

7. ВЕТРО-ВОЛНОВОЕ ВЗМУЧИВАНИЕ И ВДОЛЬБЕРЕГОВОЙ ТРАНСПОРТ НАНОСОВ В ВОДОХРАНИЛИЩАХ И ОЗЕРАХ

7.1. Ветро-волновое взмучивание в водоемах

Взмучивание и перенос наносов в водохранилищах в значительной мере обусловлены волнением и ветровыми течениями. Особенно интенсивно волновое взмучивание проявляется на отмелях, расположенных как в открытой части водоема, так и у его берегов. Ветровые течения, как ясно из их наименования, возбуждаются в водоемах ветром. Под влиянием ветра образуется первоначально только так называемое дрейфовое течение, которое переносит водные массы из одной части водоема в другую. Это приводит к формированию уклона водной поверхности, что обуславливает появление составляющей силы тяжести, действующей в направлении уклона свободной поверхности. Эта составляющая воздействует на водные массы по всей глубине и приводит к формированию в глубинных слоях водоема градиентного течения, направленного в сторону уклона и против ветра, а также к некоторому ослаблению дрейфового течения. Если на одной вертикали в водоеме одновременно наблюдается дрейфовое и градиентное течения, то говорят о смешанных течениях. Если при смешанных течениях абсолютные расходы дрейфового и градиентного течений равны, то имеет место стационарное ветровое течение.

Касательное напряжение τ_0 , возникающее на водной поверхности под влиянием ветра, выражается следующей приближенной зависимостью:

$$\tau_0 = -\rho g T_0, \quad (7.1)$$

где T_0 — линейный параметр, определяемый по формуле

$$T_0 = k_0 W_2^2 \cos \alpha. \quad (7.2)$$

Коэффициент k_0 зависит от отношения плотности воздуха $\rho_{\text{возд}}$ к плотности воды ρ , от ускорения свободного падения g и от высоты ветровой волны h ; скорость ветра W_2 предполагается измеренной на высоте 2 м над невозмущенной водной поверхностью; α — угол между вектором скорости ветра и обратным

направлением координатной оси x . Коэффициент k_0 определяется по эмпирической формуле

$$k_0 = 1,32 \cdot 10^{-8} (3 + 10h), \quad (7.3)$$

где h — высота волны, выраженная в метрах, а коэффициент 10 имеет размерность m^{-1} .

При расчетах продольных ветровых течений в озерах и водохранилищах ось x располагают вдоль продольной оси водохранилища и направляют в сторону сточных (стоковых) течений. Для вычисления эпюры распределения скорости при различных видах ветрового течения используются отличающиеся по своему виду зависимости, поэтому в процессе расчета выясняется и вид формирующегося течения. Для этой цели применяется безразмерный критерий Θ , определяемый равенством

$$\Theta = \frac{T_0}{HI}, \quad (7.4)$$

где H — глубина водоема; I — уклон водной поверхности по оси x . Уклон I связан с возникающей в водоеме ветровой (сгонно-нагонной) денивеляцией, поэтому детальные расчеты ветровых течений сопровождаются расчетами сгонно-нагонных денивеляций.

Методика расчета ветровых течений и денивеляций в замкнутых водоемах детально изложена в ряде монографий [56, 58, 59] и здесь не рассматривается. Ниже будут упомянуты лишь простейшие формулы, применяемые для приближенных вычислений.

Среднее по вертикали абсолютное значение скорости для случая стационарного течения может быть определено по приближенной формуле

$$v^* \approx k W_2 \sqrt{3 + 10h}, \quad (7.5)$$

где W_2 — скорость ветра на высоте 2 м над водной поверхностью, м/с; h — высота ветровой волны, метры; k — обобщенный коэффициент, зависящий от коэффициента Шези C и определяемый по табл. 29. Приближенные значения скорости течения у поверхности v_0 и у дна v_H могут вычисляться по той же зависимости, но с иными значениями коэффициента k ; эти величины также приведены в табл. 29.

Таблица 29

Значения коэффициента k в формуле (7.5) для определения скорости течения

C	20	40	60	80	100
Для вычисления $v_{\text{ср}}$. . .	0,0018	0,0034	0,0050	0,0060	0,0068
Для вычисления v_0 . . .	0,021	0,039	0,056	0,065	0,073
Для вычисления v_H . . .	0,00077	0,0015	0,0022	0,0028	0,0032

Коэффициент Шези C для водоемов вычисляется по формуле

$$C = 33 \left(\frac{H}{d_9} \right)^{1/6}, \quad (7.6)$$

где H — глубина в рассматриваемой части водоема, метры; d_9 — среднее значение эффективного диаметра частиц донных отложений для той же части водоема, миллиметры.

За эффективный диаметр частиц донных отложений принимается линейный размер частицы, отвечающий 90%-ной обеспеченности на кривой гранулометрического состава донных отложений (более крупных частиц, чем d_9 , в отложениях имеется 10%).

Важной характеристикой течения в водоеме является коэффициент турбулентного обмена. Данных о распределении по вертикали этой величины в водоемах в настоящее время практически не имеется. Поэтому приходится ограничиваться использованием лишь среднего по вертикали значения коэффициента турбулентного обмена $A_{\text{ср}}$.

Для получения $A_{\text{ср}}$ в условиях ветровых течений можно применять следующую формулу:

$$A_{\text{ср}} = \frac{\rho g q^*}{M C}, \quad (7.7)$$

где g — ускорение свободного падения; ρ — плотность воды; M — параметр, зависящий от коэффициента Шези; q^* — абсолютное значение элементарного расхода дрейфового или градиентного течения, а при смешанных течениях — сумма абсолютных значений расходов поверхностного дрейфового течения q_1 и донного градиентного течения q_2 , т. е. соответственно

$$q^* = |q| \quad \text{или} \quad q^* = |q_1| + |q_2|. \quad (7.8)$$

Выше было использовано среднее абсолютное значение скорости течения на вертикали v^* , которое находится в следующем соотношении с q^* :

$$q^* = H v^*. \quad (7.9)$$

Более совершенная формула для вычисления коэффициента турбулентного обмена учитывает влияние на турбулизацию водных масс не только течения, но и волнения. Она имеет вид

$$A = \frac{\rho (ch + \pi v^* H) d_9^{1/3}}{b H^{1/3}}, \quad (7.10)$$

где c и h — соответственно скорость распространения и высота волны; b — эмпирический коэффициент, равный приблизительно 700; число $\pi = 3,14$; остальные обозначения прежние.

Под влиянием ветра на поверхности воды образуются поверхностные ветровые волны. Волны, возбужденные ветром в какой-либо части водоема, распространяются на прилегающие акватории.

Совокупность ветровых волн на том или ином участке водоема образует систему волн. Гребни волн, составляющие систему, располагаются параллельно друг другу или под небольшим углом и обычно перемещаются в направлении действующего ветра. Линии, нормальные волновым гребням, называются лунками волн. Отдельные волны системы могут быть охарактеризованы высотой волны h (или амплитудой $a = h/2$), длиной L и параметром крутизны волны $m = L/h$.

При волновом движении водных масс происходят не только колебания водной поверхности, но и колебания частиц жидкости в толще водной среды. Принято считать, что частицы жидкости при волновых колебательных движениях перемещаются по практически замкнутым траекториям (орбитам), имеющим форму окружности (в глубоководной зоне) или эллипса (на мелководье или вблизи дна). Движение частиц по таким траекториям называется орбитальным, а скорости движения — орбитальными скоростями.

Ветровые волны переносят в направлении своего движения волновую энергию, которой обладает водная среда, совершающая колебательные движения.

В определенных условиях на значительных участках водоемов может наблюдаться искривление волновых гребней и соответственно лучей волн. Такие искривления связаны с явлениями рефракции и дифракции и приводят к конвергенции или дивергенции волновой энергии. Рефракция волн вызывается большей частью изменением глубин на пути продвигающегося гребня волны, а дифракция — поворотами линии уреза или ограждающей дамбы. Дифракция наблюдается как на мелководье одновременно с рефракцией, так и на глубокой воде, где рефракции, как правило, не бывает.

При разных размерах и конфигурации водоемов и разных направлениях ветра волны характеризуются различными длинами разгонов. Длина разгона совпадает с направлением ветра и определяется как расстояния от подветренного берега в направлении луча волн.

В основу решения задачи о ветровых волнах в мелководных водоемах положено общее энергетическое уравнение, полученное В. М. Маккавеевым [98]. Оно позволяет решить многие задачи о развитии, затухании ветровых волн, их трансформации на мелководье и т. д. На основе уравнения Маккавеева А. П. Браславский [13] и А. В. Караушев [66] разработали сравнительно простые расчетные методы, которые могут использоваться при изучении и расчете переноса наносов в водохранилищах и озерах.

Рассмотрим теперь вопрос о взмыве и переносе наносов в условиях ветро-волнового воздействия. В русловых потоках взвешивание и транспортирование наносов определяется гранулометрическим составом наносов, средней скоростью течения,

скоростью у дна и интенсивностью турбулентного перемешивания, выражающейся через коэффициент турбулентного обмена. При ветровых течениях в водоемах одновременно с течением развивается ветровое волнение; на мелководных участках, где $H \leq 0,5L$ (через L обозначена длина волны), появляется новый существенный фактор взмыва наносов — орбитальное движение воды у дна. При одновременном наличии течений и волнения турбулентность, возникающая в придонном слое, определяется как скоростью течений, так и орбитальной скоростью у дна. Орбитальное движение создает периодические знакопеременные перемещения водных масс у дна. В короткие промежутки времени (меньше половины периода волны), когда у дна имеет место однонаправленное перемещение воды, формируются вихри. Последние не могут получить значительного развития ввиду кратковременности действия возбуждающего их фактора. Естественно, что такие вихри лишь в слабой мере способны проникать в вышерасположенные слои жидкости. Поэтому в порядке первого приближения можно принимать, что турбулентность основной толщи водных масс водоема обусловлена течением, численно выражающимся величиной q^* , тогда как турбулентность придонного слоя развивается в результате совместного действия волнения и течения. В равной мере можно считать, что взмыв наносов у дна определяется турбулентностью, обусловленной волнением и течением, а их взвешивание в основной толще воды — турбулентностью, зависящей от течения. Заметим, что уточненные решения должны учитывать оба указанных фактора турбулизации для обеих зон потока. Среднее по вертикали значение коэффициента турбулентного обмена для указанных условий будем принимать по приведенной выше формуле, в которой $A_{\text{ср}}$ дано в виде функции от q^* .

