Гидрометеорология и экология
№ 3-4 2000

УДК 556.536

ГИДРАВЛИЧЕСКИЕ СОПРОТИВЛЕНИЯ И РАСЧЕТ СРЕДНЕЙ СКОРОСТИ ТЕЧЕНИЯ ПОЛУГОРНЫХ И ГОРНЫХ ПОТОКОВ

Канд. геогр. наук В.В. Голубцов

Рассматриваются гидравлические сопротивления движению горных потоков путем анализа гидрометрических материалов. Показано, что квадратичному закону сопротивления соответствуют только физические условия движения потоков с уклоном $I \le 0{,}001$. Потери напора на сопротивления горных потоков с уклонами $I \ge 0{,}004$ пропорционально кубу числа Фруда или средней скорости в шестой степени. В диапазоне уклонов $0{,}001 \le I \le 0{,}004$ наблюдается постепенный переход от зоны квадратичного сопротивления к зоне сопротивления, пропорциональной скорости потока в шестой степени. Дополнительное сопротивление при движении полугорных и горных потоков обусловлены местными потерями напора.

В последние десятилетия исследованию гидравлических сопротивлений при движении воды в руслах горных рек уделяется большое внимание. Это связано с изучением максимального стока горных рек и катастрофических селевых потоков. Применение гидравлических методов для определения скоростей и расходов горных рек обусловлено трудностью, а зачастую и невозможностью измерения этих расходов гидрометрическими методами. В этих условиях все большее значение приобретает метод расчета скоростей и максимальных расходов на участке реки по гидравлическим элементам русла и уровням воды, определенным по следам прошедших паводков.

В настоящее время в инженерной гидрологии для расчета средней скорости водных потоков широко применяется формула Шези, полученная эмпирическим путем во второй половине XVIII века. В дальнейшем эта формула была частично обоснована теоретически в процессе исследования уравнения равномерного движения и приобрела полуэмпирический характер. Эта формула имеет следующий вид:

$$V = Ch\sqrt{gHI}\,, \qquad (1)$$

где V - средняя скорость, м/с; Ch - число Шези - частное от деления средней скорости потока на его динамическую скорость; g - ускорение силы тяжести, м/с^2 H - средняя глубина потока, приближенно принимаемая равной гидравлическому радиусу R; I - уклон свободной поверхности потока.

$$Ch = C / \sqrt{g}\,, \qquad (2)$$

откуда

$$C = Ch\sqrt{g}\,, \qquad (3)$$

где C - скоростной коэффициент Шези, определяемый путем обработки натурных данных, или по эмпирическим формулам.

Подставив (2) в (1) получим:

$$V = C\sqrt{HI}\,. \qquad (4)$$

Формулу Шези (1), отражающую квадратичный закон сопротивления можно записать в следующем виде:

$$I = V^2/(Ch^2 gH) \qquad (5)$$

или

$$I = V^2/(C^2 H)\,. \qquad (6)$$

Кроме этого формулу Шези можно представить в следующем виде:

$$I = Fr / Ch^2 \qquad (7)$$

или

$$Fr = Ch^2 I\,, \qquad (8)$$

где Fr - число Фруда - параметр кинетичности потока, представляющий отношение его удвоенной удельной кинетической энергии $V^2/2g$ к удельной потенциальной энергии H.

Выражения (5), (6) и (7) показывают, что в условиях равномерного движения гидравлическое сопротивление пропорционально квадрату скорости потока или параметру его кинетичности - числу Фруда.

Для определения скоростного коэффициента Шези C чаще всего используют формулу Маннинга:

$$C = \frac{1}{n} H^{0,17} \qquad (9)$$

и формулу Н.Н. Павловского:

$$C = \frac{1}{n} H^{Y}, \tag{10}$$

где n - коэффициент шероховатости русла потока; y - параметр, зависящий от условий движения потока и состояния его русла.

Определение показателя степени y обычно производится с помощью формулы Н.Н. Павловского [2, 40] в зависимости от коэффициента шероховатости n и средней глубины потока H. Для горных рек уточненные выражения для определения y были предложены В.Ф. Толмазой [34] и А.К. Рябовым [27]. Обобщенное выражение для определения y в зависимости от указанных параметров, а также ускорения силы тяжести g предложено Г.В. Железняковым [13].

Уравнение Шези (4) с коэффициентом C по Маннингу имеет следующий вид:

$$V = \frac{1}{n} H^{0,67} I^{0,5}. \tag{11}$$

Как известно, потери напора на преодоление гидравлических сопротивлений складывается из так называемых линейных потерь напора, затрачиваемых на преодоление сопротивлений трения и местных потерь напора, обусловливаемых резкими изменениями конфигурации границ потока [30].

Линейные потери напора изучены достаточно детально, как для условий равномерного, так и неравномерного движения водного потока. Их величина определяется квадратичным законом гидравлического сопротивления.

Местные потери напора, обусловленные чередованием сужений и расширений русла и его поворотами (резкое изменение поперечного сечения русла, гидравлические прыжки, водопады и др.), изучены недостаточно. В искусственных водных потоках, а так же в равнинных реках, где изменение поперечного сечения потока осуществляется весьма медленно, они невелики по сравнению с линейными потерями и ими обычно пренебрегают [40].

При расчете гидравлических сопротивлений полугорных и горных рек местные потери учитываются вместе с линейными потерями в результате определения скоростного коэффициента C, параметра шероховатости $1/n$ или коэффициента шероховатости n в формуле Шези по данным гидрометрических измерений характеристик потока [14].

До середины 30-х годов текущего столетия, в основном, считалось, что скоростной коэффициент Шези C зависит только от шероховатости русла и его геометрических размеров. Так, в работе [2] отмечается, что "все уравнения, в которых коэффициент Шези C зависит не только от гидравлического радиуса и коэффициента шероховатости (или то же, что от выступов шероховатости), но и от других факторов, по-видимому, следует признавать не отвечающими физическим условиям движения потоков". Следует полагать, что это замечание справедливо только для равномерного движения или для плавно изменяющегося неравномерного движения. Еще на Третьем гидрологическом съезде М.А. Великанов отмечал [4], что формула Шези, строго говоря, справедливая только для равномерного движения, в настоящее время условно распространяется на неравномерное движение и это упрощение является не совсем корректным. Применение формулы Шези в гидротехнической практике на горных реках позволило установить, что коэффициент C зависит и от гидродинамических параметров потока. Это подтверждается наличием зависимости величины C, а, следовательно, и коэффициента шероховатости n,от уклона горных рек и временных водотоков. Таким образом, следует полагать, что в условиях равномерного движения эти параметры зависят только от геометрических размеров и шероховатости русла. В условиях же неравномерного движения, характерного для полугорных и горных потоков, указанные параметры зависит также от их уклона. Это указывает на отклонения гидравлических сопротивлений указанных рек от квадратичного закона, по-видимому, за счет увеличения местных потерь. В связи с этим, многими авторами в формулы для определения коэффициентов Шези C и n для горных потоков, кроме характеристик шероховатости русла, его формы и размеров был введен гидродинамический параметр - уклон. Эти формулы имеют следующий вид:

$$C = BH^{X} I^{-Z} . \qquad (12)$$

Для примера можно привести в нашей транскрипции некоторые формулы, полученные путем подстановки выражения вида (12) в уравнение Шези.

