

Министерство высшего и среднего специального образования РСФСР

ЛЕНИНГРАДСКИЙ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

ДИНАМИКА РУСЛОВЫХ ПОТОКОВ

СБОРНИК НАУЧНЫХ ТРУДОВ (МЕЖДУВЕДОМСТВЕННЫЙ)

ЛЕНИНГРАДСКИЙ ОРДЕНА ЛЕНИНА
ОЛИТЕХНИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ
имени М. И. КАЛИНИНА

ЛЕНИНГРАД
1983

Динамика русловых потоков. Сборник научных трудов (межведомственный). — Л., изд. ЛПИ, 1983, с. 144. (ЛГМИ).

В сборник включены исследования по динамике потоков, протекающих в руслах сложных форм сечения, а также при неустановившемся режиме их движения.

Рассмотрены вопросы влияния морфологических особенностей расчетных участков на гидравлику потоков в них. Вскрыты причины образования петель на кривых зависимостей $Q = f(H)$, $V = f(H)$, $I = f(H)$ и увеличения сопротивлений при движении потоков в руслах сложных форм сечений.

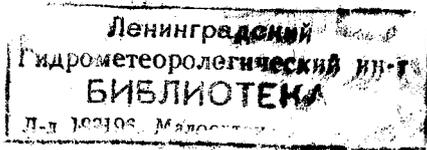
Ряд статей посвящен вопросам образования россыпей, анализу морфометрических зависимостей и особенностям перемещения наносов в донногрядовой фазе.

Сборник рассчитан на специалистов гидрологов и гидравликов, аспирантов и студентов гидрологических и гидравлических специальностей.

Табл. 16. Илл. 21. Библ. 161.

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Н. Б. БАРЫШНИКОВ (ответственный редактор), *С. А. ЧЕЧКИН*, *Н. В. РАЗУМИХИН*, *А. М. ВЛАДИМИРОВ*, *В. В. КОВАЛЕНКО* (ответственный секретарь).



Н. Б. БАРЫШНИКОВ (ЛГМИ), Г. М. ФЕДОРОВА

ВЛИЯНИЕ КИНЕМАТИЧЕСКОГО ЭФФЕКТА НА РУСЛОВЫЕ И ПОЙМЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ

Создание теории формирования русел и пойм — одна из важнейших проблем современной гидрологии. Большие убытки терпят различные водохозяйственные организации при эксплуатации гидротехнических сооружений (водозаборов, мостовых переходов и др.), построенных с недостаточным научным обоснованием влияния русловых и пойменных процессов на эти сооружения. Все более острой становится проблема проектирования и эксплуатации больших каналов, интенсивное строительство которых происходит в последние годы. Известно [1], что через непродолжительное время после строительства каналы, проложенные в несвязных руслах, превращаются в реки и для обеспечения их эксплуатации в проектном режиме приходится проводить дорогостоящие руслоуправительные, берегоукрепительные и другие путевые работы. Поэтому проектировщикам еще на стадии проектирования необходимо предусматривать комплекс мер, направленных на исключение негативных последствий, вызванных русловыми деформациями.

Еще более сложными являются проблемы, связанные с инженерным использованием пойм. Это обусловлено меньшей изученностью пойменных процессов, недостаточной разработанностью теории их формирования и развития. В то же время в последние годы резко интенсифицировалась их эксплуатация, а следовательно, и возросли негативные явления, вызванные неправильными проектными решениями. Можно привести множество примеров, в частности, проблему Иртышской поймы, являющейся основой для производства кормов ряда областей Казахстана (Павлодарской и др.) и РСФСР, но после строительства Бухтарминского водохранилища в связи с остепнением резко снизившей свою продуктивность [4]. Для частичного восстановления последней потребовались дорогостоящие попуски в ущерб энергетике, необходимые для периодических затоплений пойм. Не менее сложную задачу представляет градостроительство на поймах, где, к сожалению, еще встречаются неудачные проектные решения, приводящие к прорывам дамб или затоплению значительных городских

территорий, расположенных на поймах, как это было, например в г. Абакане [12].

Антропогенное воздействие оказывает особенно большое влияние на процессы формирования русел и пойм малых рек, бассейны которых коренным образом преобразуются, сами реки в городах часто канализуются, их воды заключают в мощные трубопроводы иногда перебрасывают из одного бассейна в другой [9].

Проблема влияния межбассейновых перебросок стока на русловые и пойменные процессы находится еще в стадии постановки хотя проектировщикам уже сейчас необходимо научно обоснованные рекомендации по этой проблеме для разработки и реализации многочисленных проектов, в том числе и таких масштабы как переброски стока Северных и Сибирских рек на юг.

Определенные достижения и успехи в создании и развитии теории русловых и пойменных процессов имеются как в СССР [10, 14 и др.], так и за рубежом [17 и др.]. Однако для ее дальнейшего развития необходимы длительные масштабные комплексные исследования, включающие в себя обширные натурные и лабораторные эксперименты на участках рек значительной протяженности, с различными типами русел и пойм и измерениям гидравлических параметров потоков, морфометрических характеристик русел и пойм, транспорта наносов, русловых и пойменных переформирований и их изменений во времени в течение замкнутых гидрологических циклов, и глубокий теоретический анализ проблемы с учетом последних достижений сопредельных дисциплин.

Сложность проблемы заключается в том, что формирование русел и пойм происходит в течение всего годового цикла, в результате сложного процесса взаимодействия потока воды, переноса наносов, и размываемых русел и пойм. В то же время это процесс наиболее интенсивен в периоды пропуска высоких паводков, когда поймы затапливаются и, протекающие по ним потоки переноса наносов, откладывают их на поймах, нивелируя и поверхность. Однако этот же поток может и размывать пойму. Известно [13 и др.], что только за один паводок поток сформирует вал на пойме протоку, шириною свыше 100 м.

В свою очередь, морфологические особенности строения русел и пойм оказывают определяющее влияние на гидравлику потоков в них.

Одним из важнейших факторов является транспорт наносов русловыми и пойменными потоками. Но процесс поступления наносов в реки неравномерный, дискретный, во многом зависящий от интенсивности хозяйственной деятельности людей в бассейнах рек. Как правило, наибольшее количество наносов с бассейна поступает в период подъема уровней при пропуске паводка. Обычно поток не может транспортировать все наносы, ибо его транспортирующая способность меньше, чем их поступление. Это приводит к тому, что он откладывает их на поймах и в руслах

ек, где формируются многочисленные перекаты. Известно [3 и др.], что при пропуске половодий и паводков, в период отъема уровней отметки гребней перекатов увеличиваются и в зависимости от степени устойчивости русел угловой коэффициент β уравнения $T = \beta H + b$ может изменяться в широких пределах от 0,1—0,2 до 1,0 (T — глубина на перекате, H — уровень воды, — постоянная). На спаде половодий и паводков, когда поступление наносов в реки резко сокращается и становится меньшим, ее транспортирующая способность потоков, последние размывают перекаты, берега русел и пойм и тем самым насыщаются наносами.

Таким образом, русла с поймами и потоки в них, транспортирующие наносы, — сложная саморегулирующая система, вскрытие основных закономерностей которой является одной из главных задач при разработке теории русловых и пойменных процессов. Сложность проблемы обусловлена тем, что она является пространственной, нестационарной задачей и ее нельзя решать на основе равномерной идеализации или теории равномерного движения.

Действительно, движение потоков в руслах с поймами неравномерное, неустановившееся, с резко выраженным массообменом между русловым и пойменным потоками. Решение таких задач пока еще не найдено, что обусловлено как сложностью самого процесса, так и недоучетом особенностей морфологического строения расчетного участка.

Развитие теории русловых и пойменных процессов происходит в двух различных направлениях. Первое, часто называемое гидроморфологическим, основано на типизации русловых образований и пойм, возникающих в реках (по материалам крупномасштабных планово-высотных съемок или аэрофотоснимков). Это направление, успешно разрабатываемое в ряде научных организаций страны, позволило давать фоновые прогнозы перемещения русловых образований высокой надежности. В частности, следует отметить работы сотрудников ГГИ, выполненные под общим руководством И. В. Попова и Н. Е. Кондратьева, и МГУ под руководством Н. И. Маккавеева и Р. С. Чалова [16], заложившие научные основы этого направления.

Второе направление, условно называемое гидродинамическим, основано на применении системы уравнений гидромеханики для расчета деформаций русел и пойм. В этом направлении также достигаются определенные достижения особенно при решении частных задач, таких как вопросы расчета русловых деформаций в нижних бьефах водохранилищ, деформаций, возникающих при сведении мостовых переходов, водозаборов и в ряде других случаев.

Скромные результаты, полученные исследователями этого направления, в первую очередь, следует объяснить незамкнутостью системы уравнений деформаций, сложностью физической картины процесса и необходимостью привлечения частных гипотез, не

всегда достаточно обоснованных. Эти недостатки привели к излишней идеализации реальных процессов и сведению задачи к одномерной. Несмотря на длительный период разработки этого направления и участие в нем ведущих исследователей как отечественных, так и зарубежных, практически отсутствуют методы расчета изменения величины деформации по ширине потока.

Единая научно-обоснованная теория руслового процесса должна объединить достижения обоих направлений, используя как расчетный аппарат гидравлики и гидромеханики, так и типизацию русловых и пойменных процессов на основе учета морфологических особенностей строения русел и пойм и русловых образований в них формирующихся. Связующим звеном между этими направлениями является гидравлика потоков и особенно в руслах с поймами, так как наибольшие деформации происходят в периоды пропуска паводков малой обеспеченности.

Пойма — часть русла, периодически затопливаемая в период прохождения высоких паводков. Она образуется в результате эрозивно-аккумулятивной деятельности реки и является сложным морфологическим образованием.

Современные исследования ГГИ и МГУ позволили разработать вполне совершенную типизацию пойм. Важным моментом является то, что в ее основу положены принципы дискретности и связи с типами русловых процессов. Нельзя закрывать глаза на то, что ряд вопросов, связанных с происхождением и типизацией пойм является дискуссионным: влияние климата, эолового фактора; тектонических движений и др. Не до конца вскрыта роль ограничивающих факторов, в частности, вечной мерзлоты, действующее в различных условиях разнонаправленно. Особенно возросло антропогенное воздействие на поймы в последние годы. Это самостоятельная и очень важная проблема.

Пойменные процессы — составная часть русловых процессов наиболее сложная ее часть.

Фактически отсутствует гидродинамический подход к теории пойменных процессов, а имеется только гидроморфологический. Сложность проблемы обусловлена и тем, что в основном процесс формирования пойм происходит в период пропуска высоких паводков, когда движение является неравномерным, неустановившимся с интенсивным массообменом между русловым и пойменными потоками. Необходимо также учитывать неопределенность времени и эпизодичность затопления пойм особенно высокими половодьями и паводками.

Вторым осложняющим фактором является недостаточная изменчивость физической стороны процесса формирования пойм при пропуске катастрофических паводков (обеспеченность 1 раз в 400—1000 лет). Как показывает анализ зарубежных исследований [18], при пропуске таких паводков вместо русла с поймой формируется принципиально новое канализованное русло, ширина примерно равной ширине русла с поймой. После пропуска п

водка вновь формируется новое русло с поймами, размеры и форма которых близки к первоначальным.

В настоящее время назрел и требует своего решения вопрос о переходе от качественных описаний процесса и приближенных рекомендаций к получению количественных зависимостей между гидравлическими параметрами потоков и морфометрическими характеристиками русел и пойм. Эта проблема довольно сложная, требующая ломки ряда сложившихся представлений. В частности, перехода от измерений параметров потоков в створах к измерениям этих же и некоторых дополнительных величин (направлений скоростей, поперечных уклонов и других) на участках, т. е. к измерениям полей распределения величин. Этот процесс постепенно развивается и уже получены обнадеживающие результаты. Так, для русел разработаны интересные, близкие к расчетным, гидроморфометрические зависимости, в которых учтены типы русловых процессов [2], разработан ряд критериальных чисел, включающих в себя как морфометрические, так и гидравлические характеристики. Можно в этом плане сослаться на работы С. И. Рыбкина, В. И. Антроповского [2 и др.], В. Н. Михайлова [11] и многие другие, в которых выполнен глубокий анализ указанных зависимостей. Однако при их получении также имеется фактор неопределенности. До последнего времени нет четкого обоснования какие морфометрические и гидравлические характеристики соответствуют друг другу. Не решен вопрос как об определении расчетной обеспеченности гидравлических характеристик, так и о том, принимать ли морфометрические характеристики в расчетном створе или осредненные на расчетном участке. В последнем случае необходимо решить вопрос о длине расчетного участка.

В последние годы наметился путь статистического анализа морфометрических характеристик русел и пойм [4 и др.]. В частности, интересные результаты получены И. В. Поповым, который установил, что характеристика формы сечения (B/H) 50%-ной обеспеченности закономерно увеличивается при переходе от типов русловых процессов, характеризующих глубинную эрозию, к типам, характеризующим плановые деформации.

Однако необходим выбор количественных показателей, отражающих влияние особенностей морфометрии русел и особенно пойм на гидравлику потоков в них с целью последующего их использования в системах уравнений гидромеханики. К сожалению, в этом направлении сделаны лишь первые шаги. Н. Б. Барышниковым в качестве таковых были предложены угол между динамическими осями руслового и пойменного потоков (α), который впоследствии был приравнен углу между геометрическими осями русла и поймы, и относительная ширина поймы (B/H). Однако и эти параметры являются недостаточными, ибо они определяются на участке ограниченной длины, обычно для одного пойменного массива (α) или для расчетного створа (B/H) [4]. В то же время назрела необходимость разработки расчетных пара-

метров, характеризующих морфометрию участка значительной длины.

Для выбора длины такого участка целесообразно использовать концепцию Н. И. Маккавеева о «четковидном» характере изменения ширины поймы [10]. Анализ их изменения на ряде рек Советского Союза показывает, что расчетная длина участка, за которую принимается расстояние между двумя резкими уменьшениями ширины поймы, изменяется в довольно широких пределах от 2—3 до 30—40 км в зависимости от размеров реки, типа руслового процесса и других факторов.

Как уже указывалось, в гидродинамическом направлении система уравнений деформаций незамкнута. К тому же отсутствуют параметры, в явном виде учитывающие особенности морфологии расчетного участка. Более того, введение таких параметров обычно приводит к замене аналитических уравнений эмпирическими зависимостями.

Н. Б. Барышниковым был выполнен анализ системы уравнений неразрывности и движения потока с переменной массой с целью введения в них параметров, учитывающих морфометрические особенности расчетных участков. Рассмотрим систему этих уравнений для потока в русле с односторонней поймой при типе руслового процесса — свободное меандрирование.

$$I_p = \frac{v_p^2}{C_p^2 h_p} + \frac{\partial}{\partial l} \left(\frac{\alpha_{k_p} v_p^2}{2g} \right) + \frac{q'_p v_p}{g \omega_p} + \frac{v_p m_p \sqrt{2g} |\Delta H| h_n \operatorname{sign}(H_p - H_n)}{g \omega_p} + \frac{\alpha'_p}{g} \frac{\partial v_p}{\partial t}; \quad (1)$$

$$I_n = \frac{v_n^2}{C_n^2 h_n} + \frac{\partial}{\partial l} \left(\frac{\alpha_{k_n} v_n^2}{2g} \right) + \frac{q'_n v_n}{g \omega_n} + \frac{v_n m_n \sqrt{2g} |\Delta H| h_n \operatorname{sign}(H_p - H_n)}{g \omega_n} + \frac{\alpha'_n}{g} \frac{\partial v_n}{\partial t}; \quad (2)$$

$$(\omega_p + \omega_n) \frac{\partial (v_p + v_n)}{\partial l} + (v_p + v_n) \frac{\partial (\omega_p + \omega_n)}{\partial l} + \frac{\partial (\omega_p + \omega_n)}{\partial t} = q_p + q_n, \quad (3)$$

где q'_p и q'_n — расходы воды на единицу длины потока, характеризующие массообмен и приток в русло (q_p) и пойму (q_n) со склонов долины; ΔH — перепад уровней между руслом и поймой и m — коэффициент водослива. Остальные обозначения общепринятые.

В уравнениях (1, 2) учет морфометрических особенностей расчетного участка осуществляется во всех пяти членах их правой части. Так в основном члене уравнения $\frac{v^2}{C^2 h}$, характеризующем

сопротивления при равномерном режиме движения потока, учет особенностей морфометрии осуществляется параметром Шези.

Конвективный член уравнений $\frac{\partial}{\partial l} \left(\frac{\alpha_K v^2}{2g} \right)$ учитывает неравномерность движения потока. Морфометрические особенности расчетного участка оказывают существенное влияние как на скорость потока, так и на коэффициенты Кориолиса (α_K) и Буссинеска (α'). Д. Е. Скородумов предлагает выражение этого члена уравнения

в конечных разностях в виде $\epsilon_1 = \frac{\alpha_{K_H} v_H^2 - \alpha_{K_B} v_B^2}{2gl}$. Однако четких

рекомендаций для определения длины расчетного участка l он не приводит. В то же время расчеты, выполненные по данным измерений на р. Дон у х. Хованского, показали, что при $l = 1,5$ км $(\epsilon_1/l)_{\max} = 40\%$, а при $l = 51,4$ км только доли процента. Поэтому вопрос определения расчетного значения величины l , оказывающей существенное влияние на параметр ϵ_1 , является крайне важным и ждет своего решения. Для потока в целом значение ϵ_1 может быть представлено

$$\epsilon_1 = \frac{\bar{Q}^2}{2gl} \left(\frac{\alpha_{K_H}}{\omega_H^2} - \frac{\alpha_{K_B}}{\omega_B^2} \right),$$

т. е. в явном виде от морфометрических характеристик (ω).

Как показали исследования последних лет на величину коэффициентов Буссинеска и Кориолиса значительное влияние оказывает эффект взаимодействия руслового и пойменного потоков, определяемый особенностями морфологии расчетного участка.

Второй и третий члены правой части уравнений (1 и 2) также зависят от морфометрических особенностей русла и поймы. В частности, коэффициент водослива $m = f(\alpha)$ находится в прямой зависимости от величины угла α (α — угол пересечения геометрических осей русла и поймы).

Значительно сложнее выявление влияния морфометрических характеристик на значение последнего члена уравнений (1, 2), учитывающего нестационарность процесса $\frac{\alpha'}{g} \frac{\partial v}{\partial t}$. Как пока-

зали расчеты по данным наблюдений на 90 равнинных реках, доля этого члена уравнения пренебрежимо мала. Его значение не превышает 5% от уклона свободной поверхности, что находится в пределах точности измерений. Однако исследования Н. Б. Барышникова совместно с Е. С. Субботиной [5] показали, что нельзя пренебрегать нестационарностью процесса при расчетах гидравлических параметров потоков в руслах с поймами. В противном случае ошибки расчетов будут велики. Особенно значительна роль этого фактора при затоплении и опорожнении пойм. Действительно, затопление пойм при типе руслового процесса — свободное меандрирование — обычно начинается с низовых прорв. В этот

период течение на пойме имеет направление обратное течению в основном русле. При поступлении воды через верховые прорвы на пойме формируется транзитный поток, направление которого близко к направлению руслового потока. Наибольшие деформации в русле происходят в период, когда бровки прирусловых валов затоплены, а русловой и пойменный потоки, сливаясь, образуют единый транзитный поток.

При меандрирующих типах руслового процесса потоки в русле и пойме могут пересекаться под любыми углами (от 0 до 150°). В местах, где русловой поток пересекается с пойменным под углами, большими 50°, в русле образуется водоворотная зона, размеры которой пропорциональны углу α и мощности пойменного потока. Это обычно приводит к отложению наносов в русле, иногда настолько интенсивному, что русло полностью заполняется русловыми наносами и они сначала через верховые прорвы, а затем и поверх прирусловых валов, начинают поступать на ниже-расположенный пойменный массив. В связи с непродолжительностью половодий и паводков и малым периодом затопления пойм, конусы выноса наносов, поступивших из русел, обычно откладываются в верховых частях массивов и особенно в зоне прирусловых валов, как правило, заросших кустарниками и другой растительностью. Этот процесс способствует повышению отметок верховых частей пойменных массивов и особенно прирусловых валов.

В то же время при затоплении массивов через низовые прорвы происходит процесс, аналогичный второму типу взаимодействия потоков, что способствует повышению скоростей руслового потока, а следовательно, и их транспортирующей способности. Поэтому на плесах, где, как правило, оси руслового и пойменного потоков параллельны, отложения наносов в половодье не наблюдается. На перекатах, которые обычно располагаются в зоне перегиба линии фарватера, т. е. в местах, где оси руслового и пойменного потоков пересекаются под наибольшими углами, наблюдается процесс интенсивного отложения русловых наносов, приводящий к росту отметок гребней перекатов.

Противоположный процесс происходит на спаде половодья, когда воды поймы поступают в русло, тормозя массы руслового потока. Однако в этот период в русло с бассейна и пойм поступает осветленная вода, содержащая малое количество наносов. Поэтому, несмотря на меньшие, чем в период подъема уровней, скорости руслового потока, его транспортирующая способность превышает расход наносов, и поток начинает размывать перекаты, приходя в состояние баланса. Особенно интенсивен процесс размыва перекатов после опорожнения поймы, когда тормозящее влияние пойменного потока на русловой прекращается.

Эти концепции нуждаются в подтверждении данными лабораторных и натуральных исследований. К сожалению, их объем недостаточен, к тому же лабораторные исследования, как правило, вы-

полнялись на полужестких схематизированных моделях, гидравлика потоков и процессы переформирования русел и пойм на которых значительно отличаются от натуральных. Малочисленные натурные исследования не охватывают измерениями всего комплекса определяющих параметров и проводятся на участках ограниченной длины. В то же время необходимы комплексные исследования как параметров потоков в руслах с поймами, так и их морфометрических и гидравлических характеристик на токсонOMICеских единицах типа пойменный массив или «четка».

Данные лабораторных исследований, выполненных Н. Б. Барышниковым, Г. В. Железняковым и В. С. Алтуниным [7 и др.] на моделях русел с поймами при параллельности их осей, позволили установить, что под влиянием эффекта взаимодействия потоков резко изменяется их транспортирующая способность (G).

Действительно, если принять $G = \beta \left(\frac{v_p}{v_{np}} \right)^m$, где, по данным раз-

личных авторов $m=2+7$, то при изменении скоростей (при различных типах взаимодействия потоков, они изменяются как в сторону уменьшения — I, III и частично IV и V типы, так и увеличения — II и частично IV и V типы) следует ожидать резкого изменения транспортирующей способности русловых потоков. Именно это и подтверждено указанными экспериментами. В итоге для расчетов транспортирующей способности в русловых частях потоков были рекомендованы формулы, основанные на их средних скоростях.

Данные лабораторных исследований на моделях, где оси потоков пересекались, полученные Н. С. Знаменской [8], В. Г. Саликовым [15] и другими, также подтверждают приведенные концепции. Действительно, в экспериментах Н. С. Знаменской наблюдалось интенсивное отложение наносов именно в местах пересечения динамических осей руслового и пойменного потоков под наибольшими углами, иногда сопровождавшееся полным заполнением русла и выносом наносов из него на нижерасположенный пойменный массив.

Особенно интересны результаты изучения гидравлики потоков, стока наносов и деформаций поймы, полученные З. М. Великановой и Н. А. Ярных [6] при пропуске высокого половодья на одном из пойменных массивов р. Оби у г. Барнаула. Эти данные также подтверждают выдвинутые концепции. На плане участка массива авторами показаны зоны выноса наносов из русла и отложения их на нижерасположенной пойме. Интересен факт сортировки наносов, отложившихся на пойменном массиве. Их крупность закономерно убывает по мере удаления от прируслового вала, расположенного в верхней части излучины.

Все эти данные подтверждают, что система русло с поймой и потоки в них является сложной саморегулирующейся системой.

Самостоятельной проблемой является антропогенное воздействие на поймы. В частности, в ЛГМИ рассмотрено влияние строительства регулирующих водохранилищ, мостовых переходов, градостроительства, полотна железных и автомобильных дорог и сельскохозяйственного (с учетом мелиорации) использования пойм на процессы их формирования и деформаций. Получены предварительные результаты, которые позволяют считать, что антропогенное воздействие по своим результатам вполне сравнимо с воздействием высоких, близких к катастрофическим, паводков. Особенно велико это воздействие при создании водохранилищ многолетнего регулирования. Такие водохранилища, регулируя сток, как правило, исключают поймы из пропуска паводков, что приводит к ряду негативных последствий. Помимо этого, при их строительстве в районах с суровыми климатическими условиями возникает совершенно новая проблема воздействия зимних попусков, затопляющих поймы, на процессы их жизнедеятельности.

Обобщая результаты исследований, следует подчеркнуть, что необходимо интенсифицировать изучение гидравлики потоков в руслах с поймами, транспорта наносов этими потоками и процессов деформаций русел и пойм с целью разработки методики расчета русловых и пойменных деформаций, особенно в условиях нестационарности режима потоков.

Самостоятельной проблемой является учет антропогенного воздействия на процессы формирования и деформации пойм. Этот раздел проходит стадию становления и необходимы более глубокие проработки для получения расчетных зависимостей, учитывающих это воздействие.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алтунин В. С. Мелиоративные каналы в земляных руслах. — М.: Колос, 1979. — 255 с.
2. Антроповский В. И. Гидроморфологические зависимости и их дальнейшее развитие. — Труды ГГИ, 1969, вып. 169, с. 34—86.
3. Барышников Н. Б. Расчет минимальных транзитных глубин на судходных реках. — Труды ГГИ, вып. 69, с. 138—148.
4. Барышников Н. Б. Речные поймы. — Л.: Гидрометеоздат, 1978. — 152 с.
5. Барышников Н. Б., Субботина Е. С. Зависимость уклонов свободной поверхности от морфометрических характеристик русла и поймы. — Метеорология и гидрология, 1981, № 1, с. 82—88.
6. Великанова З. М., Ярных Н. А. Некоторые исследования гидравлики пойменного массива в высокое половодье. — Труды ГГИ, 1970, вып. 183, с. 33—53.
7. Железняков Г. В., Барышников Н. Б., Алтунин В. С. Влияние кинематического эффекта безнапорного потока на транспорт наносов. — В кн.: Движение наносов в открытых руслах. М., Наука, 1970, с. 19—23.
8. Знаменская Н. С., Филаретова М. М. Экспериментальное исследование гидравлики пойменных русел при ограниченном меандрировании. — Труды ГГИ, 1970, вып. 183, с. 54—69.
9. Кулриянов В. В. Гидрологические аспекты урбанизации. — Л.: Гидрометеоздат, 1977. — 184 с.
10. Маккавеев Н. И. Русло реки и эрозия в ее бассейне. — М.: Изд-во АН СССР, 1955. — 347 с.

11. Михайлов В. Н. Динамика потока и русла в непреливных устьях рек. — Труды ГОИИ, 1971, вып. 102. — 259 с.
12. Найфельд Л. Р. Инженерная подготовка пойменных и заболоченных территорий для градостроительства. — М.: Стройиздат, 1974. — 183 с.
13. Попов И. В. Деформация речных русел и гидротехническое строительство. — Л.: Гидрометеониздат, 1969. — 363 с.
14. Русловой процесс. Н. Е. Кондратьев, А. Н. Ляпин, И. В. Попов и др. — Л.: Гидрометеониздат, 1959. — 371 с.
15. Саликов В. Г. Некоторые исследования взаимодействия руслового и пойменного потоков. — В кн.: Труды IV Всесоюзного гидрологического съезда. Л., Гидрометеониздат, 1976, т. 11, с. 75—81.
16. Чалов Р. С. Географические исследования русловых процессов. — М.: Изд-во МГУ, 1979. — 232 с.
17. Leopold L. B., Wolman M. G., Miller I. P. Fluvial processes in geomorphology. — San Francisco—London, 1962. — 522 p.
18. Stevens M. S., Simons D. B., Richardson E. V. — Non—equilibrium River Form. J. Of the Hydraulics Division, Proceed, of the American Society of Civil Eng., 1975, vol. 101, № 5, p. 557—566.

УДК 556.536

Г. В. ЖЕЛЕЗНЯКОВ, Ю. В. ПИСАРЕВ (МИИТ)

КИНЕМАТИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА ПРЕРЫВНОЙ ВОЛНЫ И ЕЕ ВОЗДЕЙСТВИЕ НА МОРФОЛОГИЮ СЖАТЫХ РУСЕЛ

Проблема взаимодействия резко нестационарного потока с деформируемым речным руслом, сжатым инженерными сооружениями, до сих пор остается наименее исследованной в гидравлике. Вместе с тем важность ее изучения все больше возрастает, например, хотя бы потому, что в зоне действия попусковых волн уже сейчас находится огромное число сооружений и в дальнейшем их количество будет возрастать в связи со строительством плотин и хозяйственным освоением рек.

Попусковая волна, формируемая в нижнем бьефе плотины при сбросах больших расходов воды из водохранилища, по своим характеристикам может приближаться к прерывной и обычно является таковой при аварийных сбросах или разрушениях плотины. Взаимодействие же прерывной волны с деформируемым сжатым руслом имеет ряд принципиальных особенностей по сравнению с процессами этого взаимодействия при обычном нестационарном потоке. В определенных условиях эти особенности могут иметь исключительное значение для строящихся или эксплуатируемых объектов.

С целью изучения природы взаимодействия резко нестационарного потока с деформируемым руслом были выполнены эксперименты [1] при симметричном сжатии потока вертикальными полукруглыми цилиндрами. Такая форма стеснения соответствует известной в гидромеханике и наиболее разработанной в теоретическом отношении задаче обтекания потоком цилиндра. Применительно к натурным условиям она может рассматриваться с позиций общего или местного размыва русла. Поэтому для речного потока задача представляет интерес как общая проблема руслового процесса, наблюдаемого при сжатии и растекании потока.

Методика экспериментов и некоторые итоги изучения данной задачи опубликованы в [1]. В настоящей статье излагаются новые аспекты рассматриваемой проблемы и в кратком изложении даются отдельные результаты, полученные ранее.

Морфометрические лабораторные исследования показывают, что характеристики сжатого русла зависят от параметров прерывной волны в момент прохождения наибольших расходов воды. После пика расхода эти характеристики в основном сохраняют свои значения, хотя русловые формы еще некоторое время продолжают свое развитие. Как показали исследования общего размыва русла, после прохождения одиночной волны форма деформаций дна в целом соответствует периоду квазистационарного размыва для установившегося течения воды, а процесс изменения глубины местного размыва у береговых дамб во времени не имеет себе аналога в установившемся течении: в первые моменты взаимодействия волны с размываемым дном интенсивность деформаций сравнительно невелика, затем она резко увеличивается и при этом в ряде случаев наблюдается взвешивание частиц, слагающих дно. Наибольшие деформации при этом следует характеризовать положением нижней границы взвешенных частиц. Затем происходит осаждение наносов и частичный замыв воронки. Таким образом, кривая интенсивности местных деформаций (производная по времени от глубины местных деформаций) трижды пересекает ось абсцисс (времени): в момент подхода фронта волны (начало координат, начало размыва), в момент наибольших деформаций (после этого прекращается увеличение размыва) и в момент времени, соответствующий окончанию замыва воронки.

Таким образом, характерными особенностями руслового процесса при взаимодействии одиночной волны попуска с размываемым дном является быстропротекающее во времени изменение отметок дна, взвешивание грунта в зоне местного размыва русла, отсутствие стабилизации деформаций и формирование сложной системы рельефа. Расширить представление об этих явлениях позволяет изучение руслового процесса при движении группы волн, то есть последовательно проходящих волн, имеющих одинаковые начальные условия. В этом случае наблюдается наступление стадий квазистаблизации гидроморфологических процессов с последующим периодическим изменением параметров их около

средних значений. Таким образом можно определить их экстремальные значения, соответствующие характеристикам данного волнового потока.

Как показали эксперименты, уже после четырех—шести пропущенных волн размывы русла достигают предельных величин. Это является одним из видов квазистабильзации руслового процесса, наблюдаемого при неустановившемся движении воды. При этом колебания параметров морфологических образований в основном определяются взвешиванием и осаждением донного материала при сохранении общего баланса.

Для анализа кинематической структуры потока рассмотрим измерения его пульсационных скоростей на вертикали, отстоящей на 0,9 см от боковой поверхности полуцилиндра радиусом 21,5 см в створе наибольшего симметричного стеснения русла шириной 108 см двумя такими полуцилиндрами. Экспериментальные данные получены при движении по руслу волны, сформированных примерно с одинаковыми начальными условиями: глубина воды в водохранилище 29—30 см, в русле до пуска волны 0,5—1,0 см. Измерения выполнялись при движении волны в русле с предварительно выровненным плоским дном, а также в условиях формирования и квазистабильзации морфологических образований на различных глубинах одной и той же вертикали.

Из-за резко выраженной нестационарности процесса для нормирования среднеквадратического отклонения σ_u пульсационных скоростей принималось осредненное по малым интервалам времени (в большинстве случаев менее 0,04 с) значение местной скорости u , переменной для каждого из этих интервалов.

Несмещенная состоятельная оценка величины σ_u подсчитывалась по формуле

$$\sigma_u^2 = \frac{1}{n-1} \sum_{k=1}^n (u_k - u)^2,$$

где n — число отклонений от пульсационной скорости u' на рассматриваемом интервале; u_k — экстремальное значение пульсационной скорости.

При движении волны по недеформированному выровненному руслу (1-й пуск) распределение интенсивности турбулентности $\frac{\sigma_u}{u}$ по глубине потока не имеет выраженного экстремума на вертикали. На рис. 1, а, б приведены такие графики изменения $\frac{\sigma_u}{u}$ в точках,

отстоящих от дна потока на 3 см (а) и 0,5 см (б). Анализ их подтверждает в пределах точности измерений этот вывод, если не учитывать резкое повышение интенсивности турбулентности в первоначальный момент (до величины 2,3 на рис. 1, а), которое, по-видимому, обусловлено динамическим ударным воздействием волны

на приемный элемент датчика, расположенный до подхода ее фронта над поверхностью воды.

При последующих пусках волн в уже деформированное русло наблюдается постепенная перестройка эпюры интенсивности турбулентности с формированием максимума, расположенного ближе к поверхности. Например, измерения в опыте 40 (рис. 1, в), выполненные в той же точке, что и в опыте 39, но уже при втором пуске волны в русло, когда глубина размыва на мерной вертикали составляла около 10 см, позволяют отметить заметное увеличение $\frac{\sigma_u}{u}$ (так же как и в опыте 39 повышение здесь $\frac{\sigma_u}{u}$, до зна-

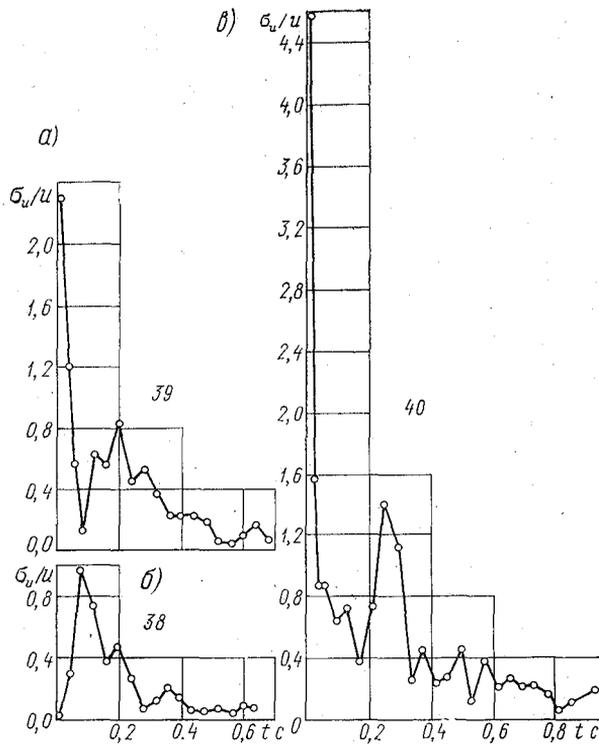


Рис. 1. Зависимость интенсивности турбулентности во времени в период развития русловых деформаций.

Цифрами обозначены номера опытов.

чения 4,6 обусловлено ударным динамическим действием фронта волны на приемный элемент датчика). В опытах 39 и 40 относительное расположение точек измерения различно. Последний дает результаты для более высоких относительных отметок, что и подтверждает сказанное выше.

На этапе квазистабиллизации русловых переформирований (после пропуска пяти волн размыв на мерной вертикали составлял около 16 см) эпюра $\frac{\sigma_u}{u}$, измеренная в трех точках вблизи дна, дает четко выраженное убывание интенсивности турбулентности по глубине с наименьшим значением у дна. Соответствующие графики $\frac{\sigma_u}{u}$ во времени представлены на рис. 2, а (расстояние от дна 8 см), 2 б (расстояние 5 см), 2, в (0,5 см).

Полученный вывод качественно согласуется с результатами лабораторных экспериментальных исследований распределения $\frac{\sigma_u}{u}$

в случае размыва неустановившемся потоком отводящего русла (а дорожными водопропускными трубами [2]). Его можно рассматривать в статистическом смысле, имея в виду осредненные величины $\frac{\sigma_u}{u}$, то же относится к экстремумам этого и других показателей.

Рассматривая во времени изменения гидроморфологических характеристик, можно отметить, что экстремальные значения параметров, описывающих эти процессы, наблюдаются в различные моменты времени. Вначале устанавливается максимум уровня интенсивности турбулентности, затем скорости и в последнюю очередь деформаций русла. Такой характер изменения гидроморфологических процессов прослеживается во всех опытах (подробнее см. [1, 3]).

По-видимому, будет справедливым утверждение, что рассмотренное турбулентное течение жидкости является одним из самых сложных, какие могут иметь место в реальных условиях. Уже качественное знакомство с явлением позволяет отметить, что линейный масштаб макротурбулентности может быть соизмерим с размерами инженерных сооружений. Такое течение приводит к ряду вредных, нежелательных для сооружений, поэтому в принципе следует стремиться к подавлению этой турбулентности. Для этого необходимо найти пути контролировать данное явление и оценить его возможные последствия.

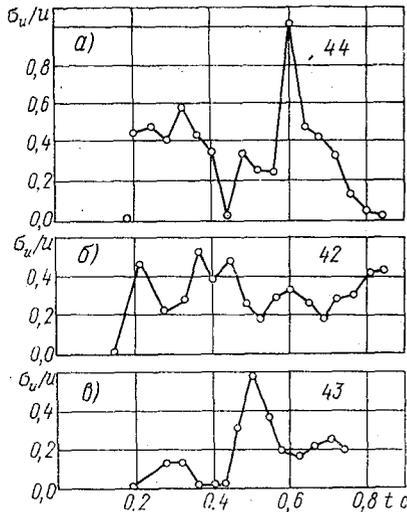


Рис. 2. Зависимость интенсивности во времени на период квазистабиллизации русловых деформаций. Цифрами обозначены номера опытов.

Ленинградский
Гидрометеорологический ин-т
Библиотека

ЛИТЕРАТУРА

1. Железняков Г. В., Одилавадзе Т. В., Писарев Ю. В. Нестационарные гидроморфологические явления в стесненном потоке. — Водные ресурсы, 1975, № 5, с. 181—199.
2. Кинематика потока в нижних бьефах дорожных труб при пропуске схематизированных гидрографов лаводка/ В. Н. Муравьев, М. А. Кольский, М. Г. Рубин и др. — Труды МИИТа «Гидравлика водопропускных сооружений и установок железнодорожного транспорта», 1977, вып. 58, с. 59—64.
3. Железняков Г. В. Пропускная способность русел каналов и рек. — Л. Гидрометеиздат, 1981. — 310 с.

УДК 553.068.5

Н. В. РАЗУМИХИН (ЛГУ)

УСТОЙЧИВОСТЬ АЛЛЮВИАЛЬНЫХ РОССЫПЕЙ И МИГРАЦИОННАЯ СПОСОБНОСТЬ ЗЕРЕН ТЯЖЕЛЫХ МИНЕРАЛОВ

Аллювиальные россыпи, являясь специфическим русловым образованием, играют важную роль в добыче многих видов минерального сырья, в том числе золота, алмазов и других редких и рассеянных элементов. Ю. В. Шумилов [6] справедливо подчеркивает, что помимо своего минерально-сырьевого значения они являются важнейшим информативным источником для поиска коренных месторождений и познания литологических особенностей рыхлых континентальных образований.

Аллювиальной россыпью обычно называют рыхлые аллювиальные отложения, содержащие включения зерен тяжелых минералов в промышленных концентрациях, которые составляют для разных видов минерального сырья от 10^{-3} до 10^{-6} и менее процентов объема вмещающих аллювиальных отложений.

Аллювиальные россыпи являются многокомпонентными системами, включающими в себя рыхлые, непродуктивные отложения и продуктивный горизонт, обычно примыкающий к самым нижним разрезам аллювиальной толщи. Из приведенных данных следует, что традиционные подходы, развиваемые в современной теории руслового процесса, оказываются малоприменимыми для познания аллювиальных россыпей не только вследствие гетерогенности строения, но главным образом потому, что образование аллювиальной россыпи происходит в промежутки времени геологического порядка (десятки—сотни тысяч лет) при непостоянстве климатических и гидрологических условий.

В настоящей статье обсуждаются слабо разработанные вопросы устойчивости аллювиальных россыпей и миграции в них зерен тяжелых минералов, которые являются принципиально важными для понимания закономерностей образования аллювиальных россыпей и концентрации в них зерен тяжелых минералов*.

Устойчивость русла реки и устойчивость аллювиальной россыпи не вполне тождественные понятия. Под устойчивостью речных русел обычно понимается степень их сопротивления размывающему действию потока. Однако сама степень сопротивления русла размыву определяется многочисленными факторами: руслоформирующим расходом воды, крупностью донных отложений, морфологией русла, его уклоном, конфигурацией, характером русловых образований. Выразить их влияние в виде какой-либо строгой зависимости не удается, хотя имеются многочисленные предложения, в той или иной степени учитывающие роль основных действующих факторов.

Одной из таких является зависимость В. М. Лохтина, который предложил для характеристики устойчивости русла реки следующее выражение, получившее название постулата Лохтина:

$$\gamma = \frac{d}{I}, \quad (1)$$

где d — средний диаметр зерен аллювия, слагающих речное русло, м; I — уклон водной поверхности.

Несмотря на внешнюю простоту зависимости Лохтина, она в обобщенном виде достаточно правильно отражает существо процессов переработки руслового аллювия, проходящих в реальных потоках. Отметим разработки К. В. Гришанина [1] и Н. И. Маккаеева [3]. Гришанин показал, что для равнинных рек, имеющих продольный профиль, близкий к равновесному, сохраняется устойчивое соотношение между морфометрией русла и водностью потока, выраженное в виде безразмерного числа M :

$$M = \frac{R(gx_1)^{1/4}}{Q^{1/2}} = 0,9, \quad (2)$$

где R — гидравлический радиус потока, м; x_1 — смоченный периметр, м; Q — расход воды, м³/с; g — ускорение свободного падения, м/с². Интересна идея Маккаеева [3] установить зависимость устойчивости русел равнинных рек с подвижностью развитых них побочной перекатов.