На основании принятых предположений для случая установившегося взвешивания получаем то же самое выражение распределения мутности по вертикали y , которое выведено для русловых потоков. Для частной мутности s_i , отвечающей i -той фракции, оно записывается так:

$$s_i = S_{Hi} e^{-\frac{\rho u_i}{A_{\text{ср}}}(H-y)}, \quad (7.11)$$

где u_i — гидравлическая крупность наносов рассматриваемой фракции. Общая мутность равна сумме мутности частных фракций. Для общей мутности S при однородных наносах, характеризующихся средней гидравлической крупностью U , имеем

$$S = S_H e^{-\frac{\rho U}{A_{\text{ср}}}(H-y)}; \quad (7.12)$$

здесь S_H и S_{Hi} — соответственно общая и частная донная мутность.

При учете выражения коэффициента турбулентного обмена показатель степени уравнения (7.11) преобразуется так:

$$\frac{\rho U}{A_{\text{ср}}} (H-y) = NG^* (1-\tilde{y}), \quad (7.13)$$

где, как и ранее, $\frac{y}{H} = \tilde{y}$. Кроме того, принято

$$N = \frac{MC}{g} \quad \text{и} \quad G^* = \frac{U}{v^*}, \quad (7.14)$$

причем

$$v^* = \frac{q^*}{H}. \quad (7.15)$$

Теперь уравнение (7.12) принимает вид

$$S = S_H e^{-NG^*(1-\tilde{y})}. \quad (7.16)$$

Для частной мутности может быть записано аналогичное уравнение.

Мутность взыва $S_{\text{взм}}$ определяется по формуле, построенной подобно формуле мутности взыва речного потока, но с учетом действия волнения. Выражение $S_{\text{взм}}$ записывается следующим образом:

$$S_{\text{взм}} \approx 0,15 \frac{N}{H} (|v_H| + |\overline{v_{\text{хорбH}}}|)^2, \quad (7.17)$$

причем $S_{\text{взм}}$ измеряется в кг/м^3 .

Здесь $|v_H|$ — абсолютное значение скорости течения у дна; $|\overline{v_{\text{хорбH}}}|$ — среднее абсолютное значение продольной составляющей орбитальной скорости у дна, вычисляемое по формуле

$$|\overline{v_{\text{хорбH}}}| = \frac{2h}{T_0 sh \frac{2\pi H}{L}}. \quad (7.18)$$

В этой формуле h , T_0 и L — соответственно высота, период и длина волны. Элементы ветровых волн находятся упоминавшимся выше методами А. П. Браславского или А. В. Караушева, причем вычисленная высота волны приводится к волне 10%-ной обеспеченности. Для этого полученная одним из указанных методов высота волны умножается на коэффициент 0,75.

Для мелководной прибрежной полосы в формулу мутности взыва вводится поправочный множитель β , вычисляемый по зависимости

$$\beta = 1 - 0,7 \frac{h}{H}. \quad (7.19)$$

Эта зависимость получена на основании исследований, выполненных А. Я. Шварцман [173] на Кременчугском водохранилище. Формула применяется в следующих пределах изменения h/H :

$$0,2 < \frac{h}{H} \leq 0,7. \quad (7.20)$$

При условии $h/H > 0,7$ наблюдается разрушение волн; в этом случае β является величиной постоянной и равной примерно 0,5. При $h/H < 0,2$ рассматриваемый участок побережья считается относительно глубоким и для него берется $\beta = 1$.

Переход от $S_{взм}$ к донной мутности S_H осуществляется по формуле, используемой для речных потоков, а именно

$$S_H = \Phi S_{взм}. \quad (7.21)$$

Средняя мутность воды при ветровом течении, отвечающая условию насыщенности потока наносами, т. е. его транспортирующей способности, определяется по формуле

$$S_{ср} = \Phi B^* S_{взм}. \quad (7.22)$$

Функция B^* находится по графикам (рис. 36) при заданных значениях коэффициента C и параметра G^* .

Функция Φ находится по графику, приведенному в главе 3, по аргументу ε^* , определяемому соотношением

$$\varepsilon^* = \frac{U}{\omega_H^*}, \quad (7.23)$$

где ω_H^* — среднее абсолютное значение пульсационной скорости у дна при наличии течений и волнения. Эта величина может быть вычислена и для частной фракции i по соответствующей гидравлической крупности u_i , при этом ее обозначают через ε_i^* . Для величины ω_H^* в порядке первой ориентировки можно принять следующую формулу:

$$\omega_H^* \approx \frac{v_{ср}}{\sqrt{N}} + \frac{|v_{хорбН}|}{\sqrt{N_{волн}}}, \quad (7.24)$$

в которой сделана попытка учета значений орбитальной скорости у дна и скорости транзитного течения как факторов

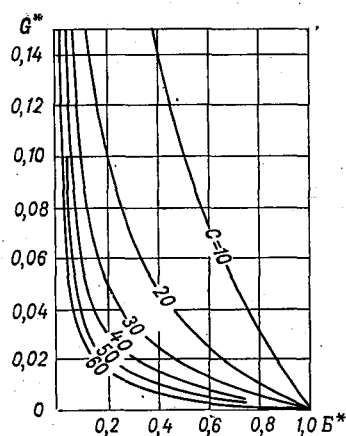


Рис. 36. График функции B^* (C, G^*).

турбулизации водных масс придонного слоя. Здесь $N_{\text{волн}}$ — характеристический параметр, введенный для волнового движения

$$N_{\text{волн}} \approx \frac{2,5}{h} \cdot 10^3, \quad (7.25)$$

где $2,5 \cdot 10^3$ — опытный параметр, имеющий размерность в метрах.

Приведенные выше формулы общей мутности взмыва, общей донной мутности и общей средней мутности водных масс могут быть записаны и для частных значений указанных величин, т. е. $S_{\text{взм}i}$, $S_{\text{дн}i}$, $S_{\text{ср}i}$. Для этого в формулы соответственно вводится процентное содержание рассматриваемой частной фракции в составе донных или взвешенных наносов. Записи этих формул не отличаются от их записей, сделанных для русловых потоков, поэтому они здесь не приводятся.

Элементарный расход наносов, переносимых во взвешенном состоянии в зоне прибрежного мелководья, может быть вычислен по зависимости вида

$$p_S = v_{\text{ср}} H S_{\text{взм}} \Gamma, \quad (7.26)$$

где гидромеханический параметр наносов Γ находится как произведение функций Φ и B^* , величина p_S выражается в $\text{кг}/(\text{м} \cdot \text{с})$.

7.2. Течения и взмучивание на береговой отмели

Прибрежная зона водохранилища — это мелководная полоса, расположенная вдоль его берегов. Границами зоны служат со стороны берега линия уреза, а со стороны открытой части водохранилища — условная линия, где глубина примерно равна половине длины ветровой волны, соответствующей наиболее интенсивному волнению для рассматриваемой области водоема и определяемой по волнам 1—5%-ной обеспеченности в данной системе волнения. Прибрежная зона характеризуется выраженным уклоном дна, направленным в сторону ее внешней границы. Конфигурация и местоположение зоны зависят от уровня воды в водоеме и изменяются при подъеме или понижении уровня.

Донные отложения в прибрежной зоне подвергаются интенсивному воздействию ветровых волн и течений, под влиянием которых происходит взмучивание наносов, их переотложение и частично вынос за пределы зоны. В периоды штормов мутность водных масс здесь может быть очень большой.

Важной особенностью динамики прибрежной зоны водоема является наблюдающееся здесь преобразование ветровых волн и их гашение. На подходе к отмели происходит трансформация волны, обусловленная резким нарастанием диссипации энергии. Последнее связано с уменьшением глубин вдоль разгона, т. е. вдоль луча волны. Весьма ярко проявляется здесь явление ре-

фракции волн. При выходе волн на мелководье, когда высота волны h оказывается равной $0,7H$ (где H — глубина), происходит обрушение волн. В соответствии с этим предельная высота выходящей на мелководье волны практически всегда удовлетворяет неравенству

$$h \leq 0,7H. \quad (7.27)$$

Трансформация волн на мелководье может быть учтена путем расчета их высоты по формуле

$$\frac{h_i}{h_{i-1}} = \sqrt{\frac{H_i}{H_{i-1}}}, \quad (7.28)$$

где h_i и h_{i-1} — высоты волн соответственно на расчетной и предыдущей вертикалях берегового откоса, расположенных на ортогонали (луче) волны; H_i и H_{i-1} — глубины на тех же вертикалях.

Рефракция волн обусловлена изменением фазовой скорости на участках гребней. В связи с уменьшением глубин H замедляется продвижение одной части гребня, другая же продолжает движение с прежней или же только немного уменьшенной скоростью. В результате гребень искривляется. При торможении происходит сближение последовательно движущихся гребней. При искривлении гребней искривляются ортогонали (лучи) волн. Наблюдается расхождение или сближение ортогоналей. Это явление соответственно называется дивергенцией и конвергенцией лучей волн. В современной теории волн запас энергии между двумя лучами считается неизменным в тех случаях, когда поступление энергии ветра и диссипация волновой энергии взаимно уравниваются или же эти величины пренебрежимо малы. Нетрудно показать, что дивергенция и конвергенция лучей волн сопровождаются дивергенцией и конвергенцией волновой энергии.

Основным способом построения рефракции ветровых волн является метод, основанный на принципе Гюйгенса, детально рассмотренном в монографии [58].

Прибрежная зона водоема по условиям трансформации ветровых волн, взмучивания и транспорта наносов условно разделяется на две части: береговую отмель и прибрежное мелководье. Границей между ними является бровка береговой отмели. На береговой отмели наносы перемещаются во взвешенном состоянии, путем сальтации и влечения по дну. На отмелях, сложенных легкоразмываемым материалом, наибольшее количество наносов перемещается во взвешенном состоянии. В области прибрежного мелководья, как и в глубоководной части водоема, перемещение наносов происходит во взвешенном состоянии.

На отдельных участках берега, где подводные и надводные склоны имеют значительную крутизну, а грунты представлены

трудноразмываемыми породами, формирование береговой отмели происходит очень медленно и в первые годы существования водохранилища отмель может отсутствовать.

Прибрежная зона озер и водохранилищ отличается особой сложностью структуры течений. В этой зоне обычно наблюдаются все встречающиеся в водохранилищах виды течений; здесь они в большей или меньшей степени подвергаются воздействию берега и поэтому называются прибрежными течениями.

Прибрежные течения можно разделить на вдольбереговые, нормальные и комплексные. У первых из них направление скорости совпадает с направлением береговой линии; эти течения подразделяются на сточные, дрейфовые, градиентные и смешанные вдольбереговые течения. Нормальные течения характеризуются переносом водных масс в перпендикулярном к береговой линии направлении, причем направление скорости течения совпадает с нормалью к береговой линии. Эти течения всегда являются ветровыми смешанными: расходы поверхностных и донных течений равны по абсолютной величине и прямо противоположны по направлению. Комплексные прибрежные течения имеют вдольбереговую и поперечную составляющие; они всегда являются смешанными [58].