Формула Кханна [11, 31], полученная в 1936 г.,

$$V = 8{,}05H^{0{,}58} I^{0{,}3} , \qquad (13)$$

откуда согласно выражению (4)

$$C = 8{,}05H^{0{,}08} I^{-0{,}20} , \qquad (14)$$

где по формуле Маннинга

$$n = \frac{1}{8{,}05} H^{0{,}08} I^{0{,}2}. \tag{15}$$

Формула М.Ф. Срибного [31, 32], предложенная в 1936г.,

$$V = 6{,}5 H^{0{,}67} I^{0{,}25}, \tag{16}$$

откуда с помощью (4) получим

$$C = 6{,}5 H^{0{,}17} I^{-0{,}25}, \tag{17}$$

в которой

$$n = \frac{1}{6{,}5} I^{0{,}25}. \tag{18}$$

Формула В.М. Маккавеева [18], предложенная в 1940 г.

$$V = B H^{0{,}5} I^{0{,}33}, \tag{19}$$

откуда с помощью (4) получим:

$$C = \frac{B}{\sqrt[6]{HI}}, \tag{20}$$

где

$$n = \frac{1}{B} \sqrt[6]{HI}. \tag{21}$$

Параметр B для отдельных равнинных рек изменяется от 11,7 до 12,8 [18].

Формула В.Ф. Толмазы [34], полученная в 1960 г.,

$$V = 5 H^{0{,}5+Y} I^{0{,}20} \tag{22}$$

откуда по выражению (4)

$$C = 5 H^{Y} I^{-0{,}30}, \tag{23}$$

где

$$n = 0{,}2 I^{0{,}3}. \tag{24}$$

В заключение этого краткого обзора необходимо также привести одно из выражений для определения коэффициента шероховатости n горных потоков с $I > 0{,}005$, полученное В.Ф. Толмазой [35] в 1968 г. путем анализа формулы расчета не размывающей скорости горных рек Киргизии:

$$n = 0{,}21 \sqrt[3]{HI}. \tag{25}$$

Подставив (25) в формулу Шези-Маннинга (9) получим:

$$V = 4{,}76 H^{0{,}33} I^{0{,}17}. \tag{26}$$

откуда с учетом (4):

$$C = 4{,}76 / \sqrt[3]{HI}. \tag{27}$$

В выражении (26) показатель степени при средней глубине вызывает сомнение, так как даже для потоков в критическом состоянии его величина составляет 0,5 и выше [13].

Необходимо отметить, что многие авторы устанавливали обратную статистическую зависимость скоростного коэффициента от уклона без разделения рек на полугорные $0{,}001 \le I \le 0{,}004$ и горные $I \ge 0{,}004$. Это приводило к завышению показателя степени при уклоне для полугорных рек и его занижению для горных потоков.

Если рассматривать параметры шероховатости, зависящими только от характера поверхности и размеров русла, то приведенные формулы позволяют констатировать отступление от квадратичного закона для условий движения потоков на участках с большими уклонами. Однако в настоящее время зависимость C от уклона (уменьшение C с ростом I) не рассматривается как показатель несоответствия квадратичного закона сопротивления физическим условиям движения горных потоков. По мнению ряда авторов [38, 40, 42], зависимость $C = f(I)$ обусловлена тем, что с увеличением уклона возрастают размеры переносимых наносов, в связи, с чем увеличивается абсолютная и относительная шероховатость, следовательно, уменьшается коэффициент C и параметр шероховатости $1/n$. Коэффициенты шероховатости естественных русел, по их мнению, являются функциями гидродинамических параметров потока (в частности уклона) и поэтому не могут рассматриваться как независимые [38, 39, 41]. Это объяснение, по-видимому, не является достаточно обоснованным. При одинаковых уклонах горные реки транспортируют наносы различных фракций [16]. Это обусловлено особенностями геологического строения отдельных бассейнов. Русла малых горных периодических водотоков во многих случаях являются вообще не деформирующимися.

Необходимо отметить, что средний диаметр наносов, по-видимому, не является достаточно показательным при оценке шероховатости речных русел [13, 33]. Для этого необходимо располагать более полной статистической характеристикой фракционного состава, особенно крупных фракций наносов, которые даже при одинаковом среднем диаметре и дисперсии обычно различаются в два - три и более раз. Кроме этого необходимо располагать сведениями о концентрации наносов, которые для отдельных рек и их участков также могут различаться в несколько раз.

Исследования А.Н. Крошкина и других авторов показали, что средний диаметр наносов на горных реках зависит не только от уклона, но и от расхода воды [17] или глубины потока. Они установили, что с увеличением уклона, а также расхода или глубины потока диаметр транспортирующихся наносов увеличивается. Учитывая отмеченное выше разнообразие средних диаметров и количества наносов, переносимых при одинаковых уклонах полугорными и горными реками, а также то, что уклоны уменьшаются, а расходы воды и глубина потоков наоборот, увеличиваются вниз по течению, по-видимому, не следовало бы по этим причинам ожидать определенной связи параметра 1/n или коэффициента шероховатости n от уклона. Однако как показали исследования некоторых авторов [19, 35], такая связь существует. По мнению автора, эта связь, в значительной мере косвенно, отражает зависимость указанных параметров от характера обтекания потоком, сформированных им русловых образований и неровностей, а также неподвижных или транспортируемых наносов.

Необходимо отметить, что на различных участках рек зависимости шероховатости от гидродинамических параметров потока не могут быть сравнимыми в связи с различием материала, слагающего долину и русло. Однако анализ наблюдений показывает, что независимо от количества транспортируемых наносов и их размеров значения C и 1/n для горных рек уменьшаются с увеличением уклонов. В связи с этим можно предполагать, что сопротивление движению воды горных рек, в общем, возрастает не только в результате увеличивающейся шероховатости их русел, но и в результате воздействия гидродинамического параметра - уклона горных потоков на условия обтекания им движущихся наносов, донных отложений и неровностей русла.

Водные потоки по характеру течения подразделяются на спокойные и бурные [2, 14, 40]. Спокойные потоки плавно обтекают встречающиеся препятствия и имеют относительно ровную (с уклоном вниз по водному течению) поверхность. Такой характер движения является типичным для равнинных и отчасти для полугорных рек. Горные потоки при обтекании препятствий образуют гидравлические прыжки и водопады, их поверхность является крайне неровной. В условиях неравномерного движения потока она обычно представляет собой систему остановившихся волн - гидравлических прыжков [14]. Такой режим движения воды характерен для полугорных и горных рек. Здесь уместно привести слова М.А.

Великанова [3], который отмечал, что на горных реках "...мы имеем случай русел чрезвычайной шероховатости, вообще мало исследованных опытным путем, в которых сопротивление очень быстро возрастает со скоростью".

Как известно, из гидравлики при одинаковых размерах препятствий и неровностей русел потери энергии, для спокойных потоков будут незначительны, а для бурных потоков они будут очень большими. Поэтому следует полагать, что связи параметров шероховатости *1/n* или коэффициента шероховатости n и среднего диаметра русловых отложений, косвенно отражают зависимость гидравлических сопротивлений от уклона, а, следовательно, от скорости потока и характера обтекания им неподвижных или транспортируемых наносов, а также неровностей речных русел. По-видимому, этим можно объяснить уменьшение скоростного коэффициента *C* и параметра шероховатости *1/n* с увеличением уклона.

Полугорные и горные потоки, формирующие свое русло, по-видимому, являются системами, характеризующимися наличием обратной связи между их скоростью и гидравлическими сопротивлениями. В таких потоках при увеличении скорости, зависящей от уклона (*H=const*) наблюдается увеличение шероховатости при формировании речного ложа, а также сопротивления при отекании донных отложений и неровностей русла.

