

Министерство высшего и среднего образования РСФСР

ЛЕНИНГРАДСКИЙ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

ДИНАМИКА РУСЛОВЫХ ПОТОКОВ

СБОРНИК НАУЧНЫХ ТРУДОВ

(межвузовский)

ЛЕНИНГРАДСКИЙ ОРДЕНА ЛЕНИНА
ПОЛИТЕХНИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ
имени М. И. КАЛИНИНА

ЛЕНИНГРАД
1987

00
178

УДК 556.536+532.543

Динамика русловых потоков. Межвузовский сборник научных трудов. — Л., изд. ЛПИ, 1987, вып. 98, с. 138. (ЛГМИ).

Сборник подготовлен на кафедре гидрометрии ЛГМИ. В сборнике освещаются актуальные вопросы изучения динамики потоков и русловых процессов, включая их инженерные приложения для различных задач водного хозяйства.

Сборник предназначен для гидрологов и гидротехников, а также для студентов старших курсов соответствующих специальностей.

Табл. 13. Илл. 28. Библиогр. 138.

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Н. Б. Барышников, д-р геогр. наук, проф. (отв. редактор) (ЛГМИ);
В. В. Коваленко, д-р техн. наук, проф. (отв. секретарь) (ЛГМИ);
С. А. Чечкин, д-р геогр. наук, проф. (ЛГМИ); *И. Ф. Карасев*, д-р техн. наук, проф. (ГГИ); *И. В. Попов*, д-р геогр. наук, проф. (ГГИ);
Н. В. Разумихин, д-р геогр. наук, проф. (ЛГУ).

927736

ЛЕНИНГРАДСКИЙ
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ ИН-Т
Б. БИБЛИОТЕКА
Л-д 195186 Малоохтинский*

ВВЕДЕНИЕ

Сборник включает в себя статьи по динамике русловых потоков и смежным вопросам гидравлики и инженерной гидрологии. Рассматривается широкий спектр задач, включая вопросы гидрометрии и процессы формирования стока на водосборных бассейнах. В ряде статей (Н. Б. Барышников, С. Л. Галактионов, Е. С. Субботина и др.) исследуются различные аспекты взаимодействия русловых и пойменных потоков. В них предложены новые интерпретации методики расчетов гидравлических сопротивлений и пропускной способности пойм. Близкими к данной проблеме являются статьи Д. И. Гринвальда, В. А. Иванова, Р. М. Рублевской, А. А. Левашова, Н. С. Знаменской и др. В них, в частности, выявлена связь гидравлических сопротивлений речных русел с масштабными превращениями русловых форм, оценен эффект отражения водных потоков при их взаимодействии и набегании на препятствие.

Вопросы формирования русел рассмотрены в статьях А. Ю. Сидорчука, Р. С. Чалова, Б. Ф. Снищенко, А. Ф. Кудряшова, Г. В. Железнякова. Приводятся новые представления о динамическом равновесии речных наносов в придонном слое.

Гидрометрические аспекты гидрологии безнапорных потоков представлены в работах И. Ф. Карасева, В. В. Коваленко, П. М. Боголюбова и др. Рассмотрен новый подход к оптимизации частоты и принципов размещения сети пунктов гидрологических наблюдений. Исследуется новое явление автоколебаний в безнапорных потоках.

В статьях И. П. Спицына и А. П. Морозова изучаются вопросы, связанные с гидравликой промышленных охладителей, в частности дано технико-экономическое обоснование конструктивных решений пленочного оросителя градирен.

Большинство публикуемых в сборнике статей связаны с исследованиями, проводимыми по теме Минвуза СССР «Исследование русловых процессов на реках и в устьях рек и разработка методов их учета для различных отраслей народного хозяйства», а также по заданию ГКНТ 08.05 научной проблемы 0.85.01 (шифр 06.06.Н1 «Разработать теоретические основы и практические рекомендации по управлению русловыми процес-

сами, включая рекомендации по прогнозированию русловых процессов в развитых системах обвалования»).

Основная часть исследований, включенных в сборник, доведена до логического завершения. Они внедрены и приносят ощутимый народно-хозяйственный эффект. Например, методика расчета русловых и пойменных потоков широко применяется в Госкомгидромете и Минводхозе СССР, в частности при оценке пропускной способности пойм.

Наряду с законченными и уже внедренными работами, часть статей освещает работы поискового инициативного характера. Дальнейшему осмыслению подлежат результаты исследований по автоколебаниям в потоках. Нужно более широкое экспериментальное изучение этого явления, которое несомненно связано с возникновением периодических деформаций, имеющих существенное значение для разработки русловых прогнозов.

Результаты по исследованию деформаций и промышленных охладителей могут найти применение на ТЭЦ и АЭС. Важное прикладное значение имеют работы А. Р. Константинова и Н. М. Химиной с соавторами, так как они связаны с агрометеорологическими условиями, влияющими на с/х продуктивность.

Ответственный редактор, проф. *Н. Б. Барышников.*

СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ РАЗВИТИЯ ТЕОРИИ РУСЛОВЫХ ПРОЦЕССОВ

Русловые процессы один из наиболее сложных разделов гидрологии суши, что вызвано многообразием определяющих эти процессы факторов, их недостаточной изученностью как из-за низкой точности исходной информации, обусловленной несовершенством методов измерения ряда параметров, так и вследствие сложности самих процессов. Действительно, русловые процессы — результат взаимодействия жидкого потока и русла, как правило, сложенного сыпучими или связными грунтами [3]. В работе И. В. Попова [6] дано более полное, чем это было сделано предшественниками [3], определение руслового процесса как изменения в морфологическом строении речных русел и пойм, происходящего под действием текущей воды.

Формирование учения о русловых процессах началось в конце прошлого столетия. Стимулом для этого послужили потребности в улучшении состояния водных путей и обеспечения на них наибольших транзитных глубин. «Борьба за глубины» в Западной Европе и России осуществлялась различными способами, что в значительной мере обусловлено существенными различиями режима рек этих регионов.

Особенно большое внимание формированию учения о русловом процессе было уделено в России в конце XIX и начале XX столетий. Именно в этот период трудами В. М. Лохтина были заложены научные основы теории русловых процессов. Итоги работ по этой проблеме были обобщены им в 1897 г. в монографии «О механизме речного русла». Ряд научных положений, разработанных Лохтиным и приведенных в его монографии, сохранил свое значение до настоящего времени. Лохтиным, в частности, впервые была установлена связь между расходами наносов и русловыми деформациями, а также тот факт, что наносы поступают в реки вместе с водой из бассейна. Не утратил своего научного значения и критерий устойчивости русла Лохтина, используемый в ряде современных исследований [9 и др.].

Дальнейшее развитие учения о русловых процессах в основном осуществлялось трудами отечественных и американских исследователей. В первую очередь оно связано с именами В. Г. Глушкова, М. А. Великанова, Н. И. Маккавеева, К. И. Росинского, Л. Б. Леопольда, М. Ж. Вольмана, И. В. Попова, Н. Е. Кондратьева и других исследователей. Становление учения продолжается и по настоящее время.

Теория русловых процессов в ее современном состоянии позволяет решать ряд проблем, возникающих при строительстве различных гидротехнических сооружений, возводимых в руслах и на поймах рек, тем самым экономя народному хозяйству огромные средства. Однако интенсификация производства, в том числе и гидротехнического строительства, ставит перед учеными новые повышенные требования к качеству гидрологической информации и прогнозов, в особенности прогнозов русловых процессов. Именно это и обуславливает задачу совершенствования методов расчета и прогноза русловых процессов. Под таким углом зрения рассмотрим современное состояние теории русловых процессов и пути ее совершенствования.

В начале нашего века четко наметились два подхода к формированию и развитию теории русловых процессов: гидроморфологический и гидродинамический. Первый основан на выделении различных видов русловых образований посредством анализа планово-высотных картографических и аэрофотосъемочных материалов речных русел и пойм и последующей их типизации по ряду признаков. Для определенных таким образом различных типов русловых образований вычисляется скорость их развития и перемещения путем совмещения картографических материалов, полученных в различные периоды. Эта скорость экстраполируется на последующий период при составлении фонового прогноза русловых деформаций. Таким образом, гидроморфологический подход обычно применяется для составления фонового прогноза русловых деформаций.

В настоящее время в Советском Союзе довольно четко определились три центра, где выполняются разработки по совершенствованию данного подхода. Это — Государственный гидрологический институт (ГГИ), где разработки выполнялись под руководством И. В. Попова и Н. Е. Кондратьева, а в последние годы и Б. Ф. Сنيщенко [4]; Московский государственный университет — трудами Н. И. Маккавеева и Р. С. Чалова [5, 8] и Университет дружбы народов имени П. Лумумбы — под руководством Н. А. Ржаницына [7]. Не останавливаясь на анализе достоинств и недостатков разработок каждого из этих центров, отметим лишь, что, по нашему мнению, более конструктивными являются предложения ГГИ, к тому же нашедшие широкое применение в ряде ведомственных инструкций и Наставлений. По-видимому, в рамках небольшой статьи целесообразно отметить недостатки и достоинства гидроморфологического под-

хода в целом и попытаться наметить пути его совершенствования.

Основными недостатками являются слабая увязка данного подхода с гидравликой потоков и особенностями гидрологического режима рек. Несмотря на то, что русловая гидравлика, применительно к различным типам русловых процессов, разработана недостаточно, уже имеющиеся несомненные достижения в области гидравлики в теории русловых процессов практически не используются. По-видимому, разработка теории гидравлики мезо- и макроформ, на необходимость чего настоятельно указывал Н. Е. Кондратьев [4], и использование ее для совершенствования теории русловых процессов является одной из первоочередных задач нашего времени. Второй задачей является применение современной методологии гидрологических расчетов для количественной оценки цикличности колебаний стока с целью учета особенностей чередования маловодных и многоводных периодов. Действительно, в настоящее время скорость перемещения русловых образований определяется практически без учета водности расчетного периода. В то же время известно, что в маловодные периоды движение русловых образований происходит либо с небольшими скоростями, либо вообще отсутствует. В многоводные же периоды интенсивность русловых деформаций резко возрастает. Поэтому конкретный учет водности расчетного периода может значительно повысить качество фонового прогноза по гидроморфологическому методу [1].

Третьим путем совершенствования гидроморфологического метода является его сближение с гидродинамическим посредством использования достижений последнего.

Рассмотрим основные преимущества и недостатки второго, гидродинамического подхода к формированию теории русловых процессов. Этот подход основан на анализе и решении системы дифференциальных уравнений, основанных на законах сохранения энергии и массы. Следствием первого закона явилось уравнение движения, а второй закон определил вид уравнения неразрывности как для жидкого, так и для взвесенесущего потоков. Система уравнений обычно дополняется уравнением деформации, вытекающим из закона сохранения массы.

Однако эта система уравнений незамкнута и число неизвестных в ней больше числа уравнений. Все это приводит к необходимости получения дополнительных уравнений на основе лабораторных экспериментов или натуральных данных.

Детальный анализ возможности применения системы уравнений к расчетам русловых деформаций в нижних бьефах ГЭС выполнен А. Б. Векслером и В. М. Доненбергом [2] для условий бесприточного участка. Рассмотрим эту систему, которая состоит из уравнения движения

$$\frac{1}{g} \frac{\partial(\alpha_1 V)}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\alpha V^2}{2g} + y_z + h \right) + \frac{\alpha_s V \rho_s q_s}{\rho g \omega} = - I_f, \quad (1)$$

уравнения неразрывности вида

$$\frac{\partial [\omega(1-S)]}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = 0, \quad (2)$$

уравнения баланса массы наносов

$$\frac{\partial (\omega S)}{\partial t} + \frac{\partial Q_s}{\partial x} = q_s, \quad (3)$$

уравнения деформации русла

$$\rho_s q_s = \rho_{гр} \frac{\partial \omega}{\partial t} \left| \frac{\partial y_n}{\partial t} \right. = 0. \quad (4)$$

Здесь α_1 , α — соответственно коэффициенты Буссинеска, Кориолиса, а α_s — коэффициент, учитывающий неравномерность распределения концентрации наносов (S) по площади живого сечения ω ; ρ , ρ_s , $\rho_{гр}$ — соответственно плотности воды, наносов и грунта, слагающего русло; Q и Q_s — расходы воды и наносов; q_s — расход наносов на единицу длины потока за счет массообмена потока и русла; y_n и y_z — отметки поверхности и дна потока; h — глубина.

Решение системы уравнений (1) — (4) возможно только с помощью ряда допущений, анализ которых выполнен в [2].

Основной недостаток уравнений (1) — (4) — недоучет особенностей морфологического строения расчетного участка русла и поймы и необходимость дополнения системы уравнений различными эмпирическими зависимостями, имеющими ограниченное применение.

Сильной стороной метода является количественный учет гидрологических особенностей режима водотока. В частности, в уравнения (1) и (2) входят значения максимального расхода воды (Q) и соответствующей ему средней скорости потока, которые позволяют учитывать цикличность колебания стока и другие особенности гидрологического режима реки, так как они назначаются соответствующей обеспеченности в зависимости от категории сооружения.

Гидродинамический метод весьма успешно применяется для оценки русловых деформаций, возникающих при строительстве различных гидротехнических сооружений.

В настоящее время нельзя противопоставлять гидроморфологический и гидродинамический подходы к разработке теории русловых процессов, так как они дополняют друг друга. Особенно четко это проявилось в использовании Н. Е. Кондратьевым принципа дискретности в русловых процессах [4], позволившего определить область применения каждого из методов.

Гидродинамический метод наиболее эффективен в пределах структурных уровней, охватывающих движение микроформ и отдельных частиц наносов. Гидроморфологический метод дает наибольший эффект при составлении фоновых прогнозов на структурных уровнях мезо- и макроформ.

Дальнейшее совершенствование теории русловых процессов в ближайшее время представляется следующими путями: гидравлическим обеспечением гидроморфологического метода (подхода); разработкой гидравлики мезо- и макроформ; введением в расчетную схему параметров, учитывающих цикличность изменения жидкого стока.

Совершенствование гидродинамического метода может быть осуществлено посредством замыкания системы уравнений гидродинамики на основе учета особенностей морфологического строения расчетного участка.

В целом же, с учетом приведенных выше замечаний, необходимо сближение гидроморфологического и гидродинамического подходов с целью разработки единой, научно обоснованной теории русловых процессов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Барышников Н. Б., Угренинов Г. Н. Учет цикличности стока и дискретности при разработке фоновых прогнозов русловых процессов. — *Метеорология и гидрология*, 1985, № 8, с. 107—109.
2. Векслер А. Б., Доненберг В. М. Переформирование русла в нижних бьефах крупных ГЭС. — М.: Энергоатомиздат, 1983. — 217 с.
3. Великанов М. А. Русловой процесс. — М.: Физматгиз, 1958. — 396 с.
4. Кондратьев Н. Е., Попов И. В., Смищенко Б. Ф. Основы гидроморфологической теории руслового процесса. — Л.: Гидрометеоздат, 1982. — 272 с.
5. Маккавеев Н. И. Русло реки и эрозия в ее бассейне. — М.: АН СССР, 1955. — 347 с.
6. Попов И. В. Деформации русел и гидротехническое строительство. — Л.: Гидрометеоздат, 1969. — 363 с.
7. Ржаницын Н. А. Руслоформирующие процессы рек. — Л.: Гидрометеоздат, 1985. — 263 с.
8. Чалов Р. С. Географические исследования русловых процессов. — М.: МГУ, 1979. — 232 с.
9. Чалов Р. С. Показатели устойчивости русла, их использование для оценки интенсивности русловых деформаций. — В сб.: *Динамика русловых потоков*. Л., изд. ЛПИ, 1983, вып. 83, с. 46—53. (ЛГМИ).

УДК 556.543

И. Ф. КАРАСЕВ (ГГИ)

ОПТИМАЛЬНАЯ ГУСТОТА И ПРИНЦИПЫ РАЗМЕЩЕНИЯ СЕТИ ПУНКТОВ ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ

Сеть пунктов гидрологических наблюдений создается для получения данных о водных ресурсах рек, озер и водохранилищ, их режима и состояния как в прошлом, так и в настоя-

щем времени. В качестве основного наблюдаемого элемента, определяющего структуру гидрологической сети, в первую очередь, выступает речной сток. Эффективность сети применительно к другим элементам должна проверяться особо в зависимости от их важности. Характеристикам стока рек свойственно сложное непрерывно-дискретное пространственное распределение как в виде непрерывного поля элементов, так и локальных значений, отнесенных к отдельным звеньям и узлам речных систем. Оптимизация размещения сети заключается в том, чтобы обеспечить такую густоту (плотность) пунктов наблюдений, которая была бы достаточной для получения достоверных данных и в то же время не требовала бы открытия чрезмерного количества постов. Хотя гидрологические элементы всегда относятся к дискретной области — площади речного бассейна, при рассмотрении территории достаточно больших размеров (области, зоны) можно исходить из непрерывного распределения этих элементов.

В пределах какой-либо квазиоднородной области годовой сток при его отнесении к площади водосбора достаточных зонально-репрезентативных размеров $A_{зр}$ упрощенно можно представить в виде функции одной координаты l

$$Q(l) = \bar{Q}(l) + f(l), \quad (1)$$

где $f(l)$ — случайные отклонения стока от его нормы $\bar{Q}(l)$, зафиксированные для отдельно взятого года.

Отсюда вытекают два критерия, определяющие плотность размещения пунктов наблюдений [1].

Градиентный критерий — устанавливается на основе первого члена выражения (1) как минимально необходимое расстояние $\xi_{гр}$ между центрами бассейнов, позволяющее выявить изменение нормы стока:

$$\xi_{гр} \geq \frac{2,82\sigma_0\bar{Q}}{\text{grad}_0(\bar{Q})}, \quad (2)$$

где \bar{Q}_0 — осредненное (по площади) значение нормы стока в данном гидрологическом районе; $\text{grad}_0(\bar{Q})$ — средний относительный градиент изменения нормы стока в пределах гидрологического района; σ_0 — погрешность определения годового стока по гидрометрическим данным. Градиентному критерию соответствует площадь водосбора $A_{гр}$. Значению $\xi_{гр}$ соответствует критериальная площадь водосбора $A_{зр}$.

Таким образом, чем больше расстояние между постами, тем надежнее определяется изменение нормы стока. Но безграничное увеличение площади водосбора, приходящейся на один пост, привело бы к потере корреляции годового стока. Чтобы этого не произошло, необходимо установить верхний предел расстояния между ними. Это ограничение и создает корреляционный критерий, который выводится из второго члена выше

приведенной формулы так, чтобы погрешность линейной интерполяции годового стока на середину расстояния между центрами бассейнов не превосходила σ_0 :

$$\xi_k \leq C_v^2 \xi_0, \quad (3)$$

где C_v — коэффициент вариации годового стока; ξ_k — радиус корреляций, при котором автокорреляционная функция годового стока принимает нулевое значение (в среднем для Союза $\xi_0 = 1600$ км). Корреляционному критерию соответствует площадь A_k .

Оптимальная площадь водосбора A_0 должна находиться в диапазоне

$$A_{зр} < A_{гр} \leq A_0 \leq A_k. \quad (4)$$

Критериальные значения площадей водосбора определены для всех гидрологических зон Советского Союза (см. таблицу). Подобный опыт осуществлен также в Канаде для территории провинции Квебек [2].

Критериальные площади (км²) для планирования опорной гидрологической сети

Зоны	$A_{зр}$	$A_{гр}$	A_k	A_0
СССР				
тундровая	200	—	32 000	15 000
лесная	500	4000	7000	5000
степная	1500	2000	2000	2000
Канада	—	8950	20 590	15 600

Оптимальные значения A_0 в большинстве случаев отвечают водосборам средних рек, для которых характерны зональные закономерности формирования стока. Что касается других рек — малых аazonальных, с площадями водосборов $A < A_{зр}$, больших (полизональных), для которых $A > A_0$, а также рек с антропогенными изменениями стока, то для них правомерен объектный принцип размещения пунктов наблюдений в зависимости от структуры речных систем. В соответствии с этим потребуется иметь по крайней мере по одному пункту наблюдений на каждой большой реке и выборочно — на малых реках для контроля их стока и уровня.

Речная сеть может быть представлена в виде графа (рис. 1) типа дерева, в котором внешние вершины отображают истоки, а внутренние — точки слияния водотоков. Параметры речных систем обладают индикативными свойствами в отношении гидрологических процессов. Многие характеристики режима рек, такие как средняя водность, максимальные расходы, толщина льда и другие, могут быть представлены в зависимости от раз-

личных структурных мер, в частности — в зависимости от порядка речных потоков K , например по Хортону — Штралеру, с применением аппарата теории графов. Следовательно, показатели строения речной сети становятся одним из новых источников гидрологической информации. При однородности климатических и орографических условий характеристики, полученные в одном районе, где производились наблюдения, могут быть распределены на другие реки того же порядка, где такие наблюдения отсутствуют.

Перенос характеристик гидрологического режима с объектов наблюдений на другие объекты осуществляется в подмножестве однопорядковых элементов. Отсюда непосредственно вытекает один из принципов размещения пунктов наблюдений (рис. 1).

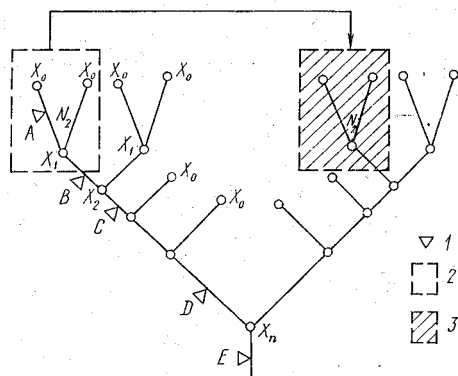


Рис. 1. Граф речной сети:

1 — гидрологический пост; 2 — изучаемый водосбор-аналог; 3 — водосбор, на который распространены данные наблюдений.

Они должны располагаться в общем случае во всех звеньях иерархической цепи потоков различных порядков или, как минимум, на тех из них, которые имеют наибольшее значение для потребителей гидрогеологической информации.

Таким образом, наряду с традиционными принципами относительно равномерного размещения постов, которые соблюдаются при разворачивании сети для

изучения зональных характеристик, во многих случаях окажется целесообразным новый подход — сгущение пунктов наблюдений в ключевых звеньях речных систем. В каждой из них должна быть создана по крайней мере одна цепь постов $A \rightarrow B \rightarrow C \rightarrow D \rightarrow E$, пронизывающая насквозь граф гидрологической сети.

Во всех случаях потребуется открыть определенное количество постов N_m на малых реках, порядок которых K_m меньше порядка рек с оптимальным водосбором K_0 . Из большого числа малых рек для изучения выбираются водосборы, характеризующиеся различной расчлененностью рельефа, залесенностью, озерностью, заболоченностью и др. На горных реках, кроме того, расположение постов должно учитывать закономерности изменения стока с высотой.

По мере роста использования водных ресурсов и хозяйственного освоения территории становится необходимым изучать отдельные водные объекты — реки, участки рек с площадью

бассейнов, превышающих оптимальную A_0 . Основной задачей при этом следует считать получение характеристик режима — экстремальных расходов, данных о колебаниях уровней, температуры воды, твердого стока и т. п. Из этого следует, что необходимо иметь по крайней мере по одному посту на каждой реке с порядком K выше оптимального K_0 . Число постов на таких реках устанавливается на основе соотношения Хортон

$$N_s = \sum_{i=k_0+1}^{i=k} r^{k-i}, \quad (5)$$

где r — показатель разветвленности реки, в среднем равный трем.

Общая численность гидрологических постов окончательно будет равна

$$N = N_m + N_0 + N_s \approx (N_0 + N_s)(1 + \alpha), \quad (6)$$

где α — доля постов на малых реках (обычно принимают $\alpha = 0,15 - 0,30$).

Наряду с режимными характеристиками, для обслуживания народного хозяйства необходимы текущая информация о водных объектах и прогноз гидрологических процессов. Отсюда вытекает одна из важнейших задач системы наблюдений — получение данных для прогнозирования. Как известно, для этой цели прежде всего используются данные о расходах и уровнях воды на малых (частных) водосборах. Естественно, что при их достаточном числе и равномерном расположении по бассейну учет неравномерности поступления талых или дождевых вод на поверхность водосбора окажется наиболее полным. В то же время нежелательна и излишняя информация, так как с ее получением связаны дополнительные затраты. Поэтому важно установить оптимальное число и площадь A_i малых водосборов, по которым можно с допустимой точностью давать прогнозы стока основной реки в створе, замыкающем бассейн площадью A .

Информационная ценность частного водосбора A_i , независимо от прогностической модели, в конечном счете может быть оценена мерой корреляции стока с этого водосбора со стоком в замыкающем створе. Коэффициенты корреляции этих величин увеличиваются по мере роста отношения $\beta = A_i/A$. Однако, как установлено специальным анализом, при больших β рост коэффициента корреляции становится незначительным, а заблаговременность прогноза уменьшается. Оптимальный интервал носительных площадей для частных водосборов лежит в пределах $\beta_0 = 0,01 - 0,02$.

Особое значение имеет размещение гидрологических постов в зоне комплексного использования водных ресурсов. Структура сети в этом случае predetermined не только гидрогеологическими и морфологическими условиями бассейна, но также ад-

министративным делением территории и схемами ее расчленения на водохозяйственные районы (ВХР) (рис. 2).

Пункты учета стока необходимо назначать:

- в нижней части притоков и коллекторных (сбросных) каналов;
- в головах оросительно-обводнительных и других каналов, забирающих воду из источника;
- в начале конуса выноса, перед зоной инфильтрации, и в конце его, где наблюдается выклинивание грунтовых вод;
- на границах оазисов (орошаемых массивов) и зон значительных промышленных водозаборов (городов);
- в створах ГЭС и гидроузлов.

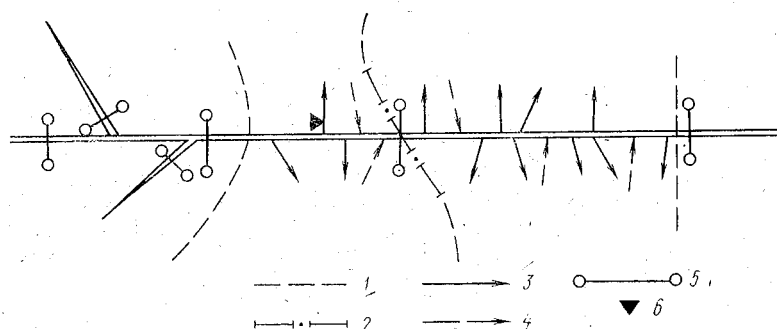


Рис. 2. Гидрографическая схема водохозяйственных районов и сети пунктов наблюдений за формированием и использованием речного стока: 1 — границы ВХР; 2 — границы административного деления; 3 — водозаборные каналы; 4 — сбросные каналы и коллекторы; 5 — гидрометрические створы; 6 — расходомерные посты на каналах.

В большинстве этих пунктов не потребуется оборудовать гидростворы, так как в качестве расходомеров должны использоваться шлюзы-регуляторы, гидроагрегаты ГЭС и другие водопропускные сооружения.

В зонах использования стока данные наблюдений служат частью информационного обеспечения автоматизированных систем управления водохозяйственными комплексами, которое осуществляется как в динамическом режиме, так и на воднобалансовой основе. В частности, при оперативном водораспределении используются русловые водные балансы (РВБ), составляемые для различных периодов (декада, месяц, год) по отдельным участкам рек, например в границах водохозяйственного района (рис. 2).

Наиболее простой вид уравнение РВБ приобретает при установившемся режиме движения потока:

$$Q_{\text{в}} - Q_{\text{н}} + Q_{\text{бп}} + \sum Q_{\text{с}} - \sum Q_{\text{вз}} - Q_{\text{ит}} \pm Q_{\text{ф}} \pm Q_{\text{о}} = 0, \quad (7)$$

где все элементы представляются значениями расходов воды в м³/с: $Q_{\text{в}}$ и $Q_{\text{н}}$ — соответственно в верхнем и нижнем (замыкаю-

щем) створах; $Q_{\text{бп}}$ — боковой приток; $Q_{\text{вз}}$ — водозаборы в каналах; Q_c — сбросы из них; $Q_{\text{ит}}$ — потери на испарение и транспирацию; $Q_{\text{ф}}$ — потери на фильтрацию или приток фильтрационных вод; Q_o — остаточный член, компенсирующий неучтенные элементы РВБ и погрешности его расчета.

Состав данных для определения РВБ зависит от заданной погрешности его расчета δ_0 . Так, в соответствии с принципом равных влияний частных погрешностей определения элементов δ_i на результирующую погрешность δ_0 они должны удовлетворять условию

$$\delta_i \leq \frac{\delta_0}{\alpha_i \sqrt{N}}, \quad (8)$$

где α_i — доля элемента относительно всей суммы N (по модулям) составляющих РВБ: $\alpha_i = |Q_i| / \sum_1^N |Q_i|$.

Очевидно, при $\delta_i \geq C_{v_i}$ (C_{v_i} — коэффициент вариации) вместо измеренных значений i -го элемента при составлении РВБ можно ограничиться его нормой Q_i . Отсюда вытекает критерий оптимизации сети: на участке РВБ должны функционировать все посты, для которых $\delta_i < C_{v_i}$, причем на них необходимо обеспечить не превышение допустимой погрешности измерений, согласно неравенству (8). Таким образом, принцип равных влияний позволяет получить не только критерий количественного состава постов, но и условие оптимизации точности производимых на них наблюдений.

Пространственная интерпретация данных в пунктах наблюдений требует привлечения современных средств широкого площадного обзора — аэрокосмических съемок. Особую важность при этом имеет космическая информация о снеговом и ледяном покровах, разливах рек, состоянии подстилающей поверхности и т. п.

В настоящее время в ряде стран созданы и разрабатываются математические модели, воспроизводящие гидрограф стока с недостаточной изученных водосборов. Эти модели, кроме данных, предполагают использование дистанционных измерений с самолетов и спутников. Для эффективной увязки наземных и аэрокосмических наблюдений целесообразно создавать специальные полигоны в различных физико-географических условиях. В Советском Союзе имеется опыт успешного функционирования аэрогидрометрической сети, осуществляющей комплекс наблюдений на реках в труднодоступных районах Севера и Дальнего Востока.

При создании системы дистанционного зондирования должны быть в полной мере использованы индикативные свойства речных систем. Отсюда вытекает целесообразность создания оптимальной системы тестовых полигонов и станций, выполняющих наземные измерения для эталонного дешифрования дис-

танционных измерений. Тестовая система опорных участков (бассейнов) обеспечит существенное расширение информации о режиме водных объектов и создаст новые возможности для гидрологического прогнозирования.

Кроме дистанционного зондирования, спутники могут быть использованы как средство сбора информации от наземных измерительно-передаточных устройств. Такие спутники связи являются одним из перспективных способов передачи гидрологических данных от отдаленных пунктов к потребителю информации, они особенно выгодны при организации массовой сети пунктов наблюдений в труднодоступных районах.

Изложенные научно-методические принципы реализованы при разработке планов развития и рационализации гидрологической сети Советского Союза. Оптимальная численность гидрологической сети составляет 7800 постов при средней их плотности размещения около 3000 км² на один пост, что близко к плотности гидрологической сети Канады, но в 3—3,5 раза ниже, чем в США, и на порядок меньше плотности пунктов наблюдений в странах Западной Европы.

Этот факт свидетельствует о большой роли конкретных экономико-географических условий, которые должны учитываться при проектировании оптимальной гидрологической сети.

ЛИТЕРАТУРА

1. Карасев И. Ф. О структуре и принципах размещения опорной гидрологической сети. — Метеорология и гидрология, 1972, № 5, с. 27—31.
2. Leclerc M., Bobce B., Villeneuve. Adaption and application of the Karasev method to the rationalization of Quebec's hydrometric basic network. — Nordic Hydrol., 1974, 5, p. 213—288.

УДК 543.532

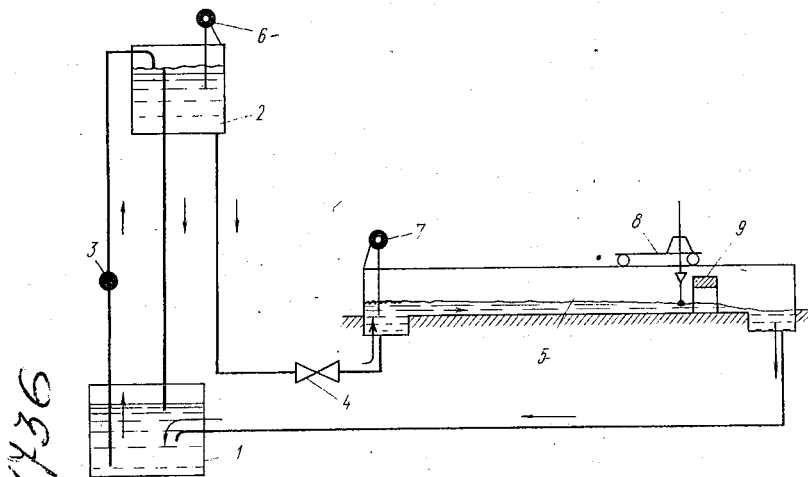
В. В. КОВАЛЕНКО, А. В. ИЛЛАРИОНОВ, Ю. А. САЛО (ЛГМИ)

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ АВТОКОЛЕБАНИЙ БЕЗНАПОРНЫХ ПОТОКОВ

К настоящему времени накоплен значительный материал натуральных наблюдений, указывающий на то, что в безнапорных потоках при определенных условиях могут возникать низкочастотные (по сравнению с турбулентностью) квазипериодические пульсации скоростей [1, 2]. Теоретический анализ природы данного явления говорит в пользу гипотезы об автоколебательном его характере. Вместе с тем прямых целенаправленных

экспериментальных исследований условий появления низкочастотных пульсаций скорости не проводилось. Важен вопрос именно об условиях, при которых имеет место данное явление. Действительно, результаты обработки натуральных наблюдений на реках далеко не всегда позволяют делать надежные выводы о наличии низкочастотных квазипериодических пульсаций скоростей. Теоретический анализ также указывает на определенные условия их появления.

Имеется несколько возможностей для теоретического «предсказания» автоколебаний потоков [3]. Например, система Сен-



341736

Рис. 1. Схема экспериментальной установки:

1 — водосборный резервуар; 2 — напорный резервуар; 3 — насос; 4 — задвижка; 5 — русловая площадка; 6, 7 — емкостные уровнемеры; 8 — тензопреобразователь; 9 — подпорная стенка.

Венана при ряде предположений сводится к следующему нелинейному обыкновенному дифференциальному уравнению:

$$\frac{dQ}{dt} = f_1(x_0, t) Q^2 + f_2(x_0, t) Q + f_3(x_0, t), \quad (1)$$

где Q — расход воды; f_1, f_2, f_3 — функции, зависящие от морфометрии, гидравлических сопротивлений, уровня и уклона водотока; x_0, t — координата фиксированного створа и время.

Путем ряда подстановок уравнение (1) сводится к следующему линейному уравнению второго порядка:

$$\frac{d^2y}{dt^2} + R(x_0, t) y = 0, \quad (2)$$

которое, как известно, в зависимости от знака коэффициента $R(x_0, t)$ имеет или не имеет «колебательных» решений (здесь y связана преобразованиями с расходом, а $R = f(f_1, f_2, f_3)$). Таким образом, для появлений пульсаций расхода важен знак R ,

который определяется как раз гидравлическими условиями в створе с координатой x_0 .

В данной работе приводятся результаты экспериментов, проведенных в лаборатории водных исследований ЛГМИ. Схема экспериментальной установки представлена на рис. 1. Русловая площадка была перегорожена подпорной стенкой с двумя отверстиями, что создавало возможность получить из опыта данные для построения как кривых подпора, так и кривых спада свободной поверхности. Измерения скоростей проводились специально разработанным тензометрическим преобразователем. Данные по изменению скорости записывались на самописец серии Н-38 с последующей обработкой лент на микроЭВМ «Электроника ДЗ-28». Так как экспериментальная установка представляет собой механическую систему, в которой возможны

Результаты лабораторных исследований по выявлению периодичности с помощью автокорреляционной функции на экспериментальной установке ЛГМИ

Качественная характеристика условий эксперимента и местоположения первичного измерительного преобразователя	Среднее значение выделенного периода, с	Значимость ординат автокорреляционных функций, по которым определялся период (уровень значимости 10%)
Местный подпор у подпорной стенки; 0,6h	36	Незначим
Измерения в центре русловой площадки у поверхности	Не выделен	
Кривая спада, правое отверстие; поверхность	63	Значим
Кривая спада, правое отверстие; 0,6h	66	Значим
Кривая спада, левое отверстие; поверхность	120	Незначим
Кривая спада, левое отверстие; 0,6h	75	Значим
Кривая спада, правое отверстие; у дна	104	Незначим
Эксперимент по выявлению высокочастотных периодов; 0,6h	7	Незначим
Кривая подпора, середина лотка; поверхность	8	Незначим
Кривая подпора, середина лотка; 0,6h	10	Незначим
Измерения уровня воды на входе в лоток	9	Незначим
Измерения уровня воды в напорном резервуаре	6	Незначим

низкочастотные колебания, не связанные с рассматриваемым явлением автоколебаний, то одновременно с обработкой данных по скоростям были обработаны данные измерений колебаний уровня воды в напорном резервуаре и на «входе» русловой площадки (уровень определялся емкостным уровнемером). Результаты измерений сведены в таблицу. Примеры нормированных автокорреляционных функций представлены на рис. 2.

Основной вывод, который следует из полученных результатов, заключается в том, что на 10%-ном уровне значимости периодичность в изменении скоростей прослеживается только в

условиях кривой спада. В условиях подпора выявляются статистически значимые периоды, которые на порядок меньше и соответствуют периодам колебаний уровней воды в напорном резервуаре и на входе русловой площадки.

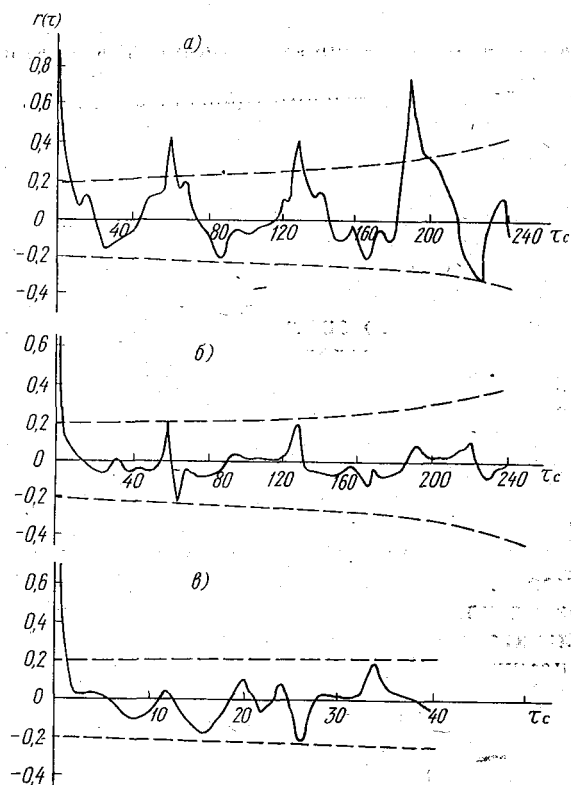


Рис. 2. Типичные примеры нормированных автокорреляционных функций:
 а — кривая спада; правое отверстие, поверхность; б — местный подпор у подпорной стенки; в — измерения уровня воды в напорном резервуаре.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гринвальд Д. И. Турбулентность русловых потоков. — Л.: Гидрометеоздат, 1974. — 168 с.
2. Гришанин К. В. Динамика русловых потоков. — Л.: Гидрометеоздат, 1979. — 312 с.
3. Коваленко В. В. Измерение и расчет характеристик неустановившихся речных потоков. — Л.: Гидрометеоздат, 1984. — 160 с.

О ТЕРМИНАХ «ДИНАМИКА РУСЛОВЫХ ПОТОКОВ» И «РУСЛОВОЙ ПРОЦЕСС»

В гидрометеорологических высших учебных заведениях (ЛГМИ, ОГМИ) и в некоторых университетах читается курс, называющийся: Динамика русловых потоков и русловые процессы. Термин «динамика русловых потоков» введен по предложению одного из основоположников гидрологии М. А. Велликанова в начале 30-х годов. Именно так он назвал читавшийся им в Московском университете им. М. В. Ломоносова курс, посвященный приложению законов гидромеханики к рекам. Так как течение воды в реках в основном обуславливается турбулентными пульсациями, то знать законы турбулентного движения жидкости, которые определяют само течение воды, диссипацию энергии, транспорт наносов и вторичные течения, необходимо. Слово динамика (от греческого *δυναμις* — сила) называется раздел механики, в котором изучается движение тел под действием приложенных к ним сил. Применительно к названиям дисциплин гидрометеорологических наук слово динамика применяется достаточно часто и разнообразно. Сам термин «динамика» вместе с тем трактуется достаточно произвольно. Так, например, термин «динамическая климатология» трактуется как раздел климатологии, рассматривающий климат в качестве результата процессов общей циркуляции атмосферы, а термин «динамическая метеорология» объясняется как раздел метеорологии, занимающийся теоретическим изучением атмосферных процессов, используя уравнения гидромеханики и теории излучения.

Нестрогостью отличается и термин «динамика русловых потоков». Дело в том, что рассматривать русловые потоки вне связи с руслом неправомерно. Отличие речных потоков и заключается в том, что изменения речного русла под действием текущей воды происходит по закономерностям, обусловленным не только гидродинамическими законами, но и целым рядом природных факторов, присущих данному бассейну реки и изучение которых не свойственно гидродинамике.

В начале века бурный расцвет гидромеханики, науки со строгими законами, дал основание надеяться, что с ее помощью могут быть рассчитаны и деформации русла. Но уже к началу 50-х годов стала очевидной беспочвенность этих ожиданий, и многочисленные гидродинамические методы расчета речных потоков и деформаций их русел, появившиеся к этому времени, оказались имеющими очень ограниченное применение. Они могли подсказать общие тенденции, но давали резкое несоот-

ветствие результатов количественных расчетов тому, что наблюдается в природе.

Причина этого заключалась в том, что простой перенос законов гидромеханики на русловые потоки оказывается невозможным. Это удалось сделать только тогда, когда законы гидромеханики применялись к расчету деформаций под влиянием сооружений на реках, т. е. для устойчивых граничных условий.

В случае же рек необходимо учитывать и закономерности изменения граничных условий, ибо деформируемое речное русло постоянно подвергается изменениям, а закономерности этих изменений определяются не только гидродинамикой, но и целым комплексом природных условий водосбора реки (геология, геоморфология, гидрология данного бассейна). Естественно, не зная этих закономерностей нельзя решить и системы уравнений гидромеханики, описывающих эти процессы. Все попытки вывести граничные условия для решения таких уравнений логическим путем, т. е. задаться ими, к положительным результатам не приводили. Граничные условия должны задаваться на основе природных морфологических закономерностей изменений речного русла, знание которых представляет самостоятельную задачу, и они могут быть установлены пока чисто эмпирическим путем, на основе морфологического анализа.

