается, либо даже

изменяется на обратное [3]. Как показали исследования З. М. Великановой и Н. А. Ярных на р. Оби у г. Барнаула [8], этот процесс сопровождается заполнением русла в зоне пересечения потоков донными наносами и при продолжительных паводках или половодьях выносом последних на нижерасположенный пойменный массив.

Сложность морфологического строения пойменных массивов, процессов их затопления и характера течений на них при малых глубинах приводит к необходимости более тщательных измерений расходов воды в этот период. Однако, как показывает анализ исходной информации, полученной на стационарной сети гидрометслужбы, этого не происходит. Наоборот, количество скоростных вертикалей на поймах и число точек на них сокращается и, как правило, оно меньше, чем в русловых частях потоков, несмотря на то, что поймы обычно имеют ширины, в несколько раз превышающие ширины русел. К тому же и количество расходов воды, измеренных на пойме, мало, довольно часто оно ограничено одним-двумя измерениями.

Все это осложняет выполнение анализа с целью вскрытия закономерностей и получения расчетных зависимостей. Более того, из-за неоднородности строения пойм, изменения характера растительности по их ширине и длине наблюдается значительное изменение и коэффициентов их шероховатости. Однако недостаточная детализация описательных характеристик поверхности пойм, необходимых для определения их сопротивлений, и трудности с получением дополнительной информации о них обычно приводят к необходимости использования значений коэффициентов шероховатости для поймы в целом без деления ее на отсеки. При наличии же полного объема информации рекомендуется определять его средневзвешенное значение

$$\bar{n}_{п} = \frac{\Sigma n_{пi} b_i}{B_п},$$

где $n_{пi}$ — коэффициенты шероховатости отсеков поймы, шириной b_i.

Все это значительно затрудняет выбор реперных уровней и соответствующих им параметров пойменных потоков и пойм, аналогичных значениям $H_{рб}$, $v_{рб}$, $I_{рб}$ для русловых потоков и $h_{рб}$, $n_{рб}$, для их русел. Это, в свою очередь, не дает возможности представить все характеристики в относительных величинах, что резко осложняет анализ и выявление закономерностей. Поэтому в последние годы были предприняты попытки разработки принципиально новых путей решения задачи расчета пропускной способности пойм, основанные как на использовании их различных морфометрических характеристик, так и на новых методах определения коэффициентов их шероховатости.

Кратко рассмотрим эти методики. Одним из авторов [2, 3] на основе анализа исходной информации примерно по 50 постам системы гидрометслужбы были получены графические зависимости

$$\frac{Q_п}{Q_р + Q_п} = f\left(\frac{B_п}{B_р}, \frac{h_р}{h_{р\,б}}, \frac{n_п}{n_р}\right).$$

Однако контрольные расчеты, выполненные на независимой информации, показали их невысокую эффективность. Поэтому эти зависимости были усовершенствованы [9] и рекомендованы для расчетов в следующем виде:

$$\frac{Q_п}{Q_р + Q_п} = f\left(\frac{F_п}{F_р + F_п}, \frac{n_п}{n_р}\right). \qquad (32)$$

Как видно на рис. 17, эти зависимости четко выражены. Контрольные расчеты, проведенные на независимой информации, доказали их эффективность при средней погрешности расчетов, примерно равной 20%.

Другое направление, в частности, развивается Ю. Н. Соколовым [39], предложившим рассчитывать коэффициенты шероховатости пойм как функцию двух составляющих, учитывающих неравномерность их рельефа $\sigma_р$, характер, густоту и высоту растительности $\sigma_{зар}$, т. е. $n_п = f(\sigma_р, \sigma_{зар})$.

Значение $\sigma_р$ рекомендуется определять с помощью сетки, накладываемой на пойменный массив. В ее узлах снимаются отметки его поверхности, вычисляются их средние величины, а затем и среднеквадратические отклонения $\sigma_р$. Значения второй составляющей $\sigma_{зар}$ определялись Ю. Н. Соколовым на основе натурных экспериментов, поставленных недостаточно корректно.

По нашему мнению, эта методика является перспективной, но требует существенной доработки. В частности, в ней не учтено влияние руслового потока на пойменный, что приводит к значительным погрешностям определения $n_п$. Далее, методики определения $\sigma_р$ и $\sigma_{зар}$ несовершенны. Например, при относительно ровной поверхности пойменного массива и наличии на нем отдельного большого возвышения будет получено такое же значение $\sigma_р$, как и при многочисленных, но небольших неровностях рельефа, хотя сопротивление движению пойменных потоков в этих случаях будет существенно отличаться. Также несовершенна методика определения $\sigma_{зар}$.

Автором была предпринята попытка совершенствования стандартной методики расчетов, основанной на формуле Шези. С этой целью была использована информация по 75 пойменным гидростворам. По описательной характеристике пойм и соответствующим таблицам для определения коэффициентов шероховатости М. Ф. Срибного, В. Т. Чоу, Дж. Бредли и И. Ф. Карасева были

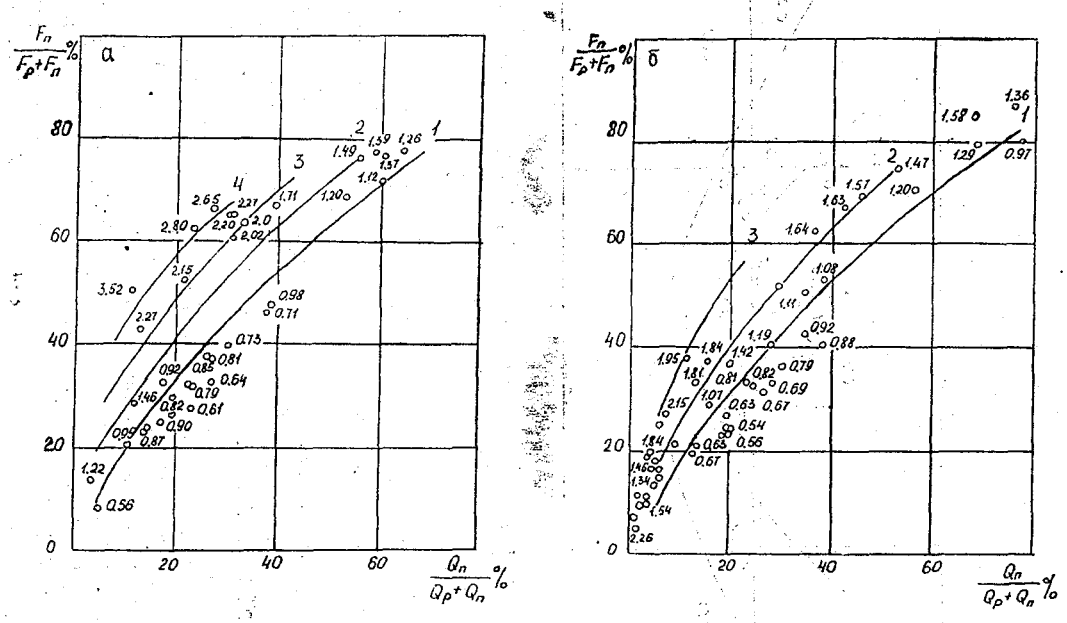

Рис. 17. Кривые $Q_п / (Q_р + Q_п) = f\ (F_п / (F_р + F_п),\ n_п / n_р)$ (по С. Л. Галактионову). *а* и *б* — соответственно третий и второй типы взаимодействия потоков. Около точек значения $n_п / n_р$.