Анализ исследований показывает, что они, как правило, ограничиваются руслами равнинных рек. Предлагаемые зависимости качества основных факторов учитывают транспортирующую способность потока как функцию расхода воды, уклона потока, диаметра донных отложений и морфологии русла.

* Под тяжелыми минералами понимаются минеральные зерна с удельным весом более 2,65 г/см³.

Устойчивость аллювиальной россыпи по своему содержанию является более емким понятием. Под устойчивостью аллювиальных россыпей следует понимать их способность сохранять стабильность продуктивного горизонта в условиях активного воздействия современного водного потока. Миграционная способность зерен тяжелых минералов для устойчивой россыпи будет близка к нулю. Она включает в себя такой важный минералогический показатель, как устойчивость россыпеобразующих минеральных зерен в зоне гипергенеза, их последующие диагенетические преобразования в ходе осадочного процесса, позволяющие выявить ограниченные области их распространения, которые Н. А. Шило [5] рассматривает как зоны миграции и концентрации россыпеобразующих минералов. Таким образом, устойчивость россыпи должна непременно включать в себя определенные показатели, характеризующие миграционную способность минеральных зерен и их абразивную прочность, выражающие их подвижность в том или ином типе осадочных отложений, включая аллювиальные россыпи.

С другой стороны, устойчивость аллювиальной россыпи будет зависеть от литологических особенностей аллювиальных отложений и динамики современных водных потоков (скорость течения руслоформирующей расходом), определяющих миграционную подвижность зерен тяжелых минералов в россыпи.

А. А. Кухаренко [2] полагает, что определенным показателем миграционной способности тяжелых минералов может являться такое предельное расстояние, на которое могут быть перенесены мелкие зернистые минеральные зерна ($d = 0,1$ мм). Этим исследователем миграционная способность выражена в виде неявной функции от абразивной прочности минералов и некоторых других физических констант. По характеру относительной миграционной способности Кухаренко разделил все россыпеобразующие минералы на три группы. К группе с малой миграционной способностью относятся вольфрамит, колумбит и некоторые другие, в группу минералов с умеренной миграционной способностью вошли золото, касситерит, монацит и т. д., в группу тяжелых минералов с высокой миграционной способностью оказались алмаз, рутил, циркон и ряд других.

В последнее время Н. А. Шило [5] пришел к мнению о том, что все россыпеобразующие минералы можно объединить в следующие группы, образующие ограниченные области концентрации: 1) золота, 2) вольфрамита—касситерита—магнетита—монацита, 3) ильменита—циркона—ксенотима—рутила, 4) алмаза—фенакта—кварца. Касаюсь выделенных групп, заметим, что основным признаком разделения по группам явился удельный вес 16-18 г/см³ для 1-й группы; 5,10—7,0 г/см³ для 2-й; 4,20—4,70 г/см³ для 3-й; 2,60—3,50 г/см³ для 4-й. Однако одного руководящего признака для разделения по группам является недостаточным, так как миграционная способность минеральных зерен определяется не только их удельным весом, но способностью переноси-

словия транспортировки. т. е. их абразивной прочностью и устойчивостью к агентам выветривания.

Для улучшения связи этот исследователь вводит понятие константы гипергенной устойчивости, под которым понимается логарифм произведения удельного веса (γ_m) и твердости (H), $K_{гг} = \lg \gamma_m H$. Однако этот показатель едва ли следует считать вполне приемлемым, так как в одну группу в этом случае попадают такие азгнородные и неодинаковые по поведению в осадочных отложениях как алмаз, эвканит, электрум, циркон, вольфрамит при почти одинаковых значениях $K_{гг} = 1,53-1,55$.

Как видно из краткого рассмотрения вопроса о миграционной способности тяжелых минералов, в настоящее время нет единого представления даже о выделении групп минералов, различных по степени устойчивости к транспортировке. Сложность такого выделения очевидна, ибо тяжелые минералы в условиях седиментогенеза подвергаются различным внешним воздействиям, суммарный эффект которых оценить необычайно трудно.

Миграционная способность является важнейшей характеристикой, контролирующей как дальность транспортировки минеральных зерен, так и устойчивость самих россыпей. Между тем, пока что надежный количественный критерий миграционной способности тяжелых минералов отсутствует. До сих пор для оценки миграционной способности тяжелых минералов применяются, как мы видели выше, некоторые сравнительные критерии, выраженные в общем виде и основанные на чисто минералогическом подходе. представляется рациональным решить эту задачу с учетом некоторых количественных характеристик, выражающих динамику эволюции.

В соответствии с предложением А. А. Кухаренко [2], показатель миграционной способности (Z_m) можно записать:

$$Z_m = \frac{A}{\gamma_m}, \quad (3)$$

где A — показатель абразивной прочности данного тяжелого минерала; γ_m — его удельный вес.

В данном случае A является некоторым обобщенным показателем, характеризующим различные физические константы тяжелого минерала (прочность, хрупкость, ковкость), связанные с особенностями строения его кристаллической решетки. В показатель A входит устойчивость минеральных зерен в зоне гипергенеза, поскольку она также является функцией строения их кристаллической решетки. Однако в данном виде показатель Z_m не выражает динамической сущности явлений переноса зерен тяжелых минералов.

Миграционная способность зерен тяжелых минералов обратно пропорциональна размерам минеральных зерен

$$Z_m = \frac{A}{\gamma_m d_m}, \quad (4)$$

где d_m — преобладающий размер минеральных зерен.

Перемещение зерен тяжелых минералов для аллювиальных россыпей будет осуществляться в условиях реальных речных потоков в обстановке неоднократного размыва и отложения обломочного материала. Чем более интенсивными были русловые деформации за период формирования аллювиальной россыпи, тем более благоприятной создается обстановка для миграции зерен тяжелых минералов. Таким образом, миграционная способность тяжелых минералов для россыпей аллювиального типа будет зависеть от устойчивости речного русла.

Если устойчивость русла в наиболее простом виде выразит в виде постулата Лохтина [1], то выражение для Z_m можно записать в таком виде

$$Z_m = \frac{AI}{\gamma_m d_m d}, \quad (5)$$

где I — уклон дна речного русла, м/км; d — средний диаметр наносов, слагающих речное русло.

Таким образом, миграционная способность зерен тяжелых минералов, в том числе и полезного ископаемого зависит от сочетания многих действующих факторов.

Показатель миграционной способности зерен тяжелых минералов с использованием зависимости (5), а также формулы Шезе с преобразованием коэффициента C по Штриклеру можно записать следующим образом [4]:

$$Z_m = \frac{1}{\alpha^2} \left(\frac{A}{\gamma_m} \right) \left(\frac{1}{d_m d^{2/3}} \right) \left(\frac{v^2}{h^{1/3}} \right), \quad (6)$$

где d_m и d — соответственно средние диаметры зерен тяжелых минералов и вмещающих аллювиальных отложений; v — средняя скорость потока м/с; H — глубина потока, м; α — некоторый численный параметр $\approx 10^3$.

Очевидно, что между динамическим показателем миграционной способности и показателем устойчивости россыпи существует тесная взаимосвязь. Устойчивость россыпи при прочих равных условиях тем больше, чем больше удельный вес, размер минеральных зерен, крупность зерен аллювия и чем меньше скорость п

тока. Отсюда следует, что показатель устойчивости россыпи (Φ_d) будет обратно пропорционален значению Z_m .

$$\Phi_d = \frac{1}{Z_m} = \alpha^2 \left(\frac{\gamma_m}{A} \right) (d_m d^{2/3}) \left(\frac{h^{1/3}}{v^2} \right), \quad (7)$$

где $\frac{\gamma_m}{A}$ — константа, определяемая главным образом минералогическими особенностями зерен полезных компонентов, прежде всего структурой их кристаллической решетки. Поэтому этот показатель можно назвать минералогическим показателем (M).

Произведение $d_m d^{2/3}$ представляет собой показатель, характеризующий собой тип отложений, в котором происходит накопление зерен тяжелых минералов. Его можно назвать гранулометрическим показателем (Γ). Отношение $\frac{H^{1/3}}{v^2} = D$ — динамический

показатель устойчивости россыпи выражает условия осадконакопления и их взаимосвязь с динамическими особенностями потока.

Большинство россыпей аллювиального типа, широко распространенных на территории СССР, в условиях низкогорного рельефа, приурочено к потокам I—IV порядка (по Р. Хортону, 1948 г.). Лишь единичные аллювиальные россыпи изредка наблюдаются в речных системах более высоких порядков, что связано главным образом с повышенной миграционной способностью зерен россыпеобразующих минералов вследствие их высокой абразионной прочности и небольшого удельного веса. Зернистость аллювия в условиях низкогорных рек меняется в широком диапазоне, причем верхние звенья гидрографической сети обычно обладают наибольшей крупностью обломков.

Понятие устойчивости россыпи приобретает несколько иной смысл, после некоторых преобразований выражения (7)

$$\Phi_d = \frac{\alpha^2}{g} \left(\frac{\gamma_m}{A} \right) (d_m d^{2/3}) \left(\frac{h^{1/3}}{Fr} \right). \quad (8)$$

Таким образом, показатель динамической устойчивости россыпи в данном написании оказывается обратно пропорциональным числу Фруда, которое характеризует степень бурности потока. Отсюда следует, что в наиболее общем случае россыпь, находящаяся в условиях бурного потока, будет обладать меньшей устойчивостью, чем россыпь, находящаяся в условиях спокойного потока. Очевидно, что устойчивость россыпи будет зависеть не только от числа Фруда, но и от крупности донных отложений, лежащих на базальном слое. Известно, что в потоках с высокой степенью кинетичности, но в условиях русел, сложенных валунами крупной галькой, базальный слой может оказаться в неподвижном положении вследствие скоростей течения, недостаточных для

его перемещения. Поэтому целесообразно число Фруда для условий транспорта донных наносов относить к их среднему диаметру:

$$Fr = \frac{v_{0.н}^2}{gh}, \quad (9)$$

где $v_{0.н}$ — начальная скорость влечения грубозернистого аллювия.

В этом случае при $Fr > 1$ будет обеспечен транспорт донных наносов, слагающих базальный слой, и, таким образом, вся россыпь придет в неустойчивое состояние.

Как уже отмечалось, для определения $v_{0.н}$ существует большое число формул, например формула Г. И. Шамова:

$$v_{0.н} = 4,6 d^{3/8} h^{1/8}. \quad (10)$$

С учетом (9) и (10) выражение (8) после несложных преобразований приводится к виду

$$\Phi_d = 55,6 \frac{\gamma_m}{A} d_m h. \quad (11)$$

Таким образом, показатель динамической устойчивости россыпи не зависит от среднего диаметра наносов, слагающих речное русло. Однако это только кажущееся противоречие. Фактически из выражения (11) вытекает, что в потоке при бурном режиме (соотносительно со средней крупностью слагающих его донных отложений), в движение придет преобладающая часть обломочного материала, а поэтому вся россыпь будет характеризоваться режимом неустойчивости. Эти данные совпадают с выводами К. В. Гришанина [1] о том, что при массовом движении наносов в условиях бурного режима потока характер русловых образований утрачивает связь с крупностью аллювия. Если в этом случае гидравлическая крупность зерен тяжелых минералов будет меньше или равна гидравлической крупности вмещающих отложений, то россыпь может полностью утратить свою продуктивность. Если же, напротив, при данном режиме потока скорость является недостаточной для размыва перекрывающего россыпь базального слоя, русловой режим россыпи может считаться устойчивым и она может длительное время сохранять свою продуктивность. Следовательно, миграционная способность тяжелых минералов определяется не только удельным весом минеральных зерен и их преобладающим размером, но и динамическими особенностями водного потока, определяющими скорость переработки аллювиальных отложений.

Разделим аллювиальные россыпи на две большие группы:

1. Группа неустойчивых аллювиальных россыпей, приуроченных к районам с высокой концентрацией паводочного стока ($M_0 = 10-12$ л/(с·км²), $M_{max} = 400-600$ л/(с·км²)) и с небольшой изменчивостью среднего годового стока ($C_v = 0,20-0,45$).

2. Группа устойчивых аллювиальных россыпей, располагающихся в основном на Северо-востоке СССР, тяготеет к районам с относительно невысоким среднегодовым модулем стока (5—6 л/(с·км²)), где флювиальные процессы не столь ярко выражены как в группе неустойчивых россыпей.

Группа неустойчивых аллювиальных россыпей отличается той важной особенностью, что современные флювиальные процессы оказывают отчетливо выраженное влияние на перераспределение зерен полезного компонента в россыпи. Влияние современных флювиальных процессов наложило своеобразный отпечаток на литологические особенности вмещающих отложений и общую картину распределения тяжелых минералов в россыпи.

Основным морфологическим типом неустойчивых аллювиальных россыпей являются мелко залегающие россыпи, в которых глубина продуктивного горизонта (от поверхности) обычно не превышает 10 м. По возрасту они могут быть отнесены к голоценовому и верхнечетвертичному отделам четвертичной системы. Обычно такие россыпи располагаются в хорошо разработанных ящикообразных долинах, причем пойма в одних случаях редуцирована, в других случаях срезана (Забайкалье).

Аллювиальные россыпи, располагающиеся в районах с ясно выраженной концентрацией стока ($M = 10—12$ л/(с·км²)), обладают специфическими особенностями. Так, для этой группы россыпей характерна в большинстве случаев достаточно большая протяженность (Урал, Забайкалье). Приуроченность наиболее обогащенных участков к верховым звеньям гидрографической сети здесь выражена не столь отчетливо как на северо-востоке СССР. В составе руслового аллювия преобладают окатанные гальки, а в некоторых случаях он выполнен дресвяно-щебнистыми отложениями. Частая повторяемость высоких дождевых паводков приводит к тому, что пойма оказывается сильно редуцированной, верхние горизонты руслового аллювия в общем случае обеднены глинистыми частицами.

Таким образом, прослеживается вполне определенная зависимость между пространственным размещением аллювиальных россыпей и распределением среднего многолетнего стока. Для целей анализа удобнее всего оперировать зависимостью (7) в несколько преобразованном виде. После перемножения числителя и знаменателя на величину площади водного сечения F и преобразований с помощью формул Шези и Штриклера получим

$$\Phi_m = 33 \left(\frac{\gamma_m}{A} \right) (d_m d^{5/6}) \left(\frac{h^{5/3} B}{Q \sqrt{I}} \right). \quad (12)$$

В этой модификации динамический показатель устойчивости аллювиальных россыпей представлен как функция величины руслоформирующего расхода воды и морфологии речного русла.

Рассматриваемые материалы показывают, что миграционная способность зерен тяжелых минералов и устойчивость аллювиальных россыпей определяется многочисленными факторами, влияющими на поведение россыпеобразующих минералов в водно-аллювиальной среде.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гришанин К. В. Устойчивость русел и каналов. — Л.: Гидрометеиздат, 1974. — 144 с.
2. Кухаренко А. А. Минералогия россыпей. — М.: Госгеолтехиздат, 1961. — 316 с.
3. Маккавеев Н. И. Русло реки и эрозия в ее бассейне. — М.: Изд. АН СССР, 1955. — 347 с.
4. Разумихин Н. В. О количественных критериях аллювиальных россыпей. — Вестник ЛГУ, сер. геол. и геогр., 1972, № 24, с. 144—148.
5. Шило Н. А. Основы учения о россыпях. — М.: Наука, 1981. — 383 с.
6. Шумилов Ю. В. Физикохимические и литогенетические факторы россыпеобразования. — Л.: Наука, 1981. — 269 с.

УДК 556.536

Н. Б. БАРЫШНИКОВ, Е. С. СУББОТИНА, Д. И. ИСАЕВ (ЛГМИ)

СОПРОТИВЛЕНИЕ ДВИЖЕНИЮ ПОТОКОВ В РУСЛАХ С ПОЙМАМИ

Проблема сопротивлений движению потоков в руслах с поймами является актуальной, так как на ее основе выполняются расчеты максимальных расходов воды, продолжительности затопления и опорожнения пойм и ряд других.

В настоящее время расчет сопротивлений основан на определении коэффициентов шероховатости (n) русел и пойм по формуле Шези и одной из многочисленных эмпирических формул (Маннинга, Павловского, Железнякова, Агроскина и других) по данным натурных измерений. Детальный анализ этих формул выполнен в ряде работ [3, 8 и др.], в том числе и одного из авторов [1]. По полученным таким образом значениям коэффициентов шероховатости и описательной характеристике русла и поймы были составлены таблицы для их определения. В СССР и за рубежом наиболее часто применяются таблицы М. Ф. Срибного, В. Т. Чоу и Дж. Бредли. Они составлены на основе ограниченного по объему материала натурных измерений и не доучитывают ряда важных характеристик, оказывающих определяющее влияние на величины n . Для удобства пользования такими таблицами часто применяют

альбомы с цветными фотографиями участков русел и пойм с различной шероховатостью.

Значения коэффициентов шероховатости по этим таблицам определяют весьма приближенно, более того они не учитывают морфологических особенностей строения русел и пойм и ряда других факторов. На это указывал ряд исследователей [7 и др.]. Так, Кованом, Н. Б. Барышниковым [1, 9 и др.] и другими были предложены методы расчета, позволяющие исключить субъективизм в определении коэффициента n . В работе [6] предлагается определять значения n на основе формулы неравномерного движения по данным измерений в двух смежных створах

$$n = \frac{2\bar{\omega} \bar{R}^{\frac{2}{3}} \left\{ \Delta l \left[\Delta h - \frac{\bar{Q}^2}{2g} \left(\frac{\alpha_{K_2}}{\omega_2^2} - \frac{\alpha_{K_1}}{\omega_1^2} \right) \right] \right\}}{Q_2 + Q_1} \quad (1)$$

После ряда допущений выражение (1) может быть преобразовано в

$$n = \frac{\bar{R}^{\frac{2}{3}} \left[I - \frac{\bar{\alpha}_K \bar{Q}^2}{2g \Delta l} \left(\frac{1}{\omega_2^2} - \frac{1}{\omega_1^2} \right) \right]}{\bar{V}}, \quad (2)$$

где α_K — коэффициент Кориолиса, индексы обозначают, что данный параметр относится к первому (1) или второму (2) створам измерений, а черта над параметром, что он является осредненной величиной для участка между двумя створами; Δl — расстояние; Δh — падение уровня между двумя соседними створами. Остальные обозначения общеприняты.

Однако выражения (1, 2) не полностью отражают физическую сущность процесса. Поэтому в ЛГМИ проведен цикл работ, направленных на вскрытие сущности коэффициента шероховатости, установление зависимости его величины от определяющих факторов и разработку рекомендаций по его определению при расчетах максимальных расходов воды редкой повторяемости на пойменных створах.

Применение уравнений равномерного и неравномерного движений к расчету скоростей и пропускной способности русел с поймами основано на грубых допущениях и, как правило, приводит к значительным ошибкам расчетов. Доказано, что режим движения потоков в пойменных руслах характеризуется интенсивным массообменом между русловым и пойменным потоками, и ошибки расчетов из-за недоучета этого фактора могут достигать 50% и более.

Н. Б. Барышниковым [2] для расчета пропускной способности и сопротивлений русел с двухсторонними поймами была исполь-

зована система уравнений неразрывности и движения потока с переменным расходом воды по длине вида:

$$I_p = \frac{v_p^2}{C_p^2 h_p} + \frac{\partial}{\partial l} \left(\frac{v_p v_p^2}{2g} \right) + \frac{q_* v_p}{g \omega_p} + \frac{\alpha'_p}{g} \frac{\partial v_p}{\partial t}; \quad (3)$$

$$I_{n_l} = \frac{v_{n_l}^2}{C_{n_l}^2 h_{n_l}} + \frac{\partial}{\partial l} \left(\frac{\alpha_{n_l} v_{n_l}^2}{2g} \right) + \frac{(q_{n_l} + q_1) v_{n_l}}{g \omega_{n_l}} + \frac{\alpha'_{n_l}}{g} \frac{\partial v_{n_l}}{\partial t}; \quad (4)$$

$$I_{n_{np}} = \frac{v_{n_{np}}^2}{C_{n_{np}}^2 h_{n_{np}}} + \frac{\partial}{\partial l} \left(\frac{\alpha_{n_{np}} v_{n_{np}}^2}{2g} \right) + \frac{(q_{n_{np}} + q_2) v_{n_{np}}}{g \omega_{n_{np}}} + \frac{\alpha'_{n_{np}}}{g} \frac{\partial v_{n_{np}}}{\partial t}; \quad (5)$$

$$\frac{\partial (Q_p + Q_{n_l} + Q_{n_{np}})}{\partial l} + \frac{\partial (\omega_p + \omega_{n_l} + \omega_{n_{np}})}{\partial t} = q_1 + q_2. \quad (6)$$

Решение этой системы уравнений совместно с уравнениями Шези и Маннинга позволяет получить зависимость коэффициента шероховатости от ряда определяющих его факторов:

$$n_p = \frac{n_{рш}}{\sqrt{1 - \frac{\sum \varepsilon_{pi}}{I}}}, \quad n_n = \frac{n_{нш}}{\sqrt{1 - \frac{\sum \varepsilon_{ni}}{I}}}, \quad (7)$$

где индексы «р» и «п» обозначают, что параметры уравнений относятся соответственно к руслу и пойме; q_* , q_1 , q_2 — расходы воды на единицу длины потока, учитывающие соответственно массообмен между русловым и пойменными потоками, приток со склонов долины в русло и на пойму, а также потери на испарение и фильтрацию.

Значения коэффициентов шероховатости (n_p и n_n) по формулам (7) отличаются от значений ($n_{рш}$ и $n_{нш}$) отсутствием инерционных членов ε_1 , ε_2 , ε_3 , которые соответственно учитывают неравномерность, нестационарность режима и массообмен между русловым и пойменным потоками, а также приток со склонов долины в них.

На основе натуральных данных [1, 7] выполнен анализ и оценка каждого из этих членов уравнений и установлено, что $\left(\frac{\varepsilon_1}{I} \right)_{\max} = 55\%$, $\left(\frac{\varepsilon_2}{I} \right)_{\max} = 19,4\%$. Значение $\left(\frac{\varepsilon_3}{I} \right)_{\max}$ не превышает 1% и только на реке Оке у д. Борок оно достигло 5%. Однако фактор нестационарности режима потока оказывает существенное влияние в периоды затопления и опорожнения пойм [2].

По данным [1 и др.], до 35—40% объема паводка аккумулируется поймой и руслом в период подъема и частично, за исключением потерь на заполнение бессточных емкостей и понижений рельефа поймы, испарение и инфильтрацию, возвращается в русло на спаде половодья. Это регулирование приводит к уменьшению

скоростей и расходов в период подъема уровней и, наоборот, к их увеличению на спаде. Величина этих изменений скоростей зависит от объема регулирования руслом и поймами и в конечном счете определяется их морфологическим строением на участке, расположенном между двумя соседними резкими сужениями долины.

Все это оказывает существенное влияние на значения коэффициентов шероховатости русла и поймы. Для их определения были использованы данные натурных наблюдений по 45 постам системы Госкомгидромета. Расчет значений коэффициентов Шези и шероховатости выполнялся отдельно для русловой и пойменных частей потока

($C = \frac{v}{\sqrt{hI}}$ и $n = \frac{h^{2/3} I^{1/2}}{v}$). По этим данным и материалам специальных наблюдений ГГИ на реках Луге и Пьяне была выполнена попытка получения графических зависимостей коэффициентов шероховатости русла от определяющих факторов

вида $\frac{n_p}{n_{p.б}} = f\left(\frac{h_p}{h_{p.б}}, \frac{B_n}{B_p}, \alpha\right)$, где $n_{p.б}$, $h_{p.б}$ — соответственно коэффициенты шероховатости и глубины в русле при условиях затопления бровок прирусловых валов. Разброс точек, соответствующих натурным данным, в поле координат $\left[\frac{n_p}{n_{p.б}}, \alpha\right]$ велик. Поэтому

провести искомые графические зависимости не представилось возможным. Еще более острое положение с коэффициентами шероховатости поймы. Это обусловлено сложностью ее морфологического строения, низкой точностью исходной информации и отсутствием опорных уровней типа $H_{p.б}$, введение которых позволило бы, обобщив данные наблюдений по пойменным створам, выявить закономерности изменения коэффициентов шероховатости поймы при увеличении уровня воды.

Следует отметить, что при увеличении глубин объем информации значительно уменьшается. Поэтому для получения расчетных зависимостей вида $\frac{n_p}{n_{p.б}} = f\left(\frac{h_p}{h_{p.б}}, \frac{B_n}{B_p}, \alpha\right)$ были использованы графические зависимости $\frac{v_p}{v_{p.б}} = f\left(\frac{h_p}{h_{p.б}}, \alpha\right)$ (рис. 1)

и $\frac{I_p}{I_{p.б}} = f\left(\frac{h_p}{h_{p.б}}, \alpha\right)$ (рис. 2), полученные на основе исходной информации примерно по 100 опорным постам. Координаты кризисных $\frac{n_p}{n_{p.б}} = f\left(\frac{h_p}{h_{p.б}}, \alpha\right)$ (рис. 3) определены на основе расчетов по формуле $\frac{n_p}{n_{p.б}} = \frac{(h_p/h_{p.б})^{2/3} (I_p/I_{p.б})^{1/2}}{v_p/v_{p.б}}$, где значения $\frac{I_p}{I_{p.б}}$ и $\frac{v_p}{v_{p.б}}$

и $\frac{I_p}{I_{p.б}} = f\left(\frac{h_p}{h_{p.б}}, \alpha\right)$ (рис. 2), полученные на основе исходной информации примерно по 100 опорным постам. Координаты кри-

зисных $\frac{n_p}{n_{p.б}} = f\left(\frac{h_p}{h_{p.б}}, \alpha\right)$ (рис. 3) определены на основе расчетов по

формуле $\frac{n_p}{n_{p.б}} = \frac{(h_p/h_{p.б})^{2/3} (I_p/I_{p.б})^{1/2}}{v_p/v_{p.б}}$, где значения $\frac{I_p}{I_{p.б}}$ и $\frac{v_p}{v_{p.б}}$

соответствуют координатам кривых, приведенных на рис. 1 и 2, при постоянных значениях относительных глубин и углов α .

Как видно на рис. 3, каждому значению $\frac{h_p}{h_{p.б}}$ равному 1,10; 1,25; 1,50 соответствует своя кривая $\frac{n_p}{n_{p.б}} = f(\alpha)$, причем кривые для относительных глубин $\left(\frac{h_p}{h_{p.б}}\right)$ 1,10 и 1,25 почти параллельны

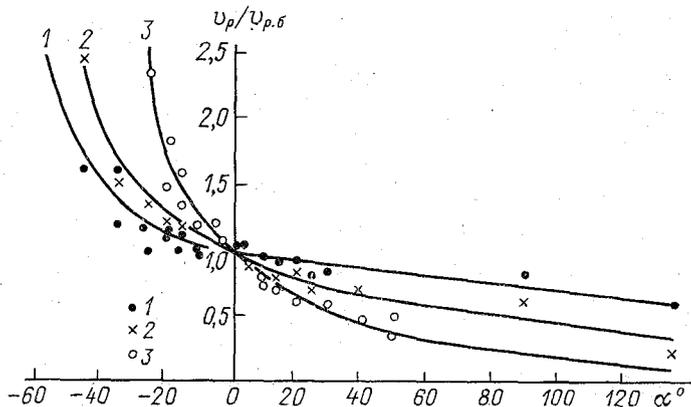


Рис. 1. Кривые зависимости $\frac{v_p}{v_{p.б}} = f\left(\frac{h_p}{h_{p.б}}, \alpha\right)$:

1 — при $\frac{h_p}{h_{p.б}} = 1,10$; 2 — при $\frac{h_p}{h_{p.б}} = 1,25$; 3 — при $\frac{h_p}{h_{p.б}} = 1,50$.

друг другу. Наблюдается небольшое увеличение значений $\frac{n_p}{n_{p.б}}$ при увеличении угла α ($\alpha > 0$). При глубине $\frac{h_p}{h_{p.б}} = 1,50$ характер зависимости $\frac{n_p}{n_{p.б}} = f(\alpha)$ существенно отличен от аналогичных (при других глубинах). Если при $\frac{h_p}{h_{p.б}}$ равных 1,10 и 1,25 наблюдается небольшое увеличение значений $\frac{n_p}{n_{p.б}}$ при увеличении угла α , то при $\frac{h_p}{h_{p.б}} = 1,50$ этот рост выражен резко, а сама зависимость близка к линейной.

Такой характер изменения $\frac{n_p}{n_{p.б}}$ в значительной степени обусловлен малым количеством исходной информации при больших глубинах затопления поймы. По-видимому, необходимы дополнительные проработки с целью уточнения этой зависимости.

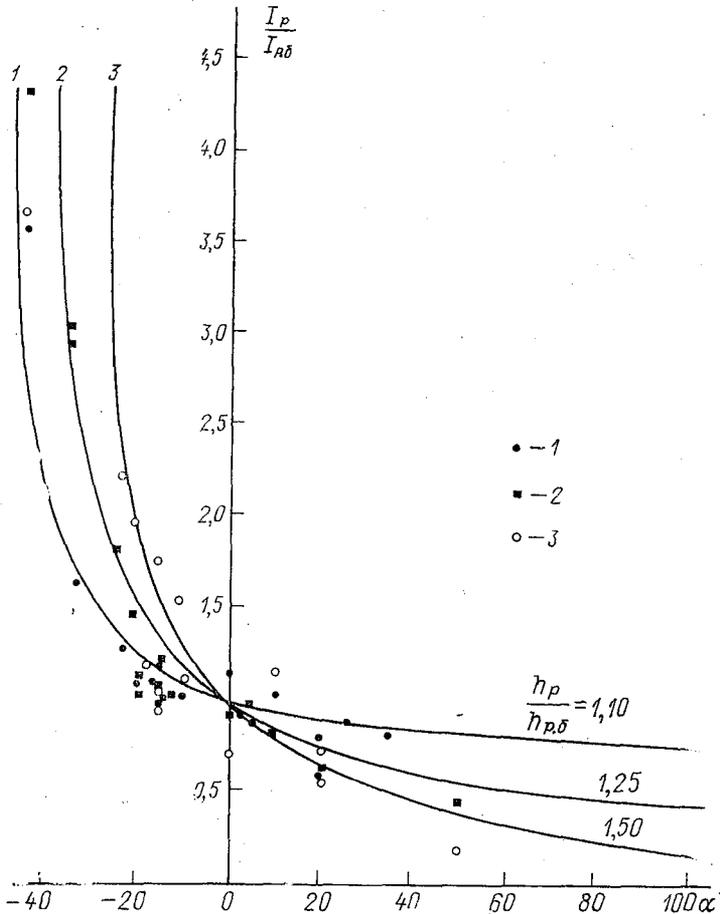


Рис. 2. Кривые зависимости $\frac{i}{I_{p.б}} = f\left(\frac{h_p}{h_{p.б}}, \alpha\right)$:

Условные обозначения приведены на рис. 1.

Для оценки тесноты полученных связей были подсчитаны корреляционные отношения η и среднеквадратические отклонения σ . Их значения (для относительных глубин 1,10; 1,25 и 1,50) соответственно равны для η 0,62; 0,71 и 0,61, а для σ 0,12; 0,15 и 0,52.

Значительно сложнее расчет коэффициентов шероховатости поймы.

Так, Н. Б. Барышниковым [1, 2] было установлено, что градиенты относительных коэффициентов шероховатости поймы $\Delta \left(\frac{n_p}{n_{p.б}} \right) \frac{1}{\Delta H}$ при третьем типе взаимодействия (схождение геометрических осей руслового и пойменного потоков) значительно больше, чем при втором (расхождение осей). Более того, им была получена зависимость этих градиентов от угла α . Работа по определению коэффициентов шероховатости пойм была проделана в ЛГМИ и установлена зависимость их величины от морфометрических особенностей расчетного участка в наиболее простых случаях. С этой целью по данным наблюдений на 45 реках и формуле Шези—Маннинга были определены значения $n_{пр} = \frac{h_p^{3/8} I^{1/2}}{v_{п}}$.

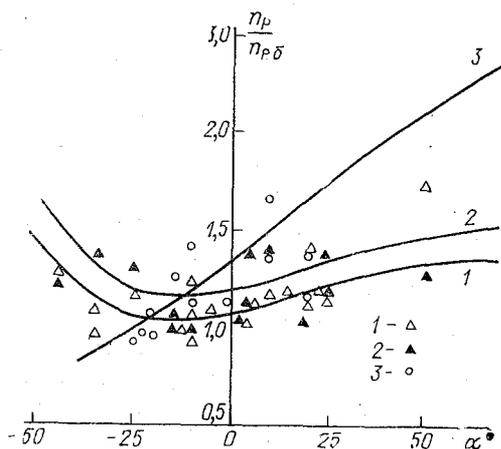


Рис. 3. Кривые зависимости $\frac{n_p}{n_{p.б}} = f \left(\frac{h_p}{h_{p.б}}, \alpha \right)$:

Условные обозначения приведены на рис. 1.

Далее, по описательной характеристике участка поймы и каждой из таблиц Срибного, Чоу и Бредли для трех расчетных уровней ($H_{мин}$ — уровень затопления низин пойм, $H_{ср}$ — уровень затопления ее центральной части, $H_{макс}$ — уровень воды при образовании единого транзитного потока) были получены значения коэффициентов шероховатости ($n_{п.табл}$) и определена разность между расчетным $n_{пр}$ и табличным $n_{п.табл}$ значениями

$$\Delta n_{п} = n_{пр} - n_{п.табл}.$$

В качестве примера на рис. 4 приведены осредненные кривые $\Delta n_{\pi} = f(\alpha, H)$, полученные на основе таблицы Дж. Бредли (для трех расчетных уровней).

Анализ расположения точек на графике связи (исходная информация на рисунке не приведена) показывает наличие достаточно тесной связи между Δn_{π} и углом α и указывает на рост значений Δn_{π} при увеличении абсолютной величины угла α .

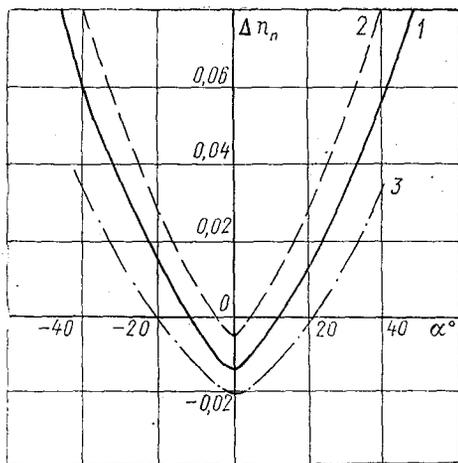


Рис. 4. Зависимости $\Delta n_{\pi} = f(H, \alpha)$ по Дж. Бредли.

Результаты расчета и характер графических зависимостей $n_{\pi} = f(\alpha, H)$ позволяют сделать вывод о завышении табличных значений коэффициентов шероховатости n_{π} при углах $\alpha < 8-15^{\circ}$ значительном занижении, в 2—2,5 раза, величин n_{π} при больших значениях $\alpha > 15-20^{\circ}$. Наибольшее совпадение табличных расчетных значений n_{π} наблюдается при углах $\alpha \approx 8-15^{\circ}$. Наидшие результаты получены для условий наибольшего затопления пойм (рис. 4). Следует отметить, что данные зависимости являются иллюстративными, ибо не разработаны четкие рекомендации по определению расчетных уровней. Для пятого типа взаимодействия построить зависимость вида $\Delta n_{\pi} = f(\alpha, H)$ не удалось возможным из-за сложности процесса взаимодействия руслового и пойменного потоков. По-видимому исследовая в данном направлении следует продолжить. Однако уже выполненный анализ дает возможность сделать вывод о наличии зависимости между морфометрическими особенностями расчетного участка и коэффициентами шероховатости пойм.

ЛИТЕРАТУРА

1. Барышников Н. Б. Речные поймы. — Л.: Гидрометеиздат, 1978. — 152 с.
2. Барышников Н. Б. Поймы равнинных рек (морфология, гидрология и гидравлика). — В сб.: Вопросы гидрологии суши. Л., изд. ЛПИ, 198 вып. 74, с. 95—104. (ЛГМИ).
3. Дидковский М. М., Родионов И. А. Сопротивление движению вод в больших земляных каналах. — Киев: АН УССР, 1956. — 79 с.
4. Железняков Г. В. Теория гидрометрии. — Л.: Гидрометеиздат, 1976. — 343 с.
5. Латышенков А. М. Сравнение различных форм для определения коэффициента Шези. — Гидротехническое строительство, 1973, № 7, с. 32—36.
6. Расчеты паводочного стока. Методы расчетов на основе мирового опыта. Под ред. А. А. Соколова, С. Е. Райтца, М. Роша. — Л.: Гидрометеиздат, 1978. — 304 с.
7. Скородумов Д. Е. Вопросы гидравлики пойменных русел в связи с задачами построения и экстраполяции кривых расходов воды. — Тр. ГГ, 1965, вып. 128, с. 3—97.
8. Соколова В. А. Исследование гидравлических сопротивлений в русловых потоках повышенной шероховатости. — Автореферат диссертации. Л., 1973. — 26 с.
9. Чоу В. Т. Гидравлика открытых каналов. — М.: Стройиздат, 1969. — 464 с.

УДК 556.536

И. Ф. КАРАСЕВ (ГГ)

ГИДРОМЕТРИЧЕСКИЙ УЧЕТ СТОКА ПРИ НЕУСТАНОВИВШЕМСЯ ДВИЖЕНИИ ВОДЫ В ОТКРЫТЫХ РУСЛАХ

Инерционные эффекты движения воды в руслах рек и канал нарушают однозначность кривых зависимости расходов воды уровней $Q(H)$. В этих условиях восстановление гидрографа стока как непрерывной функции времени по данным дискретных измерений представляет значительные трудности. Особенно сложной становится задача оперативного учета стока, при которой вместо интерполяции характеристик пропускной способности русла в интервале между измерениями расходов приходится тем или иным способом экстраполировать их в том же интервале, впрямь до очередного измерения.

Построение петлеобразных кривых расходов, применяемых в современной практике режимного учета стока, в большинстве случаев оказывается недостаточно обоснованным, так как практически невозможно выполнить достаточно большое количество измерений для надежного проведения этих кривых. В случае оперативного учета стока такая методика становится вообще непримени-

той и, если ее применяют, то это относится всецело к интуитивным и произвольным построениям. При сравнительно короткопериодных колебаниях стока для надежного его определения существующими методами фактически потребовалась бы непрерывная регистрация скоростей потока и уровней воды, как это обычно и осуществляется при специальных исследованиях неустановившихся потоков (рис. 1). Предлагаемая ниже математическая модель позволяет вычислять расходы воды в любой момент времени, а также осредненные за интервал времени — календарный период — продолжительность фазы режима или интервал между измерениями.

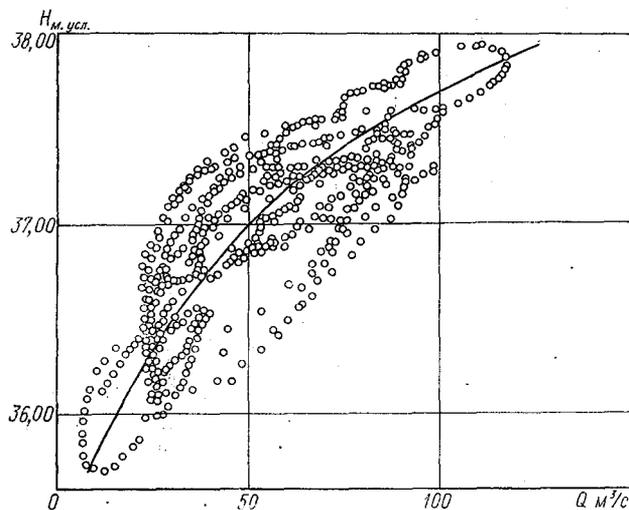


Рис. 1. Связь расходов с уровнями воды при неустановившемся движении и осредняющая кривая, рассчитанная по уравнению (1). Река Тверца — гидроствор III, 1959 г. На график нанесены расходы воды по данным ежечасных измерений.

В качестве исходной зависимости для оценки пропускной способности русла будем использовать осредненную опорную кривую $Q(H)$, аппроксимируемую уравнением множественной регрессии вида

$$Q = a_0 + a_1 H + a_2 H^2 + a_3 H^3, \quad (1)$$

которая приближенно отвечает условиям установившегося движения.

Для примера на рис. 1 представлено поле точек $Q(H)$ и осредняющая его кривая, рассчитанная по (1). Чтобы получить значение расхода воды, осредненного за период T_0 , обратимся к статической аппроксимации графика колебаний уровня воды [1].

Подставив полученные в результате этой операции средние значения уровня воды за период $T_0(H_c)$ в (1), запишем

$$\bar{Q}_0 = a_0 + a_1 H_c + \frac{(m+1)^2}{2m+1} a_2 H_c^2 + \frac{(m+1)^3}{3m+1} a_3 H_c^3. \quad (2)$$

где $m = \frac{H_{\max}}{H_c} - 1$ — показатель степени аппроксимирующей зависимости; H_{\max} — максимальный уровень за период T_0 .

Этот алгоритм обеспечивает получение осредненных данных о стоке при изменяющихся уровнях воды на основе зависимости $Q(H)$ для квазиравномерного движения.

Следующий шаг решения задачи заключается в том, чтобы учесть влияние инерционных эффектов на пропускную способность русла. Одним из наиболее простых и удобных для практического применения уравнений неустановившегося движения является формула Джонса

$$Q = Q_0 \sqrt{1 + \alpha_n}, \quad (3)$$

где Q_0 — расход воды при установившемся движении, определяемый по уравнению (1) для соответствующих срочных или осредненных уровней.

Введем обозначение:

$$k_n = \sqrt{1 + \alpha_n}. \quad (4)$$

Следуя известным в речной гидрометрии прецедентам учета изменений пропускной способности русла введением факторных коэффициентов: зарастания — $k_{зар}$, подпора — k_n и т. п., назовем k_n коэффициентом нестационарности. Его очевидные значения $k_n = 1$ при стационарном режиме, $k_n > 1$ — в фазе подъема, $k_n < 1$ — в фазе спада волны наводка.