В прибрежной зоне формируются также особые течения, характерные только для указанной зоны — это так называемые волноприбойные течения, подразделяющиеся на вдольбереговые и нормальные. Последние часто существуют в виде разрывных течений.

Вдольбереговые волноприбойные течения, называемые иногда штормовыми течениями, возникают за счет энергии, освобождающейся при разрушении волн, подходящих под углом к берегу. Эти течения играют существенную роль в формировании береговой отмели и береговой линии; обычно они переносят большое количество наносов. Например, как указывают В. Л. Максимчук, В. З. Аверин, Е. И. Степчук [104], вдоль берегов Атлантического океана (на побережье США) вдольбереговое течение переносит в год до 400 тыс. м³ наносов; вдоль берегов Тихого океана (также на побережье США) течение переносит до 800 тыс. м³/год наносов. Значительны объемы вдольберегового перемещения наносов в водохранилищах. Так, на одном из участков Горьковского водохранилища, по исследованиям Н. А. Ярославцева [178], вдольбереговое перемещение наносов составляет 3—5 тыс. м³/год. По данным А. С. Судольского [156], вдольбереговой поток наносов на Кайраккумском водохранилище при ширине береговой отмели 15—25 м и высоте волны 0,6 м достигает 600 тыс. кг/сутки. На отмелях Кременчугского водохранилища при высоте волны 0,8 м расход вдольберегового движения наносов, по измерениям А. Я. Шварцман [172], составил 400 тыс. кг/сутки при скорости течения 0,6 м/с и мутности воды 8,9 кг/м³.

Исследования морских вдольбереговых течений начаты около 200 лет назад (работы Ламбларди). Наиболее же важные и интересные исследования выполнены в текущем столетии.

Теории и методике расчета вдольбереговых течений в морях и океанах посвящены работы ученых Советского Союза, США и других стран (Дж. Путнам, В. Мунк, М. Трэйлор [128], Д. Инман, Куинн [201], Дж. Мунх-Петерсен [116], Т. Исихара, И. Ивагаки, М. Мураками [203], Г. С. Башкиров [8], И. Ф. Шадрин [165, 166], В. В. Лонгинов [91], Бийкер [183] и др.). Полученные для условий моря зависимости построены на использовании уравнения баланса волновой энергии (Путнам, Мунк, Трэйлор, Исихара, Ивагаки) или уравнения моментов количества движения (Путнам, Мунк, Трэйлор, Башкиров) и содержат эмпирические коэффициенты, полученные для локальных условий исследованных отмелей. Для водохранилищ эти зависимости оказались непригодными.

Изучение вдольбереговых течений в водохранилищах началось примерно 20—25 лет назад. Наиболее детальные работы велись на Кременчугском, Кайраккумском и Горьковском водохранилищах (А. С. Судольский [157], А. Я. Шварцман [172], Н. А. Ярославцев [178]). Этими же исследователями, а также Г. С. Башкировым [8], Б. А. Пышкиным [130] и др. предложены методы расчета вдольбереговых течений для условий водохранилищ.

При использовании данных наблюдений на водохранилищах Судольский и Ярославцев сделали попытку уточнить энергетическую формулу Путнама, Мунка, Трэйлора, имеющую вид

$$v = \left(\frac{0,871 g \varepsilon i h^2 \sin 2\alpha}{kT} \right)^{1/3}. \quad (7.29)$$

Здесь h и T — соответственно высота и период разбивающейся волны; α — угол, образованный гребнем разбивающейся волны и береговой чертой; i — средний уклон дна у линии разрушения волн

$$i = \frac{H}{l} \quad (7.30)$$

(H — глубина на линии разрушения волн, l — расстояние от уреза берега до линии разрушения волн); k — коэффициент трения, зависящий от гидравлической шероховатости дна; ε — часть волновой энергии, которая может возбудить вдольбереговое течение. Коэффициент трения k в формуле (7.29) был получен Инманом и Куинном [201] в зависимости от скорости течения

$$k = 0,004 v^{-3/2}. \quad (7.31)$$

А. С. Судольский и Н. А. Ярославцев получили несколько иные зависимости k от v и соответственно преобразовали

формулу Путнама—Мунка, приспособив ее к условиям водохранилищ. Зависимость, полученная Судольским, имеет вид

$$k = 0,01v^{-2}. \quad (7.32)$$

Ярославцев предложил аналогичную формулу, отличающуюся от зависимости (7.32) численными значениями коэффициента и показателя степени при v .

Различием зависимостей, полученных для морского побережья, Кайраккумского и Горьковского водохранилищ, подчеркивается отсутствие универсальности как решения американских исследователей, так и коррективов, введенных Судольским и Ярославцевым. Кроме того, при подстановке k в формулу Путнама, Мунка, Трэйлора искомая величина появляется и в правой части равенства. Последнее свидетельствует о неполном учете влияющих факторов и позволяет считать формулу недостаточно отражающей динамику вдольберегового потока.

В решении Б. А. Пышкина использованы некоторые результаты, полученные океанологами, и соображения метода размерностей. Полученная им формула также не может считаться достаточно общей.

Наиболее полным и, по-видимому, достаточно общим решением о вдольбереговом волноприбойном течении является решение, выполненное в ГГИ в 1965 г. А. Я. Шварцман [173], которая обратила внимание на неполноту и неточность учета гидродинамического сопротивления в решении упоминавшихся выше американских ученых и избежала указанных выше неточностей при выполнении теоретического рассмотрения поставленной задачи. Она учла, что гидравлическое сопротивление во вдольбереговом потоке складывается из донного трения и трения на внешней границе вдольберегового потока, где он соприкасается с более инертными водными массами. При этом донное трение считается обусловленным не только турбулизацией потока за счет донной шероховатости, но и турбулизацией за счет волновых движений в зоне разрушения волн. В этой зоне знакопеременные волновые перемещения водных масс, сопровождаемые обрушением волн, являются основным турбулизирующим фактором.

Количественным показателем турбулентности является коэффициент турбулентного обмена, который в условиях ветрового волнения на мелководье определяется из зависимости

$$A_B = \frac{\rho c h_{1\%} d_3^{1/3}}{\pi a_1 H^{1/3}}, \quad (7.33)$$

где $h_{1\%}$ — высота волны 1%-ной обеспеченности перед разрушением; d_3 — эффективный диаметр донных отложений (см. гл. 3 и 6); $\pi = 3,14$; a_1 — эмпирический коэффициент, включающий поправочный множитель для перехода от высоты волны 1%-ной

обеспеченности к средней высоте волн данной системы; H — глубина, средняя на участке, для которого определяется A_B .

При подходе волн к береговой отмели крутизна их фронтального склона увеличивается. Когда волна высотой h попадает на глубину, примерно равную $0,7h$, она разрушается и дальше продвигается к берегу в виде пенящегося вала. На пути волны от

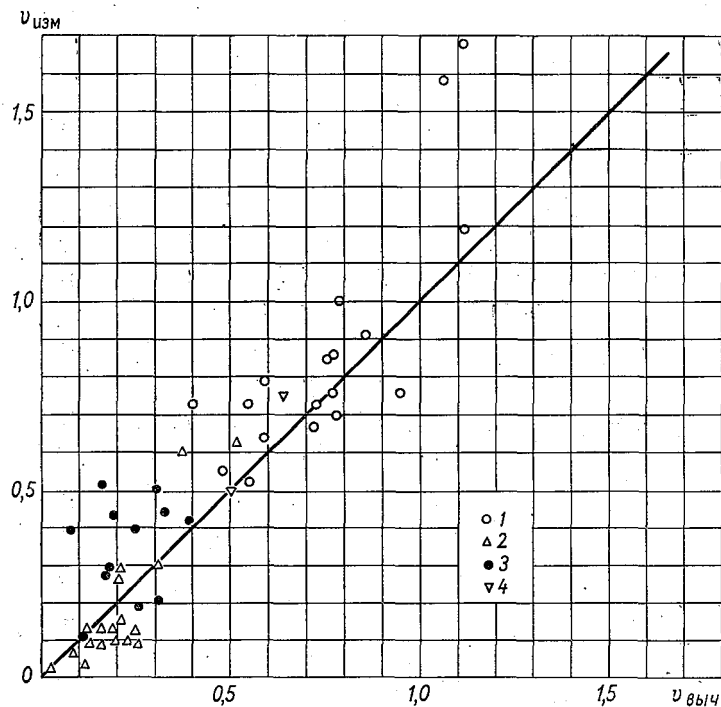


Рис. 37. Связь измеренных и вычисленных значений скорости вдольберегового течения.

1 — данные Путьнама—Мунка (морское побережье), 2 — Кременчугское водохранилище, 3 — Кайраккумское водохранилище, 4 — Горьковское водохранилище.

линии ее разрушения до конца наката на пляж происходит преобразование и гашение волновой энергии. Часть преобразованной волновой энергии идет на возбуждение и поддержание берегового течения, а другая часть — на формирование отраженных волн. На пологих откосах береговой отмели отражается лишь небольшая часть волновой энергии.

Учитывая все указанные выше особенности процесса, Шварцман построила теоретическую модель формирования вдольберегового течения. На основе этой модели она вывела формулу скорости вдольберегового течения, которая дает среднее значение

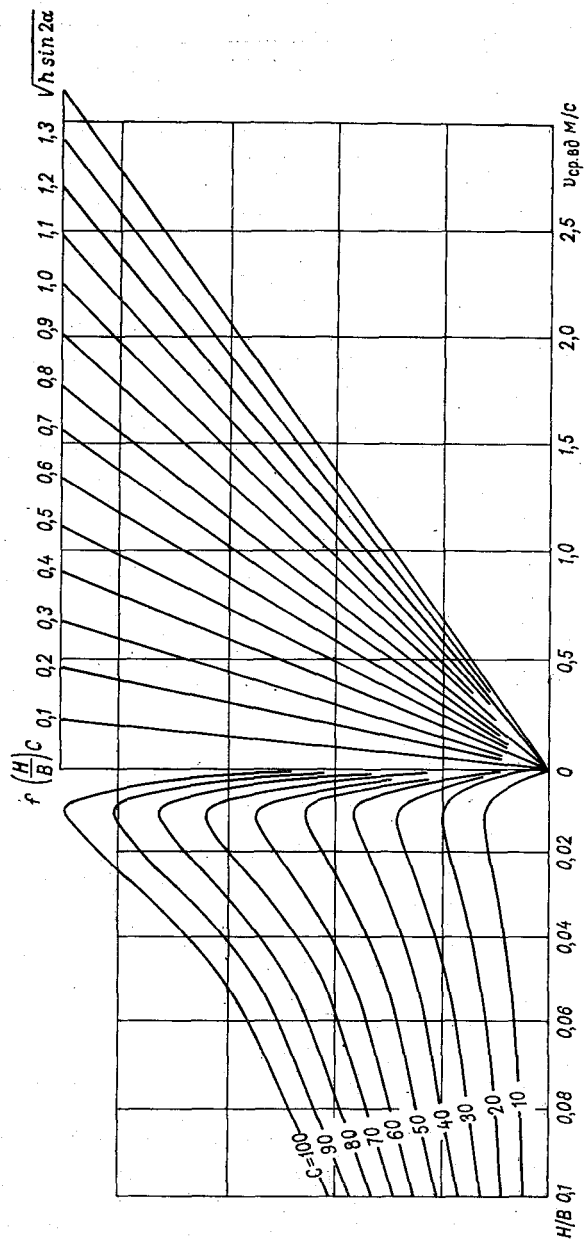


Рис. 38. Расчетная номограмма для определения средней скорости вдольберегового течения.