1 — $n_п / n_р = 1{,}0$; *2* — $n_п / n_р = 1{,}5$; *3* — $n_п / n_р = 2{,}0$; *4* — $n_п / n_р = 2{,}5$.

определены табличные значения $n_{пт}$. По данным измерений и формулам Шези — Павловского или Шези — Маннинга также были определены соответствующие расчетные значения коэффициентов шероховатости пойм $n_{пр}$, а затем и разности их величин, т. е.

$$\Delta n_п = n_{пр} - n_{пт}.$$

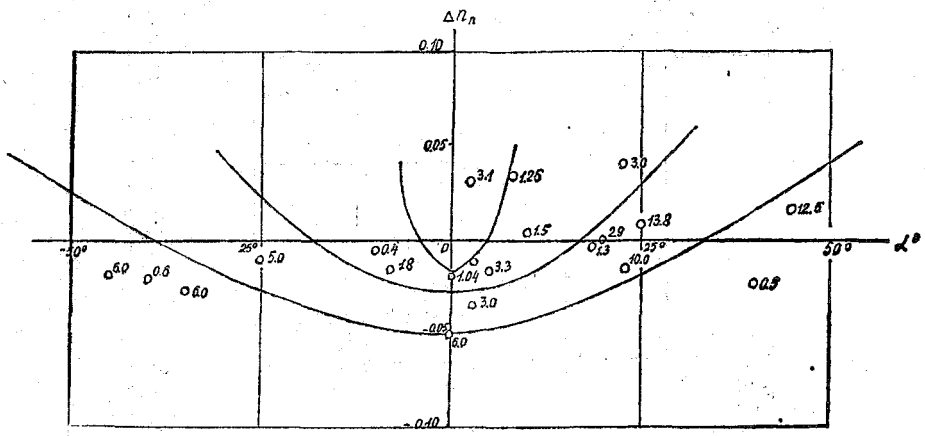

Рис. 18. Кривые $\Delta n_п = f(\alpha, B_п / B_р)$ (по М. Ф. Срибному). Около кривых и точек значения $B_п / B_р$

Для учета влияния эффекта взаимодействия потоков были построены графические зависимости $\Delta n_п = f\left(\alpha, \frac{B_п}{B_р}\right)$. В качестве примера на рис. 18 приведена такая зависимость для максимальных уровней воды и поправок к коэффициенту шероховатости, определенному по таблице М. Ф. Срибного. Как видно на рисунке, эта зависимость достаточно четко выражена. Однако разброс исходной информации в поле координат $[\Delta n_п, \alpha]$ велик. Поэтому для ее уточнения были определены отклонения $\Delta(\Delta n_п)$ поправок к коэффициентам шероховатости от графических зависимостей $\Delta n_п = f(\alpha)$ при постоянных значениях $B_п/B_р$ и получены графики связи $\Delta(\Delta n_п) = f(B_п/B_р)$ (рис. 19). Эти графики действительно отражают влияние руслового потока на пойменный, которое убывает по мере увеличения ширины поймы. К тому же они подтверждают выводы, полученные рядом авторов [3, 13, 23 и др.] на основе данных лабораторных экспериментов. Однако зависимости $\Delta(\Delta n_п) = f(B_п/B_р)$ недостаточно тесные, поэтому рекомендовать их в качестве расчетных не представляется возможным из-за недостаточной надежности. По-видимому, это в значительной степени объясняется низкой точностью исходной информации, погрешно-

стями рабочей гипотезы и определения значений коэффициентов шероховатости по таблицам, в частности М. Ф. Срибного, а также расчетов на основе формул Шези — Павловского или Шези — Маннинга. К тому же при применяемой методике погрешности расчетов суммируются.

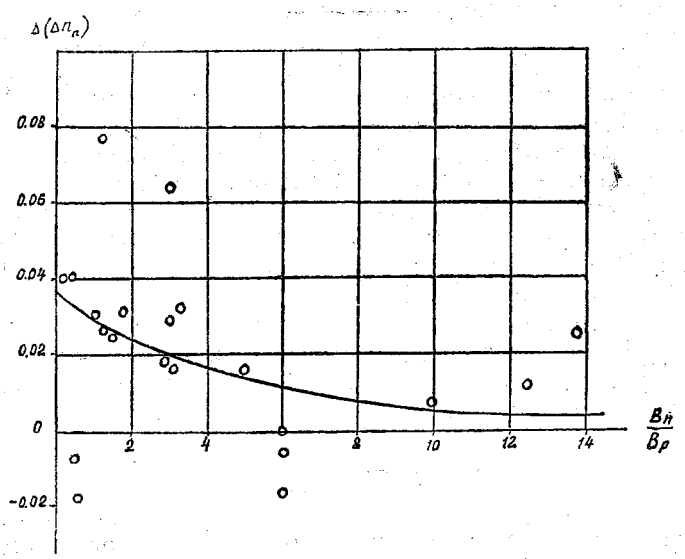

Рис. 19. Кривые $\Delta(\Delta n_п) = f(B_п / B_р)$ (по М. Ф. Срибному)

Таким образом, методы расчетов коэффициентов шероховатости и пропускной способности пойм в настоящее время нельзя признать совершенными. Они требуют существенной доработки на основе надежной исходной информации, системного подхода и с учетом того фактора, что сопротивления, в том числе пойм, являются связующим и определяющим звеном в саморегулирующейся системе бассейн — речной поток — русло.

6. О ВОЗМОЖНОСТИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ КОЭФФИЦИЕНТА ШЕЗИ ДЛЯ ОЦЕНКИ СОПРОТИВЛЕНИЙ РЕЧНЫХ РУСЕЛ

Как уже указывалось (см. с. 31), в практике гидравлических расчетов довольно часто используются коэффициенты Шези C или гидравлического трения λ, иногда называемые коэффициентами сопротивления. Рассмотрим этот вопрос более детально. Обычно коэффициенты Шези применяются в двух случаях, когда информация о гидравлических параметрах потока полностью отсутствует (кстати, близким к этому случаю является и тот, когда имеются гидравлические характеристики, но нет сведений об уклонах вод-

ной поверхности) и когда есть сведения о гидравлических характеристиках, но только для части амплитуды колебания уровней, обычно освещающие ее середину. Во всех случаях сведения о морфометрических характеристиках русел имеются. Первый случай наиболее общий, но и наиболее сложный.

Обычно проектировщиков интересуют расчеты сопротивлений и других параметров потока и русла (расходов воды и др.) при максимальных уровнях. В этом случае применяется расчет коэффициентов Шези по одной из многочисленных формул.

Все эти формулы — эмпирические или полуэмпирические, полученные на основе обработки и анализа экспериментальных лабораторных и натурных данных и имеют ограниченный диапазон применения, размеры которого авторы, как правило, не указывают. Исключением является формула Павловского, применение которой автор сначала ограничил глубиной до 3 м, а затем расширил диапазон ее применения до 5 м.

Выполним более детальный анализ этих формул. Однако, учитывая их очень большое количество, сделаем этот анализ по группам формул. К первой группе, разработанной в основном для горных и полугорных рек, относятся формулы вида

$$G/\sqrt{g}=\alpha \lg \frac{h}{k}+b. \qquad (33)$$

Большинство из них получены только по лабораторным данным и затем апробированы на натурном материале. В качестве примера приведем уже упоминавшиеся формулы В. Н. Гончарова (1) и А. П. Зегжды [14]. Последняя разработана для русел, сложенных песками и гравием. Широко используется в расчетах и после преобразований имеет вид

$$C/\sqrt{g}=5{,}66 \lg \frac{R}{\Delta}+6{,}01. \qquad (34)$$

Из большого числа формул этого вида рассмотрим те из них, которые получены на основе натурных данных. Так, Дж. Лимеринос по данным измерений на 11 прямолинейных участках 9 малых рек Калифории, русло которых в основном сложено гравием и галькой крупностью от 0,4 до 45,7 см, получил следующую формулу:

$$C/\sqrt{g}=5{,}66 \lg \frac{h}{k_{50}}+0{,}99. \qquad (35)$$

В. Граф на основе лабораторных данных, полученных в лотках с жесткими стенками, дно которых было выложено галькой, получил для расчетов коэффициентов Шези зависимость вида

$$C/\sqrt{g}=5{,}75 \lg \frac{h}{k_{50}}+3{,}25. \qquad (36)$$

Исходя из того, что наносы оказывают существенное влияние на сопротивления движению потоков, им выполнена попытка учесть этот фактор, введя в формулу (36) расход наносов (q_s). В результате получена формула вида

$$C/\sqrt{g}=\left[5{,}28-4{,}41\left(\frac{q_s}{\sqrt{\left(\frac{\rho_1}{\rho}-1\right)gk_{50}}}\right)^{0{,}18}\right]\left(\frac{v}{\sqrt{gk_{50}}}-0{,}44\right). \tag{37}$$

Так как расход наносов, особенно донных, как правило, либо не измеряется, либо измеряется с недостаточной точностью, формула (37) практического применения не имеет.

Г. Гриффитс, по данным наблюдений на 72 участках 46 рек Новой Зеландии, русла которых были сложены галькой, получил для одной из групп рек зависимость вида

$$C/\sqrt{g}=5{,}60\lg\frac{R}{k_{50}}+2{,}15. \tag{38}$$

Для второй группы рек данная зависимость оказалась ненадежной. Поэтому для них автор рекомендовал определять коэффициент Шези через среднюю скорость потока, что также неприемлемо для практических расчетов.

К. В. Грищанин на основе данных наблюдений на 7 реках Тянь-Шаня и одной — притоке Верхней Лены, русла которых сложены галечником и валунами, получил формулу

$$C/\sqrt{g}=5{,}66\lg\frac{h}{k_{50}}-5{,}3. \tag{39}$$

Перечень примеров можно было бы продолжить, но целесообразнее выполнить анализ возможности применения этой группы формул для практических расчетов коэффициентов Шези речных русел. Рассмотрим, в чем же основные трудности. Если сравнить формулы (34—39), то сразу же видно, что они отличаются значениями своих параметров. Действительно, величина коэффициента α перед логарифмом изменяется от 5,6 до 5,75. Этот диапазон не велик, но если рассмотреть формулы и других авторов, не приведенные в пособии, то он значительно расширяется. Например, у В. Ф. Талмазы составляет 7,4. Далее, у А. П. Зегжды используется значение параметра Δ, у авторов формул (35—39) — значение k_{50}, а у других исследователей эффективная шероховатость или k_{84}, k_{90}, k_{95} и другие характеристики высоты выступов шероховатости. Все эти величины не эквивалентны друг другу, методики их определения, применяемые различными авторами, также различны и существенно отличаются друг от друга.

Для третьей группы велик диапазон изменения постоянной b в формулах, приведенных в пособии, а тем более в других фор-

мулах. Так, в формулах (34—39) его величина изменяется от 6,01 до —5,3.

Таким образом, выполненный анализ показывает, что многочисленные формулы вида (33) имеют довольно узкий диапазон применения. Более того, как указывает Г. Гриффитс, даже на горных реках одного региона, близких по своим характеристикам, применение формул такого типа может привести к очень большим погрешностям расчетов коэффициентов Шези.

Еще более сложной является разработка методов расчетов коэффициентов Шези по формулам типа (33) на реках с грядовым режимом перемещения наносов. При этом исследователи стремятся сохранить структуру формулы (33), вводя в нее вместо относительной шероховатости русла (h/Δ) крутизну $(\Delta_г/l_г)$ и другие параметры гряд В качестве примера приведем несколько формул для расчетов коэффициентов Шези при грядовом режиме перемещения наносов:

Лорсена

$$C/\sqrt{g}=5{,}66\lg\frac{R}{\Delta_г}+6{,}62; \qquad (40)$$

В. Ванони и Л. С. Фана

$$C/\sqrt{g}=9{,}3\lg\frac{R}{\Delta_г}\left(\frac{l_г}{\Delta_г}\right)-6{,}48; \qquad (41)$$

Б. Ф. Снищенко

$$C/\sqrt{g}=2{,}96\sqrt{\frac{l_г}{\Delta_г+0{,}033\,l_г}}. \qquad (42)$$

В упрощенном варианте формула (42) имеет вид

$$C/\sqrt{g}=(l_г/\Delta_г)^{1,5}.$$

По-видимому, такое большое разнообразие коэффициентов (от 1,0 до 9,3) и постоянных b (от —6,48 до 6,62) даже в приведенных в виде примера формулах свидетельствует об ограниченности возможности их применения для различных видов и типов гряд. Использовать их можно только в узком диапазоне изменения приведенных параметров, который авторы формул, к сожалению, не приводят.