Связь параметра шероховатости *1/n* в формуле Шези-Маннинга и уклона потока показана на рис. 1. Для определения *1/n* и построения этой связи использованы материалы измерений скоростей течения воды и гидравлических характеристик на реках Средней Азии, Южного, Юго-Восточного и Восточного Казахстана, помещенные в гидрологических ежегодниках, а также материалы наблюдений на реках других районов СНГ, заимствованных из работ ряда авторов [6, 12, 19, 20, 29, 31, 34].

Кроме этого для построения этой связи использованы обобщенные значения *1/n* для катастрофических водных и селевых паводков, опубликованные в работах М.Ф. Срибного [31], Н.М. Носова [22], И.П. Смирнова [28] и Р.А. Шестаковой [42]. Материалы, использованные для построения графика рис.1, характеризуют достаточно широкий диапазон изменения всех гидравлических элементов потока. При использовании этих материалов коэффициент шероховатости *n* определялся с помощью формулы Шези-Маннинга по данным гидрометрических измерений скорости, уклона и средней глубины потока. Это позволяет при определении *n* учесть как линейные, так и нелинейные местные сопротивления на участках рек и временных водотоков.

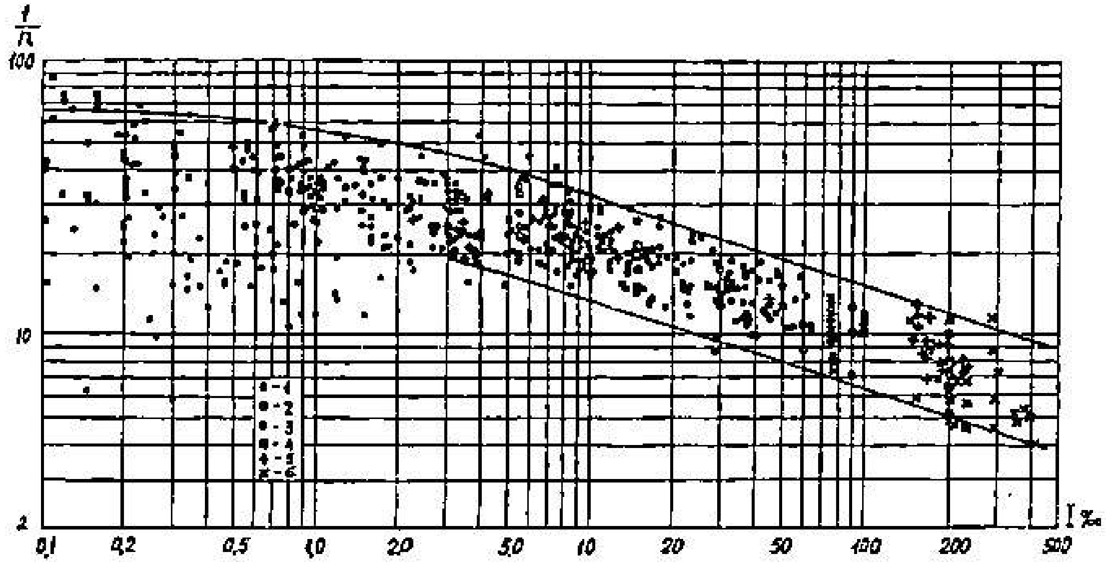

Рис.1. Зависимость параметра шероховатости турбулентных потоков 1/n от уклона I, $^0/_{00}$:

1 - по данным гидрометрических измерений; 2- по материалам М.М. Носова; 3 - по материалам М.Ф. Срибного; 4 - по материалам Р.А. Шестаковой; 5 - по данным И.П. Смирнова; 6 - Сели рек Дуруджи, Чемолган, микросели

Связь, представленная на рис.1, показывает, что зависимость между значениями $1/n$ и I при уклонах $I \le 0{,}001$ практически отсутствует, что указывает на соответствие физических условий движения потоков квадратичному закону сопротивления. При уклонах $I > 0{,}001$ наблюдается определенная зависимость $1/n = f(I)$, причем ее характер изменяется по мере увеличения уклона.

Аналитическое выражение этой зависимости имеет следующий вид:

$$\frac{1}{n} = \frac{1}{m(I + 0{,}001)^{0{,}33}} \tag{28}$$

или

$$n = m(I + 0{,}001)^{0{,}33}, \tag{29}$$

где m - коэффициент шероховатости полугорных и горных рек, зависящий только от характера поверхности, формы и размеров русла.

Подставив значение $1/n$ в формулу Маннинга (9) получим:

$$C = \frac{H^{0,17}}{m(I+0,001)^{0,33}} \cdot \qquad (30)$$

Следует отметить, что зависимость $1/n = f(I)$ наиболее четко выражена при уклонах $I \geq 0{,}004$. Если принять, что значение критического уклона I = 0,004, по Буссинеску отделяет в среднем бурные потоки от спокойных [31], то зависимость $1/n = f(I)$ при уклонах $I \geq 0{,}004$ будет характеризовать условия движения горных потоков. Для $I \geq 0{,}004$ зависимость (28) $1/n = f(I)$ имеет следующий вид [9]:

$$\frac{1}{n} = \frac{1}{mI^{0,33}} \qquad (31)$$

или

$$n = mI^{0,33}, \qquad (32)$$

где математическое ожидание m примерно равно 0,21 ($1/m$ = 4,75).

Необходимо отметить, что при H = 1 м параметры формулы автора (32) и формулы В.Ф. Талмазы (25) практически совпадают.

При использования выражения (3) коэффициент Шези-Маннинга будет равен:

$$C = \frac{H^{0,17}}{mI^{0,33}}. \qquad (33)$$

Ниже будет показано, что для турбулентных селевых потоков C будет равно:

$$C = \frac{1}{mI^{0,33}}. \qquad (34)$$

Полученная зависимость (31) подтверждается и для условий искусственно созданной в устойчивом русле усиленной шероховатости, которая приводит к увеличению глубин потока и к уменьшению скорости течения воды [2, 40]. Сведения, приведенные в работе М.Д. Чертоусова [40] позволяет показать это на отдельных примерах.

Плотоход с усиленной шероховатостью, построенный на р. Лабе (Чехословакия) при уклоне 0,027 характеризуется коэффициентом n_Y = 0,082 ($1/n_y$=12,2) или коэффициентом m=0,273 ($1/m$=3,66) в формулах автора для определения коэффициента Шези. Плотоход между р. Лаучей и р. Дауговой при уклоне 0,03 и при различных конструкциях усиленной шероховатости характеризуется коэффициентами n_Y =0,045 ÷ 0,148, в среднем n_Y = 0,096 ($1/n_y$ =10,4) или m=0,309 ($1/m$ = 3,24). Быстроток с усиленной шероховатостью на канале Кош-Тегермен при уклоне дна 0,25 и глубине 0,8 м характеризуется коэффициентом $n_Y = 0,18$ ($1/n_y = 5,6$) или $m = 0,286$ ($1/m = 3,50$). Быстроток с усиленной шероховатостью на канале Янги при уклоне дна 0,50 и глубине 0,85 м характеризуется коэффициентом $n_Y = 0,23$ ($1/n_y = 4,36$) или $m = 0,29$ ($1/m = 3,45$).

Эксперименты в лотке с усиленной шероховатостью, проведенные для обоснования рыбохода на р. Урте (Бельгия) показали, что при уклонах 0,26 ($\theta = 15^{\circ}$) и 0,57 ($\theta = 35^{\circ}$) и гидравлическом радиусе 0,5 м коэффициент $n_Y = 0,195$ ($1/n_y = 5,12$) или $m = 0,26$ ($1/m = 3,85$).