скорости по глубине и ширине зоны волноприбоя и имеет вид

$$v_{\text{ср}} = \sqrt{\frac{gH^{1/2}h \sin 2\alpha}{\eta^* d_0^{1/2} B}}, \quad (7.34)$$

где H и h — соответственно глубина и высота волны на границе зоны разрушения волн; α — острый угол между лучом волны и урезом берега; B — ширина зоны волноприбоя; d_0 — эффективный диаметр донных отложений; параметр η^* выражается зависимостью

$$\eta^* = m + n \left(\frac{H}{B}\right)^2. \quad (7.35)$$

Входящие сюда постоянные величины m и n подлежали опытному определению.

По натурным данным, относящимся к разным объектам (как водохранилищам, так и океанским побережьям), Шварцман построила кривую зависимости $\eta_* = f\left(\frac{H}{B}\right)^2$, которая показала достаточно хорошее соответствие выражению (7.35). Это свидетельствует о правильности выполненного теоретического решения. Полученное по графику выражение имеет вид

$$\eta_* = 0,1 + 800 \left(\frac{H}{B}\right)^2. \quad (7.36)$$

Подставляя η_* в формулу (7.34), находим окончательный вид расчетного уравнения средней скорости вдольберегового течения

$$v_{\text{ср}} = \sqrt{\frac{gH^{1/2}h \sin 2\alpha}{\left(0,1 + 800 \frac{H^2}{B^2}\right) d_0^{1/2} B}}. \quad (7.37)$$

На рис. 37 представлен график связи измеренных и вычисленных по формуле (7.37) значений средней скорости вдольберегового течения. Уравнение (7.37) представлено в виде номограммы (рис. 38).

7.3. Процессы формирования берегов водохранилищ и вдольбереговой транспорт наносов

Процесс формирования берега водохранилища может быть разделен на две стадии. Первая стадия характеризуется весьма интенсивным размывом коренного берега и преобладанием нормального к береговой линии переноса продуктов размыва, т. е.

наносов; при этом крупные частицы отлагаются вблизи берега, формируя береговую отмель, а мелкие выносятся в глубоководную часть водохранилища.

После образования береговой отмели и пляжа особенно важную роль в формировании берега играет вдольбереговой перенос наносов. Начинается вторая стадия развития береговой линии, при переходе к которой последняя сохраняет значительную горизонтальную расчлененность и представляет собой чередование мысов и бухт, сопрягающихся короткими более или менее прямолинейными участками. Под влиянием волнения и вдольберегового течения во второй стадии происходит постепенное выравнивание береговой линии.

При проектировании водохранилищ особое внимание уделяется процессам формирования берегов. Используются предложенные рядом исследователей методы расчета переработки берегов. Ниже мы рассмотрим лишь один из них — метод Н. Е. Кондратьева [75], имеющий гидродинамическое обоснование. Этот метод в настоящее время может быть признан лучшим из существующих, хотя он и не учитывает всей сложности береговых процессов и основан на приближенной схеме.

Основным недостатком принятой Кондратьевым схематизации является неучет переотложения наносов вдольбереговым потоком. Поэтому метод может без ограничений использоваться для первой стадии формирования берега, а для второй — лишь в пределах той части берега, где имеет место только транзитный вдольбереговой перенос наносов; он неприменим к выступам береговой линии и бухтам. Метод Кондратьева дает фоновое представление о процессе формирования достаточно больших участков берега; он позволяет получить осредненный для участка профиль берега и среднее смещение береговой линии в направлении, нормальном урезу.

Расчет переформирования берегов заключается в определении размеров и формы профиля береговой отмели и размеров абразии берега. Эта задача решается двумя следующими этапами: 1) выполняется расчет профиля береговой отмели, устойчивого при заданном волнении и определенном составе наносов; 2) производится размещение построенного профиля относительно первоначального профиля берега. В дальнейшем в задачу расчета входит определение времени промежуточных этапов развития отмели и времени окончательного ее формирования.

Расчет устойчивого профиля заключается в определении глубины, на которую распространяется действие заданной волны, и установлении очертания отмели. Для глубины размывающего действия волн Кондратьев вывел приближенную формулу, в которой содержатся опытный коэффициент и параметр, зависящий от плотности грунта. Если принять для этих величин значения, отвечающие некоторым средним условиям, которые мо-

гут иметь место в действительности, то упомянутая формула приводится к виду

$$H_b = 0,64h \operatorname{arsh}(8,1h), \quad (7.38)$$

где h — расчетная высота волны в метрах. Формула содержит аресинус, т. е. обратный гиперболический синус от $8,1h$. За расчетную высоту волны принимается наибольшая высота волны, которая может наблюдаться в открытой части водохранилища, в непосредственной близости от рассматриваемого участка берега.

По формуле (7.38) находят ту глубину, которая должна была иметь место на внешнем крае отмели, если бы действие расчет-

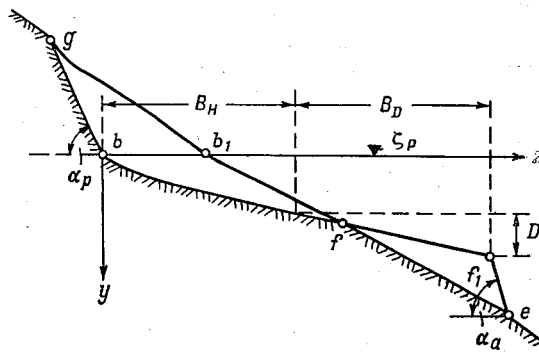


Рис. 39. Формирование береговой линии водохранилища (ζ_p — расчетный уровень).

ной волны на берег всегда происходило при одном и том же уровне (рис. 39). В действительности уровни водохранилищ подвержены сильной изменчивости. Если амплитуда колебаний уровня в водохранилище равна D и при этом высокий уровень держится не слишком короткий период, то очевидно, что на краю отмели установится глубина, равная $H_b + D$.

Образующаяся отмель может быть разделена на две части; одна из них, примыкающая к коренному берегу, имеет криволинейное очертание профиля (fb на рис. 39), другая — прямолинейное очертание (по линии ff_1). Нетрудно заметить, что при снижении уровня на величину D глубина на краю отмели (в точке f_1) будет равна H_b , т. е. будет отвечать предельной досягаемости действия расчетной волны. Волны других размеров, по предположению Кондратьева, будут действовать внутри области bf_1 , производя разработку, соответствующую их мощности и высоте, но не нарушая той линии bf_1 , которая отвечает предельной волне.

Кривая bf строится по эмпирическому уравнению

$$z = \frac{i_0 - i_{10}}{20i_0i_{10}} y^2 + \frac{1}{i_0} y, \quad (7.39)$$

в котором z — координата, имеющая начало у уреза, расположенная на свободной поверхности и направленная по нормали к берегу в сторону водохранилища; y — вертикальная ось с началом у поверхности (рис. 39); i_0 — уклон береговой отмели в точке уреза; i_{10} — уклон отмели на расстоянии 10 м от уреза. Величины i_0 и i_{10} зависят от крупности частиц, образующих отмель, и определяются приближенно по составленной Кондратьевым табл. 30.

Таблица 30

Зависимость уклонов устойчивой береговой отмели у уреза (i_0) и в 10 м от уреза (i_{10}) от крупности грунта (по Н. Е. Кондратьеву)

Грунт	i_0	i_{10}	Грунт	i_0	i_{10}
Песок			Гравий		
мелкий	0,03	0,005	мелкий	0,19	0,03
средний	0,07	0,01	средний	0,21	0,05
крупный	0,14	0,02	крупный	0,25	0,08

Крупность грунта, участвующего в формировании отмели, определяется следующим образом. По кривой гранулометрического состава грунта, характеризующего весь объем разрушения gfb , находят процент фракций, имеющих значения диаметра d , меньшие 0,05 мм. Принимают условно, что эти фракции выносятся за пределы отмели и не участвуют в ее формировании. Среднюю крупность из 10% наиболее крупных фракций принимают за крупность наносов на урезе, а среднюю крупность из 30% наиболее мелких фракций из оставшегося грунта — за крупность частиц на расстоянии 10 м от уреза.

Отношение объема аккумуляции W_a к объему размыва W_p принимается равным отношению процента фракций, остающихся после вымыва мелких частиц ($d < 0,05$ мм), к процентному содержанию всех фракций в общем объеме размыва, т. е. к 100.

Ширину криволинейного участка профиля находят по формуле

$$B_H = \frac{H_B^2 (i_0 - i_{10})}{20i_0i_{10}} + \frac{H_B}{i_0}. \quad (7.40)$$

Ширину прямолинейной части профиля B_D определяют по формуле

$$B_D = D \left[\frac{2H_B (i_0 - i_{10})}{20i_0i_{10}} + \frac{1}{i_0} \right]. \quad (7.41)$$

Полная ширина отмели, очевидно, определяется суммой

$$B = B_H + B_D. \quad (7.42)$$

По формулам (7.38)—(7.42) строят профиль береговой отмели, включающий его абразионную и аккумулятивную части. Этот профиль дополняется линиями bg и f_1e , которые вычерчиваются по величинам углов откоса α_p и α_a . Тангенс угла откоса для сыпучих грунтов принимается равным 0,5, а для прочих, в частности связных грунтов, —1,0.

Далее приступают к следующему этапу построения. Получив отношение W_a/W_p , имея первоначальный профиль берега gb_1f_1e (рис. 39) и найденный по расчету устойчивый профиль ($gbff_1e$), перемещают по горизонтальной линии z один профиль по отношению к другому таким образом, чтобы объемы абразии и аккумуляции получились в требуемом соотношении W_a/W_p . Теперь по чертежу легко получить размер переработки берега, оценить предельное смещение уреза b_1f и найти положение бровки берегового склона g .

Кондратьевым разработан также приближенный способ оценки хода переработки берегов во времени; здесь этот способ не рассматривается.

В последние годы в порядке усовершенствования методики Кондратьева Ярославцевым [178] была предпринята попытка учета вдольберегового переноса наносов при расчете переформирования берегов водохранилищ. Однако наиболее полное решение этой задачи может быть осуществлено на основе полного уравнения баланса наносов, учитывающего одновременно их продольный и поперечный (относительно линии уреза) перенос. Эта задача требует специального рассмотрения.