Второе слагаемое подкоренного выражения для k_n , так называемый параметр нестационарности α_n , характеризует соотношение инерционного локального члена уравнения неустановившегося движения и гидравлического уклона I_0 для равномерного потока

$$\alpha_n = \frac{1}{I_0} \left(\frac{\Delta Q}{\Delta \omega} \right) \cdot \frac{\Delta H}{\Delta t}. \quad (5)$$

Для вычисления k_n необходимо располагать данными о приращении уровней (ΔH), площадей живого сечения ($\Delta \omega$) и расходов воды (ΔQ) за интервал времени Δt . При отсутствии измеренных расходов приращение ΔQ определяется по опорной кривой $Q(H)$. Последнее, однако, не означает, что можно обойтись без измерений расходов воды. Дело в том, что формула Джонса как и другие даже более строгие расчетные зависимости, не

яется строго адекватным описанием движения потока в конкретных условиях, и требуется периодическая корректировка и уточнение ее параметров на основе контрольных измерений. Иными словами, возникает необходимость в гидрометрической идентификации уравнения неустановившегося движения (3), что может быть осуществлено введением измерительного корректива

$$\beta = \frac{Q_{\text{из}}}{k_{\text{н}} Q_0}, \quad (6)$$

где $Q_{\text{из}}$ — измеренный расход воды. Полученное значение β используется в течение всего интервала времени между состоявшимся и очередным измерением. Очевидно, чем устойчивее значение β , тем реже требуется его уточнение по измеренным расходам воды. Применительно к процессам управления водным режимом и зарегулированных реках и каналах устойчивость значений β , также допустимая погрешность вычисления стока всецело определяет интервал контрольных измерений расходов (дискрет контроля).

Рассмотрим алгоритмы вычисления осредненных и срочных расходов воды. Порядок вычисления осредненных расходов воды применительно к оперативному учету стока:

а) определяется средний за период T_0 уровень воды H_c и его аксимальное значение $H_{\text{макс}}$;

б) по данным последнего (предшествующего) измерения расхода воды вычисляется значение измерительного корректива β по формуле (6);

в) определяется $k_{\text{н}}$ по интенсивности изменения площадей живого сечения ($\Delta\omega$) и расходов (ΔQ), соответствующих опорной кривой $Q(H)$.

Причем, если период осреднения охватывает несколько (N) фаз водка или отдельных попусков, то $k_{\text{н}}$ определяется для каждой из них и в дальнейших расчетах используется его средневзвешенное значение

$$\bar{k}_{\text{н}} = \frac{\sum_1^N k_i T_i}{T_0},$$

где T_i — продолжительность i -ой фазы (попуска).

Подставляя эти данные в (2), получим

$$= \beta \bar{k}_{\text{н}} \left[a_0 + a_1 H_c + \frac{(m+1)^2}{2m+1} a_2 H_c^2 + \frac{(m+1)^3}{3m+1} a_3 H_c^3 \right]. \quad (7)$$

Более прост алгоритм вычисления срочных расходов воды (t_i), отнесенных к любому моменту времени t_i :

а) вычисляется коэффициент нестационарности $k_{\text{н}}$ реализованной части фазы волн паводка или попуска;

б) на основе корректирующего множителя β , установленного по данным последнего измерения, определяется значение срочного расхода

$$Q(t_i) = \beta Q_0(t_i) k_n(t_i). \quad (8)$$

Проверка модели осуществлялась на основе материалов исследований неустановившегося движения воды на р. Тверце, проведенных ГГИ летом 1959 г., и наблюдений на р. Зеравшан, выполненных отделом гидрометрии в 1981 г. На р. Тверце были выбраны три гидроствора — г/с II, расположенный в 1,38 км от ГЭС г/с III — 4,88 км и г/с IV — 11,8 км. На р. Зеравшан измерения быстро изменяющихся расходов проводились в одном гидростворе.

Параметры уравнений регрессии расходов по уровням для условий стационарного движения представлены в табл. 1. На рис. 2 для примера приведены гидрографы попусков на р. Тверце в гидростворах III и IV.

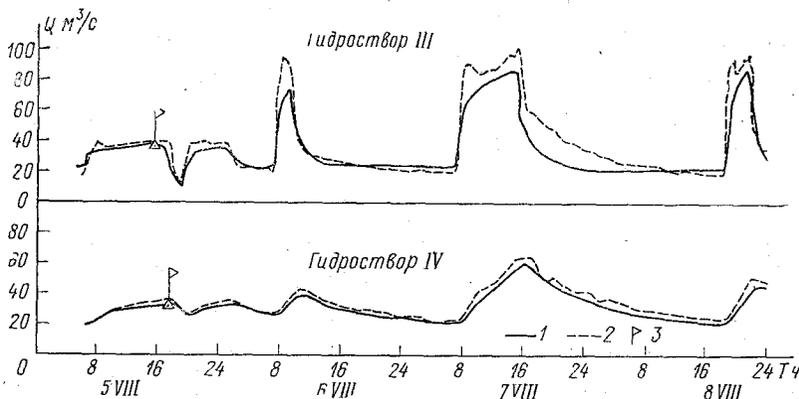


Рис. 2. Сопоставление измеренных (1) и рассчитанных (2) гидрографов стока в гидростворах III и IV р. Тверцы по данным наблюдений 1959 г. Значения измеренных расходов воды, принятых для идентификации уравнения неустановившегося движения (3).

При вычислении осредненных расходов воды период осреднения принимался равным календарному интервалу — сутки и времени прохождения полной волны попуска.

В зависимости от фазы, к которой приурочен расход, используемый для определения измерительного корректива β , было введено три варианта расчета:

I — расход измерен на подъеме первого попуска, при этом соответствует фазе подъема;

II — расход измерен на пике первого попуска ($k_n=1$);

III — расход измерен на спаде первого попуска, при этом соответствует фазе спада.

Из табл. 2 следует, что наилучшие результаты для гидростворов рек Тверца и Зеравшана достигаются при втором варианте расчета, когда корректив β определяется по расходу, измеренному а пике попуска при квазиустановившемся режиме.

Во всех вариантах расчета осредненных расходов воды р. Тверца их соответствие фактическим значениям увеличивается по мере удаления гидроствора от ГЭС, осуществляющей попуски. Погрешности в наиболее удаленном гидростворе IV в 3—5 раз меньше, чем в гидростворе II.

Измерительный корректив β по мере ослабления инерционных эффектов с удалением гидростворов от ГЭС приближается к единице, в то время как в створе II он равен: $\beta \cong 2$. Поскольку величина β является корректирующим множителем для принятой модели учета стока, то отмеченный факт означает, что уравнение Джонса в наибольшей степени отвечает условиям умеренной нестационарности движения, характерной для створа IV ($\alpha_n = 0,01 \div 0,40$), и в наименьшей — резко выраженному неустановившемуся движению в гидростворе II ($\alpha_n > 1,0$).

Следует также отметить, что осреднение расхода за период продолжительности полной волны попуска оказывается существенно точнее осреднения за сутки. Это может быть объяснено более высокими погрешностями определения коэффициента нестационарности в последнем случае.

Средние квадратические погрешности вычисления мгновенных (мгновенных) расходов воды на р. Тверце оказались неодинаковыми в гидростворах с различной степенью нестационарности потока. В гидростворе III их значения по отдельным волнам попуска составляли 13,5—42,5%. В гидростворе IV, где характер неустановившегося движения был близок к условиям естественных паводков, эти погрешности оставались в пределах от 6,4 до 14,9%, что можно считать вполне приемлемым для оперативных целей.

Что касается выраженной нестационарности потока, то для задания математической модели в этих условиях потребуется использовать уравнения неустановившегося движения более сложное, чем зависимость Джонса [2]. Разработка таких моделей — задача дальнейших исследований.

Таблица 1

Параметры уравнений регрессии расходов (m^3/c) по уровням (m)

Река, пункт	a_0	a_1	a_2	a_3
Тверца — г/с II	—3945,838	1823,75	—238,31	14,8244
Тверца — г/с III	—1714,776	817,67	—132,77	7,4235
Тверца — г/с IV	—1413,377	702,03	—117,58	6,8235
Зеравшан	214,803	—308,59	129,88	—8,2351

Сравнение результатов расчетов расходов воды, осредненных за полный период волн пропусков

Дата	T_0 с	\bar{Q}_B м ³ /с	\bar{k}_H	I вариант			II вариант			III вариант		
				β	\bar{Q} м ³ /с	δQ %	β	\bar{Q} м ³ /с	δQ %	β	\bar{Q} м ³ /с	δQ %
р. Тверца — гидроствор II												
5/VIII	48 600	34,4	0,919	2,356	7,9	+10,2	1,788	28,8	-16,4	1,346	21,6	-37,1
5—6/VIII	91 800	32,8	0,968		38,3	+16,8		29,1	-11,4		21,9	-33,3
5—7/VIII	178 200	31,4	0,980		33,5	+6,6		25,4	-19,1		19,1	-39,1
5—8/VIII	304 200	34,8	0,986		53,7	+54,2		40,9	+17,0		30,6	-11,9
р. Тверца — гидроствор III												
5/VIII	48 600	33,2	1,003	1,452	37,4	+12,7	1,254	32,3	-2,6	1,386	35,7	+7,6
5—6/VIII	91 800	31,5	1,003		37,0	+17,4		32,0	+1,4		35,3	+12,1
5—7/VIII	178 000	31,3	0,983		36,7	+17,2		31,7	+1,2		35,0	+11,9
5—8/VIII	304 200	34,4	1,060		48,2	+40,0		41,6	+20,9		46,0	+33,7
р. Тверца — гидроствор IV												
5/VIII	52 200	29,7	1,065	1,016	28,2	-4,9	1,113	30,9	+4,2	0,970	27,0	-9,2
5—6/VIII	93 600	30,2	1,094		31,0	+2,7		34,0	+12,6		29,6	-2,0
5—7/VIII	176 400	30,1	1,005		28,8	-4,2		31,5	+4,6		27,5	-9,4
5—8/VIII	302 400	32,9	1,000		30,4	-7,6		33,3	+1,2		29,0	-11,8
р. Зеравшан												
—	104 070	60,6	0,980	0,898	41,2	-32,0	1,000	54,8	-9,6	1,305	71,5	+18,0

ЛИТЕРАТУРА

1. Карасев И. Ф. Речная гидрометрия и учет водных ресурсов. — Л.: Гидрометеиздат, 1980. — 310 с.
2. Карасев И. Ф., Коваленко В. В. Уравнение неустановившегося движения потока как основа экстраполяции расходов воды. — Труды ГГИ, 1982, вып. 292, с. 3—8.

УДК 556.535.6

С. В. ШМИДТ, В. А. ИВАНОВ, Г. И. БОНДАРЕНКО (ЛГМИ)

ИССЛЕДОВАНИЯ РУСЛОВОГО И МЕРЗЛОТНОГО РЕЖИМОВ р. ТАЗ

Значение рек севера Западной Сибири как транспортных магистралей при доставке оборудования и других народно-хозяйственных грузов для нефте-газовых промыслов особенно возрастает в последние годы. Строительство промышленных и бытовых объектов, мостов, нефте- и газопереходов, линий электропередач требует всестороннего изучения всех аспектов жизнедеятельности речного русла, особенностей, присущих как отдельной реке, так и всем рекам региона в целом.

Район исследований приурочен к Нижнеобской котловине. Реки, протекающие по этой территории, слабо изучены в гидрологическом отношении, и поэтому очень ценными являются материалы экспедиционных исследований, существенно дополняющие данные сети Госкомгидромета.

Кафедра гидрометрии вот уже в течение 15 лет проводит исследования руслового режима рек в целях разработки научно-обоснованных рекомендаций по улучшению судоходных условий на них. Особенностью этого района является формирование русловых процессов в условиях интенсивного воздействия на них вечной мерзлоты, широко распространенной в долинах рек. Поэтому большое внимание при проведении экспедиционных работ и анализе полученных материалов было обращено на ареал распространения, формы проявления и виды воздействия вечной мерзлоты на русловые и пойменные процессы. В 1980 и 1981 гг. работы проводились на р. Таз — самой большой водной артерии территории.

Как известно, различные сочетания характеристик стока воды, наносов и ограничивающих условий приводят к появлению различных типов деформации речных русел и пойм.

Особенности залегания мерзлых грунтов как по длине реки, так по ширине долины и неоднозначность их влияния на скорости деформаций значительно усложняют типовые схемы развития рус-

лового процесса и заставляют более внимательно подходить к его изучению.

Анализ картографического материала и данных полевых обследований 480 километрового участка р. Таз (километраж приводится по лоции р. Таз) позволил выделить два участка с преимущественно одинаковыми схемами деформаций речного русла.

По типу руслового процесса первый участок (от 0 до 250 км) можно отнести к пойменной многорукавности, для которой характерным является значительная обводненность долины реки. Ширина ее в некоторых местах достигает 25—30 км. На этом участке наблюдается большое количество рукавов и протоков, многие из которых могут быть использованы для судоходства. Более крупные протоки на отдельных участках развиваются по схеме незавершенного, а мелкие — свободного меандрирования.

Большинство протоков глубоководны. Так, при обследовании судоходной протоки Яун-Тарки в летнюю межень 1981 г. (210—225 км) были зафиксированы глубины 28—30 м. Глубокий врез русел протоков на этом участке обусловлен преобладанием глубинного размыва над плановым. Ограничение плановых деформаций на участке обусловлено повсеместным распространением в долине реки плотных синих глин, а в устьевых областях выходами мерзлых грунтов.

Замечено, что большинство протоков центральной части долины р. Таз на этом участке глубоководны и, наоборот, русла, располагающиеся по краям долины, как правило, более распластаны и мелководны. Подобное распределение мелководных и глубоководных протоков в долине реки на этом участке обусловлено характером распространения мерзлых грунтов.

Большая кривизна судоходных протоков, незначительная длина излучин при углах разворота $\alpha = 120\text{—}140^\circ$ и более и ширинах русла 200—300 м создают значительные трудности при проводке караванов судов на этом участке.

Второй участок более сложный, чем первый. От 250 км основное русло р. Таз подходит к правому коренному берегу. Для этого участка (250—480 км) характерным является чередование излучин, развивающихся по типу ограниченного меандрирования со слабоизвилистыми участками свободного и незавершенного меандрирования. Перемещение наносов в русле происходит посредством смещения крупных перекошенных гряд.

В отличие от первого участка пойма относительно узкая, в отдельных местах ширина ее не превышает 6—8 км, но так же как и на первом участке сильно заболочена, изобилует озерами и старицами.

Более детальные исследования руслового процесса проводились в районе поселка Красноселькупска (445—455 км), на плавной излучине, смещение которой происходит из-за размыва правого вогнутого берега и ежегодного наращивания левобережного пляжа. Ширина русла в межень достигает 600—700 м.

По данным обследования 1980 и 1981 гг. интенсивность размыва правого вогнутого берега составила по длине фронта размыва в среднем 1,5—2,0 м/год. Разная скорость размыва обусловлена особенностями геологического строения правого коренного берега. Верхний горизонт мощностью 3—4 м представлен суглинками и супесями, ниже располагаются ледниковые отложения с включением гальки и валунов, препятствующих более интенсивному развитию излучины. Выходы валунов и гальки в обнажениях правого коренного берега прослеживаются по всей длине участка до 220—230 км от устья.

В районе поселка Красноселькупска эти отложения в виде каменных гряд уходят в русло и прослеживаются в нем на расстоянии до 100 м от берега. Они существенно осложняют судоходные условия.

Сопоставление планов русловых съемок, выполненных экспедицией в 1980 и 1981 гг., позволило установить величину смещения линии фарватера на исследуемом участке. Наименьшее ее значение отмечено в начале участка, где линия фарватера подходит к правому берегу, наибольшее — в вершине излучины. В среднем для участка величина этого смещения составила около 50 м, на отдельных коротких участках 100—150 м, что соизмеримо с размерами искусственных судоходных прорезей. Следовательно, разработанную земснарядом прорезь поток может занести за половодье, что необходимо учитывать при проектировании дноуглубительных работ.

Изучение характеристик распространения мерзлых грунтов в долине р. Таз проводилось на участке от 120 до 455 км.

В зависимости от условий формирования и залегания вечномерзлых грунтов на территории севера Западно-Сибирской низменности выделено три зоны: северная, центральная и южная. Для каждой зоны характерна определенная толщина мерзлого слоя, который может быть сплошным или прерывистым.

Для северной зоны характерным является однослойное, монокристаллическое, практически непрерывное строение мерзлой толщи по вертикали.

Неполное оттаивание первоначально непрерывной толщи мерзлоты в период потепления и последующее неполное промерзание протаявшего слоя привело к образованию талика. Подобное двухслойное строение вечномерзлых грунтов характерно для центральной зоны.

В южной геокриологической зоне мерзлые грунты встречаются не на поверхности, как в двух предыдущих, а прослеживаются начиная с глубин примерно равных 150 м.

Характер залегания мерзлых грунтов в долинах крупных и средних рек существенно отличается от их распространения в водораздельных пространствах. К общим, влияющим на формирование и распространение мерзлоты, здесь добавляются еще гидрологические факторы.

К ним можно отнести: период затопления поймы наводочными водами, зависящий от высоты поймы; водность реки; тип руслового процесса на участке; тепловой режим водоемов и др.

Водный поток и воды, заполняющие понижения рельефа пойм, оказывают отепляющее действие на породы, лежащие в их основе, и способствуют образованию подрусовых и подозерных таликов, мощность которых существенно зависит от размеров этих водных объектов. В таблице, по данным Желдорпроекта, приводятся сведения о мощности таликов под руслами малых рек.

Мощность таликов под руслами рек на юге полуострова Ямал

Река	Мощность талика (м)
Юн-Яха (нижнее течение)	25
Щучья (нижнее течение)	28,6
Лонгот (нижнее течение)	21,6
Яходи-Яха (нижнее течение)	19,0

Под Обской губой в районе м. Каменного сквозной талик наблюдается при слое воды 1,75—2,0 м; при меньшей толщине слоя встречаются перелетки [3].

Под руслами крупных и средних рек региона таких как Обь, Пур, Надым, Полуй и Таз, по данным [1, 2, 4] и др. в том числе ЛГМИ [5], вечная мерзлота отсутствует.

Характер распространения мерзлых грунтов в поймах крупных и средних рек более сложен, чем на водораздельных пространствах. Большое разнообразие гидрологических и морфологических характеристик рек района не позволяет провести картирование мерзлых грунтов в их долинах для всей территории. Поэтому изучение особенностей распространения мерзлых пород в этих долинах и влияния на их распространение многочисленных факторов, в том числе и гидрологических, является актуальной задачей.

Летом 1981 г. экспедицией ЛГМИ были выполнены работы по оценке распространения вечной мерзлоты в долине р. Таз и на ее коренных берегах. Глубина залегания верхней границы мерзлого грунта определялась с помощью тонкого металлического стержня, длиной 3,5—4,0 м и шурфованием.

На участке 445—455 км в долине реки и на склонах правого коренного берега мерзлые грунты не обнаружены. На коренных берегах мерзлота приурочена к многолетним буграм пучения.

Уже от 275 км р. Таз мерзлые грунты прослеживаются в склонах долины, а глубины залегания их на коренных берегах, склонах и урзе русла под коренным берегом составили соответственно: 0,80—0,90; 1,0—1,10; 1,30 м.

Участок р. Таз на 210—225 км (судовой ход здесь проходит по протоке Яун-Тарке) обследовался в августе 1981 г. Как на правом, так и на левом коренных берегах реки мерзлые грунты встречаются с поверхности повсеместно (исключение составляют крупные озера). Глубина залегания мерзлоты составила в среднем 0,90—1,10 м.

Распространение мерзлоты на пойме носит островной характер. В долине реки она обнаружена на так называемых останцах, представляющих собой незатопляемые морфологические эрозионные образования, сложенные неаллювиальными отложениями. Они образовались посредством отчленения от коренного берега островов, сложенных трудноразмываемыми породами, в периоды большой водности рек. В настоящее время останцы возвышаются над меженным уровнем на 6—10 м, в то время как горизонт высоких вод, зафиксированный на участке, превысил меженный уровень всего на 4,0—4,5 м. Эти эрозионные образования наиболее часто встречаются по краям долины реки в местах значительного расширения ее за счет присоединения крупных притоков.

Как уже отмечалось, рассматриваемый участок по типу руслового процесса относится к пойменной многорукавности. Большое распространение на низкой пойме протоков, стариц и озер обусловило отсутствие на поверхности ее центральных участков вечной мерзлоты. В целом ряде случаев удалось обнаружить мерзлые грунты, образовавшиеся в результате зимнего промерзания и еще не полностью оттаившие. Их мощность в период обследования составила 20—40 см.

На участках поймы, непосредственно прилегающих к коренному берегу, во всех случаях обнаруживались вечномерзлые грунты.

В заключение следует отметить, что знание закономерностей распространения вечной мерзлоты в долинах рек и форм ее проявления является необходимым условием при оценке направления и скоростей русловых деформаций на реках мерзлотной зоны.

ЛИТЕРАТУРА

1. Баулин В. В., Белопухова Е. Б., Дубиков Г. И., Шмелев Л. М. Геокриологические условия Западно-Сибирской низменности. — М.: Наука, 1967. — 212 с.
2. Груздов А. В. Закономерности формирования мерзлых толщ бассейнов рек Таз, Пур и Надым. — Автореферат дисс., М., 1975, 28 с.
3. Жуков В. Ф., Салтыков Н. И. Изыскания Северного порта в Обской губе. — М.—Л.: Главсевморпуть, 1953, вып. 3, с. 15—26.
4. 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.
5. Левашов А. А. Распространение мерзлых грунтов в руслах и поймах рек и их влияние на русловую процесс. — Метеорология и гидрология, 1979, № 4, с. 88—92.

ПОКАЗАТЕЛИ УСТОЙЧИВОСТИ РУСЛА, ИХ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ДЛЯ ОЦЕНКИ ИНТЕНСИВНОСТИ РУСЛОВЫХ ДЕФОРМАЦИЙ И ПУТИ СОВЕРШЕНСТВОВАНИЯ

Степень устойчивости русла, оцененную по показателям В. М. Лохтина (число Лохтина) $L = \frac{d}{H}$ и Н. И. Маккавеева (коэффициент стабильности) $K_c = \frac{d}{Ib} 1000$ (d — средний диаметр наносов, мм; H — километрическое падение, м/км; I — уклон, ‰; b — ширина русла, м), которые находятся в прямой зависимости от крупности слагающих русло грунтов и в обратной от уклона русла, можно рассматривать как отражение влияния геолого-геоморфологических условий на процессы формирования русла [8]. Устойчивость русла определяет интенсивность русловых переформирований, от нее зависят темпы блуждания динамической оси потока, развития одних и отмирания других рукавов, скорости перемещения перекатов, интенсивность размыва берегов и, в конечном счете, морфологический облик русла и форма его живого сечения. Отсюда, наряду с упомянутыми факторными показателями устойчивости, определяемыми по соотношению действующих сил, получили распространение интегральные показатели (Х. М. Полина, С. Г. Шатаевой, К. В. Гришанина), отражающие по существу соотношение морфометрических или гидролого-морфометрических элементов потока и русла [10].

Морфометрический показатель Шатаевой $A = \frac{\lg \Delta T}{\lg \Delta b}$, представляющий собой отношение приращения глубины потока ΔT при изменении его ширины Δb , применим лишь для оценки интенсивности деформаций перекатов. На реках, где перекаты занимают практически весь поперечник русла, т. е. в условиях неразветвленных или слабозветвленных участков, среднее его значение обычно хорошо коррелируется с числом Лохтина L и коэффициентом стабильности Н. И. Маккавеева K_c . Тесная связь между ними установлена, например для средней Оби, Амударьи, средней Лены [9 и др.], нижнего Вилюя, причем изменение устойчивости каждого отдельного переката (показатель A) следует за изменением показателей устойчивости для русла в целом (числа L и K_c). На реках со сложноразветвленными руслами, где размеры перекатов развитых в рукавах и протоках, несопоставимы с шириной всего

русла, эта связь утрачивается, и среднее значение морфометрического показателя часто не определяет общей устойчивости русла.

В табл. 1 приведены осредненные значения упомянутых показателей устойчивости русла в сравнении с темпами его деформаций на нескольких реках.

Таблица 1

Показатели устойчивости русла и интенсивность русловых деформаций некоторых рек

Река	Средне-годовой расход, м ³ /с	Показатели устойчивости			Темпы деформаций		
		Л	K _c	A	Скорость перемещения перекагов, м/год	Скорость размыва берегов, м/год	Период облуждания по рукавам, год
Вычегда	1100	6,6	9,3	1,77	90—100	12—20	20—25
Обь							
Влияние Биги	1200	1,9—4,7	1,6—5,9	—	300—350	30—50	10—15
и Катунин-устье Ча-ыша							
Устье Ча-ыша —	1500	1,9—5,5	1,3—6,6	—	200—250	20—30	—
. Барнаул							
Новоси-ирск —	1800	6,3	9,0	1,66	150—200	15—20	35—40
устье Томи							
Ниже устья Томи	3800	6,7	8,5	—	150—200	15—20	8—15
ев. Двина	2000	3,5	5,4	1,50	150—200	10—20	15—20
мударья	2400	0,7—2,1	0,5—1,9	1,04	500—1500	70—100	3—15
верхнее ечение)							
илкой	1500	—	1,6—8,6	—	200—300	15—30	30—40
нижнее ечение)							
ена	8000	6,5	2,5—6,5	1,08	150—800	20—40	50—80
окровск—							
устье Ал-ана							
устье Ви-оя—Жи-инск	13000	7,7	1,5	1,76	200—600	20—40	80

Наименьшей устойчивостью и соответственно наибольшей интенсивностью переформирований русла отличаются некоторые реки Средней Азии, на которых скорости потока в течение большей части года значительно превышают критические. В то же время, даже незначительные изменения уклонов или крупности наносов, связанные с местными условиями, вызывают заметные колебания показателей устойчивости и сказываются на характере русловых деформаций. Например, на Амударье впадение притока — Сурхандарьи, выносящего более крупный материал по сравнению с главной рекой, обуславливает изменение уклонов и крупности наносов выше и ниже по течению от его устья [4]. Непосредственно ниже впадения притока русло имеет самые низкие показатели устойчивости; скорость смещения песчаных массивов достигает здесь 1500 м в год, что почти в 3 раза больше чем на нижележащем участке.

Наиболее ярким проявлением неустойчивости русла р. Амударьи является катастрофический размыв берегов — «дейгиш». Скорость отступления берега во время дейгиша составляет 1—1,5 м/мин, а длина участка размыва достигает 1 км. За год может быть смыта рекой полоса суши шириной 300—500 м. Скорости смещения до 1500 м/год характерны не только для побочной перекатов, но и для излучин русла [1].

Реки, имеющие устойчивые русла, обычно встречаются в районах ограниченного развития русловых деформаций, где при обычных для равнинных рек уклонах (0,08—0,20%) аллювий представлен галечным, галечно-валунным или даже валунно-глыбовым материалом. Для таких русел характерны чрезвычайно низкие темпы изменений их рельефа. На верхнем Алдане, верхней Лене, Ангаре и других реках Средней и Восточной Сибири, а также на верхнем Каме, Белой, Чусовой русловые деформации заключаются лишь в периодическом углублении и нарищивании гребней перекатов и незначительных изменениях в конфигурации прирусловых отелей, что связано с перемещением обломков крупнообломочного материала, при относительной стабильности в плане формы русел и отдельных элементов его рельефа.

Устойчивость русла отчетливо проявляется в динамике перекатов. Н. И. Маккавеевым [5] было установлено, что средняя скорость их смещения u определяется величиной руслоформирующего расхода Q_{ϕ} и устойчивостью русла L :

$$u = 0,05 \frac{Q_{\phi}}{L}.$$

Например, на реках Вычегде и Северной Двине средние скорости смещения перекатов соответственно равны 90—100 и 150—200 м/год; число Лохтина на р. Северной Двине не превышает 3,6, а на р. Вычегде в среднем составляет 6,6. На верхней Оби при $L = 2,9 \div 4,7$ перекаты перемещаются со скоростью 300—350 м/год.

Также обратный характер имеет связь показателя A со скоростью мещения побочной. На средней Оби [2] эта зависимость имеет вид $A = (2,11 \div 0,33)u$. На других реках она отличается лишь значениями свободного члена и коэффициента, величины которых определяются местными условиями формирования русла.

Скорость размыва пойменных берегов также находится в обратной зависимости от устойчивости русла. На р. Лене эта связь выражается $v = aK_c^{-0,8}$, причем теснота связи достаточно высокая.

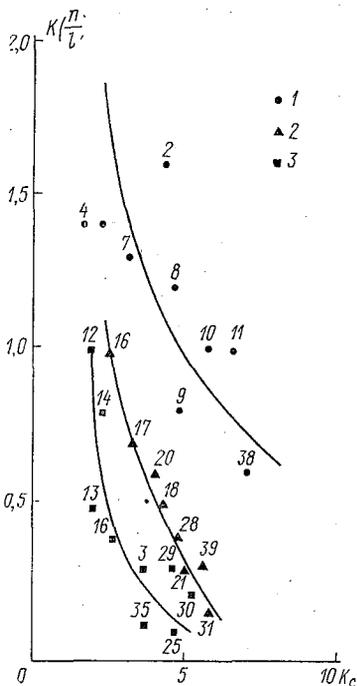
Коэффициент a находится в обратной зависимости от водности стока. Очевидно, в многоводном стоке кривизна русла меньше, следовательно, поперечная циркуляция, способствующая размыву берегов, развита слабее.

Устойчивость русла определяет также основные его характеристики: ширину, степень азветвленности, радиусы кривизны и т. д. Е. К. Рабкова [6], выполнив анализ значений коэффициента плеса Х. М. Полина для большого числа судоходных рек СССР, установила, что определенные его интервалы соответствуют одному из морфологических типов русла врезанным задром, свободным излучинам, переходному от меандрирования разветвлению, разветвленному блуждающему. В верхней части р. Оби (рис. 1) кривые связи

и $\frac{n}{l}$ (n — количество островов

на 1 км русла в пределах участка длиной l км) и величины K_c , изученные С. Н. Рулевой, соответствуют различным типам разветвленного русла, а для неразветвленного или извилистого, где образование отдельных островов является закономерным, эта связь не прослеживается. В нижней части р. Лены [9], характеризующейся сложно разветвленным руслом, эта связь, имея вид

$\frac{n}{l} = aK_c^{-1}$, дифференцируется



Зависимость степени разветвленности русла $\frac{n}{l}$ (n — количество островов на 1 км русла в пределах участков длиной l км) от его устойчивости K_c и морфологического типа на верхней Оби:

- 1 — сопряженное разветвление;
- 2 — разветвленно-извилистое русло;
- 3 — односторонние разветвления.

по трем участкам, которые отличаются по величине суммарной (вместе с островами) ширины русла в каждом узле разветвления: I — $a=2,6$ при $b_{\max}=23$ км; II — $a=1,0$ при $b_{\max}=16$ км; III — $a=0,3$ при $b_{\max}=14$ км. Характерно, что для этих же участков получены свои зависимости суммарной ширины русла b от K_c .

На меандрирующих реках размеры излучин находятся в обратной зависимости от величины показателя стабильности русла K_c . Например, для р. Вычегды было получено уравнение [4]

$$r = 7,7 K_c^{-0,96},$$

где r — радиус кривизны излучины (км). На реках, разветвленных на рукава, наоборот, снижение величины K_c , характеризующей устойчивость всего русла, сопровождается уменьшением радиусов кривизны основных рукавов, т. е. в отличие от меандрирующих рек, параметры излучин главного течения реки среди островов находятся в прямой зависимости от устойчивости русла. На средней Лене эта зависимость выражается эмпирической формулой

$$r = (1 - K_c)^2.$$

Чем выше устойчивость русла, тем больше площадь островов. Процесс объединения островов и, соответственно, уменьшения количества рукавов наиболее интенсивно протекает на тех участках, где устойчивость русла относительно велика. Поэтому повышение устойчивости русла приводит к увеличению водности рукавов и, благодаря прямой зависимости между радиусом кривизны и расходом воды $r = f(Q_{\phi}^{0,5})$ [5], обуславливает больший радиус кривизны.

Сравнивая величины L , K_c и A с характером проявления и интенсивностью русловых деформаций, можно приближенно дать и численные градации для оценки устойчивости участков рек, средних по водности (1000—3000 м³/с), и отдельных перекатов (табл. 2).

Таблица

Классификация участков русел и перекатов по степени их устойчивости для рек средней водности

Характеристика устойчивости	Показатели устойчивости русел		
	для участков русел		для перекатов
	L	K_c	A
Неустойчивые	2	6	1,4
Слабоустойчивые	2—5	6—15	1,4—1,7
Относительно устойчивые	5—10	15—20	1,7—2,0
Устойчивые	10	20	2,0

Приведенная классификация не может быть распространена на реки с большей или меньшей водностью, поскольку принятые в ее обоснования показатели испытывают масштабное искажение, так как либо являются размерными (число Лохтина), либо их выражение входит член (ширина русла), зависящий сам от водности реки (K_c, A). В связи с этим одинаковые по темпам русловых деформаций и качественной оценке устойчивости русла реки малых и больших рек характеризуются различными численными значениями K_c . Так, на средней Лене, среднегодовой расход которой равен $8000 \text{ м}^3/\text{с}$, слабоустойчивое русло находится в интервале $K_c = 5-10$, а на нижней Лене ($Q = 13000 \text{ м}^3/\text{с}$) — $K_c = 3-7$, т. е. в 1,5—2 раза ниже, чем на реках средней водности. Подобный недостаток может быть устранен введением поправки на расход». Возможный подход к решению задачи дает эксперимент с оценкой устойчивости (K_c) разных по водности рукавов нижней Лены. Благодаря зависимости между K_c и относительной водностью рукавов, выраженной в процентах от общего расхода воды в реке, был получен ряд значений K_c с поправкой «на расход». Далее была найдена тесная связь между старым значением K_c и вновь полученным K'_c , что при подстановке выражения K_c дает следующую расчетную формулу:

$$K'_c = \frac{1370d}{Ib} - 0,55.$$

Приведенное уравнение можно применять только для сравнительной оценки устойчивости русел отдельных рукавов данной реки. Использование его позволило получить, например, значительно более тесную связь между радиусом кривизны рукавов нижней Лены и устойчивостью их русел: $r = 39 K'_c{}^{-1,02}$ (коэффициент корреляции 0,93), тогда как с применением K_c эта зависимость весьма слабая (0,72).

Большинство показателей устойчивости не учитывают ряда факторов формирования русла, проявляющихся в конкретной природной обстановке. Например, для рек, протекающих в зоне распространения вечной мерзлоты, характерно несоответствие интенсивности некоторых видов русловых деформаций величинам показателей устойчивости. На нижней Лене, характеризующейся неустойчивым руслом, скорости перемещения перекатов значительно меньше, чем на таких же реках немерзлой зоны. В дельтах рек севера Сибири русловые переформирования протекают в 3—5 раз медленнее по сравнению с южными реками, имеющими такие же значения коэффициента стабильности [3].

С целью учета шероховатости русел Н. И. Маккавеев [5] трансформировал показатель Лохтина, заменив в нем падение воды квадратом скорости и введя в него относительную глубину,

а затем подставил выражение скорости по формуле Шези. Полученный новый показатель имеет вид

$$\gamma = \frac{gd}{b C^2 I'}$$

где C — коэффициент Шези. Однако этот показатель пока не определен для массовых определений, хотя он лишен масштабных искажений.

Реки с галечным руслом отличаются завышенными показателями устойчивости, не отражающими истинной интенсивности переформирований. В то же время морфометрический показатель A до определенных пределов укрупнения грунта не зависит от его состава и может служить критерием для определения границ других показателей, соответствующих участкам с разной устойчивостью. Для среднего Вилюя, где галечные отложения занимают от 7 до 30% площади русла, слагая подвижные перекалочки, дно плесовых ложин и увеличивая на порядок среднюю крупность наносов, получены следующие численные значения для качественной оценки устойчивости русла: неустойчивое — < 40 , слабоустойчивое — $40-80$, относительно устойчивое — $80-150$, устойчивое — > 150 . Показатель A при этом соответствует данным табл. 2, а коэффициент корреляции зависимости $K_c = f$ равен $0,92 \pm 0,023$. Очевидно, что предложенная классификация действительно только для песчано-галечных русел. На реках с большим аллювием (галечным, галечно-валунным и т. д.), врезающихся в скальные породы, механизм взаимодействия потока и русла и транспорта наносов совершенно иной, и применение принятого показателя устойчивости русла к оценке их переформирования не правомерно.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алтунин В. С., Аннаев С. А., Аширов С. А. Интенсивные руслодеформации реки Амударья. — Ашхабад: Ылым, 1975.
2. Беркович К. М., Лодина Р. В., Чалов Р. С., Шутов А. М. Улияние формирования, устойчивость и режим деформаций русла среднего Вилюя. — В сб.: Эрозия почв и русловые процессы, вып. 2. М., Изд-во МГУ, 1972, с. 186—210.
3. Коротаев В. Н., Сидорчук А. Ю., Чалов Р. С. Литодинамика дельт рек севера Сибири. — Водные ресурсы, 1980, № 1, с. 138—145.
4. Лодина Р. В., Чалов Р. С. О влиянии притоков на состав наносов и деформации русла реки. — Вестник Моск. ун-та. География, 1971, № 1, с. 65—70.
5. Маккавеев Н. И. Русло реки и эрозия в ее бассейне. — М., Изд-во АН СССР, 1955. — 347 с.
6. Рабкова Е. К. Методы расчета русел рек и каналов и их деформаций на основе использования комплексных естественных характеристик. — Автореферат диссерт. на соиск. уч. степени доктора технических наук. МГМИ, 1979. — 35 с.
7. Чалов Р. С. Излучины реки Вычегды. — В сб.: Эрозия почв и русловые процессы, вып. 4. М., Изд-во МГУ, 1974, с. 128—142.

- Чалов Р. С. Географические исследования русловых процессов. — М., Изд-во МГУ, 1979. — 232 с.
- Чалов Р. С. и др. Русловой режим средней и нижней Лены. — М., ВИНТИ, № 2224—96 Деп., 1976. — 185 с.
- Шатаева С. Г. Определение объемов дноуглубительных работ с помощью показателя устойчивости русла. — Труды ЦНИИЭВТ, 1969, вып. 68, с. 84—121.

К 556.535.3

В. В. КОВАЛЕНКО (ЛГМИ)

ОБ ОДНОЙ ЗАДАЧЕ ИДЕНТИФИКАЦИИ В ГИДРОМЕТРИИ МЕЛИОРАТИВНЫХ СИСТЕМ

В основе подавляющего большинства практически реализуемых способов учета стока воды на реках и каналах лежит использование однозначной зависимости $Q=f(H)$, которая имеет место в равномерном, либо в так называемом квазиравномерном режиме, да гидравлический уклон I_0 не совпадает с уклоном дна, но является однозначной функцией уровня воды [1, 2].

Для получения указанной зависимости необходимо провести серию параллельных наблюдений за расходом и уровнем в условиях установившегося режима движения во всем диапазоне их изменения. По техническим условиям эксплуатации расходомерной системы Министерства мелиорации и водного хозяйства СССР периодически должна проводиться их аттестация, т. е. градуировка зависимости расхода от уровня. Ясно, что в вегетационный период длительное вмешательство (неизбежное при проведении аттестации) в технологический режим мелиоративной темы кроме бесполезного расходования воды ведет и к денежному ущербу. Градуировка одного водомерного сооружения занимает в среднем несколько часов, что связано со временем, необходимым для стабилизации расхода на каждом поддиапазоне уровня всей его амплитуде после каждого маневрирования водопропускным отверстием. В то же время метрологическая служба Минхоза СССР имеет в своем распоряжении технические средства частотности, ультразвуковые расходомеры), позволяющие проводить с достаточной точностью измерения гидравлических параметров в условиях неустановившегося режима.

Поэтому возникает задача установления однозначной зависимости расхода от уровня по измерениям гидравлических параметров какого-либо конкретного неустановившегося режима. Подобные задачи идентификации относятся к обратным задачам математической физики, при решении которых существенное место за-

нимает их корректная математическая постановка. Под идентификацией понимается «определение параметров и структуры математической модели обеспечивающих наилучшее совпадение выходных координат модели и процесса при одинаковых входных воздействиях» [4].

В качестве исходной математической модели будем использовать дифференциальное уравнение в полных производных, полученное в работе [5] и связывающее в фиксированном гидротехническом створе с координатой x_0 (где, например, установлен расходомер) расход, уровень и уклон, т. е. фактически являющемся уравнением «петли»

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

Здесь

$$f_1 = \frac{gF}{K^2}; \quad f_2 = \frac{2\alpha}{F} \frac{\partial F}{\partial t}; \quad f_3 = IgF,$$

где g — ускорение свободного падения; F — площадь живого сечения; K — пропускная способность русла; α — коэффициент неравномерности распределения скоростей по живому сечению; I — пьезометрический уклон.

Уравнение (1) можно записать в общепринятом при исследовании динамических систем виде

$$\dot{Q} = f(Q, I, \vec{a}),$$

где $\vec{a} = \{I_0, K\}$ — вектор идентифицируемых параметров, значения которых необходимо и достаточно для построения однозначной зависимости $Q = f(H)$.

«Наилучшее совпадение выходных координат модели и процесса при одинаковых входных воздействиях» понимается в сужающемся смысле [6]. Обозначим решение уравнения (2) на

резке $[0, T]$ при $\vec{a} = \vec{a}_0$, начальном условии $Q_0(0) \in Y_0$ и возмущении $I_1 \in X$ через $Q_0(t)$ (Y_0, X — множества значений $Q(0)$ и I). Подав на объект, находящийся в состоянии $Q(0) = Q_0(0)$, возмущение I_1 , получим экспериментальный переходной про-

цесс $Q^q(t)$, $0 \leq t \leq T$. Уравнение (2) при $\vec{a} = \vec{a}_0$ и исследуемый объект рассматриваются как адекватные на множестве $Y_0 \cap X$, если $\forall Q_0(0) \in Y_0$ и $I_1 \in X$ функции Q_0 и Q^q будут близкими. Близость Q_0 и Q^q характеризуется метрикой $\rho(Q_0, Q^q)$ соответствующего метрического пространства. При среднеквадратической характеристике точности используется метрическое пространство интегрируемых с квадратом функций $L_2 [0, T]$ с метрикой

$$\rho_{L_2} = \left(\int_0^T (Q_0 - Q^q)^2 dt \right)^{1/2}.$$

Адекватности (2) реальному объекту можно достигнуть тремя способами:

- 1) выбором структуры f ;
- 2) выбором вектора \vec{a} ;
- 3) сужением множества $Y_0 \cap X$.

При выводе соотношения (1) было использовано уравнение равноизменяющегося неустановившегося движения, для чего необходимо выполнение условия [7]

$$\frac{\lambda_B}{h_B} \geq 30,$$

где λ_B , h_B — длина и высота волны.

Это неравенство можно записать в таком виде

$$T_1 \geq \frac{30(H_{\max} - H_{\min})}{U_{\min}}, \quad (3)$$

где H_{\max} , H_{\min} — максимальное и минимальное значение уровня; $\approx \lambda/U_{\min}$ — время переходного процесса, оцениваемое порогом чувствительности расходомера U_{\min} .

Другим важным обстоятельством является то, что для гидравлического уклона принята формула Шези, использование которой в случае неустановившегося течения, требует соблюдения определенных ограничений.

Общая тенденция изменения турбулентности при неустановившемся течении может быть установлена при рассмотрении потока сдвигом [8]. В области ядра он может быть охарактеризован состоянием y от дна потока и динамической скоростью V_* . Составим комбинацию из этих величин, имеющую размерность времени $t \sim \frac{y}{V_*}$. Ясно, что использование формулы Шези для неустановившегося течения будет тем более правомерно, чем больше характерное время волны T_2 по сравнению с t .