Существуют воззрения о том, что в исследованиях руслового процесса, т. е. в изменениях морфологического строения речного русла и поймы под действием текущей воды существуют якобы два самостоятельных пути исследования — гидродинамический и морфологический, что кстати отражает и дисциплина «динамика русловых потоков и русловой процесс». Из приведенных выше суждений очевидно, что законченный определенный результат может быть получен при сочетании обоих путей исследования и каждый из них в отдельности не обеспечивает полное решение задачи. Можно только отметить, что существуют отдельные задачи, которые можно решить одним путем и получить удовлетворительные результаты. Так, например, часто расчеты и прогнозы развития речных излучин могут быть решены на чисто морфологической основе, как бы минуя гидравлическое звено. Это возможно в тех случаях, когда достаточно надежны морфологические закономерности развития тех или иных образований в руслах и поймах рек.

В подавляющем большинстве задач по оценке руслового процесса, когда требуется знать не только, как происходят те или иные видоизменения речного русла, но и почему они происходят, требуется сочетание гидравлических и морфологических методов исследования.

В заключение отметим, что морфологическая часть проблемы существенно продвинулась вперед в последнее десятилетие и что ее отстаивание объяснялось именно попытками одностороннего решения задачи расчета и прогноза руслового процесса.

Кстати необходимо подчеркнуть, что задание морфологических закономерностей не только обеспечивает полноценное решение задачи, но и способно уточнять и совершенствовать многие ранее существовавшие гидравлические схемы и представления. В частности, в качестве примера можно привести положение с изучением гидравлики поворота русла. Незнание натуральных соотношений B/H (ширины и глубины русла) и закономерностей развития излучин долгое время приводило к тому, что в основу механизма деформаций излучин русла принималась поперечная циркуляция. Только развитие представлений о смещениях излучин и выявление натуральных, а не умозрительных соотношений между шириной и глубиной русла указало на невозможность существования на повороте русла циркуляционных винтов, охватывающих все поперечное сечение реки, и на необходимость строить механизм деформаций излучин по схеме отражения струй [1]. Могут быть высказаны возражения относительно необходимости совместного рассмотрения гидродинамического и гидроморфологического аспектов проблемы, сводящиеся к тому, что пути гидродинамического и морфологического подходов к изучению рек различны и по существу и по методам. На это можно возразить, что в ходе развития естествознания все больше появляется проблем, решение которых требует комплексного подхода, все больше появляется дисциплин, лежащих на стыке различных наук. Именно так обстоит дело с динамикой русловых потоков и русловым процессом. Их можно рассматривать только совместно, а не в виде двух направлений. По этой причине гидроморфологическая теория руслового процесса видит конечную цель исследований в создании гидравлической теории русловых форм, т. е. в тесном сочетании гидродинамики и морфологии речного русла.

ЛИТЕРАТУРА

1. Кондратьев Н. Е., Попов И. В., Смищенко Б. Ф. Основы гидроморфологической теории руслового процесса. — Л.: Гидрометеониздат, 1982. — 272 с.

УДК 556.536

Д. И. ГРИНВАЛЬД (ОГМИ), В. И. НИКОРА (ИГиГ АН МССР),
В. Ф. КУЗЬМИН (ОГМИ)

О РАСПРЕДЕЛЕНИИ НЕКОТОРЫХ ХАРАКТЕРИСТИК ТУРБУЛЕНТНОСТИ ПО ГЛУБИНЕ РЕЧНЫХ ПОТОКОВ

Дальнейший прогресс в совершенствовании расчетных методов речной гидравлики неразрывно связан с развитием теории русловой турбулентности на базе накопления и систематизации

экспериментальных данных. В соответствии с этим большой интерес представляют обобщения результатов натуральных измерений различных статистических характеристик турбулентности на участках рек с различным рельефом дна и типом руслового процесса, а также поиск возможных путей выражения их через легко измеряемые гидравлические параметры. Данная работа является продолжением начатых в [2] исследований в этом направлении и содержит результаты обобщения данных натуральных экспериментов по интенсивности турбулентности и диссипации ее энергии на рр. Днестр, Турунчук, Риони, Цхенисцкали, Хоби, Техури, Ханисцкали и Матросовка, выполненных в период с 1960 по 1984 гг. В таблице представлены основные характеристики исходных данных, методика получения и обработки которых изложена в [2]. Ввиду большого разнообразия гидравлических и гидроморфологических условий исследованных потоков отобранный материал был классифицирован по признаку влияния определяющих факторов на степень возмущенности потока на участки с безрядовым песчано-илистым дном, участки с гря-

Основные характеристики экспериментальных участков рек

№ п/п	Объект исследования	Тип руслового процесса	Характеристика рельефа дна	В м
1	р. Свича — с. Журавно	—	Ровное дно	58
2	р. Днестр — с. Маяки	—	Ровное дно	200
3	р. Турунчук — с. Яски	Пойменная много-рукавность	Ровное дно	60—70
4	р. Турунчук — с. Яски (протока)	Пойменная много-рукавность	Русловые микро-формы	43—52
5	р. Днестр — с. Карагаш	Свободное меандрирование	Русловые микро-формы	130—180
6	р. Риони — с. Сакочакидзе	Свободное меандрирование	Русловые микро-формы	100—130
7	р. Цхенисцкали — с. Гауцкилари	Свободное меандрирование	Русловые микро-формы	42—46
8	рр. Хоби, Техури, Ханисцкали, Матросовка	Русловое блуждание	Галечно-валунное дно	40—47

№ п/п	H м	$\frac{v^2}{gH}$	$\frac{vH}{\nu} \cdot 10^6$	$J \cdot 10^{-4}$	Число измеренных вертикалей	Общее число точек измерений	Продолжительность измерений в точке, мин.
1	0,73	0,074	0,53	1,4			5
2	3,5	0,001	0,70	0,04	163	944	5
3	4—5	0,003—0,008	2,3—5,0	0,18—0,80			5—60
4	1,20—2,20	0,007—0,017	0,5—1,3	0,2—1,6			15—60
5	2,0—4,0	0,0009—0,011	0,69—2,07	0,065—0,90	67	347	20—60
6	1,99—3,15	0,011—0,039	1,09—6,5	0,16—4,2			20
7	1,55	0,07	1,6	4,0			20
8	1,11—2,60	0,006—0,12	0,49—4,2	4,6—22	18	54	5—15

довым рельефом дна и горные участки рек с галечно-валунным дном. Их детальное описание приводится в [3].

Интенсивность турбулентности. Для удобства интерпретации и обобщения данных при оценке интенсивности турбулентности среднеквадратические отклонения пульсаций скорости (в нашем случае продольной составляющей) обычно нормируют на среднюю скорость на вертикали $V_{\text{ср}}$, осредненную скорость в точке измерений \bar{U} и динамическую скорость V_* . Кроме перечисленных нормирующих скоростей, в работе использована придонная осредненная скорость \bar{U}_d , тесно связанная с динамической [4] (последняя определялась по профилям скорости, описываемым логарифмической формулой $\bar{U} = V_*/\chi \ln z/z_0$ при $\chi = 0,40$). Аппроксимация связей $\sigma_u/U_{\text{ср}}$, σ_u/\bar{U} , σ_u/V_* , $\sigma_u/\bar{U}_d = f(z/H)$ выполнена методом наименьших квадратов как в предположении их линейности, так и в виде степенных функций. Для участков с безгрядовым песчано-илистым дном полный набор полученных связей имеет вид:

$$0,01 \leq \eta \leq 0,99, \quad \eta = \frac{z}{H};$$

$$\sigma_u/U = 0,14 - 0,11\eta, \quad r = 0,80, \quad \alpha < 1\%; \quad (1)$$

$$\sigma_u/\bar{U} = 0,047\eta^{-0,33}, \quad r = 0,86, \quad \alpha < 1\%; \quad (2)$$

$$\sigma_u/U_{\text{ср}} = 0,10 - 0,06\eta, \quad r = 0,73, \quad \alpha < 1\%; \quad (3)$$

$$\sigma_u/U_{\text{ср}} = 0,055\eta^{-0,19}, \quad r = 0,70, \quad \alpha < 1\%; \quad (4)$$

$$\sigma_u/\bar{U}_d = 0,17 - 0,10\eta, \quad r = 0,63, \quad \alpha < 1\%; \quad (5)$$

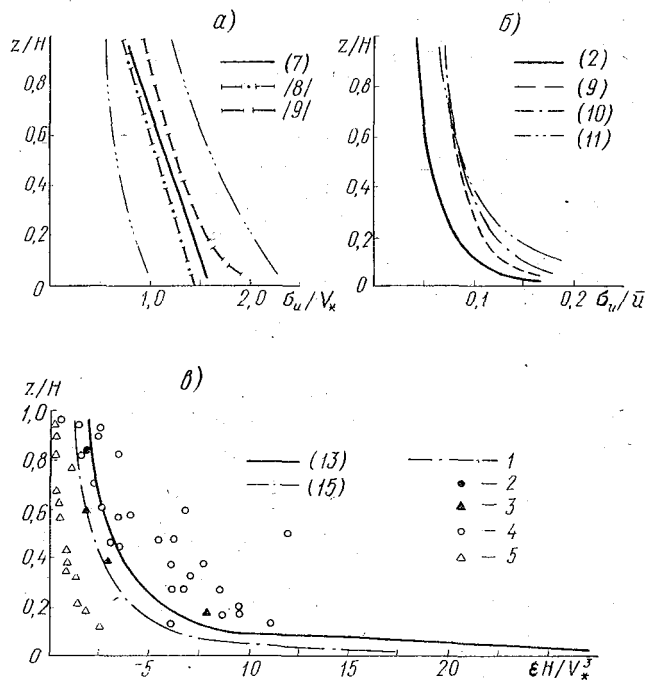
$$\sigma_u/\bar{U}_d = 0,083\eta^{-0,20}, \quad r = 0,66, \quad \alpha < 1\%; \quad (6)$$

$$\sigma_u/V_* = 1,57 - 0,87\eta, \quad r = 0,49, \quad \alpha \approx 5\%; \quad (7)$$

$$\sigma_u/U_* = 0,818\eta^{-0,17}, \quad r = 0,50, \quad \alpha \approx 5\%. \quad (8)$$

Здесь r — коэффициент корреляции связей в обычных координатах для линейных аппроксимаций и в логарифмических координатах для степенных; α — наибольший уровень значимости для параметров уравнений, их коэффициентов корреляции и уравнений в целом, определенный с использованием критериев Стьюдента и Фишера [6]. Приведенные зависимости получены по данным измерений на фарватерных вертикалях. Добавление в расчет данных по прибрежным вертикалям увеличивает уровень интенсивности турбулентности на $5 \div 12\%$, а коэффициенты корреляции связей уменьшаются на $4 \div 11\%$. Анализ зависимостей (1) — (8) позволяет выделить в качестве наиболее надежной (2). Нормирование на динамическую скорость σ_u/V_* , принятое в работах Б. А. Фидмана [10] и И. К. Никитина [7] и позволившее получить им тесные связи, в нашем случае дает существенно больший разброс точек на графиках свя-

зи $\sigma_u/V_* = f(\eta)$ по сравнению с графиками σ_u/\bar{U} , $\sigma_u/U_{cp} = f(\eta)$. Такой же большой разброс точек имеет место и на графике $\sigma_u/\bar{U}_d = f(\eta)$. К возможным причинам несоответствия наших результатов работам [7, 10] можно отнести неточность определения V_* вследствие изменчивости параметра χ [4], большую выборочную изменчивость σ_u/V_* по сравнению с σ_u/\bar{U} [3], а также преувеличение степени универсальности связи $\sigma_u/V_* =$



Распределение интенсивности турбулентности (а, б) и диссипации энергии (в) по глубине речных потоков: 1 — границы области 50%-ного попадания экспериментальных данных; 2 — р. Уджи [12]; 3 — р. Водо [12]; 4 — р. Рио-Гранде [12]; 5 — ирригационный канал Ноби [12].

$= f(\eta)$ для условий речных потоков. В пользу последнего, в частности, свидетельствуют исследования Х. Имато и др. [11] и У. Иваса, Т. Асано [12], установивших связь σ_u/V_* не только с η , но и с комплексом $(\bar{U}/V_*)^{1/3}$. После некоторых преобразований их результатов отмеченную связь можно представить в виде $\sigma_u/V_* = f(\eta, H/z_0)$, где z_0 — гидродинамический параметр шероховатости в логарифмической формуле распределения осредненных скоростей. К этому можно добавить и теоретические результаты М. А. Великанова [1], получившего в рамках своей структурной теории связь σ_u/V_* не только с η , но и с отношением продольного размера крупномасштабных вихревых струк-

тур к глубине зависящим, как экспериментально установлено А. Б. Клавеном [5], от шероховатости дна. Сказанное в некоторой мере ставит под сомнение устоявшееся мнение об универсальности связи $\sigma_u/V_* = f(\eta)$ и объясняет наш результат. На рисунке (а) выполнено сравнение кривой (7) и двух аппроксимаций $\sigma_u/V_* = f(\eta)$, предложенных на основании одних и тех же данных в работах [8, 9]. Хотя и имеет место близость полученных зависимостей, но все они лежат в довольно широкой области экспериментальных точек.

Для участков с грядовым дном, как и в предыдущем случае, наибольшей теснотой связи обладают графики σ_u/\bar{U} , $\sigma_u/U_{cp} = f(\eta)$. Их анализ позволяет конкретизировать распределение интенсивности турбулентности по элементам гряды-гребню, напорному скату и подвалю. Наиболее надежные в статистическом смысле аппроксимации имеют вид:

$$0,02 \leq \eta \leq 0,95;$$

$$\sigma_u/\bar{U} = 0,070\eta^{-0,28}, r = 0,82, \alpha < 1\% \text{ гребень напорный}; \quad (9)$$

$$\sigma_u/\bar{U} = 0,072\eta^{-0,32}, r = 0,84, \alpha < 1\% \text{ скат}; \quad (10)$$

$$\sigma_u/\bar{U} = 0,065\eta^{-0,47}, r = 0,86, \alpha < 1\% \text{ подвалье}. \quad (11)$$

На рисунке (б) представлены кривые уравнений (2), (9) — (11), свидетельствующие об общем возрастании интенсивности турбулентности при переходе от безгрядового дна к грядовому и о ее существенной зависимости в придонной области потока с грядовым дном от расположения измерительной вертикали относительно элементов гряды.

Распределение интенсивности турбулентности по глубине потока на исследованных участках горных рек с галечно-валунным дном, как правило, имеет выровненный характер с незначительным максимумом в придонной области. В ряде случаев максимумы интенсивности турбулентности наблюдаются в ядре потока, либо в придонной и приповерхностной областях, что обусловлено, по-видимому, влиянием местных условий. В отличие от рассмотренных равнинных участков рек, установлены отчетливо выраженные линейные связи интенсивности турбулентности с относительной шероховатостью дна d/H и уклоном водной поверхности на участке. Учитывая региональность и невысокую статистическую значимость полученных связей, мы их здесь не приводим.

Диссипация турбулентной энергии. Для количественной оценки диссипации турбулентной энергии в работе использованы соотношения для спектра и структурной функции в инерционном интервале частот [2]:

$$S(\omega) = C_1 \varepsilon^{2/3} \bar{U}^{5/3} \omega^{-5/3}, C_1 = 0,48;$$

$$D(\tau) = C_2 \varepsilon^{2/3} \bar{U}^{5/3} \tau^{2/3}, C_2 = 1,92.$$

В качестве нормирующих при обобщении данных приняты \bar{U} , V_* и глубина потока, позволившие построить связи типа $\varepsilon H/\bar{U}^3$, $\varepsilon H/V_*^3 = f(z/H)$. Аналитические аппроксимации эмпирических данных, выполненные методом наименьших квадратов, имеют вид:

I — участки с безгрядовым песчано-илистым дном :

$$0,01 \leq \eta \leq 0,99;$$

$$\varepsilon H/\bar{U}^3 = 0,00022\eta^{-1,05}, \quad r = 0,87, \quad \alpha < 1\%; \quad (12)$$

$$\varepsilon H/V_*^3 = 2,06\eta^{-0,66}, \quad r = 0,74, \quad \alpha < 5\%; \quad (13)$$

II — участки с грядовым рельефом дна:

$$0,02 \leq \eta \leq 0,95;$$

$$\varepsilon H/\bar{U}^3 = 0,00045\eta^{-1,18}, \quad r = 0,79, \quad \alpha < 1\%; \quad (14)$$

$$\varepsilon H/V_*^3 = 1,54\eta^{-0,62}, \quad r = 0,50, \quad \alpha < 5\%. \quad (15)$$

Аппроксимации линейного типа статистически менее значимы, поэтому мы их здесь не приводим. Как и в предыдущем случае с интенсивностью турбулентности, наиболее тесные связи получены при нормировании диссипации энергии на осредненную скорость в точке измерений. Нормирование на динамическую скорость дает существенно больший разброс экспериментальных точек. В качестве иллюстрации на рисунке (в) приводятся кривые (13), (15) для ровного и грядового дна, где нанесены также данные, заимствованные в [12]. Хотя кривые и лежат в «гуще» экспериментальных точек, их большой разброс вызывает сомнения в возможности использования связи $\varepsilon H/V_*^3 = f(\eta)$ как универсальной. Из этого же графика можно сделать предварительный вывод о снижении диссипации энергии при переходе от ровного дна к грядовому при неизменности касательного напряжения на дне и глубине потока.

Обобщение данных по участкам горных рек с галечно-валунным дном не позволило получить статистически достоверных связей (коэффициенты корреляции оказались незначимыми), что обусловлено, по-видимому, преобладающим влиянием местных условий. Вид отдельных эюр диссипации энергии аналогичен описанным выше эюркам интенсивности турбулентности. По абсолютным величинам диссипация энергии на горных реках в десятки раз превышает диссипацию на равнинных реках.

Полученные в работе результаты могут быть использованы при оценке интенсивности турбулентности и диссипации турбулентной энергии по гидрометрическим данным, а также при разработке математических моделей речной турбулентности.

ЛИТЕРАТУРА

1. Великанов М. А. Руслевой процесс. — М.: Физматгиз, 1958. — 395 с.
2. Гринвальд Д. И. Турбулентность русловых потоков. — Л.: Гидрометеониздат, 1974. — 165 с.
3. Гринвальд Д. И., Кузьмин В. Ф., Никора В. И. О распределении интенсивности турбулентности в речных потоках. — Деп. в ИЦ ВНИИГМИ-МЦД 29.07.85., № 422 гм-Д85. — 25 с.
4. Гришанин К. В. Динамика русловых потоков. — Л.: Гидрометеониздат, 1969. — 428 с.
5. Клавен А. Б. Лабораторное исследование кинематической структуры турбулентного потока с сильно шероховатым дном. — Тр. ГГИ, 1973, вып. 209, с. 67—90.
6. Львовский Е. Н. Статистические методы построения эмпирических формул. — М.: Высшая школа, 1982. — 224 с.
7. Никитин И. К. Турбулентный русловой поток и процессы в придонной области. — К.: Изд. АН УССР, 1963. — 142 с.
8. Орлов А. С., Долгополова Е. Н., Дебольский В. К. К оценке характеристик поля скорости и переноса примеси в открытых потоках. — Водные ресурсы, 1985, № 1, с. 92—99.
9. Орлов А. С., Долгополова Е. Н., Дебольский В. К. Некоторые эмпирические закономерности русловой турбулентности. — Водные ресурсы, 1985, № 6, с. 85—90.
10. Фидман Б. А. О влиянии шероховатости стенок на структуру турбулентного потока. — Изв. АН СССР, сер. геоф., 1948, т. 12, № 3, с. 255—260.
11. Imamoto H. et al. Experimental investigation of a free surface shear flow with suspended sand-grains. — Proc. 17th Cong. IAHR, Baden-Baden, 1977, vol. 1, pp. 105—112.
12. Iwasa Y., Asano T. Characteristics of turbulence in rivers and conveyance channels. — Proc. Third Intern. Sympos. on Stochastic Hydraulics, Tokyo, 1980, pp. 565—576.

УДК 556.536

Г. В. ЖЕЛЕЗНЯКОВ, Ю. Л. ПЕЙЧ (МИИТ)

О ДИНАМИЧЕСКОМ РАВНОВЕСИИ РЕЧНЫХ НАНОСОВ В ПРИДОННОМ СЛОЕ

Значения кинематических характеристик потока для предельного (критического) состояния устойчивости его твердой фазы необходимы инженеру при проектировании гидротехнических сооружений, в расчетах транспортирующей способности потоков жидкости и газа, устойчивости русел каналов и рек, заиления водохранилищ, расчетах подмыва и защите от него оснований фундаментов и т. д. Однако расхождение в определении критических кинематических характеристик по существующим методикам достигает 30% и более, что снижает качество проектных решений. Эта цифра в основном относится к подвижным руслам из мелких фракций частиц влекомых (донных)

наносов менее 1,5...2 мм, т. е. для большинства равнинных рек и каналов.

Скорость течения воды (донная $V_{д.нр}$, средняя $V_{нр}$), при которой происходит первоначальное нарушение равновесия частиц наносов формирующих русло, называется неразмывающей скоростью; соответствующая началу массового движения частиц скорость потока называется размывающей: $V_p = (1,3 \dots 1,4) V_{нр}$. Скорость потока, при которой взвешенные наносы не выпадают на дно, называется незаилающей скоростью $V_{нз}$. Между основными кинематическими параметрами устойчивости частиц на дне и во взвешенном состоянии, т. е. неразмывающей и незаилающей скоростями существует примерное равенство.

Первоначальное нарушение равновесия частиц наносов на дне может быть истолковано как предельное состояние равновесия с минимальной устойчивостью. Поэтому необходимо различать предельное состояние статического и динамического равновесия. В отличие от первого во втором случае учитывается сила инерции частицы и именно это обстоятельство отражено в определении Г. В. Железнякова [1].

Если принять в качестве определения неразмывающей скорости понятие предельного состояния статического равновесия, то мы придем к формулам, основанным на «законе Эри» или его модификациях. В общем виде, применительно к придонному слою потока, эти зависимости включают безразмерные комплексы Фруда Fr , Эйлера Eu , Вебера We , Рейнольдса Re , Струхала Sh , Маха M и др. Их нормирование по d и $V_{д.нр}$ приводит к функциональной зависимости вида

$$f\left(\frac{V_{д.нр}^2}{agd}, \frac{\tau_c}{\rho V_{д.нр}^2}, \frac{\sigma}{\rho V_{д.нр}^2 \cdot d}, \frac{V_{д.нр} d}{\nu}, \frac{\omega d}{V_{д.нр}}, \frac{V_{нр}}{c}, \dots\right) = 0. \quad (1)$$

Здесь d — эквивалентный диаметр частицы (агрегата частиц); $a = (\rho_s - \rho) / \rho$ — их относительная плотность, ρ_s, ρ — плотность наносов и жидкости соответственно; g — ускорение свободного падения; $\nu = \mu / \rho$ — коэффициент кинематической вязкости жидкости; c — скорость распространения возмущений в ней; τ_c — сумма касательных напряжений, необходимых для преодоления сил сцепления между защемленными частицами с учетом связности грунта; σ — работа адгезии, отнесенная к единице площади контакта жидкости и дна; ω — характерная частота (срыв вихрей за выступами шероховатости, пульсации скорости и давления в придонном слое). Замечая, что удерживающими на дне частицу силами являются: трение $\sim f_T (\rho_s - \rho) g \pi d^3 / 6$, сцепление $\sim \tau_c \pi d^2 / 4$, адгезия $\sim \sigma \pi d$, вязкость $\sim 3 \pi \mu V_{д.нр} \cdot d$; а возмущающая сила гидродинамического воздействия потока пропорциональна $C_R \rho V_{д.нр}^2 \cdot \pi d^2 / 8$, можно определить донную неразмывающую скорость потока, например, зависимостью

$$C_R V_{д.нр}^2 = k_1 \frac{4}{3} f_T a g d + k_2 \frac{2\tau_c}{\rho} + k_3 \frac{8\sigma}{\rho d} + k_4 \frac{24\nu V_{д.нр}}{d} + \dots, \quad (2)$$

где f_T , C_R — коэффициенты трения и сопротивления с учетом формы частицы; k_i — эмпирические коэффициенты. Из (2) также следует, что

$$C_R = k_1 \cdot \frac{4}{3} f_T Fr^{-1} + k_2 \cdot 2 Eu + k_3 \cdot 8 We + k_4 \cdot 24 Re^{-1} + \dots$$

Закон Эри ограничивается критерием Фруда, а его модификации — несколькими критериями, как правило не больше двух. Так, например, Ц. Е. Мирцхулава [2] использует критерии Фруда и Эйлера, В. Е. Коротков [3] — Фруда и Рейнольдса. Это может быть объяснено тем обстоятельством, что определение в (2) коэффициентов пропорциональности затруднено, поскольку невозможно выделить каждую силу из перечисленной совокупности и определить долю её влияния на неразмывающую скорость.

В этом отношении представляют интерес эмпирические формулы, не использующие ту или иную теоретическую концепцию. В результате размерность их, как правило, не соблюдается из-за сложного влияния диаметра наносов в (2). Так, например, эмпирическую зависимость С. К. Ревяшко [4], основанную на обширных исследованиях каналов, применительно к донной скорости можно записать в виде

$$V_{д.нр} = k_5 + k_6 d \quad (\text{для } d \leq 2,5 \text{ мм}) \quad \text{и} \quad V_{д.нр} = k_7 d^{1/6} \quad (\text{для } d > 2,5 \text{ мм}) \quad (3)$$

Здесь k_i — постоянные эмпирические коэффициенты. Из (2) и (3) можно заключить, что закон Эри меньше всего занижает неразмывающую скорость для частиц большего диаметра. Изложенное позволяет утверждать, что даже в рамках предельного состояния статического равновесия частицы на дне справедливо неравенство, уточняющее закон Эри:

$$V_{д.нр}^2 > k_1 \cdot \frac{4}{3} \cdot \frac{a g d}{C_R} \cdot f_T. \quad (4)$$

Переход частицы из состояния покоя в движение сопровождается преодолением силы инерции $\sim \rho_s \pi d^3 j_{\max} / 6$ ($j_{\max} = [dU/dt]_{t=0}$ — ускорение в момент срыва частицы в поток, U — ее скорость, t — время), учет которой в определении неразмывающей скорости приводит к дополнительному в (2) слагаемому

$$k_0 \cdot \frac{4}{3} \cdot \frac{\rho_s}{\rho} j_{\max} \cdot d, \quad (5)$$

которое в сумме с правой частью (2) осуществляет предельное состояние динамического равновесия частицы на дне и в еще большей степени затрудняет определение $V_{д.нр}$ на основе реше-

ния (2). Следовательно, указанный комплексный подход к решению задачи в настоящее время не может быть осуществлен.

Это относится в первую очередь к мелким донным наносам $d < 2$ мм и наносам с меньшей, чем донные, плотностью. Для них неразмывающие скорости уменьшаются с уменьшением размеров частиц, однако не так интенсивно, как это следует из закона Эри. Авторам неизвестны эксперименты с мелкими донными наносами в воде, в которых была бы зафиксирована неразмывающая и незаилающая скорости потока менее 0,24 м/с. Как следует из опытов Н. М. Бочкова [5], даже в потоке глубиной 21 мм для частиц диаметром 0,175 мм на стеклянном дне первые подвижки наблюдались лишь при скорости потока 0,254 м/с, а «предельная скорость индивидуальных зерен» составила 0,263 м/с. Для незаилающей скорости по опытам Кеннеди, Н. Е. Жуковский [6] получил экстраполированное значение скорости $[V_{нз}]_{h=0} = 0,24$ м/с. Здесь уместно отметить, что стационарные волновые явления в безнапорном потоке со скоростью меньшей, чем минимальная скорость распространения возмущений $V < c_{\min} = 0,23$ м/с, невозможны [7]. То же относится и к возникновению песчаных волн на дне потока. Следовательно, влияние геометрического размера мелких частиц на неразмывающую и незаилающую скорости потока незначительно или вообще отсутствует. Ниже будет показано, что в этих условиях определяющим фактором является сила инерции.

При свободном осаждении в покоящейся жидкости отношение силы инерции к силам вязкости и веса с учетом поправки Архимеда приводят к критериям Рейнольдса $Re_w = \omega d / \nu$ и Фруда $Fr_w = \omega^2 / agd$, произведение которых характеризует диссипацию энергии и $\sim \omega^3 / \nu ag$. Соответствующие динамические эквиваленты, имеющие размерность скорости, суть комплексы:

$$\omega, \nu/d, (agd)^{1/2}, (\nu ag)^{1/2}. \quad (6)$$

Гидравлическая крупность ω определяется равенством сил сопротивления движению и весу частицы в воде $\omega = (4agd/3C_R)^{0.5}$. Принимая коэффициент сопротивления движению в форме обобщенной зависимости Ньютона

$$C_R = A + \frac{B}{Re_w}, \quad (A, B = \text{const}) \quad (7)$$

и решая полученное уравнение относительно диаметра частицы, найдем, что

$$\frac{8}{3} \cdot \frac{agd}{A \cdot \omega^2} = 1 + \sqrt{1 + \left(\frac{2\omega}{w}\right)^3} \quad (8)$$

т. е. можно представить $Fr_w(Re_w)$ или $Fr_w(\omega^3/\nu ag)$. В (8) назовем характерной гидравлической крупностью величину

$$\omega_+ = \left(\frac{2}{3} \frac{B}{A^2} \nu a g \right)^{1/3}. \quad (9)$$

При $\omega = \omega_+$ сила трения (вязкости) равна силе нормального давления жидкости на частицу: $B\pi\omega d = A\rho\omega^2\pi d^2$. Например, для сферы $A = 0,4$; $B = 24$ и $\omega_+ = 0,12$ м/с в воде; $\omega_+ = 3$ м/с в воздухе при $t = 15^\circ$ С.

При взвешивании наносов со дна в направлении вертикальной оси y сила гидродинамического сопротивления совпадает по направлению с вектором силы тяжести P и равна:

$$F_R = -mj - P = -m(j + g_s). \quad (10)$$

Здесь $m = \rho_s \pi d^3 / 6$ — масса частицы; $g_s = a_s g$ — приведенное ускорение свободного падения; $a_s = (\rho_s - \rho) / \rho_s$ — относительная плотность (для донных наносов в воде $a_s = 0,63$ и $g_s = 6,18$ м/с²); $j < 0$. Эксперименты показывают [8], что в потоке при подъеме и спуске частиц их вертикальная скорость U линейно изменяется во времени. Детерминированная связь между замедлением частицы и максимальной вертикальной скоростью ее подъема $j(U_0)$ отсутствует. Там же сделан вывод, что при $U_0 - U' < 0,46$ м/с (U' — пульсация вертикальной составляющей скорости) сила сопротивления может быть направлена по вектору скорости, поддерживая частицу в движении.

Указанное эмпирическое распределение $j(U_0)$ можно интерпретировать иначе. При равнозамедленном движении тела время, необходимое для завершения скачка с начальной скоростью U_0 и максимальным замедлением $j_{\max} < 0$ равно $t_{\min} = -U_0 / j_{\max}$. Полагая, что t_{\min} равно масштабу времени $t_+ = 2\omega_+ / g_s$, получим

$$j_{\max} = -\frac{g_s}{2\omega_+} U_0; \quad j = -p \frac{g_s}{2\omega_+} U_0, \quad (11)$$

где $p = j / j_{\max}$ — отношение случайного (опытного) значения замедления к максимальному ($0 < p \leq 1$). Для наносов в воде $1/t_+ = 6,18/0,24 = 26$ 1/с совпадает с эмпирическим значением тангенса угла наклона прямой $j_{\max}(U_0)$ [8, рис. 52]. Совместное решение (10) и (11) приводит к выражению для гидродинамического сопротивления

$$F_R = m g_s (p U_0 / 2\omega_+ - 1), \quad (12)$$

согласно которому $U_0 = 2\omega_+ / p$, $F_R = 0$. При больших значениях начальной скорости частицы $U_0 > 2\omega_+ / p$, $F_R > 0$ и направлена вниз, противоположно вектору скорости, при $U_0 < 2\omega_+ / p$, $F_R < 0$, направлена вверх, по вектору скорости, что очевидно невозможно. При замедлении тела по вектору скорости может быть направлена лишь сила тяги инерционного происхождения и равная в идеальной жидкости произведению присоединенной массы на ускорение. Она приводит к уменьшению величины замедления тела. В реальной жидкости теоретическое определе-

ние этой силы отсутствует, поэтому указанный эффект учтен нами введением в (12) параметра p . Окончательно при любых значениях p справедливо неравенство

$$U_0 \geq 2\omega_+. \quad (13)$$

Это значит, что максимальная вертикальная скорость частиц (агрегата частиц) должна быть больше или равна удвоенной характерной гидравлической крупности, не зависит от их размера, а лишь от комплекса $(vag)^{1/3}$, т. е. частицы большей плотности ρ_s должны обладать и большей скоростью U_0 при прочих равных условиях. Для наносов $A = 1,1$, при $t = 15^\circ\text{C}$ в воде $\omega_+ = 0,06$ м/с, $U_0 \geq 0,12$ м/с; в воздухе $\omega_+ = 1,5$ м/с, $U_0 \geq \geq 3$ м/с.

Как показывают эксперименты (см., например, [8]), максимальная скорость U_0 достигается частицами практически мгновенно, а затем происходит их торможение при подъеме. Полагая, что на коротком участке разгона подъемная сила $F_n = C_{y\rho} V_{д.р}^2 \cdot \pi d^2 / 8$ (C_y — коэффициент подъемной силы с учетом силы Магнуса) изменяется незначительно, уравнение движения (10) примет вид

$$F_n = F_R + P + mj. \quad (14)$$

В момент отрыва от дна $U = 0$, сила сопротивления $F_R = C_{R\rho} U^2 \pi^2 / 8$ также равна нулю и $F_n = P + mj_{\max}$; при достижении частицей скорости $U = U_0$, $j = 0$ и $F_n = F_R + P$. Следовательно, сила сопротивления при $U = U_0$ равна максимальной силе инерции в момент отрыва от дна $m j_{\max}$, поэтому

$$j_{\max} = \frac{3}{4} \cdot C_R \cdot \frac{\rho U_0^2}{\rho_s d} > 0. \quad (15)$$

Если на участке разгона движение также равноускоренное, то время разгона будет равно $\theta = \frac{U_0}{j_{\max}} = \frac{4\rho_s}{3\rho C_R} \cdot \frac{d}{U_0}$, что для обычных наносов в реках при $C_R \approx 1$ составляет $\theta = 3,5d/U_0$ (в [8] приводится формула первого приближения для $\theta = 2,25d/V_d$). В результате из (14) и (15) следует определение донной размывающей скорости потока с учетом силы инерции

$$V_{д.р}^2 = \frac{C_R}{C_y} U_0^2 + \frac{4}{3} \frac{agd}{C_y} = \frac{4}{3} \cdot \frac{agd}{C_y} (1 + j_{\max}/g_s). \quad (16)$$

На основании (13), для минимального значения вертикальной скорости $U_0 = 2\omega_+$ получим из (16) окончательное определение донной неразмывающей скорости потока с учетом силы инерции

$$V_{д.нр}^2 = \frac{C_R}{C_y} \cdot 4\omega_+^2 + \frac{4}{3} \frac{agd}{C_y}. \quad (17)$$

Таким образом, полученная Ю. Л. Пейч на основании изложенного зависимость (17), определяет донную неразмывающую скорость потока в условиях предельного состояния динамиче-

ского равновесия частицы (агрегата частиц с эквивалентным диаметром d) на дне. Она отличается от соответствующих зависимостей, основанных на законе Эри и его модификациях, использующих условие статического равновесия, наличием слагаемого, учитывающего силу инерции частицы, которую необходимо преодолеть при взвешивании. С уменьшением диаметра частицы и ее веса влияние силы инерции в определении неразмывающей скорости возрастает.

Дополнительное к (2) слагаемое (5) с учетом (15) и (13) примет вид

$$k_0 C_R U_0^2 \geq k_0 C_R \cdot 4w_+^2; \quad (18)$$

тогда условие предельного состояния динамического равновесия наносов на дне может быть записано в виде суммы:

$$C_R V_{д.нр}^2 = k_0 C_R \cdot 4w_+^2 + k_1 \frac{4f_T}{3} agd + k_2 \frac{2\tau_c}{\rho} + k_3 \frac{8\sigma}{\rho d} + k_4 \frac{24\nu V_{д.нр}}{d} + \dots, \quad (19)$$

в которой k_i — эмпирические коэффициенты пропорциональности.

Для получения расчетной формулы воспользуемся определением гидравлической крупности (7), тогда из (17) следует определение донной неразмывающей скорости для несвязного грунта

$$V_{д.нр} = \left[\frac{C_R}{C_y} (4w_+^2 + w^2) \right]^{0,5}. \quad (20)$$

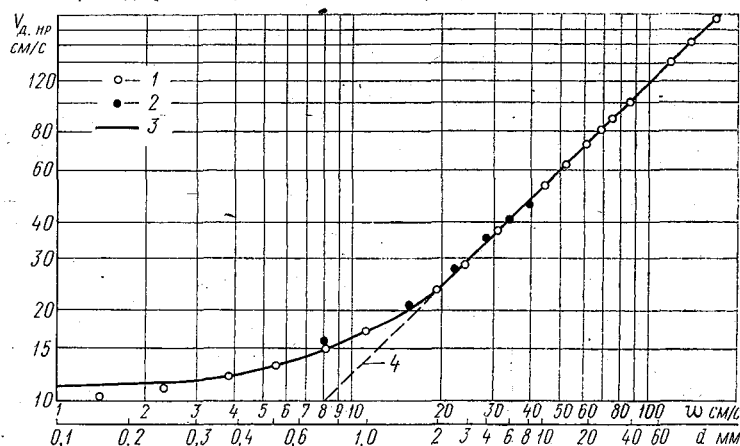
Сопоставление (20) с расчетами Ц. Е. Мирцхулава [9] и связи гидравлической крупности с диаметром частиц наносов [10] позволяет определить расчетную зависимость в виде

$$V_{д.нр} = 1,15 (2,8w_+^2 + w^2)^{0,5}. \quad (21)$$

Здесь в воде $w_+ = 0,06$ м/с, так как для несферических частиц обычных наносов коэффициент сопротивления в квадратичной области $A = 1,1$ (для сферы $A = 0,4$) для воды $\nu = 0,0114$ стокса при $t = 15^\circ$ С, для воздуха в этих условиях $w_+ = 1,5$ м/с. Из (21) следует, что в руслах, сложенных относительно крупными частицами наносов $w \gg w_+$, донная неразмывающая скорость стремится к величине их гидравлической крупности; в противном случае, при $w \ll w_+$ — не зависит от диаметра наносов и стремится к величине $1,93w_+$, т. е. к 0,12 м/с в воде и 3 м/с в воздухе.

На рисунке приведено сопоставление зависимости (21) с расчетной формулой Ц. Е. Мирцхулава [9] для донной неразмывающей скорости. Там же приводятся тщательно поставленные опыты Н. В. Терентьева [1] по уносу одиночных частиц воздушным потоком в круглой трубе. Полученные в опытах

значения неразмывающей скорости пересчитывались нами на воду, для чего они уменьшались в 28 раз (корень квадратный из отношения плотности воды к плотности воздуха). Среднему диаметру частиц наносов ставилась в соответствие гидравлическая крупность по [10]. Сопоставление позволяет рекомендовать (21) для определения донной неразмывающей скорости в воде (воздухе) в качестве расчетной для несвязного грунта. Различие между указанными зависимостями состоит в том, что, согласно [9], при стремлении диаметра наносов к нулю ($d < 0,15$ мм) $V_{д.нр} \rightarrow \infty$; а, согласно (21), это величина конечная,



Зависимость донной неразмывающей скорости от гидравлической крупности несвязного грунта:

1 — данные Ц. Е. Мирцхулава для воды и песка; 2 — пересчитанные на воду экспериментальные данные Н. В. Терентьева для воздуха и песка; 3 — расчет по формуле (21); 4 — асимптота $V_{д.нр} = 1,15w$.

Используя соотношение между донной и динамической скоростями, например, по Никурадзе $V_{д}/V_* = 8,5$, из (21) можно определить параметр подвижности несвязного русла

$$\frac{V_{*нр}}{w} = 0,135 [2,8 (\omega_+ / \omega)^2 + 1]^{0,5}, \quad (22)$$

сопоставление которого с графиком В. С. Кнороза $V_{*нр}/\omega \times (Re_* = V_{*нр}d/\nu)$ [11] также вполне удовлетворительное. Это позволяет считать, что сила инерции в основном определяет наличие неавтомодельной зоны по числу Рейнольдса у параметра подвижности при $Re_* < 60$, т. е. у наносов $d < 2$ мм.

ЛИТЕРАТУРА

1. Железняков Г. В. Пропускная способность русел каналов и рек. — Л.: Гидрометеиздат, 1981. — 312 с.
2. Руководство по определению допустимых размывающих скоростей водного потока для различных грунтов при расчете каналов. — М., Мин. мелиорации и водного хоз-ва СССР, 1981. — 57 с.

3. Коротков В. Е. Гидравлическая крупность, неразмывающая скорость, и связь между ними. — В кн.: Промышленная теплотехника и гидравлика. Чебоксары, 1977, вып. 3, 65 с.
4. Печкуров А. Ф. Методические указания по регулированию рек — водоприемников осушительных систем. — Бел. НИИ мелиорации и водного хоз-ва. Минск, 1970, 83 с.
5. Бочков Н. М. Постановка лабораторных исследований. — В кн.: Исследование размывающих скоростей. (Проверка и уточнение закона Эри). М. — Л.: Гос. научно-технич. изд., 1931, 72 с.
6. Жуковский Н. Е. О снежных заносах и заилинии рек. — Полн. собр. соч., т. III, М. — Л., ОНТИ, 1936, 451 с.
7. Лайтхилл Д. Волны в жидкостях. — Мир, 1981. — 598 с.
8. Росинский К. И., Дебольский В. К. Речные наносы. — М.: Наука, 1980. — 215 с.
9. Мирцхулава Ц. Е. Инженерные методы расчета и прогноза водной эрозии. — М.: Колос, 1970. — 240 с.
10. Железняков Г. В. Гидрология и гидрометрия. — М.: Высшая школа, 1981. — 264 с.
11. Кнороз В. С. Неразмывающая скорость для несвязных грунтов и факторы, ее определяющие. — Изв. ВНИИГ, 1958, т. 59.