Как было отмечено выше, вдольбереговые течения переносят большое количество наносов, причем главным образом во взвешенном состоянии. Существует целый ряд способов расчета вдольберегового транспорта наносов. Они основаны на использовании теоретических и полуэмпирических зависимостей для скорости течения и мутности или эмпирических формул, позволяющих непосредственно вычислять расход вдольберегового перемещения наносов. В эмпирических зависимостях установлена связь расхода вдольберегового перемещения наносов с параметрами волн. Эти формулы в основном имеют локальный характер и, кроме того, в большинстве не содержат таких важных характеристик, как крупность отложений, морфометрические показатели отмели, направление подхода волн и т. д. К числу эмпирических формул относятся формулы Мунх-Петерсена [116], Н. Д. Шишова [175], Г. Ф. Красножона [78], В. Л. Максимчука и В. З. Аверина [104], А. С. Судольского [157], Н. А. Ярославцева [178], Л. Байорунаса [182] и др.

Некоторые из этих формул (Шишова, Ярославцева и др.) дают лишь результирующий перенос наносов и не позволяют

определить их знакопеременное перемещение, обусловленное различным направлением распространения волн при разной метеорологической обстановке.

Ряд исследователей использует теоретические или полуэмпирические пути решения задачи о вдольбереговом транспорте наносов и предлагает основанные на этих решениях расчетные формулы (М. Стувер [225], Т. Исихара [203], Е. В. Бийкер [183], В. Л. Максимчук [104] и др.). Детальное рассмотрение указанных работ приводит к заключению, что предлагаемые в них зависимости в основном следует трактовать как эмпирические, базирующиеся на ограниченном натурном материале и не являющиеся достаточно универсальными. Это обуславливает необходимость дальнейшего развития и усовершенствования теории и методики расчета вдольберегового транспорта наносов.

Остановимся конкретно на некоторых наиболее обоснованных эмпирических формулах расчета вдольберегового переноса наносов. Заметим предварительно, что в рассматриваемые зависимости входит угол подхода волн к берегу, причем в одних формулах он представляется как угол между лучом волны и нормалью к линии уреза (Θ), в других — как угол между гребнем волны и линией уреза (γ), в третьих — как угол между лучом волны и линией уреза (α). Эти углы связаны следующим соотношением: $\gamma = \Theta = \frac{\pi}{2} - \alpha$. В 1963 г. А. С. Судольский предложил эмпирическую формулу, полученную по данным наблюдений в прибрежной зоне Кайраккумского водохранилища. Формула имеет вид

$$P_s = 0,31 \cdot 10^4 h^4 \alpha_i^{0,5} \sqrt{\frac{|\sin 2\gamma|}{Tb^3}}, \quad (7.43)$$

где P_s — расход вдольберегового перемещения наносов, кг/с; h и T — соответственно высота (м) и период (с) разбивающейся волны; α_i — содержание мелких частиц ($d < 0,1$ мм) в донных отложениях отмели, %; b — ширина отмели или ее части, охваченной волновым течением, метры.

В 1961 г. Л. Байорунасом [182] на основе материалов наблюдений на Великих озерах (США) получена зависимость для вдольберегового переноса наносов, которая позволяет выполнить вычисление для прямого участка берега. Зависимость построена с учетом среднего годового значения волновой энергии на рассматриваемом прямолинейном участке, длины этого участка и угла подхода волн к берегу.

Расчетную формулу вдольберегового секундного элементарного расхода наносов предлагают Севилл и Манохар [1962]. В их разработках использованы данные не только натуральных, но и лабораторных измерений. Их формула имеет вид

$$P_s = k E_0^{0,91} d^{0,59} \left(\frac{\rho}{\rho_{отл} - \rho} \right)^{0,41}. \quad (7.44)$$

Здесь ρ и $\rho_{отл}$ — соответственно плотность воды и отложений (т. е. грунта); d — средняя крупность песка; E_b — вдольбереговая составляющая энергии волн, рассчитанная на один метр длины береговой линии; k — эмпирический коэффициент.

В. Л. Максимчук [105] предлагает для вычисления расхода вдольберегового перемещения песчаных наносов формулу, полученную путем подстановки выражения для вдольбереговой составляющей скорости штормового течения в формулу транспорта наносов, предложенную В. Н. Гончаровым [26].

В лаборатории наносов ГГИ предложен метод расчета вдольберегового транспорта наносов, основанный на использовании зависимостей для определения скорости вдольберегового течения и мутности потока, осложненного действием волн. Формула, предлагаемая для вычисления расхода вдольберегового перемещения, позволяет учитывать вероятностные изменения расхода вдольберегового потока наносов и не имеет существенных ограничений в использовании. Формула для расхода наносов (в кг/с) записывается в виде

$$P_s = 0,15 v_{cp} \left(1 - 0,7 \frac{h}{H}\right) \left(1,3 \frac{h}{\sqrt{H}} + k v_{cp}\right)^2 N \Gamma b, \quad (7.45)$$

где v_{cp} — скорость течения, средняя по ширине и глубине зоны волноприбоя, м/с; H — глубина, средняя во всей зоне разрушения волн, метры; h — высота волны перед разрушением, метры; k — коэффициент, зависящий от коэффициента Шези C и параметра M ; он находится по формуле $k = \frac{3C - M}{3C}$; параметр M является функцией C (о способе его вычисления подробно говорилось в первом разделе третьей главы); N — характеристическое число турбулентного потока, которое определяется по формуле

$$N = \frac{MC}{g}; \quad (7.46)$$

Γ — гидромеханический параметр наносов; b — ширина отмели или ее части, охваченной вдольбереговым течением. Γ берется из табл. 11 при известных значениях C и $G^* = \frac{U}{v_{cp} + v_{волн}}$, где U — средняя гидравлическая крупность взвешиваемых фракций наносов; $v_{волн}$ — волновая скорость течения, находимая по формуле

$$v_{волн} = \frac{q_{волн}}{H}. \quad (7.47)$$

Здесь $q_{волн}$ — волновой расход, выражаемый равенством

$$q_{волн} = \frac{hc}{\pi}. \quad (7.48)$$

Величина v_{cp} вычисляется по зависимости (7.37)

$$v_{cp} = \sqrt{\frac{gH^{1/2}h \sin 2\alpha}{\left(0,1 + 800 \frac{H^2}{b^2}\right) d_s^{1/2} b}}$$

Расчеты выполняются для трех-четырёх значений скорости ветра W , освещающих весь диапазон ее изменения, при этом для каждой скорости учитываются все направления ветра, при которых возможно формирование вдольберегового течения. По расчетным значениям расходов вдольберегового переноса наносов P_S и соответствующим значениям скорости W для каждого направления ветра строятся графики связи $P_S = f(W)$, используемые в дальнейшем как интерполяционные. По данным срочных измерений ветровых характеристик составляется таблица продолжительности ветра различных скоростей по направлениям для безледоставного периода года. Данные этой таблицы позволяют определить продолжительность T_j различных значений расходов вдольберегового переноса наносов, а также размер этого переноса (последний находится умножением соответствующих расходов наносов на время T_j). Суммирование размеров переноса по направлениям позволяет получить суммарный перенос наносов через расчетный створ в рассматриваемых направлениях, одно из которых принимается положительным, другое — отрицательным. Алгебраическая сумма переноса наносов за весь безледоставный период года дает результирующий перенос через расчетный створ и его направление.

7.4. Выравнивание береговой линии

Выше было отмечено, что во второй стадии формирования берега под влиянием волнения и вдольбереговых течений, переноса наносов, происходит постепенное выравнивание береговой линии.

Еще в 1934 г. В. Г. Глушков [24], рассматривая влияние ветровых волн на морское побережье, имеющее пологий подводный откос и извилистую береговую линию, отметил, что имеются области поступательного движения водных масс к берегу, связанного с набеганием волн, приток воды компенсируется обратным движением водных масс в сторону моря. На длинном участке морского побережья для отвода воды требуется целый ряд обратных течений, и все побережье оказывается разбитым на участки, причем в центральной части каждого из них наблюдается концентрированное поступление воды к берегу, в боковых — обратные течения, выносящие воду в море. Места, где осуществляется усиленный приток воды, Глушков назвал фокусами действия прибоа. Фокусы располагаются там, где береговая линия выступает в море, образуя мысы. Наличие фокусов

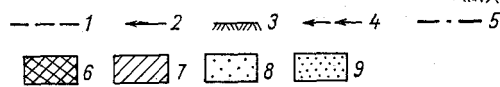
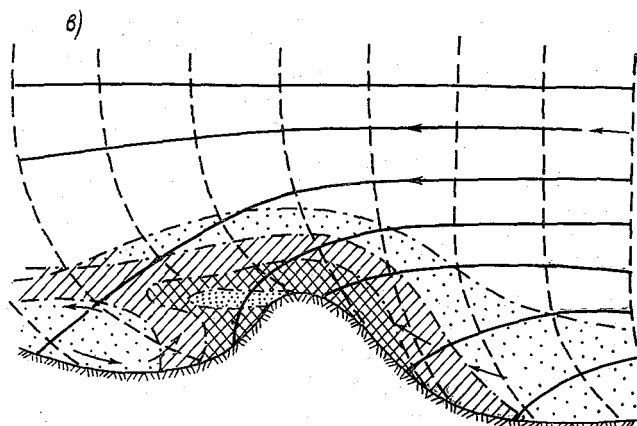
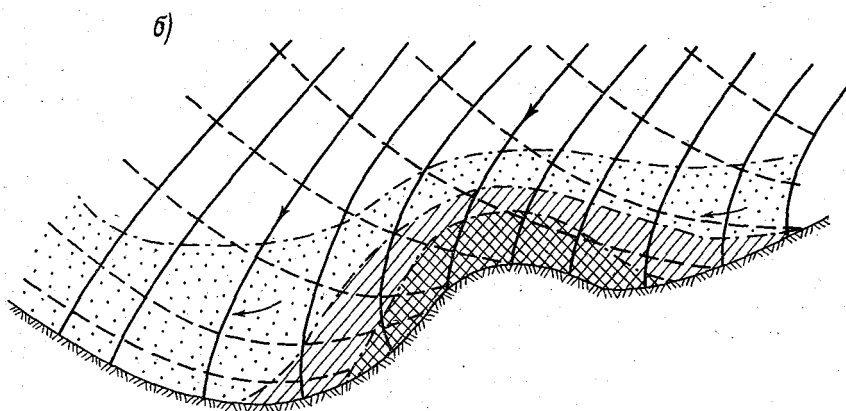
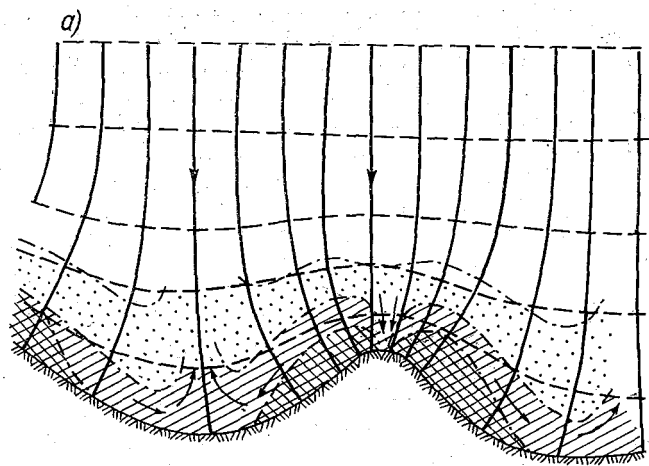
у мысов способствует их размыву, разнесению материала по обе стороны от мысов и выравниванию береговой линии. Идею Глушкова в своей работе поддержал В. П. Зенкович [45], а В. В. Лонгинов [91] сделал попытку конкретизировать высказанные Глушковым мысли. Он предложил схему возникновения циркуляционных течений у побережья и рассмотрел влияние их на формирование береговой линии и береговой отмели. Лонгинов обратился и к вдольбереговым течениям, но, рассматривая их влияние на формирование береговой линии, не учитывал такие факторы, как различный характер взмыва наносов у мысов и в заливах, различие скоростей течения в разных частях берега.