Структура течения в этом случае в каждый момент времени будет успевать перестраиваться применительно к новым условиям. Если за T_2 считать время прохождения волны через гидрометрический створ с учетом $V_* = U_{\min} \sqrt{\lambda/8}$ (λ — коэффициент сопротивления), то получим второе ограничение на «входное воздействие»

$$T_2 \approx \frac{20(H_{\max} - H_{\min})}{U_{\min} \sqrt{g/C^2}}, \quad (4)$$

где C — коэффициент Шези.

Как видим, структура f уравнения (1) справедлива только при выполнении условий (3) и (4), чего можно добиться варьируя множество $Y_0 \cap X$.

Задача определения вектора \vec{a} по заданным Q и I формализуется путем ее сведения к следующей экстремальной задаче. Запишем неотрицательный функционал

$$R(\vec{a}) = \int_0^T (Q^0 - Q(t, \vec{a}))^2 dt = \|Q^0 - Q(t, \vec{a})\|_{L_2[0, T]}^2$$

и будем отыскивать \vec{a}^* такой, что

$$\inf_{\vec{a} \in V} R(\vec{a}) = R(\vec{a}^*), \quad (4)$$

(здесь $V = \{a \in H' : \|a\|_{H'} \leq N\}$ — замкнутое ограниченное множество; H' — функциональное пространство), а $Q(t, \vec{a}^*)$ удовлетворяет уравнению «петли» (1) при $I(t) = I^0(t)$, $Q(0) = Q^0$. Можно показать, что задача отыскания точной нижней грани функционала R поставлена некорректно. Регуляризуем ее, опираясь на знание характера функций $K(H)$ и $I_0(H)$ и на возможность находить в эксперименте не только расход но и его производную по времени.

Заметим прежде всего, что уклон $I_0(H)$ принципиально может быть измерен без информации о $K(H)$ (в отличие от $K(H)$, которая не может быть определена без знания $I_0(H)$). Таким образом $I_0(H)$ автоматически получается при решении задачи идентификации вектора \vec{a} (практически $K(H)$). Учитывая, что хотя формально $\vec{a} = \vec{a}(t)$, физический смысл имеет только зависимость $\vec{a}(H)$ (и $K(H)$). Поэтому будем искать $K(H)$ в классе полиномов от H и которой степени $n < \infty$

$$K(H) = a_0 + a_1 H + a_2 H^2 + \dots + a_n H^n.$$

В этом случае идентифицировать надо числа $a_i \in E$ (E — Эвклидово конечномерное пространство). Множество $V \subset E$ будет компактным в себе и решение задачи нахождения a_i всегда существует. Теперь задача (5) свелась к нахождению \vec{a}_i таких, что

$$\inf_{a_i \in V} R(a_i) = R(\vec{a}_i),$$

где R — неотрицательная функция параметров a_i вида

$$R(a_i) = \|Q^0(t) - f(Q, I^0 a_i)\|_{L_2[0, T]}.$$

Параметры a_i отыскиваем путем решения системы алгебраических уравнений

$$\int_0^T R \frac{\partial R}{\partial a_i} d\tau = 0, \quad i = 0, 1, \dots, n.$$

Ограничиваясь системой (7), т. е. решая задачу на безусловный экстремум, мы не используем всей, имеющейся в наших руках информации. Процесс идентификации начинается с какого-либо установившегося режима (Q_0, H_0, I_0, K_0), параметры которого связаны формулой Шези, а кроме того при формировании волны неустановившегося движения можно стабилизировать водоток еще при значениях расхода Q_{\max} и Q_{\min} .

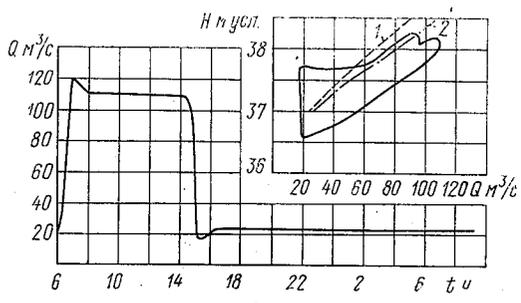
Таким образом, имеем задачу на условный экстремум, в которой на n искомых коэффициентов a_i наложено m дополнительных условий ($m < n$) (уравнений связи) $F_m(a_i) = 0$. Решение этой задачи сводится к исследованию на экстремум функции Лагранжа

$$\Phi(a_i) = R(a_i) + \sum_{j=1}^m \lambda_j F_j(a_i),$$

где λ_j — постоянные множители.

Возникает вопрос, каким принять для расчетов значение n . Как следует из [9 и др.] для подавляющего числа случаев кубическая парабола вполне удовлетворительно аппроксимирует зависимость $Q = f(H)$.

На рис. 1 приведен пример восстановления кривой $Q = f(H)$ по измерениям гидравлических параметров волны неустановившегося движения на р. Тверце [10].



Пример восстановления зависимости $Q = f(H)$, р. Тверца, гидроствор № 1:
 1 — по измерениям стационарных характеристик; 2 — по измерениям нестационарных характеристик.

Рассмотрим методические трудности, которые возникают при измерении расхода и уровня, а также их производных. Ясно, что заданная ими желаемая погрешность восстановления зависимости $Q = f(H)$ будет определяться величиной $R_0 \in [0, R^+]$ (здесь R^+ верхняя грань функции $\psi(6)$), которая порождает область неопределенности V^{R_0} , внутри которой нецелесообразно «точно» восстанавливать кривую $Q = f(H)$.

$$V^{R_0} = \{ \vec{a} \in V : R(\vec{a}_*) < R_0 \}.$$

Величина R_0 зависит, по крайней мере, от трех погрешностей

$$R_0 = R_0(\varepsilon_1, \varepsilon_2, \varepsilon_3),$$

где ε_1 — систематическая погрешность, связанная с незнанием точной степени полинома, аппроксимирующего зависимость $Q=f(H)$; ε_2 — погрешность измерения техническими средствами, имеющимися в нашем распоряжении; ε_3 — методическая составляющая погрешности.

В общем случае (то же самое относится к уровню и уклону)

$$Q^a(t) = \bar{Q}(t) + Q_1(t) + Q_2(t),$$

где Q^a — фактический расход, измеренный при градуировании; \bar{Q} — математическое ожидание; Q_1 — случайная помеха измерения; Q_2 — случайная составляющая расхода, возникающая за счет его пульсаций.

О величине ε_1 уже была речь выше. Оценка погрешности ε_2 имеет вид [6]

$$R_{0\varepsilon_2} = T\hat{\sigma}^2,$$

где $\hat{\sigma} = \frac{1}{T} \int_0^T Q_1^2(t) dt$ — оценка дисперсии σ помехи $Q_1(t)$ ($|\hat{\sigma} - \sigma| \xrightarrow{T \rightarrow \infty} 0$). Что же касается ε_3 , то она является специфической для данного класса задач (т. е. мгновенных измерений, что имеет место при ультразвуковом способе определения расхода).

При обычных вертушечных измерениях методом скорость—площадь, которые даже для реки средних размеров занимают несколько часов, величина ε_3 стремится к нулю.

О характере $Q_2(t)$ известно очень мало [11] даже для равномерного режима. Для неустановившегося же движения о ней неизвестно пока практически ничего. Поэтому будем считать, что степень полинома n выбрана удачно и $\varepsilon_1 \rightarrow 0$, а величину ε_3 в силу современного уровня гидравлической теории вообще исключим из рассмотрения. (Заметим, кстати, что при градуировке по ряду установившихся режимов вопрос о времени, необходимом для измерения ультразвуковым способом на каждой точке (Q_i, H^i) после стабилизации потока для исключения ε_3 , тоже неясен). Что же касается ε_2 , то обычно из паспортных данных технических средств бывает известна либо σ^2 , либо максимальная погрешность измерения $\sigma = \|Q_1(t)\|_{C[0, T]}$. В обоих случаях неустойчивая (в метриках $C[0, T]$ и $L_2[0, T]$) задача определения производных по времени от уровня и расхода регуляризуется путем отфильтро-

ывания помехи $Q_1(t)$ с большой нормой производных от «истинного» сигнала [6].

Рассмотрим вопрос о формировании волны неустановившегося движения, удовлетворяющей ограничения (3) и (4). Подобная задача возникает только при активной идентификации, т. е. в случаях, когда имеется возможность искусственно регулировать режим течения. Одним из путей решения может служить метод финитного управления [12], суть которого состоит в нахождении траектории системы, соединяющей в ее фазовом пространстве точки (Q_0, H_0) и (Q_{\max}, H_{\max}) , время движения по которой равнялось бы заданному T . Из множества финитных управлений, решающих соответствующую краевую задачу, можно получить те, которые доставляют экстремум функционалу, выполняющему роль использованной для градуирования за время $T = \max(T_1, T_2)$.

Таким образом, в работе предложен способ градуирования гидрометрических сооружений по измеренным гидравлическим параметрам волны неустановившегося режима, обладающий двумя существенными преимуществами: сокращением времени и объема водного стока, затрачиваемых при градуировании.

ЛИТЕРАТУРА

1. Железняков Г. В. Теория гидрометрии. — Л.: Гидрометеиздат, 1976.
2. Грушевский М. С. Волны попусков и паводков в реках. — Л.: Гидрометеиздат, 1969.
3. Тянь Х. С., Абгаров Ю. И., Синявский Ю. П. Некоторые автоматизированные методы измерения расхода воды. — Труды IV Всесоюзного гидрологического съезда, 1976, т. II.
4. Дейч А. М. Методы идентификации динамических объектов. — М.: Энергия, 1979.
5. Коваленко В. В. Измерение гидравлических характеристик неустановившихся открытых потоков. — Сборник работ по гидрологии, 1976, вып. 13.
6. Цирлин А. М., Балакирев В. С., Дудников Е. Г. Вариационные методы оптимизации управляемых объектов. — М.: Энергия, 1976.
7. Кочин Н. Е., Кибель И. Л., Розе Н. В. Теоретическая гидромеханика, ч. I. — М., изд. ф.-м. литературы, 1963.
8. Еременко Е. В. Об изменении энергии турбулентности в потоке при неустановившемся движении. — Гидромеханика, 1971, вып. 17.
9. Карасев И. Ф. Математические модели гидрометрического учета речного стока. — Труды ГГИ, 1978, вып. 256.
10. Исследование неустановившегося движения воды на реках Тверце и Оредеже. Под ред. Н. Е. Кондратьева и В. А. Урываева. Л., Гидрометеиздат, 1961.
11. Дементьев В. В. Исследование пульсации скорости течения на горных реках и ее влияние на точность изменения расхода воды. — Труды ГГИ, 1962, вып. 98.
12. Бутковский А. Г. Методы управления системами с распределенными параметрами. — М.: Наука, 1975.

Г. Н. УГРЕНИНОВ (ЛГМИ), С. А. РУДАКОВ (Ленгипроводхоз),
М. А. ГУСЕВ (ГГИ)

СГЛАЖИВАНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ НАБЛЮДЕНИЙ ЗА УРОВНЯМИ ОЗЕР И ВОДОХРАНИЛИЩ

В оперативной практике системы Госкомгидромета оценка притока воды в озера и водохранилища производится обычно по балансовой формуле

$$Q_{\text{прит}, T} = Q_{\text{ст}, T} + \frac{\Delta V_T}{86400 \cdot T}, \quad (1)$$

где $Q_{\text{ст}, T}$ — расход воды в истоке реки, вытекающей из озера, или суммарный расход в створах гидротехнических сооружений; $\Delta V_T = V_{\text{к}, T} - V_{\text{н}, T}$ — изменение объема воды в озере и водохранилище за расчетный период T .

Объемы озера или водохранилища на начало и конец периода T определяются с помощью различного вида функций

$$V_t = f(H_{\text{ср}, t}), \quad (2)$$

где $H_{\text{ср}, t}$ — средний уровень озера в момент t .

При уменьшении периода осреднения T наибольшее влияние на точность расчета притока $Q_{\text{прит}, T}$ оказывают погрешности оценки аккумуляционной составляющей уравнения (1). Эти погрешности можно уменьшить прежде всего путем более надежного определения среднего уровня озера или водохранилища [3].

Ошибки расчета уровня $H_{\text{ср}, t}$ зависят от расположения и числа постов на водном объекте, а также от погрешностей наблюдений за уровнями и денивеляционных флуктуаций уровней на каждом посту. Особенно велики погрешности, связанные с денивеляционными флуктуациями сгонно-нагонного характера. Исключение случайной составляющей из данных наблюдений за уровнями на постах позволит более надежно оценить действительные отметки водной поверхности по всей акватории и, следовательно, точнее вычислить средний уровень озера или водохранилища.

Задачей настоящего исследования является анализ методов сглаживания данных наблюдений за уровнями. Путем сглаживания представляется возможным выявить так называемый тренд, — в данном случае, график хода уровней, характеризующий изменение водности в районе конкретного поста.

Оптимальной линией тренда, по-видимому, следует считать такой график сглаженных уровней, который полностью отсеивает случайную составляющую уровней наблюдений. При этом сред-

неквадратическое отклонение данных наблюдений (узлов) от линии тренда определяется по формуле

$$\sigma_{\Delta H} = \sqrt{\frac{\sum_{t=1}^{t=n} (H_t - \hat{H}_t)^2}{n-1}}, \quad (3)$$

где H_t и \hat{H}_t — наблюдаемый и снятый с линии тренда уровни; n — число узлов.

В соответствии с предложением А. В. Рождественского [4], оценим меру случайной вариации уровней на посту значением стандартного отклонения

$$\sigma_g = \sqrt{\frac{\sum_{t=1}^{t=n-1} (H_{t+1} - H_t)^2}{2(n-1)}}. \quad (4)$$

В качестве критерия оптимального сглаживания примем выполнение равенства

$$\sigma_{\Delta H} = \sigma_g. \quad (5)$$

Если значение $\sigma_{\Delta H}$ существенно меньше стандарта σ_g , — сглаживание не завершено и случайная составляющая не исключена. В противном случае ($\sigma_{\Delta H} > \sigma_g$) — сглаживанию подвергались и колебания уровней, связанные с изменением водности, т. е. тренд чрезмерно формализован. Естественно, не следует добиваться буквального выполнения равенства (5), достаточно доказать, что различия между сравниваемыми значениями $\sigma_{\Delta H}$ и σ_g не существенные. Это доказательство может быть выполнено с применением, например, критериев Фишера [5] или Кохрана [6].

Методы сглаживания результатов наблюдений можно разделить на графические [3] и статистические [1, 2, 4]. Сглаживание графическими методами сопряжено с субъективизмом оценки явления, поэтому строгий статистический анализ результатов такого сглаживания вряд ли целесообразен, хотя в ряде практических задач применение графического сглаживания вполне правомерно.

Статистические методы сглаживания многочисленны [2]. В данном исследовании подверглись анализу следующие методы: а) скользящее осреднение; б) повторное сглаживание (по Блок-зому) [1]; в) последовательное парное осреднение [4].

Расчетные формулы методов «а», «б» и «в» были преобразованы с учетом конкретной задачи вычисления сглаженного уровня на дату t :

$$а) \quad \hat{H}_t = \frac{\sum_{i=t-k}^{i=t+k} H_i}{2k+1}; \quad (6)$$

$$б) \quad \hat{H}_t^{(2)} = \frac{\sum_{i=-2k}^{i=2k} (2k+1-|i|) H_{t+i}}{(2k+1)^2}; \quad (7)$$

$$в) \quad \hat{H}_t = \frac{1}{2^m} \cdot \sum_{i=1}^{i=T_{0,m}} C_m \cdot H_{t+i-\frac{m}{2}-1}, \quad (8)$$

где k — половина периода осреднения T_0 , не считая момента t ; при нечетном числе узлов $k = 0,5 \left(\frac{T_0}{\Delta t} - 1 \right)$, Δt — единица времени; C_m — весовые коэффициенты, вычисляются по формуле

$$C_m = \frac{(T_{0,m} - 1)!}{(i-1)! (T_{0,m} - i)!},$$

здесь i — порядковый номер члена исходного ряда за период осреднения; m — четная ступень осреднения.

Особого внимания заслуживает метод кубического сплайна [7]. Подробное описание метода вряд ли уместно в данной статье. В процессе сглаживания с применением кубического сплайна минимизируется кривизна линии тренда при наименьшей дисперсии отклонений узлов, в рамках заданного уровня значимости фактора случайности этих отклонений. Сглаживание и оценка результатов произведены на примере наблюдений за уровнями озера Байкал (1976 г.). При уровне значимости фактора случайности $\alpha = 1\%$ оптимальным оказался метод сглаживания с применением кубического сплайна. Наибольшая кривизна линии сглаживания наблюдается при скользящем осреднении (6). Сглаживание по Блокзому (7), как и следовало ожидать, приводит к более «плавному» графику хода уровней (в обоих случаях $k = 4$). Даже на десятой степени последовательного парного осреднения (8) значение среднеквадратического отклонения $\sigma_{\Delta H}$ в 1,2 раза меньше меры случайных флуктуаций σ_g .

Аналогичные расчеты на примере наблюдений за уровнями Онежского озера (1977 г.) привели к сходным результатам. Однако в этом случае линия сглаживания, полученная с помощью кубического сплайна, далека от оптимального тренда. Такой результат вполне закономерен: значения среднеквадратических отклонений $\sigma_{\Delta H}$ на Онежском озере и на Байкале соотносятся, как 2 : 1. Кроме того, по данным, вошедшим в расчеты, периоды децивелияций одного знака (сгон или нагон) на Онежском озере оказались более продолжительными, чем на Байкале. Последнее обстоятельство увеличило внутрирядную связанность данных об уровнях Онежского озера.

Уменьшение уровня значимости ($\alpha < 1\%$) существенно оптимизирует линию тренда.

В данной статье рассмотрению подверглись лишь некоторые аспекты явления. В целом можно сделать вывод о целесообразности применения кубического сплайна для сглаживания результатов наблюдений за уровнями озер и водохранилищ. До сего времени кубический сплайн обычно использовался при графической аппроксимации линий связи случайных величин. Установление зависимости уровня значимости фактора случайности денивеляционных отклонений от характера денивеляций на озере или водохранилище имеет большое методологическое значение.

ЛИТЕРАТУРА

1. Дроздов О. А. Основы климатологической обработки метеорологических наблюдений. — Л.: Издательство ЛГУ, 1956. — 302 с.
2. Матушевский Г. В., Привальский В. Е. Фильтрация временных рядов в гидрометеорологии. — Океанология, 1968, т. 8, вып. 3, с. 502—513.
3. Нежиховский Р. А. Гидрологические расчеты и прогнозы при эксплуатации водохранилищ. — Л.: Гидрометеоздат, 1976. — 191 с.
4. Рождественский А. В., Чеботарев А. И. Статистические методы в гидрологии. — Л.: Гидрометеоздат, 1974. — 424 с.
5. Шелутко В. А. Техника статистических расчетов. — Л., изд. ЛПИ, 1977. — 175 с. (ЛГМИ).
6. Янко Я. Математико-статистические таблицы. — М.: Госстатиздат, 1961. — 243 с.
7. Cristian H. Reinsch. Smoothing by Spline Funktionen. Numerische Mathematik, Bd 10, 177—183 (1967 г.).

УДК 556.536

А. А. ЛЕВАШОВ (ЛГМИ)

РАСЧЕТ КОЭФФИЦИЕНТА ШЕЗИ С ПОМОЩЬЮ МОРФОЛОГИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК РУСЛА

При турбулентном режиме обтекания выступов шероховатости русла касательное напряжение сопротивления может быть выражено по формуле

$$\tau_0 = \rho \cdot \lambda \frac{u^2}{2} \quad (1)$$

При равномерном движении оно равно полному касательному напряжению действующих сил

$$\tau = \rho g h l \quad (2)$$

Подставляя в (1) вместо местной среднюю скорость, определяемую по формуле Шези с учетом (2), получим $C/\sqrt{2g} = 1/\sqrt{\lambda}$, обозначая $\sqrt{2}/\sqrt{\lambda} = K$, получим

$$C = KV\sqrt{g}. \quad (3)$$

Принято считать [1, 2], что C и λ зависят от шероховатости и глубины потока. В то же время в работах [1, 2 и др.] отмечается, что донные гряды существенно изменяют гидравлическое сопротивление русла. Н. Б. Барышников [1] справедливо утверждает, что «сопротивление зависит не столько от размеров частиц слагающих русло, сколько от размеров и формы русла и донных гряд, режима потока, местных сопротивлений, взаимодействия руслового и пойменного потоков и других факторов». Г. В. Железняков [4] отмечает необходимость разработки формулы для расчета коэффициента Шези не содержащего коэффициента шероховатости. В. А. Соколова и Г. В. Железняков [4] считают, что необходимо создать комплексную характеристику шероховатости и вводить ее в расчетные формулы.

Автором сделана попытка вместо безразмерной величины K при определении коэффициента Шези ввести относительную шероховатость русла, реально существующую в потоке и определяющую условия протекания на исследуемом участке реки. В отличие от других формул, использующих также понятие относительной шероховатости в виде отношения глубины к высоте выступов частиц, в данной работе вместо упомянутой высоты частиц принималась высота гряд, создаваемых самим потоком. При этом учитывалась иерархия русловых форм. Для определения относительной шероховатости бралась средняя высота тех гряд, которые для данного створа по мнению автора, определяют сопротивление движению. Длина этих гряд вблизи створа, для которого производилось определение коэффициента Шези, составляла 2—4 средних глубины потока, а сам створ располагался примерно на середине длины такой гряды. Эти гряды, как показали полевые наблюдения, часто располагаются на более крупных морфологически образованиях (мезоформах), соизмеримых с шириной русла. Параметры последних при определении коэффициента не использовались, так как подвалья и гребни этих мезоформ значительно удалены от расчетных створов на расстояния большие, чем глубина в расчетных сечениях.

Мелкие гряды (рифеля), длиной около 0,2 и высотой 0,02 м не учитывались при расчетах коэффициента Шези из-за их несоизмеримости с глубиной потока. Исходя из этого, для определения коэффициента Шези предложена формула

$$C = \sqrt{g} \cdot K = \frac{h}{h_r} \left(\frac{h}{B} \right)^{h/B} \sqrt{g}, \quad (4)$$

где h — средняя глубина сечения в створе (м); h_r — средняя высота гряд, продольный размер которых составляет $(2-4)h$; B — ширина реки в створе; B/h — параметр, характеризующий форму сечения. h/B изменяется в пределах от 0,04 до 0,002, а $(h/B)^{h/B}$ монотонно возрастает до единицы при увеличении распадаемости русла, что хорошо согласуется с представлениями об уменьшении влияния берегов на среднюю скорость течения.

По приведенной формуле выполнены расчеты коэффициента Шези (см. таблицу) для ряда рек Западной Сибири, на которых производились непосредственные измерения расходов воды и параметров русла и гряд.

Анализ результатов расчетов по формулам (4) и Шези показывает их близкое соответствие. Расхождение не превышает 5%.

Данные о морфометрических и гидравлических характеристиках русел

река	B м	h м	$\frac{h}{B}$	h_r м	v м/с	I ‰	$C = \frac{v}{\sqrt{hI}}$ м ^{0,5} /с	$C = \frac{h}{h_r} \left(\frac{h}{B}\right)^{h/B} \sqrt{g}$ м ^{0,5} /с
	777	3,29	0,004	0,25	0,52	0,055	38,7	39,9
	375	5,30	0,014	0,28	0,61	0,024	54,1	55,6
	1200	5,75	0,0048	0,40	0,80	0,05	47,0	44,0
	750	5,50	0,007	0,50	0,50	0,05	30,0	33,0
ым	640	2,06	0,0032	0,16	0,79	0,20	38,9	39,5
уй	135	4,70	0,035	0,35	0,60	0,06	35,7	36,9
уй	150	6,50	0,04	0,40	1,00	0,10	47,0	41,0
	1300	3,00	0,002	0,20	0,75	0,10	43,3	46,0

Таким образом, формула (4) позволяет выполнить расчеты коэффициента Шези с достаточной для практики точностью без использования основных шкал n или дополнить расчеты по этим шкалам. Для расчетов по формуле (4) необходимы сведения о морфометрических характеристиках русла и параметрах гряд, которые могут быть получены известными способами: нивелированием дна и эхолотированием дна по длине участка, где предполагается определение пропускной способности русла. Необходимо отметить, что створы, намеченные для определения параметра Шези, должны располагаться примерно по середине мезоформ. В том случае водоворотные зоны, образуемые в их подвальях, не могут оказывать влияния на сопротивления движению потока. Для определения пропускной способности русла в пределах створа за короткий промежуток времени можно принять плавноизменяющимися, а короткие участки (равные глубине потока) относительно прямолинейными, нельзя сказать об участке реки, на котором производится определение гидравлического уклона, используемого в формуле Шези.

Из (4) с учетом (3) получим

$$\lambda = \frac{2h_r^2}{h} \left(\frac{B}{h} \right)^{\frac{2h}{B}}. \quad (4)$$

Зная из (2), что

$$\lambda = \frac{2\tau_0}{\rho v^2},$$

с учетом (5), получим

$$\tau_0 = \frac{\rho \cdot h_r^2 v^2}{h^2} \left(\frac{B}{h} \right)^{\frac{2h}{B}}, \quad (5)$$

где v — средняя скорость течения воды в сечении; τ_0 — касательное напряжение сопротивлений на единицу площади.

Полученные формулы необходимо апробировать на других реках.

ЛИТЕРАТУРА

1. Барышников Н. Б. Речные поймы. — Л.: Гидрометеоздат, 1961, с. 91—103.
2. Гончаров В. Н. Динамика русловых потоков. — Л.: Гидрометеоздат, 1962, с. 8—115.
3. Гришанин К. В. Динамика русловых потоков. — Л.: Гидрометеоздат, 1979. — 311 с.
4. Железняков Г. В. Теория гидрометрии. — Л.: Гидрометеоздат, 1976, 342 с.
5. Карасев И. Ф. Речная гидрометрия и учет водных ресурсов. — Л.: Гидрометеоздат, 1980. — 310 с.
6. Павловский Н. Н. Гидравлический справочник ОНТИ. — Л.—М.: Глав. редакция энергетической литературы, 1937. — 890 с.
7. Смищенко Б. Ф., Копалиани З. Д. О скорости движения гряд в реках и лабораторных условиях. — Тр. ГГИ, 1978, вып. 252, с. 20—37.

УДК. 556.536

В. И. АНТРОПОВСКИЙ (ГЛ)

О КОЭФФИЦИЕНТАХ ШЕРОХОВАТОСТИ И РАСЧЕТЕ НЕУКРЕПЛЕННЫХ КАНАЛОВ В ЕСТЕСТВЕННЫХ ГРУНТАХ

Среди методов расчета каналов выделяют основанные на использовании неразмывающих скоростей, предельной влеку

злы и гидролого-морфологические («теории режима»). К последним можно отнести изложенные в работах [2, 3].

Методы, базирующиеся на неразрывающихся скоростях и предельной влекущей силе потока, по своей сущности являются гидравлическими и отличаются, главным образом, техникой расчета. В качестве основных, узаконенных нормативными документами в нашей стране, являются гидравлические, основанные на использовании допустимых предельных скоростей течения воды. Они разработаны преимущественно для каналов небольшой пропускной способности, как правило, с облицовкой или креплением их усов, в которых практически отсутствует сток наносов и русловые деформации. В крупных же каналах, проходящих в естественных неоднородных по составу грунтах, вследствие пульсации скоростей (даже при неразрывающемся их среднем значении) и ряда других причин [1—3] не удастся избежать русловых деформаций, которые гидравлическими методами не учитываются. Необходимость учета саморегулирования системы поток—русло заставляет задачу расчета таких каналов выделить особо.

Намечается два пути определения оптимальных, с точки зрения условий переформирования, параметров больших земляных каналов:

1) с помощью гидролого-морфологических методов [2], с помощью увязкой результатов с полученными обычными гидравлическими методами;

2) развитие гидравлических методов таким образом, чтобы ими в явном виде учитывались руслоформирующая способность потока саморегулирование системы поток—русло.

Данная работа представляет собой попытку рассмотреть основные характеристики, используемые в гидравлических методах, при более тесном учете процессов руслоформирования. Основными характеристиками, используемыми в гидравлических методах расчета каналов, являются коэффициенты шероховатости n , безраз-

ные соотношения $\frac{B}{h_{cp}}$ и $\frac{h_{max}}{h_{cp}}$.

Известно [1], что потери (гидравлические сопротивления) разделяются приемлемо, главным образом, для малых и средних каналов с гидравлическим радиусом $R < 3 \div 5$ м. При $R \geq 5 \div 10$ м расчет по известным формулам без специальных исследований обоснований невозможен [1]. Для получения рекомендаций n и больших земляных каналов необходимо иметь данные наблюдений по нескольким каналам или рекам с очень большим гидравлическим радиусом [1, 4]. В настоящей работе наряду с данными по действующим каналам [1, 3, 6, 7 и др.] используются

данные по канализованным рекам ($\varphi > 0,50$; $\frac{B}{h_{cp}} < 40 \div 50$).

Для больших земляных каналов и канализованных рек полу-
зы зависимости коэффициента шероховатости от определяющих

факторов: $n = f \left(Re, \frac{B}{h_{cp}}, \beta \right)$, где β — характеристика грунта

Отсутствие уклона в этой зависимости объясняется, во-первых тем, что при проектировании каналов обычно он не является заданным и подлегает определению по формуле Шези. Во-вторых каналы в отличие от прямолинейных однорукавных участков естественных рек, как правило, имеют очень малые уклоны и в таких случаях [5] уклон не влияет на значения коэффициента шероховатости.

Из анализа рассматриваемой зависимости следует, что значения коэффициента шероховатости больших каналов и малых каналов ванных рек (точки, отвечающие которым, располагаются между линиями AB и CD) с ростом их размеров также возрастают. По видимому, это объясняется тем, что с увеличением значений числа Рейнольдаса увеличивается сток наносов и русловые деформации. Начинают формироваться крупные русловые образования.

Точки, отвечающие очень большим каналам в рыхлом грунте и канализованным рекам, попадают в область квадратических сопротивлений (правее линии AB), и рост коэффициентов шероховатости с увеличением пропускной способности водотоков прекращается.

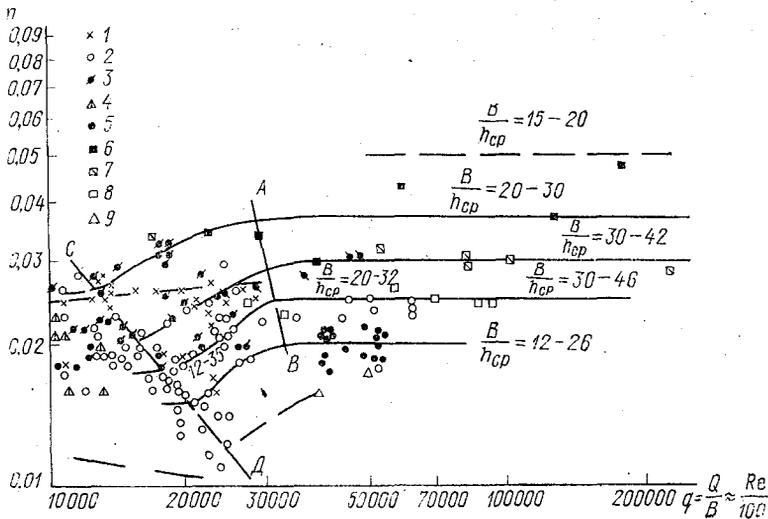
График на рисунке может быть использован для определения ориентировочных значений коэффициента шероховатости при проектировании больших необлицованных каналов и канализованных рек.

Широкое применение при проектировании больших каналов находит также отношение $\frac{B}{h_{cp}}$ или $\frac{x}{R}$. Возможность замены на h_{cp} показана многими исследователями, хотя наименьшее соотношение $\frac{B}{h_{cp}}$, при котором это возможно, установленное различными

исследователями, различно [1]. Анализ значений $\frac{B}{h_{cp}}$ канализованных рек показывает, что оно уменьшается (особенно для рек с галечными и песчаными руслами) при увеличении коэффициента естественной зарегулированности стока φ . В первом приближении для участков рек может быть принято: с галечно-валунным руслом $14 \div 20$; с глинистыми и заиленными руслами $16 \div 23$. Для канализованных рек с песчаными руслами значение $\frac{B}{h_{cp}}$ изменяется от 22 до 42 и в большинстве случаев близко к 30. Для рек с галечными отложениями, а также с преобладанием гальки и при наличии суглинка и песка, $\frac{B}{h_{cp}}$ с уменьшением φ возрастает от

до 45.

Отношение $\frac{h_{\max}}{h_{\text{ср}}}$, называемое параметром формы поперечного сечения русла изменяется в широких пределах. Так, по данным Р. И. Самедова [7], значения $\frac{h_{\max}}{h_{\text{ср}}}$ изменяются от 1,1—1,8, остигая 2,0÷2,5. В среднем это отношение может быть принято авным 1,45—1,56. Определение значений $\frac{h_{\max}}{h_{\text{ср}}}$ для больших эмляных каналов и канализованных рек показывает, что они лизки к 1,5.



Зависимость $n = f\left(\text{Re}, \frac{B}{h_{\text{ср}}}, \beta\right)$ для каналов и канализованных рек:

1 — гравелисто-песчаные и галечниково-песчаные участки каналов;
 2 — каналы в песчаном грунте; 3 — каналы в мелкопесчаном грунте и в супеси (Каракумский канал); 4 — каналы в суглинке; 5 — участки каналов в мелких заиленных песках; в супеси с включением гальки и гравия в лессовых и илистых породах; 6 — реки с галечновалунным руслом; 7 — русла рек галечные и с преобладанием гальки при наличии суглинка и песка; 8 — песчаные русла рек, часто с включением гальки и гравия; 9 — глинисты и заиленные русла рек.

Таким образом, можно считать [1, 3 и др.], что форма поперечного сечения прямолинейных участков каналов аппроксимируется квадратной параболой. Действительно, согласно выражению квадратической параболы имеем

$$h_{\max} = \frac{\pi \cdot h_{\text{ср}}}{2} = 1,57h_{\text{ср}}.$$

Однако в ряде случаев $\frac{h_{\max}}{h_{\text{ср}}} \leq 1,30$. Следовательно, для аппроксимации формы поперечного сечения могут использоваться уравнения парабол третьей или четвертой степени. Действительно при кубической параболе имеем

$$h_{\max} = \frac{4}{3} h_{\text{ср}} = 1,33 h_{\text{ср}}$$

Близость значений параметров формы поперечных сечений больших необлицованных каналов и канализованных рек подтверждает вывод [8], что «подобие формы русла сохраняется не смотря на различие гидравлических и грунтовых условий». По-видимому, близость указанных значений свидетельствует и в пользу другого вывода [6], что «изменение мутности в потоке не влияет на форму сечения, а вызывает лишь перемещение сечения в вертикальной плоскости, т. е. приводит к повышению дна, горизонтальной воды и переработке берегов...».

В ряде методов расчета каналов [1] для определения ширины или глубины канала (средней или наибольшей) используются гидроморфологические зависимости. Поэтому на основе данных по каналам и канализованным рекам получены эмпирические формулы для расчета B в зависимости от расхода воды Q и характера подстилающего грунта. Полученные зависимости и пределы изменения расхода воды Q , в котором они справедливы, приведены в таблице, могут быть использованы для определения параметров больших земляных каналов. Рассмотрим это на пример

Значения параметра A в зависимости: $B = A Q^{0,50}$ для каналов и канализованных рек, проложенных в различных грунтах

№ п/п	Характер грунта	A	Рассмотренный диапазон изменения Q м ³ /с
1	Мелкий песок	7,50	0,100—400
2	Песок	5,20	0,100—3000
3	Песок с содержанием гальки и гравия, иногда суглинки	3,80	0,100—2000
4	Валунно-галечный, галечно-гравийный, иногда с примесью песка	2,65	10,0—2500

Для 1-ой очереди канала Иртыш—Средняя Азия запроектировано пропускать следующие расходы воды: в летний период года $Q_{\text{л}} = 1000$ м³/с, в зимний — $Q_{\text{з}} = 600$ м³/с, в среднем за год $Q_{\text{ср.г}} = 800$ м³/с. Следовательно, коэффициент зарегулированнос

тока $\varphi = 0,80$. Определение параметров канала производим следующим образом.

1) Согласно указанным значениям $\frac{B}{h_{\text{ср}}}$ для канализованных рек при $\varphi = 0,80$ и мелкозернистом характере грунта ($d_{\text{ср}} = 0,10 \div 0,25$ мм) с наличием связанных частиц, для рассматриваемого канала принимаем $\frac{B}{h_{\text{ср}}} = 22$.

2. Аналогично тому, как это делается в методе И. Ф. Карасева, адаем $h_{\text{ср}} = 9,0$ м и при $d = 0,2$ мм; $\nu = 0,010$ см²/с (при $= 20^\circ\text{C}$) по формуле В. Е. Короткова [1] находим значение допустимой скорости:

$$u_{\text{д}} = 5,0 \left(\sqrt{d} + \frac{\nu}{d} \right) \cdot \left(\frac{h}{d} \right)^{0,15} = 0,48 \text{ м/с.}$$

атем методом подбора с помощью выражения $\frac{Q}{u_{\text{д}}} = B \cdot h_{\text{ср}}$ получаем истинные значения средней глубины и скорости потока в канале:

$$h_{\text{ср}} = 9,7 \text{ м; } v_{\text{ср}} = 0,48 \text{ м/с.}$$

3. Определяем ширину канала :

$$B = \frac{B}{h_{\text{ср}}} \cdot h_{\text{ср}} = 22,0 \cdot 9,7 = 213 \text{ м.}$$

4. По графику (см. рисунок) устанавливаем коэффициент шероховатости $n = 0,023$.

5. По формуле Шези—Маннинга вычисляем уклон канала:

$$I = \frac{v_{\text{ср}}^2 \cdot n^2}{h_{\text{ср}}^{4/3}} = 0,0059\text{‰}.$$

6. Аппроксимируя поперечное сечение канала квадратической параболой, получаем:

$$h_{\text{макс}} = \frac{\pi \cdot h_{\text{ср}}}{2} = \frac{3,14 \cdot 9,7}{2} = \frac{30,5}{2} = 15,2 \text{ м.}$$

Интересно, что при кубической параболе

$$h_{\text{макс}} = \frac{4}{3} \cdot h_{\text{ср}} = 12,9 \text{ м.}$$

При отсутствии сведений о крупности подстилающего грунта для ориентировочных определений параметров канала можно пользоваться зависимостью $B = f(Q, \beta)$, где β — характеристика грунта. В этом случае, наряду с установлением значений φ и отно-

шения $\frac{B}{h_{\text{ср}}}$, по зависимостям, приведенным в таблице, определяем значения B . По отношению $\frac{B}{h_{\text{ср}}}$, ширине B и расчетному расходу воды Q вычисляем значения $h_{\text{ср}}$ и $v_{\text{ср}}$. Коэффициент шероховатости устанавливаем по графику на рисунке. Значения уклона находим по формуле Шези—Маннинга.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алтунин В. С. Мелиоративные каналы в земляных руслах. — М.: Колод, 1979. — 256 с.
2. Антроповский В. И. Определение параметров больших земляных каналов на основе гидролого-морфологической аналогии. — Гидротехническое строительство, 1981, № 10, с. 37—40.
3. Гришанин К. В. Устойчивость русел рек и каналов. — Л.: Гидрометиздат, 1974. — 144 с.
4. Егоров С. А. О расчете каналов с очень большим гидравлическим радиусом. — Гидротехническое строительство, 1973, № 6, с. 36—40.
5. Зегжда А. К. Гидравлические потери на трение в каналах и трубопроводах. — М.—Л.: Гидрометеониздат, 1957. — 278 с.
6. Левановский Л. Б. Устойчивые формы поперечных сечений русел каналов. — В кн.: Исследование деформаций каналов и влияние орошения и грунтовые воды в низовьях Амударьи. М., изд-во АН СССР, 1956, с. 61—7
7. Самедов Р. И. О расчете крупных земляных каналов. — Гидротехническое строительство, 1981, № 5, с. 25—27.
8. Серебряков А. В. Русловые процессы на судоходных реках с зарегулированным стоком. — М.: Транспорт, 1970. — 124 с.

УДК 556.166

В. В. КОСТКО (ЛГМИ)

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ И РАСЧЕТ ПАВОДОЧНОГО СТОКА ГОРНЫХ РЕК

Постоянно развивающаяся сеть авто- и железных дорог, мелиорация и водоснабжение тесно связаны со строительством большого количества различных гидротехнических сооружений и предъявляют повышенные требования к надежности расчетов экстремальных величин стока. Значительная часть действующих и строящихся народнохозяйственных объектов расположена в горных и полугорных районах страны. В то же время слабая гидрологическая изученность большинства этих районов, редкая сеть пунктов и станций, короткие ряды наблюдений за стоком, особенно на малых водотоках, обуславливают использование косвенных м

одов расчета такой важной характеристики как максимальный расход воды. Для большинства горных районов характерно преобладание по величине максимальных расходов дождевых паводков над максимальными расходами снеговых половодий.

Определение максимальных расходов дождевых паводков при проектировании в настоящее время производится по эмпирическим редуционным формулам, отражающим уменьшение модуля максимального стока с увеличением площади водосбора и формуле предельной интенсивности, базирующейся на геотической теории стока [5]. Формула предельной интенсивности рекомендована к использованию для водосборов с площадью до 0—200 км², в зависимости от физико-географического района, редуционная формула — для водосборов площадью более 200 км² при высотах водосборов до 2000 м. Указанные формулы применяются для расчета максимальных расходов как равнинных, так и горных рек.

Однако условия формирования паводков в горных районах имеют свои специфические черты. Основной такой чертой является значительная величина продольного уклона русла водотока, составляющая, как правило, десятки промилле. Формирование паводков в горном бассейне происходит в несколько раз быстрее, чем на равнинных водосборах аналогичного размера. Ограниченный интервал времени, в течение которого формируется максимальный расход, связан в свою очередь с относительно постоянной интенсивностью выпадения осадков. Как показывают данные наблюдений разница между максимальной и минимальной интенсивностью дождя за время добегающего намного меньше для горного бассейна, чем для аналогичного по площади равнинного.

Характер влияния на максимальный сток подстилающей поверхности в горных районах тоже имеет свои особенности, в частности, это выражается в меньших потерях стока на пути стекания, вследствие значительных уклонов русла и водосбора, при прочих равных условиях. Однако при расчетах максимальных расходов используются обычно те же коэффициенты стока, что и для равнинных рек, учитывающие два основных фактора: размеры площади водосбора и величину суммы суточных осадков.