УДК 556.131.112

А. Р. КОНСТАНТИНОВ, Н. Н. БОЛОТОВ, Е. Ю. ДИВНОГОРСКАЯ
(ЛГМИ)

К ВОПРОСУ О РАСЧЕТЕ ТЕМПЕРАТУРЫ ПОВЕРХНОСТИ ВОДОЕМОВ ПО ДАННЫМ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ

В работе излагается новая методика расчета температуры поверхности водоемов по данным наблюдений метеорологической сети. В ее основу положен учет годовой амплитуды изменений температуры поверхности водоемов.

В работах [2, рис. 5 и 3, рис. 91] приведены нормированные кривые сезонного хода температуры поверхности испарительного бассейна-эталона площадью 20 м² и водоемов разной глубины. С помощью этих кривых представляется возможным определить месячные изменения температуры поверхности водоемов, выраженные в долях от амплитуды ее годового изменения, из соотношения

$$\tau = \frac{T_{п} - T_{п, \min}}{A}, \quad (1)$$

где $T_{п}$ и $T_{п, \min}$ — расчетная и минимальная температуры поверхности воды за безледоставный период; A — годовая амплитуда изменений температуры поверхности воды; τ — относительное (в долях от амплитуды) превышение расчетной температуры над минимальной. Известно [1, 3], что температура поверхно-

сти водоема за безледоставный период в первую очередь зависит от поглощенной водой суммарной солнечной радиации и глубины водоема.

На температурный режим водоемов оказывает влияние не столько фактическая глубина водоема, сколько толщина слоя перемешивания водных масс, которая в свою очередь зависит от скорости ветра*, площади и глубины водоема. Для мелководных водоемов слой перемешивания может охватывать всю толщу воды, для глубоководных — ее верхнюю часть. Для разработки методики использованы материалы пятилетних наблюдений за среднемесячной температурой поверхности воды по 20 водоемам разных размеров и 18 бассейнам-эталонам площадью 20 м², расположенным в различных природно-климатических зонах.

По средним месячным значениям температуры поверхности водоема за безледоставный период конкретного года определялась ее амплитуда

$$A = T_{п, \max} - T_{п, \min}, \quad (2)$$

значения которой затем осреднялись для всего периода наблюдений. По данным метеорологических станций, расположенных вблизи водоемов, рассчитывались средние месячные значения общей и нижней облачности в баллах. Используя эти данные и сведения о широте местоположения водоема или испарительного бассейна для каждого месяца рассчитывалась среднесуточная поглощенная водой суммарная солнечная радиация S_{pi} , Дж/(см²·сут.). Величина S_{pi} может быть определена также по данным, приведенным в работе [1, тбл. 1].

Для среднемесячных температур поверхности водоема величина ее средней многолетней амплитуды не зависит от начального месяца отсчета. Исходя из этого и принимая во внимание необходимость учета особенностей конкретного года за весь безледоставный период (включая и более поздние месяцы предыдущего года), поглощенная водой суммарная солнечная радиация была рассчитана из соотношения

$$S_p = \sum_{i=1}^{i=n} S_{pi} \cdot n, \quad (3)$$

где n — число суток безледоставного периода для конкретного года и конкретного водоема.

На основании полученных данных и общих физических предпосылок построен график связи годовых амплитуд изменений температуры поверхности водоемов со значениями поглощенной водой суммарной солнечной радиации за безледоставный период и глубинами водоемов h (см. рис.). По оси ординат

* Различия влияний средних месячных значений скорости ветра на $T_{п}$ оказались пренебрежимо малыми.

графика откладывалась величина поглощенной водой суммарной солнечной радиации S_p , Дж/(см²·сез.), за безледоставный период, рассчитанная по формуле (3), по оси абсцисс — логарифм глубины водоема $\lg h$ в м, а на пересечении этих величин — годовая амплитуда A изменений температуры поверхности водоема в °С. Для оценки точности графика связи, представленного на рис. 1, на независимом материале (65 случаев)

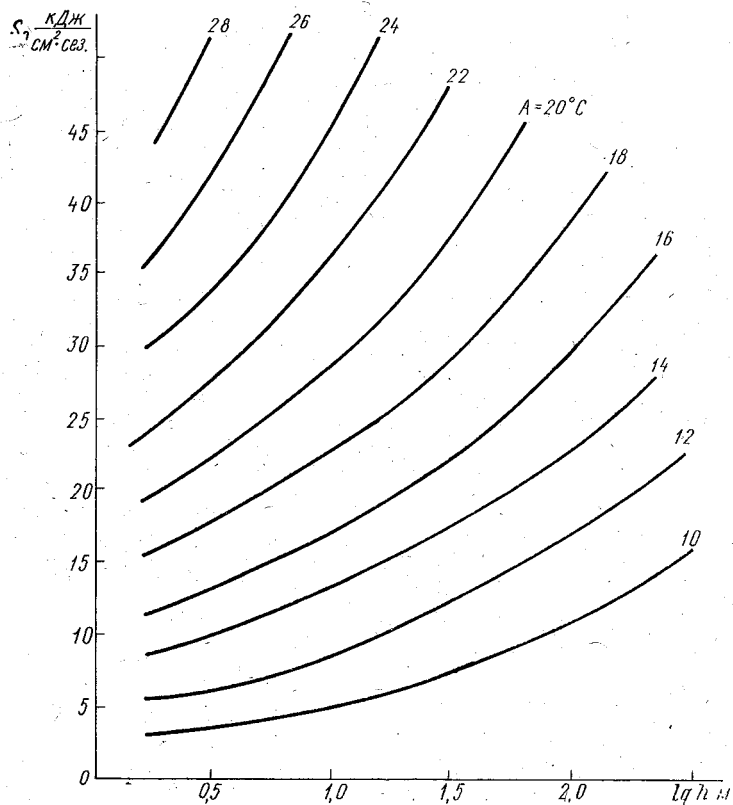


График для расчета амплитуды A изменений температуры поверхности водоемов разной глубины.

рассчитывался коэффициент корреляции между измеренными и рассчитанными за конкретные годы значениями амплитуд температуры поверхности водоема за безледоставный период. Коэффициент корреляции оказался равным $0,81 \pm 0,01$, а среднеквадратическая ошибка $2,2^\circ\text{C}$. Ошибка расчета A при этом не выходит за пределы 10%. Наряду с этим для определения отклонений расчетных амплитуд изменений температуры поверхности водоемов от измеренных, а также процента повторения ошибок различной величины, были построены кривые рас-

пределения отклонений. Они оказались практически симметричными. Из сказанного следует, что графиком для расчета средней за безледоставный период амплитуды изменений температуры поверхности водоемов можно пользоваться при практических расчетах. С помощью графика связи нормированных кривых сезонного хода [2, 3] и формулы (1) рассчитывалась температура поверхности водоемов за конкретный месяц безледоставного периода по соотношению

$$T_n = \tau \cdot A + T_{n, \min}. \quad (4)$$

Для замерзающих водоемов минимальная среднемесячная температура поверхности воды может быть принята равной нулю. Амплитуду изменений температуры поверхности водоема A для конкретного года следует определять по величине суммарной солнечной радиации за безледоставный период. Если же расчетный месяц за конкретный год находится где-то в середине безледоставного периода, то амплитуда A определяется за безледоставный период предыдущего года, начиная с расчетного месяца, и за месяцы текущего года, предшествующие расчетному месяцу.

Оценка точности предложенной методики произведена путем вычисления коэффициента корреляции между рассчитанными на независимом материале и измеренными значениями температуры поверхности водоемов за конкретные месяцы безледоставного периода. Коэффициент корреляции оказался $0,89 \pm 0,4$, среднеквадратическая ошибка $2,6^\circ\text{C}$, кривые распределения ошибок симметричны. Разработанная методика удобна тем, что позволяет по легко доступным данным метеорологических наблюдений, глубине существующих или задаваемой глубине проектируемых водоемов рассчитывать температуру их поверхности за конкретный месяц безледоставного периода. Используя рассчитанную температуру поверхности водоема, удастся применить рекомендованные в работах [1, 4 и др.] эмпирические зависимости для расчета месячной величины испарения с поверхности водоема для конкретного года.

ЛИТЕРАТУРА

1. Браславский А. П., Викулина З. Н. Нормы испарения с поверхности водохранилищ. — Л.: Гидрометеиздат, 1954. — 207 с.
2. Вилькенс А. А., Константинов А. Р. Обоснование методики учета влияния площади и глубины водоема на интенсивность испарения. — Тр. УкрНИИГМИ, 1968, вып. 72, с. 117—133.
3. Константинов А. Р. Испарение в природе. — Л.: Гидрометеиздат, 1968. — 582 с.
4. Указания по расчету испарения с поверхности водоемов. — Л.: Гидрометеиздат, 1969, 83 с.

ТЕХНИКО-ЭКОНОМИЧЕСКОЕ ОБОСНОВАНИЕ КОНСТРУКТИВНЫХ РЕШЕНИЙ ПЛЕНОЧНОГО ОРОСИТЕЛЯ ГРАДИРЕН

Выбор оптимальных вариантов охладителей циркуляционной воды тепловых и атомных электростанций при их проектировании и принятие новых конструктивных решений отдельных элементов охладителей производится путем технико-экономической оценки. Особое место и трудности при такой оценке занимает обоснование новых конструктивных решений пленочного оросителя как одного из основных элементов градирен.

Эти трудности связаны с тем, что охлаждающий эффект циркуляционной воды в оросителе и приведенные затраты, по минимуму которых определяются оптимальные варианты, зависят от очень многих факторов.

В данном случае охлаждающий эффект в оросителе, выраженный площадью орошения градирни F_1 , приходящейся на 1 МВт тепловой нагрузки, предлагается по формуле, полученной на основании анализа большого объема материалов теоретических и экспериментальных гидроаэротермических исследований [1]:

$$F_1 = \frac{\tilde{L}^{0,15} (b + d) \cdot 10^6}{2A' \tilde{Re}^{0,72} \tilde{b}^{0,62} L [(t_1 - \theta_1) + r_0 (S_t - S_1) / c_b]}, \quad (1)$$

где $\tilde{L} = L/L_1$ — высота оросителя, отнесенная к оросителю метровой высоты; $\tilde{b} = b/b_{25}$ — расстояние между щитами, отнесенное к $b = 0,025$ м; $Re = Re_{ж}/Re_{в}$ — отношение чисел Рейнольдса водной пленки и потока воздуха в каналах оросителя; t_1 и θ_1 — температура горячей воды и воздуха; S_t и S_1 — максимальное влагосодержание у поверхности водной пленки и атмосферного воздуха; r_0 — удельная теплота испарения; c_b — теплоемкость воздуха; A' — постоянный коэффициент, равный для принятой перфорации [1] 1,25 и имеющий размерность коэффициента теплопередачи.

Условно приведенные затраты на 1 МВт тепловой нагрузки циркуляционной системы, согласно [2], определяются для ТЭЦ и ГРЭС или АЭС отдельно с учетом величины F_1 , а затем суммируются по формуле

$$Z = 0,6Z^{ТЭЦ} + 0,4Z^{ГРЭС}, \quad (2)$$

где Z , $Z^{ТЭЦ}$ и $Z^{ГРЭС}$ — условно приведенные затраты суммарные и определенные для ТЭЦ и ГРЭС по формулам:

$$Z_{N}^{\text{тэц}} = Z_{N}^{\text{тэц}} + 18\Delta H + (E_n + P) K_F \cdot F_1,$$

$$Z_{N}^{\text{грэс}} = Z_{N_{\text{max}}}^{\text{грэс}} + Z_{N_{\text{ср}}}^{\text{грэс}} + 50\Delta H + (E_n + P) K_F F_1.$$

Здесь $Z_{N}^{\text{тэц}}$, $Z_{N_{\text{max}}}^{\text{грэс}}$ и $Z_{N_{\text{ср}}}^{\text{грэс}}$ — условно приведенные затраты по компенсации выработки электроэнергии турбинами; ΔH — изменение геометрической высоты подачи воды по сравнению с базовым вариантом; E_n — нормативный коэффициент экономической эффективности капитальных вложений; P — доля отчислений на капитальный, текущий ремонт и полное восстановление сооружений.

Технико-экономическое обоснование оптимальных конструктивных решений отдельных элементов, или градирни в целом, выполняется путем сравнения их по условно приведенным затратам с базовым вариантом. В качестве базового варианта при технико-экономических расчетах показателей работы пленочного оросителя принята одна из серийных высокопроизводительных градирен ($F_{\text{ор}} = 3200 \text{ м}^2$) с металлической вытяжной башней и оросителем из асбестоцементных плоских щитов (по варианту Б). Основные данные оросителя базовой градирни приведены в табл. 1.

Таблица 1

Основные данные оросителя базовой градирни

№ п/п	Показатель оросителя	Единица измерения	Вариант		
			А	Б	В
1	Высота оросителя	м	2,50	2,50	3,10
2	Количество ярусов	шт.	2	1	2
3	Размер щитов по вертикали	м	1,20	2,50	1,50
4	Расстояние между щитами	м	0,025	0,025	0,030
5	Толщина щитов	м	0,007	0,007	0,006
6	Объем оросителя	м ³	7200	7225	8490
7	Теплоотдающая поверхность щитов	тыс. м ²	476	464	504
8	Сметная стоимость	тыс. руб.	404	394	429
9	Стоимость 1,0 м ² оросителя	руб./м ²	126	123	134
10	Стоимость 1,0 м ² площади орошения	руб./м ²	533	523	548
11	Площадь орошения на 1,0 МВт	м ² /МВт	10,1	11,3	8,8
12	Условные приведенные затраты	тыс. руб./МВт	2,36	2,47	2,26

Технологический расчет базовой градирни выполнен техническими указаниями [3], согласно которым температура охлаждающей воды t_2 при метеофакторах 5%-ной обеспеченности для г. Москвы ($\theta_1 = 24^\circ \text{С}$, $\varphi = 54\%$) и $q_{\text{ор}} = 2,63 \text{ кг}/(\text{с} \cdot \text{м}^2)$ не превышает 30°С .

Для использования принятой серийной градирни в качестве базовой режимные характеристики ее работы были приведены в соответствие с требованиями инструкции [2]. С этой целью значения температуры t_2 приведены в соответствие с метеоро-

логическими условиями и гидравлической нагрузкой, отвечающей требованиям зависимости (2).

По минимуму приведенных затрат, согласно (2), были определены оптимальные значения F_1 , соответствующие им величины плотности орошения $q_{ор}$ и температура охлажденной воды t_2 . Результаты выполненных расчетов режимных характеристик базовой градири приведены в табл. 2.

Таблица 2

Режимные характеристики базовой градири

Режим работы градири	θ_1 , °C	φ , %	Δt , °C	G , кг/с МВт	$q_{ор}$, кг/с·м ²	F_1 , м ² МВт	t_1 , °C	t_2 , °C	Z , тыс. руб. МВт·год
ТЭЦ	15,0	65	7,5	32	2,78	11,3	36,9	29,4	0,500
ГРЭС максимальная нагрузка	3,0	90	9,5	25	2,21	11,3	33,4	23,9	1,120
АЭС среднегодовая	5,0	75	9,5	25	2,21	11,3	33,9	24,4	1,500

Результаты выполненного расчета показали, что условные приведенные затраты при принятых параметрах для базовой градири в зависимости от $q_{ор}$ изменяются незначительно; наименьшим приведенным затратам 2,47 (табл. 1), подсчитанным по (2) при $K_F = 523$ руб, $E_n = 0,12\%$, $P = 0,07\%$, соответствует $F_1 = 11,3$ м²/МВт. Этой величине соответствует плотность орошения 2,78 для ТЭЦ и 2,21 для ГРЭС и АЭС (табл. 2).

Полученные режимные характеристики для базовой градири позволяют производить расчет условных приведенных затрат по (2) для любого варианта оросителя и по величине F_1 и наименьшим условным приведенным затратам устанавливать, каким образом изменения конструктивных и режимных параметров влияют на экономическую эффективность работы пленочного оросителя и градири в целом.

В сравнении с базовым вариантом B , рассмотрим вначале варианты A и B (табл. 1) и покажем, как принятые в них изменения конструктивных параметров оросителя влияют на экономическую эффективность работы рассматриваемых градирен. Рассчитанные по (2) и (1) значения F_1 и Z представлены в табл. 1, из которой видно, что для варианта B базовой градири величина $F_1 = 11,3$ и $Z = 2,47$. Для варианта A , при прочих равных условиях и стоимости 1 м² оросителя градири $K_F = 553$ руб., согласно (2), эти значения соответственно равны 10,1 и 2,36; для варианта B с параметрами и стоимостью K_F , показанными в табл. 1, $F_1 = 8,8$ и $Z = 2,26$.

Рассмотренный пример оросителя базовой градири в трех вариантах показывает, что по условным приведенным затратам они различаются между собой более чем на 5%. Поэтому не

каждый из них является экономически целесообразным. Экономически целесообразными оказались варианты *A* и *B*. Оптимальным из целесообразных можно принять вариант *B*, отличающийся от *A* по приведенным затратам более чем на 3%.

В зависимости от величины параметров, входящих в (1), возможны и другие конструктивные решения пленочного оросителя. Так, например, перфорация плоских щитов оросителя в варианте *B*, по предложенной в [1] схеме ($A = 1,25$), позволяет, согласно (1), уменьшить F_1 до $7 \text{ м}^2/\text{МВт}$. При стоимости 1 м^2 орошения градири с учетом выполненной перфорации ($K_F = 550 \text{ руб.}$) условные приведенные затраты составят $2,13 \text{ тыс. руб./МВт}$, т. е. против базового варианта *B* снижены более чем на 13%.

Зависимости (2) и (1) позволяют расчетным путем показать изменение площади F_1 и приведенных затрат Z от основных параметров оросителя и по минимуму последних выбрать оптимальное конструктивное решение.

Пример такого расчета о влиянии расстояния между щитами и толщины их на величину F_1 и Z показан на рис. 1. кривыми 1—4. В выполненных расчетах при определении стоимости 1 м^2 орошения градири K_F принималось, что 1 м^2 асбестоцементного листа в деле стоит $1 \text{ р. } 75 \text{ к.}$

На рис. 1 кривыми 1 и 2 соответственно показано изменение F_1 в зависимости от b при $d = 0,007$ и $d = 0,005$ м. Кривыми 3 и 4 показано соответствующее изменение условных приведенных затрат. Как видно из рис. 1 с уменьшением b величина F_1 уменьшается. Однако условные приведенные затраты изменяются таким образом, что оптимальное значение величины b на графиках четко просматривается.

В качестве другого примера приведен расчет с помощью зависимостей (1) и (2) величин F_1 и Z при различных значениях высоты оросителя L . Результаты выполненного расчета показаны на рис. 2 кривыми 1—4. Кривыми 1 и 2 показано изме-

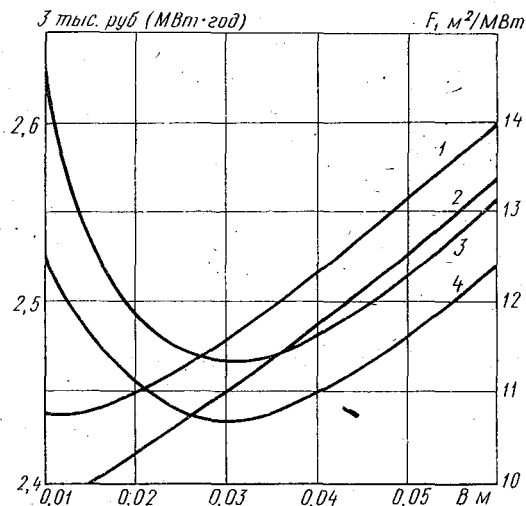


Рис. 1. Изменение площади орошения (1 — $d = 0,007$ м, 2 — $d = 0,005$ м) и соответствующие приведенные затраты (3 и 4) на 1 МВт тепловой нагрузки в зависимости от расстояния между щитами.

нение F_1 при различной высоте сплошных и, при прочих равных условиях, перфорированных щитах. Кривыми 3 и 4 соответственно показано изменение приведенных затрат в зависимости от высоты оросителя.

Аналогичным образом, используя зависимости (1) и (2), можно технико-экономическим расчетом определить оптимальное соотношение гидравлической и аэродинамической нагрузок на ороситель, а так же одновременное сочетание изменений нескольких или всех конструктивных и режимных параметров оросителя.

Приведенные примеры технико-экономического расчета с использованием зависимости (1) показали, что для конкретной

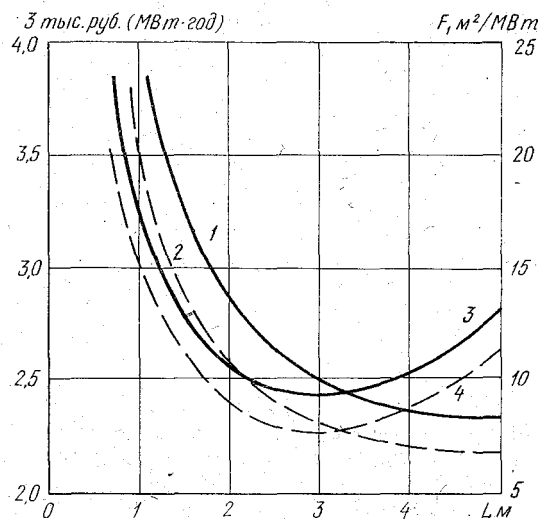


Рис. 2. Изменение площади орошения (1 — щиты сплошные, 2 — перфорированные) и соответствующие приведенные затраты (3 и 4) на 1 МВт тепловой нагрузки в зависимости от высоты оросителя.

предложенной схеме [1], за счет активизации процесса охлаждения воды, можно приведенные затраты снизить на 0,16 тыс. руб., что только на одной градирне с площадью орошения 3200 м^2 (334 МВт) позволяет сэкономить более 50 тыс. руб. в год. Увеличение удельной активной поверхности водной пленки в оросителе за счет уменьшения толщины щитов d только на 0,002 м (с 0,007 до 0,005), в градирне того же размера снижает приведенные затраты примерно на 10 тыс. руб. в год.

Отклонение в проекте величины расстояния между щитами на $\pm 0,01$ м или высоты оросителя на $\pm 0,5$ м от оптимальных

гидравлической и тепловой нагрузки в градирне, работающей в метеорологических условиях заданной обеспеченности, наиболее эффективное охлаждение воды может происходить при вполне определенной высоте пленочного оросителя, расстояний между щитами, толщине и характере поверхности их, а также оптимально подобранным расчетным путем соотношениям режимных параметров воды и воздуха.

Заменой в пленочном оросителе плоских сплошных щитов перфорированными, по

значений могут привести к неоправданным затратам, которые лишь для одной градирни, указанного выше размера, составят соответственно около 6 и 27 тыс. руб. в год.

ЛИТЕРАТУРА

1. Спицын И. П. Гидроаэротермические исследования пленочного оросителя градирен. — В сб.: Гидрологические ресурсы продовольственной программы. Л., изд. ЛПИ, 1985, вып. 86, с. 53—59. (ЛГМИ).
2. Руководство по оптимизации оборотной системы водоснабжения электростанций с градирнями. Минэнерго. — М.: 1981. — 44 с.
3. Технические указания по расчету и проектированию башенных противоточных градирен для тепловых электростанций и промышленных предприятий. ВСН 14-67. Минэнерго. — Л.: Энергия, 1971. — 100 с.

УДК 556.543

А. Ю. СИДОРЧУК (МГУ)

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ РАЗВЕТВЛЕННОГО РУСЛА ВЕРХНЕЙ ОБИ

Русловой рельеф р. Оби на участке протяженностью около 80 км ниже слияния рек Би и Катунь характеризуется большой сложностью. Внутри макроформы — слабоизвилистого, выделяется иерархически построенный комплекс внутрирусловых форм: узлы разветвления (характерная длина $L = 5900$ м); крупные острова и островные массивы ($L = 3000$ м); острова ($L = 1100$ м); мелкие острова и осередки ($L = 250$ м); заструги ($L = 70$ м); дюны ($L = 20$ м); рифели ($L = 2,5$ м).

Подобное многообразие русловых форм разных размеров является следствием сочетания большого количества природных факторов, благоприятствующих формированию сложного разветвленного русла. Среди них наиболее важными являются:

1) Большая распластанность русла Верхней Оби: относительная ширина $V/H \approx 700$ для условий затопленного внутрируслового рельефа. В свою очередь значительная относительная ширина, видимо, связана с повсеместным залеганием на глубинах 5—10 м от меженного уровня воды под слоем современного песчано-гравийного аллювия древних галечных отложений, которые плохо размываются при существующем водном режиме реки. Глубинная эрозия, характерная для современного этапа развития продольного профиля Оби на этом участке [1] затруднена и сопровождается расширением русла. Следует отметить, что в предшествовавший современному этап аккумуляции наносов в русле, река, видимо, меандрировала [7].

2) Приуроченность максимальной руслоформирующей деятельности реки (доли годового стока наносов) к расходам воды высокой и средней межи $\approx 2500 \text{ м}^3/\text{с}$ обеспеченностью 25% [5]. Поэтому, хотя формы внутрируслового рельефа высоких рангов — узлы разветвления, крупные острова и островные массивы формируются при расходах, близких к максимальным, при заполненном водой русле, ложбины между ними продолжают активно промываться и во время большей части межи, что не способствует их отмиранию.

3) Благоприятные агроклиматические условия Алтайского края способствуют быстрой приживаемости побегов ивы на обсыхающих в межень побочнях и осередках, что способствует быстрому формированию на них пойменного аллювия и дальнейшему зарастанию. В острова (или части более крупных островов) превращаются даже внутрирусловые формы низких рангов. Так, небольшие острова на Верхней Оби, длиной 250—400 м, покрытые довольно мощным (1,5—2,0 м) пойменным аллювием, по своему положению в иерархическом ряду внутрирусловых форм относятся к шалыгам [4], формам на большинстве рек незаросшим и большую часть времени подводным.

Существуют также явления, обусловленные внутренними особенностями гидравлики разветвленного потока Верхней Оби, способствующие сохранению разветвленности. К таким явлениям относятся длиннопериодные высокоамплитудные квазипериодические изменения скоростей в потоке Верхней Оби и широкое распространение в ее русле рифелей.

Осцилляции скоростей наблюдаются в потоке Верхней Оби в условиях неизменных расходов воды ниже островов. Периоды осцилляций составляют 12—15 мин и близки к величине L/V , где L — длина острова, V — средняя на участке скорость потока. Как показал В. В. Коваленко [2], уравнение неустановившегося движения воды при определенных упрощениях может быть сведено к уравнению Риккати, имеющему периодические решения. Запишем это уравнение в несколько ином, чем в [2], виде:

$$\frac{\partial u}{\partial t} - \frac{q^2}{H^2} \frac{\Delta z}{(H + \Delta z)L} + g \frac{\Delta z}{L} + g \frac{u^2}{C^2 H} = 0. \quad (1)$$

Здесь u — отклонение местной скорости потока от V ; Δz — отклонение свободной поверхности от среднего ее положения; H — средняя на участке глубина; C — коэффициент Шези; $q = VH$ — удельный расход воды; g — ускорение свободного падения.

Уравнение (1) имеет периодические решения, если выполняется неравенство

$$g \frac{\Delta z}{L} \frac{g - H}{C^2 H} > 0, \quad (2)$$

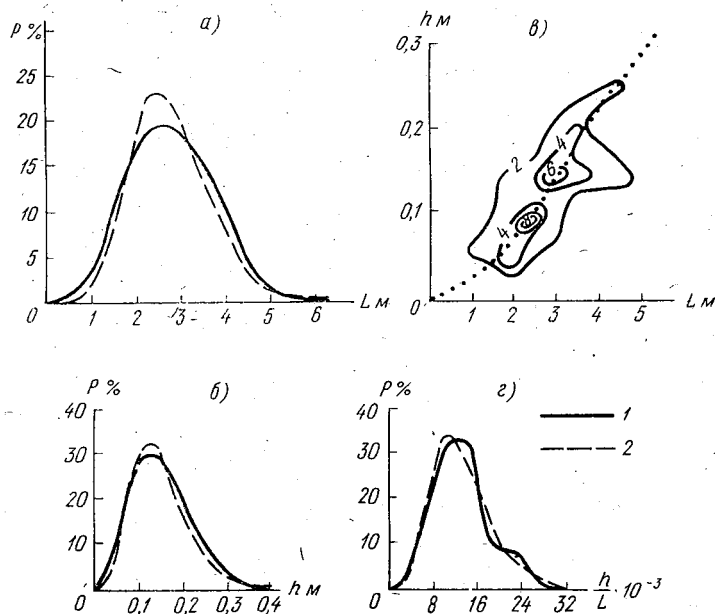
что соответствует совместному выполнению условий:

$$\Delta z > 0, \quad \frac{V^2}{gH} < 1 \quad (2, a)$$

или

$$\Delta z < 0, \quad \frac{V^2}{gH} > 1. \quad (2, б)$$

Таким образом, в условиях равнинной реки со спокойным течением осцилляции скоростей могут возникнуть при наличии



Кривые распределения для длин (а), высот (б), крутизны (г) рифелей в русле Верхней Оби (1 — фактические, 2 — расчетное гаммараспределение) и совместное распределение длин и высот рифелей (в, изолинии — повторяемость в %).

местных расширений потока. В разветвленном русле Верхней Оби это частое явление.

Осцилляции скоростей приводят к длительному (5—6 минут) превышению скоростей в потоке на 15—20% над осредненными. Это значительно увеличивает транспортирующую способность потока и, соответственно, способствует размыву ложбин между внутрирусловыми формами руслового рельефа.

Такой же эффект оказывает широкое развитие в русле Верхней Оби рифелей — гряд со средней длиной $L_p \div 2,5—3,5$ м (т. е.

Характеристика морфологии и динамики рифелей в русле р. Оби

Расстояние от истока, км	Перекач. протока	V , м/с	H , м	d , мм	h_p , м	L_p , м	C_p' , м/ч	G , м ³ /с	R , м ³ /с	$\frac{G}{G+R}$	G_d , м ³ /с
10	прк. Фоминский	0,99	2,65	0,7	0,16	3,2	1,72	$4,18 \cdot 10^{-5}$	$5,87 \cdot 10^{-5}$	42	$4,7 \cdot 10^{-5}$
12	прк. Усть-Песчанский	0,96	3,70	0,7	0,15	2,4	1,31	$3,0 \cdot 10^{-5}$	$7,3 \cdot 10^{-5}$	29	$3,17 \cdot 10^{-5}$
15	пр. Рыбацкая	1,04	5,3	2,0	0,12	2,2	0,64	$1,17 \cdot 10^{-5}$	$3,71 \cdot 10^{-5}$	24	$2,15 \cdot 10^{-5}$
18	прк. Усть-Ануйский	0,90	1,9	0,7	0,22	3,4	1,42	$4,7 \cdot 10^{-5}$	$9,18 \cdot 10^{-5}$	34	$3,46 \cdot 10^{-5}$
25	прк. Копанский	1,09	3,9	0,7	0,21	3,5	1,85	$5,85 \cdot 10^{-5}$	—	—	$5,95 \cdot 10^{-5}$

Примечания: Скорость течения V и глубина H определялись в средней части закрепленного продольника на вертикали; средневзвешенный диаметр наносов d — по карте грунтов; высота, длина, скорость рифелей h_p , L_p , C_p — как средняя скорость рифелей по всем продольникам; расход влекомых наносов в форме рифелей $G = 0,55 h_p C_p$; расход взвешенных наносов руслообразующих фракций $R = \rho V_0 H_0 / 1500$, где ρ кг/м³ — мутность за счет наносов $d > 0,05$ мм; расчетный расход влекомых наносов определялся по формуле ЛИБТА: $G_d = 0,015 d (V_0 - V_n)^3 (V_0 / V_n)^3$, где неразмывающая скорость определялась по Г. И. Шамову: $V_n = 4,6 d^{1/3} H^{1/6}$.

порядка глубины потока), высотой $h_p = 0,11 \div 0,15$ м и крутизной $h_p/L_p = 0,01 \div 0,02$. Рифели формируются в русле практически повсеместно. Только в самых глубоких плесах, где на поверхность выходит древняя трудноразмываемая галька, дно ровное. Морфология рифелей на Верхней Оби практически не зависит от глубины и скорости потока — их средние размеры на перекатах и в неглубоких плесах одинаковы, а в более глубоких плесах, выстланных крупным песком с гравием, их высоты и длины даже несколько уменьшаются. Морфометрические характеристики рифелей хорошо описываются гамма-распределением (рис., а, б, г):

$$P(x) = \frac{\beta^\alpha}{\Gamma(\alpha)} x^{\alpha-1} e^{-\beta x} dx,$$

$$\alpha = \bar{x}\beta, \quad \beta = \bar{x}/\sigma^2.$$

Отдельные морфометрические параметры рифелей связаны между собой также стохастически (рис., в).

На пяти закрепленных продольниках повторными ежечасными промерами в течение 9—10 часов изучалась динамика рифелей (таблица). Большая частота повторных промеров связана с тем, что по мере перемещения вниз по течению рифели быстро меняют свою форму. Величина коэффициента корреляции между размерами одних и тех же рифелей в разные моменты времени быстро уменьшается от 0,54 до —0,2, через 3—4 часа рифели полностью теряют свою первоначальную форму. Опознать с большей долей вероятности одну и ту же гряду на двух последующих во времени профилях можно только тогда, если это время не превышает 2 часов.

Данные таблицы имеют предварительный характер из-за небольшого количества наблюдений. Однако необходимо отметить значительную скорость смещения рифелей, в 2—5 раз превышающую вычисленную по формуле Снисченко — Копалиани [3]. Соответственно велик расход перемещающихся в виде рифелей наносов, он составляет от 25 до 42% общего расхода руслообразующих наносов на исследованных участках. Расход наносов в форме рифелей для условий Верхней Оби с высокой точностью может быть рассчитан по формуле ЛИВТа [6] для влекомых наносов.

Таким образом, внешние геолого-геоморфологические и ландшафтно-климатические факторы способствуют формированию на верхнем участке р. Оби сложного разветвленного русла: распластанность потока приводит к его поперечной неустойчивости и образованию разветвлений; в результате этого возникают положительные формы внутрируслового рельефа, ложбины между которыми в силу особенностей гидрологического режима не отмирают, а сами формы закрепляются растительностью. В то же время саморегулирование в системе поток —

русло также приводит к развитию процессов, способствующих сохранению разветвлений: транспортирующая способность потока увеличивается за счет длиннопериодных осцилляций скоростей и перемещения наносов в виде рифелей.

ЛИТЕРАТУРА

1. Маккавеев Н. И., Чалов Р. С. Некоторые особенности дна долин больших рек, связанные с периодическими изменениями нормы стока. — В кн.: Ритмы и цикличность в природе. М.: Мысль, 1970, с. 156—167. («Вопросы географии», сб. 79).
2. Коваленко В. В. Измерение и расчет характеристик неустановившихся речных потоков. — Л.: Гидрометеониздат, 1984. — 160 с.
3. Смищенко Б. Ф., Копалиани З. Д. О скорости движения гряд в реках и лабораторных условиях. — Тр. ГГИ, 1978, вып. 252, с. 30—37.
4. Сидорчук А. Ю. Структура рельефа речного русла. — Вестник Моск. ун-та, сер. геогр., 1984, № 2, с. 17—23.
5. Чалов Р. С. Географические исследования русловых процессов. — М.: Изд. Моск. ун-та, 1979. — 234 с.
6. Чекренев А. И., Гришанин К. В. Водные пути. — М.: Транспорт, 1975. — 472 с.
7. Чернов А. В., Гаррисон Л. М. Палеогеографический анализ развития деформаций широкопойменных рек в голоцене (на примере верхней и средней Оби). — Бюл. МОИП, отд. геол., 1981, т. 56, вып. 4, с. 97—108.

УДК 556.536

Е. С. СУББОТИНА (ЛГМИ)

ВЛИЯНИЕ ЭФФЕКТА ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ РУСЛОВОГО И ПОЙМЕННОГО ПОТОКОВ НА КОЭФФИЦИЕНТЫ БУССИНЕСКА И КОРИОЛИСА

Круг задач, где используются сведения о коэффициентах Буссинеска (α_B) и Кориолиса (α_K) довольно широк. В частности, их используют при расчетах: отметок свободной поверхности речных потоков; неустановившегося движения воды; движения воды с переменным по длине расходом воды и в других случаях.

При гидравлических расчетах значения этих коэффициентов обычно рекомендуется принимать постоянными, близкими к единице. Однако, как показали исследования различных авторов [1, 4 и др.], в натуральных потоках коэффициенты Буссинеска и Кориолиса изменяются в довольно широком диапазоне, достигая значений $\alpha_K = 5,59$ и $\alpha_B = 2,08$. К тому же их величины существенно изменяются при изменениях уровней воды. На величины этих коэффициентов большое влияние оказывают морфологические особенности строения речных русел и пойм, на-

личие в них растительности, ледовый режим и ряд других факторов.

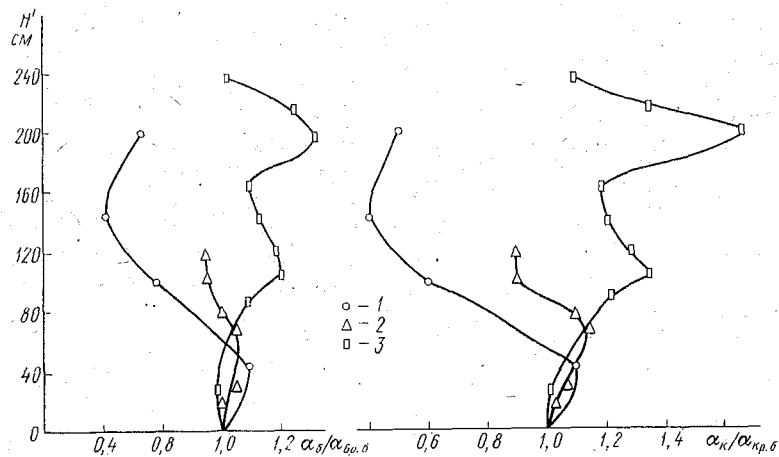
Рассмотрим изменение коэффициентов Буссинеска и Кориолиса под влиянием эффекта взаимодействия руслового и пойменного потоков. Именно этой проблеме в последние годы посвящен ряд исследований [2, 3 и др.]. С целью их продолжения на кафедре гидрометрии ЛГМИ на основе типизации процесса взаимодействия руслового и пойменного потоков [1] по 26 постам системы Госкомгидромета был проведен дополнительный анализ исходной информации. Однако на всех реках, за исключением р. Вагай, процесс взаимодействия потоков происходил по II и III типам. При наиболее сложном V типе исходная информация практически отсутствовала. Поэтому нами была собрана и обобщена дополнительная исходная информация по 12 постам системы Госкомгидромета, расположенным на реках, где процесс взаимодействия происходил по V типу.

Как следует из типизации, V тип взаимодействия потоков является наиболее сложным и наблюдается в руслах с разновысотными поймами или двусторонними одинаковой высоты поймами, у которых при увеличении уровней расширение по длине сменяется сужением или, наоборот, сужение — расширением. Характер трансформации полей скоростей русловых потоков определяется изменением морфометрических характеристик поймы и русла как по длине реки, так и при изменении уровня воды.

Так же как и в работах [2, 5] для расчета коэффициентов Буссинеска и Кориолиса использовался графический метод. Необходимо отметить, что точность расчетов главным образом зависит от точности измерений, в частности от количества скоростных вертикалей, их местоположения и количества точек измерения скоростей на них. Для оценки влияния количества вертикалей и числа точек на них на точность вычислений коэффициентов Буссинеска и Кориолиса были проведены параллельные расчеты по данным детальных (многоточечных) измерений расходов воды как при использовании всей информации, так и при сокращении числа скоростных вертикалей (через одну) и числа точек на них до 3—1. Анализ результатов показал, что для русловой части потока погрешность расчетов коэффициентов Буссинеска составила $\sigma_{\alpha_B} = 5—65\%$, коэффициентов Кориолиса $\sigma_{\alpha_K} = 15—90\%$, причем за основу были приняты данные расчетов при наибольшем объеме исходной информации.

Выполним анализ полученных результатов на основе кривых зависимостей $\alpha_B/\alpha_{B_{p.б}} = f(H')$ и $\alpha_K/\alpha_{K_{p.б}} = f(H')$ (где $\alpha_{B_{p.б}}$ и $\alpha_{K_{p.б}}$ — значения коэффициентов Буссинеска и Кориолиса при уровнях затопления валов; $H' = H - H_{p.б}$ — уровень воды, отсчитываемый от бровки прируслового вала). Как видно на ри-

сунке, где приведены зависимости для трех типичных рек, наблюдается многократный перегиб этих кривых. Экстремальные точки приурочены к уровням затопления левой и правой пойм. Так, на р. Нестеровке до выхода воды на левобережную пойму ($H_{р.б} = 430$ см) коэффициенты изменяются: α_B от 1,00 до 1,20, а α_K от 1,20 до 1,60. При выходе воды на пойму происходит увеличение коэффициентов Буссинеска и Кориолиса соответственно от 1,30 и 1,80. После подключения поймы правого берега (при $H = 472$ см) увеличение коэффициентов продолжается и при уровне 500 см соответственно достигает 1,33 и 2,04. Затем



Кривые зависимости $\frac{\alpha_B}{\alpha_{B,р.б}} = f(H')$ и $\frac{\alpha_K}{\alpha_{K,р.б}} = f(H')$ для русловой части потока:

1 — Вагай — с. Нововыгрышное; 2 — Нестеровка — рзд. Таловый; 3 — Крыловка — с. Крыловка.

наблюдается резкое уменьшение их значений, обусловленное затоплением нескольких проток и стариц и сменой типа взаимодействия потоков.

По данным расчетов коэффициентов Буссинеска и Кориолиса получены довольно тесные линейные зависимости вида $\alpha_K = k\alpha_B + b$ для русловой и пойменных частей потока. Коэффициенты корреляции этих зависимостей изменяются от 0,90 до 0,98.

Проведенный анализ и расчеты позволяют сделать следующие выводы:

1) Значения коэффициентов Буссинеска и Кориолиса при увеличении уровней и V типе взаимодействия потоков изменяются в довольно широких пределах, так для русловых частей потоков $\alpha_B = 1,04 \div 1,45$ и $\alpha_K = 1,17 \div 2,22$, а для пойменных — $\alpha_B = 1,03 \div 2,65$ и $\alpha_K = 1,20 \div 5,38$. Экстремальные значения α_B

и α_k обычно наблюдаются при уровнях на 5—40 см превышающих уровней затопления соответствующих отсеков пойм. Это обусловлено значительной инерционностью потоков и нестационарностью процесса пропуска паводков по затопленным поймам.