Описанная Глушковым структура плановых течений возникает под влиянием рефракции волн в случае их подхода по нормали к генеральному направлению береговой линии. При косом подходе волн структура течений будет другая. В связи с конвергенцией волновой энергии в обоих случаях у мысов наблюдаются наибольшие по сравнению с другими частями берега высоты волн и весьма интенсивный взмыв наносов. В заливах (или бухтах) высоты волн наименьшие, процесс взмыва частиц сравнительно слабый, благодаря чему здесь создаются условия для аккумуляции наносов.

Рассмотрим случаи нормального и косо́го подхода волн к берегу и постараемся выяснить роль собственно рефракции волн и образующихся под ее влиянием течений в процессе формирования линии берега, сложенного несвязным грунтом.

При нормальном подходе волн к берегу, как указывалось, создается система течений, состоящая из отдельных фрагментов, расположенных между вершинами мысов и заливов (рис. 40 а). К вершине мыса из глубоководной части водоема поступает чистая вода. Здесь происходит интенсивный размыв берега и дна, вода насыщается наносами, которые уносятся течением в обе стороны от мыса. По пути течение сначала усиливается, а затем при подходе к вершине залива ослабевает. Уменьшается транспортирующая способность потока, и по пути его движения вдоль берега залива происходит выпадение наносов, при этом нарастает аккумулятивная отмель. В вершине залива формируются разрывные течения, создающие отток воды за пределы волноприбойной зоны, приводящий к выносу некоторой части наносов в глубоководную зону водоема. Как видим, в рассматриваемом случае процесс переотложения наносов направлен на выравнивание береговой линии; одновременно наблюдается и некоторое смещение берега в сторону суши за счет выноса наносов разрывными течениями.

В случае косо́го подхода волн к извилистому берегу (рис. 40 б) при малой и умеренной кривизне береговой линии на мысах и в заливах формируется единый вдольбереговой поток, претерпевающий локальные изменения в зависимости от направления



кривизны береговой линии (в сторону суши на мысах или в сторону водоема в заливах). Транспортирующая способность потока изменяется по длине береговой линии. Наибольшая транспортирующая способность, как и наиболее интенсивный взмыв наносов, имеет место у мысов, а наименьшая — в бухтах. Здесь вдольбереговой поток не может удерживать все принесенные им наносы, некоторая часть их осаждается, поток частично осветляется и становится способным захватывать новые порции наносов на следующем прямом и выпуклом участках берега. При периодическом чередовании выпуклых и вогнутых участков берега будет наблюдаться периодическое чередование зон интенсивного и слабого воздействия волн на берег, чередование участков нарастания и убывания скорости течения и мутности, а также чередование зон размыва (у мысов) и аккумуляции (в заливах). Последнее, как и в случае нормального подхода волн, приводит к процессу постепенного выравнивания береговой линии.

При косом подходе волн к извилистому берегу, характеризующемуся значительной кривизной мысов, процесс выравнивания береговой линии отсутствует или приобретает весьма своеобразный характер. В этом случае вдольбереговой поток не имеет непрерывного характера: он развивается на прямых участках берега при подходе к мысам, где достигает своего максимума, и далее, продолжаясь по касательной к мысу, отрывается от него, унося наносы в глубокую часть следующей бухты. После отрыва от мыса транспортирующая способность потока постепенно снижается, происходит выпадение наносов и образуется вытянутая в одном направлении песчаная отмель. Такие отмели называют косами. Если этот процесс не нарушается волнением другого направления, то косы выдвигаются на большое расстояние от мысов. В конечном итоге может произойти смыкание вершин кос с соседними мысами. Нередко эти косы нарастают в высоту и поднимаются над уровнем воды. Таким образом формируется выровненная береговая линия, которая на отдельных участках отчленяет от водоема замкнутые или почти замкнутые акватории — лагуны.

При чередовании случаев интенсивного волнения с косым и нормальным подходом волн формирующиеся косы оказываются неустойчивыми; они могут частично или полностью смыться в период волнения, имеющего нормальный подход

Рис. 40. Схема формирования волноприбойных течений.

а — при нормальном подходе волн к берегу, *б* — при косом подходе волн к берегу, *в* — при параллельном подходе волн к берегу; 1 — гребни волн, 2 — лучи волн (стрелкой показано направление распространения волн), 3 — линия уреза, 4 — направление течений, 5 — границы зон мутности, 6 — зона очень большой мутности, 7 — зона большой мутности, 8 — мутные воды прибрежных течений, 9 — область отрыва течений и формирования песчаной косы.

к берегу. Продукты их разрушения откладываются на береговой отмели вблизи мыса с той его стороны, где располагалась коса. Создается тенденция смещения береговой линии в направлении преобладающего волнения без ее выравнивания.

Изложенное выше показывает, какую большую роль играет вдольбереговое волноприбойное течение в процессе формирования береговой линии водоемов. Помимо этого, надо учитывать, что на береговых отмелях, сложенных песком, вдольбереговое течение создает донные гряды, иногда значительных размеров. Этот процесс может играть существенную роль в формировании и поддержании извилистости береговой линии.

Задача о формировании береговой линии водоема может быть рассмотрена более конкретно с использованием уравнения баланса водных масс и транспорта наносов на участке побережья.

Баланс водных масс составляется по данным расчета для сравнительно коротких участков берега, длина которых должна быть в несколько раз меньше протяженности морфологически однородного элемента берега. Вся расчетная область должна включать не менее одного мыса и одной бухты с прилегающими к ним прямыми участками береговой линии. Сравнивая значения расходов воды в створах, расположенных соответственно в начале и конце расчетного участка, получают расходы бокового притока через линию разбивания волн. Эти расходы могут быть как положительными (приток), так и отрицательными (отток). Характерно, что при отрицательных расходах водные массы отличаются большей мутностью, чем при положительных, что в конечном результате приводит к выносу наносов с береговой отмели в глубоководную часть побережья. Исследования показывают, что в теории вдольберегового потока могут быть применены некоторые методы речной гидравлики. При решении задачи о формировании береговой линии можно использовать метод построения плана течений. Такое построение заключается в разделении вдольберегового потока на несколько (три—пять) транзитных струй с постоянными по длине расходами воды δQ . Границами транзитных струй являются линии тока. Для струи, примыкающей к берегу, одной из линий тока служит линия уреза. Остальные линии тока повторяют очертания уреза, но с удалением от линии уреза кривизна их уменьшается. Построение может быть выполнено только для случая, когда отрыв течений от мысов не наблюдается. Вычисления могут быть произведены лишь грубо приближенно. Вычисляют среднюю скорость вдольберегового течения во всей зоне волноприбоя на нескольких створах по формуле (7.37), а также скорости за пределами этой зоны на нескольких вертикалях [формула (7.5)]. Указанные створы являются границами между расчетными участками и проводятся по нормали к береговой линии. Распределение скорости по ширине волноприбойной зоны вы-

числяется по приближенному соотношению, полученному по формуле Шези при условии постоянства уклона, учитывающего действие активной силы и шероховатости дна по ширине всей рассматриваемой зоны. Соотношение записывается в виде

$$\frac{v_j}{v_{\text{ср}}} = \frac{H_j^{2/3}}{H_{\text{ср}}^{2/3}}; \quad (7.49)$$

здесь v_j — средняя скорость течения на некоторой j -той вертикали в данном створе; $v_{\text{ср}}$ — средняя скорость вдольберегового течения; H_j — глубина на j -той вертикали; $H_{\text{ср}}$ — средняя глубина в пределах зоны волноприбоя (зоны распространения вдольберегового течения).

Для нескольких вертикалей зоны волноприбоя вычисляются элементарные расходы воды ($\text{м}^2/\text{с}$) по формуле

$$q = Hv. \quad (7.50)$$

Элементарные расходы для вертикалей, расположенных за пределами зоны волноприбоя, вычисляются по той же формуле, но при использовании значений скорости v , полученных по формуле (7.5).

Очевидно, что

$$dQ = q dz, \quad (7.51)$$

где z — поперечная горизонтальная координата, расположенная на профиле, имеющая начало у уреза и перпендикулярная ему. Выражение (7.51) используется для построения интегрального графика расхода воды Q , ордината которого в любой точке z выражает полный расход воды Q от уреза до указанной точки. Построение графика следует вести от уреза до вертикали, имеющей глубину H , большую половины длины наибольшей расчетной волны. Сравниваются полные расходы Q , полученные для всех поперечников, и выбирается наибольший из них, т. е. $Q_{\text{наиб}}$. Этот расход делится на n (например, 5 или 10) равных частей δQ ; очевидно, что

$$n \delta Q = Q_{\text{наиб}}. \quad (7.52)$$

На оси абсцисс (z) интегрального графика $Q(z)$, вычерчиваемого для каждого створа, отмечаются точки z_1, z_2, z_3 и т. д., отвечающие расходам воды $\delta Q, 2\delta Q, 3\delta Q$ и т. д. Таким образом, весь вдольбереговой поток на каждом створе оказывается разделенным на несколько струй с равными расходами δQ . На поперечнике, для которого получено $Q_{\text{наиб}}$, число струй будет равно n . Построение выполняется для всех поперечников, назначенных на рассматриваемом участке побережья. Точки z_1 на всех поперечниках соединяются плавной кривой, повторяющей, как указывалось выше, ход береговой линии; далее, проводится линия через точки z_2 и т. д. Эти линии называют линиями тока. Число струй от поперечника к поперечнику может меняться за

счет присоединения течений, поступающих из-за линии разрушения волн (на подходах к мысам), или за счет оттока при входе в бухты. По длине транзитных струй с постоянными расходами δQ гидравлические элементы в общем случае изменяются, одновременно изменяется и транспортирующая способность потока, которая может быть выражена через $S_{тр}$.