Верхней границей применимости формулы предельной интенсивности для территории СССР является площадь водосбора 200 км², поскольку считается, что редукция модуля максимального стока для площадей, превышающих указанные значения, выражена в явном виде. В то же время построенные автором зависимости максимального ливневого модуля стока 1%-ной обеспеченности от площади водосбора для ряда горных областей СССР (Карпаты, Саяны, Забайкалье) показали, что даже при площадях водосборов до 1000 км² наблюдается весьма слабая зависимость дождевого стока от площади водосбора. Коэффициенты корреляции не превышают значений 0,5—0,6. Одной из основных причин отсутствия явно выраженной редукции максимального модуля

стока, по мнению автора, является отсутствие тесной связи между площадью водосбора и уклоном русла. В диапазоне больших площадей в равнинных условиях с увеличением площади водосбора уклон также плавно изменяется, но для водотоков полу горных и горных районов характерна довольно пестрая картина сочетаний различных величин площадей водосборов и уклонов русел, что в конечном итоге влияет на величину времени добега выпавших осадков и, как следствие, величину максимального модуля стока.

Влияние остальных факторов (подстилающая поверхность, залесенность, заболоченность и т. п.) при построении указанных зависимостей сказывается незначительно, так как выбранные водосборы довольно однородны и расположены в районах с одинаковой редукцией осадков.

Таким образом, использование обычных эмпирических формул основанных на редукции модуля с увеличением площади водосбора, для горных районов может привести к искажению величины максимальных модулей стока. Использование только одной площади водосбора в качестве интегрирующего фактора явно не достаточно. Необходим учет уклона русла водотока. Важность этого обстоятельства отмечалась и ранее [4].

Использование формулы предельной интенсивности для больших площадей имеет ряд объективных сложностей. Поэтому может быть рекомендован полуэмпирический способ, основанный на существующих расчетных методах. Для указанных выше горных областей, на основании использования данных Госкомгидромет СССР и собственно экспедиционных исследований, автором были построены зависимости вида $q_{1\%} = f(I_p)$ где $q_{1\%}$ — модуль ливневого стока 1%-ной обеспеченности, $m^3/(с \cdot км^2)$; I_p — средний уклон русла, ‰, определенный по методу Г. А. Алексева [1]. Для указанных зависимостей коэффициенты корреляции оказались выше 0,8. Общий вид полученных зависимостей можно представить следующим уравнением:

$$q_{1\%} = k I_p^n, \quad (1)$$

где k и n — районные коэффициенты, определяющие характер стока на поверхностных водах. Для всех районов значения n оказались близкими к 0,5 (диапазон колебаний от 0,48 до 0,60), т. е. зависимость (1) приближенно может быть представлена в виде

$$q_{1\%} = k \sqrt{I_p}. \quad (2)$$

Значения коэффициентов k колеблются от 0,05 (Забайкалье) до 0,239 (Карпаты) и отражают в неявном виде количество вы-

павших на водосбор осадков, их редукцию во времени и потери при стоке. С физической точки зрения k численно равен удельному расходу с 1 км² при среднем уклоне русла в 1‰. Указанные соображения позволяют представить выражение (2) в следующем виде (базируясь на формуле предельной интенсивности [7]):

$$q_{1\%} = 0,0116 H_{1\%} \psi(\tau) \sqrt{I_p} \varphi \quad (3)$$

или для расхода:

$$Q_{1\%} = 0,0116 H_{1\%} \psi(\tau) \sqrt{I_p} \varphi F, \quad (4)$$

где $Q_{1\%}$ — расход воды 1‰-ной обеспеченности, м³/с; $H_{1\%}$ — суточный слой осадков той же обеспеченности, мм/сут.; ψ — ордината кривой редукции осадков за интервал времени τ , равный периоду добегаания осадков до замыкающего створа; φ — коэффициент стока, F — площадь водосбора, км²; 0,0116 — коэффициент размерности.

Значения F и I_p определяются по крупномасштабным картам, $H_{1\%}$ и ψ — по материалам наблюдений за осадками в бассейнах одотоков, для которых рассчитываются значения максимального ивневового стока, либо менее точно, по карте максимальных суточных осадков 1‰-ной обеспеченности [3, 7], φ — по таблицам [5] в зависимости от слоя суточных осадков вероятностью превышения 1‰ и площади водосбора. Наибольшую сложность представляет определение расчетного времени выпадения осадков, формирующего максимальный расход (времени добегаания τ). При расчетах по приведенной выше формуле для горных районов расчетное время принималось равным русловому времени добегаания:

$$\tau = \frac{L}{v_w}, \quad (5)$$

где L — длина водотока от истока до расчетного створа, км; v_w — скорость движения волны паводка, км/ч.

Скорость v_w рассчитывалась по Баварской формуле [4]:

$$v_w = 72 \left(\frac{\delta \varepsilon}{L} \right), \quad (6)$$

где $\delta \varepsilon$ — падение на участке русла от истока до расчетного створа, км.

Определение v_w по формуле Шези—Маннинга в большинстве случаев затруднено вследствие неопределенности основных пара-

метров, по которым рассчитывается v_w , в частности практически неизвестна средняя глубина потока и коэффициент шероховатости Маннинга.

Расчет времени добегания τ как времени сдвига между моментами наступления максимума осадков и стока, рекомендуемый рядом авторов [4], сложен из-за отсутствия достаточно надежных данных об осадках в бассейнах малых рек (в том числе и в бассейнах рассматриваемых рек) и отсутствия регистрации момента прохождения пика паводка на гидрометрических постах.

Расчет времени добегания обычно осуществляется [7] с использованием уравнения

$$\tau = k \tau_p^n + \tau_{ск}, \quad (7)$$

где τ_p — время руслового добегания; $\tau_{ск}$ — время склонового добегания; k и n — районные эмпирические параметры. При вычислении τ_p и $\tau_{ск}$ используются морфометрические характеристики русла и водосбора. Но, как показывает практика, суммарно время добегания при формировании паводков близко к русловому и к тому же определение τ по формуле (7) зачастую не превышает точности расчета τ по другим, изложенным выше, способам, особенно водосборов с площадями более 100 км² [4].

Указанные выше трудности объективного определения расчетного времени добегания, а также общий вид зависимости (2), отражающей тесную связь максимального модуля стока с уклоном русла (а следовательно, и времени добегания) привели к возможности представления выражения (4) в следующем полуэмпирическом виде:

$$Q_{1\%} = 0,0088 H_{1\%} \psi(\tau_{час}) \Phi \sqrt{I_p} F, \quad (8)$$

где $\psi(\tau_{час})$ — ордината кривой редукции осадков за часовой интервал, а произведение $H_{1\%} \psi(\tau_{час})$, отнесенное к интервалу времени, равному 1 час, — максимальная часовая интенсивность ливня, остальные обозначения прежние. Использование максимальной часовой интенсивности дождя в качестве расчетной величины авторами [2, 6] связано с тем, что, как правило, именно этот интервал времени выпадает слой осадков, формирующий паводка на водосборе. Для большинства горных районов за этот период выпадает до половины и более суточного слоя осадков.

Полученная зависимость (8) является полуэмпирической, соединяя в себе признаки формулы предельной интенсивности (использована максимальная часовая интенсивность дождя 1%-ной обе

печенности) и эмпирической редуционной (отражено убывание максимального модуля стока с уменьшением уклона русла).

Формула (8) может быть рекомендована для расчета максимальных ливневых расходов 1%-ной обеспеченности для неизученных горных и полугорных водотоков с площадью водосбора до 1000 км² и уклоном русла более 5‰. При больших площадях и меньших значениях уклонов, как показали расчеты на независимом материале, результаты расчета по формуле (8) близки к результатам, полученным по эмпирической редуционной формуле. Это связано с улучшением коррелятивной связи между площадью водосбора и уклоном русла, т. е. площадь водосбора действительно становится интегрирующим фактором максимального стока.

Расчеты по формуле (8) для ряда горных областей СССР, расположенных в различных физико-географических районах, показали хорошее соответствие рассчитанных 1%-ных расходов дождевого стока и расходов, определенных по кривым обеспеченности при наличии ряда наблюдений за стоком.

В таблице приведены результаты расчета максимальных расходов паводочного стока 1%-ной обеспеченности по ряду рек Восточного Закавказья. Расчеты произведены по эмпирической редуционной формуле или формуле предельной интенсивности (в зависимости от площади водосбора), а также по предлагаемой автором полуэмпирической формуле (8). Результаты расчета сравнивались с ливневыми расходами вероятностью превышения 1%, снятыми с кривых обеспеченности максимального стока. Диапазон изменения площадей водосборов рассмотренных водотоков составил от 31 до 785 км²; средних уклонов русла от 26 до 140‰, уклонов водосбора от 162 до 457‰; средняя высота водосбора большинства водотоков более 1000 м. Наибольший период наблюдений за стоком в указанном районе составляет 45 лет, наименьший 20 лет.

Из таблицы видно, что все максимальные расходы, вычисленные по формуле (8), для водосборов с площадью более 200 км² дали меньшее отклонение от расходов, определенных по кривым обеспеченности, чем расходы, рассчитанные по эмпирической редуционной формуле (СН435-72). Наибольшая относительная погрешность в первом случае составила 36,5%, во втором — 52,5%. Расчеты по формуле предельной интенсивности и формуле (8) для площадей водосборов менее 200 км² дали приблизительно одинаковые результаты. Аналогичная картина наблюдалась и при расчетах максимальных дождевых расходов горных рек Алтая и Восточной Сибири.

Таким образом, выполненный анализ расчетных данных по максимальным ливневым расходам 1%-ной обеспеченности указывает на необходимость учета среднего уклона русла горных рек площадью более 200 км², который может быть осуществлен с помощью предлагаемой формулы (8).

**Результаты расчетов максимальных расходов наводочного стока
1%-ной обеспеченности по кривым обеспеченности,
методическим указаниям СН435-72 и формуле (8)**

№ п/п	Река—пост	По кривым обеспе- ченности Q_1 м ³ /с	По СН435-72 Q_2 м ³ /с	По формуле (8) Q_3 м ³ /с	$\frac{ \Delta Q_2 = Q_2 - Q_1 }{Q_1} \times 100\%$	$\frac{ \Delta Q_3 = Q_3 - Q_1 }{Q_1} \times 100\%$
1	Ахсучай—Ахсу	250	212	252	15,2	0,8
2	Вельвилчай—Телгеалты	300	259	327	13,7	9,0
3	Геокчай—Буйнуз	370	271	340	26,8	8,1
4	Гардыманчай—Гендоб	400	280	360	30,0	10,0
5	Кудиалчай—Кюнчал	285	266	286	6,7	0,4
6	Гянджачай—Зурнабад	137	209	187	52,5	36,5
7	Кюрракчай—Дозулар	200	256	227	28,0	13,5
8	Левчай—Камышлы	197	250	218	26,9	10,7
9	Карнарчай—Ага—Керпи	125	177	143	41,6	14,4
10	Чигоджукчай—Рустав*	115	130	123	13,0	7,0
11	Ахчай—Джек*	148	140	135	5,4	8,8
12	Бумчай—Бум*	115	125	110	8,7	4,3
13	Дамирапаранчай—Кут- кашен*	140	131	144	6,4	2,8
14	Дастафюрчай—Карагу- лар*	40,9	34,0	33,2	12,5	18,8
15	Гераньчай—Юхары*	105	127	120	21,0	12,5
16	Тураганчай—Магавуз*	140	127	127	9,3	9,3
17	Баллуджа—Баллуджа*	70,2	80,2	69,7	14,2	0,7
18	Питикет—Бадара*	43,0	33,3	30,2	23,9	29,8
19	Геоктепе—Пришиб*	70,7	78,7	70,7	12,3	0,0
20	Велинчай—Шикляр	496	400	440	19,4	11,3

* Отмечены водотоки с площадью водосбора менее 200 км². Максимальные расходы для этих водосборов вычислены по формуле предельной интенсивности

ЛИТЕРАТУРА

1. Алексеев Г. А. Схема расчета максимальных дождевых расходов воды по формуле предельной интенсивности стока с помощью кривых редукции осадков и стока. — Труды ГГИ, 1966, вып. 134, с. 55—71.
2. Горошков И. Ф., Самохин А. А., Соловьева Н. Н. Максимальные расходы дождевых паводков на реках бассейна Амура и методики их расчета. — Труды ЛГМИ, 1969, вып. 35, с. 3—31.
3. Материалы по расчетным характеристикам дождевых осадков. — Л.: Гидрометеиздат, 1969. — 396 с.
4. Расчеты паводочного стока. Методы расчетов на основе мирового опыта. Под редакцией А. А. Соколова, С. Е. Рантца, М. Роша. — Л.: Гидрометеиздат, 1978. — 304 с.
5. Руководство по определению расчетных гидрологических характеристик. — Л.: Гидрометеиздат, 1973. — 112 с.
6. Соколовский Д. Л. Речной сток. — Л.: Гидрометеиздат, 1968. — 540 с.
7. Указания по определению расчетных гидрологических характеристик СН435-72. — Л.: Гидрометеиздат, 1972. — 20 с.

ДК 556.536

А. Ф. КУДРЯШОВ (ЛСХИ)

О ВЗВЕШИВАНИИ НЕСВЯЗНЫХ ЧАСТИЦ НАНОСОВ ПОТОКОМ ЖИДКОСТИ

Процессом взвешивания частиц наносов в водных потоках занимались многие исследователи. Однако имеющиеся методы решения этой задачи не удовлетворяют потребностям практики, что вынуждает искать новые пути исследования этого явления. Автор спользовал три подхода к выявлению механизма взвешивания астиц наносов.

Для определения средней неразмывающей скорости, при которой еще не наблюдается смещение донных грунтов, рассмотрим редельное равновесие сил для частицы на дне потока. При этом читаваем два условия: 1) местные скорости u_m при обтекании астицы принимаем пропорциональными средним скоростям v_{cp} стока; 2) по данным [1 и др.] глубина при значительной ширине усла почти не влияет на величину неразмывающей скорости, этому исключаем ее из рассмотрения. Используем принцип **возможных перемещений** из динамики несвободной системы материальных точек. Для предельного равновесия частицы необходимо достаточно, чтобы кинетическая энергия воздействующего на нее стока равнялась работе сил трения на любых возможных перемещениях частицы. Частная формулировка принципа возможных перемещений допускает замену возможных перемещений на возможные скорости [2]. Секундная кинетическая энергия потока,

проходящего через живое сечение, равновеликое «миделевому» сечению частицы ω , равна

$$\frac{u_m^2}{2} \rho dQ = \frac{1}{2} \rho \int u_m^3 d\omega = \frac{1}{2} \rho \alpha v_{cp}^3 \cdot \omega C_\phi, \quad (1)$$

где α — коэффициент кинетической энергии потока; ρ — плотности жидкости; Q — расход воды в водотоке. Эта энергия компенсируется секундной работой силы трения частицы о дно:

$$C_\phi \cdot \frac{1}{2} \rho \cdot \alpha \cdot v_{cp}^3 \cdot \frac{\pi d_{cp}^2}{4} = f \gamma_4 \cdot \frac{1}{6} \cdot \pi \cdot d_{cp}^3 \cdot c_4, \dots \quad (2)$$

где f — коэффициент трения частицы о дно; c_4 — возможная скорость качения, сдвига частицы; C_ϕ — коэффициент сопротивления формы частицы; v_{cp} — средняя скорость потока; d_{cp} — средняя крупность донных частиц; γ_4 — удельный вес частицы в воде.

Из соотношения (2) получим выражение для средней допустимой неразрывающей скорости

$$v_{cp}^3 = \frac{f \cdot \gamma_4 \cdot c_4 \cdot 4}{\rho \cdot \alpha \cdot 3 \cdot C_\phi} d_{cp} \quad \text{или} \quad v_{доп. \text{ пер}} = 126 \sqrt[3]{d_{cp}}, \quad (3)$$

где 126 — обобщенный размерный коэффициент, установленный путем многочисленных измерений [1 и др.] в приближенных земляных каналах и аллювиальных руслах. В приближенной формуле (3), справедливой для d_{cp} в пределах от 0,002 см до 10 см скорость $v_{доп. \text{ пер}}$ выражена в см/с и представляет собою отношение расхода воды в водотоке к площади его живого сечения.

Исследования [1 и др.] свидетельствуют, что начало перемещения донных частиц потоком жидкости сопровождается их скольжением, качением и сальтацией. Поэтому при изучении явления взвешивания частиц необходимо установить подъемную силу и гидродинамический момент потока, действующие на частицу

Принимая форму окатанных частиц шаровую, определим подъемную силу для **полушара** [5]. Обтекание его идеально жидкостью считаем потенциальным, параллельным плоскости разреза. При этих условиях получим выражение для подъемной силы полушара (ось z направлена по вертикали)

$$F_z = \frac{\rho \cdot u^2}{16} \cdot \pi \cdot r^2, \quad (4)$$

где u — скорость потока на бесконечном расстоянии от частицы r — радиус шара. Сопоставляя значения F_z с весом шара и формулой (3), можно установить, что ни по численным значениям, ни по структуре полученное выражение (4) не соответствует данным натуральных измерений [1 и др.]. По-видимому, в природных условиях донные частицы водотока в преобладающем большинстве имеют не шарообразную форму.

Форму частиц принимаем цилиндрической. Воспользуемся аналитической функцией комплексного переменного [3]. При плоском потенциальном поперечном обтекании идеальной жидкостью полуэллиптического и полукругового цилиндров справедливо уравнение эрнулли:

$$\rho + \frac{\rho \cdot v^2}{2} = p_0 + \frac{\rho \cdot u^2}{2}, \quad (5)$$

где p_0 и u — соответственно давление и скорость на бесконечном расстоянии от частицы цилиндрической формы. Введем обозначения $2a$ — большая ось в направлении потока; $2b$ — малая ось; c — расстояние между фокусами; $P_{\text{ч}}$ — вес частицы ($P_{\text{ч}} \cdot a$ — удерживающий момент); F_y — подъемная сила.

Для определения подъемной силы используем первую формулу А. Чаплыгина [4]:

$$F_y + i \cdot F_x = F = - \frac{\rho}{2} \int_c \left(\frac{dw}{dz} \right)^2 \cdot dz. \quad (6)$$

При обтекании эллиптического цилиндра комплексный потенциал равен [3]

$$w = \frac{u}{a-b} (a \cdot z - b \sqrt{z^2 - c^2}),$$

где $c = \sqrt{a^2 - b^2}$. Отсюда

$$\left(\frac{dw}{dz} \right)^2 = \frac{u^2}{(a-b)^2} \cdot \left(a^2 - \frac{2 \cdot a \cdot b \cdot z}{\sqrt{z^2 - c^2}} + \frac{b^2 \cdot z^2}{z^2 - c^2} \right).$$

Интегрируем формулу (6) по полуэллипсу:

$$= - \frac{\rho}{2} \left[\int_c a^2 \cdot dz - 2 \cdot a \cdot b \int_c \frac{z \cdot dz}{\sqrt{z^2 - c^2}} + b^2 \cdot \int_c \frac{z^2 \cdot dz}{z^2 - c^2} \right] \cdot \frac{u^2}{(a-b)^2}.$$

Определим интегралы, помещенные в скобки,

$$J_1 = \int_c a^2 \cdot dz = a^2 \cdot z \Big|_{+a}^{-a} = -(a^3 + a^3) = -2 \cdot a^3;$$

$$\frac{x^2}{a^2} + \frac{y^2}{b^2} = 1; \quad y = b \sqrt{1 - \frac{x^2}{a^2}};$$

$$J_2 = \int_c \frac{z \cdot dz}{\sqrt{z^2 - c^2}} = \int_c \frac{(x + i \cdot y) d(x + i \cdot y)}{\sqrt{(x + i \cdot y)^2 - c^2}} =$$

$$= \int_{+a}^{-a} \frac{\left(x + i \cdot b \cdot \sqrt{1 - \frac{x^2}{a^2}} \right) d \left(x + i \cdot b \cdot \sqrt{1 - \frac{x^2}{a^2}} \right)}{\sqrt{\left(x + i \cdot b \cdot \sqrt{1 - \frac{x^2}{a^2}} \right)^2 - c^2}}.$$

Обозначим $x + i \cdot b \cdot \sqrt{1 - \frac{x^2}{a^2}} = t$. Так как пределы для t те же что и для x , то

$$J_2 = \int_{+a}^{-a} \frac{t \cdot dt}{\sqrt{t^2 - c^2}} = \left| \sqrt{t^2 - c^2} \right|_{+a}^{-a} = 0.$$

$$\begin{aligned} J_3 &= \int_{+a}^{-a} \frac{t^2 \cdot dt}{t^2 - c^2} = \int_{+a}^{-a} dt + c^2 \int_{+a}^{-a} \frac{dt}{t^2 - c^2} = -2 \cdot a + \\ &+ \frac{c^2}{2 \cdot c} \ln \left| \frac{t - c}{t + c} \right|_{+a}^{-a} = -2 \cdot a + \left(\frac{c}{2} \cdot \ln \frac{-a - c}{-a + c} - \frac{c}{2} \cdot \ln \frac{a - c}{a + c} \right) = \\ &= -2 \cdot a + c \cdot \ln \frac{a + c}{a - c}. \end{aligned}$$

Отсюда выражение для подъемной силы

$$F = - \frac{u^2}{(a - b)^2} \cdot \frac{\rho}{2} \left[-2 \cdot a^3 + b^2 \left(-2 \cdot a + c \cdot \ln \frac{a + c}{a - c} \right) \right] = F_y.$$

Эта формула позволяет вычислить подъемную силу для случая когда полуоси эллипса связаны соотношениями:

$$2a = 3b; \quad 2a = 4b \text{ и другими.}$$

Для кругового полуцилиндра получим

$$F_y + i \cdot F_x = - \frac{\rho}{2} \int_c \left(\frac{dw}{dz} \right)^2 \cdot dz + \rho \cdot \frac{u^2}{2} \int_c dz.$$

Потенциал обтекания кругового полуцилиндра с радиусом равен

$$w = u \left(z + \frac{a^2}{z} \right); \quad \frac{dw}{dz} = u \left(1 - \frac{a^2}{z^2} \right);$$

$$\int_c \left(\frac{dw}{dz} \right)^2 dz = u^2 \int_c \left(1 - \frac{2a^2}{z^2} + \frac{a^4}{z^4} \right) dz.$$

Слагаемые, находящиеся под знаком интеграла, являются гурлярными функциями в некоторой области, охватывающей кривую интегрирования. Интегралы от них можно вычислить как р

ость значений первообразной в конце и начале пути интегрирования:

$$\int_{+a}^{-a} dz = -2a; \quad - \int_{+a}^{-a} \frac{1}{z^2} \cdot dz = \frac{1}{z} \Big|_{+a}^{-a} = -\frac{2}{a};$$

$$\int_{+a}^{-a} \left(\frac{dw}{dz} \right)^2 \cdot dz = u^2 \cdot \left(-2 \cdot a - 4 \cdot a + 2 \cdot a + \frac{2}{3} a \right) = -\frac{10}{3} a \cdot u^2;$$

$$\int_{+a}^{-a} \frac{1}{z^4} \cdot dz = - \frac{1}{3 \cdot z^3} \Big|_{+a}^{-a} = -\frac{1}{3} \left(-\frac{1}{a^3} - \frac{1}{a^3} \right) = \frac{2}{3 \cdot a^3};$$

ия подъемной силы

$$F_y = \frac{\rho \cdot a \cdot u^2}{2} - \frac{\rho}{2} \left(-\frac{10}{3} a \cdot u^2 \right) = \frac{13}{6} \rho \cdot a \cdot u^2. \quad (8)$$

Определим гидродинамический момент относительно оси, перпендикулярной к плоскости течения и проходящей через начало ординат. Используя вторую формулу С. А. Чаплыгина [4]

$$L = R_b \cdot \left[-\frac{1}{2} \cdot \rho \cdot \int_c \left(\frac{dw}{dz} \right)^2 \cdot z \cdot dz \right] \quad (9)$$

принимая вращение по часовой стрелке за положительное, получим

$$\left(\frac{dw}{dz} \right)^2 \cdot z \cdot dz = \frac{u^2}{(a-b)^2} \int_c z \left[a^2 - \frac{2 \cdot a \cdot b \cdot z}{\sqrt{z^2 - c^2}} + \frac{b^2 \cdot z^2}{z^2 - c^2} \right] dz, \quad (10)$$

$$\int_c z \cdot a^2 \cdot dz = a^2 \cdot \frac{z^2}{2} \Big|_{+a}^{-a} = 0.$$

В теории функций комплексного переменного положительным считается интегрирование против часовой стрелки. Слагаемые, находящиеся в выражении (10) под знаком интеграла в квадратных скобках, являются регулярными функциями в некоторой области, охватывающей кривую верхнего полуэллипса. Интегралы от них исчисляются как разность значений первообразной в конце и начале пути интегрирования. После преобразований получим выражения для гидродинамических моментов при обтекании полуэллиптических цилиндров:

1) для случая $2a = 3b$

$$L = -\frac{10 \cdot \rho \cdot u^2 \cdot S}{\pi} \cdot \left(\frac{6}{5} + \frac{1}{2} \cdot \ln 5 \right); \quad (11)$$

2) для случая $2a = 4b$

$$L = -\frac{6 \cdot \rho \cdot u^2 \cdot S}{\pi} \cdot \left(\frac{2}{3} + \frac{1}{2} \cdot \ln 3 \right), \quad (1)$$

где знак минус свидетельствует о вращении против часовой стрелки; площадь полуэллиптического сечения $S = \frac{\pi \cdot a \cdot b}{2}$. При обтекании кругового полуцилиндра гидродинамический момент равен нулю.

Сравнение выведенных выражений (7), (8), (11), (12) с формулой (3) проводилось при условии, что меньший размер частицы цилиндрической формы равен средней крупности ее. В результате расчетов установлено: 1) для частиц цилиндрической формы с поперечным сечением полукругового цилиндра и полуэллипса при $2a = 3b$ подъемная сила преобладает над весом частицы в воде и частица поднимается над дном, а для полуэллипса при $2a = 4b$ вес частицы превышает подъемную силу и частица остается на дне в покое; 2) выведенные выражения (11), (12) для гидродинамических моментов свидетельствуют о перекачивании частиц цилиндрической формы при соответствующих скоростях для рассмотренных случаев, так как гидродинамические моменты превышают удерживающие частицу моменты. Опытные материалы [1 и др.] позволяют утверждать, что перекачивание частиц наносов происходит после их отделения от дна, поэтому наиболее влияющим параметром при начальном сдвиге частиц следует рассматривать подъемную силу. Таким образом, если допустить, что полукатанные донные частицы водотоков в преобладающем большинстве имеют форму эллиптических цилиндров с соотношением размеров осей $2a = 4b$, то полученные теоретические выводы в широком диапазоне скоростей согласуются с данными натурных измерений. Справедливость этого допущения подтверждается многочисленными исследованиями [6] в основном для средних и крупных частиц.

При перемещении руслоформирующих наносов их расход в спокойного и стремительного состояний потока с малой мутностью может быть определен по формуле:

$$R = 25 \cdot v \cdot \gamma_n \cdot B \cdot \left(\frac{v^2}{g \cdot H} \right)^2 \cdot \left[1 - \frac{\sqrt[4]{\frac{v^2}{g \cdot H}}}{1,545} + 0,003 \cdot \left(\frac{v^2}{g \cdot H} \right) \right] \times \left[25,91 - \frac{16,65}{\left(\frac{v^2}{g \cdot H} + 0,07 \right)} + \frac{3,75}{\left(\frac{v^2}{g \cdot H} + 0,07 \right)^2} \right], \quad (1)$$

где v , H — средняя скорость и глубина на вертикали; B — ширина полосы движения наносов; γ — кинематический коэффициент в

сти воды; γ_n — объемный вес наносов. Формула (13) предназначена для установившегося движения потока и руслоформирующих наносов.

ЛИТЕРАТУРА

- Кончаров В. Н. О взвешивании наносов. М.—Л.: Госстройиздат НКТП СССР, 1933, — 174 с.
- Куковский Н. Е. Полное собрание сочинений. Т. III. М.—Л.: ОНТИ, 1937. — 612 с.
- Смирнов В. И. Курс высшей математики, т. 3. М.—Л.: Гостехиздат, 1951. — 811 с.
- Гаплыгин С. А. О давлении плоско-параллельного потока на преграждающие тела. — Математический сборник, 27. М., 1910, с. 11—52.
- Абрикант Н. Я. Аэродинамика. — М.: Наука, 1964. — 814 с.
- Абаев П. И. Пески СССР. — М.: Изд-во МГУ, 1951. — 290 с.

С. 532.543

А. П. МОРОЗОВ (ЛГМИ)

ГИДРОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ СТЕКАНИЯ ТОНКИХ ВОДНЫХ ПЛЕНОК ПО ПЛОСКИМ ВЕРТИКАЛЬНЫМ ПОВЕРХНОСТЯМ ПРИ ТУРБУЛЕНТНОМ РЕЖИМЕ

Течение воды вдоль плоской вертикальной стенки является сложным случаем течения, в котором существенную роль играют факторы, влиянием которых обычно пренебрегают при исследовании течения вдоль горизонтальных или слабонаклонных поверхностей. Среди особенностей, которые значительно осложняют, иногда делают вообще невозможным применение классического аппарата расчета гидродинамических характеристик в условиях течения вдоль вертикальной стенки следует выделить следующие. Во-первых, целый ряд особенностей вытекает из совпадения направления течения с направлением ускорения свободного падения. При этом потеря напора по длине пути равна самому пути, соответствует значению уклона в его классическом представлении, равному единице. Это в свою очередь существенно уменьшает эффективное тормозящее влияние шероховатости стенки. Следовательно, в первом приближении можно считать параметры течения скорости течения и толщины пленки связанными между собой однозначно и определяемыми гидравлической нагрузкой. Кроме того, отсутствие составляющей, перпендикулярной направлению течения, делает его более неустойчивым, что существенно

снижает критическое число Re перехода к турбулентному режиму течения.

Во-вторых, течение вдоль вертикальной стенки происходит в пограничном слое. Особенностью рассматриваемого случая является отсутствие основного ядра течения ввиду малой общей толщины пленки. Граница пограничного слоя, как правило, выходит на свободную поверхность.

В-третьих, незначительная толщина потока обуславливает существенное влияние поверхностных сил, в частности сил поперечного натяжения, на формирование гидродинамической структуры течения.

Изложенные соображения об особенностях течения вдоль плоской вертикальной стенки позволяют качественно охарактеризовать его как предельный случай течения в пограничном слое для которого применение классических методов расчета параметров течения требует существенных корректировок.

В основе методов расчета турбулентных течений [3, 4] лежит положение о том, что гидродинамическая структура пограничного слоя формируется при взаимодействии развитого турбулентного течения в ядре потока с шероховатой стенкой. При этом в качестве основных исходных параметров принимаются скорость в ядре потока и масштаб турбулентности, зависящий только нормальными к течению координатами.

В рассматриваемом случае течения такая формулировка может быть применена ввиду отсутствия основного ядра потока и также наличия определяющего параметра развития турбулентности в виде толщины пленки. Кроме того, использование в разработке методики расчета таких понятий как «масштаб турбулентности» или «динамическая скорость» нежелательно ввиду очень широкого диапазона изменения определяющих их параметров в различных рассматриваемых случаях течения.

В основе построения теории турбулентного течения в тонких водных пленках, стекающих по вертикальным поверхностям, использовано положение о постепенном переходе от ламинарного режима течения к турбулентному и развитию гидродинамической структуры турбулентного течения из аналогичной ламинарного режима. Такая попытка была предпринята Л. Г. Качуриным при исследовании гидродинамической структуры тонкой водной пленки, формирующейся на горизонтальной поверхности под действием силового воздействия набегающего потока воздуха, и дала хорошие результаты.

Для математического описания гидродинамической структуры течения вдоль вертикальной стенки расположим начало координат на поверхности стенки. Ось X направим по направлению течения, а ось Y — перпендикулярно стенке и перпендикулярно направлению течения. В этом случае дифференциальные уравнения движения допускают существенные упрощения, характерные для течения в пограничном слое [3, 5].

Рассматривая поток как стационарный, можно записать:

$$\nu \frac{\partial^2 v_x}{\partial y^2} + g = 0; \quad \frac{\partial p}{\partial y} = 0; \quad \frac{\partial v_x}{\partial x} = 0. \quad (1)$$

Параметр ν , входящий в уравнение (1), представляет из себя эффективную вязкость $[L^2/T]$, которая в случае ламинарного течения превращается в молекулярную кинематическую, а в случае турбулентного течения — эффективную турбулентную вязкость (коэффициент турбулентного обмена), зависящую в общем случае от координат. Для случая ламинарного течения в граничных условиях:

$$v_x \Big|_{y=0} = 0, \quad \nu \frac{\partial v_x}{\partial y} \Big|_{y=h} = 0 \quad (2)$$

интегрирование уравнения (1) дает формулу для определения скоростей в виде

$$v_x = \frac{gh}{\nu} \left(y - \frac{y^2}{2h} \right). \quad (3)$$

В случае турбулентного течения вдоль вертикальной стенки уравнение (1) должно быть записано следующим образом:

$$\frac{\partial}{\partial y} \left(\nu_t \frac{\partial v_x}{\partial y} \right) + g = 0. \quad (4)$$

Наличие поверхностного натяжения обеспечивает стабильность поверхности и изменяет распределение скоростей в пленке. Эти силы оказывают тормозящее действие на турбулентное течение, которое можно сравнить с действием твердой стенки. Однако эта аналогия не может считаться совершенной, так как на твердой стенке должны обращаться в ноль как осредненная так и пульсационная скорости, а вблизи свободной поверхности осредненная скорость перестает возрастать и сохраняет свое значение постоянным. Поскольку компоненты скорости должны удовлетворять уравнению неразрывности, то из положения о том, что компонента v_x не зависит от X , следует, что компонента v_y убывает поверхности. Аналогичные рассуждения приводят к тому, что асштаб турбулентности также убывает с расстоянием до поверхности. Коэффициент пропорциональности в этом случае, необходимо выбрать с учетом ограничивающего влияния толщины пленки на развитие турбулентности

$$\nu_t = \beta u_n \frac{y^2}{h}. \quad (5)$$

Следуя рассуждениям [3], для того, чтобы турбулентные возмущения в тонкой пленке имели развитие, необходимо, чтобы ди-

наимическое давление, создаваемое пульсационной составляющей скорости потока, было бы больше капиллярного давления. Учитывая это соотношение, можно записать, что в момент перехода от ламинарного режима течения к турбулентному будет наблюдаться неустойчивое равновесие этих воздействий:

$$\frac{\sigma}{h} \approx \beta \frac{u_h^2}{L}, \quad (6)$$

где σ — поверхностное натяжение [М/Т²]; β — коэффициент, учитывающий пропорциональность величин в выражениях (5, 6) Исходя из физических основ течения тонких пленок в турбулентном режиме и изложенных соображений о течении вблизи свободной поверхности, можно выделить параметры, определяющие гидродинамическую структуру течения и подойти к определению выражения для турбулентной вязкости с позиции теории размерностей. Среди них целесообразно выделить: плотность, вязкость, поверхностное натяжение, толщину пленки, ускорение свободного падения и координату Y . Согласно теории анализа размерностей [2], из решения матрицы размерностей можно получить четыре безразмерных комплекса $\pi_h = \frac{y}{h}$, $\pi_\sigma = \frac{\mu^2}{y \rho \sigma}$, $\pi_g = \frac{\mu^2}{y^3 \rho g}$ и $\pi_{v_T} = \frac{\mu}{\rho v_T}$, которые согласно π -теореме размерностей дадут зависимость для турбулентной вязкости в виде:

$$v_T = \frac{\mu}{\rho} f(\pi_h, \pi_\sigma, \pi_g). \quad (7)$$

Для определения показателя степени каждого из параметров входящих в уравнение (7), должны быть привлечены дополнительные соображения. В качестве одного из них можно принять условие существования турбулентных пульсаций в тонкой пленке. Будем считать при оценке характера течения, что пульсационная составляющая пропорциональна модулю скорости [1, 5]

$$\bar{u}_T = \alpha \bar{u}_x. \quad (8)$$

Тогда на основе этих представлений можно составить новый комплекс:

$$\pi = \frac{\alpha^2 \rho \bar{u}_x^2 h}{2\sigma}. \quad (9)$$

Очевидно, что при значениях комплекса $\pi < 1$ в потоке будет наблюдаться ламинарный, а при $\pi > 1$ — турбулентный режим течения. Анализируя вид полученного комплекса и входящие в состав его параметры, можно заметить, что величины \bar{u}_x и h взаимно зависимы и определяются гидравлической нагрузкой. Таким обр.

зом, два других независимых параметра (плотность и поверхностное натяжение) должны иметь равные по величине и противоположные по знаку степени. Так как поверхностное натяжение содержит только комплекс $\rho \sigma$, то его тоже целесообразно положить в основу построения зависимости для турбулентной вязкости. Следует учесть, что поверхностное натяжение имеет отрицательный показатель степени по отношению к турбулентной вязкости, а также выделить группу параметров, составляющих касательное напряжение на твердой стенке.

Учтя изложенные соображения, согласно π -теореме размерностей, получим вид зависимости для турбулентной вязкости:

$$v_T = A \frac{\rho \tau_0^3 y^5}{\sigma \mu^3}. \quad (10)$$

Основываясь на постепенном переходе от ламинарного режима течения к турбулентному и учитывая (5, 6, 8), получим

$$v_T = \frac{\beta \alpha^3 g^3 h^3 \rho}{2\sigma v^3} y^5 \left(1 - 0,5 \frac{y}{h}\right)^3. \quad (11)$$

Анализ и сравнение выражения (11) с общим видом зависимости для турбулентной вязкости (10), полученным с позиций теории размерностей, легко видеть, что в первом приближении они совпадают.

Наличие выражения в скобках (11) правомерно, так как турбулентная вязкость по глубине меняется по более сложному, чем жорость, закону.

Коэффициент турбулентности вязкости, определяемый выражением (11), не может быть меньше его молекулярного значения, поэтому необходимо ограничить область применения (11) значениями $h > h_{кр}$.

Обратим внимание на то, что при увеличении y величина выражения в скобках уменьшается, стремясь к значению 0,125 при $y = h$, значение же этого выражения при малых y , вблизи ламинарного подслоя δ приближается к единице. Таким образом, выражение в скобках характеризует уменьшение турбулентности поверхности, что вполне согласуется с известными положениями об отличии течения вблизи поверхности от течения в ядре потока [3, 5].

Для упрощения выражения (11) введем обозначение

$$k_y = \left(1 - 0,5 \frac{y}{h}\right)^3. \quad (12)$$

Учитывая слабую изменчивость величины k_y от y , целесообразно предварительно выполнить интегрирование уравнения (4) с усредненным по y значением величины k_y , тогда

$$\bar{k} = \frac{1}{h} \int_0^h k_y dy = 0,43. \quad (13)$$

В результате изложенных упрощений дифференциальное уравнение (4) для области применения зависимости (11) можно записать в виде

$$\frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{k\beta\alpha^3\rho g^3 h^3}{2\sigma\nu^3} y^5 \frac{\partial u_x}{\partial y} \right) + g = 0, \quad (14)$$

или, вынося за знак дифференциала постоянные величины и введя обозначения

$$\frac{\partial}{\partial y} \left(y^5 \frac{\partial u_x}{\partial y} \right) + M = 0,$$

где

$$M = \frac{2\sigma\nu^3}{k\beta\alpha^3\rho g^2 h^3}. \quad (15)$$

Дважды проинтегрировав уравнение (15) по y , получаем распределение продольной составляющей скорости течения по толщине водной пленки:

$$u_x = \frac{M}{3y^3} - \frac{C_2}{4y^4} + C_3. \quad (16)$$

Постоянную интегрирования C_2 найдем из граничного условия на свободной поверхности, в качестве которого для случая турбулентного течения обычно принимают

$$\left. \frac{\partial u_x}{\partial y} \right|_{y=h} = 0,$$

$$C_2 = \frac{16\sigma\nu^3}{\beta\alpha^3\rho g^2 h^2}. \quad (17)$$

Постоянную интегрирования C_3 следует искать из условия смыкания профилей скорости на границе с ламинарным подслоем δ .

Определим толщину ламинарного подслоя δ из соображений о том, что турбулентная вязкость уменьшается по мере приближения к твердой стенке и на границе с ламинарным подслоем

где турбулентные пульсации затухают, должна стремиться к своему молекулярному значению:

$$v_T = \frac{\beta \alpha^3 k_\delta \rho g^3 h^3 \delta^5}{2\sigma v^3} = \nu. \quad (18)$$

Отсюда имеем выражение для толщины ламинарного подслоя в виде

$$\delta = \left(\frac{2\sigma v^4}{\beta \alpha^3 k_\delta \rho g^3 h^3} \right)^{0,2}. \quad (19)$$

Характерно, что полученное выражение для толщины ламинарного подслоя в случае равномерного стационарного движения аналогично известной записи [4] при $v_0 = \sqrt{gh}$. Однако в зависимости (19) учитывается влияние поверхностного натяжения σ на формирование ламинарного подслоя, что вполне правомерно из-за малой толщины водной пленки.

Принимая закон изменения скоростей в ламинарном подслое в виде (3), произведя смыкание профилей скорости в ламинарном подслое и турбулентной водной пленке в точке $y = \delta$, получим постоянную интегрирования C_3 :

$$C_3 = (1,15 + 2k_\delta) \left(\frac{\sigma g^2 h^2}{\beta \alpha^3 k_\delta \nu \rho} \right)^{0,2} - \left(\frac{\sigma^2 v^3}{\beta^2 \alpha^6 k_\delta^2 \rho^2 g h^6} \right)^{0,2}. \quad (20)$$

С учетом найденных значений постоянных интегрирования окончательно имеем профиль распределения продольных скоростей в турбулентной водной пленке, стекающей по вертикальной поверхности, в виде

$$u_x = \frac{0,67 \sigma v^3}{\beta \alpha^3 k_\delta \rho g^2 h^3 y^3} - \frac{4 \sigma v^3}{\beta \alpha^3 \rho g^2 h^2 y^4} + \\ + (1,15 + 2k_\delta) \left(\frac{\sigma g^2 h^2}{\beta \alpha^3 k_\delta \nu \rho} \right)^{0,2} - \left(\frac{\sigma^2 v^3}{\beta^2 \alpha^6 k_\delta^2 \rho^2 h^6} \right)^{0,2}, \quad (21)$$

тогда средняя скорость течения определится как

$$\bar{u}_x = \frac{1}{h} \int_0^h u_x dy = (1,15 + 2k_\delta) \left(\frac{\sigma g^2 h^2}{\beta \alpha^3 k_\delta \nu \rho} \right)^{0,2} - \\ - \left(\frac{\sigma^2 v^3}{\beta^2 \alpha^6 k_\delta^2 \rho^2 g h^6} \right)^{0,2} + \frac{0,62 \sigma v^3}{\beta \alpha^3 \rho g^2 h^6}, \quad (22)$$

с точностью до несовпадения распределения скоростей в турбулентной водной пленке и в ламинарном подслое.