2) Характер изменения коэффициентов Буссинеска и Кориолиса при увеличении уровня воды для исследуемых рек соответствует типизации взаимодействия руслового и пойменного потоков, разработанной на кафедре гидрометрии ЛГМИ. При смене типа взаимодействия потоков (за счет подключения пойм или их отсеков) в русловых частях потоков наблюдаются резкие изменения коэффициентов α_b и α_k . Как правило, при II типе их значения снижаются, а при III — увеличиваются. Такой характер изменения α_b и α_k обусловлен особенностями морфологического строения русла и поймы на расчетном участке.

3) Для всех исследованных объектов как для русловой, так и для пойменных частей потоков получены надежные зависимости вида $\alpha_k = k\alpha_b + b$.

ЛИТЕРАТУРА

1. Барышников Н. Б. Морфология, гидрология и гидравлика пойм. — Л.: Гидрометеиздат, 1984. — 280 с.
2. Барышников Н. Б., Субботина Е. С. Пропускная способность русел рек с поймами. — Гидротехническое строительство, 1983, № 6, с. 18—21.
3. Железняков Г. В. Теория гидрометрии. — Л.: Гидрометеиздат, 1976. — 434 с.
4. Морозов Л. А. О коэффициенте кинетической энергии естественных водотоков. — Гидротехническое строительство, 1964, № 7, с. 38.
5. Никитина Л. А. Влияние кинематического эффекта безнапорного потока на коэффициенты Буссинеска и Кориолиса. — Вестник МГУ, география, 1973, № 3, с. 96.

УДК 556.535.6

В. А. ИВАНОВ (ЛГМИ)

УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ МЕРЗЛОТЫ В ДОЛИНЕ р. ТАЗ И РУСЛОВЫЕ ПРОЦЕССЫ

Проблема влияния многолетнемерзлых грунтов, слагающих различные элементы долины реки, на русловую и пойменную процессы, имеющая большое практическое значение, до сих пор остается слабо исследованной. Вместе с тем важность ее изучения в последнее время возрастает в связи с интенсивным освоением районов Тюменского севера. Составной частью этой проблемы является выявление закономерностей распространения и форм проявления мерзлоты в долинах рек.

Исследования, проводившиеся кафедрой гидрометрии ЛГМИ на р. Таз с 1980 по 1985 гг.; позволили выделить четыре типичных участка по условиям залегания многолетнемерзлых грунтов: участок, где мерзлота с поверхности не прослеживается; участок, где мерзлота наблюдается лишь в коренных берегах долины и частях поймы, непосредственно примыкающих к ним; участок с островным распространением многолетнемерзлых грунтов и участок со сплошным залеганием мерзлоты во всех элементах долины (исключение составляют постоянно действующие русла и озера термокарстового и старичного образования, под которыми развиты талики).

На первом участке многолетнемерзлые грунты в долине реки залегают глубоко от поверхности и не оказывают влияния на русловые процессы. Он протянулся от истока и до 350 км от устья. По данным бурения верхняя граница мерзлоты в районе п. Красноселькупска расположена на глубине 108 м, а в районе пос. Толька — на 140 м от поверхности.

На втором участке (с 350 до 250 км от устья) мерзлота прослеживается уже в коренных берегах и на части поймы, непосредственно примыкающей к ним. В центральных частях пойменных массивов обнаружены лишь отдельные перелетки мерзлого грунта мощностью от 10 до 30—40 см.

Для третьего участка (с 250 до 100 км от устья) характерным является появление многолетнемерзлых грунтов уже в центральных частях пойменных массивов, на которых преобладает низкорослая кустарниковая растительность. Весьма распространенными на этом участке являются «останцы» — незагрязняемые морфологические эрозионные образования, сложенные неаллювиальными отложениями. Эти образования наиболее часто встречаются по краям долины реки, в местах значительного ее расширения при впадении больших притоков.

Начиная со 100 км от устья и ниже многолетнемерзлые грунты встречаются в долине реки уже повсеместно. Смена типов руслового процесса [1] и изменение характеристик распространения мерзлоты в различных элементах долины по длине реки представлены в таблице.

Распространение мерзлоты в долинах больших и средних рек (глубина залегания верхней и нижней поверхностей мерзлой толщи, ее мощность, прерывистость по площади и глубине) существенно отличается от ее распространения на водораздельных участках, что в основном обусловлено отепляющим действием речных и озерных вод. На залегание, распространение и мощность мерзлоты в долине большое влияние оказывают также ориентировка и ширина долины, определяющие условия инсоляции поверхности почвы, наличие и тип растительности, заболоченность и т. д.

Присутствие мерзлоты в долине реки и связанные с этим процессы морозобойного растрескивания пород, развития под-

Сведения о типах руслового процесса и характер распространения мерзлых грунтов

Расстояние от устья, км	Преобладающий тип руслового процесса	Характер распространения мерзлоты
0—100	Пойменная многорукавность	Сплошная
100—250		Островная
250—350	Ограниченное и незавершенное меандрирование	Обнаружена в коренных берегах долины
350—455		Не встречается в элементах долины
455 и более	Не обследовался	

зёмных льдов, пучения, термокарста и солифлюкции, неледообразования и т. д. приводят к возникновению многочисленных специфических форм микро- и мезорельефа: полигональным образованиям, различным формам бугров пучения, аласам, термокарстовым озерам, булгунням, солифлюкционным террасам и др.

Мерзлые толщи, являясь водонепроницаемыми, осложняют связь поверхностных и подземных вод; изменяют режим рек, водоемов и водно-тепловой баланс поверхности; влияют на условия стока и инфильтрации атмосферных и грунтовых вод.

В связи с уменьшением фильтрации из-за наличия криогенных водоупоров сток в реки повышается и даже незначительные дожди могут вызвать высокие паводки. Но ввиду значительной распластанности русла и большой ширины долины р. Таз (ниже 250 км от устья), достигающей 25—30 км, даже обильные осадки не вызывают заметного изменения уровня воды. Меженные же расходы на реках, протекающих в зоне распространения многолетнемерзлых грунтов, малы по сравнению с расходами близких по размерам водотоков, но расположенных вне этой зоны. Уменьшение инфильтрации поверхностных вод из-за близкого залегания к поверхности криогенных водоупоров приводит к чрезмерному заболачиванию долин рек, образованию многочисленных озер, значительная часть которых существует за счет вытаивания скоплений подземных льдов.

Несмотря на то, что в условиях равнинного рельефа наледи встречаются крайне редко, они все же способствуют развитию боковой и ослаблению глубинной эрозии.

Водный поток, заполняющий отрицательные формы рельефа на пойме, оказывает отепляющее действие на породы, лежащие в их основе, и способствует образованию подрусовых и подозерных таликов. По условиям, влияющим на образование и существование таликов, формирующихся в результате отепляющего действия водотоков и водоемов, они могут быть выделены в один тип, получивший название — гидрогенные (подводно-

тепловые) талики [2]. В качестве подтипов можно выделить подозерные талики — развитые под озерами различного генезиса (в том числе и старичными); подрусловые — приуроченные к руслам рек и ручьев и испытывающие отепляющее воздействие поверхностных водотоков; прирусловые (пойменные) талики — приуроченные к прирусловым отмелям, косам и низинам, ежегодно заливаемым водой, поймам и вообще к поверхностям, испытывающим временное отепляющее воздействие, оказываемое полыми водами и временными поверхностными водотоками. Все талики гидрогенного типа отличаются высокой устойчивостью и наблюдаются даже в самых суровых условиях. Образование таликов в долинах рек региона происходит главным образом путем кондуктивного теплообмена между речными потоками и мерзлыми водонепроницаемыми породами. Температурный режим пород в пределах таликовых зон и в подстилающих их мерзлых толщах является нестационарным и в одних случаях свидетельствует о продолжающемся процессе оттаивания мерзлой толщи, а в других, наоборот, о промерзании таликовой зоны, обусловленном либо сокращением инфильтрационного питания, либо постепенным смещением русел рек. В последнем случае мерзлая толща в бортовой части талика имеет вид козырька, выклинивающего в сторону его смещения.

Развитие солифлюкционных процессов на склонах коренных берегов рек региона является очень распространенным криогенным явлением. Вязко-пластичное или вязкое течение увлажненных грунтовых масс на склонах сезонного промерзания или сезонного оттаивания может возникать при следующих условиях: наличие супесчаных-суглинистых пылеватых отложений; высокая влажность отложений, приближающаяся к пределу текучести или превышающая его; наличие уклонов, обеспечивающих течение увлажненных пород (обычно от 3 до 10—15°). Замечено, что солифлюкция начинается не с момента начала сезонного оттаивания пород, а позже, только лишь после достижения талым слоем некоторой критической глубины, изменяющейся для большинства районов распространения многолетнемерзлых пород от 30 до 70 см. При малых мощностях сезонно-талого слоя (арктические районы) даже в отложениях, обладающих очень высокой влажностью, солифлюкционные процессы практически отсутствуют. Растительный покров на склонах в значительной степени тормозит развитие солифлюкционных процессов и, наоборот, отсутствие наземного растительного покрова или существование фронтальных трещин и разрывов в дернине способствуют их ускорению.

Известно, что в результате ежегодных процессов замерзания и оттаивания грунтов, на среднемноголетней границе залегания мерзлоты формируется слой с повышенной льдистостью. Вода, которая образуется после протаивания таких отложений, является фактором, усиливающим протекание солифлюкцион-

ных процессов, скорости которых зависят от времени года. Так, для района исследований наибольшие скорости наблюдались в конце июля — начале августа. Солифлюкционные отложения, накопившиеся за теплый период года у подошвы склона, в половодье могут быть унесены водным потоком, который будет способствовать усилению процессов «течения» грунта по склону, в противном случае они формируют солифлюкционные террасы, состав отложений которых имеет чрезвычайно большую изменчивость как в плане, так и в разрезе.

Весьма распространенной формой проявления многолетнемерзлых грунтов в долине р. Таз является термокарст. Интенсивность его развития во многом зависит от льдистости подстилающих пород, глубины сезонного и многолетнего протаивания в долине реки. Термокарст затухает при удалении воды из понижений и, наоборот, полые воды и воды, образующиеся при оттаивании льда подстилающих пород, заполняют бессточные термокарстовые понижения и способствуют повышению температуры поверхности пород дна водоема. Это обычно увеличивает глубину сезонно-талого слоя и вызывает прогрессивное развитие термокарста. Многочисленные озера термокарстового и старичного образования, располагающиеся в долине, в значительной степени перераспределяют сток р. Таз в течение года.

Воды реки оказывают на берега, сложенные многолетнемерзлыми породами, как механическое, так и тепловое воздействия, что приводит к размыву мерзлых пород, оттаиванию содержащегося в них льда и транспортировке и переотложению продуктов разрушения берегов. Речной поток, как правило, не обладает достаточной механической энергией для непосредственного размыва мерзлого грунта [3], поэтому в естественных условиях обычно наблюдается размыв пород посткриогенной структуры и пониженной прочности. При этом скорость размыва подобных отложений будет зависеть главным образом от их состава и строения.

Известно, что прочность породы в мерзлом и оттаявшем состоянии различна. Отсутствие связности между отдельными частицами песка определяет крайне низкую прочность таких отложений после оттаивания. Сопrotивляемость же связных грунтов размыву определяется в основном их криогенной текстурой и плотностью. Так, глинистые отложения с атакситовой криогенной текстурой (агрегаты породы взвешены в массе льда) после оттаивания имеют нулевую прочность и легко размываются потоком, а глины с массивной криогенной текстурой (видимых включений льда нет) даже после оттаивания плохо поддаются размыву. Наибольшая скорость размыва обычно наблюдается на вогнутых берегах речных излучин. Однако интенсивность таких размывов зависит от ориентировки береговой линии по отношению к течению, динамики русла и транспортирующей способности реки. При этом для участка р. Таз с 250 км и ни-

же весьма распространенным типом размыва подобных берегов является подмыв низовой части откоса с последующим обрушением берега. Разрушение вогнутого берега при этом типе размыва проходит несколько стадий. Натурные наблюдения на 211 км от устья р. Таз позволили выделить следующие стадии размыва вогнутого берега: размыв в низовой части откоса; образование ниши подмыва; обрушение верхней части откоса. Общая продолжительность всех трех стадий этого типа размыва вогнутого берега может изменяться в широких пределах и будет зависеть главным образом от теплофизических и физико-механических свойств мерзлых пород и в целом от их состава, плотности и льдистости. Подготовительные стадии развития обычно продолжаются длительное время, а обрушение берегов происходит внезапно. Поэтому при такой форме подмыва берега связь скоростей плановых деформаций с расходами воды (размерами половодий), как правило, отсутствует.

Довольно часто на р. Таз в качестве грунтов, слагающих деформируемые вогнутые берега излучин, выступают мощные, плохо размываемые пласты торфяника, лежащие на минеральной основе. Угол их откоса, как правило, составляет 90° . Размыв таких берегов осуществляется по следующей схеме: в период половодья происходит размыв минеральной основы склона, затем обрушение берега по морозобойным трещинам, формирующимся на пойменном массиве. Площадь торфяных блоков-островов может достигать при этом нескольких десятков квадратных метров, а продолжительность процесса разрушения — нескольких лет.

В заключение следует отметить, что дальнейшие исследования по проблеме влияния многолетнемерзлых грунтов на русловые и пойменные процессы целесообразно направить на изучение количественных характеристик размыва подмываемых берегов излучин и русловых образований в различные фазы водного режима.

ЛИТЕРАТУРА

1. Шмидт С. В., Иванов В. А., Бондаренко Г. И. Исследования руслового и мерзлотного режимов р. Таз. — Междуведомственный сборник: Динамика русловых потоков. Л.: изд. ЛПИ, 1983, вып. 83, с. 41—45. (ЛГМИ).
2. Кудрявцев В. А., Достовалов Б. И., Романовский Н. Н. и др. Общее мерзлотоведение: геокриология. Под ред. В. А. Кудрявцева. Изд. 2-е, перераб. и доп. — М.: Изд-во МГУ, 1978. — 463 с.
3. Малиновский Д. В. Размываемость мерзлых пород и методика ее изучения при мерзлотно-инженерно-геологических исследованиях. Автореферат дис. на соиск. учен. степени канд. геол.-минерал. наук. (04.00.07). — М.: Изд-во МГУ, 1980, 25 с.

РАСЧЕТ КОЭФФИЦИЕНТОВ ШЕРОХОВАТОСТИ ПОЙМ

При расчетах пропускной способности русел с поймами наибольшие трудности возникают в определении коэффициентов шероховатости, которые являются интегральной характеристикой сопротивлений, зависящей от высоты выступов шероховатости, донных гряд, рельефа пойм, растительности, эффекта взаимодействия руслового и пойменного потоков и других факторов.

Коэффициенты шероховатости пойм рекомендуется определять по описательной характеристике гидроствора и одной из таблиц (Н. Ф. Срибно, В. Т. Чоу, Дж. Бредли). Недостатки такого метода очевидны. Субъективность описательной характеристики гидроствора, широкий диапазон значений коэффициентов шероховатости для каждого случая и недоучет всех особенностей режима сопротивлений движению потоков в руслах с поймами приводят к значительным погрешностям.

Изменение величины и направления скоростей пойменных течений при увеличении уровня воды происходит весьма сложно. На пойме возможно появление разнонаправленных течений и значительных аккумулярующих емкостей. Кроме того, в разные фазы затопления пойменного массива схема течений существенно изменяется. Как показывает анализ результатов гидрометрических работ на затопленных поймах, существует тесная зависимость между направлениями скоростей течения и рисунком пойменного рельефа, чередованием сужений и расширений долины. Все эти обстоятельства вызывают необходимость схематизации этих процессов с целью ее использования в расчетах пропускной способности пойм.

В ЛГМИ под руководством Н. Б. Барышникова [1] был проведен цикл работ по установлению зависимостей коэффициентов шероховатости русел и пойм от определяющих факторов. Такая зависимость вида $\frac{n_p}{n_{p.б}} = f\left(\frac{h_p}{h_{p.б}}, \alpha\right)$ была получена только для русловой части потока. Для пойменной составляющей потока было установлено, что градиенты пойменных скоростей при третьем типе взаимодействия (схождение динамических осей руслового и пойменного потоков) значительно больше, чем при втором (расхождение осей) и получена зависимость вида $\frac{\Delta(n_p/n_{p.б})}{\Delta H} = f(\alpha)$. Нами были продолжены работы в этом направлении и установлена зависимость коэффициентов шероховатости пойм (n_n) от определяющих факторов.

Для рек различных регионов нашей страны по формуле Шези — Маннинга при допущении равенства уклонов свободной

поверхности руслового и пойменного потоков были рассчитаны значения коэффициентов шероховатости поймы ($n_{пр}$). Затем, по описательной характеристике участка, были определены их табличные значения. Анализ табличных и расчетных коэффициентов шероховатости показал на значительное (в 2—2,5 раза) их расхождение.

Эти отклонения $\Delta n_{п} = n_{пр} - n_{пт}$ являются интегральной характеристикой различных форм сопротивлений движению пойменных потоков, не учитываемых таблицами. В качестве первого приближения результатов расчета к натурным данным рекомендуется учитывать в $\Delta n_{п}$ сопротивления поймы на участках, расположенных выше и ниже створов измерений. Для этого по соответствующим таблицам и описательной характеристике определялись значения коэффициента шероховатости для отдельных фрагментов поймы, а затем как средневзвешенная величина — значение коэффициента шероховатости поймы в целом: $\overline{n_{пт}} = \frac{\sum n_{пти} f_i}{F}$, где $n_{пти}$ — коэффициенты шероховатости фрагмента поймы; f_i — площадь фрагмента с однородной шероховатостью; F — площадь всего участка поймы, ограниченная пятой ширинами русла; i — номер фрагмента поймы.

Дальнейшие исследования были направлены на выявление зависимостей типа: $\Delta n_{п} = f(H, \alpha)$; $\Delta n_{п} = f\left(\frac{B_{п}}{B_{р}}, H\right)$; $\Delta n_{п} = f\left(\alpha, \frac{B_{п}}{B_{р}}\right)$. Достаточно тесные графические зависимости $\Delta n_{п} = f(\alpha)$ были получены [4] для трех расчетных уровней (затопления низин поймы $H_{мин}$, центральной ее части $H_{ср}$, образования единого транзитного потока $H_{макс}$). Для пятого типа взаимодействия (сложная многоступенчатая пойма) получить зависимости такого вида не представилось возможным. Отклонение точек, соответствующих исходным данным, от кривых зависимостей $\Delta n_{п} = f(\alpha)$ можно объяснить как сложным, неоднородным строением пойм, так и отсутствием опорных уровней типа $H_{р.б.}$. Последнее вынуждает использовать в качестве расчетных значения уровней $H_{мин}$, $H_{ср}$, $H_{макс}$.

Как известно [5 и др.], типы пойм соответствуют определенным типам руслового процесса. Каждый тип пойм, находящихся в естественном состоянии, характеризуется определенным рельефом, видом растительности, особенностями течений при их заполнении и опорожнении и другими, свойственными только ему чертами.

Поэтому следует ожидать, что каждому типу пойм должны соответствовать определенные величины коэффициентов шероховатости, диапазон изменения которых не должен быть слишком большим.

В то же время анализ работ по изучению эффекта взаимодействия [1, 2 и др.] показал, что на сопротивление движению пойменного потока существенное влияние оказывает русловой.

Так, Г. В. Железняков [3], Ле Ван Киен [6] и другие авторы на основе лабораторных данных считают, что это влияние ограничивается зоной, примерно равной пяти ширинам русла.

Наши выводы, полученные на основе натурной информации по 50 постам системы Госкомгидромета и графической зависимости $\Delta n_{\pi} = f\left(\frac{B_{\pi}}{B_p}\right)$, в целом подтверждают это мнение, несколько расширяя указанный диапазон до $B_{\pi}/B_p \approx 6$. Следовательно, для участков пойм, шириной меньшей $6B_p$, при определении расчетных значений коэффициентов шероховатости по таблицам необходимо учитывать дополнительные сопротивления, вызываемые взаимодействием руслового и пойменного по-

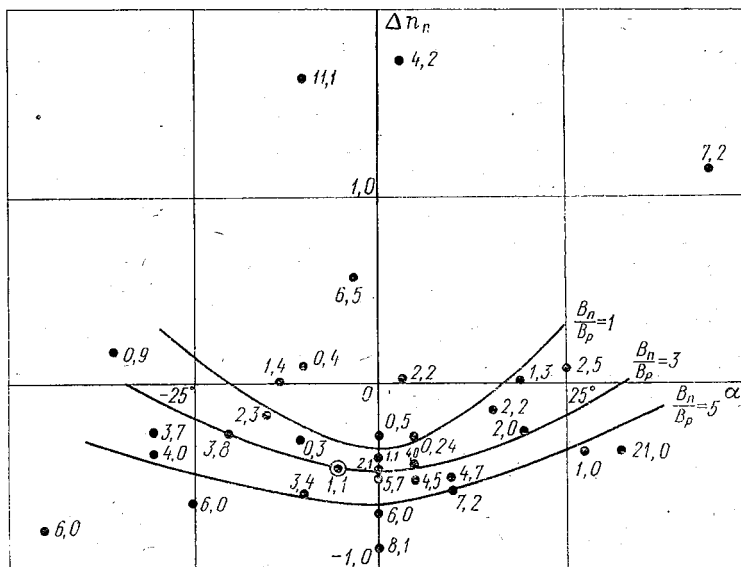


График связи $\Delta n_{\pi} = f(\alpha, B_{\pi}/B_p)$.

токов. С этой целью, на основе исходной информации, были получены графические зависимости вида $\Delta n_{\pi} = f\left(\alpha, \frac{B_{\pi}}{B_p}\right)$, приведенные на рисунке для таблицы Дж. Бредли. Разброс точек, соответствующих натурным данным, достаточно большой, что свидетельствует о необходимости учета дополнительных факторов для уточнения этой зависимости.

ЛИТЕРАТУРА

1. Барышников Н. Б. Морфология, гидрология и гидравлика пойм. — Л.: Гидрометеоздат, 1984. — 280 с.
2. Гончаров В. Н. Динамика русловых потоков. — Л.: Гидрометеоздат, 1962. — 374 с.

3. Железняков Г. В. Теория гидрометрии. — Л.: Гидрометеониздат, 1976. — 343 с.
4. Исаев Д. И. Расчет коэффициентов шероховатости пойм. — Межвузовский сборник: Гидрологические прогнозы и расчеты. Л., изд. ЛПИ, 1982, вып. 79, с. 115—117. (ЛГМИ).
5. Кондратьев Н. Е., Попов И. В., Смищенко Б. Ф. Основы гидроморфологической теории руслового процесса. — Л.: Гидрометеониздат, 1982. — 272 с.
6. Ле Ван Киен. О гидравлическом расчете пойменных русел. — Гидротехника и мелиорация, 1968, № 9, с. 50—53.

УДК 556.166

Т. Н. МАКСИМОВА, В. Г. ОРЛОВ (ЛГМИ)

МАКСИМАЛЬНЫЙ ВЕСЕННИЙ СТОК РЕК ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЛЕНИНГРАДСКОЙ ОБЛАСТИ

Ленинградская область является одной из ведущих областей Северо-Запада ЕТС. Промышленность, сельское хозяйство и ряд других отраслей получают свое постоянное развитие и вносят весомый вклад в экономику республики и страны. В настоящее время ни одна отрасль народного хозяйства не обходится без использования воды, которой с каждым годом требуется все больше и больше. Естественные же водные ресурсы не безграничны. Поэтому необходимо четкое представление о наличии водных ресурсов, их распределении по территории, чтобы правильно спланировать использование для развития народного хозяйства.

На территории Ленинградской области водные ресурсы в основном сосредоточены в малых и средних реках. В последние годы намечены пути разработки научных основ охраны и рационального использования именно малых рек, поскольку малые и средние реки являются основой формирования водных ресурсов района.

При различных видах гидрологических расчетов используются стационарные ряды стока, гидрометрические створы которых расположены, в основном, на больших и средних реках.

Расчетные параметры гидрологических рядов, схематические карты их распределения и полученные региональные расчетные формулы позволяют оценить и рассчитать различные гидрологические характеристики не только для изученных рек, но и для малых рек, где наблюдения за стоком отсутствуют.

Исследуемый район расположен в восточной части Ленинградской области, между р. Волхов, Ладожским озером и р. Сясь. На реках этого района проведен анализ максимального весеннего стока, что представляет особый интерес, по-

сколько обобщения такого рода здесь были выполнены более 20 лет назад. Использованы 24 гидрометрических створа с периодом наблюдений от 19 до 102 лет по 1982 год включительно. Водосборные площади изменяются от 71 до 6230 км².

Как показал анализ многолетних наблюдений, на реках района в период весеннего половодья в среднем проходит от 40 до 60% годового стока. Начало половодья приходится на конец марта — начало апреля, но в отдельные годы могут наблюдаться отклонения от этих средних сроков. Средняя продолжительность подъема половодья 18—25 суток, а все половодье продолжается от 45 до 66 суток.

Максимальные расходы весеннего половодья, как правило, наблюдаются в конце апреля — начале мая.

Как показало исследование, на реках района наблюдается зависимость средней продолжительности весеннего половодья от площади водосбора. Аналитическое выражение имеет вид:

$$T = 30 + 10 \lg F,$$

где T — средняя продолжительность весеннего половодья в сутках; F — площадь водосбора в км².

Зависимость может быть рекомендована для рек с площадями водосборов не менее 100 км².

Сводная таблица параметров максимального весеннего стока

№ п/п	Река—пункт	$Q_{\max, \text{ср}}$ м ³ /с	F , км ²	C_V	$Q_{\max, 1\%}$, м ³ /с	$M_{\max, 1\%}$, л/с
1	Оять — Мининская	70,7	695	0,30	136	196
2	Оять — Тимофеевская	168	1910	0,34	328	172
3	Оять — Шахтинополье	394	4220	0,30	718	170
4	Оять — Шангиничи	396	4830	0,31	736	152
5	Шапша — Тимофеевская	52,8	744	0,48	129	173
6	Паша — Поречье	117	1110	0,29	210	189
7	Паша — ниже Дуброво	384	3910	0,32	726	186
8	Паша — Часовенское	523	5710	0,31	972	170
9	Тутока — выше Опока	42,7	312	0,34	86,5	277
10	Ретеша — Никульское	26,9	219	0,28	47,5	217
11	Явосьма — Ушаково	87,7	742	0,25	147	198
12	Капша — Еремина гора	152	1560	0,23	245	157
13	Сясь — Заболотье	61,0	612	0,37	125	204
14	Сясь — Яхново	486	6230	0,36	984	158
15	Воложба — Пареево	68,4	644	0,32	129	200
16	Воложба — Воложба	103	1330	0,38	216	162
17	Пярдомля — Кондратово	11,9	129	0,49	29,5	229
18	Тихвинка — Горелуха	180	2070	0,36	364	176
19	Шимушка — Шомушка	20,1	193	0,49	49,8	258
20	Дымка — Домачево	15,0	112	0,37	30,9	276
21	Валя — Подборье	34,2	250	0,41	75,0	300
22	Пчевжа — Белая	174	1690	0,50	437	259
23	Рапля — Масляково	54,9	468	0,55	148	316
24	Колпинка — Талыза	12,7	71,2	0,44	21,9	408

Примечание: для всех створов принято соотношение $C_S = 2C_V$.

Обработка рядов максимального весеннего стока методом моментов позволила получить расчетные параметры кривых обеспеченности, которые приведены в таблице. Конечные результаты обработки позволили построить зависимости C_V максимального весеннего стока и $M_{\max, 1\%}$ половодья от площади водосбора. Подобранные к ним аналитические выражения имеют вид:

$$C_{V_{\max, \text{вес}}} = 0,64 - 0,10 \lg F;$$

$$M_{\max, 1\%} = \frac{1000}{(F + 1)^{0,20}},$$

где $C_{V_{\max, \text{вес}}}$ — коэффициент вариации максимальных весенних расходов; $M_{\max, 1\%}$ — максимальный модуль весеннего стока 1%-ной обеспеченности.

Полученные формулы могут быть рекомендованы для расчета максимальных расходов неизученных рек рассмотренной территории. В процессе исследований был проведен анализ колебаний максимальных расходов весеннего стока по разностным интегральным кривым. Анализ показал, что на исследуемой территории наблюдается синхронность в колебаниях максимального весеннего стока. Сравнение интегральных кривых с наиболее продолжительным рядом (р. Тихвинка — д. Горелуха, 102 года) позволяет выделить фазу повышенного стока с 1904 по 1926 годы, которая сменяется понижением водности вплоть до 1954 года, после чего водность опять повышается, а с 1966 года на всех реках района наблюдается тенденция к снижению водности максимального стока.

Таким образом, выполненное исследование позволило получить расчетные параметры максимального весеннего стока на реках восточной части Ленинградской области и рекомендовать региональные расчетные формулы.

УДК 556.536

Р. М. РУБЛЕВСКАЯ (ЛГМИ)

О ВОЗМОЖНОСТИ ПРИМЕНЕНИЯ МЕТОДИКИ РАСЧЕТА ПЕТЕЛЬ НА КРИВЫХ РАСХОДОВ ВОДЫ ДЛЯ РЕК С ДЕФОРМИРУЕМЫМИ РУСЛАМИ

Одним из важных является вопрос разработки надежных критериев, определяющих возможность применения для подсчетов стока однозначных или петлеобразных зависимостей $Q = f(H)$. К. В. Гришанин [2], выполняя анализ данной проблемы,

указал на то, что критерии $V \frac{\partial V}{\partial t} \ll gI$ и $\frac{\partial V}{\partial t} \ll gI$, применяемые для определения «кинематических волн», являются недостаточными и рекомендует заменить их критерием вида $V \frac{\partial V}{\partial t} = - \frac{\partial V}{\partial t}$.

Исходя из уравнения неразрывности для бесприточного участка, он предложил математическую модель петли и на ее основе выполнил контрольные расчеты по данным наблюдений на 32 постах системы Госкомгидромета. Результаты расчетов позволили Гришанину рекомендовать эту методику для определения характера зависимости $Q = f(H)$ на пойменных гидростворах.

Однако при разработке математической модели ее автором было сделано допущение о неизменности ширины поймы по длине расчетного участка (от 50 до 377 км), которое не соответствует действительности [1].

Международный стандарт ИСО 1100 [3] рекомендует использовать критерий нестационарности, позволяющий подсчитывать расходы воды при петлеобразных зависимостях $Q = f(H)$ по формуле

$$Q = Q_y \sqrt{1 + \frac{1}{I_y C_n} \frac{\partial H}{\partial t}}, \quad (1)$$

где Q и Q_y — расходы воды при наличии и отсутствии паводочных петель; I_y — уклон свободной поверхности при установившемся движении; C_n — скорость добегания данного расхода.

Контрольные расчеты, выполненные по данным наблюдений на 12 реках, показали, что величины отклонений расчетных значений по формуле (1) от фактических велики. Это свидетельствует о несовершенстве этой методики и необходимости ее доработки.

Н. Б. Барышников и Е. С. Субботина считают основными причинами образования петель на кривых расходов воды на пойменных створах пойменное регулирование и массообмен между русловым и пойменным потоками. Для таких створов в качестве дополнительных параметров необходимо учитывать соотношение ширины поймы и русла, а также их изменения по длине потока, характеризуемые величиной угла α [1]. В то же время эта методика не учитывает различия в продолжительности времени подъема и спада уровней воды, что значительно снижает ее эффективность и диапазон применения.

С целью исключения этого недостатка было разработано уравнение водного баланса в расходах воды, которое учитывает различную продолжительность периодов подъема и спада уровней:

$$\Delta Q = |\Delta Q_b - \Delta Q_p|_n + |\Delta Q_p - \Delta Q_b|_c, \quad (2)$$

где ΔQ_p и ΔQ_b — изменения расходов воды в русловой части потока за счет пойменного регулирования и эффекта взаимодей-

ствия руслового и пойменного потоков; индекс «п» означает, что все члены уравнения относятся к периоду подъема уровней; а индекс «с» — к периоду их спада.

Для проверки расчетной методики, основанной на уравнении (2), использована исходная информация более чем по 100 пойменным гидростворам системы Госкомгидромета. Ее анализ показал, что только на 22 из них на кривых расходов воды наблюдались паводочные петли. Это объясняется как недостаточным объемом исходной информации, так и невысоким ее качеством. Действительно, ветвь подъема, как правило, либо не освещена данными измерений, либо освещена ими недостаточно.

Одним из допущений при выводе уравнения (2) было отсутствие деформаций в расчетном створе. В то же время контрольные расчеты по этому уравнению на примере двух рек с деформируемым руслом дали вполне приемлемые, хотя и несколько худшие, чем для рек с недеформируемым руслом, результаты [4]. Однако для расчетов была использована информация о площадях живого сечения и средних скоростях русловых потоков за расчетный год, чем, естественно, в обычных условиях исследователи не располагают.

Поэтому в качестве рабочей была принята гипотеза о возможности использования для расчетов кривых зависимостей $F = f(H)$ за предшествующий расчетному год, а в случае отсутствия измерений — осредненная кривая $F = f(H)$, построенная по данным планово-высотных съемок. Рекомендуемая методика применима только для условий периодических деформаций и неприемлема для однонаправленных.

Для апробации этой гипотезы на примере исходной информации по рекам Люта у д. Котоши за 1965 и 1966 гг. и Кеть —

Результаты расчетов по уравнению (2)

$\frac{h_p}{h_{p.б}}$	$\frac{\Delta Q_i - \Delta Q_{кр}}{\Delta Q_{кр}}, \%$	$\frac{\Delta Q_i - \Delta Q_{кр}}{\Delta Q_{кр}}, \%$
	1966 г.	1965 г.
1,10	26,5	38,4
1,15	24,6	44,1
1,25	4,1	12,5

п. Максимкин Яр за 1940 и 1941 гг., где наблюдались периодические деформации русла, а ветви подъема и спада уровней хорошо освещены данными измерений. были выполнены контрольные расчеты, результаты которых приведены в таблице.

Как вытекает из анализа данных по р. Люте, приведенных в таблице, при рас-

четах величины расхождения ветвей кривых расходов воды ΔQ по уравнению (2) и использовании информации за расчетный 1966 г., отклонения расчетных величин ΔQ_i от фактических $\Delta Q_{кр}$ составляют 26,5%; 24,6%; 4,1%, а при использовании информации о скоростях течения за предшествующий расчетному 1965 г. соответственно 38,4%; 44,1%; 12,5%.

Близкие к этим данным получены и по реке Кеть.

Следовательно, для условий периодических деформаций русла и при отсутствии однонаправленных деформаций разработанная методика расчета величины ΔQ является вполне приемлемой при условии использования информации за предшествующий расчетному год. В случае отсутствия таковой (измерения не выполнялись, пойма не затопливалась и другие причины) возможно применение исходных данных за годы более отдаленные от расчетного года. Однако этот вопрос требует дополнительных проработок и имеет ограниченное применение.

В качестве ограничивающих факторов можно привести плановые деформации русла, свойственные меандрирующим типам русловых потоков.

ЛИТЕРАТУРА

1. Барышников Н. Б., Субботина Е. С. Зависимость уклонов свободной поверхности от морфометрических характеристик русла и поймы. — Метеорология и гидрология, 1981, № 1, с. 82—88.
2. Гришанин К. В. Неустановившееся движение воды в речных руслах с поймой. — Труды ЛИВТа, 1983, вып. 176, с. 52—71.
3. Железняков Г. В. Пропускная способность русел, каналов и рек. — Л.: Гидрометеониздат, 1981. — 310 с.
4. Рублевская Р. М. Влияние поймы на трансформацию кривой расходов воды. — Междуведомственный сборник. Л., изд. ЛПИ, 1983, вып. 83, с. 111—117. (ЛГМИ).

УДК 556.082 : 556.535.3

П. М. БОГОЛЮБОВ, В. И. ИГНАТЬЕВ, М. М. УСЕНКОВ (ЛГМИ)

ИЗМЕРИТЕЛЬНЫЙ ПРЕОБРАЗОВАТЕЛЬ ЭЛЕМЕНТАРНОГО РАСХОДА ПРИ НЕУСТАНОВИВШЕМСЯ ДВИЖЕНИИ ПОТОКА

С целью автоматизации процесса измерения и контроля элементарного расхода в условиях нестационарности потока предложен выполненный в виде единого датчика измерительный преобразователь, схематично представленный на рис. 1, а. Он состоит из приемника течения и уровня потока в виде вертикального цилиндра 1, укрепленного на горизонтально ориентированной штанге 2, второй конец которой соединен с упругим чувствительным элементом 3 консольного типа. На чувствительный элемент 3, имеющий в сечении форму квадрата или прямоугольника, наклеены тензорезисторы типа 2 ПКП-10-100, воспринимающие изгибающие моменты сил, действующих на приемник 1.

Датчик измерительного преобразователя элементарного расхода устанавливается в контролируемом потоке на всю его глу-

бину H на неподвижном основании 4 таким образом, чтобы цилиндрический приемник 1 был ориентирован вертикально, а штанга 2 — перпендикулярно направлению измеряемого потока. При такой установке датчика поток воздействует на приемник 1 в горизонтальном направлении с силой, пропорциональной площади миделевого сечения погруженной части приемника и квадрату средней скорости течения на вертикали измерения \bar{V} :

$$F_1 = 0,5C\rho S\bar{V}^2 = \kappa_1 H\bar{V}^2, \quad (1)$$

где C — коэффициент гидродинамического сопротивления; ρ — плотность воды; S — площадь миделевого сечения погруженной части приемника; κ_1 — коэффициент.

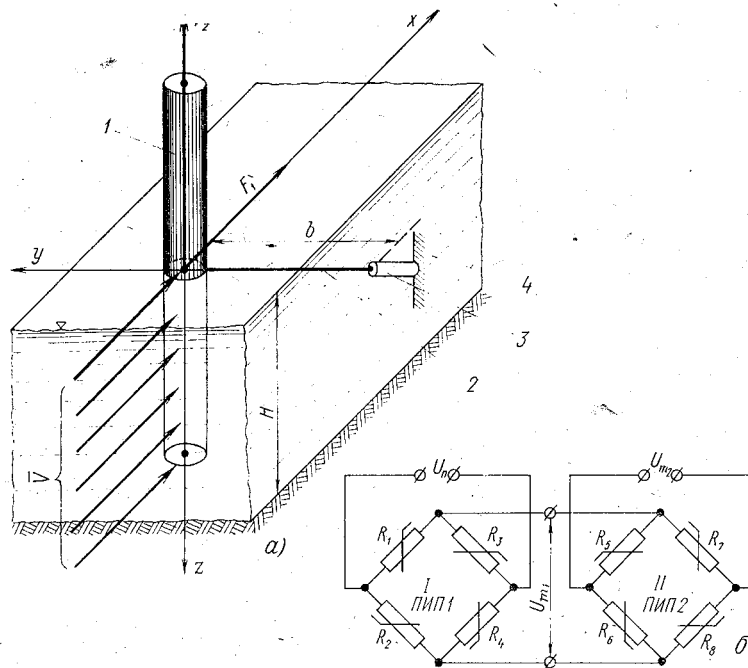


Рис. 1. Схема измерительного преобразователя элементарного расхода:

a — схема датчика; b — двухступенчатая мостовая схема включения тензорезисторов чувствительного элемента (ППП — первичный измерительный преобразователь).

Одновременно на приемник 1 в вертикальном направлении действует сила плавучести, пропорциональная объему его погруженной части и соответственно площади основания S_1 и глубине погружения приемника в поток

$$F_2 = \rho g S_1 H = \kappa_2 H, \quad (2)$$

где g — ускорение свободного падения; κ_2 — коэффициент.

Перечисленные силы создают пропорциональные длине b штанги и деформирующие чувствительный элемент моменты сил в горизонтальном M_1 и вертикальном M_2 направлениях:

$$M_1 = bF_1 = \kappa_1 b H \bar{V}^2, \quad (3)$$

$$\bar{M}_2 = bF_2 = \kappa_2 b H. \quad (4)$$

Из их произведения

$$M_1 M_2 = \kappa_1 \kappa_2 b^2 H^2 \bar{V}^2 = \kappa_1 \kappa_2 b^2 q^2, \quad (5)$$

может быть найдено выражение элементарного расхода

$$q = \sqrt{\frac{M_1 M_2}{\kappa_1 \kappa_2 b^2}} = \kappa_3 \sqrt{M_1 M_2}. \quad (6)$$

Реализация описанного подхода к вопросу измерения элементарного расхода единым датчиком выполнена с использованием мостовых схем включения тензорезисторов по схеме, представленной на рис. 1, б. Как это следует из общей теории тензометрических мостов, выходное напряжение мостовой схемы U_{m_2} может быть записано следующим образом [1]:

$$U_{m_2} = K \frac{M_2 l}{EJ} U_{m_1} = \frac{M_2 l}{EJ} K^2 \frac{M_1 l}{EJ} U_{\Pi} = K^2 \frac{l^2}{E^2 J^2} U_{\Pi} M_1 M_2, \quad (7)$$

где M — изгибающий момент; K — коэффициент тензочувствительности; E — модуль Юнга; l — расстояние от главной оси инерции; J — экваториальный момент инерции площади поперечного сечения, отнесенный к главной оси инерции; U_{m_1} , U_{Π} — соответственно выходное электрическое напряжение и напряжение питания моста.

Отсюда произведение моментов сил из выражения (5) запишется:

$$M_1 M_2 = \frac{U_{m_2} (EJ)^2}{U_{\Pi} (Kl)^2} = \kappa_4^2 \frac{U_{m_2}}{U_{\Pi}}, \quad (8)$$

где κ_4 — коэффициент.

Подставляя (8) в (6), получаем выражение величины элементарного расхода

$$q = \kappa_3 \sqrt{M_1 M_2} = \kappa_3 \kappa_4 \sqrt{\frac{U_{m_2}}{U_{\Pi}}} = \frac{\kappa_5}{\sqrt{U_{\Pi}}} \sqrt{U_{m_2}} = \kappa_6 \sqrt{U_{m_2}}, \quad (9)$$

где κ_5 , κ_6 — коэффициенты.

Таким образом, по измерениям напряжения мостовой схемы возможно оценить величины элементарного расхода единым датчиком.