Приведенные примеры показывают, что в потоках со значительными уклонами более 0,004 и усиленной шероховатостью (каналах, полотоходах, рыбоходах и др.) параметр $1/n_y$ изменяется от 10,4...12,2 при уклонах 0,027...0,030, до 4,36...5,6 при уклонах 0,26...0,57. Это подтверждает установленную зависимость его величины от уклона для естественных горных потоков. При тех же условиях значения параметра $1/m$ колеблются в пределах 3,24...3,85 и не зависят от уклона. Это подтверждает установленные выше закономерности и указывает на то, что гидравлические сопротивления при движении воды в рассматриваемых быстротоках в значительной мере определяются не видами (конструкциями) усиленной шероховатости, а характером их обтекания потоком.

Результаты исследований гидравлических сопротивлений аэрированных потоков, опубликованные в [40], также подтверждают наличие зависимости коэффициента шероховатости в формуле Шези от уклона (30). Как отмечает М.Д. Чертоусов в водотоках с большими уклонами дна (быстротоках) происходит насыщение движущейся воды частицами окружающего воздуха, то есть аэрация потока, которая, по-видимому, является признаком неравномерности его движения. Количество воздуха, содержащегося в аэрированных потоках может быть обозначено коэффициентом водонасыщенности β, представляющим собой отношение объема воды к объему двухфазной жидкости (объем воды + объем воздуха). По мнению М.Д. Чертоусова, в условиях равномерного движения следует принимать $\beta = const$, и скорость аэрированных потоков определять в результате обычного гидравлического расчета при повышенном значении коэффициента шероховатости, определяемом с помощью соотношения:

$$n_a = n / \beta \,, \qquad (35)$$

где n_a - коэффициент шероховатости аэрированного потока; n - коэффициент шероховатости не аэрированного потока, в условиях равномерного движения, например, в формуле Маннинга (8).

Однако исследования Эренбергера [40] показали, что гидравлические сопротивления в аэрированных потоках даже в условиях равномерного движения не соответствуют квадратичному закону сопротивления.. Данные опытов в деревянном лотке с $I \leq 0,476$ (угле наклона $\theta \leq 28,5^{\circ}$) при $R \leq 0,30$ м позволили установить, что коэффициент влагонасыщенности β обратно пропорционален уклону в степени 0,26. Это подтверждает существование общей значительной тенденции увеличения коэффициента шероховатости с увеличением уклона, которая указывает на то, что движение аэрированных потоков не соответствует квадратичному закону сопротивления.

Приближенная схема расчета неравномерного движения в условиях аэрированного потока предложена А.А. Ничипоровичем [21]. В этой схеме аэрированный поток рассматривается как некоторый фиктивный не аэрированный поток, русло которого характеризуется несколько большей шероховатостью. На основании данных наблюдений неравномерного движения в потоке он для определения коэффициента шероховатости аэрированного потока n_a рекомендует следующее соотношение:

$$n_a = \mathcal{E} n, \tag{36}$$

где n - коэффициент шероховатости не аэрированного потока, например, в формуле Маннинга (9).

По данным А.А. Ничипоровича коэффициенту $\mathcal{E}$ в зависимости от уклона I следует придавать следующие значения:

I	$0,1 \div 0,2$	$0,2 \div 0,4$	$>0,4$
$\mathcal{E}$	1,33	$1,33 \div 2,00$	$2,0 \div 3,33$

Нижний предел этого коэффициента соответствует глубине потока 0,1...0,3 м а верхний - глубине менее 0,1 м.

С помощью этих значений можно установить зависимость $\mathcal{E} = f(I)$ и определить ее параметры. Используя $\mathcal{E}$=1,33 при уклоне равном 0,15 и $\mathcal{E}$=1,665 при уклоне 0,3 имеем:

$$\mathcal{E} = 2,5 I^{0,33}. \tag{37}$$

Подставив значение $\mathcal{E}$ из (37) в (36) получим:

$$n_a = 2{,}5nI^{0{,}33}, \qquad (38)$$

Обозначив, $2{,}5n = m$ получим выражение вида (32), полученное автором при установлении зависимости коэффициента шероховатости горных рек от их уклона. Изложенное выше показывает, что зависимость коэффициента шероховатости аэрированных потоков (быстротоков) от уклона также соответствует установленной автором зависимости для естественных горных потоков.

Рассмотрим теперь характеристики гидравлических сопротивлений в руслах горных потоков. Подставив значение параметра $1/n$ из выражений (30) и (31) в формулу Шези-Маннинга (11) для соответственно полугорных и горных рек $I \geq 0{,}001$ получим:

$$V = \frac{1}{m} H^{0{,}67}(1 + 0{,}001)^{0{,}17}, \qquad (39)$$

а для горных рек $I \geq 0{,}004$:

$$V = \frac{1}{m} H^{0{,}67} I^{0{,}17}. \qquad (40)$$

Формула такого вида с несколько отличающимися значениями параметра $1/m$ получена во второй половине 60-х годов текущего столетия независимо С. Герасимовым (Георгиевым) для горных водотоков бассейна р. Марицы в Болгарии [6, 7] и автором для горных рек Средней Азии и других регионов бывшего Союза [8, 9]. На рис.2 представлена связь обратной величины коэффициента шероховатости $1/m$ в формуле (40) и среднего уклона водотока I. Для ее построения (по сравнению с рис.1) использованы некоторые дополнительные сведения о скоростях течений и гидравлических элементах русел, опубликованные в Гидрологических ежегодниках и научных работах. Переход от обобщенных значений $1/n$ к значениям $1/m$ осуществлялся с помощью выражения:

$$\frac{1}{m} = \frac{1}{n} I^{0{,}33} \qquad (41)$$

На графике (рис. 2) видно, что связь между $1/m$ и I практически отсутствует. Это подтверждает обоснованность выражений (28) и (31) и структуры формул (39) и (40). Отсутствие связи этих гидравлических характеристик также указывает на возможность использования для уклонов $I \geq 0{,}004$ постоянного (наиболее вероятного) значения $1/m$ в формуле (40) или осуществления классификации этого параметра с разделением диапазона его изменений на 2-3 категории. Проведенные исследования [6, 7] позволили установить, что наиболее вероятное значение параметра $1/m$ для водных потоков, по-видимому, находится в середине диапазона 4,5… 5,0 и может быть принято равным – 4,75. При значении параметра $1/m = 4,5$ формула (40) была рекомендована автором для расчета средней скорости наносоводных потоков [24, 25].

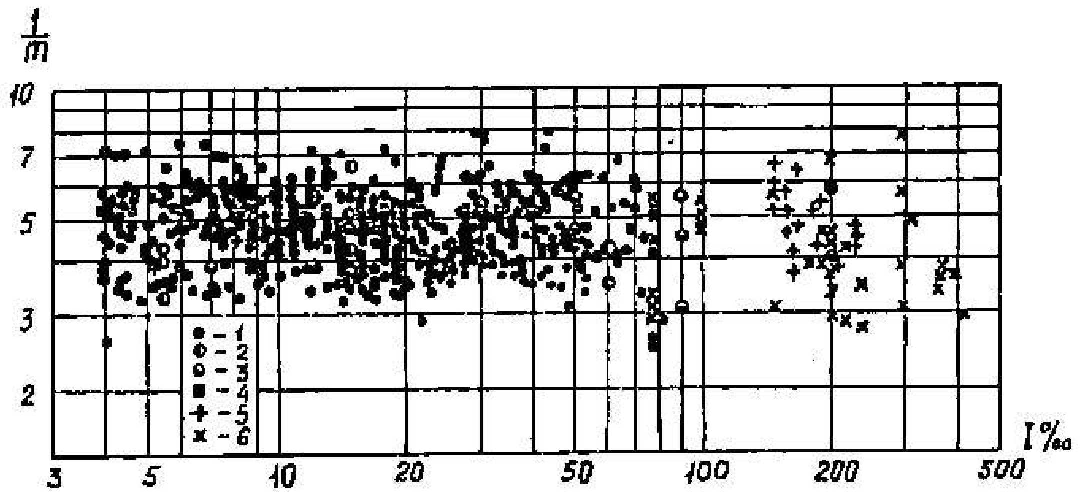

Рис. 2. Связь параметра шероховатости турбулентных горных потоков $1/n$ и уклона I, $^0/_{00}$:

1- по данным гидрометрических измерений; 2 - по материалам М.М. Носова; 3 - по материалам М.Ф. Срибного; 4 - по материалам Р.А. Шестаковой; 5 - по данным И.П. Смирнова; 6 - сели рек Дуруджи, Чемолган, микросели

Имеющиеся материалы позволили сделать вывод о возможности использования в гидрологических расчетах формулы М. Ф. Срибного (16). Эта формула с постоянным показателем шероховатости $B = 6,5$ рекомендована для рек с уклонами $I > 0,0005$. График на рис. 1 показывает, что зависимость $\frac{1}{n} = f(I)$ для уклонов $I > 0,0005$ имеет различный характер и, следовательно, не может быть точно описана с помощью выражения вида

$$\frac{1}{n} = BI^{-0,25} \qquad (42)$$

положенного в основу вывода этой формулы. Нами была проведена оценка применимости формулы (42) только для горных рек с $I \geq 0,004$. Для этой цели были использованы те же материалы, что и для проверки формулы (31). Переход от обобщенных значений $1/n$ к значениям B осуществлялся с помощью выражения

$$B = \frac{1}{n} I^{0.25}. \qquad (43)$$

На рис. 3 представлена связь показателя шероховатости B в формуле (42) и среднего уклона водотоков. Данные рис. 3 показывают, что имеется обратная зависимость $B=f(I)$. Наличие такой зависимости отражают и табличные материалы обобщенных значений 1/n для различных диапазонов, приведенные М. Ф. Срибным в одной из последних работ и использованные при построении зависимости на рис.2 с помощью выражения (42). Поэтому ошибки с разными знаками при использовании формулы М. Ф. Срибного для расчетов средней скорости горных потоков не будут равновероятными при различных уклонах [9]. Следовательно, формула М. Ф. Срибного недостаточно точно отражает зависимость $\frac{1}{n} = f(I)$ для рек с уклонами $I \geq 0{,}004$. Необходимо отметить, что многие авторы устанавливали обратную статистическую зависимость скоростного коэффициента от уклона без разделения рек на полугорные $0{,}001 \leq I \leq 0{,}004$ и горные $I \geq 0{,}004$. Это приводило к завышению показателю степени при уклоне для полугорных рек и его занижению для горных потоков.

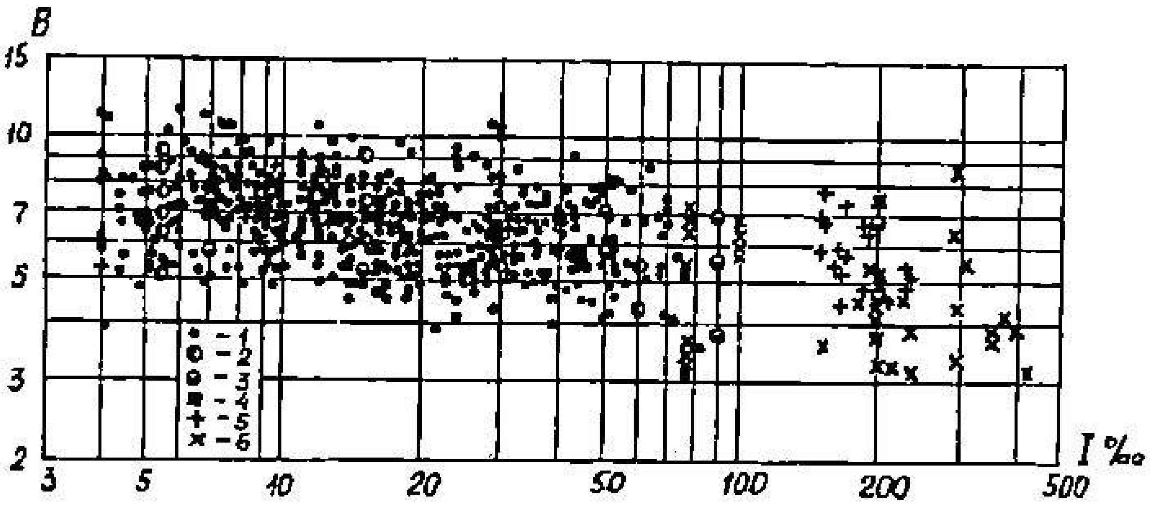

Рис. 3. Связь параметра шероховатости турбулентных горных потоков B и уклона I, ⁰/₀₀:

1 - по данным гидрометрических измерений; 2 - по материалам М.М. Носова; 3 - по материалам М.Ф. Срибного; 4 - по материалам Р.А. Шестаковой; 5 - по данным И.П. Смирнова; 6 - сели рек Дуруджи, Чемолган, микросели

Рассмотрим возможность использования формулы (40) для расчета селевых потоков высокой плотности. Обозначим:

$$C_n = \frac{1}{m} H^{0,17}. \tag{44}$$

Тогда
$$V_C = C_n H^{0,5} I^{0,17}, \tag{45}$$

где C_n - коэффициент скорости для неравномерного потока.

Как показали исследования автора [10] и И.И. Херхеулидзе [36] для турбулентных селевых потоков средняя скорость пропорциональна корню квадратному из средней глубины. На рис. 4 показана зависимость средней скорости турбулентных селевых потоков от их средней глубины.