В уравнения (21 и 22) входят параметры α и β , которые в принципе могут зависеть от y , особенно α . Однако для упроще-

ния решения они принимались постоянными по толщине водной пленки. Для определения значения группы $\beta\alpha^3$ подойдем к определению толщины ламинарного подслоя с несколько других позиций [4]. Согласно [3], турбулентные пульсации в ламинарном подслое не исчезают внезапно, а постепенно затухают по мере приближения к стенке. Следовательно, число Рейнольдса, составленное для границы с ламинарным подслоем, будет несколько больше единицы:

$$Re_\delta = \frac{u_\delta \cdot \delta}{\nu} = a, \quad (23)$$

тогда толщина ламинарного подслоя определится из (23) как

$$\delta = a \frac{\nu}{u_\delta}. \quad (24)$$

Вид зависимости (24) для толщины ламинарного подслоя общеизвестен. Согласно экспериментальным исследованиям [4], параметр a , входящий в выражение (24), изменяется от 3 до 6. Однако эти значения получены при исследовании обтекания горизонтальным потоком пластины, в плоских каналах или в трубах. Учитывая существенные отличия в условиях формирования гидродинамических характеристик в тонких вертикальных пленках от течения в каналах или трубах, следует считать верхнюю границу значения параметра a заниженной. По экспериментальным данным, полученным при исследовании течения тонкой водной пленки вдоль вертикальной стенки, величина параметра a составляет 7,5. Следует отметить, что это значение получено при отсутствии каких-либо внешних возмущений, например поверхностных касательных напряжений. Используя изложенные соображения, группа $\beta\alpha^3$ может быть определена в виде:

$$\beta\alpha^3 = \frac{2\sigma}{a^5 k_\delta \nu \rho \sqrt{gh}}. \quad (25)$$

Смысл полученной зависимости ясен: при увеличении гидравлической нагрузки пульсационная составляющая скорости растет медленнее ее модуля. Аналогичные выводы сделаны в работе [5] при обзоре обширного экспериментального материала.

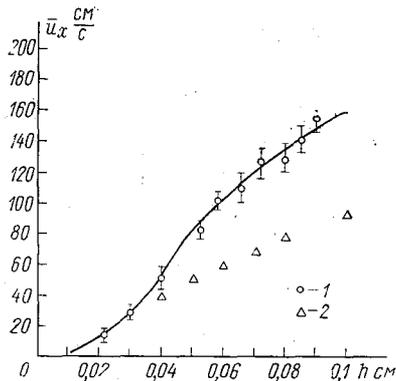
Произведя оценку величин, входящих в выражение (22), и отбросив члены малого порядка, получим упрощенную зависимость распределения продольной скорости.

$$\bar{u}_{xx} = 85 a h^{0.5}. \quad (26)$$

Степенной закон (26) аналогичен зависимостям, полученным при исследовании пограничного слоя при малых числах Re , когда необходимо учитывать молекулярную вязкость.

На рисунке приведены данные экспериментальных исследований стекания турбулентной водной пленки по вертикальной стенке, а также нанесены точки экспериментальных исследований [4].

Анализ сопоставления результатов теоретического и экспериментального исследований указывает на их хорошее соответствие. Экспериментальные точки получены на модели, представляющей собой вертикальную стенку из органического стекла длиной 1,5 м. Вода подавалась на верхнюю кромку стенки через зубчатый боковой водослив. Осредненные по толщине пленки скорости течения измерялись с помощью миниатюрного гидродинамического датчика собственной конструкции. Диапазон гидравлических нагрузок, выраженных в толщинах водной пленки, составлял от 0,2 до 1,0 мм.



Зависимость средней скорости стекания пленки от ее толщины:

— по зависимостям (3), (22);
 1 — экспериментальные данные автора; 2 — экспериментальные данные [4].

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Качурин Л. Г., Морачевский В. Г. Кинетика фазовых переходов воды в атмосфере. — Л.: Издательство ЛГУ, 1965. — 144 с.
- 2. Лайхтман Д. Л., Палагин Э. Г. Анализ размерностей в задачах динамической метеорологии. Учебное пособие. — Л., изд. ЛГМИ, 1976. — 58 с.
- 3. Левич В. Г. Физико-химическая гидродинамика. — М.: Издательство АН СССР, 1952. — 538 с.
- 4. Никитин И. К. Сложные турбулентные течения и процессы теплопереноса. — К.: Наукова Думка, 1980. — 240 с.
- 5. Шлихтинг Г. Теория пограничного слоя. М.: Наука, 1974, — 711 с.

ДК 556.536

Т. В. ПЕРОВА, С. И. САРАТОВСКИЙ (ЛГМИ)

ВЛИЯНИЕ ПОТОКА ПОЙМЫ НА СКОРОСТИ РУСЛОВОГО

После пионерных работ Г. В. Железнякова [4 и др.], посвященных кинематическому эффекту безнапорного потока, резко повысился интерес к изучению трансформации полей скоростей рус-

лового и пойменного потоков при их взаимодействии. Данные обширных экспериментов обобщены Н. Б. Барышниковым [1, 3], установившим, что в зависимости от типа взаимодействия, в русловой части потока скорости могут уменьшаться (третий тип) или увеличиваться (второй тип). Однако экспериментальные данные не отражают особенностей морфологического строения поймы и русла на расчетном участке. Именно это привело к постановке специальных наблюдений за расходами воды и скоростями течений на пойменных створах. Особенно интересные результаты получены Д. Е. Скородумовым [10] и И. Ф. Карасевым [6] по данным наблюдений на реках Луге, Пьяне, Соже и других, где оси руслового и пойменного потоков пересекались под различными углами, достигаящими 135° . Позднее Н. Б. Барышников [2] обобщил данные наблюдений системы Госкомгидромета на 26 реках при различных типах взаимодействия потоков. 12 рек отнесены им ко второму, 8 — к третьему и 6 к четвертому типам взаимодействия потоков. Автор справедливо отмечает, что на естественных водотоках первый тип взаимодействия потоков, наиболее детально изученный в лабораторных условиях, встречается крайне редко, что объясняется сложностью морфологии натуральных русел и особенно пойм, непрерывным чередованием их сужений и расширений по длине реки.

Действительно, как отмечают И. В. Попов и Н. П. Кочаненкова [9], больше 90% обследованных ими рек относятся к меандрирующему типу руслового процесса.

Основные выводы из работы Н. Б. Барышникова сводятся к следующему.

1. Морфологическое строение поймы и русла на участке изменений определяют тип взаимодействия руслового и пойменного потоков.

2. Характер трансформации полей скоростей руслового потока под воздействием пойменного, установленный по данным экспериментов на идеализированных моделях, близок к аналогичному на натуральных объектах. Однако особенности морфологического строения расчетных участков существенно изменяют поля скоростей. Более того, на реках с разновысотными и ступенчатого строения поймами выделен пятый тип, отличающийся изменением характера взаимодействия потоков при затоплении последующей части поймы (или ее ступеньки) при повышении уровня воды.

Под руководством Н. Б. Барышникова было продолжено изучение трансформации полей скоростей руслового и пойменного потоков на основе данных наблюдений по 26 постам, расположенным на 48 реках (в том числе сведения по 26 рекам, использованным в работе Н. Б. Барышникова). Все эти данные, в зависимости от типа взаимодействия потоков, подразделены на 4 группы. Причем на 18 реках наблюдается второй (36%); на 14 реках — третий (28%), на 8 реках — четвертый (16%) и на 10 реках — пятый (20%) типы взаимодействия потоков.

В системе Госкомгидромета створы для измерения расходов воды располагаются на участках, где динамические оси руслового и пойменного потоков пересекаются под углами $\alpha \leq 30^\circ$ [7]. Однако этот предел часто превышает (например, на р. Пьяне — д. Камкино $\alpha = -45^\circ$, а на р. Ветлуге — д. Быстри $\alpha = 50^\circ$), но эти углы всегда меньше 60° . Поэтому данные измерений при четвертом типе взаимодействия потоков были отнесены ко второму, если пойма (долина) ниже расчетного створа расширялась, или гретьему, если пойма (долина) — сужалась.

Таким образом, из всех исследованных объектов 22 было отнесено ко второму (40%) и 18 к третьему (36%) типам взаимодействия потоков. В дополнение к ранее рассмотренным были получены из УГКС материалы еще по 24 рекам, бассейны которых находятся в различных физико-географических условиях. Методика анализа осталась прежней, т. е. для каждого из исследуемых объектов были построены эпюры распределения средних на вертикалях скоростей по ширине потока при трех характерных уровнях. Для этих же уровней построены поля скоростей (изотахи). В качестве расчетных принимались наивысшие уровни, уровни затопления бровок прирусловых валов и несколько меньшие их. Если глубины затопления поймы были очень большими, то намечались дополнительные расчетные уровни.

При пятом типе взаимодействия потоков количество расчетных ровней увеличено с целью характеристики изменения полей скоростей при затоплении очередной поймы или ее ступеньки.

К сожалению, точность исходной информации не является разностной. Это обусловлено тем, что в сороковые—пятидесятые годы применяли детальный способ измерения скоростей, а примерно в конце пятидесятых при проведении паводочных работ измерения стали выполняться основным или даже сокращенным способами. Все это привело к тому, что вместо пяти точек, скорости гали измерять в двух, а иногда и одной. К тому же, как правило, значительно увеличено расстояние между скоростными вертикалями на пойме, что, по нашему мнению, не является правомерным. Действительно, в ряде случаев расстояние между ними превышает 10 м. Это ни в коей мере не способствует выявлению сложной структуры пойменных течений, особенно на поймах сложного строения (многорукавных или свободного и незавершенного меандрирования). Безусловно, низкая точность исходной информации о скоростях пойменных течений оказывает существенное влияние на окончательные выводы.

На рисунках 1, 2, в качестве примера, приведены наиболее типичные эпюры распределения средних на вертикалях скоростей по ширине сечения и поля изотак для второго и пятого типов взаимодействия потоков.

Как видно на рис. 1, на р. Пьяне, где процесс взаимодействия потоков отнесен ко второму типу, наблюдается интенсивное уве-

личение скоростей после выхода воды на пойму. ГрадIENTы скоростей $\frac{\Delta v}{\Delta H}$ достигают $0,50 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}/\text{м}$, а до выхода воды на пойму они были примерно равны $0,01 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}/\text{м}$, т. е. отмечается почти 50-кратное их увеличение.

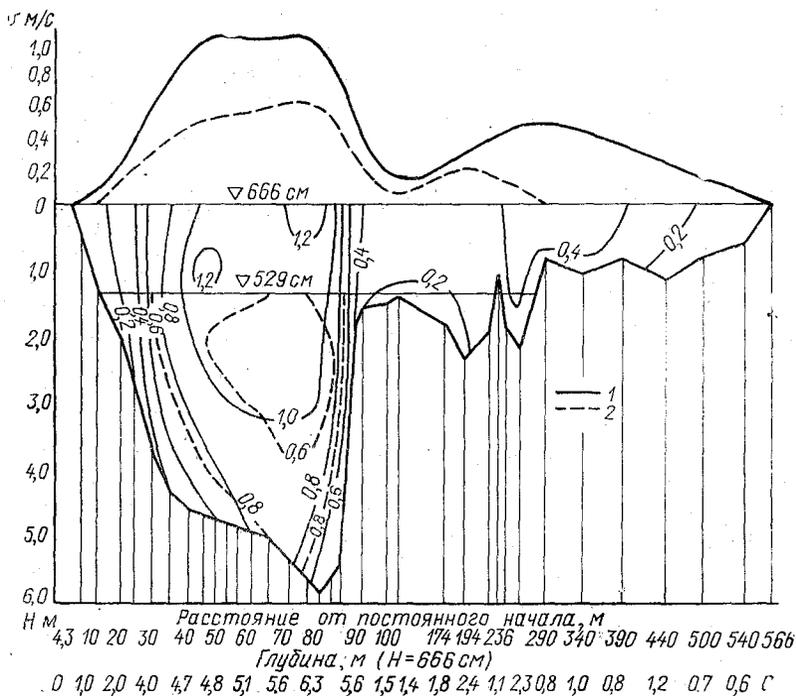
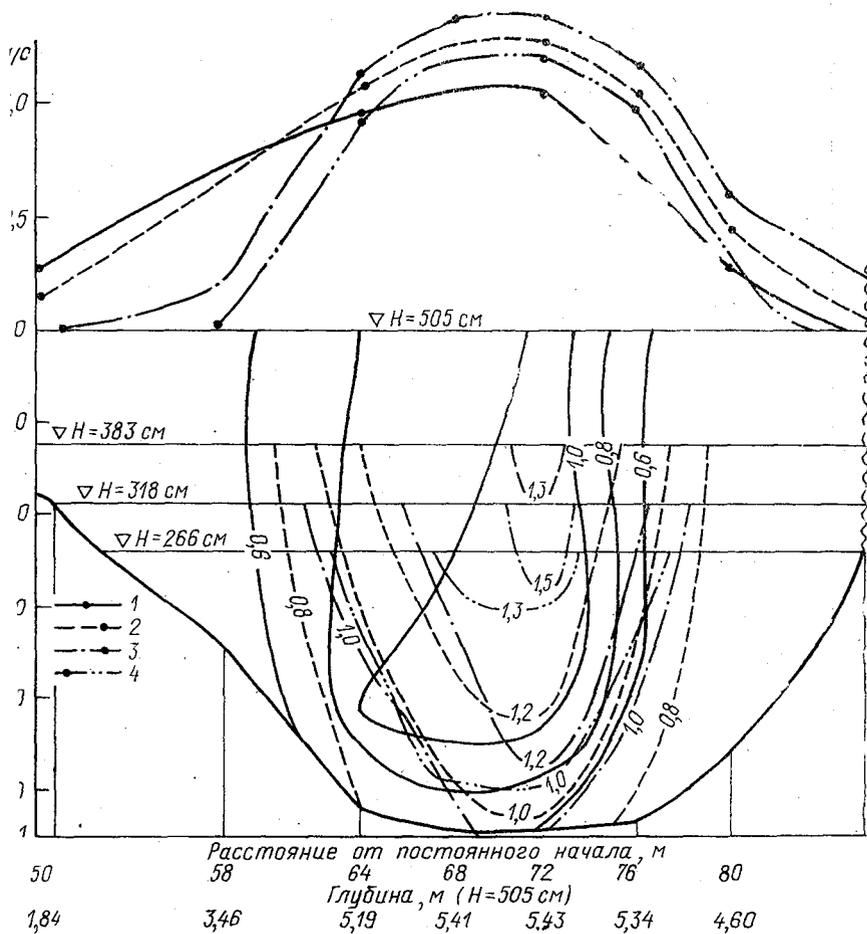


Рис. 1. Профиль поперечного сечения с изотахами и кривыми распределения средних на вертикалях скоростей по ширине гидроствора на р. Пьяне у д. Камкино за 1953 г. (второй тип взаимодействия потоков:

Изоахи при уровнях: 1 — 666 см; 2 — 529 см.

Резко отличная картина наблюдается при третьем типе взаимодействия потоков. Средние на вертикалях скорости при увеличении уровней воды от 487 см до 654 см практически остаются постоянными (выход воды на пойму происходит при $H = 580$ см а при увеличении уровней до 719 см отмечается уменьшение средних на вертикалях скоростей. Аналогично изменяются и максимальные скорости в русловой части потока на р. Конде у с. Чатырья. Действительно, при $H = 487$ и 654 см они достигают $0,8 \text{ м/с}$, а при увеличении уровней до 719 см максимальные скорости уменьшаются до $0,6 \text{ м/с}$.

Характер изменения градиентов скоростей резко отличен от аналогичных при втором типе взаимодействия потоков. Так, при увеличении уровней в пределах меженного русла примерно на 100 см $\frac{\Delta v}{\Delta H} = 0,02 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}/\text{м}$, а при выходе воды на пойму и изменении уровней от 619 до 719 см градиенты уменьшаются и становятся отрицательными ($\frac{\Delta v}{\Delta H} = -0,25 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}/\text{м}$).



с. 2. Профиль поперечного сечения с изотохами и кривыми распределения дна на вертикалях скоростей по ширине гидроствора на р. Крыловка у с. Крыловка за 1966 г. (пятый тип взаимодействия):

Изотохи при уровнях: 1 — 505 см; 2 — 383 см; 3 — 318 см; 4 — 266 см.

Резко отличен характер изменения скоростей при пятом типе взаимодействия потоков. Как видно на рис. 2 на р. Крыловка —

с. Крыловка происходит неоднократная смена знака градиент скоростей, обусловленная затоплением очередной поймы или е ступеньки, сопровождающийся сменой типа взаимодействия потоков. Действительно, при увеличении уровней воды в пределах меженного русла градиенты скоростей равны $\frac{\Delta v}{\Delta H} = 0,12 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}/\text{м}$ при выходе воды на пойму и изменении уровней от 300 до 400 см градиенты уменьшаются и становятся отрицательными ($\frac{\Delta v}{\Delta H} = -0,10 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}/\text{м}$).

Аналогичным образом изменяются и максимальные скорости в русловой части потока. При увеличении уровней от 266 до 318 см, они увеличиваются с 1,33 до 1,56 м/с, затем при затоплении очередного отсека поймы происходит смена типа взаимодействия руслового пойменного потоков, что приводит к резкому уменьшению градиентов максимальных скоростей. Максимальные скорости вновь уменьшаются до значения 1,33 м/с. Это уменьшение с возрастающей интенсивностью продолжается до уровней 505 см, где значения максимальной скорости падают до 1,02 м/с.

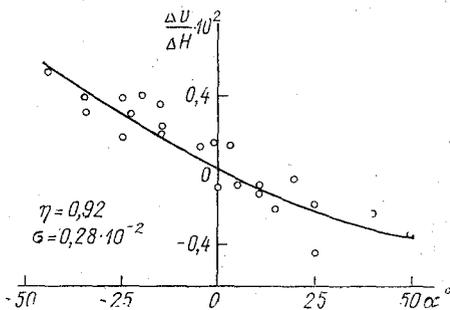


Рис. 3. График зависимости $\frac{\Delta v}{\Delta H} = f(\alpha)$.

Близкие результаты получены и для других исследованных рек. Причем установлена четкая зависимость между интенсивностью трансформации полей скоростей и величиной угла α .

Исходя из этого, для второго и третьего типов взаимодействия потоков была построена зависимость градиентов скоростей от величины угла α . Как видно на рис. 3, получена плавная, близкая к линейной зависимость $\frac{\Delta v}{\Delta H} = f(\alpha)$. Причем значения градиентов скоростей убывают при увеличении угла α . Связь достаточно надежная. Корреляционное соотношение $\eta = 0,92$, а среднеквадратическое отклонение $\sigma = 0,28 \cdot 10^{-2}$. При этом градиенты скоростей определялись для амплитуды уровней в 70 см (от уровня $H_{p.б}$ до $H = H_{p.б} + 70 \text{ см}$). Выбор в качестве расчетного интервала уровней $\Delta H = 70 \text{ см}$ обусловлен наличием исходной информации в основном сведениями об измеренных расходах и скорости течения.

Значительно сложнее выявить закономерности влияния руслового потока на средние скорости пойменного. Это обусловлено к

изким качеством исходной информации, так и в основном сложной структурой строения пойм. Однако предварительный анализ исходной информации позволил установить, что под влиянием руслового потока происходит ускорение пойменного. Интенсивность этого ускорения при втором типе взаимодействия потоков значительно больше, чем при третьем. Особенно четко это прослеживается при свободно меандрирующем типе руслового процесса, когда поверхностные слои руслового потока, имеющие большие скорости течения, выходят на ниже расположенную пойму. Как показал анализ данных, например, по р. Пьяне это приводит к тому, что расчетные коэффициенты шероховатости поймы, определенные по формуле $n = \frac{h^{3/2} I^{1/2}}{v}$ (т. е. с учетом формулы Шези—аннинга), оказались даже меньше, чем аналогичные в русле.

Однако установить четкие расчетные зависимости значений скоростей пойменного потока и коэффициентов шероховатости поймы в данном этапе не представилось возможным. Это будет предметом последующих исследований.

Анализ трансформации полей скоростей руслового и пойменного потока при их взаимодействии показал, что интенсивность, изменения находится в прямой зависимости от значения угла α . Безусловно это оказывает существенное влияние на величину и характер изменения коэффициентов Кориолиса и Буссинеска руслового и пойменного потоков при их взаимодействии. Действительно, как показали исследования С. И. Захарченко [5], Л. С. Никитиной [8], а также расчеты, проведенные в ЛГМИ, характер изменения кривых зависимостей $\alpha' = f(H)$ и $\alpha = f(H)$ (где α' и α — соответственно коэффициенты Буссинеска и Кориолиса) существенно отличается от аналогичного, но в беспойменном русле. Под воздействием пойменного потока на указанных кривых наблюдается S-образный перегиб. Причем в ряде случаев коэффициенты Буссинеска и Кориолиса резко возрастают, а в других, наоборот, уменьшаются. Установить четкие зависимости характера изменений указанных кривых от определяющих факторов пока не представляется возможным. Однако в большинстве случаев при третьем типе взаимодействия потоков наблюдается уменьшение их коэффициентов, а при втором — их увеличение. Этот вопрос уже нуждается в дальнейшей доработке.

ЛИТЕРАТУРА

- Барышников Н. Б. Влияние поперечных перемещений масс жидкости на пропускную способность русел с поймами. — Тр. ЛГМИ, 1972, вып. 46, с. 3—11.
- Барышников Н. Б. Трансформация поля скоростей руслового потока под влиянием пойменного. — Межведомственный сб., изд. ЛПИ, 1978, вып. 66, с. 129—144.
- Барышников Н. Б. Речные поймы. — Л.: Гидрометеиздат, 1978. — 152 с.

4. Железняков Г. В. О распределении скоростей в речном потоке. — И: АН СССР, ОТН, 1947, № 8, с. 1021—1034.
5. Захарченко С. И. Исследование коррективов количества движения и кинетической энергии для рек в период летне-осенней межени. — В к: Вопросы метеорологии и гидрологии в Сибири. Иркутск, 1976, с. 187—191.
6. Карасев И. Ф. Распределение продольных скоростей течения в поймах и руслах рек. — Тр. ГГИ, 1973, вып. 202, с. 3—38.
7. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам, вып. 6, ч. I. Л.: Гидрометеоздат, 1978, 384 с.
8. Никитина Л. С. Влияние кинематического эффекта безнапорного потока на коэффициенты Буссиэкса и Кориолиса. — Вестник МГУ, Географ 1973, № 13, 96 с.
9. Попов И. В., Кочаненкова Н. П. О морфологических особенностях речных пойм. — Тр. ГГИ, 1972, вып. 190, с. 19—36.
10. Скородумов Д. Е. Вопросы гидравлики пойменных русел в связи с задачами построения и экстраполяции кривых расходов воды. — Тр. ГГИ 1965, вып. 128, с. 3—96.

УДК 556.536

В. П. ЗИМИЧЕВ (ЛГМ)

РЕГУЛИРОВАНИЕ ПАВОДОЧНОГО СТОКА ПОЙМАМИ

Речные поймы по своим размерам значительно превышают русла рек. Их ширины в десятки, а иногда в сотни раз больше ширины русел. Именно это и является причиной регулирования и паводочного стока. В период подъема уровня значительная часть его аккумулируется на поймах, тем самым уменьшая величину расходов воды. Это уменьшение возрастает по мере роста уровня и достигает максимума при пропуске максимальных расходов воды. На спаде половодья наблюдается другая картина. Максимумы расходов воды, аккумулированные поймой, поступают из нее в русло, увеличивая расходы воды руслового потока. По данным Н. Б. Барыникова [2], поймы могут аккумулировать до 40% паводочного стока в период подъема уровней, отдавая его, за исключением потерь на испарение, заполнение бессточных водоемов, пониженное рельефа и инфильтрацию, на спаде половодья. Таким образом, поймы выполняют роль регулятора паводочного стока за счет аккумуляции вод, снижая расходы в период подъема уровней и повышая их на спаде, в целом увеличивая продолжительность половодья.

Методы расчета объемов регулирования стока поймами не разработаны. Это объясняется сложным и недостаточно изученным характером изменения уровней воды на поймах, наличием мощных поперечных течений и застойных зон на них, значительных

речных уклонов и перепадов уровней. Отдельные немногочисленные исследования денивеляций уровней на поймах [4] пока не привели к созданию методов их расчета, но убедительно показали, что в период пропуска паводков уровни в русле и различных частях поймы могут отличаться на метр и более. Все это приводит к тому, что при расчетах объемов воды большинство исследователей даже в случае сложных пойм принимают уровень горизонтальным, что может привести к существенным ошибкам в расчетах. Анализ результатов расчетов, выполненных Н. Б. Барышниковым [2], показывает, что объемы стока, идущие на заполнение поймы, изменяясь в пределах от 15 до 40% объема весеннего паводка, зависят от ее размеров и морфометрических характеристик.

По-видимому, необходима более глубокая разработка этой проблемы, которая основывалась бы на качественных данных и производилась бы с целью получения методики расчета объемов регулирования стока. В литературе имеются приложенная методика расчета и данные об объемах регулирования водочного стока, к сожалению, какие-либо сведения о потерях на испарение, инфильтрацию и заполнение бессточных водоемов поймы в литературе отсутствуют. Это, в свою очередь, вызывает необходимость выполнения приближенной оценки величин этих потерь и, прежде всего, потерь на испарение с поверхности затопленной части поймы.

Под руководством Н. Б. Барышникова автором были выполнены расчеты объемов испарения на примере Обь—Иртышской поймы для 1969 и 1970 гг., паводки которых существенно отличаются по водности. Для 1969 г. как более многоводного, применялась более детальная методика расчета. Слой испарения для каждого участка поймы определялся по данным измерений исходных параметров на близлежащих метеостанциях и постах по формуле (8)

$$E = 0,14 n(e_0 - e_2) (1 + 0,72 u_2), \quad (1)$$

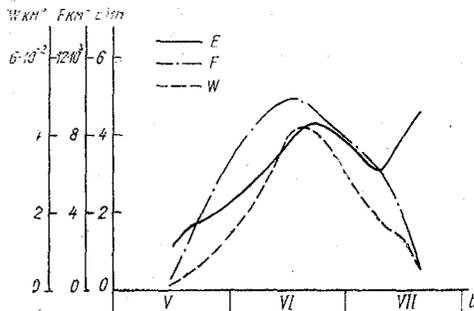
где e_0 — среднее значение упругости водяного пара, мбар; e_2 — абсолютная влажность воздуха над водоемом на высоте 2 м, мбар; u_2 — средняя скорость ветра над водоемом на высоте 2 м; n — число дней в расчетном интервале времени.

Необходимые метеорологические данные по всем метеостанциям осреднялись по декадам для всего периода половодья. Промежуточные расчеты недостающих параметров были выполнены стандартным формулам.

За период половодья для каждого участка реки построена зависимость $E = f(t)$ (см. рисунок).

Слой испарения принимался средневзвешенным по нескольким метеостанциям, расположенным на рассматриваемом участке реки.

Определение частоты и продолжительности затопления пойм и их отдельных участков выполнено на основе данных региональных многоцелевых исследований различных участков Обь-Иртышской поймы [6], в том числе полученных с применением космических и аэрофотометодов [3, 5, 7]. На рисунке показаны кривые изменения площадей затапливаемых пойм во времени $F = f(t)$.



Зависимости $E = f(t)$, $F = f(t)$, $W = f(t)$ для участка Колпашево—Прохоркино р. Оби.

Из-за отсутствия по ряду участков картографического материала и большой сложности его обработки был использован приближенный метод оценки площадей затопления отдельных участков пойм, основанный на определении их осредненных ширинок по двум соседним створам, а площадей как произведение этой осредненной ширины на расстояние между створами.

Расчет объемов испарения производился для 17 участков поймы Оби и Иртыша, расположенных между гидростворами. Следует отметить, что по данным ежегодников, пойма в верховьях Иртыша не затапливалась, а К. А. Амиров приводит сведения [1] о величине и продолжительности ее затопления при попусках из водохранилища Бухтарминской ГЭС. Это было учтено при расчете объемов испарения.

Суточный объем испарения с i -го участка поймы определяется по формуле

$$W_i = E_{\text{ср. } i} \cdot F_i \cdot 10^{-6},$$

где $E_{\text{ср. } i}$ — средний слой испарения на данном участке за сутки, F_i — площадь затапливаемого участка поймы.

В качестве примера, на рисунке приведена зависимость $W = f(t)$, отражающая изменение объемов испарения с поверхности затапливаемой поймы за период половодья для участка Колпашево—Прохоркино на р. Оби. Общий объем величины этого испарения за паводок на участке определялся по формуле

$$W_i = \int_{t_1}^{t_2} W dt,$$

где t_1 и t_2 — соответственно время начала и окончания половодья.

Суммарный объем испарения W_s как по р. Оби, так и по

Иртышу определялся по формуле $W_s = \sum_1^n W_i$ (табл. 1), где n —

исло участков по длине рек. Для сравнения также приведены иные об объемах стока $W_{i(Q)}$ рек по замыкающим створам за период паводка (T). По р. Оби объем испарения равен $9,52 \text{ км}^3$, что составляет $3,7\%$ от объема стока (табл. 1), а по р. Иртышу — 3 км^3 или около $2,5\%$ от объема паводочного стока.

Аналогичные расчеты выполнены и для половодья 1970 г. Для этого года на поймах рек Оби и Иртыша было выделено 13 участков (8 — на р. Обь и 5 — на р. Иртыш), равномерно распределенных по их длине. Здесь также учитывались участки поймы р. Иртыша, затопленные попусками из водохранилища Бухтарминской ЭС. Допускалось, что затопление низин пойм соответствует 10% их общей площади; затопление их центральных частей соответствовало 50% площади поймы, а при уровнях затопления бровок ирусловых валов поймы затопливалась полностью.

Объем испарения за весь период затопления поймы рассчитывается на i -м участке по формуле

$$W_i = E_{10} F_{10} + E_{50} (F_{50} - F_{10}) + E_{100} (F_{100} - F_{50}), \quad (4)$$

где E — средний слой испарения за весь расчетный период затопления части поймы.

Общий объем испарения с поверхности затопленных пойм Оби и р. Иртыша составляет $9,64 \text{ км}^3$ или 4% от суммарного объема паводочного стока по гидроствору г. Салехарда. На пойме Иртыша объем испарения равен $2,26 \text{ км}^3$, что составляет $4,4\%$ объема паводочного стока. Объем испарения с поверхности поймы собственно р. Оби — $9,38 \text{ км}^3$ или $3,9\%$ от объема паводочного стока.

Для учета погрешностей определения площадей затопляемой части поймы при расчете объемов испарения был определен его дневневзвешенный слой

$$E_{\text{ср.взв}} = \frac{\sum_1^n E_i \cdot F_i}{\sum_1^n F_i}, \quad (5)$$

где E_i и F_i — слой испарения и площади i -го участка; $\sum_1^n F_i$ — площадь затопленной поймы. В результате расчета получено: для

Иртыша потери на испарение составили $2,74 \text{ км}^3$ или $5,3\%$ от объема стока, для р. Оби — $8,93 \text{ км}^3$ или $4,7\%$; суммарно для рек Оби и Иртыша объем испарившейся воды составляет $11,7 \text{ км}^3$ или 3% от объема паводочного стока по створу г. Салехард.

Сведения об объеме испарения с затопленных пойм рек Оби и Иртыша в 1969 г.

№ п/п	Река, участок	Площадь участка	Продолжи- тельность половодья	Объем ис- парения с участка	Объем стока на замыкающем створе	$W_{i+1}(E), \text{ км}^3$	$\sigma = \frac{W_{i+1}(E)}{W_i(Q)}$
		$F, \text{ тыс. км}^2$	$T, \text{ сут.}$	$W_i(E), \text{ км}^3$	$W_i(Q), \text{ км}^3$		
	Р. Обь						
1	Фоминское—Барнаул	1,45	66	0,09	39,3	0,09	0,23
2	Барнаул—Мальшево	2,75	64	0,24	44,1	0,33	0,75
3	Мальшево—Новосибирск	2,14	—	—	—	0,33	—
4	Новосибирск—Дубровино	0,22	—	—	—	0,33	—
5	Дубровино—Могочин	4,67	56	0,48	75,5	0,81	1,07
6	Могочин—Колпашево	3,30	49	0,20	83,4	1,01	1,21
7	Колпашево—Прохоркино	9,93	65	1,45	107	2,46	2,30
8	Прохоркино—Белогорье	17,2	69	2,95	196	5,41	2,76
9	Белогорье—Салехард	17,9	102	3,97	254	9,38	3,69
10	Салехард—Яр-Сале	7,39	40	0,14	—	9,52	—
	Р. Иртыш						
11	Буран—Шульба	5,36	—	—	—	—	—
12	Шульба—Семиарское	0,92	—	—	—	—	—
13	Семиарское—Омск	1,65	56	0,22	12,5	0,22	1,76
14	Омск—Усть-Ишим	5,22	61	0,58	19,4	0,80	4,12
15	Усть-Ишим—Тобольск	1,70	60	0,20	30,4	1,00	3,29
16	Тобольск—Демьянское	2,54	128	0,58	62,6	1,58	2,52
17	Демьянское—Усть-Ишим	—	—	—	—	—	—

В то же время при расчетах не учитывались площади затопляемых пойм на притоках различного порядка. По предварительным оценкам эти площади примерно равны площадям пойм собственно рек Оби и Иртыша. Поэтому в первом приближении величины объемов испарения следует удваивать. Таким образом, суммарный объем испарения следует принять для бассейнов собственно рек Иртыша $5,50 \text{ км}^3$ или $10,5\%$ и Оби около $18,0 \text{ км}^3$ или $9,4\%$. Для бассейна р. Оби с Иртышом соответственно получаем $23,5 \text{ км}^3$ или $9,6\%$.

Приблизительно можно считать, что потери на испарение с поверхности поймы р. Оби достигают 10% от объема паводочного стока. Несколько сложнее оценить потери на инфильтрацию и заполнение бессточных водоемов и понижений рельефа. Предварительная оценка показывает, что эти потери в значительной степени зависят от уровня грунтовых вод и могут колебаться в очень широких пределах. Эта проблема нуждается в дальнейшей разработке.

ЛИТЕРАТУРА

1. Амиров К. А., Есенов У. С., Худяков Н. А. Некоторые результаты затопления поймы р. Иртыша попусками из Бухтарминского водохранилища. — Труды КазНИИЭ, Алма-Ата, 1974, вып. 11, с. 61—68.
2. Барышников Н. Б. Речные поймы. — Л.: Гидрометеиздат, 1978. — 152 с.
3. Бородулин В. В., Королев В. М., Терешенков О. М. Использование материалов радиолокационной съемки для выделения участков различной затопляемости в пойме р. Оби. — Труды ГГИ, 1977, вып. 245, с. 76—85.
4. Гордииков А. В., Россомахин Н. В. Поперечные уклоны водной поверхности затопленной поймы (на примере р. Иртыша). — Труды ГГИ, 1961, вып. 88, с. 109—124.
5. Королев В. М., Смищенко Д. В., Усачев В. Ф. Авиаизмерения расходов воды в Обь—Иртышском гидрографическом узле в половодье 1974. — Труды ГГИ, 1977, вып. 245, с. 41—53.
6. Петров И. Б. Обь—Иртышская пойма. — Новосибирск: Наука, Сибирское отделение, 1979. — 136 с.
7. Попов И. В., Усачев В. Ф. Исследования затопления поймы р. Оби на участке от г. Стрежевого до г. Нефтеюганска с применением аэрофотометодов. — Труды ГГИ, 1977, вып. 245, с. 30—40.
8. Указания по расчету испарения с поверхности водоемов. — Л.: Гидрометеиздат, 1969. — 84 с.

УДК 556.088:556.546

В. И. ИГНАТЬЕВ (ЛГМИ)

ПОГРЕШНОСТЬ ИЗМЕРЕНИЯ РАСХОДОВ ВОДЫ В УСТЬЕВЫХ ОБЛАСТЯХ РЕК ПРИ СГОННО-НАГОННЫХ ЯВЛЕНИЯХ

Устьевые области рек подвержены сгонно-нагонным явлениям, интенсивность которых зависит от интенсивности образующих их

факторов (ветра, перемещения барических систем) и местных условий, в частности от рельефа дна и конфигурации береговой линии [2]. Во время сгонно-нагонных явлений при измерении расхода воды с помощью одного судна-носителя измерительной аппаратуры возникает погрешность измерения за счет неустановившегося движения водных масс, т. е. за счет изменения удельных расходов воды на выбранном гидростворе. В настоящее время отсутствуют формулы для расчета изменения удельного расхода воды, вызванного неустановившимся ветровым нагоном или совместным воздействием на поток вынужденной барической волны и неустановившегося ветрового нагона (общий случай). Используя данные натурных исследований, получим формулу для приближенного расчета этой погрешности. При измерении расходов воды несколькими судами, каждым одновременно на одной вертикали, можно оценить изменения удельных расходов воды во время сгонно-нагонных явлений как по времени, так и по ширине потока. В случае, когда эти изменения не зависят друг от друга, общее изменение удельного расхода за время измерения будет определяться по формуле

$$\Delta q = \Delta q_{t_n} + \Delta q_B, \quad (1)$$

где Δq — изменение удельного расхода воды за время измерения расхода воды; Δq_{t_n} , Δq_B — соответственно изменения удельного расхода воды во времени и по ширине потока за время измерения расхода воды.

Если $J(t)$, $J(b)$ — изменения удельных расходов воды во времени и по ширине потока, то

$$\Delta q_{t_n} = \int_0^{t_n} J(t) dt, \quad (2)$$

$$\Delta q_B = \int_0^B J(b) db, \quad (3)$$

где t_n — время измерения расхода воды; B — ширина устья реки

Дисперсии каждой из этих величин можно определить из следующих выражений [3]:

$$\overline{\Delta q_{t_n}^2} = \int_0^{t_n} \int_0^{t_n} J(t, t') dt dt', \quad (4)$$

$$\overline{\Delta q_B^2} = \int_0^B \int_0^B J(b, b') db db'. \quad (5)$$

Меняя местами операций интегрирования и усреднения, получим

$$\overline{\Delta q_{t_n}^2} = \sigma_{J(t)}^2 \int_0^{t_n} \int_0^{t_n} r(t, t') dt dt', \quad (6)$$

$$\overline{\Delta q_B^2} = \sigma_{J(b)}^2 \int_0^B \int_0^B r(b, b') db db', \quad (7)$$

где $\sigma_{J(t)}^2$ — дисперсия изменения удельных расходов воды во времени; $\sigma_{J(b)}^2$ — дисперсия изменения удельных расходов воды по ширине потока; $r(t, t')$, $r(b, b')$ — соответствующие нормированные корреляционные функции.

При написании предыдущих равенств имелось в виду, что изменение удельных расходов воды допустимо принять в качестве стационарной случайной функции соответствующего аргумента. Примем также в порядке приближения, что временные и пространственные изменения удельных расходов воды происходят независимо друг от друга, откуда следует, что полная дисперсия этих изменений равна [3]:

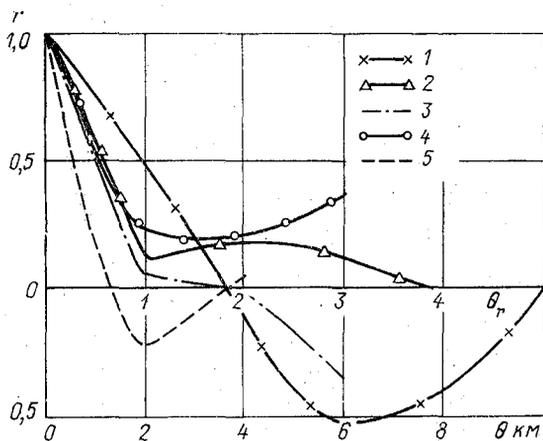
$$\overline{\Delta q^2} = \overline{\Delta q_{t_n}^2} + \overline{\Delta q_B^2}. \quad (8)$$

Вид нормированных корреляционных функций $r(t, t')$, $r(b, b')$ найдем, обработав данные натуральных наблюдений, проведенных автором и одной из проектных организаций. Для оценки функции $r(b, b')$ использовались данные наблюдений за скоростями течения с пяти судов в одном из гидростворов в восточной части Финского залива, а функции $r(t, t')$ — информация о скоростях течения на четырех гидростворах. Натурные работы производились в устьях р. Невы, Клайпедского пролива и в восточной части Финского залива, где наблюдения на вертикалях выполнялись ежедневно в течение 15—20 часов. В связи с тем, что имеющиеся данные наблюдений за слабыми сгонно-нагонными явлениями представлены короткими рядами, а при большой интенсивности явлений из-за сильного волнения при нагонном ветре материалы освещают лишь начальную фазу нагона, нормированные корреляционные функции могут быть оценены лишь весьма приближенно. Для случайных гидрологических процессов корреляционная связь обычно довольно быстро убывает с ростом параметра θ , представляющего собой разность двух аргументов. Таким образом, значения $r(\theta)$, полученные по экспериментальным данным, являются более точными при малых значениях параметра θ .

Как видно из рисунка, нормированные корреляционные функции $r(t, t')$, $r(b, b')$ могут быть аппроксимированы формулой

$$r(\theta) = e^{-\alpha|\theta|}, \quad (9)$$

где $\alpha > 0$, $\theta = t - t'$ или $\theta = b - b'$.



Графики нормированных корреляционных функций изменений удельных расходов воды:

1, 2 — кривые $r(t, t')$ при нагонах 14.03 и 29.08 1979 г. в устье р. Невы и в восточной части Финского залива; 3 — кривая $r(t, t')$ при нагоне 13.07 1981 г. в устье Клайпедского пролива; 4 — кривая $r(t, t')$ при сгоне 08.09 1979 г. в устье р. Невы; 5 — кривая $r(b, b')$ при нагоне 14.03 1979 г. в восточной части Финского залива.

Тогда формулы (6), (7) примут вид:

$$\overline{\Delta q_{t_n}^2} = \sigma_{J(t)}^2 \int_0^{t_n} \int_0^{t_n} e^{-\alpha_1 |t-t'|} dt dt', \quad (10)$$

$$\overline{\Delta q_B^2} = \sigma_{J(b)}^2 \int_0^B \int_0^B e^{-\alpha_2 |b-b'|} db db'. \quad (11)$$

После интегрирования получим [1]:

$$\overline{\Delta q_{t_n}^2} = 2\sigma_{J(t)}^2 \frac{\alpha_1 t_n - (1 - e^{-\alpha_1 t_n})}{\alpha_1^2}, \quad (12)$$

$$\overline{\Delta q_B^2} = 2\sigma_{J(b)}^2 \frac{\alpha_2 B - (1 - e^{-\alpha_2 B})}{\alpha_2^2}. \quad (13)$$

Таким образом, формула (8) после подстановки выражений (12 и (13) примет вид

$$\overline{\Delta q^2} = 2 \left[\sigma_{J(t)}^2 \frac{\alpha_1 t_H - (1 - e^{-\alpha_1 t_H})}{\alpha_1^2} + \sigma_{J(b)}^2 \frac{\alpha_2 B - (1 - e^{-\alpha_2 B})}{\alpha_2^2} \right]. \quad (14)$$

Формула (14) дает возможность рассчитывать среднюю квадратическую ошибку измерения расхода воды сформированную в значительной степени средней квадратической ошибкой измерения за счет неустановившегося движения водных масс, по сравнению с которой инструментальная погрешность измерения незначительна.