Второй вариант реализации описываемого подхода представлен на рис. 2, в котором в качестве усилителей выходных напряжений мостовых или полумостовых схем тензорезисторов используется тензостанция «Топаз-3-01». С выходов тензоусилителя сигналы, пропорциональные скорости и уровню водной

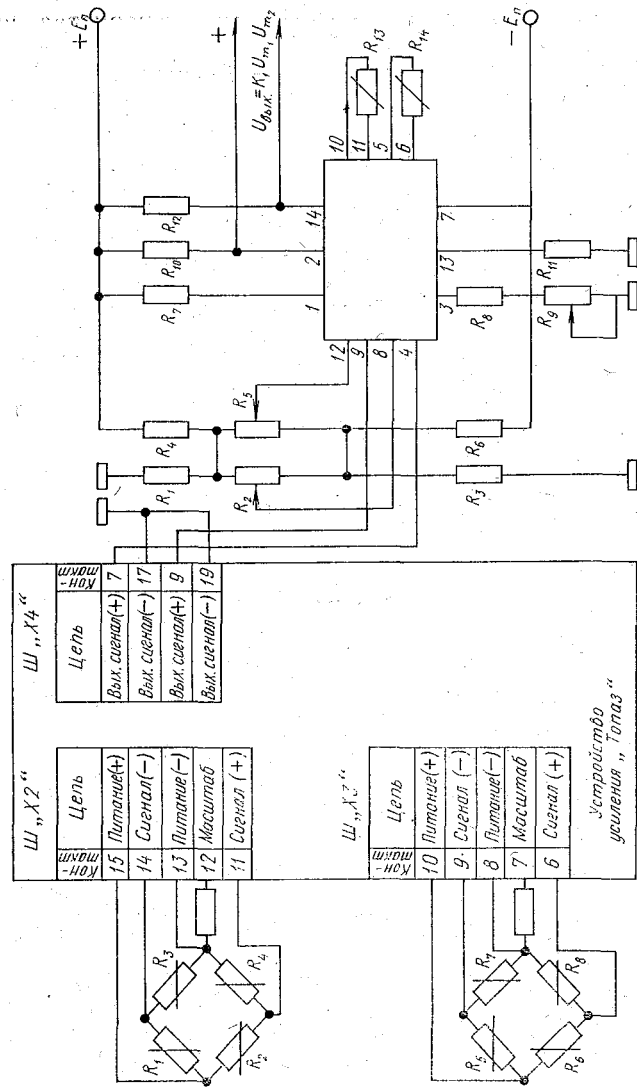


Рис. 2. Вариант принципиальной электрической схемы измерительного преобразователя элементарного расхода ($K_1 = \frac{R_{13} R_{14}}{2 R_{11}}$ — коэффициент передачи схемы перемножения; I_0, R_{11} — соответственно постоянный ток и сопротивление нагрузки схемы; $R_1 + R_6 = 10 \text{ кОм}$; $R_8 = 10 \text{ кОм}$; $R_7 = 11.5 \text{ кОм}$; $R_9 = 5 \text{ кОм}$; $R_{10} = 2 \text{ кОм}$; $R_{11} = 13 \text{ кОм}$; $R_{12} = 2 \text{ кОм}$; $R_{13} = R_{14} = 500 \text{ Ом}$).

поверхности потока, поступают на входы 4 и 9 устройства умножения, выполненного на стандартной микросхеме аналогового перемножителя типа 525 ПС1 [2]. С выходов 2 и 14 умножителя снимают сигнал, пропорциональный произведению сигналов тензорезисторов и, соответственно, элементарному расходу q . Настройка схемы может осуществляться с помощью переменных резисторов R_{13} и R_{14} .

Испытания экспериментального образца устройства позволяют сделать вывод о возможности измерений и контроля элементарного расхода потока, особенно в режиме его нестационарности, с использованием единого датчика.

ЛИТЕРАТУРА

1. Эрлер В., Вальтер Л. Электрические измерения неэлектрических величин полупроводниковыми тензорезисторами. — М.: Мир, 1974. — 285 с.
2. Якубовский С. В. Аналоговые и цифровые интегральные схемы. — М.: Советское радио, 1979. — 334 с.

УДК 556.34

С. А. ЛАВРОВ (ГГИ),
Т. И. ПРОКОФЬЕВА, Н. М. ХИМИН (ЛГМИ)

РОЛЬ ГИСТЕРЕЗИСА ОСНОВНОЙ ГИДРОФИЗИЧЕСКОЙ ХАРАКТЕРИСТИКИ В ПРОЦЕССЕ ВЛАГОПЕРЕНОСА В ЗОНЕ АЭРАЦИИ

В основе большинства современных методов расчета вертикального влагопереноса в почвогрунтах лежит уравнение

$$\frac{\partial w}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[k(\psi) \left(\frac{\partial \psi}{\partial z} + 1 \right) \right], \quad (1)$$

в котором w — объемная влажность; ψ — капиллярно-сорбционный потенциал; k — коэффициент влагопроводности; t — время; z — вертикальная координата, ось которой направлена вверх. Потенциал почвенной влаги ψ является фундаментальной термодинамической характеристикой состояния почвенной влаги. Его зависимость от влажности $\psi = \psi(w)$ называется основной гидрофизической характеристикой (ОГХ).

Зависимость $\psi(w)$ не является однозначной, а имеет вид гистерезисной петли, верхняя ветвь которой $\psi_+(w)$ соответствует процессу увлажнения, нижняя $\psi_-(w)$ — процессу иссушения. Эти кривые описывают термодинамическое состояние почвенной влаги в условиях однонаправленного, квазиравновесного изменения влажности либо из состояния насыщения ($w =$

$= w_{\max}, \psi = 0$) до полного иссушения ($w = w_{\min}, \psi = \psi_{\min}$) — кривая сушки, либо из состояния полного иссушения до насыщения — кривая увлажнения. При смене направления процесса увлажнения — сушки при промежуточных значениях влажности ($w_{\min} < w < w_{\max}$), которые представляют наибольший интерес, состояние почвенной влаги определяется кривыми развертки [9].

Неопределенность в определении связи между ψ и w по кривым развертки сильно ограничивает возможности расчета влагопереноса с помощью уравнения (1). В то же время, как показано в [6], пренебрежение гистерезисом может приводить не только к количественным ошибкам, но и к качественно противоречивым результатам. Таким образом, адекватность модели влагопереноса в виде уравнения (1) должна быть поставлена под сомнение, если не принять специальных мер по корректному описанию кривых развертки. Подобные сомнения по поводу адекватности модели (1) высказывались и ранее, например в [3].

Существуют, однако, условия, когда описание влагопереноса с помощью уравнения (1) полностью адекватно. Они реализуются при однонаправленном процессе увлажнения или сушки, а также при стационарном влагопотоке. На примере стационарного профиля влажности покажем, что и при этих условиях учет неоднозначности зависимости $\psi(w)$ необходим.

Рассмотрим для простоты однородную колонку почвы высотой H , на нижней границе которой поддерживается влажность w_H , на верхней — w_0 , $w_H > w_0$. Из стационарности профиля следует, что

$$k(\psi) \left(\frac{\partial \psi}{\partial z} + 1 \right) = -Q = \text{const}, \quad (2)$$

где Q — интенсивность потока влаги сквозь почвенный профиль.

Вертикальное распределение потенциала $\psi(z)$ при граничных условиях

$$\psi = \begin{cases} \psi_H, & z = 0, \\ \psi_0, & z = H \end{cases} \quad (3)$$

определяется из соотношения

$$z = - \int_{\psi_H}^{\psi} \frac{d\xi}{1 + \frac{Q}{k(\xi)}}. \quad (4)$$

В частности, можно подобрать такое $Q = Q^*$, при котором

$$H = - \int_{\psi_H}^{\psi_0} \frac{d\xi}{1 + \frac{Q^*}{k(\xi)}}. \quad (5)$$

Здесь Q^* — величина потока Q , стационарно проводимого через почвенную толщу при постоянных граничных условиях (3).

Вполне удовлетворительной аппроксимацией для зависимости $k(\psi)$ является выражение [8]:

$$k(\psi) = \frac{A}{\psi^2}, \quad (6)$$

в котором A связано с гидрофизическими характеристиками почвы и может быть получено из соотношения

$$A = k_0 \left(\frac{НВ}{ПВ} \right)^{2q+1,6} \psi_{НВ}^2, \quad (7)$$

где k_0 — коэффициент фильтрации, см/ч; НВ и ПВ — наименьшая и полная влагоемкости; $\psi_{НВ}$ — значение потенциала при НВ, см; q — параметр, определяющий связь между ψ и w в виде [5]:

$$\psi = \psi_{НВ} \left(\frac{НВ}{w} \right)^q. \quad (8)$$

Формулы (6) и (8) являются результатом обобщения многочисленных экспериментов по определению зависимостей $\psi(w)$ и $k(\psi)$. Их специфическая особенность та, что, как правило, они проводятся в режиме иссушения почвы. Поэтому (8) является уравнением кривой иссушения основной гидрофизической характеристики. Как показали эксперименты, проведенные в гидрофизической лаборатории ГГИ, формула (8) описывает также и ветвь увлажнения, если учесть, что наименьшая влагоемкость в стадии увлажнения $НВ_+$ меньше этой величины в стадии иссушения $НВ_-$, в соответствии с уравнением

$$НВ_+ \approx 0,91НВ_- - 0,01. \quad (9)$$

В дальнейшем величины, относящиеся к кривой иссушения, будем метить индексом «—», а к кривой увлажнения — индексом «+».

Учет соотношения (9) приводит к «расслоению» значений параметров q и A на q_+ , q_- и A_+ , A_- .

Формула (5) в неявном виде определяет зависимость влагопотока Q^* от условий на границах почвенного профиля:

$$Q^* = \varphi(w_H, w_0, H, \alpha_i), \quad (10)$$

где α_i — набор гидрофизических параметров (НВ, $\psi_{НВ}$, k_0), w_H и w_0 — значения влажности на границах почвенного слоя. Вследствие гистерезиса, значения ψ_H и ψ_0 , соответствующие влажностям w_H и w_0 , а также значения параметров α_i должны определяться режимом формирования равновесного профиля $w(z)$. Если профиль сформировался в результате увлажнения, например посредством промачивания талой водой, то значения перечисленных параметров должны определяться в соответствии с ветвью увлажнения. Если профиль влажности является результатом стекания излишней (свыше НВ) влаги в грунто-

вые воды, то параметры, входящие в (10), определяются по кривой иссушения.

В настоящее время при расчете влагопереноса в почвах с помощью уравнения (1) явлением гистерезиса пренебрегают, используя значения параметров, соответствующих ветви иссушения, наиболее освещенной экспериментальными исследованиями. Для условий стационарного влагопереноса мы попытались оценить величину возможной ошибки при расчете интенсивности влагопотока Q^* , обусловленной неучетом гистерезиса ОГХ. Для этого были рассчитаны зависимости

$$Q^* = Q^*(w_0, H) \quad (11)$$

в широком интервале значений H и w_0 для почв различного типа и механического состава. Значение w_H во всех численных экспериментах принималось равным полной влагоемкости. Гидрофизические параметры a_i из (10) определялись по экспериментальным данным, заимствованным из литературных источников [1, 2, 7] и соответствующих ветви иссушения. Значения параметров формулы (10) для ветви увлажнения пересчитывались с помощью соотношения (9). Расчет величины Q^* осуществлялся как для профиля, сформированного в ходе иссушения почвы (Q^*_-), так и для случая, когда этот профиль явился результатом ее увлажнения (Q^*_+).

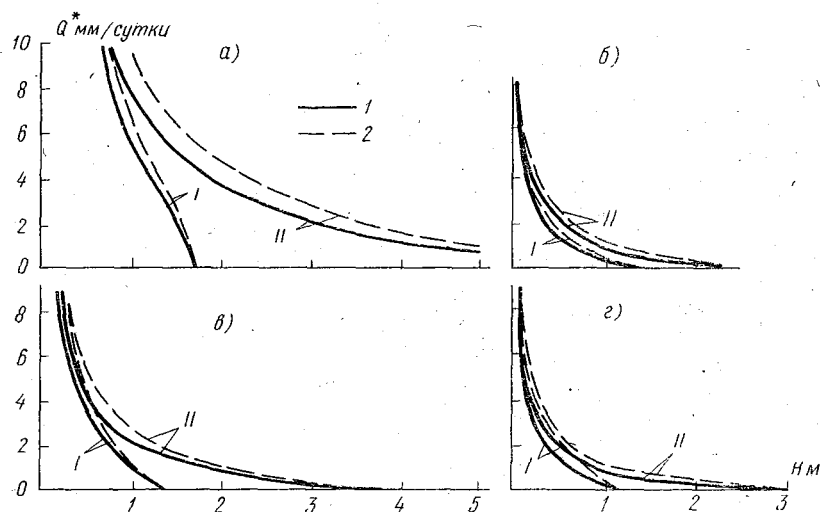
В качестве объекта для проведения численного эксперимента были взяты все основные генетические типы почв, формирующие почвенный покров в Северном Казахстане и на юге Западной Сибири. Механический состав почв варьировался при этом от глин до супесей. Влажность w_0 менялась от НВ до $0,7НВ$, т. е. в диапазоне, оптимальном для развития растений.

Расчеты показали заметное различие в ходе зависимостей $Q^* = Q^*(w_0, H)$, полученных по разным ветвям ОГХ. На рисунке в качестве примера приведены графики зависимости $Q^* = Q^*(w_0, H)$ для обыкновенных черноземов и светло-каштановых почв при значениях влажности, равных НВ (кривые I) и $0,8НВ$ (кривые II). Здесь необходимо отметить, что кривые, приведенные на рисунке, показывают зависимости интенсивности подпитывающего потока от уровня грунтовых вод при данной влажности почвы, которые могут реализоваться лишь при соответствующем расходе поступающей влаги, например на физическое испарение или транспирацию. Для рассматриваемых почв различия в величинах Q^* , рассчитанных по разным ветвям ОГХ, показывают связь с механическим составом и влажностью почв. Для более тяжелых почв и при более низкой влажности они больше, чем для легких влажных почв; в числовом выражении эти различия составляют от десятых долей до 1—2 мм/сутки или от 10—20% для супесчаных почв до 20—30% —

¹ Расчеты выполнены Л. К. Швецовой.

для тяжелосуглинистых. При этом значения Q^* , полученные с использованием ветви иссушения ОГХ, выше, чем соответствующие значения, рассчитанные по кривой увлажнения. Если учесть, что водопотребление, например, зерновых культур в фазе активной вегетации составляет в среднем 5—7 мм/сутки при оптимальных влаготасах (4), то приведенная разница ($Q^*_{-} - Q^*_{+}$) составляет заметную величину — от 10 до 40% водопотребления.

Таким образом, использование параметров, полученных по ветви иссушения ОГХ, может существенно завьисеть оценки степени участия грунтовых вод в питании растений. Кроме того,



Зависимость интенсивности подпитывающего потока (Q) от уровня грунтовых вод (H) для черноземов обыкновенных среднесуглинистого (а) и супесчаного (б) составов и для светло-каштановых почв среднесуглинистого (в) и супесчаного (г) составов при влажности ω , равной НВ (I) и 0,8 НВ (II):

1 — по кривой увлажнения; 2 — по кривой иссушения.

гистерезис ОГХ может явиться причиной ошибочных рекомендаций по поддержанию уровня грунтовых вод на глубине, обеспечивающей заданную величину Q^* . Так, например, для черноземных тяжелосуглинистых почв поток Q^* , равный 4 мм/сутки, при влажности ω_0 , равной 0,8 НВ, обеспечивается при глубине грунтовых вод 1,9 м при расчете Q^* по ветви увлажнения и при 2,3 м — по ветви иссушения. Такая разница, конечно, существенна при обосновании критической глубины грунтовых вод и назначении оптимальных параметров дренажа.

Полученные результаты позволяют сделать вывод о том, что учет гистерезиса ОГХ является необходимым при проведении практических расчетов водообмена в зоне аэрации. Хотя

оценки выполнены для весьма искусственных условий стационарного влагопереноса, их применимость для реальных нестационарных условий кажется весьма правдоподобной, во всяком случае они являются оценками снизу.

ЛИТЕРАТУРА

1. Агрогидрологические свойства Казахстана. — Алма-Ата, Кайнар, 1980. — 197 с.
2. Агрофизическая характеристика почв Западной Сибири. Под ред. В. П. Панфилова. — Новосибирск: Наука, 1976. — 544 с.
3. Бондаренко Н. Ф., Нерлин С. В., Пакшина С. М. О переносе влаги к фронту испарения при сильно нестационарном процессе. — В сб. трудов по агрономической физике. Л., 1967, вып. 14, с. 39—44.
4. Вериго С. А., Рзумова Л. А. Почвенная влага. — Л.: Гидрометеоздат, 1973. — с. 204.
5. Кучмент Л. С. и др. Формирование речного стока. — М.: Наука, 1983. — 198 с.
6. Роде А. А. Основы учения о почвенной влаге. — Л.: Гидрометеоздат, 1965. — 663 с.
7. Соколов Б. В. Справочник агрогидрологических свойств почв Омской и Тюменской (южная часть) областей. — Л.: Гидрометеоздат, 1968. — 220 с.
8. Судницын И. И. Движение почвенной влаги и водопотребление растений. — М.: изд. МГУ, 1979. — 253 с.
9. Чайльдс Э. Физические основы гидрологии почв. — Л.: Гидрометеоздат, 1973. — 427 с.

УДК 556.537:556.535.6

А. А. ЛЕВАШОВ, Г. Н. МИХАЙЛОВ, Н. А. ШАБАЛИН (ЛГМИ)

К ОЦЕНКЕ ЭФФЕКТА ОТРАЖЕНИЯ ВОДНЫХ ПОТОКОВ ПРИ ИХ ВЗАИМОДЕЙСТВИИ И НАБЕГАНИИ НА ПРЕПЯТСТВИЕ

Эффект отражения для объяснения поведения потока на изгибе русла впервые применен Гарбрехтом. Одновременно с этим принципом, как отмечает Н. Е. Кондратьев [2], используется и схема обтекания. Анализ экспериментальных данных, полученных в последние годы, указывает на еще не раскрытые возможности учета эффекта отражения, позволяющего достаточно точно выполнить расчеты деформации на повороте русла. Так, например, в опытах З. М. Великановой эффект отражения потока на повороте русла иллюстрируется плановым расположением ложбин [1].

Наиболее конструктивно указанная схематизация процессов взаимодействия потока и препятствия применена Н. Е. Кон-

дательным [2], считавшим, что переход кинетической энергии потока в потенциальную проявляется в местах набегания потока на вогнутый берег в виде «припухлости» или местного подъема уровней.

С целью подтверждения целесообразности учета эффекта отражения при расчетах деформаций берегов в лаборатории кафедры гидрометрии проведено 10 экспериментов на четырех моделях жесткого русла и русла с деформируемым дном. На одной из них поток разделялся эллипсоидальным островом, на другой — островом с остроугольной оконечностью (рис. 1).

При слиянии двух симметричных потоков, разделенных до их соединения островом остроугольной формы, наблюдалось следующее:

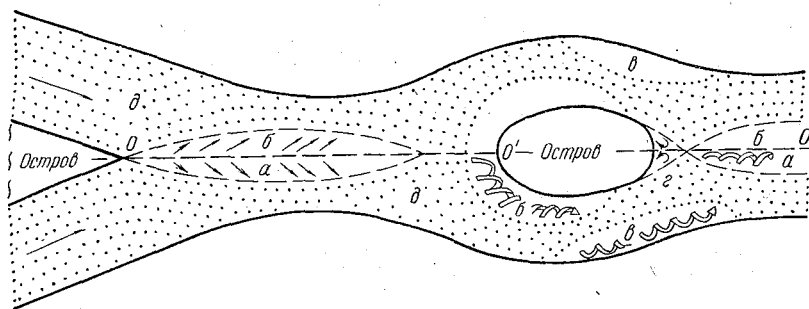


Рис. 1. Схема отражения сходящихся потоков:

$0-0'$ — линия, разделяющая встречающиеся потоки; плоскость, проведенная через нее нормально дну, названа «водной стенкой»; $a, б$ — симметричные зоны размыва; $в, в$ — размыв дна у выпуклых и вогнутых берегов; $з$ — две водоворотные зоны с противоположными направлениями вращения; $д$ — песчаное дно.

1. Отсутствие водоворотных зон у оконечности острова; выпуклость свободной поверхности воды на стрежневой продольной линии, разделяющей потоки и соединяющей остроугольную оконечность вышележащего острова с вершиной нижележащего (рис. 1), линия $0-0'$.

Плоскость, проведенную через разделительную линию нормально дну, назовем условно «водной стенкой».

2. Опилки, пущенные в потоках до места их соединения, не проникают через эту «стенку», то есть не попадают из одного потока в другой, а донные струи, окрашенные марганцевокислым калием, расходятся от основания «водной стенки». В случае размываемого песчаного русла наблюдается симметричный размыв дна относительно основания стенки, зоны размыва a и $б$ симметричны друг другу (рис. 1).

3. Применение растворов, окрашенных в желтый и синий цвета (смесь синего раствора с желтым дает ярко-зеленый цвет), показало, что потоки проходят каждый своим руслом, соприкасаясь по линии «водной стенки» без перемешивания и только после обтекания вершины нижележащего острова по обе

его стороны наблюдалась узкая полоса зеленого цвета, свидетельствующая о незначительном массообмене в придонных слоях из-за неровностей дна. Установлено, что чем больше шероховатость дна, тем интенсивнее процесс перемешивания. Однако в начале слияния при гладком дне наблюдается их полное отражение без какого-либо массообмена.

4. У оконечности острова эллипсоидальной формы наблюдался отрыв струй и образование двух водоворотных зон (с противоположными направлениями вращения). В зоне схождения оторвавшихся струй наблюдался подъем уровня воды по линии «водной стенки», расхождение струй и симметричный размыв дна у основания этого продольного сечения (рис. 1).

Продолжение эксперимента состояло в установке по линии «водной стенки» полированного стекла толщиной 2 мм. Картина обтекания островов и взаимодействия потоков оставалась в точности такой же, как было описано выше (то есть без искусственного разделения потоков):

Лабораторное моделирование рассматриваемых процессов в размываемом русле показало, что при набегании потока на берег наблюдается «водный бугор», а также возникают нисходящие течения, сопровождающиеся подковообразным размывом дна и отбрасыванием донных отложений от стенки лотка. При размыве по линии «водной стенки» (рис. 1) максимальные скорости смещались от берегов в область наибольших глубин.

При исследовании кинематики потока над закрепленными цементным молоком грядами установлено местоположение полосы, разделяющей транзитную зону от водоворотной, и отмечено наличие отражения потоков. Ширина разделяющей полосы (она возникает при отрыве струй от гребня гряды) равна высоте гряды. Наличие искусственных гряд в жестком прямоугольном русле приводит к изменению площади водного сечения по длине лотка в соответствии с высотой гряд. В связи с уменьшением сечения, при движении жидкости от дна отжимается слой, по высоте равный гряде. Этот слой, пройдя гребень гряды и встречаясь с напорным скатом нижележащей гряды, образует полосу раздела разнонаправленных потоков. Середина этой полосы, разграничивающей транзитную зону от водоворотной, по данным эксперимента, находилась от гребня на расстоянии, равном 3,5 высотам гряд, а положение переднего и тылового краев этой полосы на расстоянии половины высоты гряд от линии раздела (рис. 2). Положение линии раздела устанавливалось с помощью красителей. В передней части полосы раздела потока на водоворотную и транзитную зоны происходит отражение в верхнюю толщу встречающегося с дном слоя. При глубинах, равных пяти, трем и двум высотам гряд, это отражение выражалось образованием на поверхности потока соответственно одной, двух и трех волн. По мере уменьшения глубины число волн на поверхности увеличивалось с соответствен-

ным уменьшением их высоты и при глубинах, равных полутора и одной высоте гряд, на поверхности наблюдались многочисленные мелкие волны, подобные ряби. Образование волн на поверхности связывается с многократным отражением возникшего на дне начального отражения. Начальное отражение может возникнуть при встрече потока с донным препятствием, на неровностях дна, в сужениях, расширениях. При этом всегда взаимодействие потоков и отражение их от дна и берегов сопровождается переходом кинетической энергии в потенциальную. Поскольку повторные отражения потока постепенно затухают, по мере расходования возникшей потенциальной энергии, то при больших глубинах на поверхности не образуется заметных волн, хотя в придонном слое процесс отражения отдель-

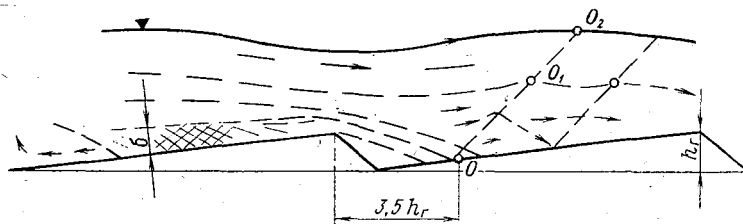


Рис. 2. Схема отражения потока от дна при схождении его с гребня гряды:

b — слой, возмущенный отражениями; O — точка раздела на водоворотную и транзитную зоны; она отстоит от гребня гряды на $3,5$ высоты гряды; O_1 , O_2 — вершины волн, расположенные на линии отражения; h_r — высота гряды.

ных масс повторяется многократно от дна до транзитной менее возмущенной толщи потока и от нее ко дну. Поэтому придонный слой всегда возмущен значительно. Указанное явление объясняет увеличение мутности в направлении от поверхности и ко дну.

С предлагаемой схемой отражения согласуется гипотеза об образовании и строении гряд чешуйчатой формы, возникновение которых возможно только при наличии отражения по вертикали и в плане. Причем отражение в вертикальной плоскости происходит от двух сред: от дна — вверх и затем — вниз, вследствие взаимодействия с транзитным вышележащим слоем. В горизонтальной плоскости отражение водных масс возможно, как уже отмечалось, при схождении потоков после обтекания препятствия или неоднократно повторяющегося отражения, возникшего выше по течению при прохождении потоком различных по величине сечений русла. При грядовом дне сами гряды являются препятствиями, порождающими отражения потока. Взаимодействие потоков без перемешивания в естественных условиях наблюдалось авторами на горных ручьях Кавказа и на ручьях Кольского полуострова. Отсутствие перемешивания осо-

бенно четко прослеживалось в тех случаях, когда сливаются потоки с мутной и прозрачной водой. Подвергшиеся изучению естественные водотоки имели размеры: ширина — от 1 до 3 м, глубина — от 0,1 до 0,20 м.

Эффект отражения может быть использован для объяснения образования иерархии и различных форм гряд, взмучивания в придонных слоях, процессов массообмена в потоках.

ЛИТЕРАТУРА

1. Великанова З. М. Грядовое движение наносов на моделях речной излучины. — Труды ГГИ, 1969, вып. 169, с. 87—96.
2. Кондратьев Н. Е., Попов И. В., Смищенко Б. Ф. Основы гидроморфологической теории руслового процесса. — Л.: Гидрометеиздат, 1982, с. 133—136.

УДК 551.482.2

С. Л. ГАЛАКТИОНОВ (ЛГМИ)

ПРОПУСКНАЯ СПОСОБНОСТЬ РУСЕЛ С ПОЙМАМИ В СТВОРАХ МОСТОВЫХ ПЕРЕХОДОВ (на примере рек Приморского края)

В Приморском крае, где мощные кратковременные паводки на реках проходят в летне-осенний период, широкое распространение получила практика измерений наибольших расходов воды с мостов автомобильных и железных дорог. Как правило, дамбы мостовых переходов, перекрывая большую часть поймы, существенно изменяют режим потока, значительно стесняя его при пропуске паводков.

Для изучения пропускной способности русел и пойм в этих условиях нами был выполнен анализ исходной информации по семи мостовым гидростворам с относительной шириной подмостовой поймы $B_n/B_p = 1 \div 12$.

Скоростные поля потоков в руслах большинства исследуемых рек в паводочный период значительно искажены и отмечаются волнообразным видом изотых и кривых распределения средних на вертикалях скоростей по ширине потока. Особенно четко при двусторонней пойме выделяются три максимума средних на вертикалях скоростей расположенных над руслом и непосредственно у дамб. Как отмечает Л. Г. Бегам, «протекание потока, включающего русло и поймы, через подмостовое сечение сопровождается искривлением струй, которое начинается выше перехода и заканчивается ниже его. Характер направления течения зависит от ряда морфологических факторов, на-

правления трассы перехода относительно направления течения, размеров и очертания струенаправляющих дамб и траверсов.

При надлежащем регулировании струи под мостом параллельны между собой и нормальны к оси мостового перехода с двусторонними поймами» [3, с. 73].

При отсутствии струенаправляющих дамб Л. Г. Бегам констатирует, что «...вдоль конусов с верховой стороны образуются глубокие промоины, фиксирующие направление слива пойменных вод. Под мостом пойменные потоки проходят с косиной, образуя с небольшим отступом от устоев косые ложбины размывов» [3, с. 58].

На реках Приморского края нами также зафиксированы ложбины размыва на поймах, площади сечения которых сравнимы с площадями сечения основного русла. Например, на р. Крестьянке — с. Голёнки в 1965 г. при $H = 342$ см максимальная глубина в русле и наибольшая из средних на вертикали скорость составили 1,68 м и 0,62 м/с, в ложбине размыва соответственно 3,90 м и 0,81 м/с. Исключение составляют реки с наименьшей относительной шириной подмостовой поймы р. Осиновка ($B_n/B_p = 2$) и р. Партизанская — г. Партизанск ($B_n/B_p = 1$), на которых площади сечения ложбин значительно меньше площадей сечения русла.

При затопленной пойме и отсутствии стеснения, гидравлические характеристики в русловой части потока изменяются в соответствии с закономерностями, установленными для потоков бытового режима. Так, средние скорости руслового потока подчиняются зависимостям вида $V_p/V_{p,б} = f(h_p/h_{p,б}, \alpha)$, установленным Н. Б. Барышниковым [2].

Средняя погрешность расчетов, выполненных по рекам Мельгуновке — п. Луговой ($B_n/B_p = 12$); Комиссаровке — с. Ильинка ($B_n/B_p = 6,5$); р. Молоканке — с. Жариково ($B_n/B_p = 4,5$), находится в пределах точности измерений.

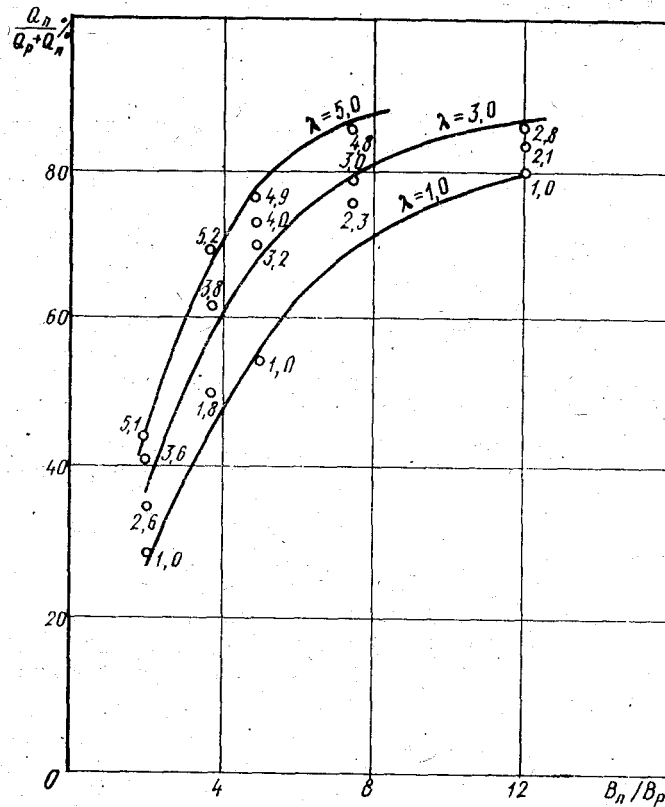
При дальнейшем увеличении уровней и затоплении поймы на всю ширину в подмостовом сечении наблюдается резкое увеличение уклонов водной поверхности, хотя до достижения уровня стеснения они изменялись незначительно. Например, на р. Комиссаровке — с. Ильинка уклон увеличился почти в 6 раз ($J_p/J_{p,б} = 5,91$), наименьшее увеличение уклона отмечено на р. Молоканка — с. Жариково ($J_p/J_{p,б} = 1,82$).

Значения относительных средних скоростей в русловой части потока ($V_p/V_{p,б}$), при уровнях близких к максимальным, в существенной степени определяются особенностями морфологического строения расчетного участка. Например, на р. Мельгуновке, имеющей наибольшую относительную ширину подмостовой поймы $B_n/B_p = 12$, увеличение средней скорости руслового потока мало ($V_p/V_{p,б} = 1,06$), в то же время на реках Партизанской и Осиновка, с узкими поймами ($B_n/B_p = 1 \div 2$),

средняя скорость руслового потока увеличивается примерно в 4 раза.

Для расчета пропускной способности русла в условиях стесненного сечения нами были использованы зависимости вида:

$$\frac{J_p}{J_{p.б}} = f\left(\lambda, \frac{B_n}{B_p}\right), \quad (1)$$



Кривые зависимостей $\frac{Q_n}{Q_p + Q_n} = f(B_n/B_p, \lambda)$. Около точек приведены значения степени стеснения λ .

$$\frac{J_p}{J_{ст}} = f\left(\lambda, \frac{B_n}{B_p}\right), \quad (2)$$

где $J_{ст}$ — уклон водной поверхности, соответствующий уровню начала стеснения; $\lambda = Q/Q_{мб}$ — степень стеснения потока, под которой понимают [3] отношение расчетного расхода воды в реке (Q) к расходу, проходящему на ширине отверстия моста в бытовых условиях ($Q_{мб}$).

Эти зависимости довольно четкие, но для рекомендаций в качестве расчетных необходима их проверка и уточнение на большем натурном материале.

Помимо этого, нами был выполнен дополнительный анализ исходной информации об относительных значениях площадей поперечного сечения пойм $F_n/(F_p + F_n)$ и расходов воды $Q_n/(Q_p + Q_n)$, который показал, что между этими характеристиками имеется тесная, близкая к линейной зависимость вида

$$\frac{Q_n}{Q_p + Q_n} = 1,28 \frac{F_n}{F_p + F_n} - 28,7. \quad (3)$$

Коэффициент корреляции $r = 0,98$, среднее квадратическое отклонение $\sigma = 18,7$.

Однако эта зависимость применима только для стесненного потока при $F_n/F_p + F_n \geq 45\%$, а при меньших значениях исходных параметров она переходит в параболическую.

На основе исследований, выполненных Н. Б. Барышниковым для рек находящихся в естественных условиях [1], нами была предпринята попытка оценки влияния относительной ширины подмостовой поймы на ее пропускную способность при различных степенях стеснения потока (λ).

Как видно на рисунке, где приведены кривые зависимостей вида

$$\frac{Q_n}{Q_p + Q_n} = f\left(\frac{B_n}{B_p}, \lambda\right) \quad (4)$$

пропускная способность подмостового отсека поймы увеличивается с увеличением ее относительной ширины и степени стеснения потока.

Таким образом, проведенные исследования позволяют рекомендовать для ориентировочных расчетов пропускной способности подмостовых отсеков пойм зависимость (3).

В то же время выявленное влияние степени стеснения потока на пропускную способность подмостовых русел с поймами требует дальнейшего уточнения на большом объеме исходной информации.

ЛИТЕРАТУРА

1. Барышников Н. Б. Речные поймы. — Л.: Гидрометеоздат, 1978. — 152 с.
2. Барышников Н. Б. Морфология, гидрология и гидравлика пойм. — Л.: Гидрометеоздат, 1984. — 280 с.
3. Бегам Л. Г., Алтунин В. С., Цыпин В. Ш. Регулирование водных потоков при проектировании дорог. — М.: Транспорт, 1977. — 304 с.

СВЯЗЬ ГИДРАВЛИЧЕСКИХ СОПРОТИВЛЕНИЙ РЕЧНЫХ РУСЕЛ С МАСШТАБНЫМИ ПРЕВРАЩЕНИЯМИ РУСЛОВЫХ ФОРМ

Гидравлические сопротивления открытых русел до сего дня представляют собой неразрешенную проблему. Главным камнем преткновения этой проблемы является недостаточно осмысленная связь транспорта донных наносов с гидравлическими сопротивлениями. Долгое время считалось, что гидравлические сопротивления открытых русел (λ) аналогичны по своей природе гидравлическим сопротивлениям труб или каналов с жесткими стенками. При этом донным русловым формам отводилась роль шероховатости. Казалось, стоит получить более или менее надежную зависимость высоты гряд от гидравлических элементов потока, как проблема будет исчерпана.

Таких зависимостей было получено немало, а надежной формулы для λ получить не удалось. Они оказывались частными и региональными, и, как правило, подверженными масштабному эффекту. Последнее обстоятельство казалось непреодолимым.

Причиной таких неудач, на наш взгляд, является неучет некоторых особенностей масштабных превращений русловых форм. Качественным изменениям донных структур посвящено много исследований, тогда как масштабные их превращения остаются неизученными.

При изучении размеров русловых форм было установлено, что высоты гряд наиболее устойчиво связываются с гидравлическими элементами потока, а длину гряды увязать с гидравликой очень трудно. На гидравлические сопротивления влияет не только высота шероховатости, но и густота ее размещения, т. е. шаг русловых форм, а также их ширина. Ширина мезоформ совпадает с шириной русла, а ширина микроформ долгое время оставалась вне сферы исследования.

Из литературы известно, что шаги мезоформ могут быть увязаны с расходами воды. Для микроформ такие зависимости противоречивы. Известно также, что на мезоформах в межень обнаруживаются донные формы, шаги которых отличаются друг от друга вдвое. Удвоение шагов было замечено и в лаборатории.

Представим масштабные превращения русловых форм от начала движения наносов. Первыми возникают рифели с наименьшим шагом. С увеличением расходов воды и наносов в пределах струйки с шириной рифеля происходит рост в высоту и изменение их конфигураций при неизменном шаге, что вызывает рост гидравлических сопротивлений. Дальнейшее увеличение транспортирующей способности потока с увеличением рас-

ходов воды и наносов возможно лишь при объединении соседних микроформ (и по длине и по ширине) в новую. Это преобразование сопровождается падением сопротивлений. Как следует из наблюдений, наиболее распространено удвоение шагов.

В естественных условиях этот процесс справедлив для фазы подъема расходов воды. Новые гряды вбирают в себя меньшие по размерам, и каждой фазе отвечает определенный размер гряд. Пределом масштабных превращений микроформ является возникновение мезоформ при одном из наибольших, руслоформирующем расходе воды Q_p . В лотках, когда гряда заняла всю их ширину, возможен только рост шагов, что приводит к возникновению переходной зоны, смыву гряд, гладкой фазы и

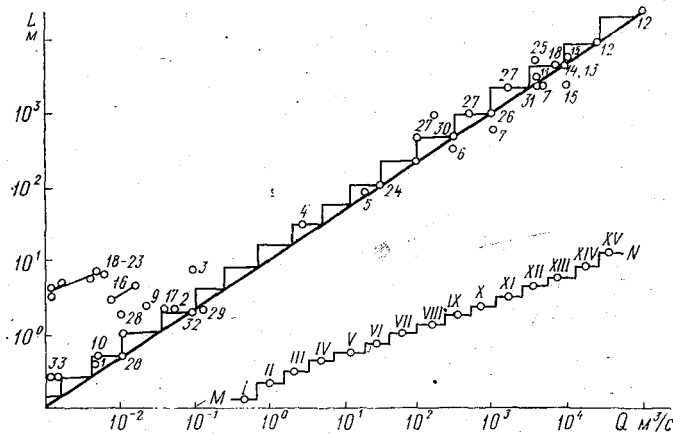


Рис. 1. Удвоение шагов гряд в зависимости от расхода воды:

(*л*) — лабораторные гряды в опытах; 1 — А. Б. Клавен, Э. Д. Копалиани (*л*); 2 — Ю. С. Ющенко (*л*); 3 — В. М. Католиков (*л*); 4, 5 — р. Струма (Гергов); 6 — р. Псезуапсе (Ромашин); 7 — р. Сухона; 8 — р. Селенга (Клавен, Смищенко); 9 — Великанова — Ярных (*л*); 10 — Пушкарев (*л*); 11 — р. Амударья (Твалавадзе); 12 — р. Волга (Шнеер); 13 — р. Иртыш; 14 — р. Томь; 15 — р. Обь; 16 — Бутаков (*л*); 17 — Абуллаев (*л*); 18-23 — Фридман (меандры) (*л*); 24 — р. Полометь (Виноградов); 25 — р. Красная; 26 — р. В. Рейн; 27 — устья рр. Дуная, Сулака и Куры (Михайлов); 28 — Ромашин (*л*); 29 — Знаменская, Клавен, Ярных (*л*); 30 — р. Фуджигав; 31 — р. Фуефугигава; 32 — Знаменская, Великанова (*л*); 33 — Знаменская (ЛПИИ — *л*); MN — порядки рек, по Ржаницыну.

антидюн. В натуре эти формы транспорта наносов возникают только при ограничении ширины русла.

Сказанное согласуется и объясняет феномен знакопеременности изменения гидравлических сопротивлений, обнаруженный Ф. Сентюрком и В. Е. Сергутиным.

При масштабных превращениях плоские гряды 1-го шага, сменяются перекошенными грядами того же шага, а затем плоскими (ленточными) грядами с удвоенным шагом, перекошенными грядами (побочными) удвоенного шага, а затем снова происходит смена масштабов и т. д. Каждому шагу гряд соот-

ветствует определенный диапазон расходов воды (в пределах струи с шириной равной ширине гряды). Чем больше шаг, тем шире диапазон расходов, в котором русловые формы сохраняют свои плановые размеры неизменными.

Упомянутые масштабные превращения, сопоставленные с измеренными в натуре и лаборатории шагами мезоформ или шагами вторичных гряд, рассматриваемых в пределах струи потока, показали единую шкалу изменения безотносительно к географическому расположению объектов и их прочим характеристикам (рис. 1). Эта зависимость увязывается с осредненной зависимостью шагов мезоформ от Q_p , предложенной В. В. Ромашиним, проэкстраполированной нами в область потоков малого размера, а также с порядками рек по Н. А. Ржаницыну.

Зависимость удвоения шагов от расходов воды справедлива для активного движения мезоформ при квазиравномерном режиме течения, т. е. для условий, когда наблюдаются руслоформирующие расходы, создающие как саму мезоформу, так и форму русла, определяемую этой мезоформой.

Превышение предельного для каждого шага мезоформ расхода воды приводит к смене не только продольных, но и поперечных размеров русла.

Изменение λ с уменьшением расходов воды связано с другой закономерностью структурного транспорта донных наносов — способностью мезоформ, а также гряд промежуточных размеров сохраняться в русле в наследство от предыдущего более интенсивного режима. Спад уровней приводит к возникновению целой иерархии русловых форм (шаги которых, как уже говорилось, отличаются вдвое). Однако на спаде каждый новый шаг меньшего размера образуется на унаследованных более крупных грядах. При этом существенным оказывается не столько сама иерархия русловых форм, которая конечно, осложняет и увеличивает сопротивление, сколько смена квазиравномерного режима, сопутствующего активной форме движения мезоформ, неравномерным режимом течения, когда мезоформы оказываются унаследованными.