Такое положение с расчетами коэффициентов Шези привело к необходимости разработки еще двух групп формул. К первой относятся формулы, основанные на применении коэффициентов шероховатости, а ко второй — на принципе, что поток сам регулирует сопротивление русла своему движению за счет отложения наносов различной крупности и тем самым изменения сопротивлений дна за счет перевода перемещения донных наносов из фазы влечения или сальтации в донно-грядовую фазу.

Формулы первой группы исключительно многочисленны. Так, П. Ф. Горбачев еще в 1936 г. выполнил анализ более двухсот формул, а их количество с каждым годом значительно увеличивалось, хотя структура формул принципиально не изменялась. Общий вид этих формул: $C=f(h, n)$ или $C=f(h, \gamma)$. Для речных русел наиболее приемлемые результаты получаются по формулам типа $C=f(h, n)$. Это обусловлено тем, как уже указывалось, что в формулах типа (33—39) слишком велики погрешности методики определения параметра Δ. В частности, методика, рекомендуемая А. П. Зегждой (см. с. 17) и разработанная в лабораторных условиях, неприемлема для речных русел. В то же время попытки получить зависимость типа $\Delta=f(n)$, как показывает анализ отечественных и зарубежных работ [10 и др.], для естественных русел обречены на неудачу. Поэтому кратко остановимся на анализе формул типа $C=f(h, n)$.

Помимо П. Ф. Горбачева такой анализ неоднократно выполнялся многими авторами [4, 37 и др.]. В 50—60-е годы появление каждой новой формулы обычно встречало довольно резкую критику других авторов [37 и др.]. Наиболее детальный анализ формул для определения коэффициентов Шези в последние годы выполнен Д. Е. Скородумовым и автором данного пособия. Так, Скородумов [37], использовавший для расчетов и оценки формул для определения коэффициентов Шези большой объем натурной информации по равнинным рекам, пришел к выводу, что «вычисление C по формулам не может дать успеха,... приходится признать, что в настоящее время использование формулы Шези в указанных условиях в общем случае нецелесообразно» [37, с. 27]. И далее он указывает, что при применении таких формул необходимо устанавливать диапазон изменения глубин, в которых они справедливы. Однако, несмотря на такой вывод, в последующий период формулы аналогичной структуры продолжали разрабатываться и публиковаться в технической литературе, что обусловлено попыткой их совершенствования на основе дополнительной натурной информации, хотя принципиальная их основа не изменилась и никакого нового научного обоснования выполнено не было. Это, по-видимому, обусловлено необходимостью выполнения гидравлических расчетов при проектировании различных гидротехнических сооружений и отсутствием какой-либо другой методики, позволяющей получить лучшие результаты.

Автором данного пособия в 1984 г. были выполнены контрольные расчеты коэффициентов Шези на основе натурной информации по шести наиболее часто употребляемым формулам. Результаты этих расчетов показали, что наиболее близкие к натурным данным получены по формулам В. Ф. Талмазы $\left(C=\frac{1}{n}(21+100n)\lg h\right)$

и Г. В. Железнякова $\left(C=\frac{1}{2}\left[\frac{1}{n}-\frac{\sqrt{g}}{0{,}13}(1-\lg h)+\right.\right.$

$$\left.\left.+\sqrt{\frac{1}{4}\left[\frac{1}{n}-\frac{\sqrt{g}}{0{,}13}(1-\lg h)\right]^2+\frac{\sqrt{g}}{0{,}13}\left(\frac{1}{n}+\sqrt{g}\lg h\right)}\right)\right),$$

Формула Г. В. Железнякова является интерпретацией формулы Павловского.

Таким образом, обобщая результаты исследований применимости формул для определения коэффициента Шези, следует отметить, что точность расчетов по ним недостаточная, в частности, они не полностью учитывают влияния строения и сопротивления берегов и формы сечения русла. В связи с этим Д. Е. Скородумов [37] для равнинных рек, а Р. А. Шестакова [43] для горных рек выполнили попытку вскрытия закономерностей изменения коэффициентов Шези при увеличении уровней или средних глубин русла с целью использования этого параметра для экстраполяции кривых расходов воды до наивысших уровней.

В итоге Д. Е. Скородумов констатировал весьма неутешительные результаты наблюдений, подтвердившие выводы, полученные в более ранних исследованиях. Так, для малых и средних равнинных рек отмечается четко выраженная и незакономерная изменчивость коэффициента C при увеличении глубин. При этом попытки исключить влияние шероховатости береговых склонов на коэффициент C посредством установления закономерностей зависимости $C=f(h)$ для центрального отсека русла также потерпели неудачу. Так, автор [37] иллюстрирует это положение (рис. 20), на котором приведены зависимости $C=f(H)$ и $n=f(H)$ для русла в целом и его центральной части. Как видно на рисунке, характер этих зависимостей идентичен. Они отличаются только абсолютными значениями величин коэффициента Шези.

На больших реках при $h\geqslant 4$ м параметр C либо не зависит от h, либо зависимость $C=f(h)$ имеет небольшой наклон этой прямой за счет увеличения значений коэффициентов Шези. Однако, как отмечает Д. Е. Скородумов, на ряде рек (р. Волга у Дубовки и Вольска и др.) наблюдается отклонение от этой закономерности, которое им объясняется особенностями строения поперечных сечений этих русел в расчетных створах.

Попытки установить зависимость коэффициента Шези от уклонов водной поверхности и параметра формы русел (B/h) успеха не имели. Все это привело Д. Е. Скородумова к выводу о том, что разработка формул для расчета коэффициентов Шези, в которых бы отсутствовали коэффициенты шероховатости в настоящее время успеха не имеют из-за отсутствия необходимого объема исходной информации и низкого ее качества, в частности, сведений об уклонах водной поверхности.

Аналогичные расчеты и построение зависимостей $C=f(h)$, а также $M=f(h)$ для горных рек выполнены Р. А. Шестаковой [43, 44]. Здесь $M=C\sqrt{I}=v/\sqrt{h}$.

Ее выводы практически аналогичны выводам Д. Е. Скородумова и заключаются в следующем. Для горных рек при глубинах, больших 1 м, значения коэффициентов Шези C стабилизируются и зависимости $C=f(h)$ переходят в прямые параллельные оси ординат (h). Однако, как показывает анализ зависимостей $C=f(h)$, на ряде рек наблюдается отклонение от установленных закономерностей.