В простейшем случае, когда направление ветра, формирующего гонно-нагонное явление, совпадает с направлением движения водных масс в русле прямоугольной формы, изменение удельных расходов воды по ширине устья реки можно считать незначительным, исключая зоны влияния берегов. Тогда средняя квадратическая ошибка измерения удельного расхода воды будет определяться по формуле

$$\sigma_q = 1,4 \frac{\sigma_{J(t)}}{\alpha_1} [\alpha_1 t_H - (1 - e^{-\alpha_1 t_H})]^{0,5}. \quad (15)$$

В таблице приведены значения относительных средних квадратических ошибок σ_{q_0} , вычисленных по формуле (15).

Значения относительных средних квадратических ошибок измерения удельных расходов воды при гонно-нагонных явлениях

(при наибольшей рассчитанной интенсивности нагона $\sigma_{J(t)} = 0,33 \frac{\text{м}^2}{\text{с} \cdot \text{ч}}$

и осредненного значения $\alpha_1 = 1,4 \frac{1}{\text{ч}}$; $\sigma_{J(b)} = 0,05 \frac{\text{м}^2}{\text{с} \cdot \text{км}}$;

$\alpha_2 = 2,0 \frac{1}{\text{км}}$; $q = 1,0 \frac{\text{м}^2}{\text{с}}$)

Время измерения расхода воды	σ_{q_0}			
	По формуле (15)	По формуле (14)		
		$B = 1 \text{ км}$	$B = 3 \text{ км}$	$B = 10 \text{ км}$
0,5	0,14	0,22	0,40	0,73
1	0,26	0,32	0,46	0,76
2	0,43	0,47	0,57	0,84
3	0,57	0,59	0,68	0,91
4	0,68	0,70	0,77	0,98
5	0,77	0,79	0,86	1,05

Стандарт [4] рекомендует рассчитывать относительную среднюю квадратическую ошибку измерения расхода воды по формуле

$$\sigma_{Q_0} = \sqrt{\sigma_{n_0}^2 + \frac{1}{n} (\sigma_{h_0}^2 + \sigma_{v_0}^2)} = \sqrt{\sigma_{n_0}^2 + \frac{1}{n} \sigma_{q_0}^2}, \quad (16)$$

причем $\sigma_{q_0}^2 = \sigma_{q_{0\text{он}}}^2 + \sigma_{q_{0\text{уст}}}^2$, где σ_{h_0} , σ_{v_0} , σ_{q_0} — соответственно относительные средние квадратические ошибки измерения глубины, средней скорости и удельного расхода на вертикали; $\sigma_{q_{0\text{уст}}}$, $\sigma_{q_{0\text{он}}}$ — соответственно относительные средние квадратические ошибки измерения удельного расхода при установившемся режиме и дополнительная, возникающая за счет сгонно-нагонных явлений; σ_{n_0} — относительная средняя квадратическая ошибка измерения расхода воды, зависящая от числа скоростных вертикалей n , от размера и формы русла потока.

Считая, что относительная средняя квадратическая ошибка измерения расстояний между скоростными вертикалями σ_{b_0} очень мала по сравнению с σ_{h_0} , σ_{v_0} , а σ_{n_0} равна 1÷5%. При $n > 10$ и, особенно, если частные расходы почти равны, справедливо соотношение

$$\frac{\sum_{i=1}^n (b_i q_i)^2}{\left(\sum_{i=1}^n b_i q_i\right)^2} \approx \frac{1}{n}, \quad (17)$$

где b_i — расстояние между скоростными вертикалями; q_i — удельный расход воды на i вертикали.

Анализ данных измерений характеристик потока на пяти скоростных вертикалях в период нагона в Финском заливе показал, что значения этого соотношения для корытообразной формы русла изменялось в пределах 0,206÷0,25 (при $\frac{1}{n} = 0,2$). Таким образом, в данном случае для расчета относительной средней квадратической ошибки σ_{Q_0} возможно применение формулы (16). Расчеты по формуле (16) показали, что значения σ_{Q_0} могут достигать 12÷35% при $n = 10$ и времени измерения расхода воды 1÷5 ч. сов или 8÷24% при $n = 5$ и соответствующим временем измерения.

При использовании дополнительного судна, с которого могла бы непрерывная информация об изменении удельного расхода воды на вертикали, учет удельного расхода воды сводился бы к вычислению интеграла (2), что позволило бы устранить погрешность измерения расхода воды в прямоугольном русле за счет сгонно-нагонных явлений.

При форме русла устья реки, отличной от прямоугольной, средняя квадратическая ошибка измерения удельного расхода вычисляется по формуле (14). В таблице приведены значения относительных средних квадратических ошибок σ_{q_0} , вычисленных по формуле (14), при различной ширине потока B и $q = 1,0 \text{ м}^2/\text{с}$. В этом, более общем, случае значения относительных средних квадратических ошибок σ_{q_0} составляют $7 \div 33\%$ и $10 \div 47\%$ при времени измерения расхода воды $1 \div 5$ часов и ширине потока $1 \div 10$ км и l соответственно равном 10 и 5. Следует отметить, что при ширине потока до 1 км погрешность измерения определяется в основном временем измерения расхода воды. При значениях удельных расходов $3 \text{ м}^2/\text{с}$ относительные средние квадратические ошибки σ_{q_0} могут достигать 16% . Таким образом, при наличии сгонно-нагонных явлений в устьях рек и, особенно, при значительной ширине устья измерение расхода воды с помощью одного судна-носителя измерительной аппаратуры производится : недопустимой погрешностью измерения.

ЛИТЕРАТУРА

- Беляев Б. Н. Влияние переменного течения на точность плавания судна. — Л., изд. ЛПИ, 1977. — 48 с. (ЛГМИ).
- Залогин Б. С., Родионов Н. А. Устьевые области рек СССР. — М.: Мысль, 1969. — 312 с.
- Казакевич Д. И. Основы теории случайных функций и ее применение в гидрометеорологии. — Л.: Гидрометеиздат, 1977. — 267 с.
- Международный стандарт 748. Измерение жидкого стока в руслах. Определение расхода методами исследования поля скоростей. — М., изд-во стандартов, 1977. — 14 с.

ДК 556.536

Р. М. РУБЛЕВСКАЯ (ЛГМИ)

ВЛИЯНИЕ ПОЙМЫ НА ТРАНСФОРМАЦИЮ КРИВОЙ РАСХОДОВ ВОДЫ

Сведения о причинах образования петель на кривых зависимостей $Q = f(H)$, $v = f(H)$, $I = f(H)$ в настоящее время весьма ограничены. Большинство авторов [3, 5 и др.] считают, что при охождении паводков должно наблюдаться закономерное чередование максимумов средних скоростей, расходов воды и уклонов ободной поверхности, не выполняя анализа причин этого явления. И только в последний период был предложен ряд гипотез, выясняющих причины образования петель на указанных кривых.

Д. Е. Скородумов [6], а несколько позднее З. М. Великанова и Н. А. Ярных [4] и Н. Б. Барышников [2] предложили в качестве одной из причин — регулирующее влияние поймы. Так, Н. Б. Барышников даже приводит расчеты на примере р. Луги у пос. Толмачево на основе данных наблюдений 1977 г. за паводком редкой обеспеченности. В данном случае наблюдалось обратное расположение ветвей кривых зависимостей $Q = f(H)$ и $v = f(H)$ при относительно устойчивом русле, что довольно редко встречается в практике гидрологических наблюдений и большинство авторов [6 и др.] объясняют это местными причинами.

В то же время при обычном расположении ветвей кривых $Q = f(H)$ и $v = f(H)$ данная методика не может быть применена ибо она основана на допущении о том, что массы руслового и пойменного потоков при повышении уровней воды расходуются на заполнение пойменных и русловых емкостей, что в конечном результате приводит к уменьшению расходов воды в период подъема уровней и, наоборот, на спаде — эти массы (за исключением потерь на испарение и пр.) поступают в русло, увеличивая расход в нем. Таким образом, регулирование паводочного стока поймами однонаправлено и всегда должно приводить к смещению ветвей кривых $Q = f(H)$ и $v = f(H)$ на подъеме влево, а на спаде на оборот вправо.

Поэтому Н. Б. Барышниковым и Е. С. Субботиной [1] было предложено объяснение причин формирования указанных петел посредством воздействия двух факторов: регулирующего влияния поймы и эффекта взаимодействия руслового и пойменного потоков.

Авторы, на основе концепции Н. Б. Барышникова о повышении скоростей при растекании потока по пойме и их уменьшении при поступлении пойменных вод в русло (из-за эффекта взаимодействия руслового и пойменного потоков), пришли к выводу о возможности применения к фазе подъема уровней, полученных им

графических зависимостей вида $\frac{v_p}{v_{p.6}} = f\left(\frac{h_p}{h_{p.6}}, \alpha\right)$ (для второй

типа взаимодействия потоков, принимая углы α отрицательными и к фазе спада — для третьего типа (углы α положительные). Это допущение позволило им получить уравнение водного баланс вида

$$W_{ci} - W_{pi} \pm W_{ic}^* \pm W_{in}^* = \Delta W_i, \quad (1)$$

где W_{pi} — объем оттока воды из русла; W_{ci} — объем притока вод из поймы; W_{in} , W_{ic} — изменение объема стока в русле при подъеме и спаде, вызванное взаимодействием руслового и пойменного потоков; ΔW_i — алгебраическая сумма этих объемов, характеризующая расхождение ветвей кривой зависимости $Q = f(H)$.

На основе этих допущений по уравнению (1) были выполнены расчеты на примере р. Луги у пос. Толмачево (1977 г.).

Важным в этой работе является учет фактора нестационарности посредством деления непрерывного временного процесса на дельные периоды — фазы. Однако и эта методика имеет некоторые недоработки и недостатки. В частности уравнение баланса, ставленное в объемах, не доучитывает влияния различной продолжительности фаз подъема и спада уровней. В то же время, как показывает анализ данных натуральных наблюдений, на большинстве равнинных рек СССР продолжительность периода подъема уровней значительно меньше, чем на спаде.

Исходя из этого, представляется целесообразным в уравнении (1) вместо объемов стока ввести расходы воды:

$$\Delta Q_{ci} - \Delta Q_{pi} + \Delta Q_{in} - \Delta Q_{ic} = \Delta Q_i, \quad (2)$$

где ΔQ_{in} , ΔQ_{ic} — изменение расхода воды в русле за счет взаимодействия потока на подъеме (п) или спаде (с) уровней; ΔQ_{ci} — расход воды, притекающей в русло из поймы на спаде; ΔQ_{pi} — расход воды, оттекающей из русла на пойму на подъеме; ΔQ_i — алгебраическая сумма этих величин, определяющая расхождение ветвей подъема и спада.

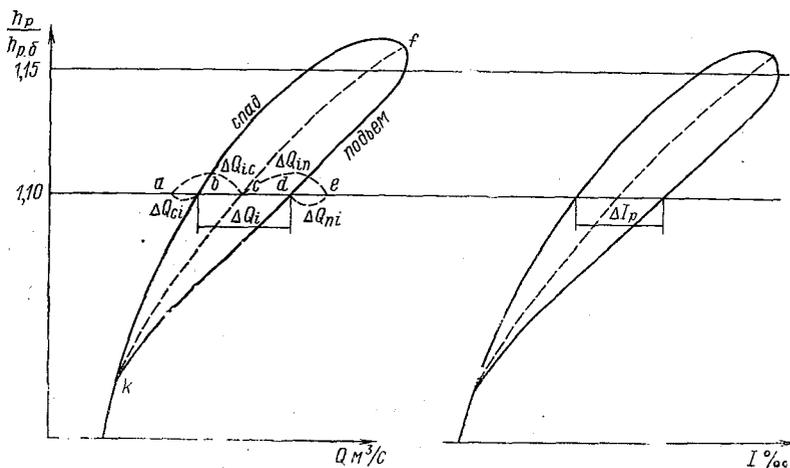


Схема определения параметров уравнений (2) и (4).

Члены уравнения (2) в графической форме представлены на рисунке. Такая схема определения параметров уравнения (2) дана на следующем. На подъеме уравнений происходит растекание потока (взаимодействие по II типу), что ведет за собой уменьшение скоростей в русловой части потока, следовательно, водный поток отклоняется от средней линии kcf на величину ΔQ_{in} , соответствующую расстоянию cl . В то же время некоторая часть воды оттекает из русла на пойму, в результате ветвь подъема занимает положение kdf . Аналогично на спаде уровней за счет торжества руслового потока пойменным (III тип взаимодействия)

происходит уменьшение расходов в русловой части на величину c в то же время за счет частичного возврата вод из поймы в русловую часть спада занимает положение kbj . В результате расчета расхода в русловой части между ветвями bd должно соответствовать расчетному значению ΔQ_i .

Нами была предпринята попытка получить аналогичное и близкое к (2) выражение на основе уравнений неразрывности и движения потока с переменной массой. В качестве исходных данных была использована система уравнений, предложенная Д. Е. Серодумовым, дополненная аналогичными уравнениями для пойменной части потока:

$$\left. \begin{aligned} I_p &= \frac{v_p^2}{C_p^2 h_p} + \frac{\partial}{\partial l} \left(\frac{\alpha_p v_p^2}{2g} \right) + \frac{v_p - v_{д.р}}{g \omega_p} \cdot \frac{\partial Q}{\partial l} + \frac{\alpha'_p}{g} \frac{\partial v_p}{\partial t}, \\ I_n &= \frac{v_n^2}{C_n^2 h_n} + \frac{\partial}{\partial l} \left(\frac{\alpha_n v_n^2}{2g} \right) + \frac{v_n - v_{д.п}}{g \omega_n} \cdot \frac{\partial Q}{\partial l} + \frac{\alpha'_n}{g} \frac{\partial v_n}{\partial t}, \\ &\frac{\partial Q}{\partial l} + \frac{\partial \omega}{\partial t} = 0. \end{aligned} \right\}$$

Индекс «р» обозначает, что параметры относятся к руслу, а индекс «п» — к пойме, v_p , v_n — средние скорости соответственно в русле и на пойме, h_p , h_n — глубина соответственно в русле и на пойме, $v_{д.р}$, $v_{д.п}$ — проекция скорости притекающих или отходящих масс воды на направление средней скорости рассматриваемого потока. Остальные обозначения общепринятые.

Тогда для русловой части потока разность уклонов свободной поверхности ΔI_p при любом уровне, превышающем уровень затопления бровки прирусловых валов, получим в следующем виде

$$\begin{aligned} \Delta I_p &= (I_p)_{пд} - (I_p)_{сп} = \left(\frac{v_p^2}{C_p^2 h_p} \right)_{пд} - \left(\frac{v_p^2}{C_p^2 h_p} \right)_{сп} + \left(\frac{\partial}{\partial l} \left(\frac{\alpha_p v_p^2}{2g} \right) \right)_{пд} \\ &- \left(\frac{\partial}{\partial l} \left(\frac{\alpha_p v_p^2}{2g} \right) \right)_{сп} + \left(\frac{\alpha'_p}{g} \frac{\partial v_p}{\partial t} \right)_{пд} - \left(\frac{\alpha'_p}{g} \frac{\partial v_p}{\partial t} \right)_{сп} + \\ &+ \left(\frac{v_p - v_{д.р}}{g \omega_p} \frac{\partial Q}{\partial l} \right)_{пд} - \left(\frac{v_p - v_{д.р}}{g \omega_p} \frac{\partial Q}{\partial l} \right)_{сп}, \end{aligned}$$

где индекс «пд» обозначает подъем, а индекс «сп» — спад.

При недеформируемом русле ($B = \text{const}$, $h = \text{const}$, $\omega = \text{const}$) и неизменяющемся режиме перемещения наносов в период водка (на подъеме и спаде либо прядовая, либо безгрядовая форма перемещения наносов) можно считать, что

$$\left(\frac{v_p^2}{C_p^2 h_p} \right)_{пд} - \left(\frac{v_p^2}{C_p^2 h_p} \right)_{сп} = 0.$$

Неравномерность режима движения определяется характером изменения площадей поперечного сечения по длине реки, поэтому при их отсутствии за период пропуска паводка можно принять,

$$\left(\frac{\partial}{\partial l} \left(\frac{\alpha_p v_p^2}{2g} \right) \right)_{\text{пл}} \approx \left(\frac{\partial}{\partial l} \left(\frac{\alpha_p v_p^2}{2g} \right) \right)_{\text{сп}}$$

Учет нестационарности осуществляется делением непрерывного временного процесса на отдельные фазы.

Учитывая все эти допущения и пренебрегая изменением склонового стока за период процесса половодья по пойме, можно представить правую часть уравнения (4) в виде

$$\Delta I_p = \left(\frac{v_p - v_{д.р}}{g \omega_p} \cdot \frac{\Delta Q}{\Delta l} \right)_{\text{пл}} - \left(\frac{v_p - v_{д.р}}{g \omega_p} \cdot \frac{\Delta Q}{\Delta l} \right)_{\text{сп}} \quad (5)$$

Умножим обе части уравнения (5) на величину $g \omega_p t_{\text{пл}}$, где — время, в течение которого происходит подъем воды, $t_{\text{сп}} = (1 + \beta) t_{\text{пл}}$ — время спада, тогда получим

$$\Delta I_p g \omega_p t_{\text{пл}} (1 + \beta) = (v_p (1 + \beta) F)_{\text{пл}} - (v_{д.р} F)_{\text{пл}} - (v_p F)_{\text{сп}} + (v_{д.р} F)_{\text{сп}}, \quad (6)$$

$$\Delta Q_p = Q_{\text{п}} - \Delta Q_{r_2} - Q_{c_1} + \Delta Q_{c_2},$$

$Q_{\text{п}}$ и $Q_{\text{с}}$ — расходы воды на подъеме и спаде уровней; F — площадь продольного сечения потока, через которую происходит обмен между русловым и пойменным потоками; ΔQ_{r_2} , — члены, учитывающие регулирующее влияние поймы, обмен между русловым и пойменным потоками.

По внешнему виду уравнение (6) близко к уравнению (2). Поэтому, дальнейший анализ этого уравнения, основанный на этих допущениях, позволит посредством преобразований из уравнений (3) и (4) получить уравнения, близкие к уравнению (2).

Под руководством Н. Б. Барышникова в ЛГМИ были выполнены расчеты по уравнению (2) по данным наблюдений на реках Луга у пос. Толмачево (обратная петля) (1977 г.), Обь (Барнаула 1969 г.) (обычное расположение ветвей) и Кеть (Максимкин Яр (1941 г.) (деформируемое русло и обычное положение ветвей). При этом были выделены три фазы в период подъема и аналогично три фазы на спаде. Первая фаза ха-

рактируется затоплением низовых частей пойменных массивов через прорывы в русловых валах. В связи с этим на пойме образуются потоки с направлением течения, обратным русловому. Примерно 30—40% паводочного стока идет на заполнение поймы, а на спаде наоборот.

Эффект взаимодействия руслового и пойменного потоков в пиковую фазу состоит в том, что при поступлении воды из русла в пойму происходит ее растекание по пойме, что вызывает увеличение скоростей в русловой части потока. Вторая фаза характеризуется образованием на пойме транзитного потока. Поступление воды на пойму происходит через верховые прорывы и понижено в русловых валах в верхней части участка. Сток же воды при опорожнении поймы происходит через прорывы. Третья фаза характеризуется образованием единого русло-пойменного потока.

Значения параметров уравнения (2)

Название реки	Фаза	h_p/h_{p-6}	$ \Delta Q_{\text{п}} + \Delta Q_{\text{т}} $ м ³ /с	$\Delta Q_{\text{п}}$ м ³ /с	$\Delta Q_{\text{т}}$ м ³ /с	$\Delta Q_{\text{т}}$ м ³ /с	$\Delta Q_{\text{п}}$ м ³ /с	$\Delta Q_{\text{т}} - \Delta Q_{\text{п}}$ м ³ /с
р. Луга пос. Толмачево	I	1,1	29,534	18,518	11,396	22,412	24,0	6,
	II	1,25	35,751	31,8	19,58	23,538	25,0	5,
р. Кеть пос. Максимкин Яр	I	1,10	46,2	-41,7	17,7	71,0	78,0	8
	II	1,25	24,5	-15,0	13,0	46,5	48,0	3
	III	1,50	183,0	-30,0	25,5	127,5	90,0	40
р. Обь г. Барнаул	I	1,10	810	-232	174	754	700	54
	II	1,15	1290	-580	400	1110	1000	110

Теоретические проработки и выполненные расчеты (см. таблицу) позволяют сделать следующие выводы:

1. Предложенная методика дает обоснованную трактовку причин образования петель на кривых зависимостей $Q = f(v) = f(H)$ и $I = f(H)$.

2. Расчеты, проведенные по разработанной методике, покавают вполне удовлетворительную сходимость расчетных и начальных данных как при обычном, так и при обратном расположении ветвей кривых зависимостей $Q = f(H)$, $v = f(H)$ и $I = f(H)$, а также при деформируемом русле (при первых двух фазах). Несколько худшие результаты получены для максимальных у

и затопления поймы, что, помимо недостатков методики, объясняется низкой точностью исходной информации.

3. Необходимо продолжить проработки по этой проблеме, обратив внимание на качество исходной информации и особенности применения методики к расчетам при уровнях, превышающих овни затопления бровок прирусловых валов.

ЛИТЕРАТУРА

- Барышников Н. Б., Субботина Е. С. Зависимость уклонов свободной поверхности от морфометрических характеристик русла и поймы. — Метеорология и гидрология, 1981, № 1, с. 82—88.
- Барышников Н. Б. Речные поймы. — Л.: Гидрометеиздат, 1978. — 152 с.
- Зеликанов М. А. Гидрология суши. — Л.: Гидрометеиздат, 1948. — 530 с.
- Зеликанова З. М., Ярных Н. А. Натурные исследования гидравлики пойменного массива в высокое половодье. — Тр. ГГИ, 1970, вып. 183, с. 33—53.
- Толяков Б. В. Гидрологический анализ и расчеты. — Л.: Гидрометеиздат, 1946. — 480 с.
- Жордудомов Д. Е. Вопросы гидравлики пойменных русел в связи с задачами построения и экстраполяции кривых расходов воды. — Тр. ГГИ, 1965, вып. 128, с. 3—96.

С 556.16+556.555.4

В. А. СОКОЛОВА, Т. О. ПРОШУТИНСКАЯ (ЛГМИ)

ОЦЕНКА ТЕПЛОВОЙ БОКОВОЙ ПРИТОЧНОСТИ К АКВАТОРИИ ОБСКОЙ ГУБЫ С МАЛОИЗУЧЕННОЙ ТЕРРИТОРИИ

В связи с предполагаемой переборской части стока р. Оби на для оценки возможных изменений гидротермического режима новую роль играет тепловой сток рек, впадающих в Обскую г. Ему в последнее время был посвящен ряд работ [1—4]. Территория, прилегающая к акватории Обской губы, характеризуется густо развитой гидрографической сетью, которая представлена большим количеством рек и речек с постоянным течением. Однако их режим изучен слабо. Положительным фактором является то, что на самых крупных водотоках, определяющих основную часть боковой тепловой приточности в Обскую губу, имеются данные наблюдений за стоком и температурой воды, расположен-

ные сравнительно недалеко от замыкающих створов (река Об, Пур, Таз, Надым). По данным В. В. Иванова [1] тепловой сток рек Оби, Надыма, Пура и Таза составляет 95,2% от суммарно теплового стока рек в Обско-Тазовскую губу. Таким образом, долю остальных рек приходится около 5% теплового стока. Дол, приходящаяся на тепловой сток с малоизученной части территории, в общем тепловом стоке имеет существенную изменчивость [2]. Так, в максимальном по тепловому стоку 1971 г. она составила около 8%, а в минимальном 1967 г. около 20%.

Методика оценки водной и тепловой боковой приточности с малоизученной территории акватории Обской губы приведена в работах [2, 3, 4].

Для оценки величины теплового стока необходимо знать жидкий сток и температуру воды. Стоковую составляющую предлагается определять по статистическим связям характеристик стока с определяющими факторами. В качестве характеристик весеннего стока выбраны: слой стока за половодье, максимальный суточный слой, а также даты начала половодья, максимума и окончания. Характеристиками межлетнего стока являются значения среднемесячного слоя стока за летне-осенний и зимний периоды. В качестве определяющих факторов используются: метеорологическая информация о температуре, влажности, осадках и ландшафтные характеристики водосборов: площадь, высота над уровнем моря, залесенность, заболоченность. Для построения множественных факторных связей использован остаточный метод статистического анализа. Расчетные зависимости, приведенные в работе [3], могут быть использованы для оценки как среднемесячных, и среднедекадных значений жидкого стока.

В работах [3, 4] среднедекадные значения температуры воды предлагается определять по линейной интерполяции, что является весьма приближенным.

На данном этапе рассмотрения вопроса о гидротермическом режиме Обской губы требуется дать уточненные декадные значения температуры воды. В работе [4] приводится краткий обзор существующих методов оценки температуры воды при отсутствии прямых наблюдений. Из имеющихся предложений выбран метод, основанный на эмпирических связях температуры воды с определенными гидрометеорологическими факторами. В качестве основных факторов чаще всего принимают температуру воздуха. В работе [4] приведена классификация термического режима рек СССР в основу которой положены отношения температуры воды к температуре воздуха и величина их разности. Рассматриваемый район относится к типу II; подтипам II_д (южная часть территории) и II_с (северная часть). Граница между подтипами проходит по устью рек Оби, Ныды, Надыма, Пура и Таза. Тип II характеризуется отрицательными разностями температур воды и темп

уры воздуха в период весеннего половодья и положительными азностями в остальное время года. К подтипу II_д относятся реки, а которых период свободного от льда русла составляет шесть месяцев, а продолжительность периода со значениями температуры воды ниже температуры воздуха — два месяца — июнь и май.

подтипу II_е относятся реки в зоне тундры, на которых период свободного от льда русла составляет 4 месяца. Ход отношений температуры воды к температуре воздуха и разность этих величин для подтипов II_д и II_е представлены в табл. 1.

Таблица 1

Среднемесячные значения отношений температуры воды к температуре воздуха и величина их разности

Подтип	Характеристики	Месяц					
		V	VI	VII	VIII	IX	X
II _д	t воды/ t возд.	0,53	0,88	1,08	1,20	1,40	3,27
	t воды — t возд.	-2,8	-1,4	1,4	2,5	2,6	4,7
II _е	t воды/ t возд.	—	0,78	1,23	1,35	2,15	—
	t воды — t возд.	-2,8	-2,3	2,4	3,4	3,4	10,0

В настоящей работе поставлена задача получить подобные отношения для декадных значений температуры, используя материалы натуральных наблюдений, накопленные к настоящему времени по рассматриваемому району. Для анализа выбраны данные наблюдений по шести станциям района Обского Севера за период 1961 по 1979 годы. По данным наблюдений на всех станциях были построены графики связи средних декадных значений температуры воды и воздуха за теплый период года. Протекающие здесь реки относятся к подтипу II_д. Везде, кроме р. Надым — п. Надым, теплый период составлял 13 декад и продолжался с первой декады мая по первую декаду октября. На станции Надым температура воды превысила 0,2° С уже в третьей декаде мая и теплый период продолжался 14 декад. Всего построено 79 графиков связи температуры воды и температуры воздуха достаточно тесная. Средний коэффициент корреляции по декадам и пунктам наблюдений составляет 0,80. Это подтверждает вывод о том, что в период открытой воды ход температуры речных вод в общих чертах повторяет ход температуры воздуха. Самые тесные связи получены для реки Надым — п. На-

дым. По пяти из рассматриваемых пунктов средний коэффициент корреляции выше 0,75 и лишь для реки Таз — п. Тазовское корреляционная зависимость удовлетворительная, средний коэффициент корреляции составляет 0,71, а в отдельные декады он колеблется от 0,56 до 0,88. Объясняется это, скорее всего, тем, что пункт Тазовское расположен непосредственно в устье реки Таз, где сказывается влияние сгонно-нагонных явлений, т. е. влияние водных масс Обско-Тазовской губы.

Наиболее тесная связь между температурой воды и температурой воздуха наблюдается в период с третьей декады июня и третью декаду сентября. Коэффициенты корреляции достигают в отдельных случаях значений 0,96. Средний коэффициент корреляции для всех графиков связи этого периода составляет величину 0,83. Слабые связи между температурой воды и температурой воздуха получены для переходных периодов, которые падают на первую—вторую декады июня и первую декаду октября. В это время наблюдается весенний и осенний переход температуры воды через $0,2^{\circ}\text{C}$, а ход температуры воздуха, как правило, нарушается из-за вторжений холодного арктического воздуха. Однако для оценки величины теплового стока этот факт не должен играть существенной роли, так как из-за низких температур воды сама величина теплового стока в этот период года очень мала.

Следуя классификации, принятой в работе [5], для рассматриваемых пунктов наблюдений были подсчитаны средние по отдельным декадам разности температур воды и воздуха (табл. 2) и отношения температуры воды к температуре воздуха (табл. 3). Анализ данных табл. 2 и 3 показывает, что продолжительность периодов, когда температура воды превышает температуру воздуха различна и колеблется от 12 декад (р. Ныда — п. Ныда) до (р. Таз — п. Тазовское). Прослеживается общая тенденция зависимости температурного режима реки от ее водности. Чем меньше водности реки, тем она быстрее остывает, например реки Ны и Пяку-Пур. Чем многоводнее река, тем медленнее она прогревается и медленнее остывает, например река Таз. Это связано с тем, что маловодные реки быстрее реагируют на изменение температур воздуха, тогда как на прогрев и охлаждение больших водных масс требуется значительно больше времени. Таким образом, кроме температуры воздуха, на температуру воды в реке существенное влияние оказывает ее водность.

В табл. 3 даны средние месячные величины отношений температуры воды к температуре воздуха, осредненные по всем рассматриваемым станциям. Сравнение этих величин с приведенными в табл. 1 для рек подтипа П_д указывает на их хорошее совпадение.

Таким образом, для ориентировочной оценки термического режима малоизученных рек, впадающих в Обскую губу, могут быть рекомендованы данные, приведенные в табл. 2 и 3. Однако кбору переходных коэффициентов от температуры воздуха к температуре воды нужно подходить с учетом водности реки.

Средние декадные значения разностей температуры воды и температуры воздуха

Название станции	Площадь водосбора, км ²	Норма стока, м ³ /с	Декады													
			V-3	VI-1	VI-2	VI-3	VII-1	VII-2	VII-3	VIII-1	VIII-2	VIII-3	IX-1	IX-2	IX-3	X-1
р. Надым— п. Надым	48000	446	-0,5	-0,5	0,3	0,8	0,6	0,6	1,5	1,5	1,4	1,8	1,2	1,2	1,5	2,5
р. Ныда— п. Ныда	6700	—	—	-0,1	0,4	1,2	1,1	1,5	2,3	2,6	2,1	2,0	0,6	1,3	1,5	2,2
р. Пур— п. Уренгой	80400	801	—	-1,4	-0,2	0,5	1,2	1,7	2,3	2,7	2,8	2,5	2,4	2,1	2,4	3,2
р. Пяку-Пур— п. Тарко-Сале	31400	298	—	-0,4	1,4	1,6	0,4	1,5	2,5	2,0	2,1	2,5	2,3	1,8	2,0	2,8
р. Таз— п. Сидоровск	100000	1070	—	-1,6	0,3	0,3	1,3	1,8	2,8	3,1	3,5	3,5	3,1	2,4	3,4	4,7
р. Таз— п. Тазовское	128000	—	—	-1,3	-1,9	-1,6	-0,2	0,5	2,2	3,3	3,5	3,8	3,6	3,3	3,4	4,5

Средние декадные значения отношений температуры воды к температуре воздуха

Название станции	V-3	VI-1	VI-2	VI-3	VII-1	VII-2	VII-3	VIII-1	VIII-2	VIII-3	IX-1	IX-2	IX-3
р. Надым— п. Надым	0,72	0,91	1,04	1,06	1,04	1,04	1,10	1,11	1,12	1,18	1,15	1,20	1,64
р. Ныда— п. Ныда	—	0,97	1,07	1,13	1,08	1,10	1,16	1,21	1,18	1,21	1,08	1,22	1,72
р. Пур— п. Уренгой	—	0,67	0,97	1,04	1,08	1,10	1,15	1,21	1,24	1,26	1,33	1,37	2,14
р. Пяку-Пур— п. Тарко-Сале	—	0,93	1,16	1,12	1,02	1,08	1,16	1,15	1,17	1,24	1,33	1,31	1,67
р. Таз— п. Сидоровск	—	0,59	1,04	1,02	1,09	1,12	1,18	1,23	1,31	1,36	1,43	1,44	3,27
р. Таз— п. Тазовское	—	0,60	0,62	0,83	0,99	1,03	1,15	1,27	1,32	1,42	1,52	1,73	3,58
Средние	—	0,78	0,98	1,03	1,05	1,08	1,15	1,19	1,22	1,28	1,30	1,38	2,34
Среднемесячные значения			VI		VII			VIII			IX		
t воды/ t воздуха			0,94			1,09			1,27				1,67

ЛИТЕРАТУРА

1. Иванов В. В., Куржунов А. Н. Тепловой сток рек в Обско-Тазовскую губу. — Тр. ААНИИ, 1980, т. 358, с. 102—110.
2. Константинов А. Р., Соколова В. А., Досычева Л. А., Прошутинская Т. О. Оценка водной тепловой боковой приточности к устьевой области реки Оби. — Тезисы докладов совещания «Природа Арктики в условиях межзонального перераспределения водных ресурсов». Л., ААНИИ, 1980, с. 82—83.
3. Константинов А. Р., Соколова В. А., Досычева Л. А., Прошутинская Т. О. Оценка водной и тепловой боковой приточности к устьевой области реки Оби. — Тр. ААНИИ, 1983, т. 378, с. 71—88.
4. Соколова В. А. Методика расчета теплового стока рек при отсутствии данных наблюдений за температурой воды. — В сб.: Методы оценки влияния изъятия стока на гидрометеорологический режим северных районов. Л., изд. ЛПИ, 1982, с. 76—82. (Деп. ВИНТИ, № 4489).
5. Соколова Е. М. Термический режим рек. СССР. — Тр. ГГИ, 1951, в. 30 (84) 116 с.

УДК 556.552

В. А. ПОЛИКАРПОВА (ЛГМИ)

ВЛИЯНИЕ ЗОНАЛЬНЫХ И АЗОНАЛЬНЫХ ФАКТОРОВ НА СООТНОШЕНИЕ ЭЛЕМЕНТОВ ВОДНОГО БАЛАНСА ОЗЕР СРЕДНЕГО И ЮЖНОГО УРАЛА

Большая часть исследуемых озер расположена в Зауралье, в бассейне р. Тобол; лишь одно из них (Асликуль) находится на территории Предуралья, в бассейне р. Камы. Согласно гидрологическому районированию М. А. Андреевой [1], зауральские озера расположены в пределах районов: Средне-Тобольского, Восточно-Уральского, Восточно-Предгорного, Исетско-Пышминского и Тавдинского. Озеро Асликуль расположено на территории Бугульминско-Белебеевского района.

Расчет элементов водного баланса рассматриваемых озер осуществлялся по существующей методике [3, 4, 5]. Соотношение их в значительной степени носит зональный характер, который наиболее ярко проявляется в расходной части баланса. Так, озера, расположенные в лесостепной и степной зонах с недостаточным увлажнением (Средне-Тобольский и Восточно-Уральский районы), являются бессточными в средний по водности и маловодный годы. По классификации Б. Б. Богословского [2] эти озера относятся к испаряющей группе. В расходной части водного баланса озер, расположенных в лесной зоне с достаточным увлажнением (Тавдинский, Исетско-Пышминский, Восточно-Предгорный и Бугуль-

минско-Белебеевский районы), сток из них наблюдается в годы любой водности и достигает 60%. В приходной части водных балансов озер преобладают осадки на водное зеркало.

Однако в условиях малых величин водосборных площадей озер (до 200 км²) существенное влияние на их водный баланс оказывают аazonальные факторы и, в первую очередь, удельный водосбор (ΔF) — отношение площади водосбора озера к площади его

водного зеркала $\left(\frac{F_{\text{вдсб}}}{F_{\text{зер}}} \right)$, влияющий, главным образом, на струк-

туру приходной части водного баланса. Так, у озер Средне-Тобольского района (Альменкуль, Ачикуль, Буташ и Половинное) с увеличением ΔF от 4 (оз. Половинное) до 16 (оз. Ачикуль) доля поверхностного притока в приходной части их водных балансов возрастает от 8 до 35%.

Группа озер Восточно-Уральского района (Аргаяш, Второе, Смолино), расположенная в сходных с первой климатических условиях, при близкой форме котловин этих двух групп озер, характеризуется крайне низкими величинами удельного водосбора (4—4,5). Следствием этого является малая доля поверхностного притока (в средний по водности год 15—18%) и незначительный условный водообмен $\left(\frac{V_{\text{пр}}}{V_{\text{оз}}} = 0,10—0,15 \right)$.

Величины удельного водосбора озер Восточно-Предгорного района (Шарташ, Кундравинское, Таватуй, Тургояк, Увильды и Чебаркуль) также невелики (2,8—9,5). Однако доля поверхностного притока в водных балансах этих озер возрастает до 55%. Здесь основным влияющим фактором выступает высота озера над уровнем моря. Озера данной группы расположены в среднем на 100—200 м выше двух предыдущих групп. Величина условного водообмена этих озер несколько выше, чем у озер Восточно-Уральского района и не превышает величины условного водообмена озер Средне-Тобольского района. Очень низкие величины этой характеристики (0,04—0,05) отмечены у наибольших по объему и глубине озер Тургояк ($V_{\text{оз}} = 505$ млн. м³, $h_{\text{ср}} = 18,8$ м) и Увильды ($V_{\text{оз}} = 1014$ млн. м³, $h_{\text{ср}} = 14,9$ м).

Расположенные в Тавдинском и Исетско-Пышминском районах Зауралья озера Русское и Ирбитское характеризуются близкими значениями удельного водосбора (4,1 и 3,5) и условного водообмена (0,24 и 0,28). Более высокое значение доли притока в водном балансе озера Русского (37%) по сравнению с озером Ирбитским (25%) является следствием широтного увеличения модуля стока водосбора озера Русского.

Озеро Асликуль Бугульминско-Белебеевского района, расположенное на территории Предуралья, которая характеризуется значительно меньшей континентальностью климата и большим количеством осадков по сравнению с Зауральем, по соотношению элементов водного баланса является испарительно-дождевым

Оно характеризуется наиболее высокой долей поверхностного притока (41%) для равнинных озер этого региона и значительной долей стока из озера (37%).

Таким образом, все исследуемые озера Среднего и Южного Урала характеризуются малыми значениями удельного водосбора (4—16), в связи с чем в приходной части их водного баланса доминируют атмосферные осадки (60—90%). Исключение составляют расположенные на более высоких отметках озера Шарташ и Таватуй, где приток с водосбора составляет 50—55%. В расходной части баланса всех озер преобладает испарение; озера, расположенные в зоне недостаточного увлажнения, являются бессточными.

ЛИТЕРАТУРА

- Андреева М. А. Озера Среднего и Южного Урала. — Челябинск: Южно-Уральское книжное изд-во, 1973. — 243 с.
- Богословский Б. Б. Водный баланс и термика озер и водохранилищ. — Л., изд. ЛПИ, 1979. — 71 с. (ЛГМИ).
- Павлова И. Г. Некоторые особенности водного баланса озер Северного Казахстана. — В кн.: Проблемы региональной лимнологии. — Иркутск, изд. Иркутского пед. института, 1979, с. 43—52.
- Указания по расчету испарения с поверхности водоемов. — Л.: Гидрометеоздат, 1969. — 83 с.
- Руководство по обработке и подготовке к печати материалов наблюдений на озерах и водохранилищах. — Л.: Гидрометеоздат, 1972. — 252 с.

ДК 532.57

*В. Г. ПИВОВАРОВ, Н. В. МАМОНОВА (ВНПОбумпром),
А. Е. БАЛАБКИН (ЛГМИ)*

ИССЛЕДОВАНИЕ ГИДРОМЕТРИЧЕСКИХ ВЕРТУШЕК ДЛЯ ИЗМЕРЕНИЯ СКОРОСТЕЙ В ГИДРОРАЗБИВАТЕЛЕ

В целлюлозно-бумажном производстве применяются нестандартизированные гидравлические машины и аппараты различного назначения. Эффективность их работы во многом определяется эффективностью гидродинамических расчетов при проектировании [3]. Примером такого оборудования для роспуска волокнистых материалов является гидроразбиватель, в котором происходит замкнутая циркуляция рабочей жидкости [2]. Гидроразбиватель может иметь различные объемы ванн, типы роторов и мощность.

В работе исследованы гидродинамические процессы в гидроразбивателях вертикального типа с одним ротором. Для повыше-

ния эффективности его работы необходимо определить расположение оптимальных циркуляционных зон, на основе расчета полей скоростей в рассматриваемых объемах и силового взаимодействия потоков с лопастями роторов и направляющими лопатками. До настоящего времени практически отсутствуют теоретически обоснованные методы расчета и конструирования такого оборудования. Рядом авторов были разработаны рекомендации по проектированию перемешивающих устройств для волокнистой суспензии. Суть этих рекомендаций сводится к определению мощности, потребляемой ротором перемешивающего устройства. Предлагалось рассчитывать мощность по формуле $N = \zeta \rho n^3 D^5$, где ρ — плотность суспензии; n — частота вращения ротора; D — внешний диаметр ротора; ζ — опытный коэффициент.

В этой формуле не отражены конструктивные особенности ротора и бассейна, не учитывается гидродинамика потока. Ранее в ЛТИЦБП экспериментальным зондированием потока в ванне гидроразбивателя была получена качественная характеристика распределения скоростей, выявившая структура потока, наличие вихревых зон из-за взаимодействия восходящих и нисходящих потоков [1].

Нами была поставлена задача получить картину распределения скоростей в гидроразбивателе. В качестве измерительных приборов были выбраны микровертушки двух типов: ГР-96 и Х-6.

Вертушка ГР-96 использовалась при изменении скоростей в диапазоне от 0,05 до 2 м/с в полупромышленном гидроразбивателе (объемом 140 л) с винтообразным ротором.

Х-6 применялась для измерения скоростей в лабораторном гидроразбивателе объемом 16 л с дискообразным ротором.

Задачей исследования полей скоростей на полупромышленном гидроразбивателе вертушкой ГР-96 было определение оптимальной продолжительности измерения скоростей в точке. Для этого вертушку устанавливали в наиболее характерных точках скоростного поля и изменяли продолжительность измерения от 10 до 100 с (см. таблицу).

Анализ экспериментальных данных позволяет считать, что оптимальное время выдержки вертушки при измерении скоростей в полупромышленном гидроразбивателе составляет 60 с. При выборе местоположения скоростных вертикалей и количества точек на них необходимо установить структуру и струйность потока в гидроразбивателе. Применение же красящих веществ не дало положительного результата. Поэтому за основу были приняты размеры ванны гидроразбивателя и диаметр лопастного винта.