На рис. 2 представлена зависимость уклона свободной поверхности от Q , как для равномерного, так и для неравномерного режимов течения. Для равномерного движения (кривые АБ) уклоны свободной поверхности с ростом Q , при сравнении потоков разного масштаба, уменьшаются. Для разной крупности донных отложений характерна своя кривая $I = f(Q_p)$, каждая из которых, однако, лишена влияния масштабного эффекта, т. е. справедлива для потоков разного размера:

$$I = \frac{d^{1/4}}{4000} Q_p^{-1/3}. \quad (1)$$

Для неравномерных потоков, возникающих при уменьшении Q от каждого Q_p , соответствующего руслу данного масштаба

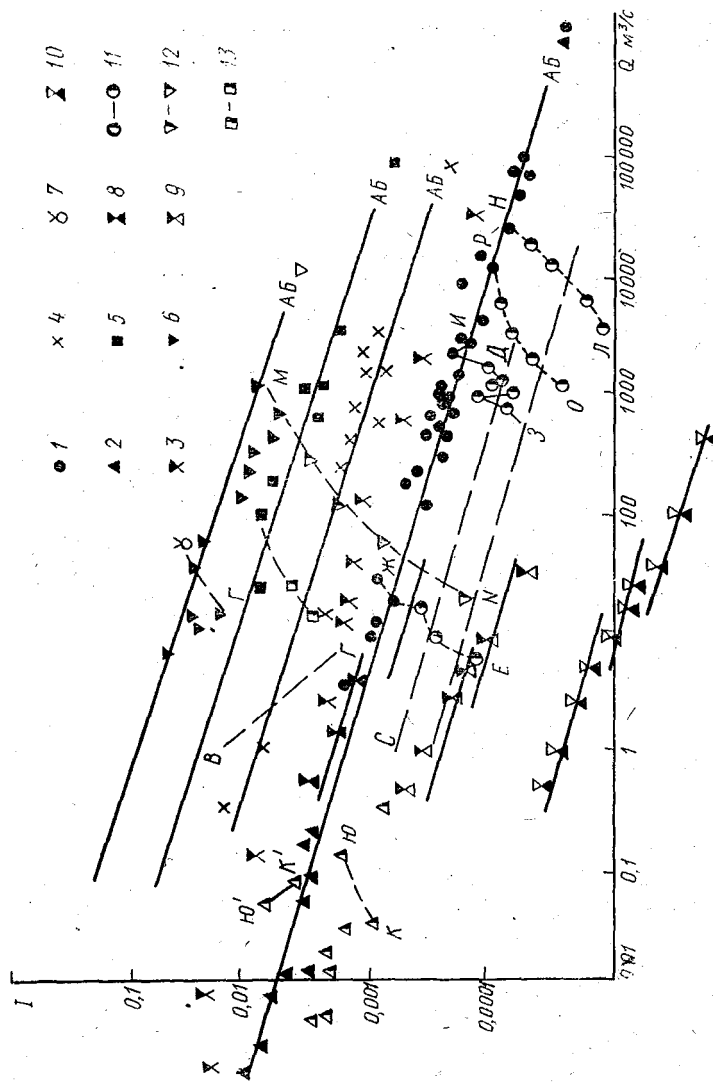


Рис. 2. Зависимость уклона свободной поверхности от расхода воды для равномерных (кривые АБ) и неравномерных потоков (кривые ЛН, ОР, ЗИ, ЕЖ, ЮК, МН, ТУ).

Равномерный режим: 1 — реки с донными отложениями от 0,5 до 10 мм; $d_{ср}=5,0$ мм в том числе Вычегда, Дон, Сухода, Миссисипи, Амурдья, Иртыш, Селенга, Брахмапутра, Тобол, Ока, Урал, Кама, Днепр и др.; 2 — русловые модели и лотки в условиях активного движения русловых форм при тех же, что и в пункте 1, донных отложениях, в том числе модели р. Дон, Миссисипи, модели Шаранкиной, Знаменской, Мятлана и Ярославцева и лоток Розовского; 3 — реки с донными отложениями от 10 до 100 мм, в том числе Хоби, Текуры, Циви (Шашберашили) и другие реки Грузии; 4 — то же для $d_{ср}=100$ мм, в том числе реки Грузии по данным Копалани и ср. Азии по данным Лащенкова; 5 — то же для $d_{ср}=450$ мм; 6 — то же для $d_{ср}=800$ мм; 7 — то же для $d_{ср}=1200$ мм; 8 — каналы с донными отложениями из гальки и крупного гравия (Антроповский); 9 — то же с песчаными отложениями; 10 — то же с илистыми отложениями.

Неравномерный режим: 11 — изменение уклона свободной поверхности в одной и той же реке с отклонением расхода воды от руслоформирующего, соответствующего равномерному режиму; 12 — то же для $d_{ср}=800$ мм; 13 — то же для $d_{ср}=450$ мм.

изменение уклонов подчиняется другому закону: уклон свободной поверхности с уменьшением $Q < Q_p$ уменьшается, а гидравлические сопротивления при этом растут.

Для потоков разных порядков это уменьшение I происходит по разным кривым, опирающимся на соответствующую кривую квазиравномерного режима. Осредненные региональные кривые рек Волги (ЛН), Оби (ОР), Сухоны (ЗИ), Поломети (ЕЖ), лотка «анти-река» (ЮК), р. Дайдо (Япония) (МН) и одной из горных рек Кавказа (ТУ) с некоторой натяжкой можно считать параллельными, т. е. подчиняющимися одному закону, но с разными параметрами a :

$$I = aQ_i^{3/4}, \text{ где } a = 50 \left(\frac{d}{B} \right)^{1,33}. \quad (2)$$

Региональные кривые справедливы для напорных граней мезоформ. Для участков течения с переката в плес, где неравномерность потока сопровождается совпадением направлений уклона дна и свободной поверхности в отличие от напорных граней мезоформ просматривается другой закон гидравлических сопротивлений (кривые ВГ — для р. Болдин-дан в Англии и Ю'К' — по опытам Ющенко). Однако наблюдений на гребневых склонах мезоформ слишком мало, чтобы найти выражение для этого закона.

Достоверность полученной зависимости $I = f(Q)$, служащей основой для расчета λ , определяется использованием натуральных и лабораторных данных во всем диапазоне параметров, соответствующих потоков всех порядков, а также увязкой решения по этой зависимости с данными Лейна, Н. И. Маккавеева и Н. А. Ржаницына.

УДК 631.459

А. Ф. КУДРЯШОВ (ЛСХИ)

ПРОЦЕСС РАЗМЫВА БОРОЗДЫ НА ПОВЕРХНОСТИ СВЯЗНОГО ГРУНТА

Взаимодействие водного потока и сложенного из связных грунтов русла изучено очень слабо. В связи с этим затруднены расчеты, связанные с эрозией почв на сельскохозяйственных угодьях, с установлением допустимых неразмывающих скоростей при проектировании каналов и др. [2, 8 и др.].

Для проведения опытов по изучению деформаций связных грунтов использовалась русловая площадка с размерами: длина — 10 м, ширина — 1,95 м. Борозда-канавка была проложена

по поверхности почвы с продольным уклоном дна и берегов, равным 0,01. Поперечное сечение пионерной канавки имело сегментную форму с размерами: ширина — 9 см, глубина — 3,3 см. Впуск воды в канавку производился через короткий лоток, направленный под углом 45° к продольной оси русловой площадки и расположенный в озеровидном углублении. Для обеспечения естественного процесса формирования уклона русла, соответствующего природным условиям, сохранялась неизменной отметка базиса эрозии — порога в конце русловой площадки. Для сходства с явлениями, наблюдаемыми на большинстве мелиорированных земель, обеспечивалось спокойное состояние водного потока. Более подробное описание экспериментальной установки и методика проведения опытов представлены в [1, 3]. В качестве связного грунта использовалась естественная почва — песок (10%), пыль (85%) и ил с глиной (5%) со средней крупностью частиц 0,06 мм.

Характеристика и описание первого опыта. С целью исключения влияния дополнительных факторов на формирование русла канавки на модель подавался непрерывно постоянный расход воды $0,267 \cdot 10^{-3} \text{ м}^3/\text{с}$. Искусственная подача наносов на входе в модель не производилась за исключением периода со 148 ч 30 мин до 149 ч 05 мин от начала опыта, когда был пущен пробный расход наносов 5,16 г/с, состоящих из того же грунта. Продолжительность первого опыта составляла 382,5 ч. Этот опыт преследовал цель получения русловых форм, свойственных натурным потокам. В начале первого опыта общий по длине русла продольный гидравлический уклон составлял 0,0095. Через 15 мин от начала опыта по всей длине русла образовались мелкие рифели правильной формы, а спустя 47 ч первоначальная форма канавки-борозды изменилась: поперечное сечение русла на верхнем участке модели вследствие оползания откосов берегов приняло вид треугольника с размерами по ширине основания 7 см, по глубине 1,5 см; на среднем участке модели русло в поперечном сечении характеризовалось размерами: ширина 16÷20 см, средняя глубина 1 см; размеры поперечного сечения русла нижнего участка модели были по ширине 14÷15 см при средней глубине 1,2 см. В средней части русла модели образовались изгибы и формы, похожие на плесовые лощины и перекаты в природных водотоках; радиус закругления для динамической оси потока в плане в среднем равнялся 1 м, изгибы чередовались по длине русла при отсутствии прямолинейных участков между ними. Глубины на образовавшихся углублениях в русле, похожих на плесовые лощины, составляли 3 см, ширина русла на участках, сходных с перекатами в натуре, достигала 24 см. На верхнем участке русла сохранились правильные гряды, на среднем и нижнем — образовались неправильные гряды, а в некоторых местах русла на нижнем участке модели наблюдалось шахматное расположение

гряд неправильной формы. На динамической оси русла поверхностная скорость в начале опыта (0÷47 ч) составляла 0,37 м/с, а число Фруда в течение опыта изменялось от 0,22 до 0,33.

Характеристика и описание второго опыта. По руслу, сформированному в первом опыте расходом воды $0,267 \cdot 10^{-3}$ м³/с и значительно врезанному в грунт вследствие выноса большого количества наносов, подавались различные по величине расходы воды и наносов (табл.). Подача и вынос наносов поддерживались равными. Числа Фруда изменялись от 0,35 до 0,41, а продольные уклоны водной поверхности — от 0,00244 до 0,00875.

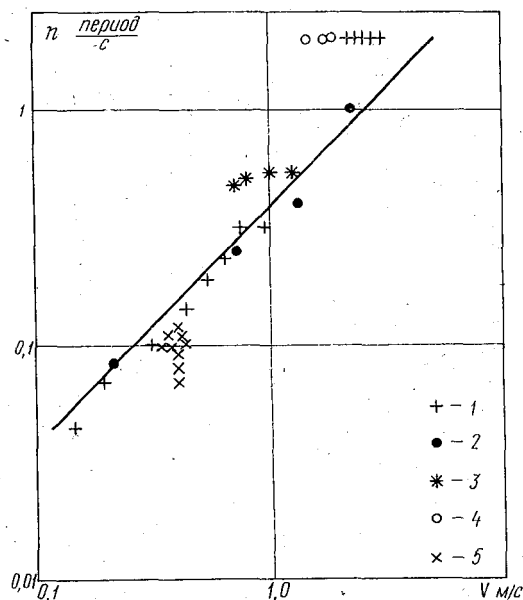
Данные опытов

Время от начала 2-го опыта, ч, мин	Расход воды (м ³ /с · 10 ⁻³) и характер ее подачи	Состав наносов и их расход (г/с)
0 ÷ 46 ч 00 мин	0,750 с перерывами на ночь	Однородный с грунтом русла $d_{cp} = 0,06$ мм
46 ч 00 мин ÷ 59 ч 30 мин	0,250 бесперывно	Разнородный с грунтом русла песок $d_{cp} = 0,8$ мм
59 ч 30 мин ÷ 70 ч 00 мин	0,750 бесперывно	—»—
70 ч 00 мин ÷ 107 ч 30 мин	0,250 бесперывно	—»—
107 ч 30 мин ÷ 118 ч 00 мин	0,750 бесперывно	—»—
118 ч 00 мин ÷ 133 ч 30 мин	0,250 бесперывно	—»—
133 ч 30 мин ÷ 148 ч 00 мин	0,500 с перерывами на ночь	Однородный с грунтом русла $d_{cp} = 0,06$ мм
148 ч 00 мин ÷ 156 ч 00 мин	0,750 бесперывно	—»—
156 ч 00 мин ÷ 188 ч 00 мин	0,500 с перерывами на ночь	Смесь однородного с грунтом русла и разнородного ($d_{cp} = 0,8$ мм), $r = 5,5$ г/с

В самом начале опыта при заполнении русла значительно бoльшим расходом воды, чем протекавшим по нему ранее, наблюдалось интенсивное расширение потока. Использование в качестве наносов разнородного с руслом грунта способствовало покрытию дна более крупными частицами, что замедляло дальнейшее углубление русла и подмыв берегов. При этом илистые частицы, содержащиеся в грунтах, проносились по всему руслу транзитом. На ряде небольших участков над под-

вальями крупных русловых форм на поверхности воды была видна незначительная рябь от течения, что при $Fg < 1$ свидетельствовало о сохранении спокойного состояния потока в русле. При малых расходах воды в русле появились осушенные и обмелевшие русловые формы, сходные с косами, побочными, грядами-рифелями в природных водотоках. Русловые деформации при малых расходах воды сводились к медленному сползанию подводных рифелей вниз по течению. Средняя по динамической оси потока поверхностная скорость за 188 ч работы модели уменьшилась от 0,27 м/с до 0,24 м/с. В ходе второго опыта было установлено влияние на русловые деформации переменных расходов воды и наносов и состава последних.

В качестве начальных условий, при которых начинало формироваться русло потока были приняты следующие: 1) форма и размеры поперечного сечения пионерной канавки-борозды; 2) продольный уклон ее дна и высота берегов; 3) направление, размеры и форма поперечного лотка, применявшегося для впуска воды на модель; 4) род, крупность частиц и свойства грунта, из которого сложены берега и дно пионерной канавки и который в качестве наносов искусственно подавался на модель. Эксперименты показали, что независимо от начальных условий окончательные формы борозды устанавливаются при достижении динамического равновесия потока и русла. На развитие руслового процесса наиболее длительное влияние оказывают продольный уклон дна и высота берегов борозды, а также свойства грунта, из которого сложены дно и берега. Наибольшей интенсивности русловые деформации достигали в том случае, когда на дне борозды формировались беспорядочные (в плане) рифели; при наличии же в русле поперечных цепей неправильных гряд русловой процесс развивался сравни-



Зависимость частоты низкочастотных пульсаций скоростей от средних скоростей водных потоков ($n = 0,004U$):

1 — по Великанову и Караушеву; 2 — по Рюмелину; 3 — по Минскому; 4 — по Филимоновой; 5 — по Гринвальду.

тельно медленно. При покрытии русла грядами, объединенными в поперечные цепи, динамическая ось потока располагается в плане по синусоиде, что способствует образованию извилистого русла при спокойном состоянии потока. В последнем случае, во-первых, происходит перенос руслоформирующих наносов по направлению придонных струй потока, которое нормально к расположению гребней гряд, а, во-вторых, вследствие асимметричной формы гряд в плане — перемещение этих наносов винтообразными вальцами в подвальях гряд вдоль цепей гряд, т. е. в поперечном к основному потоку направлении.

Частицы почвы, по которой протекают водные потоки, испытывают пульсационные нагрузки от течения. Пульсация скоростей при размыве связных грунтов изучена слабо [2, 5, 8 и др.]. Автор выполнил анализ опубликованных данных о низкочастотных пульсациях скоростей [2, 4, 5, 6, 7, 8 и др.] и установил зависимость их частоты от средней скорости потока (рис.). Разброс точек на полученной зависимости обусловлен различиями в условиях проведения исследований и техники измерений. Так, например, в опытах И. В. Филимоновой [4] фиксировалась частота пульсаций гидродинамического давления. Как видно на рисунке, наблюдается линейная зависимость частоты этих пульсаций от средней скорости водного потока.

В связном грунте силы сцепления между частицами определяют его противозерозионную устойчивость. Для несвязных частиц песков и гравия необходимо учитывать поверхностное натяжение воды σ на границе вода — песок. Коэффициент Шези для водотоков в свободных аллювиальных руслах при малой мутности определяется по формуле

$$C = (1 - m) \sqrt{\frac{\sigma \sqrt{g}}{\mu \sqrt{d_{д.н}}}}$$

где $m = 0,36$ — средний безразмерный коэффициент порозности песков и гравия в рыхлом теле; μ — динамический коэффициент вязкости воды; $d_{д.н}$ — средняя крупность частиц руслоформирующих наносов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Кудряшов А. Ф., Шакирова Э. А. О технике русловых исследований на размываемых моделях. — Записки Ленингр. СХИ. Л., изд. ЛСХИ, 1970, т. 149, вып. 2, с. 112—116.
2. Баркалова В. Д. Пульсация скоростей при размыве связных грунтов. — В кн.: Мелиорация и использование осушенных земель. Минск, Урожай, 1969, т. XVII, с. 134—136.
3. Кудряшов А. Ф., Шакирова Э. А. Приборы, оборудование и способы наблюдений при русловых исследованиях на размываемых моделях. — Записки Ленингр. СХИ. Л., изд. ЛСХИ, 1970, т. 149, вып. 1, с. 90—95.
4. Филимонова И. В. Изучение влияния твердых частиц, переносимых потоком жидкости, на его турбулентные характеристики. — В кн.: Движение неоднородных жидкостей. М., изд-во МИСИ, 1963, вып. 45, с. 10—20.

5. Великанов М. А. Пульсация скоростей в турбулентном потоке. — Известия научно-мелиоративного института. Л., 1929, вып. XVIII, с. 39—69.
6. Минский Е. М. Турбулентность руслового потока. — Л.: Гидрометеониздат, 1952. — 341 с.
7. Караушев А. В. Проблемы динамики естественных водных потоков. — Л.: Гидрометеониздат, 1960. — 392 с.
8. Гринвальд Д. И. Турбулентность русловых потоков. — Л.: Гидрометеониздат, 1966. — 192 с.

УДК 532.543

В. И. АНТРОПОВСКИЙ (ГГИ)

СВЯЗЬ ХАРАКТЕРИСТИК РУСЛОВОГО ПРОЦЕССА С КРИТЕРИЯМИ ДИНАМИЧЕСКОГО ПОДОБИЯ

При использовании в качестве расчетного («руслоформирующего») среднего из максимальных годовых расхода воды, условиям перехода руслового процесса из одного типа в другой соответствуют определенные значения средней скорости течения V , касательной силы приведенной к единице длины потока τ и удельной мощности потока N [1]. Недостатком указанных критериальных характеристик считается то, что они являются абсолютными размерными величинами. Это в известной мере затрудняет их использование. Однако имеется связь этих характеристик с критериями динамического подобия, являющимися безразмерными комплексами, широко применяемыми в теории подобия и в области моделирования.

Действительно, если среднюю скорость потока V возвести в третью степень и разделить на ускорение свободного падения g и коэффициент кинематической вязкости ν , то получим произведение чисел Фруда Fr и Рейнольдса Re :

$$\frac{V^3}{g\nu} = \frac{V^2}{g \cdot h} \cdot \frac{V \cdot h}{\nu} = Fr \cdot Re.$$

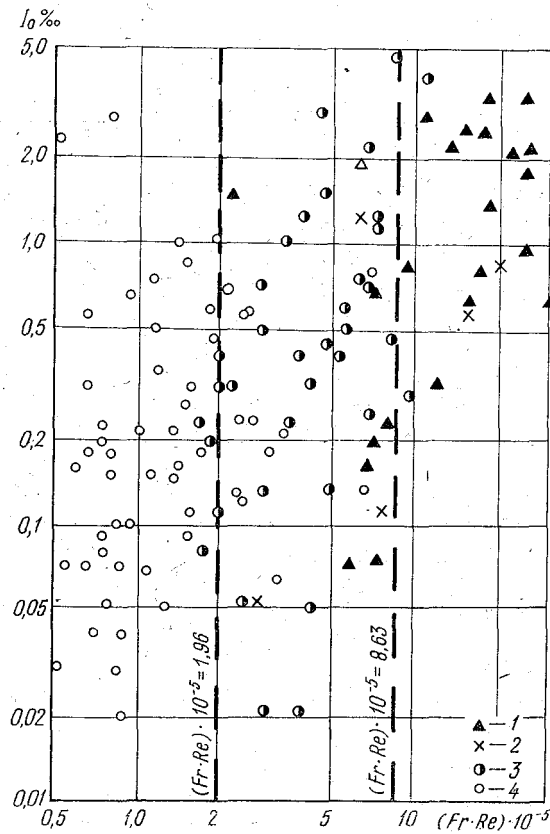
При подстановке в приведенное безразмерное выражение критериальных значений средней скорости потока (см/с), ускорения свободного падения (см/с²) и кинематического коэффициента вязкости, равного $\nu = 0,0102$ см²/с (при $t \approx 19-20^\circ \text{C}$), получаем критериальные значения произведения чисел Фруда и Рейнольдса (рис.). Так, при $V \approx 1,20-1,30$ м/с, соответствующей состоянию руслового процесса граничному между свободным и незавершенным меандрированием, находим:

$$Fr \cdot Re \approx (1,73 \div 2,20) \cdot 10^{-5}.$$

При $V \approx 2,0 \div 2,1$ м/с, соответствующей границе между русловой многорукавностью и незавершенным меандрированием, получаем:

$$Fr \cdot Re \approx (8,0 + 9,26) \cdot 10^{-5}$$

Учитывая, что транспортирующая способность потока М. А. Великановым, а в последующем и другими исследовате-



Зависимость типов руслового процесса от уклона дна долины и произведения чисел Фруда и Рейнольдса:

1 — русловая многорукавность; 2 — пойменная многорукавность; 3 — незавершенное меандрирование; 4 — свободное меандрирование.

лями, принимается также пропорциональной средней скорости потока в кубе, можно заключить о справедливости вывода, что типы руслового процесса являются внешним проявлением транспорта наносов [3].

Если выражение для касательной силы (приведенной к единице длины потока $\tau = \frac{\rho g Q I}{V} = \rho g \omega I$ умножить на соотношение $\frac{P_0}{\rho v^2}$, то указанную силу оказывается возможным представить в виде произведения некоторой постоянной ($A_1 = \gamma P_0$) на квадрат числа Рейнольдса, число Эйлера и отношение ширины потока B к средней глубине h :

$$\tau \cdot \frac{P_0}{\rho v^2} = \rho g B h \Delta p \frac{P_0}{\rho v^2} = \frac{B}{h} P_0 g \frac{V^2 h^2}{v^2} \cdot \frac{\Delta p \rho}{V^2 \rho} = A_1 \text{Re}^2 \text{Eu} \cdot \frac{B}{h}.$$

Число Эйлера, как известно [4], равно:

$$\text{Eu} = \frac{\Delta p}{\rho \cdot V^2}.$$

Здесь Δp — перепад гидродинамического давления, принимаемый в данном случае равным уклону водной поверхности потока [2]; ρ — плотность воды (кг/м^3); P_0 — сила атмосферного давления на свободную поверхность воды, равная 10,33 м вод. ст.

Интересно, что для представления касательной силы τ в безразмерном виде можно умножить ее на величину поверхностного натяжения воды (при $t = 20^\circ \text{C}$) $\sigma = 0,0727 \text{ кг/с}^2$. В этом случае τ может быть выражена через набор других критериев подобия.

Поскольку удельная мощность является произведением касательной силы, приведенной к единице длины потока, на среднюю скорость течения воды, то она также может быть представлена произведением некоторой константы и критериев динамического подобия:

$$\begin{aligned} N = \tau V &= A_1 \text{Re}^2 \text{Eu} \frac{B}{h} (g v)^{1/3} \text{Fr}^{1/3} \cdot \text{Re}^{1/3} = \\ &= A \text{Re}^{7/3} \cdot \text{Fr}^{1/3} \cdot \text{Eu} \cdot \frac{B}{h}. \end{aligned}$$

Здесь $A = A_1 (g v)^{1/3}$.

ЛИТЕРАТУРА

1. Антроповский В. И. Критериальные зависимости типов руслового процесса. — Труды ГГИ, 1972, вып. 190, с. 5—18.
2. Антроповский В. И. Наблюдения за уровнями воды и уклонами свободной поверхности потока. — В кн.: Методы изучения гидрологического режима водных объектов. Л.: Гидрометеиздат, 1982, с. 135—140.
3. Кондратьев Н. Е. и др. Русловой процесс. Л.: Гидрометеиздат, 1959. — 371 с.
4. Чугаев Р. Р. Гидравлика. — Л.: Энергия, 1970. — 552 с.

РАЗВИТИЕ РУСЛОВОГО ПРОЦЕССА НА УЧАСТКАХ ВЫЕМОК РЕЧНОГО АЛЛЮВИЯ

В последние два десятилетия в нашей стране возросла добыча из рек аллювия, используемого в качестве строительного материала, что оказало непредвиденное отрицательное влияние на реки и на инженерные сооружения, построенные в их руслах. Развивающиеся при этом прямые и обратные связи в системе «река — карьер» явились причиной процессов, для прогнозирования которых потребовалось проведение специальных исследований. Такие работы в натурных и лабораторных условиях проводятся в ГГИ.

Карьером или карьерной выемкой называется участок реки, в пределах которого извлекается речной аллювий.

По глубине и ширине карьеры соизмеримы с аналогичными размерами реки, а их длина обычно превосходит ширину реки. Ежегодный объем извлекаемого из карьера грунта на один-два порядка превосходит объем среднегодового стока влекомых наносов, компенсирующих удаленный грунт. Местоположение карьера, как правило, связывается с выпуклыми морфологическими элементами русла: гребнями перекатов, побочными, пляжами излучин, осередками, островами или с пойменными массивами и отмирающими рукавами рек. Для заполнения современных карьерных выемок за счет естественного притока наносов потребуются десятки и сотни лет. Карьер нарушает морфологическое строение реки, что ведет к изменению гидрологического и руслового режимов водотока. Степень изменения указанных режимов зависит от соотношения размеров выемки и характеристик русла реки.

По этому признаку все карьеры можно разделить на две группы — малые и большие. В первых из них при естественных уровнях воды дно карьера закрывает область водоворота, которая препятствует контакту транзитного потока с дном. Для большого карьера, наоборот, характерно наличие прямого контакта транзитного потока с дном выемки. Водоворотные зоны в этом случае примыкают к верховому и низовому откосам карьера.

Таким образом, различие в геометрических параметрах малых и больших карьеров приводит к разной кинематической структуре потока в этих выемках.

В практике существует и иной способ добычи грунта — срезка выпуклых участков продольного профиля рельефа дна на большом участке реки, длина которого может достигать, как это было на р. Иртыше у г. Омска, десятков километров.

Прямой гидрологический эффект от устройства карьера состоит в падении уровня свободной поверхности воды над карьером. Нарушение непрерывного транспорта влекомых наносов, его разрыв есть прямой эффект воздействия карьера на русловой режим реки.

В связи со снижением уровня над карьером выше него образуется кривая спада, сопрягающая поверхность воды в карьере с участком потока, где влияние карьера не сказывается. Ук-

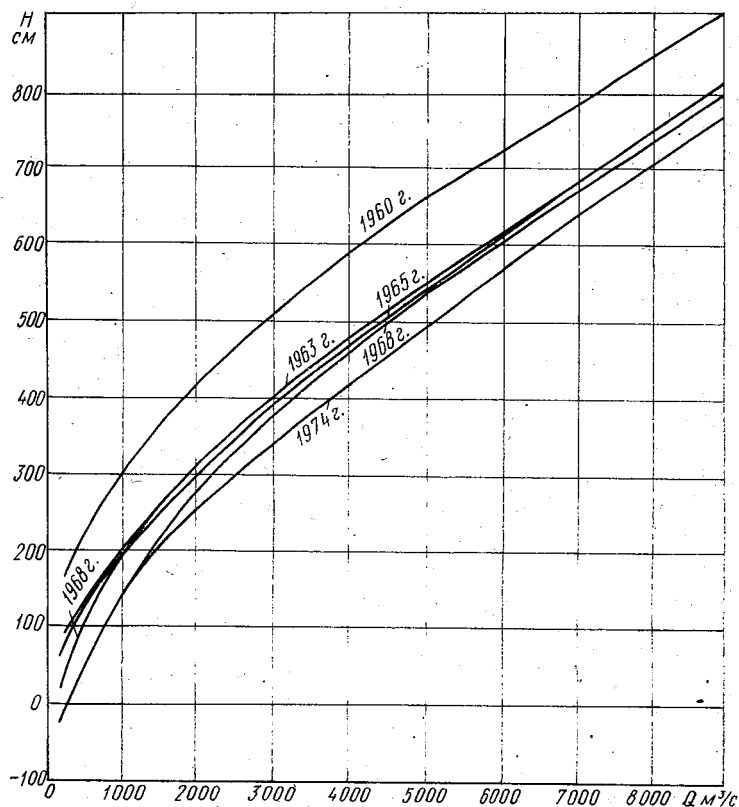


Рис. 1. Кривые связи $Q = f(H)$ на р. Томи у г. Томска.

лоны воды на участке спада возрастают, в результате чего растут и скорости потока. Последнее часто обусловлено также уменьшением сопротивления поверхности дна за счет разрушения крупнозернистого слоя русловой самоотмостки.

Снижение русловых сопротивлений, ведущее, наряду с ростом глубины и площади русла в месте карьера, к падению уровня воды — важнейшее следствие устройства карьеров.

Общее сопротивление складывается из сопротивлений зернистой шероховатости поверхности дна, сопротивления мезо-

форм (перекатов, побочней, осередков и т. п.), сопротивления русловых микроформ (гряд), сопротивлений береговой линии. Первые три вида сопротивлений вследствие разработки карьеров уменьшаются в результате того, что гряды и мезоформы часто удаляются, самоотмостка разрушается и заменяется более мелкими частицами.

Увеличение скоростей выше карьера приводит к усилению эрозионной деятельности потока, в результате чего уровень дна понижается вместе с понижением свободной поверхности. Указанное явление ведет к нарушению многолетних связей режимных характеристик не только в пределах карьера, но и на значительном удалении от него (десятки километров на средних и больших реках). Это касается в первую очередь связей расходов и уровней $Q = f(H)$, уклонов и уровней $I = f(H)$, глубин и уровней $h = f(H)$.

На рис. 1 показан пример нарушения связи $Q = f(H)$ на участке карьера в р. Томи у г. Томска. Величина снижения уровней воды р. Томи достигла 2 м. Общий объем добычи нерудного материала из этой реки превысил годовой сток наносов на несколько порядков. С 1963 г. ежегодный объем добытого грунта из русла р. Томи превосходит 1,0 млн. м³, что привело к увеличению в 3—4 раза меженных глубин на перекатах и в протоках на участке реки у г. Томска.

Изменения водного режима и геоморфологии касаются не только русла реки, но и всей долины. Снижение уровня воды в русле ведет к падению уровня грунтовых вод на пойме, в пределах пойменных террас и склонов долины. Вместе с уменьшением повторяемости затопления пойм это вызывает оползневые явления на склонах и нарушение биологического режима в долине.

Отрицательные последствия бессистемной выемки нерудного материала из русел рек можно проиллюстрировать на примере рек Украинских Карпат по данным УкрНИИГиМа.

На участке р. Стрый устроены карьеры с ежегодной выемкой гравия до 4,5 млн. м³. Посадки меженных уровней воды в районе этих карьеров в настоящее время составляют 4—5 м. Вследствие резкого возрастания продольных уклонов на рассматриваемом участке р. Стрый происходит интенсивное реформирование русла. В августе 1980 г. во время паводка на р. Стрый вследствие глубинных и плановых деформаций русла даже были выведены из строя некоторые инженерные сооружения.

Изменение уровня режима р. Стрый обусловило посадку уровня грунтовых вод на пойменных участках, что негативно сказалось на урожайности сельскохозяйственных культур.

Участки пойм, занятые под карьеры, в настоящее время заросли кустарниками и не пригодны для сельскохозяйственного

использования. До карьерных разработок пойма представляла собой хорошие сенокосные угодья.

Вследствие выемки гравийно-галечной смеси на участке слияния рек Черемош и Прут резко возросли скорости плановых деформаций русел указанных рек, что приводит к ежегодной потере плодородной земли и лесных массивов.

За период с 1945 г. до 1980 г. на участке слияния рек Черемош и Прут было добыто более 50 млн. м³ гравия.

Таким образом, устройство карьеров в реках способно привести к нарушению динамического равновесия водного и руслового режимов рек, сформировавшегося в течение последних 8—10 тысяч лет, и по своим последствиям соизмеримо с природно-климатическими изменениями, происходящими на Земле в геологических масштабах времени.

В ГГИ разработана классификация речных сооружений и мероприятий по степени их воздействия на факторы, определяющие русловой процесс [3]. В ней крупные и массовые карьеры относятся к активным сооружениям I категории, изменяющим все определяющие факторы руслового процесса; одиночные малые карьеры отнесены к сооружениям II категории, способным воздействовать лишь на отдельные характеристики определяющих факторов. При устройстве крупных карьеров могут быть нарушены условия эксплуатации всех категорий сооружений, построенных на реках — мостов, плотин, крупных водозаборов, судоходных путей, переходов трубопроводов, ЛЭП и др.

В зону влияния малых карьеров попадает меньшее, но все же довольно значительное число других видов инженерных сооружений и объектов природы.

Все это потребовало постановки в ГГИ лабораторных исследований о влиянии таких факторов на водный и русловой режимы. Эксперименты проводились на гидравлическом лотке длиной 60 м, шириной 1 м при следующих исходных данных: расход воды $Q = 30$ л/с; средняя скорость $v = 30$ см/с; средняя глубина потока над гребнями гряд $h = 10$ см; уклон водной поверхности $I = 0,0011$; расход подаваемых донных наносов $G = 0,0062$ см²/с; средний диаметр донных наносов $d_{\text{ср}} = 0,38$ мм. Транспорт донных наносов осуществлялся в виде гряд с размерами: высота $h_r = 1,5$ см, длина $l_r = 20$ см, скорость смещения $c_r = 0,007$ см/с. Режим движения потока квазиравномерный; режим движения гряд — установившийся.

При устройстве карьера выделяется три характерных участка: I — подходной участок, расположенный выше карьера; II — участок в пределах длин карьера; III — участок, расположенный ниже карьера.

При устройстве карьера высотой $h_k = 1,5h_{\text{ср}}$, длиной $l_k = 11,0h_{\text{ср}}$ наблюдаются следующие изменения в характере движения потока.

Профиль свободной поверхности принимает очертание, показанное на рис. 2. Положение A и A' соответствует начальному (мгновенному) моменту деформации русла и потока после устройства карьера. Положение B и B' отвечает состоянию деформированного русла и карьера.

На I участке средняя скорость течения вначале падает, а затем увеличивается по мере снижения горизонтов воды.

На II участке формируется сложное скоростное поле. В самом карьере образуются две кинематические зоны — водоворотная зона, примыкающая к дну карьера, и транзитная зона, которая распространяется на всю остальную толщу потока в

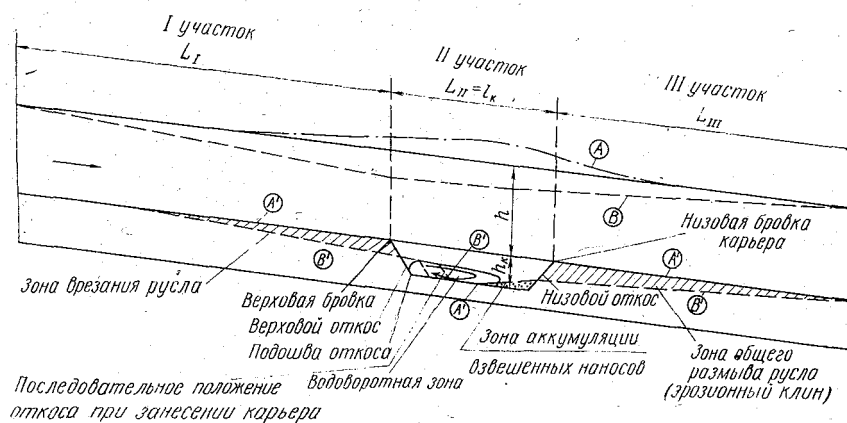


Рис. 2. Общая схема деформаций дна русла и изменения уровня воды в зоне влияния карьера:

A, A' — положение водной поверхности и дна русла в момент устройства карьера;
 B, B' — положение водной поверхности и дна русла при частичном занесении карьера наносами.

карьере — от свободной поверхности и до верхней границы указанной зоны вторичных течений.

Над верховым склоном карьера градиент осредненной продольной составляющей скорости по глубине транзитного потока u_B/u_6 , где u_6 — средняя продольная скорость по глубине потока при бытовом режиме, изменяется по длине исследуемого участка карьера от 0,90 до 0,50.

Интенсивность турбулентности потока по длине верхового откоса карьера резко возрастает и у подошвы достигает наибольшего на участке разработки русла значения, которое превышает бытовое примерно в 4 раза.

По длине карьера значения $\frac{V(\overline{u'})^2}{u_B}$, $\frac{V(\overline{v'})^2}{u_B}$, характеризующие интенсивность турбулентности потока, уменьшаются и над бровкой низового откоса они близки к бытовым.

Анализ турбулентных характеристик показал, что максимум преобразования энергии осредненного течения в энергию турбулентности наблюдается в карьере непосредственно за верховым откосом, в зоне усиленного турбулентного перемешивания. Наиболее интенсивный переход энергии пульсации к осредненному течению происходит по длине низового откоса карьера.

На III участке в створе низовой бровки карьера средняя скорость потока принимает наибольшее значение в начальный момент.

Рассмотрим общую картину деформации дна лотка и карьера на характерных участках.

На I участке в начальный момент происходит аккумуляция наносов перед карьером. Далее, по мере снижения горизонтов воды и увеличения уклонов на этом участке начинается размыв дна, зона которого распространяется вверх, против течения. В низовой части I участка в результате увеличения уклонов водной поверхности и скоростей течения размеры гряд увеличились, примерно в 1,3 раза в сравнении с их бытовыми значениями. Расход донных наносов увеличился также, примерно в 1,3 раза. Средняя величина врезания русла составила $0,15h_{\text{ср}}$. С уменьшением длины карьера величина врезания русла уменьшается.

На II участке происходит отложение наносов, поступающих с I участка. Заполнение карьера наносами происходит путем последовательного смещения вниз его верхового склона. Взвешенные наносы как самостоятельный источник занесения карьера откладываются в его нижней части.

На III участке, длина которого почти в 6 раз меньше длины I участка, происходит общий размыв русла. Участок максимального размыва примыкает к низовому откосу карьера, захватывая этот откос. По мере удаления от карьера размыв дна уменьшается: происходит увеличение расхода наносов по длине участка.

На III участке глубины увеличиваются значительно больше, чем на I участке, и достигают бытовых значений спустя некоторое время после полного занесения карьера. По абсолютному значению приращение глубин на III участке соизмеримо с высотой карьера. Эта дополнительная глубина вносит существенную долю в понижение уровня воды на характерных участках карьера.

В начале III участка в первый момент размыва нижнего откоса карьера размеры гряд увеличились больше, чем в 2 раза. В дальнейшем они приняли бытовые значения.

Рассмотрим урочный режим потока. Сразу же после устройства карьера отметки водной поверхности на II участке повысились в сравнении с бытовыми в результате перехода части кинетической энергии в потенциальную (рис. 2). Наибольшее повышение отметок дна водной поверхности наблюдалось при-

мерно на середине карьера и составило $0,08h_{\text{ср}}$. Подъем уровня воды над карьером вызвал эффект подпора на I участке на расстоянии $80h_{\text{ср}}$. На III участке уклоны водной поверхности в сравнении с бытовыми увеличились, примерно в 2 раза.

По мере размыва низового откоса карьера и участка русла, примыкающего к этому склону, уровни воды на I и II участках падают. Наибольшее падение уровня на I участке наблюдалось над кромкой верхового откоса и было равно $0,11 h_{\text{ср}}$.

Выполненные исследования указали на исключительно сложную картину перестройки потока, русла, долины при выемке аллювия из рек. Опыты на схематизированной модели одиночного малого карьера позволили установить принципиальную картину изменения структуры потока и русла при выемке. Эта картина может стать более сложной под влиянием разных ситуаций, связанных с морфологическим строением русла и инженерной деятельностью на реках. Поэтому исследования этой проблемы должны носить комплексный характер и включать в себя следующие направления.

Наблюдения на реках должны охватывать участки разного морфологического типа и учитывать региональную особенность речных территорий.

Исследования инженерного и водохозяйственного аспектов должны касаться оптимальных размеров и технологии разработки карьеров, локализации их влияния, особенно в нижних бьефах гидроузлов.

Особую значимость приобретают наблюдения за гидрологическим режимом на участках карьеров, где нарушена однородность многолетних рядов информации.

Специального решения требует природоохранный аспект проблемы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гришанин К. В. Динамика русловых потоков. — Л.: Гидрометеоздат, 1979. — 311 с.
2. Кондратьев Н. Е., Попов И. В., Смищенко Б. Ф. Основы гидроморфологической теории руслового процесса. — Л.: Гидрометеоздат, 1982. — 272 с.
3. Смищенко Б. Ф. Методы решения практических задач на основе гидроморфологической теории руслового процесса. — Труды IV Всесоюз. гидролог. съезда, 1976, т. 10, с. 376—382.

РУСЛОФОРМИРУЮЩИЕ РАСХОДЫ ВОДЫ И ИХ ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ РУСЛОВЫХ ПРОЦЕССОВ НА РЕКАХ

В системе поток — русло активной составляющей является водный поток, а форма русла и слагающие его грунты представляют собой консервативный элемент, который при определенных условиях (трудноразмываемые грунты) выступает в качестве ведущего, определяющего структуру потока. Поскольку гидравлические характеристики потока постоянно меняются во времени, его транспортирующая способность оказывается периодически достаточной или недостаточной для того, чтобы осуществлять русловые деформации. Даже в случаях, когда река врезана в скальные породы, поток во время экстремальных паводков производит транспорт валунов и глыб и изменяет рельеф речного русла. В межень такие русла покрываются отмосткой, транспорт наносов прекращается, поток осветляется, русловые переформирования затухают, русло целиком управляет потоком.

В легкоразмываемых грунтах при песчаном составе руслообразующих наносов деформации русла полностью не прекращаются. Но так как процессы руслоформирования подчиняются закону нелинейности связей (по Н. И. Маккавееву), они либо охватывают все русло, а иногда и пойму, либо сосредотачиваются в узкой стрежневой зоне потока; в первом случае они обуславливают изменения как формы русла в целом, так и всей совокупности форм руслового рельефа, а также аккумуляцию наносов на пойме и развитие пойменных протоков, во втором случае они осуществляют местные размывы или аккумуляцию наносов на гребнях и в подвальях перекатов, вызывают изменения отметок дна за счет смещения микроформ руслового рельефа. Если учесть, что в межень часть русла выходит из-под уровня воды, то различие в результатах руслоформирующей деятельности реки в разные фазы режима еще более разительно. Снижение транспортирующей способности потока на спаде паводка и в межень на несколько порядков величин создает условия, при которых формы русла и руслового рельефа, образованные потоком половодья, сравнительно медленно и лишь частично перерабатываются меженным потоком, причем эта перестройка не заканчивается к периоду следующего половодья или паводка [10]. В результате в межень они выступают (хотя и в меньшей степени, чем в руслах с галечно-валунным аллювием) в качестве ведущего элемента в системе «поток — русло».