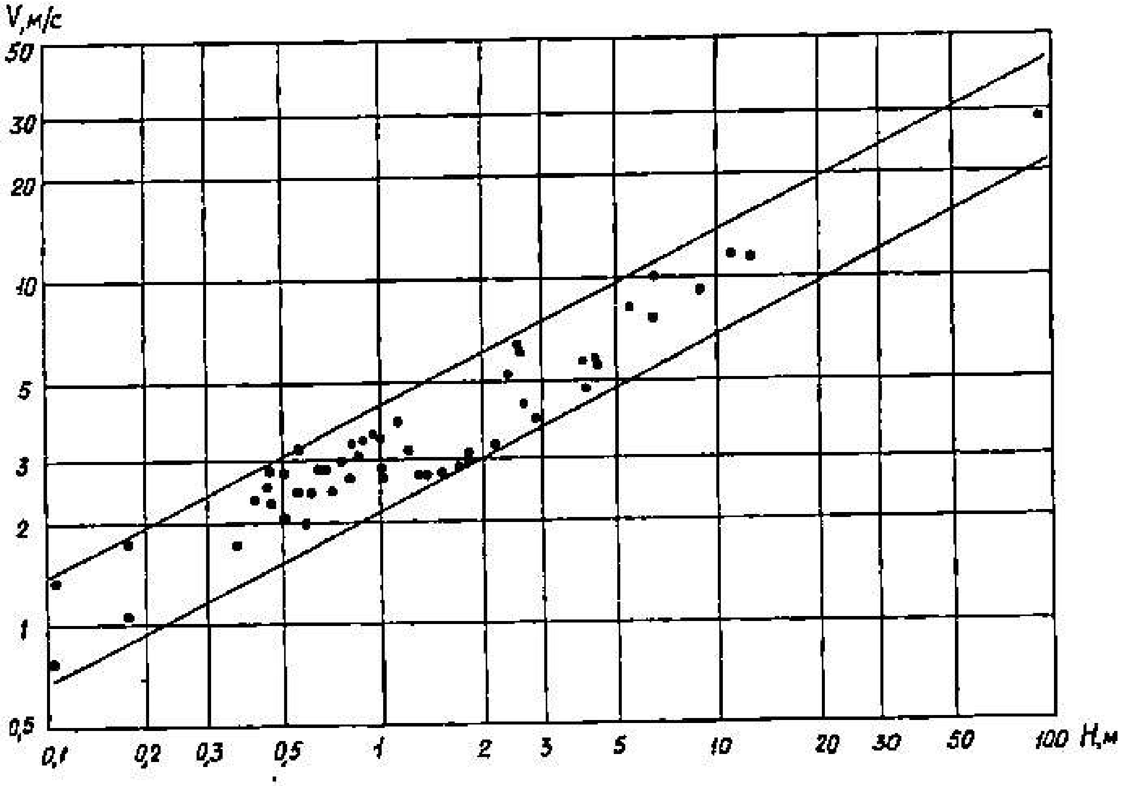

Рис. 4. Зависимость средней скорости турбулентных селевых потоков от их средней глубины

По сравнению с ранее выполненным исследованиям автора [10] она дополнена данными натурных селевых экспериментов в русле реки Чемоган [15, 37] и сведениями о селевом потоке в бассейне реки Санта (Перу) [23]. Она также показывает, что средняя скорость турбулентных потоков пропорциональна корню квадратному из средней глубины. В этом случае показатель степени при H в выражениях (9) и (44) может быть принят равным нулю. Это указывает на то, что для селевых потоков коэффициенты скорости C и C_n не зависит от средней скорости потока и следовательно:

$$C_n = 1/m. \tag{46}$$

Это, по-видимому, связано с тем, что при движении водного потока увеличение скоростного коэффициента с увеличением его глубины обусловлено уменьшением относительной шероховатости Δ/H с увеличением H, где Δ - высота выступов шероховатости русла. Эти выступы могут представлять собой неровности слоя неподвижных или движущихся донных наносов. Для селевых потоков такая зависимость отсутствует, по-видимому, в связи с достаточно равномерным перемешиванием и распределением твердого материала в селевой массе [5, 33].

В соответствии с (46) формула для определения средней скорости движения турбулентных селевых потоков (45) записывается в следующем виде:

$$V = \frac{1}{m} H^{0,5} I^{0,17}, \tag{47}$$

где математическое ожидание $1/m = 4{,}25$.

Выражение для определения коэффициента скорости C_n по аналогии с (3) можно записать в следующем виде:

$$C_n = Cr\sqrt{g}, \tag{48}$$

где Cr - коэффициент сопротивления для неравномерного потока.

Тогда подставив (48) в (45), получим:

$$V = Cr \cdot g^{0,5} \cdot H^{0,5} \cdot I^{0,17}. \tag{49}$$

Формулу (49), отражающую закон гидравлического сопротивления для неравномерного горного потока, можно также записать в следующем виде:

$$I = \frac{V^6}{C_n^6 H^3}. \tag{50}$$

Следовательно, потеря напора на определение гидравлических сопротивлений в условиях автомодельной области турбулентного режима на горных реках ($I \geq 0{,}004$) пропорциональна средней скорости течения в шестой степени. Как видно на рис.1, в диапазоне уклонов $0{,}001 < I < 0{,}004$ наблюдается постепенный переход от зоны квадратичного сопротивления, к зоне сопротивлений, пропорциональных средней скорости потока в шестой степени. Эти результаты подтверждают вывод О.М. Айвазяна о существовании послеквадратичной зоны сопротивления. По его мнению, существование этой зоны при нарастающих значениях числа Рейнольдса можно объяснить только влиянием на сопротивление числа Фруда [1]. В последнее десятилетие рядом исследователей действительно получено подтверждение впервые наблюденной Базеном зависимости сопротивления от числа Фруда. Так, в работе [1] установлено, что при постоянном уклоне коэффициент сопротивления λ обратно пропорционален корню квадратному из числа Фруда. Эта зависимость при постоянном уклоне отражает изменение сопротивления при изменении числа Фруда за счет наполнения русла, т.е. за счет колебаний глубины потока. Следует полагать, что при постоянном наполнении русла наблюдается зависимость сопротивления от числа Фруда и за счет изменения уклона водотоков. Характер этой зависимости изменятся при переходе от равнинных рек к горным рекам. Если для равнинных рек эта зависимость линейна, то для горных рек она существенно не линейна. Можно с помощью элементарных преобразований показать, что формула (40) отражает зависимость сопротивления от числа Фруда [9]. Для этого, представим уравнение (49) в следующем виде:

$$I = \frac{V^6}{Cr^6 g^3 H^3}. \qquad (51)$$

Далее учитывая выражение для числа Фруда (7) получим:

$$I = \frac{Fr^3}{Cr^6}, \qquad (52)$$

или

$$Fr = Cr^2 I^{0,33}. \qquad (53)$$

Следует отметить, что выражение практически с таким же показателем степени при уклоне получено А.К.Рябовым [26] при установлении зависимости предельных значений числа Фруда от уклона.

На рис. 5 приведена зависимость числа Фруда от уклона в диапазоне его изменений от 0,0001 до 0,1. Для построения этой зависимости были использованы характеристики рек бывшего Союза, включая данные, опубликованные в работах [12, 19, 20, 29, 31, 34], а также сведения, приведенные в статье С. Герасимова (Георгиева) для водотоков Болгарии [6].

На рис. 5 отчетливо прослеживаются две автомодельные области гидравлических сопротивлений соответствующие уравнениям (8) и (54). Одна из них ($0,0001 < I < 0,001$) характеризует пропорциональность гидравлических сопротивлений числу Фруда или квадрату скорости, вторая область ($I > 0,004$) отражает пропорциональность их значений кубу числа Фруда или скорости потока в шестой степени. Между этими автомодельными областями гидравлических сопротивлений существует переходная область ($0{,}001 \leq I \leq 0{,}004$), где по мере увеличения уклона они изменяются от значений пропорциональных числу Фруда до значений пропорциональных числу Фруда в третьей степени.