Распределение мутности по длине x транзитной струи вычисляется по формуле

$$S_{кон} = S_{тр} + (S_{нач} - S_{тр}) e^{-\frac{\delta z u k}{\delta Q} \Delta x} \quad (7.53)$$

Здесь Δx — длина расчетного участка, т. е. расчетного элемента струи, метры; $S_{нач}$ и $S_{кон}$ — мутность в начале элемента и в конце его; δz — средняя ширина транзитной струи на участке Δx , метры; δQ — постоянный расход струи, м³/с; u — гидравлическая крутизна наносов, м/с; k — коэффициент, учитывающий условия транспортирования наносов и выражающийся формулой

$$k = \frac{1}{1 - \Gamma}, \quad (7.54)$$

где Γ — гидромеханический параметр наносов, определяемый по табл. 11 (см. п. 3.3).

Вычисление распределения мутности ведется по формуле (7.53) последовательно от первого расчетного участка к последнему, считая в направлении течения. Значения Δx не должны превышать двух-трехкратной ширины зоны волноприбоя. Три-четыре первых элемента следует расположить выше той части берега, для которой определяется деформация. Мутность на начальном створе первого расчетного элемента Δx вычисляется по формуле транспортирующей способности

$$S_{тр} = 0,15\beta (v_{волн} + v_H)^2 \frac{N}{H} \Gamma. \quad (7.55)$$

Расчет позволяет получить распределение мутности по длине всех транзитных струй. Эти данные используются для расчета деформации дна на каждом элементарном участке Δx струи за время Δt . Применяется формула

$$\Delta h = \frac{(S_{нач} - S_{кон}) \delta Q \Delta t}{\rho_{отл} \delta z \Delta x}, \quad (7.56)$$

где значения мутности $S_{нач}$ и $S_{кон}$ и плотности донных отложений $\rho_{отл}$ выражены в кг/м³, Δh — деформация в метрах.

Вычисления обнаруживают области размыва и аккумуляции наносов, что дает возможность количественно оценить деформацию береговой отмели и смещение береговой линии, а также выяснить, какое количество наносов выносится с береговой отмели в глубоководную зону водоема. Полученные результаты относятся к условиям единичного шторма. Расчет годовой деформа-

ции является довольно трудоемким. Вычисление выполняется ориентировочно путем сложения деформаций, полученных по расчету для всех возможных в течение года случаев сильных штормов. Значения скорости и направления ветра определенной обеспеченности используются для вычисления всех величин, необходимых для расчета деформации (параметров ветровых волн, скорости течения, расходов воды). Для расчета за ряд лет необходимо знать распределение ветровых характеристик в многолетнем разрезе. Если расчет обнаруживает большие деформации берега, то простое суммирование размывов и намывов не допускается. В этом случае после каждого существенного изменения глубины и очертания береговой линии дальнейшие расчеты выполняются с учетом этих изменений.

7.5. Приближенный расчет заносимости судоходных каналов в водохранилищах

В инженерной практике часто возникает необходимость в расчете заносимости подходов судоходных каналов портов в водохранилищах и озерах. Существует целый ряд методов расчета заносимости. Один из них основан на соотношениях, широко представленных в настоящей книге и, в частности, на приведенной выше формуле (7.53) изменения мутности (или расхода наносов) в направлении течения. Остановимся на этом методе, предложенном А. В. Караушевым и В. И. Абакумовым [60].

Разработка дноуглубительного канала (прорези) ведет к изменению гидравлики потока на участке его расположения, а также выше и ниже него. Течение может пересекать дноуглубительную прорезь под каким-либо углом (например, прямым) или входить в прорезь, расположенную вдоль линий тока этого течения. На участке прорези происходит изменение гидравлических элементов потока по сравнению с бытовыми, имевшими место до разработки прорези. С изменением гидравлики связано и изменение транспортирующей способности потока, которая в прорези уменьшается, что приводит к осаждению здесь наносов.

Основной расчетной зависимостью, используемой при оценке заносимости прорези, как указывалось, является формула изменения мутности по длине потока. Ее удобно представить в виде

$$S_{\text{кон}} = S_{\text{тр}} + (S_{\text{нач}} - S_{\text{тр}}) e^{-\frac{u+k}{q} \Delta x}, \quad (7.57)$$

где q — элементарный расход воды, принимаемый постоянным в пределах всей расчетной области длиной x , разделенной на несколько участков Δx .

Способы вычисления $S_{тр}$, Γ и коэффициента k детально рассмотрены выше. При расчете заносимости используется также выражение, учитывающее процессы взвешивания и осаждения наносов и позволяющее вычислить вертикальный результирующий расход наносов у дна q_s кг/м²с, т. е. секундную деформацию дна

$$q_s = uS - k(S_{взм} - S). \quad (7.58)$$

Для расчета заносимости необходимо иметь следующие исходные данные: план участка водоема с нанесенной на нем прорезью, состав донных отложений в прорези, мутность в начальном створе, характеристики волнения и ветра (его скорость направление, повторяемость). При отсутствии характеристик волнения они могут быть вычислены в зависимости от заданных параметров ветра. Начальная мутность, если нет данных измерений, также вычисляется как мутность, соответствующая транспортирующей способности потока на предшествующем участке (т. е. перед прорезью). Первым этапом расчета является назначение расчетных участков по плану водоема и канала. Расчетные участки разбиваются в направлении течения. В случае продольного по отношению к каналу течения первые два-три расчетных участка назначаются перед входом в канал, несколько — в канале и один-два по выходе из канала. Для течений, пересекающих канал под углом, на входе и при выходе назначается такое же количество участков Δx , как и для продольного течения, но в самом канале надо наметить три участка: на тыльном и фронтальном склонах и в средней части канала, характеризующейся сравнительно ровным дном. Для участков на склонах принимаются средние значения глубин и других элементов. Участки назначаются так, чтобы морфометрические и гидравлические характеристики в пределах каждого из них были сравнительно однородны. Если поток разделен на транзитные струи, то участки разбиваются по длине каждой транзитной струи. По заданным гидравлическим и морфометрическим характеристикам (скорости течения, расход воды, ширина, глубина, состав донных отложений) определяются средние значения указанных характеристик для всех струй на каждом участке. После этого вычисляется значение мутности взмыва на первом расчетном участке и значение мутности, соответствующее транспортирующей способности на этом участке. Расчет выполняется при заданном составе донных отложений на участке. Получив значения $S_{взм}$ и $S_{тр}$, переходят к определению мутности в конечном створе участка, используя при этом формулу изменения мутности вдоль струи. В зависимости от поставленной задачи расчет выполняется по фракциям или по средней гидравлической крупности наносов на участке. Полученное расчетом значение мутности в конечном створе первого участка является начальным значением мутности для второго участка

и т. д. При отсутствии подробных съемок донных отложений можно выполнить расчет, используя осредненный по всем участкам состав отложений. В этом случае точность расчета будет понижена.

В результате расчетов по формуле (7.57) продольного распределения мутности получают ее значения на различных расстояниях от начального створа. Далее выполняют расчет осаждения наносов по формуле (7.58). Эта формула дает значение среднего на участке Δx результирующего секундного вертикального расхода наносов у дна q_s . Средняя деформация русла за время Δt на каждом участке длиной Δx вычисляется по формуле

$$\Delta h = \frac{q_s \Delta t}{\rho_{отл}} \quad (7.59)$$

Величины Δh (в метрах) рассчитываются для ряда последовательно расположенных участков. Наиболее детально картина деформации русла выясняется при расчете по струям. В случае интенсивной деформации русла интервал Δt должен назначаться довольно коротким. Значения Δh , полученные для первого расчетного интервала времени, должны учитываться при вычислении гидравлических характеристик участков для второго расчетного интервала. С использованием новых гидравлических параметров выполняется расчет мутности взмыва и мутности, соответствующей транспортирующей способности для второго интервала времени. В той же последовательности производится расчет для всех последующих интервалов.

Такие расчеты выполняются для всех основных направлений и скоростей ветра различной повторяемости. Это позволяет получить повторяемость различных значений заносимости и распределение их в многолетнем разрезе. Вычисления могут дать для отдельных интервалов Δt не только занесение канала, но и его естественные промывки. Детальный расчет заносимости позволяет оценить толщину слоя отложений в канале, получить повторяемость различных значений заносимости в многолетнем разрезе и продолжительность периода, в течение которого канал или прорезь будут занесены до какого-либо наперед заданного предела. Одновременно получают размеры деформации и на кромках канала (при пересечении его течением), а также на подходе к каналу и при выходе из него.

Применение рассмотренного метода в практике инженерных расчетов обнаружило его удовлетворительность. Для тех каналов, по которым имелись фактические данные наблюдений за заилением, получается, как правило, вполне удовлетворительное соответствие между измеренными и расчетными величинами. Сравнение измеренных и вычисленных величин заиления каналов приведено В. И. Абакумовым и Е. К. Маркус в работе [60].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абальянц С. Х. Транспортирующая способность открытого равномерного потока.— «Гидротехника и мелиорация», 1954, № 7, с. 35—44.
2. Абальянц С. Х. Вопросы движения взвеси в открытом потоке.— «Труды САНИИРИ», 1958, вып. 91, Ташкент, с. 77—105.
3. Алтунин С. Т. Занление водохранилищ и размыв русла в нижнем бьефе плотин.— В кн.: Русловые процессы. М., Изд. АН СССР, 1958, с. 249—286.
4. Аполлов Б. А., Лукашин М. А. Практическая гидрометрия твердого расхода потоков. Тифлис, 1929, 380 с.
5. Артамонов К. Ф., Крошкин А. Н. Основные характеристики стока взвешенных наносов рек Киргизской ССР.— «Вопросы водного хозяйства» (гидротехника), 1972, вып. 26, Изд. «Кыргызстан», с. 85—88.
6. Архангельский Б. В. Экспериментальное исследование точности шкал гидравлической крупности частиц.— «Изв. НИИГ», 1935, т. 15, с. 157—184.
7. Баренблатт Г. И. О движении взвешенных частиц в турбулентном потоке, занимающих полупространство или плоский канал конечной глубины.— «Прикладная математика и механика», 1955, т. 19, вып. 1, с. 68—88.
8. Башкиров Г. С. Динамика прибрежной зоны моря. М., «Морской транспорт», 1961, 220 с.
9. Бернадский Н. М. Теория турбулентного потока и ее применение к построению течений в открытых водоемах.— «Материалы по гидрологии, гидрографии и водным силам СССР». М.—Л., Госэнергоиздат, 1933, вып. 20, 84 с.
10. Бернадский Н. М. Речная гидравлика. Л.—М., Госэнергоиздат, 1933, 148 с.
11. Бобровицкая Н. Н. Зависимость стока взвешенных наносов от гидрологических характеристик.— «Труды ГГИ», 1967, вып. 141, с. 107—120.
12. Боголюбова И. В. К вопросу о расчете транспорта взвешенных наносов горными реками.— «Труды ГГИ», 1972, вып. 191, с. 85—99.
13. Браславский А. П. Расчет ветровых волн.— «Труды ГГИ», 1952, вып. 35(89), с. 94—158.
14. Бурков А. Ф. Результаты опытных исследований в натуре режима наносов в подпертом бьефе сооружений ДзораГЭС и соответствие их с данными экспериментов на модели гидроэлектрической лаборатории.— «Изв. НИИГ», 1936, т. 18, 218 с.
15. Бурлай И. Ф. О начальной скорости донного влечения.— «Метеорология и гидрология», 1946, № 6, с. 51—57.
16. Бурлай И. Ф. Связь между законами и параметрами распределения размеров зерен наносов.— «Труды ОГМИ», 1961, вып. 24, с. 3—13.
17. Великанов М. А. Исследование размывающих скоростей. Гос. научн.-техн. изд-во, 1931.
18. Великанов М. А. Движение наносов. Изд. МРФ СССР, 1948, 210 с.
19. Великанов М. А. Динамика русловых потоков. Л., Гидрометеоздат, 1949, 475 с.
20. Великанов М. А. О двух теориях переноса взвешенных наносов.— Сб.: «Проблемы русловых процессов» (основные материалы Всесоюз.