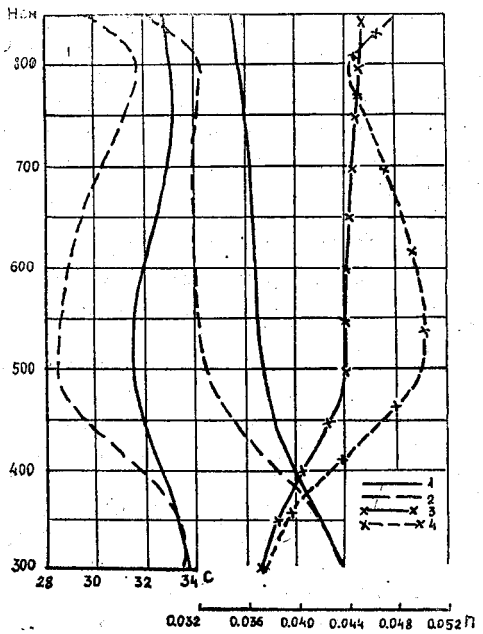

Рис. 20. Зависимости $C=f(H)$ и $n=f(H)$ по р. Великой, с. Гуйтово за 1956 г. (по Д. Е. Скородумову).

1 — для русла в целом (по Маннингу); *2* — то же для центрального отсека; *3* — для русла в целом (по Павловскому); *4* — то же для центрального отсека

Таким образом, анализ результатов исследований различных авторов, в том числе Д. Е. Скородумова и Р. А. Шестаковой, позволяют сделать вывод о том, что использование формул для расчетов коэффициентов Шези может приводить к большим погрешностям расчетов, выходящим за рамки допустимых пределов.

В то же время возможно использование величин коэффициентов Шези, полученных по натурным данным для экстраполяции кривых расходов воды, но только на больших равнинных реках при глубинах, превышающих 4 м, а на горных реках — при глубинах, больших 1 м. Для этого необходимо дополнительное изучение характера строения и засоренности берегов русла для исключения больших погрешностей расчетов.

Д. Е. Скородумовым и Р. А. Шестаковой [37, 43] также выполнен анализ возможности применения для расчетов коэффициентов Шези формул вида $C=f(H, I)$ или $C=f(h, I)$, то есть не включающих в себя коэффициент шероховатсти. В результате они пришли к выводу, что формулы данного типа имеют региональное значение, да и погрешности расчетов по ним велики. Как показал анализ системы бассейн — речной поток — русло, формулы такого типа должны учитывать еще ряд факторов: сток донных наносов и форму их перемещения, форму сечения русла, засоренности склонов и другие. По-видимому, необходима разработка формул такого типа или других нетрадиционных путей расчета сопротивлений на основе системного подхода.

7. АНТРОПОГЕННЫЙ ФАКТОР И ЕГО ВЛИЯНИЕ НА ПРОЦЕСС САМОРЕГУЛИРОВАНИЯ СИСТЕМЫ БАССЕЙН — РЕЧНОЙ ПОТОК — РУСЛО

Влияние блока антропогенных факторов на процесс саморегулирования исключительно велико. Как правило, оно направлено на нарушение процесса саморегулирования и особенно сильно проявляется на малых реках, большое количество которых фактически перестало существовать [3, 5, 11]. Таким образом, интенсивное воздействие антропогенного фактора может привести и довольно часто приводит к разрушению исследуемой системы, и для восстановления ее деятельности, как, в частности, показали исследования американских специалистов [11, 50 и др.], необходимы большие капитальные вложения.

В связи с ограниченным объемом пособия не представляется возможным выполнить детальный анализ антропогенного воздействия. Поэтому приведем лишь отдельные наиболее характерные данные Как показал анализ опубликованных работ [11, 45 и др.], влияние антропогенного фактора на среднемноголетний сток рек возрастает по мере уменьшения размеров реки и особенно значительно на малых реках. Исключительно большое воздействие он оказывает на максимальные расходы воды.

Приведем классификацию гидротехнических сооружений и агролесомероприятий в бассейнах рек по их воздействию на русловые процессы, в частности, предложенную Б. Ф. Снищенко [19], в которой все виды сооружений подразделены на две группы — активные и пассивные (табл. 4). Первые, в свою очередь, разделены на две категории. Активные сооружения первой категории

Таблица 4

Классификация речных инженерных сооружений (по Б. Ф. Снищенко)

оказывают значительное влияние не только на русловые процессы, но и практически на все остальные блоки исследуемой системы, коренным образом изменяя ее. На процесс ее адаптации в новых условиях требуется очень длительный период времени, измеряемый десятками, а иногда и сотнями лет. При комплексном же регулировании рек каскадом водохранилищ, в частности, созданных на р.р. Волге, Днепре и др., происходит необратимый процесс и фактически формируется принципиально новая, не достаточно изученная система, имеющая ряд негативных последствий для различных водопользователей, как это произошло на Волге и Днепре. Особенно резко негативное воздействие водохранилищ многолетнего регулирования стока отразилось на поймах р. Иртыша после строительства в ее верховьях Бухтарминского водохранилища [3 и др.].

В последние годы очень остро встала проблема больших карьеров и карьерных разработок, приводящих к необратимым негативным последствиям, в частности к значительным просадкам уровней, достигающим на реках Оби у г. Омска и Томи у г. Томска 1,5—2,0 м. Это наглядный пример того, к чему приводит неразумное антропогенное воздействие на составляющие саморегулирующейся системы бассейн — речной поток — русло.

Также рассмотрим некоторые примеры неправильных проектных решений, которые обусловлены недостатками методики расчетов сопротивлений и других параметров и выполненных на основе действующих в настоящее время нормативных документов, повлекших за собой весьма существенные материальные ущербы. Наиболее типичным примером является строительство Байкало-Амурской магистрали, которая до настоящего времени еще полностью не введена в эксплуатацию. Другой пример, проектирование и строительство дамбы, защищающей город Абакан от наводнений. Неграмотное проектирование, выполненное одним из отделений института Гипрогор, основанное на недостаточной по объему и низкой по качеству натурной иформации, привело к тому, что ограждающая дамба создала большой подпор, в результате массы воды р. Абакан, обогнув дамбу, устремились в акваторию города. Для предотвращения дальнейшего затопления города дамбу взорвали, что вызвало волну прорыва, которая разрушила нижерасположенный двухъярусный мост через р. Абакан, затопила и разрушила нижерасположенный поселок Усть-Абакан.