Изменчивость условий взаимодействия потока и русла является главной причиной введения понятия руслоформирующий расход Q_f . Однако общепризнанное его определение отсутствует. В качестве такового принимаются расходы, соответствующие бровкам поймы, повторяемостью в 5—10 лет из числа наибольших измеренных в году, 1%-ной обеспеченности, средние из годовых максимальных и т. д. Подробный анализ их содержится в работах [2] и [9]. В последней предлагается определять Q_f «по среднегодовому году (50% обеспеченности по стоку)». Этот Q_f , как и другие, является «назначенным», основанным на общих представлениях о работе водного потока и не увязан с фактическим стоком наносов. Этот же недостаток присущ и предложению [3] выделять на горных реках руслоуправляемый, руслоформирующий и руслоуправляющий расходы, хотя оно больше отражает специфику транспорта галечно-валунных наносов. При этом на основе опыта устанавливаются пределы обеспеченности назначенных Q_f . Н. И. Маккавеев [10] показал, что русловые процессы представляют собой «одну из форм перемещения твердого вещества текущей водой». Такой же вывод делает Н. Е. Кондратьев [8]: «транспорт наносов следует рассматривать как содержание руслового процесса». Эти положения, а также представления о водности потока как активном факторе руслоформирования, создают предпосылки для физически обоснованного подхода к определению Q_f . По Н. И. Маккавееву, руслоформирующими являются такие расходы воды, при которых переносится (в многолетнем разрезе) максимальное количество наносов, вследствие чего их влияние на формирование русла оказывается наибольшим.

Впервые подобный подход к определению Q_f предложил Ф. Шаффернак [17], который разработал графический метод, основанный на сопоставлении кривых повторяемости уровней воды и кривых расходов донных наносов; Q_f при этом соответствует максимальным значениям произведения расхода донных наносов на его повторяемость, выраженную в координатах времени, т. е. наибольшим величинам стока наносов. Н. И. Маккавеев [10], отметил, что «расход (воды) оказывающий в течение годового цикла максимум механического воздействия на ложе реки, должен оставлять в рельефе русла наиболее существенные следы по сравнению с другими расходами». Поэтому он предложил определять Q_f , исходя из соотношения

$$R = AQ^m J, \quad (1)$$

где R — расход наносов; Q — соответствующий ему расход воды; J — уклон; A — эрозионный коэффициент, величина которого зависит от особенностей эрозионных процессов на водосборе и его физико-географических условий, увеличиваясь в степной и уменьшаясь в лесной зоне; значение показателя степени m устанавливается по кривой связи расходов воды и наносов для

опорных водопостов, построенной для среднемесячных величин и, в свою очередь, определяется их гранулометрическим составом. Это соответствует установленной Г. А. Петуховой [15] связи между составом руслообразующих наносов на реках ЕТС и среднемноголетним модулем стока воды.

Умножая показатели кривой связи $R = f(Q^m J)$ на показатели кривой повторяемости расходов $P = f(Q)$, можно получить, как и у Ф. Шаффернака, несколько максимумов произведения, которые соответствуют наибольшему объему стока наносов. Н. И. Маккавеев предложил учитывать также изменения средней скорости потока и его транспортирующей способности, которые происходят при затоплении поймы [5, 7]. С этой целью устанавливается расход, при котором начинается выход воды на пойму, и с этого момента в расчетное произведение вводится коэффициент σ , зависящий от ширины разлива. В конечном счете Q_ϕ определяется как расход, соответствующий максимальным значениям произведения $\sigma Q^m P J$, или по кривым связи

$$Q = f(\sigma Q^m P J), \quad (2)$$

где за Q_ϕ принимаются расходы, отвечающие пикам эпюры.

Предложенная Н. И. Маккавеевым методика была оценена М. А. Великановым [6], а затем вошла в официальное руководство по выправлению русел [13]; она широко использовалась многими исследователями при изучении русловых процессов на реках в разных природных условиях, в том числе при регулировании стока водохранилищами (В. В. Дегтярев, Р. С. Чалов, Н. П. Сахарюк, Б. Н. Власов, З. В. Римкус, А. Г. Ободовский и др.). Выполненное [1, 4] сопоставление результатов расчетов по методике Н. И. Маккавеева с расчетами, использующими непосредственные измерения расходов воды и наносов, где Q_ϕ определялся по максимумам кривых

$$Q = f(R J) \quad (3)$$

показали хорошую их сходимость. Действительно, если в (3) величину R заменить выражением (1), то получится искомая зависимость (2). Характерно, что количество Q_ϕ и их обеспеченность, определенные по методике Н. И. Маккавеева для полугорных рек Закавказья, оказались такими же, как и рассчитанные В. В. Ромашинным [12] по соотношению критических скоростей размыва и крупности наносов и подтвержденные многолетними стационарными наблюдениями.

Предложенная Н. И. Маккавеевым методика позволяет рассчитывать Q_ϕ для рек или их участков, которые не обеспечены сведениями о стоке наносов, т. е. выполнить его определение по данным водопостов, на которых измеряются расходы воды. Показатель степени m устанавливается на основе зависимостей (1) и, как показали исследования А. Г. Ободовского, зависит от геолого-геоморфологических условий формирования русел; благо-

даря этому возможно районирование территорий, которое позволяет принимать величину m средней для рек, характеризующихся сходными условиями руслоформирования.

Исследования русловых процессов, выполненные с использованием Q_{ϕ} для рек СССР, показали, что в зависимости от количества Q_{ϕ} при прочих равных условиях возникают вложенные друг в друга русловые формы, развитие которых происходит в разные фазы режима. На реках со свободномеандрирующим руслом количество Q_{ϕ} определяет степень сложности излучин. При прохождении только одного Q_{ϕ} они имеют наиболее простую форму, динамическая ось потока повторяет очертания излучин. Если на реке проходит три Q_{ϕ} , соответствующих пику половодья, летне-осенним паводкам и высокой межени, то образуются сложные излучины, состоящие из нескольких смежных, но имеющих меньший шаг и радиус кривизны, которые в свою очередь осложнены извилинами динамической оси потока. В разветвленном русле рукава могут меандрировать или разделяться небольшими островами на более короткие протоки. В свою очередь, каждая протока второго порядка может разделяться небольшим островом на протоки третьего порядка. Кроме того, Q_{ϕ} , проходящий при затопленной пойме, обуславливает развитие пойменной многорукавности, сопровождающей как меандрирующие, так и разветвленные русла. Б. В. Матвеев [11] и Т. М. Савцова [14] для извилистых и разветвленных русел показали, что наиболее тесные связи между гидролого-морфологическими параметрами самых крупных русловых форм коррелируются с Q_{ϕ} верхнего для каждой реки интервала.

Поскольку расчетное произведение (2) для определения Q_{ϕ} учитывает водность потока, ее колебания через повторяемость расходов воды, уклон русла, крупность наносов, ширину поймы, и, в конечном счете — условия формирования и величину стока наносов, то этот показатель в интегральном виде отражает влияние на русловой режим рек ландшафта водосбора и интенсивность развития процессов денудации, продукты которых поступают в русло. В результате Q_{ϕ} позволяют в соответствии с их количеством, обеспеченностью и соотношением с высотой поймы, выявлять самые общие пространственные изменения руслового режима рек, а через них устанавливать специфические особенности морфологии и динамики русел в различных районах. Благодаря этому разработана схема районирования территории СССР по характеру прохождения руслоформирующих расходов [16], на которой выделяются широтная зональность, связанная с наличием или отсутствием Q_{ϕ} , проходящего при затопленной пойме, и области в пределах которых до выхода воды на пойму проходит два или один Q_{ϕ} . В последнем случае области различаются по уровню прохождения или обеспеченности Q_{ϕ} . Так как от количества, обеспеченности, уровня прохождения, соотношения с высотой поймы и условий ее затопления при Q_{ϕ} зависит

сложность морфологии русла, характер и интенсивность русловых переформирований, то каждой зоне или области соответствует определенный набор форм русла и параметров, характеризующих их изменения. Например, в зонах, где имеется верхний интервал Q_{ϕ} , большинство рек отличается пойменной многорукавностью, на них формируются пологие излучины либо русла, разветвленные на рукава; в других зонах русла образуют крутые излучины, консолидированные, не расчлененные протоками поймы и реже разделяются на рукава.

Регулирование стока, изменяя естественный гидрологический режим, приводит к трансформации кривой $Q_{\phi} = f(\sigma Q^m P J)$.

Ниже гидроузлов исчезает обычно верхний интервал Q_{ϕ} , так как высокая пойма перестает затопливаться или покрывается слоем воды небольшой мощности на короткий срок. Одновременно наблюдается понижение Q_{ϕ} , проходящего при уровнях ниже бровок поймы, повышение его обеспеченности и снижение соответствующего ему уровня. Иногда происходит объединение среднего и нижнего интервалов Q_{ϕ} в единый, причем он может иметь довольно большой диапазон изменений абсолютных значений и обеспеченности, вследствие чего его воздействие на русло возрастает по сравнению с естественными условиями. Выше водохранилищ увеличивается затопляемость поймы и повышается обеспеченность Q_{ϕ} во время разливов, либо образуется новый, верхний интервал Q_{ϕ} , проходящий во время максимальных уровней половодья.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алексеевский Н. И., Власов Б. Н., Чалов Р. С. Некоторые аспекты изменения руслоформирующих расходов р. Терек. — В кн.: Водные ресурсы бассейна реки Терек и их использование. Ростов-на-Дону, 1983, с. 117—126.
2. Антроповский В. И. Гидроморфологические зависимости и их дальнейшее развитие. — Труды ГГИ, 1969, вып. 169, с. 34—86.
3. Артамонов К. Ф., Крошкин А. Н., Талмаза В. Ф. Основные принципы теории руслового процесса устойчивых русел горных рек. — В кн.: Динамика и термика рек и водохранилищ. М.: Наука, 1984, с. 139—145.
4. Бабич Д. Б., Михайлов В. Н., Морозов В. Н. Оценка руслоформирующих расходов воды в дельтах крупных рек. — Вестник МГУ, география, 1985, № 1, с. 16—20.
5. Барышников Н. Б. Морфология, гидрология и гидравлика пойм. — Л.: Гидрометеоздат, 1984. — 280 с.
6. Великанов М. А. Русловой процесс. — М.: Госфизматиздат, 1958. — 396 с.
7. Железняков Г. В. Гидравлическое обоснование методов речной гидрометрии. — М. — Л.: Изд-во АН СССР, 1950. — 163 с.
8. Кондратьев Н. Е., Попов И. В., Снищенко Б. Ф. Основы гидроморфологической теории руслового процесса. — Л.: Гидрометеоздат, 1982. — 272 с.
9. Лапшенков В. С. Прогнозирование русловых деформаций в бьефах речных гидроузлов. — Л.: Гидрометеоздат, 1979. — 240 с.
10. Маккавеев Н. И. Русло реки и эрозия в ее бассейне. — М.: Изд-во АН СССР, 1955. — 348 с.

11. Матвеев Б. В. Морфология и геолого-геоморфологические факторы развития врезанных и свободных излучин. — Автореф. диссерт. на соиск. уч. степени канд. географ. наук. М., 1985. — 20 с.
12. Ромашин В. В. Оценка руслового режима по морфологическим характеристикам. — Труды ГГИ, 1972, вып. 190, с. 48—56.
13. Руководство по проектированию коренного улучшения судоходных условий на затруднительных участках свободных рек. — Л.: Транспорт, 1974. — 310 с.
14. Савцова Т. М. Условия формирования и морфология русел рек, разветвленных на рукава. — Автореф. диссерт. на соиск. уч. степени канд. географ. наук. М., 1985, 28 с.
15. Сток наносов, его изучение и географическое распределение. — Л.: Гидрометеиздат, 1977. — 240 с.
16. Эрозионные процессы. — М.: Мысль, 1984. — 256 с.
17. Schaffernak F. Grundriss der Flußmorphologie und des Flussbaues. — Wien, Spzinger, 1950.

УДК 532.543

А. П. МОРОЗОВ (ЛГМИ)

О ПРОФИЛЕ СКОРОСТЕЙ В ЗОНЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ТУРБУЛЕНТНОГО ЯДРА ПОТОКА И ПОГРАНИЧНОГО СЛОЯ

В соответствии с последними разработками [1, 3] пограничный слой, расположенный в пристеночной области, характеризуется существенным изменением градиентов скоростей и резким затуханием турбулентных пульсаций. Значимость этих характеристик определяется в первую очередь малостью его поперечного размера.

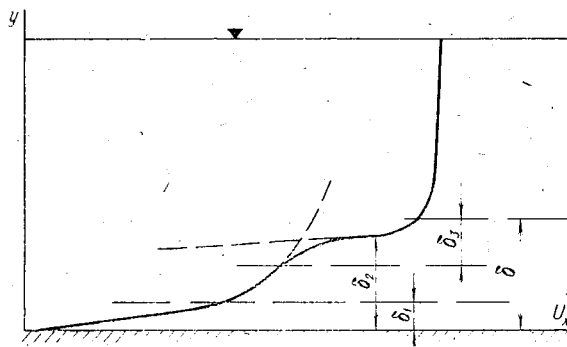
В пограничном слое наблюдается сложная структура постепенного перехода от нулевых скоростей на твердой стенке при их максимальном поперечном градиенте к значению скорости в турбулентном ядре потока с минимальным значением ее поперечного градиента. В соответствии с этим выделяется вязкий подслой с линейным распределением продольных скоростей по глубине. Смыкание профилей производится из условия равенства скоростей и их производных на границе пограничного слоя. Особую важность приобретает характер распределения скоростей между вязким подслоем и турбулентным ядром потока. Если представить его в параболическом виде, что типично для ламинарного течения, то на нижней границе в придонной области линейный профиль легко переходит в параболический, причем с увеличением критерия Re во внешнем течении граница перехода приближается к дну. Неизменность режима течения в вязком подслое при сохранении ламинарности на его верхней границе приводит к мысли о постоянстве критерия Re на его

верхней границе, что в свою очередь определяет постоянство расхода в вязком подслое.

Существенные трудности возникают при смыкании ламинарной области течения с турбулентным ядром потока. Так, например, при исследовании плоского течения вдоль вертикальной поверхности под действием силы тяжести [2] приравнивание производных скоростей на верхней границе пограничного слоя δ приводит к выражению:

$$8\left(\frac{\delta}{h}\right)^5 - 12\left(\frac{\delta}{h}\right)^6 + 6\left(\frac{\delta}{h}\right)^7 - \left(\frac{\delta}{h}\right)^8 = \frac{16\sigma\nu^4}{\beta\alpha^3\rho g^3 h^8}. \quad (1)$$

Используя выражение для турбулентной вязкости ν_t в виде [2], можно получить толщину ламинарного пограничного слоя



Распределение скоростей в пограничном слое:
 δ — толщина пограничного слоя; δ_1 — толщина вязкого подслоя; δ_2 — толщина ламинарного слоя; δ_3 — толщина буферного слоя.

из соображений ее уменьшения по поперечному размеру к дну и ограниченности ее молекулярным значением ν на границе с ламинарным слоем:

$$\delta = \frac{1,15\sigma^{0,2}\nu^{0,8}}{\beta^{0,2}\alpha^{0,6}\rho^{0,2}g^{0,6}h^{0,6}}. \quad (2)$$

Совместное решение (1) и (2) приводит к уравнению:

$$\delta^3 - 6h\delta^2 + 12h^2\delta = 0, \quad (3)$$

которое имеет лишь один действительный корень $\delta = 0$, что не является физически обоснованным.

Таким образом, при переходе от ламинарной области пограничного слоя к турбулентному ядру потока имеется еще одна область со сложным распределением скоростей. Эта область не может характеризоваться ламинарным течением, но вместе с тем не принадлежит турбулентному ядру. Анализ уравнения (1) показывает, что при одновременном наложении условий равенства скоростей и их производных на границе раздела одна

из них терпит разрыв. Таким образом, для плавного смыкания профилей скоростей на границе пограничного слоя в так называемом «буферном слое» необходимо аппроксимировать распределение скоростей профилем, имеющим точку перегиба (рис.). Этот вывод вполне согласуется с теорией образования вихрей на границе с пограничным слоем, так как подобное распределение скоростей представляет из себя вихрь.

В качестве граничных условий при математическом описании течения жидкости в буферном слое следует принять равенство скоростей и их производных на верхней границе с турбулентным ядром потока и наличие точки перегиба профиля скорости на нижней границе с ламинарным пограничным слоем.

ЛИТЕРАТУРА

1. Леонтьев А. И. Теория тепломассообмена. — М.: Высшая школа, 1979. — 491 с.
2. Морозов А. П. Гидродинамические условия стекания тонких водных пленок по плоским вертикальным поверхностям при турбулентном режиме. — В сб.: Динамика русловых потоков. Л., изд. ЛПИ, 1983. вып. 83, с. 85—93. (ЛГМИ).
3. Никитин И. К. Сложные турбулентные течения и процессы теплопереноса. — Киев: Наукова думка, 1980. — 240 с.

УДК 556.166

В. В. КОСТКО (ЛГМИ)

К ВОПРОСУ О РАСЧЕТЕ ОБЕСПЕЧЕННЫХ ЗНАЧЕНИЙ КОЭФФИЦИЕНТОВ МАКСИМАЛЬНОГО ПАВОДОЧНОГО СТОКА

В связи с интенсивным строительством различного рода гидротехнических сооружений, особенно в азиатском регионе страны, возрастают требования к обеспечению надежности их работы и, как следствие, — усиление требований к точности определения максимальных значений расходов воды и объемов стока.

Рассматриваемый вопрос о повышении точности расчетов стока (особенно дождевого) в значительной степени (если не в определяющей) связан с точностью определения расчетных коэффициентов стока. В настоящее время проблема оценки влияния морфометрических характеристик водосборов и характеристик подстилающей поверхности на максимальный сток в значительной степени решена. Вопрос же о выборе расчетных значений коэффициентов стока остается открытым. Сложность этой проблемы нашла отражение и в новом СНиПе по определению расчетных гидрологических характеристик [1]. В частно-

сти, в новой редакции СНиПа не учитывается влияние суточной суммы осадков на коэффициент стока, а для рек горных районов учитывается только регион, где протекает река, и тип почв.

Основными параметрами формулы предельной интенсивности, на которой базируется большинство существующих расчетных методов, являются средняя интенсивность осадков заданной вероятности превышения за период добегания и коэффициент стока. Проводимое в последнее время «уточнение» коэффициента стока по материалам выдающихся паводков, к сожалению, не дало ожидаемого результата, что вполне закономерно, так как ориентировка на наибольшие наблюдаемые значения этого коэффициента в пределе приводит к значению коэффициента стока, равного 1, т. е. практически к полному стеканию осадков. Подобный подход отражен в региональной формуле ДВНИИ, где указанный коэффициент принят равным 1. Но если для муссонного климата подобное допущение, в принципе, возможно, то совершенно иная картина наблюдается в условиях континентального климата, в частности Забайкалья, где коэффициенты стока за один и тот же паводок представляют весьма пеструю картину. В частности, для выдающихся паводков, наблюдавшихся в 1973 и в 1983 годах на территории Читинской области, коэффициенты стока изменялись от 0,75 до 0,21 (вероятность превышения наблюдаемых расходов воды была близка в большинстве случаев к 1—2%), для многих рек наблюдаемые значения уровней и расходов были историческими. Попытка выделить основные факторы, повлиявшие на величину коэффициента стока этих паводков, не принесла успеха. Приоритета в данном случае нельзя отдать ни почво-грунтам, ни интенсивности и сумме выпавших осадков. Наметившуюся тенденцию зависимости коэффициентов стока от уклонов русла нельзя признать удовлетворительной из-за ограниченности исходного материала.

Существующие методы расчета, при которых используются вероятные значения осадков, должны «открыть дорогу» и вероятным значениям коэффициента стока, так как в ином контексте значения коэффициентов стока теряют смысл. Реакция водосбора на осадки является в каждом конкретном случае неоднозначной и связана с огромным комплексом факторов, определяющих состояние водосбора как объекта воздействия. Эта реакция может и должна рассматриваться в вероятностном плане. Правда, встает вопрос, с помощью какой характеристики можно определить вероятную реакцию водосбора на осадки? Наиболее удобной и распространенной характеристикой является, по-видимому, объемный коэффициент паводочного стока q . Определению вероятностных значений его для рек Южного Забайкалья и посвящена эта статья.

При выборе рек, для которых были проведены расчеты, учтены следующие основные условия: а) длительность и надежность наблюдений за стоком, б) надежность данных о стокообразую-

щих осадках, в) относительная однородность физико-географических условий по бассейну реки и типичность, в смысле отражения закономерностей формирования максимального стока.

В соответствии с указанными требованиями было выбрано 10 рек Южного Забайкалья, на которых максимальный дождевой сток формируется в летне-осенний период.

Значения площадей водосборов указанных рек колеблются от 193 км² (р. Большая) до 15 600 км² (р. Чикой), уклоны русла — от 1,64‰ (р. Уда) до 25,2‰ (р. Большая). Диапазон изменения средних высот водосборов от 1520 м до 960 м над уровнем моря. Степень залесенности составила 65—95%. К особенностям подстилающей поверхности следует отнести распространение многолетней мерзлоты в бассейнах рек Чикоя и Джиды, а также малую мощность почвенного покрова на большей части этих бассейнов. Период наблюдений за стоком указанных рек изменяется от 25 до 34 лет [2].

Количество опорных метеостанций, использованных при определении сумм стокообразующих осадков, составило 10. Практически все метеостанции расположены в бассейнах исследуемых рек.

Расчет коэффициентов стока по всем рекам был выполнен для одного в году дождевого паводка, когда наблюдались максимальные за летне-осенний период расходы воды. Сумма осадков вычислялась по опорным метеостанциям.

Объем паводка определялся графически путем построения гидрографов паводка и вычислением его площади. Для большинства рассмотренных паводков характерна простая, одновершинная, форма гидрографов с резким подъемом и относительно плавным спадом. Средняя продолжительность паводков составила от 2—7 дней на малых реках до 5—15 на средних. За начало паводка принимались даты резкого увеличения расхода воды, за окончание — даты снижения расхода до предпаводочного значения при условии отсутствия осадков в период спада. При наложении двух равнозначных паводочных волн определялся суммарный объем стока. Поскольку периоды повышенной водности на реках Южного Забайкалья наблюдаются в течение почти всего летне-осеннего сезона, в некоторых случаях определение базового стока было затруднено, и срезка проводилась приближительно. Время полного стекания выпавших на водосбор осадков определялось с учетом времени добегаания осадков с отдаленных частей водосбора.

Объемные коэффициенты стока вычислялись по отношению ко всему слою осадков, без учета начальных или безусловных потерь, по выражению вида

$$\varphi = \frac{h}{H}, \quad (1)$$

где h — слой стока за паводок, мм; H — слой осадков, сформировавших данный паводок, мм.

При статистической обработке рядов применялись известные законы распределения случайных величин согласно рекомендациям СНиП 2.01 14-83 [1].

Эмпирическая ежегодная вероятность превышения коэффициента стока определялась по формуле

$$P_m [m/(n+1)] \cdot 100\%, \quad (2)$$

где m — порядковый номер членов ряда коэффициентов стока, расположенных в убывающем порядке; n — общее число членов ряда.

Параметры аналитических кривых распределения: среднее многолетнее значение коэффициента стока φ , коэффициенты вариации C_v и отношение коэффициентов асимметрии к коэффициентам вариации были рассчитаны методом моментов и параллельно, в порядке контроля, графоаналитическим методом Алексеева.

Расхождения между средними значениями ряда и коэффициентами вариации, вычисленными двумя вышеуказанными методами, оказались незначительными. Теоретические кривые распределения подбирались по параметрам, определенным методом моментов.

Принимая во внимание тот факт, что коэффициенты стока получены только для максимальных дождевых паводков, можно считать исходные ряды генетически однородными.

Была выполнена оценка выборочных значений средних величин ряда, коэффициентов вариации (при $C_s = 2C_v$) и асимметрии (табл. 1) по следующим формулам [3]:

$$\sigma_{\bar{\varphi}} = \frac{\sigma_{\varphi}}{\sqrt{n}}, \quad (3)$$

$$\sigma_{C_v} = \frac{C_v}{n + 4C_v^2} \sqrt{\frac{n(1 + C_v^2)}{2}}, \quad (4)$$

$$\sigma_{C_s} = \sqrt{\frac{6}{n} (1 + 6\sigma_{\varphi}^2 + 5\sigma_{\varphi}^4)}, \quad (5)$$

где σ_{φ} — средние квадратические отклонения коэффициента стока φ за n лет; C_v — коэффициент вариации коэффициента стока; $\sigma_{\bar{\varphi}}$, σ_{C_v} , σ_{C_s} — средние квадратические ошибки соответственно выборочных средних, коэффициентов вариации и коэффициентов асимметрии.

В результате анализа для сглаживания и экстраполяции эмпирических кривых распределения были выбраны кривые трехпараметрического гамма-распределения. Для семи рядов коэффициентов стока эти кривые были построены при соотношении C_s/C_v равным 2; для остальных соотношение принято равным 3.

Наибольшая согласованность теоретических кривых и эмпирических точек наблюдается в интервале обеспеченностей от

Таблица 1

**Параметры распределения коэффициентов паводочного стока
и их оценка**

№ п/п	Река, пункт	Метод моментов						
		$\bar{\varphi}$	σ_{φ}	$\sigma_{\bar{\varphi}}$	C_{φ}	$\sigma_{C_{\varphi}}$	C_s	σ_{C_s}
1	р. Чикой — с. Гремячка	0,26	0,12	0,020	0,48	0,07	1,02	0,47
2	р. Джида — с. Хамней	0,38	0,16	0,032	0,42	0,07	0,53	0,53
3	р. Уда — с. Хоринск	0,05	0,05	0,009	0,95	0,17	2,14	0,42
4	р. Курба — с. Новая Курба	0,10	0,06	0,011	0,60	0,09	1,23	0,46
5	р. Уда — с. Усть-Эгита	0,14	0,12	0,024	0,84	0,16	1,55	0,51
6	р. Кудун — с. Михайловка	0,10	0,07	0,014	0,74	0,12	1,33	0,50
7	р. Унго — с. Усть-Унго	0,21	0,14	0,026	0,58	0,09	1,01	0,48
8	р. Аса — с. Аца	0,33	0,15	0,027	0,45	0,07	0,60	0,48
9	р. Буй — с. Буй	0,27	0,15	0,030	0,55	0,09	0,91	0,52
10	р. Большая — с. Покровское	0,22	0,18	0,041	0,84	0,13	1,16	0,47

20 до 60%. В области малых обеспеченностей теоретические кривые хорошо соответствуют эмпирическим точкам для рек Унго, Аса, Буй и Большая. Для остальных рек эмпирические кривые в верхней части отклоняются от теоретических. Точки с наименьшими эмпирическими обеспеченностями лежат несколько выше теоретических кривых, что можно объяснить относительно коротким периодом наблюдения за стоком и, как следствие, неточным определением значений коэффициентов стока малых обеспеченностей. Для всех распределений отклонения эмпирических точек не выходят за пределы рассчитанных доверительных интервалов при 5%-ном уровне значимости [1].

Таблица 2

Крайние значения ряда коэффициентов стока дождевых паводков

№ п/п	Река, пункт	Площадь водосбора А, км ²	Крайние значения рядов коэффициентов стока φ	Период наблюдений за стоком, n лет
1	р. Уда — с. Хоринск	7850	0,01—0,24	34
2	р. Большая — с. Покровское	193	0,03—0,78	33
3	р. Уда — с. Усть-Эгита	3900	0,02—0,53	25
4	р. Кудун — с. Михайловка	3300	0,01—0,29	25
5	р. Курба — с. Новая Курба	5500	0,02—0,27	29
6	р. Унго — с. Усть-Унго	2290	0,07—0,54	29
7	р. Буй — с. Буй	935	0,10—0,63	25
8	р. Чикой — с. Гремячка	15 600	0,11—0,65	29
9	р. Аса — с. Аца	2010	0,12—0,65	30
10	р. Джида — с. Хамней	8480	0,14—0,75	25

Проведенные расчеты показывают, что коэффициенты максимального паводочного стока не являются устойчивыми и варьируют в широких пределах (табл. 2). Коэффициенты их вариации изменяются от 0,42 (р. Джида) до 0,95 (р. Уда), коэффициенты вариации максимальных расходов указанных рек несколько выше и находятся в пределах от 0,69 (р. Кудун) до 1,42 (р. Аса). Такая значительная вариация подтверждает необходимость статистического подхода при определении расчетных значений коэффициентов паводочного стока.

В результате экстраполяции кривых в область малых вероятностей были получены обеспеченные значения коэффициентов стока (табл. 3).

Таблица 3

Обеспеченные значения коэффициентов стока

№ п/п	Река — пункт	Обеспеченные значения коэффициента стока $\varphi_p\%$ при вероятностях превышения					
		0,1	1	5	10	25	50
1	р. Чикой — с. Гремячка	0,96	0,68	0,50	0,42	0,32	0,23
2	р. Джида — с. Хамней	1,00	0,85	0,68	0,59	0,47	0,36
3	р. Уда — с. Хоринск	0,33	0,22	0,14	0,11	0,07	0,04
4	р. Курба — с. Новая Курба	0,46	0,31	0,21	0,18	0,13	0,09
5	р. Уда — с. Усть-Эгита	0,79	0,54	0,38	0,30	0,19	0,11
6	р. Кудун — с. Михайловка	0,49	0,35	0,24	0,19	0,13	0,08
7	р. Унго — с. Усть-Унго	0,90	0,68	0,50	0,41	0,29	0,19
8	р. Аса — с. Аца	0,98	0,77	0,61	0,53	0,42	0,31
9	р. Буй — с. Буй	1,00	0,77	1,55	0,46	0,33	0,24
10	р. Большая — с. Покровское	1,00	0,89	0,59	0,47	0,30	0,17

При вероятности превышения близкой к 0,1% для рек Большая, Буй, Джида коэффициент стока принимает максимальное значение, равное 1, для рек Аса, Унго, Чикой, Уда приближается к единице.

Таким образом, вероятность полного стекания выпавших на водосбор осадков за время паводка очень мала.

По данным Забайкальского УГКС [2] для рек Южного Забайкалья были определены районные величины коэффициентов стока от наибольших стокообразующих осадков. Эти значения соответствуют рассчитанным средним коэффициентам стока исходных рядов, вероятность этих значений близка к 50%. Таким образом, использование этих величин при расчетах стока приводит как к занижению, так и к завышению результатов, поскольку вероятность превышения паводков и стокоформирующих осадков не одинакова и варьирует в довольно широких пределах.

Анализ наблюдаемых коэффициентов стока, рассчитанных при разных слоях выпавших осадков, показывает, что максимальные значения коэффициентов в большинстве случаев не соответствуют максимальным слоям осадков. Так, например, для

реки Аса максимальный коэффициент стока за период наблюдений получен при максимальном слое паводка ($h = 43,7$ мм) в 1973 г., сформированном осадками в 66,8 мм, при максимальном же слое осадков, равном 84,8 мм, коэффициент стока был равен 0,35, т. е. близок к среднему значению.

Для реки Буй максимальный в ряду коэффициент стока, равный 0,63, наблюдался при слое осадков 8,6 мм при паводке, прошедшем во второй декаде мая при неоттаявших почво-грунтах, что привело к значительному уменьшению инфильтрации.

На реке Большой при слое осадков 117,6 мм (максимальная сумма) коэффициент стока равен 0,07, наибольшее же значение коэффициента (0,76) наблюдалось при слое осадков 24,7 мм.

Указанные примеры свидетельствуют об отсутствии тесной связи между осадками, сформировавшими паводок, и соответствующими коэффициентами стока. Рассчитанные коэффициенты корреляции между слоями осадков и коэффициентами стока для всех рассмотренных рек близки к нулю (наибольший коэффициент корреляции равен 0,18).

Из теории условных вероятностей и методики построения условных кривых обеспеченности следует композиционный метод построения условных кривых распределения, состоящий в замене кривой распределения вероятностей переменной величины $z = f(x, y)$ кривыми распределения вероятностей x и y . В этом случае, если x и y полностью независимы, на основании теоремы умножения вероятностей

$$p(z) = p(x) \cdot p(y). \quad (6)$$

Таким образом, при условии независимости рассматриваемых осадков и коэффициентов стока и при наличии кривых их распределения, используя композиционный метод, можно получить обеспеченные значения третьей величины — объема стока. Подобный подход был предложен давно, но, к сожалению, не получил распространения [4].

Следует отметить, что полученные, практически незначимые, коэффициенты корреляции между осадками и коэффициентом стока не дают однозначного ответа о полной независимости этих величин, что затрудняет использование композиционного метода. Необходима дополнительная оценка независимости этих характеристик стока, позволяющая использовать кривые обеспеченности максимальных осадков и коэффициентов стока при расчете максимальных объемов и расходов воды на неизученных водотоках.

В целом же, по-видимому, использование вероятностных значений коэффициента стока позволит надежней и объективней рассчитывать характеристики максимального стока, особенно при использовании рек-аналогов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Определение расчетных гидрологических характеристик. — СНиП 2.01 14-83. — М.: Стройиздат, 1985. — 36 с.
2. Ресурсы поверхностных вод СССР. — Л.: Гидрометеиздат, 1975, т. 16, вып. 2. — 312 с.
3. Рождественский А. В., Чеботарев А. И. Статистические методы в гидрологии. — Л.: Гидрометеиздат, 1974. — 424 с.
4. Соколовский Д. Л. — Речной сток. — Л.: Гидрометеиздат, 1968. — 540 с.

УДК 556.536

В. А. СОКОЛОВА, Г. И. КРАВИНСКАЯ (ЛГМИ)

ТРАНСФОРМАЦИЯ ПОЛЯ СКОРОСТЕЙ РУСЛОВОГО ПОТОКА ПРИ ВЗАИМОДЕЙСТВИИ С ПОЙМЕННЫМ

При взаимодействии руслового и пойменного потоков всегда происходит трансформация полей их скоростей. Изучению этой проблемы в последние годы посвящен ряд экспериментальных исследований, детальный анализ которых выполнен в работах [1, 2]. Однако ввиду исключительной ее сложности и большого значения для народного хозяйства необходимы дополнительные экспериментальные, натурные и теоретические исследования. С этой целью в лаборатории водных исследований ЛГМИ на идеализированной модели участка реки с поймой (рис. а) были выполнены экспериментальные исследования трансформации полей скоростей руслового и пойменного потоков при их взаимодействии.

Русло реки имело сложную форму с излучинами и двухсторонней поймой. По типизации, разработанной Н. Б. Барышниковым [2], процесс на модели можно отнести к IV типу взаимодействия руслового и пойменного потоков, который часто наблюдается в естественных условиях при меандрировании русел рек и характеризуется пересечением динамических осей взаимодействующих потоков.

На модели для измерений параметров потока были выбраны четыре характерных створа (рис. а). Створы 2 и 4 расположены в местах перегиба русла, где оси руслового и пойменного потоков пересекаются под наибольшими углами α , а створы 1 и 3 — на участках, где оси потоков почти параллельны. Проведены две серии опытов при различных уровнях наполнения русла и поймы: первая — до уровня затопления бровок русла, вторая — при уровне затопления поймы на глубину 5—7 см. В процессе экспе-

риментов выполнялись измерения глубин, уклонов свободной поверхности и скоростей. Скорости измерялись гидрометрической трубкой в трех точках (0,2; 0,6; 0,8 глубины потока) на каждой из трех вертикалей, которые располагались у берегов и в середине русла.

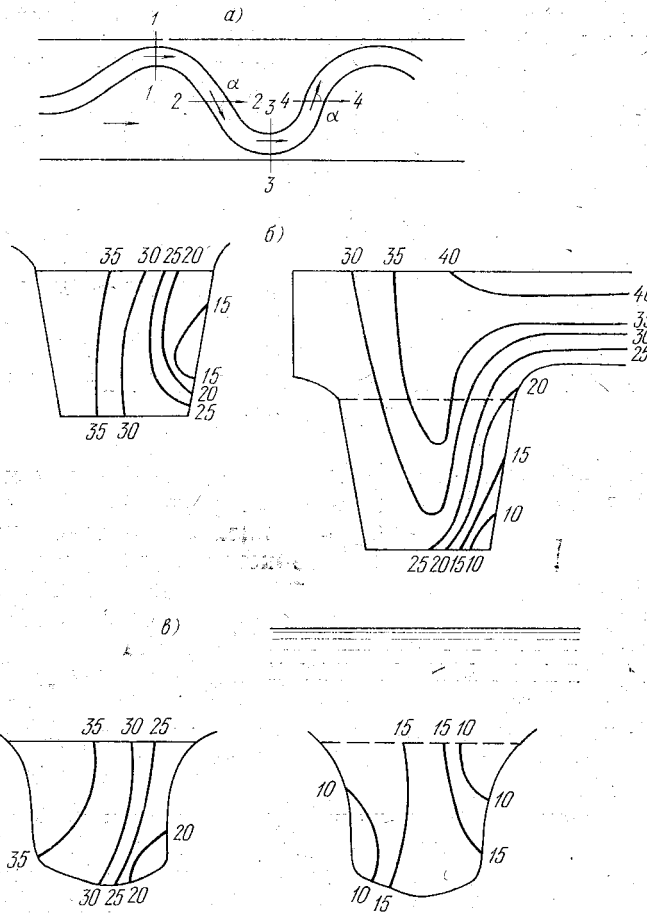


Схема установки (а) и поля скоростей при различных уровнях воды: б — в створе 1; в — в створе 3.

По результатам измерений для каждой серии опытов были построены поля изотак. В качестве примера на рис. б приведены поля скоростей для створа 1. В створе 3 картина распределения скоростей аналогичная. При наполнении русла до уровня бровок минимальные скорости находятся у выпуклого берега на поверхности потока или несколько заглублены; величина их в 2—3 раза меньше максимальных скоростей, наблюдаемых у вогнутого берега. В случае затопления поймы на глубину $h_n =$

$= (0,6 \div 0,7)h_p$ (h_p — глубина в русле) происходит трансформация полей скоростей в русловой части потока. Минимум скорости заглубляется ко дну выпуклого берега, максимальные скорости в пределах русловой части оказываются на поверхности в середине русла. Величина средней скорости в русле уменьшается на 20—25% за счет торможения руслового потока пойменным.

Этот вывод качественно совпадает с имеющимся в литературе [2] указанием на то, что при параллельности осей руслового и пойменного потоков максимум скоростей в русле уменьшается примерно на 10%.

Анализ полей скоростей, приведенных на рис. 3, показывает, что при наполнении русла до уровня бровок во втором створе наблюдается увеличение скоростей от правого к левому берегу, что объясняется положением этого створа за поворотом излучины. При затоплении поймы в русле сохраняется течение, направляемое берегами, однако, средняя скорость руслового потока уменьшается примерно в два раза. Наблюдается выравнивание скоростей по всему сечению русла. Аналогичная картина имела место и в створе 4.

Таким образом, в створах 2 и 4, для которых характерно пересечение динамических осей руслового и пойменного потоков под углом $\alpha \approx 90^\circ$, наблюдается существенное уменьшение скоростей руслового потока и полная пространственная перестройка всего скоростного поля. Это подтверждает известный вывод В. Н. Гончарова [3] о том, что при наполнениях поймы $h_n > 0,2h_p$ скоростная структура руслового потока подвержена значительному влиянию пойменного потока.

В работе сделана попытка связать трансформацию скоростного поля с коэффициентами турбулентного обмена. Режим движения потока на модели во всех сериях опытов соответствовал вполне развитому турбулентному. Числа Рейнольдса изменялись от 15 000 до 45 000. По данным о распределении скоростей по глубине потока были подсчитаны значения коэффициентов турбулентного обмена A по формуле

$$A = \frac{\rho g i y}{\frac{du}{dy}},$$

где ρ — плотность воды; y — ордината, отсчитываемая от водной поверхности; i — уклон свободной поверхности; u — местная скорость; g — ускорение свободного падения.

Анализ кривых распределения коэффициентов турбулентного обмена по глубине для створов, расположенных в местах перегиба русла, показывает, что при наполнении до уровня затопления бровок русла минимальные значения A находятся на поверхности, а максимальные — на глубине $0,4h$, уменьшаясь по мере приближения к дну потока. По экспериментальным данным

максимальное значение коэффициента турбулентного обмена в створе 1 у вогнутого берега составило величину 1,4 Па·с. При затоплении поймы характер кривых распределения коэффициента A в русле меняется. Максимум A наблюдается у дна потока, величина A возрастает, достигая у вогнутого берега значения 2,7 Па·с, что свидетельствует об усилении интенсивности турбулентного обмена и выравнивании скоростей по глубине потока.

В створах 2 и 4 при уровнях затопления бровок русла характер кривых распределения коэффициента турбулентного обмена по глубине в общих чертах такой же, как и в створах 1 и 3. Минимальные градиенты скоростей наблюдались на глубине 0,4*h* от поверхности. Им соответствует максимальная величина A , равная 1,8 Па·с. При затоплении поймы максимальные значения A наблюдаются у дна потока, а величина их уменьшается до 1,2 Па·с. Это свидетельствует об ослаблении интенсивности турбулентного обмена в основной толще потока, вызванной торможением потока в верхних слоях.

Таким образом, при параллельности динамических осей руслового и пойменного потоков с выходом воды на пойму интенсивность турбулентного обмена в русле усиливается. В случае, когда оси руслового и пойменного потоков пересекаются под углом, близким к 90°, интенсивность турбулентного обмена в русле ослабевает.

Полученные на ограниченном экспериментальном материале выводы носят качественный характер, а для разработки расчетных зависимостей необходима дополнительная информация, особенно по данным натурных наблюдений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Барышников Н. Б. Речные поймы. — Л.: Гидрометеиздат, 1978. — 152 с.
2. Барышников Н. Б. Морфология, гидрология и гидравлика пойм. — Л.: Гидрометеиздат, 1984. — 280 с.
3. Гончаров В. Н. Динамика русловых потоков. — Л.: Гидрометеиздат, 1962, с. 139—173.