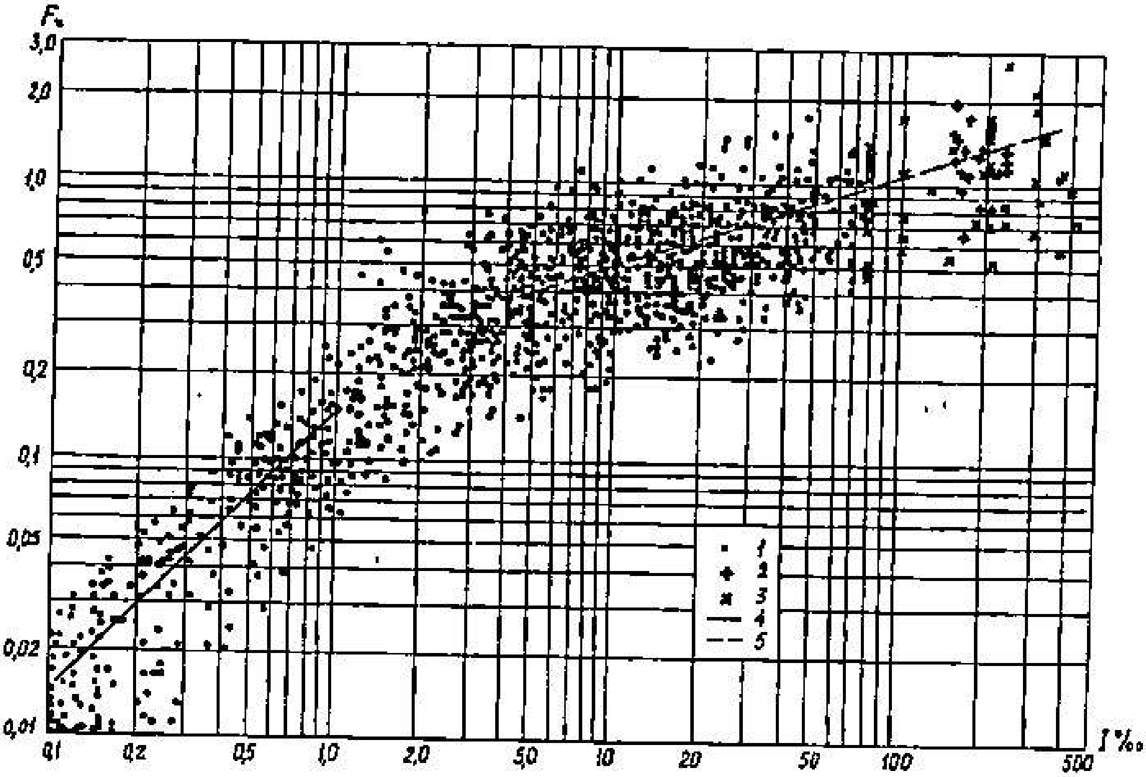

Рис. 5. Зависимость числа Fr турбулентных потоков от уклона I, ‰: 1 - по данным гидрометрических измерений; 2 - по материалам И.П. Смирнова; 3 - селевые потоки рек Дуруджи, Кокчека и Чемолган; 4 - Квадратичная область; 5 - послеквадратичная область

Располагая зависимостями для расчета общих (линейных и местных) потерь напора (послеквадратичная область) и линейных потерь напора (квадратичная область) можно путем анализа их соотношения определить зависимость местных потерь напора от числа Фруда [9].

Обозначим линейные потери напора через I_f, а общие потери напора через I_w. Тогда:

$$I_w = \Delta I_j I_f, \tag{54}$$

где ΔI_j - местные потери напора. Определив ΔI_j из выражения (54), можно путем подстановки значений I_t и I_l, из выражений (52) и (7), и выполнения необходимых упрощений, получить:

$$\Delta I_j = kFr^2, \tag{55}$$

где $k = Ch^2/Cr^6$ - обобщенный коэффициент пропорциональности.

Таким образом, дополнительное сопротивление, возникающее при движении воды в руслах горных рек ($I \geq 0{,}004$) пропорционально квадрату числа Фруда.

Как справедливо отмечает А.В. Караушев [14], характерной особенностью горных рек и временных водотоков, уклон которых превышает критическое значение, являются гидравлические прыжки, образующиеся перед препятствиями и в местах резкого уменьшения уклона. Это явление сопровождается потерей энергии потока. Поэтому следует полагать, что дополнительное сопротивление в горных потоках обусловлено местными потерями напора, связанными с их шероховатостью, гидравлическими прыжками и водопадами, резкими изменениями направления русла, а также его формы и размеров.

Проведенные исследования гидравлических сопротивлений естественных водных потоков позволяют сделать основные выводы:

1. Параметр шероховатости $1/m$ полугорных и горных рек ($I \geq 0{,}001$) уменьшается с увеличением уклона:

$$\frac{1}{n} = \frac{1}{m(I + 0{,}001)^{0{,}33}}$$

2. Для горных рек ($I \geq 0{,}004$) зависимость $\dfrac{1}{n} = f(I)$ имеет следующий вид: $\dfrac{1}{n} = \dfrac{1}{mI^{0{,}33}}$ или $n = mI^{0{,}33}$.

Для полугорных рек ($0{,}001 \leq I \geq 0{,}004$) показатель степени при уклоне в условиях его увеличения изменяется от нуля при $I \leq 0{,}001$ до 0,33 при $I \geq 0{,}004$.

3. Для расчета средней скорости полугорных и горных рек ($I > 0{,}001$) может быть использована полученная автором формула следующего вида:

$$V = \frac{1}{m} H^{0{,}67} (I + 0{,}001)^{0{,}17}.$$

Для горных рек ($I \geq 0{,}004$) она может быть представлена в следующем виде:

$$V = \frac{1}{m} H^{0{,}67} I^{0{,}17}.$$

В этих формулах математическое ожидание $1/m = 4{,}75$.

Исследования автора показали, что для расчета средней скорости турбулентных селевых потоков, в том числе высокой плотности, может быть рекомендована следующая формула:

$$V = \frac{1}{m} H^{0,5} I^{0,17}$$

В этой формуле математическое ожидание $1/m$ = 4,25. Предложенные уравнения движения учитывают сопротивление, затрачиваемое на преодоление не только линейных, но и местных потерь напора.

4. Квадратичному закону сопротивления соответствует только условия движения воды в руслах рек с уклонами $I \leq 0,001$. Потери напора на сопротивление движению воды рек с уклонами $I \geq 0,004$ пропорциональны средней скорости в шестой степени или кубу числа Фруда. В диапазоне уклонов $0,001 \leq I \leq 0,004$ по мере их увеличения наблюдается постепенный переход от зоны гидравлических сопротивлений, пропорциональных квадрату средней скорости или числу Фруда к зоне сопротивлений пропорциональных средней скорости в шестой степени или кубу числа Фруда. Это указывает на существование в реках с уклонами $I > 0,004$ автомодельной области гидравлических сопротивлений, пропорциональных кубу числа Фруда. Установленная закономерность отражает существующее в природе равновесие между гидравлическим сопротивлением и скоростью горных потоков при их движении.

5. Дополнительное сопротивление при движении воды в руслах горных рек ($I \geq 0,004$) пропорционально средней скорости в четвертой степени или квадрату числа Фруда. Следует полагать, что оно обусловлено местными потерями напора, возникающими при неравномерном движении горных потоков.

6. Проведенные исследования позволили впервые установить количественные закономерности формирования местных потерь напора при движении полугорных и горных потоков. Они показали, что местными потерями напора можно пренебрегать только при движении воды в равнинных реках, а также в каналах и быстротоках, где условия для аэрации потока и формирования местных потерь напора устранены. Установленные закономерности можно использовать для расчета скоростей полугорных и горных потоков по гидравлическим элементам их русел и следам прошедших паводков, а также определения других гидравлических характеристик.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Айвазян О.М. К расчету коэффициента Дарси открытых потоков// Труды МГМИ. – 1977.- Т. 52. - Вып. Гидравлика, исследование водной энергии. - С. 57-64.
2. Богомолов А.И., Михайлов К.А. Гидравлика. - М.: Изд. литературы по строительству, 1965. - 632 с.
3. Великанов М.А. Гидрология суши. - Л: Гидрометеоиздат. – 1964. 403 с.
4. Великанов М.А. Гравитационная теория влекомых и взвешенных наносов// Тр. Третьего всесоюзного гидрологического съезда. - 1960. - Т. V. - С. 104-117.
5. Виноградов Ю.Б. О соотношении транспортных и гравитационных сил при движении селевых потоков// Селевые потоки. - 1977.- № 2. - С. 48-50.
6. Герасимов С. Проводимост на речните легла при хидрометричните станции в басейна на река Марица// Известия на института по хидрология и метеорология Българска академия на науките. - 1966. - Т. VIII. - С. 79-96.
7. Герасимов С. Формула за средната скорост на дотичане на водата по планински и предпланински реки// Хидрология и метеорология - 1967.- Год XVI.- Кн. 4. - С. 35-44.
8. Голубцов В.В. О расчете средней скорости полугорных и горных рек// Информационное письмо УГМС КазССР.- 1967.-№ 7. Июль. - С. 1-5.
9. Голубцов В.В. О гидравлическом сопротивлении и формуле для расчета средней скорости течения горных рек// Труды КазНИГМИ. - 1969. - Вып. 33. - С. 30-41.
10. Голубцов В.В. О расчете средней скорости турбулентных селевых потоков// Сб. работ Алма-Атинской ГМО. - 1969. - Вып. 4. - С. 163-167.
11. Евреинов В.Н. Гидравлика. - Л.-М.: Речиздат, 1947. - 740 с.
12. Желязняков Г.В. Гидравлическое обоснование методов речной гидрометрии. - М.-Л.: Изд. АН СССР. – 1950.- 164 с.
13. Желязников Г.В. Пропускная способность русел каналов и рек. - Л.: Гидрометеоиздат. - 1981. – 311 с.
14. Караушев А.В. Речная гидравлика. - Л.: Гидрометеоиздат, 1969. - 416 с.
15. Киренская Т.Л., Степанова Т.С., Балабаев Ф.Г. Чемолган-78// Селевые потоки. – 1980.- № 5. - С. 64-71.