Другим примером является проектирование и строительство автодорожного мостового перехода через р. Волгу на трассе Казань — Нижний Новгород, расположенного в 30 км выше Казани. Переход состоит из моста длиной один км, дамбы, перекрывающей левостороннюю пойму, шириной 4,5 км, и струенаправляющего сооружения. Еще до окончания строительства моста невысокий паводок, близкий к 50%-ной обеспеченности, полностью разрушил струенаправляющее сооружение, вымывая при этом металлические сваи длиной 17 м, и создал угрозу размыва дамбы моста. Тем самым был нанесен многомиллионный ущерб и на значитель-

ный период времени задержан ввод в эксплуатацию мостового перехода.

Для предотвращения дальнейших разрушений строители прорыли на пойменном массиве канал, расположенный в 900 м выше дамбы мостового перехода. По этому каналу осуществлялся сброс пойменных вод с пойменного массива в русло Волги, предохраняя дамбу от разрушения. Однако в канале началась регрессивная эрозия и наметилась тенденция его развития, угрожавшая перехватом стока из русла Волги. Последнее могло привести к временному прекращению судоходства на этом участке реки. Поэтому потребовались почти трехлетние натурные и лабораторные исследования и привлечение высококвалифицированных научных экспертов, разработавших рекомендации по обеспечению надежности мостового перехода в этих условиях.

Другим интересным примером является пропуск близкого к катастрофическому паводка 1989 г. на реках Приморского края, нанесшего ущерб только этому краю в сумме 557 миллионов рублей. В частности, на р. Большой Уссурке, которую в среднем и нижнем течении пересекают мостовые переходы, как обычно состоящие из земляной дамбы, полностью перекрывающей пойму, и собственно моста через русло реки. Эти мостовые переходы создали подпор и увеличили величину затопления территорий и расположенных на ней поселков и других объектов. В качестве примера, рассмотрим железнодорожный мостовой переход у поселка Вагутон. Когда уровни в верхнем бьефе мостового перехода, несмотря на переброску части паводочного стока в бассейны других рек, достигли предельно допустимых значений, местные власти приняли решение взорвать часть дамбы, сбросив через образовавшийся проран излишние массы пойменных вод. Этим было достигнуто снижение уровней воды у поселка Вагутон. Однако воды, сброшенные через проран дамбы, достигнув города Дальнереченска, увеличили уровни воды и тем самым глубину и площадь затопления, причинив значительный экономический ущерб. По-видимому, при наличии достаточного объема исходной информации и научно обоснованной методики расетов сопротивлений и максимальных расходов воды проектировщики должны были бы существенно увеличить подмостовые отверстия или предусмотреть строительство моста на пойме, снизив паводочные уровни в верхнем бьефе перехода, уменьшив глубины и площади затопления поселка Вагутон.

Перечень примеров можно было бы продолжить, однако объем пособия ограничен.

Поэтому ограничиваясь описанием результатов воздействия отдельных фрагментов антропогенных факторов на систему в целом и ее составляющие, целесообразно указать, что детальному анализу их влияния посвящен ряд фундаментальных исследований. В частности, его воздействие на жидкий сток в монографии И. А. Шикломанова [45] и Дж. А. Гора [11], а на русловые про-

цессы В. С. Боровкова [7] и Н. Б. Барышникова [5]. Интересная информация также приведена рядом других исследователей [46, 48 и др.).

Выводы

Проведенный краткий анализ саморегулирующейся системы бассейн — речной поток — русло позволил осмыслить современное состояние системы в целом, ее составляющих и процессов взаимосвязи и взаимодействия между ними и сделать ряд выводов и предложений, которые сводятся к следующим.

Основным определяющим и связующим фактором системы являются сопротивления русел движению потоков в них. Именно с их помощью осуществляется процесс саморегулирования в исследуемой системе. Более того, из всех рассмотренных блоков, составляющих систему, сопротивления наиболее быстро и четко реагируют на все изменения, происходящие внутри нее. С их помощью происходит процесс взаимодействия между этими блоками. Поэтому проблема разработки научно обоснованной методики расчета сопротивлений была и остается узловой в речной гидравлике. Скромные достижения, полученные по этой проблеме, несмотря на длительный период исследований и привлечение к ней значительных коллективов ученых, по нашему мнению, обусловлены отсутствием системного подхода к ее решению.

Аналогичное положение в настоящее время и с разработкой расчетных методов и для других блоков, что приводит к большим погрешностям расчетов и снижению качества проектных решений различных гидротехнических сооружений и, как следствие, либо недостаточной надежности самих сооружений, либо к их излишней стоимости при введении завышенных коэффициентов запаса прочности, что в том и другом случае приводит к значительным неоправданным экономическим затратам.

В то же время достижения, полученные при исследовании составляющих блоков этой системы, являются необходимым этапом в ее изучении. Они помогают вскрыть сложный механизм взаимодействия и взаимосвязи между этими блоками, имеют большой практический выход в виде различных инструктивных материалов, необходимых при разработке проектных решений, но они являются недостаточными для создания модели системы в целом. Лабораторные эксперименты и математические модели, являясь важным фактором при изучении системы, также не могут решить этой проблемы.

Основным же препятствием к комплексному системному подходу в решении проблемы в целом и ее составляющих является острый дефицит данных комплексных натурных исследований о составляющих блоках системы бассейн — речной поток — русло в различные фазы гидрологического года. Их организация — первоочередная задача гидрометслужбы. Отсутствие натурных данных

крайне затрудняет создание расчетной модели исследуемой системы.