В лабораторном гидроразбивателе точки, в которых измерялись скорости, располагались через 1 см как по горизонтали, так и по вертикали. В полупромышленном — соответственно через 3 см.

В результате измерений и последующих вычислений скоростей в лабораторном и полупромышленном гидроразбивателях были

получены поля изотак (см. рисунок), анализ положения которых выявил следующую картину: у стенок ванны поток восходящий, а в центральной зоне — нисходящий. Между восходящим и нисходящим потоками наблюдается переходная зона, характеризующаяся малыми и неустановившимися скоростями.

Результаты измерения скоростей

№ п/п	Количество оборотов	Время	Количество оборотов в секунду	v м/с
1	8	10	0,8	0,12
2	19	20	0,95	0,13
3	15	30	0,50	0,08
4	31	40	0,775	0,11
5	33	50	0,66	0,106
6	40	60	0,67	0,106
7	46	70	0,66	0,106
8	54	80	0,69	0,108
9	62	90	0,70	0,109
10	68	100	0,68	0,108

Измерить составляющие вектора скорости имеющимися приборами не представлялось возможным, поэтому они были подитаны приближенно на основе данных измерений с учетом полей изотак. Методика вычислений основана на сопоставлении структуры и характера потока в гидроразбивателе и на изгибе. Исследованиями, проведенными на лотке в лаборатории ЛГМИ, установлено, что такое допущение правомерно.

Основой для теоретических вычислений послужила формула М. Макковеева, полученная для поперечного уклона и поперечной скорости на закруглении реки [4]

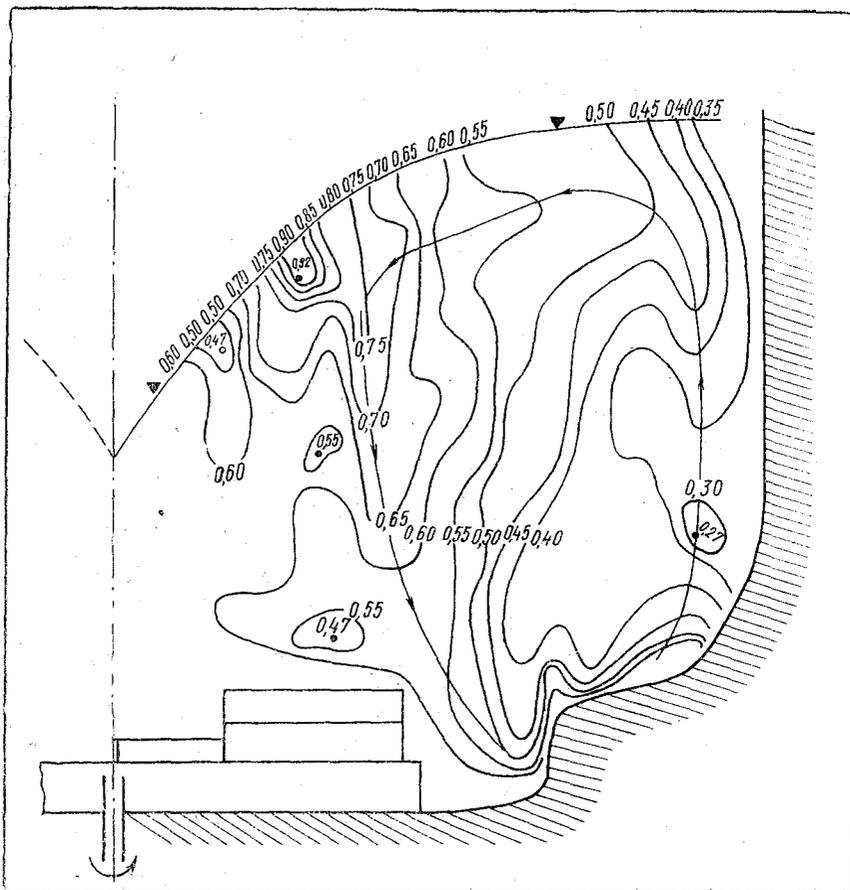
$$v_z = \frac{k v_* H}{r} \varphi_1(C, \tilde{y}),$$

е v_* — измеренные скорости; H — глубина скоростной вертикали; r — радиус скоростной вертикали; k — коэффициент, равный 1,3; $\varphi_1(C, \tilde{y})$ — функция зависимости от коэффициента Шези \tilde{y} , где $\tilde{y} = \frac{y}{H}$ — отношение глубины скоростной точки к общей

глубине скоростной вертикали. По этой формуле получаем v_z каждой точке. Третью составляющую скорости определяем на основе уравнения неразрывности.

На основании экспериментов и анализа полученных данных можно сделать следующие выводы:

1. Использование микровертушки X-6 позволяет выявить положение зон повышенной и пониженной турбулентности и мгновенные значения составляющей вектора скорости, направленной по касательной к потоку.



Поле скоростей (в изотахах) в гидроразбивателе при скорости вращения ротора 500 об/мин.

2. Предложенный метод вычисления составляющих вектора скорости является первым приближением и требует дальнейшей доработки. Этот метод более эффективен при дисковом роторе чем при винтообразном.

ЛИТЕРАТУРА

- Терентьев О. А., Федоров О. К., Гаузе А. А. Расчет структуры скоростей в ванне гидроразбивателя. — Межвузовский сборник: Машины и оборудование ЦБП, 1974, вып. 1, с. 26—32.
- Терентьев О. А. Гидродинамика волокнистых суспензий в ЦБП.— М.: Лесная промышленность. 1980. — 286 с.
- Приборы для гидравлических исследований. — Труды координационных совещаний по гидротехнике. Л., Энергия, 1969, вып. 51. — 244 с.
- Караушев А. В. Речная гидравлика. — Гидрометеиздат, Л.: 1969. — 416 с.

ИК 556.535.3

С. И. ЗАХАРЧЕНКО (ИГУ)

ГИДРАВЛИКО-ГИДРОМЕТРИЧЕСКИЙ СПОСОБ ОПРЕДЕЛЕНИЯ РАСХОДОВ ВОДЫ

Гидравлико-гидрометрический способ определения расходов воды, теоретическая методика которого обоснована Г. В. Железковым [3], позволяет определять расход воды по зависимости да

$$Q = \frac{m}{m+1} Q_{\phi}, \quad (1)$$

з m — показатель степени в формуле распределения скоростей течения на вертикали ; Q_{ϕ} — фиктивный расход воды.

В формуле для расчета расхода воды, предложенной в [3],

$$Q = Q_{\phi} - \frac{\beta_* C_*}{\sqrt{g}} Q_*, \quad (2)$$

исутствует параметр формы живых сечений β_* , для определения которого требуется производить громоздкие вычисления. Поэтому В. Железняков представляет его в виде функции от гидроморметрической характеристики $\alpha_h = h_{cp}/h_{max}$.

Известно [6 и др.], что в реках наблюдается изоморфизм между формой живого сечения и кинематикой потока. Исходя из этой концепции, в работе С. И. Захарченко [5] получены полуэмпирические формулы для расчета коэффициента Шези, относительного дефицита средней скорости и параметра α_h , которые представлены как функции от кинематических характеристик P_* , K_1 и переменного показателя степени в формуле распределе-

ния скоростей течения на вертикали. Это позволяет установить численные соотношения между перечисленными параметрами (см. таблицу).

Численные соотношения между гидравлическими параметрами

K_2	K_1	P_*	m	$C \text{ м}^{0,5}/\text{с}$	D
0,3—0,4	0,66—0,75	4,7—4,5	2—3	19—25	14,0—12,0
0,4—0,5	0,75—0,80	4,5—4,0	3—4	25—32	12,0—10,0
0,5—0,6	0,80—0,83	4,0—3,3	4—5	32—37	10,0—8,0
0,6—0,7	0,83—0,86	3,3—2,6	5—6	37—44	8,0—6,0
0,7—0,8	0,86—0,88	2,6—2,0	6—7	44—46	6,0—4,0
0,8—0,9	0,88—0,90	1,6—1,0	8—9	54—56	3,4—2,0

Полученные результаты хорошо согласуются с натурными (работано свыше 1000 расходов воды, измеренных детальным способом) данными В. Н. Гончарова [2] и Г. В. Железнякова. Кроме того, при развитом турбулентном режиме движения жидкости и $m \geq 8$ подтверждается $D = 2,5$, полученное многими исследователями, исходя из логарифмической аппроксимации эпюры скоростей в потоках.

Для получения зависимостей K_2 от влекущей силы потока в ответствии с классификацией рек, разработанной в ГГИ [8], и следованиями В. И. Антроповского [1] использованы данные 67 гидростворам, расположенным на морфологически однородных участках рек при среднем максимальном расходе воды за многолетний период, который обычно проходит примерно в брови коренного русла (рис. 1).

Гидрометрические створы обычно располагаются преимущественно на нетипичных, с точки зрения руслового процесса, участках рек. Тем не менее полученный график обнаруживает влияние типа руслового процесса на величину кинематического параметра K_2 . Вероятность попадания точек, соответствующих исходной информации, с данным типом руслового процесса в выделенные зоны достигает 75—85% (рис. 1), причем свободному меандрированию соответствуют значения $K_2 = 0,6—0,7$, незавершенному $0,7—0,8$ и русловой многорукавности $0,5—0,6$. Точки, относящиеся к пойменной многорукавности, не группируются в какой-либо одной зоне графика.

Представляя K_2 в виде функции от инварианта подобия речных потоков M [3],

$$K_2 = M^{-2} \varphi^{-\frac{1}{2}} f,$$

где $\varphi = V/h_{cp}$; $f = \tilde{v}/v_{max}$; $\tilde{v} = \sqrt{gh_{cp}}$, можно констатировать, что кинематический параметр K_2 также должен сохранять инвариантность на сравнительно устойчивых участках песчано-гравелистых русел. Обработка натурного материала по 30 гидрометрическим створам равнинных рек показала, что значения K_2 в период открытого русла отличаются от средних по всем измерениям не более, чем на $\pm 10\%$.

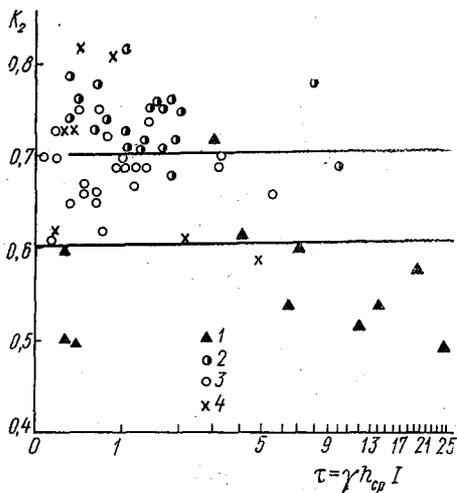


Рис. 1. Зависимости $K_2 = K_2(\tau)$:

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

Однако, как указывает Г. В. Железняков, величина M , а следовательно, и K_2 , заметно варьирует по длине реки в зависимости литологического состава горных пород. В этом, видимо, и проявляется гидрологическая роль геолого-морфологического строения конкретной территории.

Положительные формы рельефа, образованные слабоводопроницаемыми породами, будут способствовать, при прочих равных условиях, интенсивному стеканию и увеличению поверхностного стока. Распределение скоростей течения по живому сечению будет однородным, и, следовательно, величины K_2 будут приближаться к максимальным значениям. При наличии на водосборах опроницаемых рыхлых пород колебания водности будут менее кие за счет повышенной инфильтрации. В то же время потоки, являясь насыщенными наносами и испытывая дополнительные сопротивления за счет этого, будут характеризоваться пониженными значениями K_2 .

Таким образом, выходы на поверхность различных по своему литологическому составу горных пород «создают пестроту в значениях поверхностного и грунтового стока и в глубинах эрозийного расчленения местности. Отсюда следует, что и гидравлике реальных водных потоков следует рассматривать как функцию физико-географических факторов» [8]. Все это дает основание для районирования территорий по величине кинематического параметра K_2 (рис. 2). При составлении карты-схемы использована

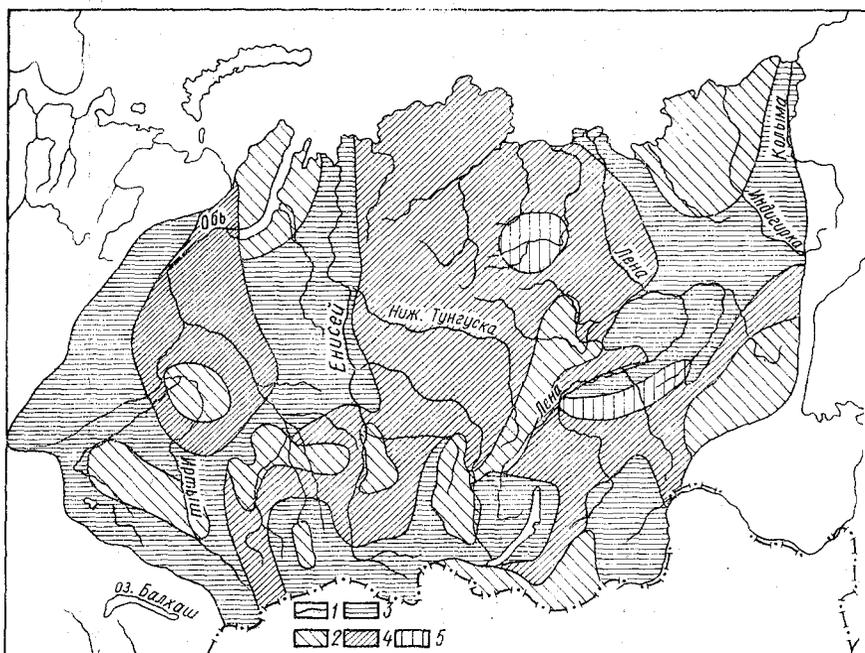


Рис. 2. Схема районирования Сибири по кинематическому параметру K_2 : 1 — границы районов; 2 — район со значениями $K_2 = 0,5-0,6$; 3 — $0,6-0,7$; 4 — $0,7-0,8$; 5 — более 0,8.

сведения по 451 пункту, для которых K_2 определялся на основе среднего максимального расхода воды за многолетний период. Выделенные районы характеризуются 80—90%-ной вероятностью преобладания в них соответствующих значений K_2 . Сравнительный анализ выполненного районирования с геоморфологической и неотектонической картами показывает их определенную взаимосвязь, а именно, прослеживается довольно четкая граница между Средне-Сибирским плоскогорьем и Западно-Сибирской равниной. В пределах Западно-Сибирской равнины обособляются районы среднего и нижнего течения бассейна р. Оби, причем в его пределах при слиянии рек Тобола и Иртыша в области наимень-

тектонических опусканий (до -100 м) выделяется особый тип со значениями $K_2 = 0,5-0,6$. На севере выделяется район морских равнин полуостровов Ямал и Гыдан, на юге — отчетливо оконтуривается Алтай.

В пределах Восточной Сибири выделяются районы Станового поднятия и Станового хребта, Лено-Алданского наклонного плато, Хойно-Колымской горной области и северной части Индигирко-Тымской равнины. Отчетливо обособляется район в пределах Иско-Ботуобинского свода, простирающийся в северо-восточном направлении от верховий Лены и Нижней Тунгуски к верховьям Юны. Район в верховьях рек Котуй и Оленек совпадает с участком наименьших неотектонических поднятий.

Границы размываемости грунтов, в пределах описываемой территории, достаточно удовлетворительно согласуются с распределением величин K_2 . Отметим, что размываемость грунтов определяется рядом факторов: наличием «дождевых барьеров» в виде их систем; рыхлых отложений мезокайнозоя; поднимающихся горных впадин, выполненных рыхлыми отложениями и новейшими тектоническими поднятиями. Сочетание всех этих факторов более благоприятно влияет на размыв и транспорт наносов в пределах предгорных аккумулятивных равнин.

Так, при выходе рек на Присаянскую депрессию их мутность возрастает более чем в шесть раз. Тип руслового процесса на данном участке характеризуется русловой многорукавностью, а величины K_2 , как это следует из рис. 2, снижаются до $0,5-0,6$. Там же или близкие условия размыва, перераспределения наносов и значения K_2 наблюдаются в предгорных наклонных равнинах Алтая и Казахского мелкосопочника.

Относительно слабый размыв идет вдоль долины Енисея и Ханы, русла которых сложены в основном галечно-валунными материалами, и имеют одиночные разветвления и адаптированные чины. Как следствие этого, значения K_2 повышаются здесь до $0,8$.

Особое место занимают Приверхоянская, Верхоянская складчатые зоны и Колымский массив. Здесь наблюдается активное физическое выветривание отложений мезозоя и частично кайнозоя, способствующее к увеличению наносов в речных потоках. Однако общее поднятие этой территории способствует врезанию речных русел, вследствие в них морфологических образований в виде осередков, что приводит к повышению значений K_2 до $0,6-0,7$.

При достаточно большой размываемости грунтов наблюдается в пределах Вилюйской впадины, Забайкалье и ряде других мест, происходит эрозионно-денудационный снос и смыв преимущественно песчано-глинистых частиц четвертичного возраста. Реки характеризуются русловой многорукавностью со значениями $K_2 = 0,5-0,6$.

Установленная корреляция (рис. 2) прослеживается со схемой деления территории Сибири по характеру прохождения рус-

лоформирующих расходов воды [9]. Одноинтервальным расход (типы в, г) соответствуют величины $K_2 = 0,50-0,65$, а дву и трехинтервальным (типы а, б) — $K_2 = 0,65-0,80$.

Таким образом, районирование в целом отражает современные геоморфологические процессы, связанные с развитием и перестройкой речной сети.

Проверка соотношений, которые приведены в таблице, осуществлена следующим образом. Представляя (1) в виде $Q = K_2 \omega v_{\max}$ или $Q = K_1 \omega v_{\text{пов}}$, выполняем расчет расходов во гидравлико-гидрометрическим способом. В первом случае по известному коэффициенту Шези определялся K_2 и затем расход Q . Разница между измеренными и вычисленными расходами по данным расчетов на 8 реках для русловой части потоков не превышает 16%, а для пойменной достигает 20%. Такую погрешно можно объяснить как отсутствием данных измерений уклонов вной поверхности на поймах, так и сложностью гидравлическ режима течений на них. Тем не менее использование числен связи между кинематическим параметром K_2 и коэффициент Шези представляет определенный практический интерес, как C , по данным Р. А. Шестаковой [10], можно определять тол по уклону водной поверхности, а это позволяет вести расч стока при отсутствии гидрометрических наблюдений.

Во втором случае по известному K_2 определялся K_1 и по этого Q_m . Величина погрешности расчетов по 12 постам реки Сибири не превышает 5—7%.

Карта-схема районирования территории Сибири по кинематическому параметру K_2 может быть использована для определения расходов воды гидравлико-гидрометрическим способом при изводе водно-технических изысканий на больших и средних реках. Определяя K_2 по данным о K_1 и приведенным в табл а также сведениям о поверхностных скоростях, можно рассчитать максимальную, среднюю скорости потока и расход воды.

ЛИТЕРАТУРА

1. Антроповский В. И. Критериальные зависимости типов руслового цесса. — Тр. ГГИ, 1972, вып. 190, с. 5—18.
2. Гончаров В. Н. Движение наносов в равномерном потоке. — М. Госстройиздат, 1938. — 312 с.
3. Гришанин К. В. Динамика русловых потоков. — Л.: Гидрометеор 1979. — 311 с.
4. Железняков Г. В. Теория гидрометрии. — Л.: Гидрометеониздат, 19343 с.
5. Захарченко С. И., Александренко С. Н. Исследование с между гидравлическими и гидроморфометрическими параметрами стеме «поток—русло». — Иркутск, 1979. — 19 с. (Деп. в ВИН № 94—79).
6. Караушев А. В. Речная гидравлика. — Л.: Гидрометеониздат, 19416 с.
7. Кузин П. С., Бабкин В. И. Географические закономерности гидроического режима рек. — Л.: Гидрометеониздат, 1979. — 200 с.

Пиньковский С. И. Карта основных типов русел рек СССР и методика ее составления. — В кн.: Тематическое картирование в СССР. Л., Наука, 1967, с. 112—115.

Чалов Р. С., Белый Б. В. Районирование территории Сибири по характеру руслоформирующей деятельности рек. — Ж. Метеорология и гидрология, 1975, вып. 12, с. 76—88.

Шестакова Р. А. Определение расходов воды при высоких уровнях по уклону водной поверхности и коэффициенту формулы Шези. — Тр. ГГИ, 1963, вып. 106, с. 71—121.

К 556.535.4

Б. В. ПРОСКУРЯКОВ, С. Д. ВИННИКОВ,
В. П. БЕРДЕННИКОВ (ЛГМИ)

РАСЧЕТ СРЕДНЕЙ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОДЫ ОТКРЫТОГО ВОДОТОКА

Расчет термического режима открытого водотока с постоянным поперечным сечением по его длине в зависимости от тепломена с атмосферой и через дно выполняют по уравнению теплопроводности [1]:

$$\frac{\partial t}{\partial \tau} = \frac{SB}{c\rho F} - v_x \frac{\partial t}{\partial x}, \quad (1)$$

t — температура воды; τ — время; x — продольная координата; S — сумма тепловых потоков через поверхность и дно водотока; B — поперечное сечение и ширина водотока; c и ρ — удельная теплоемкость и плотность воды; v_x — продольная скорость течения воды.

Приведенное уравнение соответствует равномерному движению воды, например в канале. В реках и других естественных водотоках, как правило, движение воды неравномерное.

Ниже предлагается схема расчета температуры воды при ее равномерном движении в открытом русле реки.

Рассмотрим отсек водотока длиной равной единице и поперечным сечением $F = HB$, где H — глубина. Пусть задана средняя температура воды отсека t . Тогда можно подсчитать теплосодержание этого отсека по формуле

$$Q_T = c\rho F \cdot 1 \cdot t. \quad (2)$$

Запишем полную производную от теплосодержания, считая $Q_T = f(x, \tau)$:

$$\frac{dQ_T}{d\tau} = \frac{\partial Q_T}{\partial \tau} + v_x \frac{\partial Q_T}{\partial x}. \quad (3)$$

Продифференцируем формулу (2), допуская δ и ρ независимыми от температуры, вначале по времени:

$$\frac{\partial Q_{\tau}}{\partial \tau} = c_{\rho} t \cdot 1 \cdot \frac{\partial F}{\partial \tau} + c_{\rho} F \cdot 1 \cdot \frac{\partial t}{\partial \tau}, \quad (4)$$

затем по координате:

$$\frac{\partial Q_{\tau}}{\partial x} = c_{\rho} t \cdot 1 \cdot \frac{\partial F}{\partial x} + c_{\rho} F \cdot 1 \cdot \frac{\partial t}{\partial x}. \quad (5)$$

Подставим полученные выражения (4) и (5) в (3) и одновременно выполним перегруппировку их членов, тогда найдем выражение для изменения теплосодержания воды водотока во времени:

$$\frac{dQ_{\tau}}{d\tau} = c_{\rho} t \cdot 1 \cdot \left(\frac{\partial F}{\partial \tau} + v_x \frac{\partial F}{\partial x} \right) + c_{\rho} F \cdot 1 \cdot \left(\frac{\partial t}{\partial \tau} + v_x \frac{\partial t}{\partial x} \right). \quad (6)$$

Это изменение теплосодержания определяется суммой теплых потоков, проходящих через свободную поверхность и дно в деленного отсека, то есть

$$\frac{dQ_{\tau}}{d\tau} = SB \cdot 1. \quad (7)$$

Приравняем между собой выражения (6) и (7) и решим вначале относительно изменения температуры воды во времени а затем — относительно изменения температуры воды по длине водотока:

$$\frac{\partial t}{\partial \tau} = \frac{SB}{c_{\rho} F} - v_x \frac{\partial t}{\partial x} - \frac{t}{F} \left(\frac{\partial F}{\partial \tau} + v_x \frac{\partial F}{\partial x} \right), \quad (8)$$

$$\frac{\partial t}{\partial x} = \frac{SB}{c_{\rho} v_x F} - \frac{1}{v_x} \frac{\partial t}{\partial \tau} - \frac{t}{v_x F} \left(\frac{\partial F}{\partial \tau} + v_x \frac{\partial F}{\partial x} \right). \quad (9)$$

Полученные уравнения могут быть использованы при изучении термического режима как водотока, так и непроточного водоема при соответствующем исключении из рассмотрения отдельных слагаемых.

Для расчета средней температуры воды водотока по его длине воспользуемся уравнением (8). Сложность решения этого уравнения обусловлена как необходимостью предварительного определения гидравлических характеристик водотока ($v_x, B, F; \frac{\partial F}{\partial \tau}, \frac{\partial F}{\partial x}$), что не является простой задачей, так и выявлением зависимости отдельных теплоточков S через свободную поверхность водотока от искомой (переменной) температуры воды. Последнее обуславливает решение уравнения методом последовательных приближений.

жений. Он заключается в том, что задается ориентировочное значение температуры, по которому определяются теплотокеты S , затем решается уравнение (8). В итоге должно быть получено равенство заданного значения температуры и найденного по уравнению.

Для решения уравнения (8) в конечных разностях представим его в следующем виде:

$$t_k = \frac{1}{1 + \frac{1}{2F} \left(\frac{\Delta F}{\Delta \tau} + v_x \frac{\Delta F}{\Delta x} \right) \Delta \tau} \left\{ t_n \left[1 - \frac{1}{2F} \left(\frac{\Delta F}{\Delta \tau} + v_x \frac{\Delta F}{\Delta x} \right) \Delta \tau \right] + \frac{SB}{c_p F} \Delta \tau - v_x \frac{\Delta t}{\Delta x} \Delta \tau \right\}. \quad (10)$$

Это уравнение получено путем замены дифференциалов конечными разностями, причем $\frac{\Delta t}{\Delta \tau} = \frac{t_k - t_n}{\Delta \tau}$, где t_n и t_k — соответственно средние температуры воды на участке водотока в начальный и конечный моменты периода $\Delta \tau$. Продолжительность этого периода выбирается с учетом величины интервалов, освещенных метеорологической информацией, обычно принимаемых как суточные, декадные или месячные. Длина рассматриваемого отсека определяется равенством $\Delta x = v_x \Delta \tau$, где v_x — средняя скорость на участке водотока. Градиент температуры по его длине $\frac{\Delta t}{\Delta x} = \frac{t_2 - t_1}{\Delta x}$, где t_1 и t_2 — соответственно средние температуры в начальном и конечном створах участка водотока за период $\Delta \tau$.

Определение всех составляющих теплового потока S выполняется по существующим стандартным формулам, учитывающим температуру поверхности воды на участке (t_n) за отдельные периоды $\Delta \tau$ [1]. При этом $t_n = kt_{yч}$, где множитель k равняется 1,1 в период нагревания и 0,9 — в период охлаждения воды водотока [2, 3]. Кроме того, при достаточно малой продолжительности периода $\Delta \tau$ и длине отсека реки, в предположении изменения температуры по линейному закону, можно производить осреднение температуры воды как по его длине, так и во времени. Следовательно,

$$t_{yч} = \frac{t_1 + t_2}{2} = \frac{t_n + t_k}{2}. \quad (11)$$

Рассмотрим решение уравнения (10).

Для его решения прежде всего определим гидравлические характеристики водотока, затем — начальные и граничные условия рассматриваемой термической задачи. После чего, для определения температуры воды на первом участке водотока t_2 в поле координат (t, x) проводим температурную кривую, считая, что темпе-

ратура t_1 известна из начальных условий, а наклон кривой можно задать, выбирая один из вариантов по термическому режиму водотока-аналога; как среднюю многолетнюю величину, полученную по эмпирическим связям с определяющими ее факторами; по экстраполяции кривой предыдущего участка.

Исходя из температурной кривой, по формуле (11) определяется средняя температура воды первого участка ($t_{yч}$). Она используется для нахождения в первом приближении тепловых потоков через свободную поверхность воды. Затем по уравнению (10) определяется предполагаемая температура воды на участке водотока в конечный момент времени (t_k^*). Далее, используя температуру t_k^* , вычисляем среднюю температуру участка $t_{yч}^*$ по формуле (11) и производим сравнение полученного значения $t_{yч}^*$ с значением $t_{yч}$, о котором говорилось выше. Когда значения $t_{yч}^*$ и $t_{yч}$ окажутся близкими, можно считать температуру первого участка ($t_{yч}^*$) определенной окончательно. Если же значения сравниваемых температур ($t_{yч}^*$ и $t_{yч}$) расходятся, то расчет тепловых потоков через свободную поверхность производится во втором приближении и т. д.

Расчеты по зависимостям (10) и (11) повторяются до получения удовлетворительного схождения значений температур $t_{yч}^*$ и $t_{yч}$. Очевидно, что для ускорения получения окончательного решения особенно для крупных водных объектов, существенное преимущество получает использование в расчетах ЭВМ. Опыт расчетов температуры показал, что вполне достаточная сходимость результатов обычно достигается при двух-трехкратном приближении.

До сих пор речь шла о расчете температуры t_k для первого отсека водотока, характеризуемого гидравлическими и морфометрическими параметрами, а также начальным участком температурной кривой или значениями температуры в двух поперечниках — t_1 и t_2 . Чтобы вычислить температуру t_k для смежного, то есть второго отсека водотока, необходимо выполнить экстраполяцию полученной температурной кривой для первого участка. Экстраполированный участок кривой используем для определения в первом приближении температуры $t_{yч}$ для второго отсека и, следовательно, для определения тепловых потоков через свободную поверхность. Затем выполняем расчеты для этого отсека по вышеуказанной схеме и так далее для всех остальных отсеков водотока.

ЛИТЕРАТУРА

1. Готлиб Я. Л., Жидких В. М., Сокольников Н. М. Тепловой режим водохранилищ гидроэлектростанций. — Л.: Гидрометеиздат, 1976. — 203 с.
2. Бернадский Н. М., Проскуряков Б. В. Опыт теории и практики расчета прудов-холодильников. — В сб.: Материалы по гидрологии, гидрографии и водным силам СССР, т. 5. М.—Л., ГНТИ, 1931. — 128 с.
3. Тимофеев М. П. Метеорологический режим водоемов. — Л.: Гидрометеиздат, 1963. — 291 с.

НЕКОТОРЫЕ МЕТОДЫ УТОЧНЕНИЯ РЕЗУЛЬТАТОВ СТАТИСТИЧЕСКОГО ПРОГНОЗИРОВАНИЯ

В [1] детально рассмотрена теория статистического прогнозирования стационарных случайных процессов. Получены формулы оптимальной линейной экстраполяции для некоторых часто встречающихся на практике типов корреляционных функций.

В частности, показано, что для процесса с корреляционной функцией вида

$$R(\tau) = D \cdot e^{-\alpha |\tau|}, \quad \alpha > 0 \quad (1)$$

формула оптимальной линейной экстраполяции на время упреждения T имеет вид

$$x(t+T) = e^{-\alpha T} \cdot x(t). \quad (2)$$

Эта формула, выражающая упрежденное значение $x(t+T)$ процесса через его значение только в данный момент t , не всегда дает хорошее совпадение с практикой. Одной из причин такого несоответствия является не вполне удачный выбор аналитического выражения для аппроксимации экспериментальной корреляционной функции.

В ряде случаев более удачный прогноз получается при аппроксимации корреляционной функции более общим аналитическим выражением

$$R(\tau) = D \cdot e^{-\alpha |\tau|} \cdot P_n(|\tau|), \quad (3)$$

где $P_n(|\tau|) > 0$ — многочлен n -ой степени, $P_n(0) = 1$, $\alpha > 0$.

Выведем формулы оптимальной линейной экстраполяции для $n = 1$ и $n = 2$.

При $n = 1$ многочлен запишется формулой

$$P_1(|\tau|) = 1 + \beta |\tau|, \quad \beta > 0.$$

Соответственно, корреляционная функция примет вид

$$R(\tau) = D \cdot e^{-\alpha |\tau|} (1 + \beta |\tau|), \quad \alpha > 0, \quad \beta > 0. \quad (4)$$

При этом спектральная плотность процесса запишется в виде

$$S(\omega) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} R(\tau) e^{-i\omega\tau} d\tau = \frac{D}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} e^{-\alpha |\tau|} e^{-i\omega\tau} d\tau + \\ + \frac{D\beta}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} |\tau| \cdot e^{-\alpha |\tau|} e^{-i\omega\tau} d\tau. \quad (5)$$

Обозначив

$$J(\alpha) = \frac{D}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} e^{-\alpha|\tau| - i\omega\tau} d\tau = \frac{D\alpha}{\pi(\omega^2 + \alpha^2)} \quad (6)$$

и пользуясь правилом дифференцирования по параметру под знаком интеграла, можно записать

$$S(\omega) = J(\alpha) - \beta \frac{dJ(\alpha)}{d\alpha} = \frac{D}{\pi} \frac{\omega^2(\alpha - \beta) + \alpha^2(\alpha + \beta)}{(\omega^2 + \alpha^2)^2}. \quad (7)$$

Так как спектральная плотность стационарного случайного процесса должна быть неотрицательной при всех значениях частоты ω , то отсюда следует, что должно выполняться неравенство $\alpha - \beta \geq 0$, т. е. $\beta \leq \alpha$. Следовательно, в формуле (4) величина β не может превосходить α . Рассмотрим изменение прогностической формулы (2) при максимальном значении $\beta = \alpha$, т. е. для процесса с корреляционной функцией

$$R(\tau) = D \cdot e^{-\alpha|\tau|} \cdot (1 + \alpha|\tau|). \quad (8)$$

В этом случае спектральная плотность в соответствии с (7) запишется в виде

$$S(\omega) = \frac{2D\alpha^3}{\pi(\omega^2 + \alpha^2)^2}. \quad (9)$$

Определим оптимальную передаточную функцию. В соответствии с формулой (7.5.19) из [1] она запишется выражением

$$L(\omega) = \frac{1}{2\pi \cdot S_2(\omega)} \int_0^{\infty} e^{-i\omega t} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{S(\omega_1)}{S_1(\omega_1)} e^{i\omega_1(t+T)} d\omega_1 dt, \quad (10)$$

где

$$S_1(\omega) = \frac{1}{(\omega + i\alpha)^2}, \quad S_2(\omega) = \frac{2D\alpha^3}{\pi(\omega - i\alpha)^2}.$$

Произведя интегрирование в (10), получим

$$L(\omega) = (1 + \alpha T + i\omega T) e^{-\alpha T}. \quad (11)$$

По формуле (7.4.11) из [1] выразим соответствующую весовую функцию через дельта функцию $\delta(t)$ и ее производную $\delta'(t)$ в виде

$$g(t) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} e^{i\omega t} \cdot L(\omega) d\omega = \left(\frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} (1 + \alpha T) e^{i\omega t} d\omega + \right. \\ \left. + \frac{T}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} i\omega e^{i\omega t} d\omega \right) \cdot e^{-\alpha T} = [(1 + \alpha T) \delta(t) + T\delta'(t)] \cdot e^{-\alpha T}. \quad (12)$$

При этом формула оптимальной линейной экстраполяции запишется выражением

$$x(t+T) = \int_0^{\infty} x(t-\tau) g(\tau) d\tau = e^{-\alpha T} \left[(1 + \alpha T) \int_0^{\infty} x(t-\tau) \delta(\tau) d\tau + T \int_0^{\infty} x(t-\tau) \delta'(\tau) d\tau \right] = [(1 + \alpha T) x(t) + T x'(t)] \cdot e^{-\alpha T}. \quad (13)$$

Отсюда следует, что упрежденное значение процесса в момент $t+T$ зависит уже не только от самого значения процесса в момент t , но и от его производной, т. е. скорости его изменения.

Определим средний квадрат ошибки прогноза в этом случае. В соответствии с (7.3.23) из [1]

$$\sigma^2 = R(0) - \int_{-\infty}^{\infty} |L(\omega)|^2 \cdot S(\omega) d\omega,$$

в нашем случае

$$|L(\omega)|^2 = [(1 + \alpha T)^2 + \omega^2 T^2] e^{-2\alpha T}. \quad (14)$$

Отсюда

$$\begin{aligned} \sigma^2 &= D - e^{-2\alpha T} \left[(1 + \alpha T)^2 \int_{-\infty}^{\infty} S(\omega) d\omega + T^2 \int_{-\infty}^{\infty} \omega^2 S(\omega) d\omega \right] = \\ &= D \left[1 - (1 + \alpha T)^2 e^{-2\alpha T} - T^2 e^{-2\alpha T} \frac{2D\alpha^3}{\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{\omega^2 d\omega}{(\omega^2 + \alpha^2)^2} \right]. \end{aligned}$$

Вычисляя последний интеграл по частям, окончательно получаем

$$\sigma^2 = D \left\{ 1 - [(1 + \alpha T)^2 + \alpha^2 T^2] e^{-2\alpha T} \right\}. \quad (15)$$

Сравнивая с (7.5.33) из [1], видим, что точность прогноза может существенно увеличиться за счет множителя корреляционной функции $P_1(|\tau|)$, особенно при значительном времени упреждения T .

При использовании корреляционной функции с многочленом второй степени можем записать (3) в виде

$$R(\tau) = D \cdot e^{-\alpha|\tau|} (1 + \alpha|\tau| + \beta\tau^2), \quad \alpha > 0, \quad \beta > 0. \quad (16)$$

Используя обозначение (6), можем записать соответствующую спектральную плотность в виде

$$\begin{aligned} S(\omega) &= J - \alpha \frac{dJ}{d\alpha} + \beta^2 \frac{d^2J}{d\alpha^2} = \\ &= \frac{2D\alpha}{\pi(\omega^2 + \alpha^2)^3} [\alpha^2(\alpha^2 + \beta) + \omega^2(\alpha^2 - 3\beta)]. \end{aligned} \quad (17)$$

Из условия неотрицательности спектральной плотности при всех значениях частоты должно выполняться соотношение $\alpha^2 - 3\beta \geq 0$, т. е. $\beta \leq \frac{\alpha^2}{3}$. При этом максимальном значении $\beta = \frac{\alpha^2}{3}$ спектральная плотность имеет вид

$$S(\omega) = \frac{8D\alpha^5}{3\pi(\omega^2 + \alpha^2)^3}. \quad (18)$$

Произведя, аналогично предыдущему, вычисление оптимальной передаточной функции $L(\omega)$, весовой функции $g(t)$ и формуль оптимальной линейной экстраполяции, получим:

$$L(\omega) = \frac{1}{2} e^{-\alpha T} [1 + (1 + \alpha T)^2 + 2T(1 + \alpha T)i\omega + T^2 i^2 \omega^2]; \quad (19)$$

$$g(t) = \frac{1}{2} e^{-\alpha t} [(1 + (1 + \alpha T)^2) \delta(t) + 2T(1 + \alpha T) \delta'(t) + T^2 \delta''(t)]; \quad (20)$$

$$x(t+T) = \frac{1}{2} e^{-\alpha T} [(1 + (1 + \alpha T)^2) x(t) + 2T(1 + \alpha T) x'(t) + T^2 x''(t)]. \quad (21)$$

В этом случае упрежденное значение процесса в момент $t + T$ определяется значениями самого процесса в момент t и его производными до второго порядка включительно.

ЛИТЕРАТУРА

1. Казакевич Д. И. Основы теории случайных функций и ее применени в гидрометеорологии. — Л.: Гидрометеоздат, 1977, с. 241—248.

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
1. <i>Н. Б. Барышников, Г. М. Федорова.</i> Влияние кинематического эффекта на русловые и пойменные процессы	3
2. <i>Г. В. Железняков, Ю. В. Писарев.</i> Кинематическая структура прерывной волны и ее воздействие на морфологию сжатых русел	13
3. <i>Н. В. Разумихин.</i> Устойчивость аллювиальных россыпей и миграционная способность зерен тяжелых минералов	18
4. <i>Н. Б. Барышников, Е. С. Субботина, Д. И. Исаев.</i> Сопротивление движению потоков в руслах с поймами	26
5. <i>И. Ф. Карасев.</i> Гидрометрический учет стока при неустановившемся движении воды в открытых руслах	34
6. <i>С. В. Шмидт, В. А. Иванов, Г. И. Бондаренко.</i> Исследования руслового и мерзлотного режимов р. Таз	41
7. <i>Р. С. Чалов.</i> Показатели устойчивости русла, их использование для оценки интенсивности русловых деформаций и пути совершенствования	46
8. <i>В. В. Коваленко.</i> Об одной задаче идентификации в гидрометрии мелиоративных систем	53
9. <i>Г. Н. Угрюнов, С. А. Рудаков, М. А. Гусев.</i> Сглаживание результатов наблюдений за уровнями озер и водохранилищ	60
10. <i>А. А. Левашов.</i> Расчет коэффициента Шези с помощью морфометрических характеристик русла	63
1. <i>В. И. Антроповский.</i> О коэффициентах шероховатости и расчете неукрепленных каналов в естественных грунтах	66
2. <i>В. В. Костко.</i> Условия формирования и расчет паводочного стока горных рек	72
3. <i>А. Ф. Кудряшов.</i> О взвешивании несвязных частиц наносов потоком жидкости	79
1. <i>А. П. Морозов.</i> Гидродинамические условия стекания тонких водных пленок по плоским вертикальным поверхностям при турбулентном режиме	85
2. <i>Т. В. Перова, С. И. Саратовский.</i> Влияние потока поймы на скорости руслового	93
3. <i>В. П. Зимичев.</i> Регулирование паводочного стока поймами	100
4. <i>В. И. Игнатьев.</i> Погрешность измерения расходов воды в устьевых областях рек при сгонно-нагонных явлениях	105
5. <i>Р. М. Рублевская.</i> Влияние поймы на трансформацию кривой расходов воды	111
6. <i>В. А. Соколова, Т. О. Прошутинская.</i> Оценка тепловой боковой приточности к акватории Обской губы с малоизученной территории	117
7. <i>В. А. Поликарпова.</i> Влияние зональных и аazonальных факторов на соотношение элементов водного баланса озер Среднего и Южного Урала	123
8. <i>В. Г. Пивоваров, Н. В. Мамонова, А. Е. Балабкин.</i> Исследование гидрометрических вертушек для измерения скоростей в гидроразбивателе	125
9. <i>С. И. Захарченко.</i> Гидравлико-гидрометрический способ определения расходов воды	129
10. <i>Б. В. Проскураков, С. Д. Винников, В. П. Берденников.</i> Расчет средней температуры воды открытого водотока	135
11. <i>Д. И. Казакевич.</i> Некоторые методы уточнения результатов статистического прогнозирования	139
	143

Сборник научных трудов, вып. 83

ДИНАМИКА РУСЛОВЫХ ПОТОКОВ

Редактор *З. Б. Ваксенбург*

Корректор *Л. В. Ломакина*

Сдано в набор 15.08.83. Подписано в печать 29.12.83. М-330
Формат бумаги 60×90¹/₁₆. Бумага тип. № 2. Лит. гарн. Печать высок
Печ. л. 9,5. Уч.-изд. л. 10. Тираж 300 экз.. Зак. 249. Тем. план 1983 г., поз. 1
Цена 1 р. 50 к.

ЛПИ имени М. И. Калинина, 195251, Ленинград, Политехническая ул., 21

Типография ВОК ВМФ