16. Крошкин А.Н., Калиниченко Г.В. К вопросу транспортно-влекомых наносов на горных реках// Сб. Вопросы водного хозяйства (гидротехника). -Фрунзе. - Кыргыстан. - 1968. - С. 69-72.
17. Крошкин А.Н. О фракционном составе русловых отложений и влекомых наносов на горных реках// Сб. Вопросы водного хозяйства (гидротехника). -Фрунзе. - Кыргыстан. – 1968. - С. 73-88.
18. Маккавеев В.М. Распределение продолных и поперечных скоростей в открытых потоках // Тр. ГГИ – 1947.- Вып. 2 (56). - С 3-37.
19. Мостков М.А. Прикладная гидромеханика. - М.Л.: Госэнергоиздат. - 1963. - 463 с.
20. Никитина Л.С. О величинах коэффициента Кориолиса и Буссинеска в открытых безнапорных потоках// Вестник МГУ. География- 1972. - № 5. - С.91-94.
21. Ничипорович А.А. Быстротоки// Гидротехнические сооружения / Под ред. Н.И.Анисимова. - М.: Гостраксиздат, 1934. - Т. 1. - С. 76-103.
22. Носов Н.М. Переходы через горные реки и селевые русла. - М.: Гостранстехиздат.- 1938.- 147 с.
23. Пеньяэррера дель Агила К. Лавинный поток в Ранраирка (Перу) 10.01.1962 г. Доклад на международном семинаре ООН по противопаводковым мероприятиям Тбилиси.: ГрузНИГиМ. - 1969. - 7 с.
24. Пр. РК 52. 604-98). Руководство по организации и проведению работ по изучению селей на территории Республики Казахстан - (разработчик Б. С. Степанов). – Алматы. – Казахское Государственное казенное предприятие. – 1998. – 143 с.
25. Руководство по изучению селевых потоков. -Л.: Гидрометеоиздат, 1976. - 144 с.
26. Рябов А.К. Предельные значения чисел Фруда для горных и предгорных рек// Метеорология и гидрология. - 1972. - № 5. - С.104-107.
27. Рябов А.К. Показательные формулы для русел с высокой шероховатостью// Метеорология и гидрология.- 1974.-№ 5. - С. 102-104.
28. Смирнов И.П. Экспериментальные исследования основных элементов селевых паводков в натурных условиях // Тр. КазНИГМИ. - 1957. - Вып. 9. - С. 17-31.
29. Сосоров М.П. О формулах для коэффициента Шези// Гидротехническое строительство. - 1960. - № 2. - С. 53-54.

30. Справочник по гидравлическим расчетам/ Под ред. П.Г. Киселева. - М.-Л.: 1972. - 312 с.
31. Срибный М.Ф. Формула средней скорости течения рек и их гидравлическая классификация по сопротивлению движению// Сб. Исследование и комплексное использование водных ресурсов. - 1960. - Изд. АН СССР. - С. 204-220.
32. Срибный М.Ф. Формула средних скоростей и сопротивление речных русел. - 1937.
33. Степанов Б.С., Степанова Т.С. Механика селей. - М. Гидрометеоиздат. -1991. - 379 с.
34. Талмаза В.Ф. О коэффициентах групповой шероховатости Шези для горных рек Киргизии// Изв. АН Киргизской ССР, сер. естественных и технических наук. - 1962. - Том IV. – Вып. 5. - С. 51-62.
35. Толмаза В.Ф. Об определении коэффициента шероховатости рек горно-предгорной зоны// Сб. Вопросы водного хозяйства. Киргизского НИИ водного хозяйства. - 1968. - Вып. 2 (гидротехника). - С.63-68.
36. Херхеулидзе И.И. Скорости течения и русловые характеристики селевых потоков// Труды ЗакНИГМИ. – 1972. - ВЫП. 40(46). - С. 134-180.
37. Хонин Р.В., Керемкулов В.А., Мочалов В.П. Третий эксперимент по искусственному воспроизведению грязекаменного потока// Селевые потоки. - 1977.- № 2. - С. 57-63.
38. Чернов Ю.В. Некоторые закономерности равномерного движения жидкости в русловых потоках, влекущих наносы // Труды Института нефти АН КазССР. - 1956.- Том 1.- С. 100-113.
39. Чернов Ю.В., Топчевский Б.А. Об эмпирических формулах средней скорости движения жидкости в русловых потоках // Труды Института нефти АН КазССР.- 1956.- Том 1. - С. 76-87.
40. Чертоусов М.Д. Гидравлика (Специальный курс). - М.-Л.: Госэнергоиздат, 1962. - Изд. 4-е. - 630 с.
41. Шестакова Р.А. Определение расходов воды при высоких уровнях по уклону водной поверхности и коэффициенту *С* Шези // Труды ГГИ. - 1963.- Вып. 106. - С. 71-122.
42. Шестакова Р.А. Упрощенные способы определения расходов воды на горных реках. Труды ГГИ.- 1962.- Вып. 98.- С. 147-164.

Казахский научно-исследовательский институт
мониторинга окружающей среды и климата

ГИДРАВЛИКАЛЫҚ КЕДЕРГІЛЕР ЖӘНЕ ЖАРТЫЛАЙ ТАУЛЫ ЖӘНЕ ТАУЛЫ АҒЫНДАР АҒЫСЫНЫҢ ОРТАША ЖЫЛДАМДЫҒЫН ЕСЕПТЕУ

Геогр. ғылымдарының канд. В.В. Голубцов

Гидрометриялық материалдарды талдау жолымен таулы ағындар қозғалысына жасалатын гидравликалық кедергілер қарастырылады. Кедергінің квадратикалық заңына тек қана ылдиы $I \leq 0{,}001$ тең ағындар қозғалысының физикалық жағдайлары сәйкес келетіндігі көрсетілген. Ылдиы $I \geq 0{,}004$ тең ағындар кедергісіне кеткен тегеурін шығындары Фруд санының кубына немесе орташа жылдамдықтың алтыншы дәрежесіне пропорционалды. Ылдидың $0{,}001 \leq I \leq 0{,}004$ диапазонында квадратикалық кедергі аймағынан бірте-бірте орташа жылдамдықтың алтыншы дәрежесіне пропорционалды аймағына қарай ауытқу байқалады. Жартылай таулы және таулы ағындар қозғалысы кезіндегі қосымша кедергі тегерурінің жергілікті шығындарына байланысты.