Очень важной многосторонней и сложной проблемой является изучение воздействия различных аспектов блока антропогенных факторов, фактически выделившегося в самостоятельную проблему. Они, как правило, оказывают негативное воздействие на процесс саморегулирования системы, в ряде случаев приводя к ее полному разрушению и формированию новой недостаточно изученной.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Барышников Н. Б., Железняков Г. В., Алтунин В. С.* Влияние кинематического эффекта безнапорного потока на транспорт наносов. — В сб.: Движение наносов в открытых руслах. — М.: Наука, 1970, с. 73—76.
2. *Барышников Н. Б.* Речные поймы. — Л.: Гидрометеоиздат, 1978. — 152 с.
3. *Барышников Н. Б.* Морфология, гидрология и гидравлика пойм. — Л.: Гидрометеоиздат, 1984. — 280 с.
4. *Барышников Н. Б., Попов И. В.* Динамика русловых потоков и русловые процессы. — Л.: Гидрометеоиздат, 1988. — 456 с.
5. *Барышников Н. Б.* Антропогенное воздействие на русловые процессы. — Л.: изд-во ЛГМИ, 1990. — 190 с.
6. *Бегам Л. Г.* и др. Переходы через водотоки. — М.: Транспорт, 1973. — 456 с.
7. *Боровков В. С.* Русловые процессы и динамика речных потоков на урбанизированных территориях. — Л.: Гидрометеоиздат, 1989. — 286 с.
8. *Великанова З. М., Ярных Н. А.* Натурные исследования гидравлики пойменного массива в высокое половодье. — Тр. ГГИ, 1970, вып. 183, с. 33—53.
9. *Галактионов С. Л.* Пропускная способность русел с поймами в створах мостовых переходов. — В сб.: Динамика русловых потоков. Л., изд. ЛГМИ, 1987, вып. 98, с. 80—83.
10. *Гончаров В. Н.* Динамика русловых потоков. — Л.: Гидрометеоиздат, 1962. — 375 с.
11. *Гор Дж. А.* Восстановление и охрана малых рек, теория и практика. — Агропромиздат, 1989. — 317 с. (перев. с англ.).
12. *Гришанин К. В.* Динамика русловых потоков. — Л.: Гидрометеоиздат, 1979. — 311 с.
13. *Железняков Г. В.* Пропускная способность русел каналов и рек. — Л.: Гидрометеоиздат, 1981. — 310 с.
14. *Зегжда А. П.* Гидравлические потери на трение в каналах и трубопроводах. — Л. — М.: Госстройиздат, 1957. — 278 с.
15. *Знаменская Н. С.* Донные наносы и русловые процессы. — Л.: Гидрометеоиздат, 1976. — 191 с.
16. *Знаменская Н. С., Филатова М. М.* Экспериментальные исследования гидравлики пойменных русел при ограниченном меандрировании. — Тр. ГГИ, 1970, вып. 183, с. 54—69.
17. *Исаев Д. И.* Расчет коэффициентов шероховатости пойм. В сб.: Динамика русловых потоков. Л., изд. ЛГМИ, 1987, вып. 98, с. 59—62.
18. *Карасев И. Ф.* Речная гидрометрия и учет водных ресурсов. — Л.: Гидрометеоиздат, 1980. — 310 с.
19. *Кондратьев Н. Е., Попов И. В., Снищенко Б. Ф.* Основы гидроморфологической теории руслового процеса. — Л.: Гидрометеоиздат, 1982. — 282 с.
20. *Корчоха Ю. М.* Исследования грядового движения наносов на р. Полометн. — Тр. ГГИ, 1968, вып. 161, с. 98—121.
21. *Кудряшов А. Ф.* О перемещении влекомых наносов. — Тр. ГГИ, 1960, с. 43—52.
22. *Куприянов В. В.* Гидрологические аспекты урбанизации. — Л.: Гидрометеоиздат, 1977. — 184 с.

23. *Ле Ван Киен.* О гидравлическом расчете пойменных русел. — Гидротехника и мелиорация, 1968, № 9, с. 50—52.
24. *Левашов А. А.* Определение скорости деформаций некоторых характерных образований в русле р. Надым. — Метеорология и гидрология, 1973, № 3, с. 92—95.
25. *Левашов А. А.* О строении и переформировании песчаных гряд. — Метеорология и гидрология, 1980, № 1, с. 84—87.
26. *Леви И. И.* Динамика русловых потоков. — М. — Л.: Госэнергоиздат, 1957. — 252 с.
27. *Лиштван Л. Л., Александров А. А.* Наставление по изысканиям и проектированию мостовых переходов. — М.: Глававтотранспроект, 1961. — 383 с.
28. *Маастик А. А.* Исследование сопротивления движению воды в открытых призматических руслах. — Тарту, Эстонская с/х Академия, 1950. — 22 с.
29. *Макаров В.* О периодическом повышении и понижении дна перекатов р. Волги в зависимости от состояния меженного горизонта воды. — Казань, 1892.
30. *Маккавеев Н. И.* Русло реки и эрозия в ее бассейне. — М.: АН СССР, 1955. — 347 с.
31. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам, вып. 6, ч. 1, 3-е изд. — Л.: Гидрометеоиздат, 1978. — 384 с.
32. Наставление по изысканиям и проектированию железнодорожных и автодорожных мостовых переходов через водотоки (НИМП — 72). — М.: Транспорт, 1972. — 280 с.
33. *Полтавцев В. И., Ефремов В. И.* Об особенностях гидравлического сопротивления открытых потоков при большой шероховатости русла. — В сб.: Исследование динамики потоков и гидрофизика. Л., изд. ЛГМИ, 1967, вып. 25, с. 5—12.
34. *Полтавцев В. И., Соколова В. А.* О выборе расчетной величины шероховатости русла. — В сб.: Водный транспорт леса. Красноярск, изд. СТИ, 1974, разд. II, вып. 2, с. 85—97.
35. *Попов И. В.* Деформации русел и гидротехническое строительство. — Л.: Гидрометеоиздат, 1969. — 363 с.
36. *Рублевская Р. М.* О возможности применения методики расчета петель на кривых расходов воды для рек с деформируемым руслом. — В сб.: Динамика русловых потоков. Л. изд. ЛГМИ, 1987, вып. 98, с. 64—67.
37. *Саликов В. Г.* К вопросу проектирования мостовых переходов на меандрирующих реках. — Гидротехническое строительство, 1990, № 11.
38. *Скородумов Д. Е.* Гидравлические основы экстраполяции кривых расходов воды до высших уровней. — Тр. ГГИ, 1960, вып. 77, 3—44.
38. *Скородумов Д. Е.* Вопросы гидравлики пойменных русел в связи с задачами построения и экстраполяции кривых расходов воды. — Тр. ГГИ, 1965, вып. 128, с. 3—96.
39. *Соколов Ю. Н.* Гидравлическое сопротивление пойм. — Водные ресурсы, 1980, № 6, с. 143—154.
40. *Соколовский Д. Л.* Речной сток (основы теории и методика расчетов), 3-е изд. — Л.: Гидрометеоиздат, 1968. — 539 с.
41. *Срибный М. Ф.* Нормы сопротивления движению естественных водотоков и расчет отверстий больших мостов. — М. — Л.: Госстройиздат, 1932. — 132 с.
42. *Чоу В. Т.* Гидравлика открытых каналов. — М.: Стройиздат, 1969. — 464 с.
43. *Шестакова Р. А.* Упрощенные способы определения расходов воды на горных реках. — Тр. ГГИ, 1962, вып. 98, с. 147—164.
44. *Шестакова Р. А.* Определение расходов воды при высоких уровнях по уклону водной поверхности и коэффициенту *C* формулы Шези. — Тр. ГГИ, 1963, вып. 106, с. 71—122.
45. *Шикломанов И. А.* Антропогенные изменения водности рек. — Л.: Гидрометеоиздат, 1979. — 302 с.
46. *Graf V. H.* Hydraulics of Sediment Transnort. Mc Graw — Hill Book Company, New York — London, 1975. — 514 p.