УДК 556.504

Г. Н. УГРЕНИНОВ, М. Н. БАРЫШНИКОВА (ЛФМИ)

ВЕРОЯТНОСТНАЯ ОЦЕНКА КОНКУРЕНТОСПОСОБНОСТИ СРАВНИВАЕМЫХ ГИДРОМЕТРИЧЕСКИХ ПРИБОРОВ ИЛИ МЕТОДОВ

Оценка погрешностей гидрологических наблюдений и измерений довольно сложна. Этот факт нашел отражение даже в учебной литературе [3]. Методы определения точности одного

и того же вида гидрометрических работ нередко имеют принципиальные, а иногда — взаимноисключающие различия [1, 2].

В настоящее время в качестве основной характеристики точности большинство исследователей применяет среднеквадратическую погрешность измеряемой или наблюдаемой величины $X - \sigma_x$. Это несомненно конструктивный подход к оценке качества методов производства гидрометрических работ. Однако значения указанных характеристик σ_x обычно вычисляются с учетом ряда допущений и потому, как правило, существенно преувеличивают точность измерений и наблюдений, особенно в сложных гидрометеорологических условиях, не говоря уже об экстремальных. Кроме того, второй центральный момент погрешностей слабо характеризует стабильность качества получаемой информации, предрасположенность метода измерений к «выбросам» на фоне приемлемых погрешностей и т. д.

Сегодня отечественная гидрометрия, судя по многим фактам, стоит на пороге коренного приборного перевооружения. Одно из магистральных направлений этого процесса — широкое применение принципиально новых способов измерений и наблюдений, позволяющих осуществлять экспресс-оценки состояния исследуемых элементов водного режима. Известно, что такого рода оценки сопряжены в ряде случаев с недостаточной стабильностью качества измерений.

Конкурентоспособность новых приборов или методов следует проверять на естественных водных объектах, в реальной обстановке, при самых различных условиях, по возможности, включая экстремальные. Очевидно число испытаний (n) в каждой i -й серии всегда ограничено недостатком времени, техническими возможностями и т. д. Научная оптимизация таких работ позволяет до минимума сократить объем серии контрольных измерений.

При сравнении методов или приборов важно установить значение допустимой погрешности, предположим, $\Delta_{\text{доп}} = \left| \frac{\Delta}{x_{\text{эталон}}} \right| = 0,10$, где $\Delta = x - x_{\text{эталон}}$ — погрешность измерения величины X , равная в данном случае разности результата измерения испытуемым прибором и показания прибора-эталона, к примеру, x и $x_{\text{эталон}}$ — соответственно, расходы воды, измеренные методом ионного лаводка и с помощью водослива.

Обозначим заданную вероятность попадания погрешностей Δ в доверительный интервал $p_{\Delta} = p \left(\left| \frac{\Delta}{x_{\text{эталон}}} \right| \leq \Delta_{\text{доп}} \right)$, а вероятность реализации недопустимых погрешностей — $q_{\Delta} = p \left(\left| \frac{\Delta}{x_{\text{эталон}}} \right| > \Delta_{\text{доп}} \right)$. В серии из n измерений d — число результатов с погрешностями $\left| \frac{\Delta}{x_{\text{эталон}}} \right| > \Delta_{\text{доп}}$, c — число подобных результатов, которое служит верхним пределом, при котором

может быть принято решение о соответствии успешности испытания в данной серии вероятностям p_{Δ} и q_{Δ} (на языке отделов технического контроля в промышленности, c — приемочное число).

Задача сводится к определению пары значений количества измерений в серии n и приемочного числа c при заданных вероятностях p_{Δ} , q_{Δ} , контролирующих точность гидрометрических работ.

В технике, при решении сходных задач, обычно задаются значением вероятности удовлетворительного исхода t -й серии испытаний:

$$L(q_{\Delta}, n, c) \approx \beta, \quad (1)$$

где значение β обычно выбирается в интервале $0,80 \leq \beta < 1,0$ (в зависимости от уровня значимости [4, 5]).

Второе условие предлагается сформулировать так: вероятность появления $(c+1)$ -го неблагоприятного результата не должна превышать α :

$$p_n(q_{\Delta}, c+1) \leq \alpha, \quad (2)$$

где $\alpha = 0,5(1-\beta)$.

Выполнение условий (2) минимизирует вероятность ошибочного отказа от нулевой гипотезы при вполне удовлетворительном качестве испытуемого прибора. Традиционная методика оптимизации контрольной выборки [5] нацелена прежде всего на сокращение числа измерений n , что, в свою очередь, ведет к возрастанию вероятности появления $(c+1)$ -го «грубого» измерения.

Значения $L(q_{\Delta}, n, c)$ и $p_n(q_{\Delta}, c+1)$ вычисляем по биномиальной схеме:

$$L(q_{\Delta}, n, c) = \sum_{i=n-c}^{i=n} p_n(q_{\Delta}, i) = \sum_{i=n-c}^{i=n} \frac{n!}{i!(n-i)!} p_{\Delta}^i q_{\Delta}^{n-i}, \quad (3)$$

$$p_n(q_{\Delta}, c+1) = \frac{n!}{(n-c-1)!(c+1)!} p_{\Delta}^{n-c-1} q_{\Delta}^{c+1}, \quad (4)$$

где i — число удовлетворительных результатов в контрольной серии.

Поиск наивыгоднейшей пары значений n и c состоит в расчете вероятностей $L(q_{\Delta}, n, c)$ и $p_n(q_{\Delta}, c+1)$ (при заданных p_{Δ} , q_{Δ} , β и α) путем перебора неабсурдных значений n_j ; c_{jk} , где j , k — соответственно номера вариантов объема n и то же для приемочного числа c , но с учетом каждого из значений n_j . При выполнении условий (1) и (2) принимается пара значений n_0 , c_0 . Возможен случай, когда эти условия выполняются для нескольких пар значений $n_{j,0}$, $c_{j,0}$. Тогда, в целях экономии времени и средств, выбирается пара, соответствующая наименьшему объему выборки $n_0 = \min_{\langle j \rangle} n_{j,0}$.

Испытание конкурирующих приборов может привести к неопределенным результатам: например, прибор *A* удовлетворяет заданным параметрам p_Δ , q_Δ по итогам одних серий, а прибор *B* — других. Вывод о предпочтении того или иного прибора формируется исходя из его целевого назначения. Предположим, оба прибора созданы для регистрации значений гидрологического элемента *X* во всем диапазоне вариации от x_{\min} до x_{\max} . Тогда предлагается применить комплексный показатель конкурентно-способности, допустим, прибора *A*:

$$N_A = \sum_{t=1}^{t=m} J_t p_t, \quad (5)$$

где J_t принимает значения 1 или 0 в зависимости соответственно от благоприятного или неудовлетворительного результата t -й серии испытаний; $p_t = p(x_t \pm \Delta x)$ — вероятность попадания величины *X* в t -й интервал со средним значением x_t ; Δx — половина величины каждого интервала.

При расчетах по формуле (5) неизбежно приходится пользоваться усеченным распределением величины *X*, поэтому вычисление вероятностей p_t необходимо производить с учетом этого обстоятельства:

$$p_t = \frac{P(x_t - \Delta x) - P(x_t + \Delta x)}{P(x_m - \Delta x) - P(x_1 + \Delta x)}, \quad (6)$$

где $P(x_1 + \Delta x), \dots, P(x_t - \Delta x), P(x_t + \Delta x), \dots, P(x_m - \Delta x)$ — безусловные обеспеченности значений $(x_1 + \Delta x), \dots, (x_t - \Delta x), (x_t + \Delta x), \dots, (x_m - \Delta x)$, снятые с многолетней интегральной кривой распределения *X* или рассчитанные аналитически.

Предпочтение конкретному методу измерений (наблюдений) или прибору (*A*) отдается при выполнении условия

$$N_A > N_B. \quad (7)$$

Для принятия окончательного решения об эффективности прибора *A* вместе с показателем N_A всегда учитываются многие обстоятельства: стоимость прибора, портативность, источник питания, прочность и т. д.

В соответствии с изложенной схемой, определим для ее иллюстрации оптимальную пару значений n_0 и c_0 при $p_\Delta = 0,70$; $q_\Delta = 0,30$; $\beta = 0,85$; $\alpha = 0,075$. Результат: $n_0 = 7$; $c_0 = 3$.

Предлагаемый вариант оптимизационного расчета вносит определенность в назначение объема испытаний гидрометрических методов или приборов и намечает пути объективной количественной оценки результатов. В данной работе представлена лишь принципиальная схема оптимизации, в достаточной мере гибкая в зависимости от заданных условий.

ЛИТЕРАТУРА

1. Железняков Г. В., Данилович Б. Б. Точность гидрологических измерений и расчетов. — Л.: Гидрометеониздат, 1966. — 240 с.
2. Карасев И. Ф. Речная гидрометрия и учет водных ресурсов. — Л.: Гидрометеониздат, 1980. — 310 с.
3. Карасев И. Ф., Шумков И. Г., Гидрометрия. — Л.: Гидрометеониздат, 1985. — 384 с.
4. Рождественский А. В., Чеботарев А. И. Статистические методы в гидрологии. — Л.: Гидрометеониздат, 1974. — 424 с.
5. Смирнов Н. В., Дунин-Барковский И. В. Курс теории вероятностей и математической статистики для технических приложений. — М.: Наука, 1969. — 512 с.

УДК 556.536

Н. П. ПЛОТКИНА, Г. В. РЯБОВА (ЛГМИ)

ВЛИЯНИЕ ПОЙМЕННЫХ ПОТОКОВ НА СОПРОТИВЛЕНИЯ ДВИЖЕНИЮ РУСЛОВЫХ ПОТОКОВ

Проблема гидравлических сопротивлений является одной из основных при расчетах пропускной способности русел. Для характеристики сопротивлений принимаются различные коэффициенты: λ , C , n или уклон водной поверхности [1]. Все эти параметры взаимосвязаны, поэтому от величины одного из них можно перейти к значениям других с помощью простейших формул.

Как правило, при лабораторных исследованиях используется значение коэффициента сопротивления λ , а для оценки сопротивления естественных русел коэффициенты шероховатости обычно определяют по таблицам и описательным характеристикам сопротивлений русел и пойм. Как известно [2], таблицы Срибного, Чоу и Бредли являются наиболее полными, но они составлены на ограниченной по объему исходной натурной информации.

Например, таблица Срибного включает в себя всего девять позиций для определения коэффициентов шероховатости русла и только шесть — для поймы. Причем их качественное описание допускает субъективизм в определении коэффициентов шероховатости, а значения последних изменяются для поймы от 0,05 до 0,200, и для русел — от 0,025 до 0,133. В 1960 г. Срибный [4] уточнил таблицу коэффициентов n , введя для горных рек в качестве дополнительного параметра уклон водотока.

Коэффициенты шероховатости характеризуют различные виды сопротивления движению потоков, что недостаточно полно учитывается указанными таблицами. Впервые на это указал Ко-

ван [5], предложивший определять коэффициенты шероховатости по формуле

$$n = (n_0 + n_1 + n_2 + n_3 + n_4) m_5, \quad (1)$$

где n_0 — коэффициент шероховатости русла с однородной поверхностью из естественного материала; n_1, n_2, n_3, n_4, m_5 — коэффициенты, учитывающие соответственно: неоднородность поверхности; изменение по длине формы и размеров сечения, т. е. неравномерность движения; влияние препятствий, т. е. местных сопротивлений; влияние растительности; влияние искривления русла, т. е. меандрирование.

Н. Б. Барышников [1], выполнив анализ методов определения коэффициентов шероховатости, предложил для их расчета следующие выражения:

$$n = n_0 + \sum_{i=1}^{i=m} \Delta n_i, \quad (2)$$

где $\sum_{i=1}^{i=m} \Delta n_i = \Delta n_1 + \Delta n_2 + \Delta n_3 + \dots + \Delta n_m$; n_i — добавочные значения коэффициентов шероховатости; Δn_1 — учитывает увеличение сопротивления естественных русел по сравнению с каналами; $\Delta n_2, \Delta n_3, \Delta n_4, \Delta n_5, \Delta n_6, \Delta n_7$ учитывают соответственно неравномерность движения, неустановившийся режим, растительность (на берегах и в русле), искривление руслового потока, взаимодействие руслового и пойменных потоков, наличие водоворотных зон.

На основе таблиц Срибно, Чоу и Бредли была предложена таблица [1] для определения значений Δn_i . Установлено, что коэффициенты шероховатости изменяются с глубиной наполнения русла и поймы.

Уменьшение коэффициентов шероховатости с увеличением глубины потока нельзя рассматривать как универсальную зависимость. Коэффициент шероховатости увеличивается, например, с увеличением уровня воды при зарастании берегов русла, образовании на откосах каналов песчаных волн, под воздействием пойменного потока и в других случаях.

Слияние отдельных проток на пойме также приводит к резким, иногда скачкообразным изменениям значений n . Особенно велико влияние на коэффициенты шероховатости эффекта взаимодействия руслового и пойменных потоков. Для учета воздействия этого эффекта были получены расчетные зависимости вида

$$\frac{n_p}{n_{p,6}} = f\left(\frac{h_p}{h_{p,6}}, \alpha\right); \Delta n_n = f\left(\frac{h_p}{h_{p,6}}, \alpha, \frac{B_n}{B_p}\right). \quad (3)$$

Однако теснота этих связей, как указывает их автор [2], является недостаточной, что приводит к необходимости дальнейшего совершенствования расчетной методики. Так же нуждаются

ся в уточнении значения коэффициентов шероховатости русел (n_p), определяемые по одной из таблиц (Срибного и др.).

Одним из основных параметров, учитывающим влияние морфометрических характеристик русел и пойм и их изменение по длине реки на сопротивление движению потоков, в методике Барышникова принято взаимное расположение динамических осей руслового и пойменного потоков, характеризуемое углом между ними (α). Методика определения этого угла основана на допущении равенства углов между динамическими осями потоков углам между геометрическими осями русла и поймы.

Как известно, Н. Б. Барышниковым [2] разработана типизация процессов взаимодействия руслового и пойменного потоков, в соответствии с которой выделено пять их типов. На основе анализа исходных данных по 24 рекам Верхне-Волжского УГКС было установлено, что на этих реках наблюдается четыре типа взаимодействия потоков: на 12 из них — третий тип, на 8 — второй, на 3 — четвертый и только на одной — первый.

Из-за низкой точности исходной информации, в частности недостаточной детализации планово-высотных данных, часто возникали затруднения в определении угла α , особенно при его малых значениях. Например, на р. Оке у с. Половское сначала наблюдается постоянство, а при увеличении уровней — небольшое сужение поймы ниже створа измерений. Но угол α мал, что позволяет отнести процесс взаимодействия потоков как к третьему, так и к первому типам. Это подтверждается и анализом характера изменения средних скоростей в русловой части потока. Так, при уровнях затопления бровки прируслового вала наблюдается уменьшение его средних скоростей, что соответствует как первому, так и третьему типам взаимодействия потоков.

Второй тип взаимодействия потоков, как известно, характеризуется интенсивным увеличением скоростей и расходов воды в русловой части потока с ростом уровней. В качестве наиболее яркого примера можно привести р. Пьяну у д. Камкино, где наблюдается четвертый (по второму) тип взаимодействия потоков, характеризующийся резким увеличением интенсивности изменения скоростей руслового потока под воздействием пойменного. Так, до выхода воды на пойму скорости руслового потока при росте уровней на 40 см увеличились только на 0,01 м/с, т. е. на 2,4%. При выходе воды на пойму за счет эффекта взаимодействия руслового и пойменного потоков интенсивность изменения скоростей резко возросла и при росте уровней на 40 см, скорости увеличились на 0,35 м/с, т. е. на 30,4%.

При третьем типе взаимодействия наблюдается торможение руслового потока пойменным. Например, на р. Линде у с. Васильково средние скорости в русловой части потока до затопления поймы увеличиваются от 0,23 м/с до 0,67 м/с, а после ее затопления уменьшаются до 0,43 м/с.

На кафедре гидрометрии для всех четырех типов взаимодействия потоков были получены достаточно надежные графические зависимости

$$\frac{V_p}{V_{p,6}} = f\left(\frac{h_p}{h_{p,6}}, \alpha\right). \quad (4)$$

Их корреляционные отношения и средние квадратические отклонения при глубинах $h_p/h_{p,6} = 1,10$; $h_p/h_{p,6} = 1,25$; $h_p/h_{p,6} = 1,50$ соответственно равны [2] $\eta = 0,98$; $\sigma = 0,38$; $\eta = 0,95$; $\sigma = 0,42$; $\eta = 0,96$; $\sigma = 0,52$.

Для уточнения расчетных зависимостей (4) и их дополнительной оценки была так же использована независимая исходная информация по 24 рекам Верхне-Волжского УГКС. Выпол-

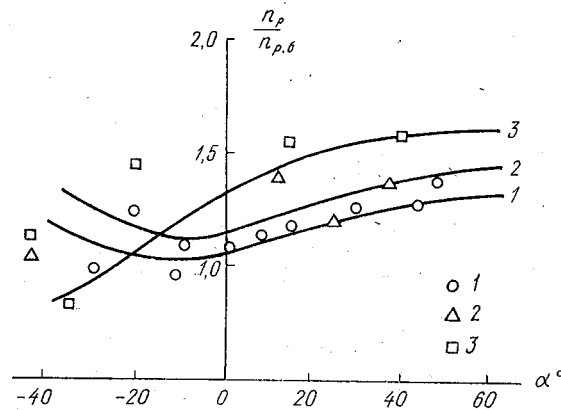


Рис. 1. Кривые $n_p/n_{p,6} = f(h_p/h_{p,6}, \alpha)$:
1 — $h_p/h_{p,6} = 1,10$; 2 — $h_p/h_{p,6} = 1,25$; 3 — $h_p/h_{p,6} = 1,50$.

ненный анализ показал, что отклонения натуральных данных от расчетных кривых не превышают 12%, что находится в пределах точности измерений паводочных расходов воды на пойменных гидростворах. Следовательно, зависимости могут быть рекомендованы для практических расчетов.

Однако и в этом случае остается открытым вопрос о расчете значений средних скоростей руслового потока (V_p) при уровнях, предшествующих уровням выхода воды на пойму.

Для оценки расчетных зависимостей $n_p/n_{p,6} = f(h_p/h_{p,6}, \alpha)$ была использована исходная информация по тем же рекам (рис. 1). В основу расчетов положена формула Шези-Павловского.

Результаты контрольных расчетов коэффициентов шероховатости по этим зависимостям следует признать удовлетворительными. Отклонения исходных данных от расчетных кривых не превышают 13%.

Таким образом, результаты контрольных расчетов указывают на необходимость учета эффекта взаимодействия руслового и пойменного потоков, характеризуемого значением угла α . Следовательно, представляется целесообразным при уровнях, превышающих уровни затопления пойм, введение в расчетные таблицы в качестве дополнительных факторов параметров α и $h_p/h_{p,б}$.

С этой целью были выполнены расчеты значений $\Delta n_p = n_p - n_r$ по 24 исследуемым рекам и построены графические зависимости $\Delta n_p = f(\alpha)$ для каждого расчетного значения относительных глубин ($h_p/h_{p,б} = 1,10$; $h_p/h_{p,б} = 1,25$; $h_p/h_{p,б} = 1,50$).

Как видно на рис. 2, приведенная зависимость $\Delta n_p = f(\alpha)$, полученная на основе таблицы Срибного при $h_p/h_{p,б} = 1,10$, до-

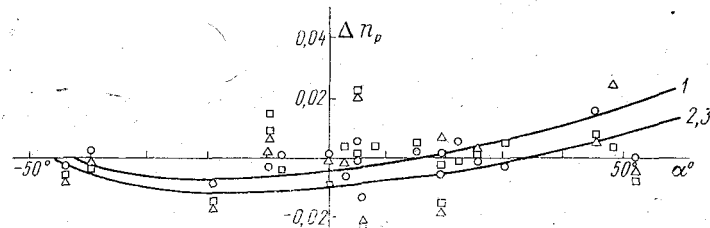


Рис. 2. Кривые $\Delta n_p = f(\alpha)$ при $h_p/h_{p,б} = 1,10$:
1 — по Срибному; 2 — по Чоу; 3 — по Бредли.

статочно тесная. Наибольшие отклонения значений Δn_p от расчетных кривых при всех относительных глубинах не превышают 0,008, что составляет 20% от величины коэффициента шероховатости, определенного по натурным данным. В то же время значения поправок к коэффициентам шероховатости Δn_p являются значимыми и при положительных углах α достигают 0,02, а при отрицательных — 0,01.

Зависимости $\Delta n_p = f(h_p/h_{p,б}, \alpha)$ также были получены на основе исходной информации и таблиц Чоу и Бредли. Как показал дополнительный анализ, их можно объединить в одну кривую (рис. 2, кривая 2). Однако эти зависимости менее тесные, чем аналогичные, но полученные на основе таблиц Срибного. Отклонения точек, соответствующих данным натурных измерений от расчетных кривых (при разных значениях относительных глубин достигают 0,03, что свидетельствует о недостаточной информативности таблиц Чоу и Бредли и необходимости их совершенствования).

Таким образом, для расчетов коэффициентов шероховатости речных русел при уровнях превышающих уровни затопления пойм может быть рекомендована методика их расчетов по описательной характеристике русел и таблице Срибного, при условии введения поправок к значениям коэффициентов шероховатости, получаемым по зависимостям $\Delta n_p = f(h_p/h_{p,б}, \alpha)$.

В то же время приемлемые результаты расчетов коэффициентов шероховатости русел могут быть получены на основе зависимостей (3). Однако в этом случае необходимы дополнительные проработки, направленные на совершенствование методики вычисления величин параметров $n_{p,6}$. Последние, как известно, определяются по таблицам Срибного и описательным характеристикам сопротивлений русел, что допускает большой субъективизм и может привести к дополнительным ошибкам расчетов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Барышников Н. Б. Речные поймы (морфология и гидравлика). — Л.: Гидрометеоздат, 1978. — 152 с.
2. Барышников Н. Б. Морфология, гидрология и гидравлика пойм. — Л.: Гидрометеоздат, 1984. — 280 с.
3. Железняков Г. В. Пропускная способность русел каналов и рек. — Л.: Гидрометеоздат, 1981. — 310 с.
4. Срибный М. Ф. Нормы сопротивления движению естественных водотоков и расчет отверстий больших мостов. — М.-Л.: Госстройиздат, 1932. — 148 с.
5. Чоу В. Т. Гидравлика открытых каналов. — М.: Стройиздат, 1969. — 464 с.

СОДЕРЖАНИЕ

Введение	3
<i>Н. Б. Барышников.</i> Современное состояние и перспективы развития теории русловых процессов	5
<i>И. Ф. Карасев.</i> Оптимальная густота и принципы размещения сети пунктов гидрологических наблюдений	9
<i>В. В. Коваленко, А. В. Илларионов, А. Ю. Сало.</i> Экспериментальное исследование автоколебаний безнапорных потоков	17
<i>И. В. Попов.</i> О терминах «динамика русловых потоков» и «русловой процесс»	20
<i>Д. И. Гринвальд, В. И. Никора, В. Ф. Кузьмин.</i> О распределении некоторых характеристик турбулентности по глубине речных потоков	22
<i>Г. В. Железняков, Ю. Л. Пейч.</i> О динамическом равновесии речных наносов в придонном слое	28
<i>А. Р. Константинов, Н. Н. Болотов, Е. Ю. Дивногорская.</i> К вопросу о расчете температуры поверхности водоемов по данным метеорологических наблюдений	36
<i>И. П. Спицын.</i> Техничко-экономическое обоснование конструктивных решений пленочного оросителя градирен	40
<i>А. Ю. Сидорчук.</i> Условия формирования разветвленного русла Верхней Оби	45
<i>Е. С. Субботина.</i> Влияние эффекта взаимодействия руслового и пойменного потоков на коэффициенты Буссинеска и Кориолиса	50
<i>В. А. Иванов.</i> Условия залегания мерзлоты в долине р. Таз и русловые процессы	53
<i>Д. И. Исаев.</i> Расчет коэффициентов шероховатости пойм	59
<i>Т. Н. Максимова, В. Г. Орлов.</i> Максимальный весенний сток рек восточной части Ленинградской области	62
<i>Р. М. Рублевская.</i> О возможности применения методики расчета пегель на кривых расходов воды для рек с деформируемыми руслами.	64
<i>П. М. Боголюбов, В. И. Игнатьев, М. М. Усенков.</i> Измерительный преобразователь элементарного расхода при неустановившемся движении потока	67
<i>С. А. Лавров, Т. И. Прокофьева, Н. М. Химин.</i> Роль гистерезиса основной гидрофизической характеристики в процессе влагопереноса в зоне аэрации	71
<i>А. А. Левашов, Г. Н. Михайлов, Н. А. Шабалин.</i> К оценке эффекта отражения водных потоков при их взаимодействии и набегании на препятствие	76
<i>С. Л. Галактионов.</i> Пропускная способность русел с поймами в створах мостовых переходов (на примере рек Приморского края)	80
<i>Н. С. Знаменская, Ю. С. Ющенко.</i> Связь гидравлических сопротивлений речных русел с масштабными превращениями русловых форм	84

А. Ф. Кудряшов. Процесс размыва борозды на поверхности связанного грунта	88
В. И. Антроповский. Связь характеристик руслового процесса с критериями динамического подобия	93
Б. Ф. Смищенко, Г. Г. Месерлянс. Развитие руслового процесса на участках выемок речного аллювия	96
Р. С. Чалов. Руслоформирующие расходы воды и их значение для изучения русловых процессов на реках	103
А. П. Морозов. О профиле скоростей в зоне взаимодействия турбулентного ядра потока и пограничного слоя	108
В. В. Костко. К вопросу о расчете обеспеченных значений коэффициентов максимального паводочного стока	110
В. А. Соколова, Г. И. Кравинская. Трансформация поля скоростей руслового потока при взаимодействии с пойменным	117
Г. Н. Угенинов, М. Н. Барышникова. Вероятностная оценка конкурентоспособности сравниваемых гидрометрических приборов или методов	120
Н. П. Плоткина, Г. В. Рябова. Влияние пойменных потоков на сопротивление движению русловых потоков	124

Межвузовский сборник научных трудов, вып. 98

ДИНАМИКА РУСЛОВЫХ ПОТОКОВ

Редактор *З. Б. Ваксенбург*
Корректор *Л. В. Зорина*

Сдано в набор 06.05.87. Подписано в печать 19.10.87. М-23259.
Формат бумаги 60×90¹/₁₆. Бумага тип. № 2. Лит. гарн. Печать высокая.
Печ. л. 8,6. Уч.-изд. л. 9,0. Тираж 400 экз. Темплан 1987 г., поз. 262.
Зак. 265. Цена 1 р. 40 к.

ЛПИ имени М. И. Калинина. 195251, Ленинград, Политехническая ул., 29.

Типография ВНИИГ имени Б. Е. Веденеева.
195220, Ленинград, Гжатская ул., 21.

УДК 566.537

Современное состояние и перспективы развития теории русловых процессов. Барышников Н. Б. Сборник научных трудов (межвузовский) «Динамика русловых потоков». Л., изд. ЛПИ, 1987, вып. 98, с. 5—9. (ЛГМИ).

В статье рассмотрено современное состояние теории русловых процессов. Вскрыты недостатки и отмечены достоинства двух подходов: гидроморфологического и гидродинамического. Намечены пути дальнейших исследований.

Библ. 9.

УДК 556.543

Оптимальная густота и принципы размещения сети пунктов гидрологических наблюдений. Карасев И. Ф. Сборник научных трудов (межвузовский) «Динамика русловых потоков». Л., изд. ЛПИ, 1987, вып. 98, с. 9—16. (ЛГМИ).

Сформулированы количественные критерии оптимизации гидрологической сети применительно к изучению режимных характеристик стока и получению оперативно-прогностических данных.

В режимном варианте используются корреляционно-статистические характеристики полей гидрологических элементов и структуры гидрографической сети (порядки речных потоков). Установлены критериальные площади водосбора для равнинных зон Советского Союза, которые могут быть распространены и на другие регионы при аналогичных ландшафтно-климатических условиях.

Применительно к решению оперативно-прогностических задач указаны оптимальные соотношения для выбора бассейнов-предикторов и полноты гидрометрического контроля стока при расчете русловых водных балансов.

Табл. 1. Илл. 2. Библ. 2.

УДК 543.532

Экспериментальное исследование автоколебаний безнапорных потоков. Коваленко В. В., Илларионов А. В., Сало Ю. А. Сборник научных трудов (межвузовский) «Динамика русловых потоков». Л., изд. ЛПИ, 1987, вып. 98, с. 16—19. (ЛГМИ).

Рассматриваются результаты экспериментальных исследований по выявлению низкочастотных пульсаций скорости в открытых потоках.

Табл. 1. Илл. 2. Библ. 3.

УДК 556.543

О терминах «динамика русловых потоков» и «русловой процесс». Попов И. В. Сборник научных трудов (межвузовский) «Динамика русловых потоков». Л., изд. ЛПИ, 1987, вып. 98, с. 20—22. (ЛГМИ).

Рассматриваются вопросы, связанные с терминологией, используемой в теории русловых процессов.

Библ. 1.

УДК 556.536

О распределении некоторых характеристик турбулентности по глубине речных потоков. Гринвальд Д. И., Никора В. И., Кузьмин В. Ф. Сборник научных трудов (межвузовский) «Динамика русловых потоков». Л., изд. ЛПИ, 1987, вып. 98, с. 22—28. (ЛГМИ).

В результате обобщения данных натурных измерений на рр. Днестр, Турнчук, Риони, Цхенисцкали и др. получены эмпирические зависимости интенсивности турбулентности и диссипации энергии отдельно для участков с ровным и грядовым дном. Найденные зависимости могут быть использованы для оценки интенсивности турбулентности и диссипации энергии по гидрометрическим данным, а также при разработке математических моделей речной турбулентности.

Табл. 1. Илл. 1. Библ. 12.

УДК 556.536

О динамическом равновесии речных наносов в придонном слое. Железняков Г. В., Пейч Ю. Л. Сборник научных трудов (межвузовский) «Динамика русловых потоков». Л., изд. ЛПИ, 1987, вып. 98, с. 28—36. (ЛГМИ).

В статье рассмотрены вопросы подвижности речных наносов и их динамического равновесия в придонном слое. Показано, что «закон Эри» занижает величину размывающей скорости во всем диапазоне чисел Рейнольдса. Определена характерная гидравлическая крупность донных наносов, ее связь с максимальными значениями скорости и ускорениями частиц при взвешивании в потоке. Уточнены зависимости к определению размывающей и размывающей донной скорости потока применительно к несвязным грунтам.

Илл. 1. Библ. 11.

УДК 556.131.112

К вопросу о расчете температуры поверхности водоемов по данным метеорологических наблюдений. Константинов А. Р., Болотов Н. Н., Дивногогорская Е. Ю. Сборник научных трудов (межвузовский) «Динамика русловых потоков». Л., изд. ЛПИ, 1987, вып. 98, с. 36—39. (ЛГМИ).

Рассматриваются вопросы расчета среднемесячной температуры поверхности водоемов разной глубины. Приведен новый график для расчета среднемесячной амплитуды температуры поверхности водоема за безледоставный период.

Делается вывод о целесообразности использования нового способа расчета температуры поверхности малых и средних водоемов.

Илл. 1. Библ. 4.

УДК 532.543

Технико-экономическое обоснование конструктивных решений пленочного оросителя градирен. Спицын И. П. Сборник научных трудов (межвузовский) «Динамика русловых потоков». Л., изд. ЛПИ, 1987, вып. 98, с. 40—45. (ЛГМИ).

Предлагается формула для определения площади орошения градири на один МВт тепловой нагрузки в зависимости от конструктивных и режимных параметров оросителя, которая используется при технико-экономических расчетах градирен.

Приводятся примеры технико-экономической оценки некоторых конструктивных решений плечного оросителя по минимуму условных приведенных затрат.

Табл. 2. Илл. 2. Библ. 3.

УДК 556.543

Условия формирования разветвленного русла Верхней Оби. Сидорчук А. Ю. Сборник научных трудов (межвузовский) «Динамика русловых потоков». Л., изд. ЛПИ, 1987, вып. 98, с. 45—50. (ЛГМИ).

Исследуются условия формирования разветвленного русла Верхней Оби. Указывается, что многообразие русловых форм является следствием сочетания большого количества природных факторов, благоприятствующих формированию сложного разветвленного русла.

Табл. 1. Илл. 1. Библ. 7.

УДК 556.536

Влияние эффекта взаимодействия руслового и пойменного потоков на коэффициенты Буссинеска и Кориолиса. Субботина Е. С. Сборник научных трудов (межвузовский) «Динамика русловых потоков». Л., изд. ЛПИ, 1987, вып. 98, с. 50—53. (ЛГМИ).

Рассматривается изменение коэффициентов Буссинеска и Кориолиса под влиянием эффекта взаимодействия руслового и пойменного потоков при V типе их взаимодействия.

Илл. 1. Библ. 5.

УДК 556.535.6

Условия залегания мерзлоты в долине р. Таз и русловые процессы. Иванов В. А. Сборник научных трудов (межвузовский) «Динамика русловых потоков». Л., изд. ЛПИ, 1987, вып. 98, с. 53—58. (ЛГМИ).

В статье рассматривается вопрос размыва вогнутых берегов излучин, сложенных мерзлыми грунтами; излагаются особенности распространения мерзлоты и связанные с этим криогенные процессы в долине р. Таз.

Табл. 1. Библ. 3.

УДК 556.536

Расчет коэффициентов шероховатости пойм. Исаев Д. И. Сборник научных трудов (межвузовский) «Динамика русловых потоков». Л., изд. ЛПИ, 1987, вып. 98, с. 59—62. (ЛГМИ).

В статье приведена методика расчета коэффициентов шероховатости пойм с учетом ряда особенностей их морфологического строения.

Илл. 1. Библ. 6.

УДК 556.166

Максимальный весенний сток рек восточной части Ленинградской области. Максимова Т. Н., Орлов В. Г. Сборник научных трудов (межвузовский) «Динамика русловых потоков». Л., изд. ЛПИ, 1987, вып. 98, с. 62—64. (ЛГМИ).

Рассмотрены максимальные весенние расходы на реках востока Ленинградской области. Даны рекомендации по их расчету в виде региональных формул.

Табл. 1.

УДК 556.536

О возможности применения методики расчета петель на кривых расходов воды для рек с деформируемыми руслами. Рублевская Р. М. Сборник научных трудов (межвузовский) «Динамика русловых потоков». Л., изд. ЛПИ, 1987, вып. 98, с. 64—67. (ЛГМИ).

Усовершенствована методика расчета положения ветвей кривых зависимостей $Q = f(H)$, $V = f(H)$ и $I = f(H)$ позволяющая применить ее к рекам, на которых наблюдаются периодические деформации русла.

Табл. 1. Библ. 4.

УДК 556.082 : 556.535.3

Измерительный преобразователь элементарного расхода при неустановившемся движении потока. Боголюбов П. М., Игнатъев В. И., Усенков М. М. Сборник научных трудов (межвузовский) «Динамика русловых потоков». Л., изд. ЛПИ, 1987, вып. 98, с. 67—71. (ЛГМИ).

С целью автоматизации процесса измерения и контроля элементарного расхода в условиях нестационарности потока предложен выполненный в виде единого датчика измерительный преобразователь. В статье приведены схемы включения тензорезисторов чувствительного элемента измерительного преобразователя.

Илл. 2. Библ. 2.

УДК 556.34

Роль гистерезиса основной гидрофизической характеристики в процессе влагопереноса в зоне аэрации. Лавров С. А., Прокофьева Т. И., Химин Н. М. Сборник научных трудов (межвузовский) «Динамика русловых потоков». Л., изд. ЛПИ, 1987, вып. 98, с. 71—76. (ЛГМИ).

На основе параметризации основных петель гистерезисной зависимости потенциала почвенной влаги от влажности почвы показано, что пренебрежение явлением гистерезиса может приводить к 10—30-процентным ошибкам при расчете интенсивности влагопереноса в зоне аэрации.

Илл. 1. Библ. 9.

УДК 556.537 : 556.535.6

К оценке эффекта отражения водных потоков при их взаимодействии и набегании на препятствие. Левашов А. А., Михайлов Г. Н., Шабалин Н. А. Сборник научных трудов (межвузовский) «Динамика русловых потоков». Л., изд. ЛПИ, 1987, вып. 98, с. 76—80. (ЛГМИ).

Изложены результаты экспериментов и натурных наблюдений, выполненных с целью исследования процессов взаимодействия сходящихся потоков.

Установлено отсутствие перемешивания сходящихся симметричных, спокойных потоков, их отражение друг от друга и потока от препятствия (берега, дна) при набегании потока на препятствие под углом.

Илл. 2. Библ. 2.

УДК 551.482.2

Пропускная способность русел с поймами в створах мостовых переходов (на примере рек Приморского края). Галактионов С. Л. Сборник научных трудов (межвузовский) «Динамика русловых потоков». Л., изд. ЛПИ, 1987, вып. 98, с. 80—83. (ЛГМИ).

По данным измерений паводочных расходов воды с мостов автомобильных и железных дорог выполнен анализ влияния мостовых переходов на

гидравлику потоков в руслах с поймами. Приведены рекомендации по расчету пропускной способности пойм на мостовых гидростворах.

Илл. 1. Библ. 3.

УДК 556.536

Связь гидравлических сопротивлений речных русел с масштабными преобразованиями русловых форм. Знаменская Н. С., Ющенко Ю. С. Сборник научных трудов (межвузовский) «Динамика русловых потоков». Л., изд. ЛПИ, 1987, вып. 98, с. 84—88. (ЛГМИ).

Рассматриваются две закономерности русловых процессов, играющие определяющую роль в гидравлических сопротивлениях речных русел — удвоение шагов гряд и унаследование главного рельефа русла — мезоформ от руслоформирующих расходов воды. Показано, что эти закономерности определяют два закона гидравлических сопротивлений — в условиях квазиравномерного режима при руслоформирующем расходе Q_p и в условиях неравномерного режима при $Q < Q_p$. Приводятся две расчетные зависимости.

Илл. 2.

УДК 631.459

Процесс размыва борозды на поверхности связанного грунта Кудряшов А. Ф. Сборник научных трудов (межвузовский) «Динамика русловых потоков». Л., изд. ЛПИ, 1987, вып. 98, с. 88—93. (ЛГМИ).

В статье описывается процесс формирования водотока в борозде, проложенной на поверхности связанного грунта, — естественной почвы. Установлена зависимость частоты низкочастотных пульсаций скорости от средней скорости водного потока.

Табл. 1. Илл. 1. Библ. 8.

УДК 532.543

Связь характеристик руслового процесса с критериями динамического подобия. Антроповский В. И. Сборник научных трудов (межвузовский) «Динамика русловых потоков». Л., изд. ЛПИ, 1987, вып. 98, с. 93—95. (ЛГМИ).

Показано, что размерные критериальные характеристики руслового процесса: средняя скорость течения, касательная сила приведенная к единице длины потока и удельная мощность потока могут быть представлены в виде произведения некоторых констант и критериев динамического подобия. Область применения критериальных характеристик расширяется.

Илл. 1. Библ. 4.

УДК 532.543

Развитие руслового процесса на участках выемок речного аллювия. Сениченко Б. Ф., Месерляне Г. Г. Сборник научных трудов (межвузовский) «Динамика русловых потоков». Л., изд. ЛПИ, 1987, вып. 98, с. 96—102. (ЛГМИ).

Обнаружена сложная картина перестройки потока, русла и долины при выемке аллювия из рек. Приводятся результаты лабораторных исследований одиночных карьеров.

Илл. 2. Библ. 3.

136

УДК 556.536

Руслоформирующие расходы воды и их значение для изучения русловых процессов на реках. Чалов Р. С. Сборник научных трудов (межвузовский) «Динамика русловых потоков». Л., изд. ЛПИ, 1987, вып. 98, с. 103—108. (ЛГМИ).

В статье анализируются существующие подходы к понятию руслоформирующий расход. Показано, что для исследований русловых процессов на реках наиболее обоснованной является методика Н. И. Маккавеева, согласно которой он определяется по максимуму произведения расходов воды и наносов и кривой обеспеченности расходов с учетом влияния поймы на режим потока. Эта методика позволяет рассчитывать руслоформирующий расход для условий отсутствия сведений о стоке наносов. Выявляется связь руслоформирующих расходов с морфологией русла и его переформированием в многолетнем плане; разработано районирование территории СССР по условиям их прохождения.

Библ. 17.

УДК 532.543

О профиле скоростей в зоне взаимодействия турбулентного ядра потока и пограничного слоя. Морозов А. П. Сборник научных трудов (межвузовский) «Динамика русловых потоков». Л., изд. ЛПИ, 1987, вып. 98, с. 108—110. (ЛГМИ).

Рассматриваются некоторые вопросы сочленения скоростных эпюр ламинарной и турбулентной зон потока. Обосновывается возможность их соединения с помощью кривой с точкой перегиба.

Илл. 1. Библ. 3.

УДК 556.166

К вопросу о расчете обеспеченных значений коэффициентов максимального паводочного стока. Костко В. В. Сборник научных трудов (межвузовский) «Динамика русловых потоков». Л., изд. ЛПИ, 1987, вып. 98, с. 110—117. (ЛГМИ).

Обосновывается необходимость вероятностного подхода к определению коэффициентов паводочного стока. Рассматривается возможность использования обеспеченных значений коэффициента стока при гидрологических расчетах.

Табл. 3. Библ. 4.

УДК 556.536

Трансформация поля скоростей руслового потока при взаимодействии с пойменным. Соколова В. А., Кравинская Г. И. Сборник научных трудов (межвузовский) «Динамика русловых потоков». Л., изд. ЛПИ, 1987, вып. 98, с. 117—120. (ЛГМИ).

Приводятся результаты анализа трансформации полей скоростей руслового потока при его взаимодействии с пойменным и значения коэффициентов турбулентного обмена по лабораторным данным.

Илл. 1. Библ. 3.

УДК 556.504

Вероятностная оценка конкурентоспособности сравниваемых гидрометрических приборов или методов. Угенинов Г. Н., Барышникова М. Н. Сборник научных трудов (межвузовский) «Динамика русловых потоков». Л., изд. ЛПИ, 1987, вып. 98, с. 120—124. (ЛГМИ).

В работе представлена принципиальная схема вероятностной оценки конкурентоспособности сравниваемых гидрометрических приборов и методов.
Библ. 5.

УДК 556.536

Влияние пойменных потоков на сопротивления движению русловых потоков. Плоткина Н. П., Рябова Г. В. Сборник научных трудов (межвузовский) «Динамика русловых потоков». Л., изд. ЛПИ, 1987, вып. 98, с. 124—129. (ЛГМИ).

Выполнен анализ методов расчетов гидравлических сопротивлений русел движению потоков в них. Предложена методика расчета сопротивлений русел, основанная на учете эффекта взаимодействия руслового и пойменного потоков.

Илл. 2. Библ. 5.