47. *Leopold L. B., Wolman M. G., Miller I. P.* Fluvial processes in geomorphology. — San-Francisko — London, 1962. — 522 p.

48. *Lull H. W., Sopper W.* Factors that in fluence Streamflow in the North — East. — Water Res., 1966, vol. 2, N 3, p. 371—379.

49. *Sellin R. H. I.* A labaratori investioninto the interaction between the flow in the channel ofariver and that over its flood plain. — La Houlle Blanche, 1964, N 7, p. 793—802.

50. *Stivens M. A., Simons D. B., Richardson E. V.* Non — equilibrium river form. — J. Hydraulic Div. Proc. ASCE, 1975, vol. 101, N 5, p. 557—566.

52. Гришанин К. В. Гидравлическое сопротивление естественных русел. — С-Пб.: Гидрометеоиздат, 1992. — 182 с.

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

B — ширина
$B_п$ — ширина поймы
$B_р$ — ширина русла
b — элемент ширины
C — коэффициент Шези
C_v — коэффициент вариации
C_s — коэффициент асимметрии
F — площадь поперечного сечения
$F_п$ — площадь поперечного сечения поймы
$F_р$ — площадь поперечного сечения русла
Fr — число Фруда
g — ускорение силы тяжести
H — уровень воды
$H_{р\,б}$ — уровень затопления бровки прирусловых валов
h — средняя глубина руслового или пойменного потоков
h_{50} — средняя глубина 50% обеспеченности
I — уклон водной поверхности
$I_п$ — уклон водной поверхности пойменного потока
$I_р$ — уклон водной поверхности руслового потока
i — порядковый номер
k — крупность частиц
k_5 — крупность наиболее крупных частиц, которых в смеси не более 5%
k_{50} — крупность частиц, которых в смеси 50%
$l_в$ — длина водоворотной зоны
$l_г$ — длина донной гряды
n — коэффициент шероховатости
$n_г$ — составляющая коэффициента шероховатости при донногрядовом режиме перемещения наносов
$n_д$ — составляющая коэффициента шероховатости за счет дополнительных сопротивлений
$n_{кр}$ — значение коэффициента шероховатости, получаемые по расчетной кривой
$n_{п\,р}$ — расчетное значение коэффициента шероховатости поймы
$n_{п\,т}$ — коэффициент шероховатости поймы определяемый по соответствующей таблице
$n_ш$ — составляющая коэффициента шероховатости за счет высоты выступов шероховатости
n_{50} — расчетное значение коэффициента шероховатости 50% обеспеченности
Q — расход воды
q — расход воды на единицу длины или ширины потока
q_s — расход наносов на единицу длины потока
R — гидравлический радиус
Re — число Рейнольдса
S — концентрация наносов
v — средняя скорость по сечению потока
$v_к$ — критическое значение средней скорости потока
$v_н$ — непередвигающая (критическая) средняя скорость потока
α — угол пересечения динамических осей руслового и пойменного потоков, приравниваемых углу между геометрическими осями русла и поймы

$\alpha_Б$ — коэффициент Буссинеска

$\alpha_К$ — коэффициент Кориолиса

α_1 — постоянная

θ — параметр, характеризующий границы «эффекта пространственности» по Карасеву

Δ — высота выступов шероховатости

$\Delta_т$ — наибольшая высота донной гряды

$\Delta_д$ — высота выступов шероховатости дна

$\Delta_с$ — высота выступов шероховатости стенок

λ — коэффициент гидравлического трения

ρ — плотность воды

ρ_1 — плотность наносов

$\tau_в$ — касательное напряжение при взаимодействии руслового и пойменного потоков

ОГЛАВЛЕНИЕ

Стр.

Введение 3

1. Саморегулирующаяся система бассейн — речной поток — русло и ее составляющие 4

2. Жидкий сток воды в саморегулирующейся системе 5

3. Русловые процессы и сток наносов в саморегулирующейся системе 7

4. Ограничивающие факторы и их роль в саморегулирующейся системе 13

5. Сопротивление движению русловых потоков — определяющий и связующий фактор саморегулирующейся системы бассейн — речной поток — русло 16

5.1. Сопротивление зернистой шероховатости и донных гряд движению потоков 16

5.2. Сопротивление речных русел простых форм сечения движению потоков в них 30

5.3. Сопротивление речных русел сложных форм сечения движению потоков в них 34

5.4. Таблицы для определения коэффициентов шероховатости и их оценка 37

5.5. Оценка влияния глубин и других факторов на коэффициенты шероховатости речных русел простых форм сечения . . . 42

5.6. Методы расчета сопротивлений и пропускной способности русел сложных форм сечения 49

6. О возможности использования коэффициентов Шези для оценки сопротивлений речных русел 61

7. Антропогенный фактор и его влияние на процесс саморегулирования системы бассейн — речной поток — русло 68

Литература 73

Условные обозначения 76

CONTENTS

	Page
Introduction	3
1. «Basin — River Stream — River Bed» self-regulatory system and its components	4
2. Iiquid flow in self-regulatory system	5
3. River bed processes and sediment movement in self-regulatory system	7
4. Restricting factors and their role in self-regulatory sustem	13
5. Resistance to river flow as a determinant and linkage factor in «Basin — River Stream — River Bed» self-regulatory system	16
5.1. Resistance of grain roughness and bottom ridges to flow	16
5.2. Resistance of simple cross-profile river beds to flow in them	30
5.3. Resistance of complex cross-profile river beds to flow in them	34
5.4. Roughness factor tables and their assessment	37
5.5. Assessment of influence of depth and other factors on roughness coefficients of simple cross-profile river beds	42
5.6. Methods of calculation of resistance and discharge capacity of complex cross — profile river beds	49
6. On possibility of using Chezy friction factors in evaluation of river bed resistance	61
7. Anthropogenic factor and its impact on self-regulatory process of the «Basin — River Stream — River Bed» system	68
8. Conclusions	73
References	76

Николай Борисович Барышников,
Елена Анатольевна Самусева

СИСТЕМНЫЙ ПОДХОД К ОЦЕНКЕ СОПРОТИВЛЕНИЙ РЕЧНЫХ РУСЕЛ

Учебное пособие

Редактор *О. С. Крайнова*

Корректор *С. В. Холина*

Сдано в набор 18.08.92. Подписано в печать 27.11.92.
Формат 60×90 1/16. Бумага тип. № 2. Лит. гарн. Печать высокая.
Печ. л. 5,0. Уч.-изд. л. 5,0. Заказ 191. Тираж 500 экз.
РГГМИ, 195196, С.-Петербург, Малоохтинский пр., 98. «С» № 4

Типография ВСОК ВМФ