совещания по проблеме русл. процессов). Л., Гидрометеиздат, 1953, с. 43—51.

21. Воскресенский К. П. Расчет заиления прудов в равнинных районах Северного Казахстана.—«Труды Лаборатории озероведения АН СССР», 1958, т. 7, с. 75—81.

22. Гильденблатт Я. Д., Макулов В. В., Семиколонов А. С. Неустановившийся режим нижнего бьефа гидростанции.—В сб.: «Проблемы регулирования речного стока». Изд. АН СССР, 1948, вып. 2, с. 43—142.

23. Глушков В. Г. Доклад о наносах средней части р. Мургаба (на съезде русских деятелей по водным путям сообщения, 1910 г.).—В сб.: «Вопросы теории и методы гидрологических исследований». М., Изд. АН СССР, 1961, с. 177—206.

24. Глушков В. Г. Фокусы действия прибора.—В сб.: «За рационализацию гидрологии». Л., Изд. ГГИ, 1934, с. 78—79.

25. Гончаров В. Н. Движение наносов. М.—Л., ОНТИ, 1938, 312 с.

26. Гончаров В. Н. Основы динамики русловых потоков. Л., Гидрометеиздат, 1954, 452 с.

27. Гончаров В. Н. Динамика русловых потоков. Л., Гидрометеиздат, 1962, 373 с.

28. Гостунский А. Н. Взвешивающая способность.—«Изв. АН УзбССР», 1954, № 3, с. 59—68.

29. Гришанин К. В. Формула неразмывающей скорости.—«Труды ЛИИВТ», 1957, вып. 24, с. 24—30.

30. Гришанин К. В. Динамика русловых потоков. Л., Гидрометеиздат, 1969, 424 с.

31. Дементьев М. А., Войнович П. А. Об уравнении размыва.—«Изв. НИИГ», 1932, т. 6, с. 80—102.

32. Дементьев М. А. Опыт построения основ расчета гидротранспорта.—«Изв. НИИГ», 1948, т. 36, с. 34—58.

33. Джамалов С. А., Акаев А. И. Заносимость водохранилищ на горных реках.—В сб.: Русловые процессы. М., Изд. АН СССР, 1958, с. 307—318.

34. Доу-Го-жень. Вопросы устойчивости речных русел.—«Труды III Всесоюз. гидр. съезда», т. 5. Л., Гидрометеиздат, 1960, с. 176—182.

35. Дрозд Н. И. Интенсивность водной эрозии и заиление водохранилищ на малых реках УССР.—В кн.: Малые водоемы равнинных областей СССР и их использование. М.—Л., Изд. АН СССР, 1961, с. 157—170.

36. Дрозд Н. И., Горецкая З. А. Карта средней мутности вод рек УССР.—«Труды УкрНИГМИ», 1966, вып. 60, с. 54—61.

37. Дюнин А. К. Общие дифференциальные уравнения двухфазных потоков.—«Изв. Сиб. отд. АН СССР», 1961, № 10, с. 43—48.

38. Егиазаров И. В. Расход влекомых потоком наносов.—«Изв. АН СССР», 1949, № 5, с. 321—328.

39. Егиазаров И. В. О расходе влекомых наносов.—«Изв. АН АрмССР», 1949, т. 2, № 5, с. 321—338.

40. Егиазаров И. В. Сопоставление методов расчета расхода наносов с измерениями в натуре.—В сб.: «Методы измерения и использование водных ресурсов». М., «Наука», 1964, с. 5—23.

41. Ефремов А. В. О расчетных формулах взвешивающей (транспортирующей) способности потока.—В сб.: «Вопросы гидротехники». Ташкент, Изд. АН УзбССР, 1955, вып. 1, с. 159—165.

42. Железняков Г. В., Дебольский В. К. О грядовом движении наносов при их различной плотности.—В сб.: Докл. Всесоюз. акад. с/х наук им. В. И. Ленина. М., «Колос», 1971, с. 42—45.

43. Замарин Е. А. Транспортирующая способность и допускаемые скорости течения в каналах. М.—Л., Гострансиздат, 1951, 82 с.

44. Зегжда А. П. Падение зерен песка и гравия в стоячей воде.—«Изв. НИИГ», 1934, т. 12, с. 30—54.

45. Зенкович В. П. Основы учения о развитии морских берегов. М., Изд. АН СССР, 1962, 710 с.
46. Знаменская Н. С. Грядовое движение наносов. Л., Гидрометеоздат, 1968, 188 с.
47. Знаменская Н. С. Классификация и усовершенствование методики расчета донных гряд.—«Труды ГГИ», 1974, вып. 210, с. 113—129.
48. Ибад-Заде Ю. А. Движение наносов в открытых руслах. М., Стройиздат, 1974, 352 с.
49. Иванов Ю. Н. Изучение заиления Кайраккумского водохранилища.—«Труды ГГИ», 1960, вып. 90, с. 123—149.
50. Капитонов Н. М., Караушев А. В., Разумихина К. В. Изучение движения наносов в нижних бьефах ГЭС.—«Труды ГГИ», 1974, вып. 210, с. 98—112.
51. Карасев И. Ф. Транспортирующая способность турбулентных потоков и деформация русла в связных грунтах.—«Труды ГГИ», 1965, вып. 124, с. 55—90.
52. Карасев И. Ф. Русловые процессы при переброске стока. Л., Гидрометеоздат, 1975, 287 с.
53. Караушев А. В. Подobie открытых потоков при турбулентном режиме.—«Труды ГГИ», 1948, вып. 4 (58), с. 159—174.
54. Караушев А. В. Транспорт наносов в открытых потоках.—«Труды ГГИ», 1951, вып. 28 (82), с. 78—122.
55. Караушев А. В. Сравнение диффузионной и гравитационной теории движения взвешенных наносов применительно к практическим задачам.—«Изв. АН СССР», 1952, ОТН, № 12, с. 1840—1847.
56. Караушев А. В. Гидравлика рек и водохранилищ (в задачах). Л., «Речной транспорт», 1955, 292 с.
57. Караушев А. В. Расчет распределения мутности и деформации русла на прямых участках и на закруглениях рек.—«Труды ГГИ», 1956, вып. 56 (110), с. 75—95.
58. Караушев А. В. Проблемы динамики естественных водных потоков. Л., Гидрометеоздат, 1960, 392 с.
59. Караушев А. В. Сгонно-нагонные явления на водохранилищах и озерах. Л., Гидрометеоздат, 1960, 215 с.
60. Караушев А. В., Абакумов В. И., Маркус Е. К. Приближенный метод расчета заносимости морских каналов.—«Труды Океаногр. комиссии АН СССР», Береговая секция, 1961, т. 8, с. 109—113.
61. Караушев А. В. Пути изучения речных наносов.—«Труды ГГИ», 1963, вып. 100, с. 3—25.
62. Караушев А. В. Метод расчета осаждения наносов в водохранилищах.—«Труды ГГИ», 1965, вып. 124, с. 26—39.
63. Караушев А. В. Теория и метод расчета заиления малых водохранилищ и прудов.—«Труды ГГИ», 1966, вып. 132, с. 68—81.
64. Караушев А. В. Речная гидравлика. Л., Гидрометеоздат, 1969, 416 с.
65. Караушев А. В. Развитие ветрового волнения и насыщение водных масс наносами.—«Труды ГГИ», 1969, вып. 175, с. 3—36.
66. Караушев А. В. Общие и некоторые частные вопросы теории русловых процессов и склоновой эрозии.—«Труды ГГИ», 1972, вып. 191, с. 5—22.
67. Картвелишвили Н. А. Регулирование речного стока. Л., Гидрометеоздат, 1970, 218 с.
68. Кнороз В. С. Неразмывающая скорость для несвязных грунтов и факторы ее определяющие.—«Изв. ВНИИГ», 1958, т. 59, с. 62—81.
69. Кнороз В. С. Влияние макрошероховатости русла на его гидравлические сопротивления.—«Изв. ВНИИГ», 1959, т. 62, с. 54—75.
70. Кнороз В. С. О деформациях дна и о влиянии их на гидравлический режим потока.—«Труды III Всесоюз. гидролог. съезда», 1960, т. 5, с. 166—176.
71. Кнороз В. С. «Неразмывающие» (предельные) скорости разно-

- зернистых по крупности несвязных материалов.— «Изв. ВНИИГ», 1962, т. 71, 258 с.
72. Козменко А. С. Основы противозрозионной мелиорации. М., «Сельхозгиз», 1954, 423 с.
73. Колмогоров А. Н. Локальная структура турбулентности в несжимаемой вязкой жидкости при очень больших числах Рейнольдса.— «ДАН СССР», 1941, т. 30, № 4, с. 299—303.
74. Колмогоров А. Н. Уравнение турбулентного движения несжимаемой жидкости.— «Изв. АН СССР», сер. физич., 1942, т. VI, № 1—2, с. 56—58.
75. Кондратьев Н. Е. Расчеты ветрового волнения и переформирование берегов водохранилищ. Л., Гидрометеиздат, 1953, 110 с.
76. Копалиани З. Д. Лабораторные исследования грядового движения крупных наносов.— «Труды ГГИ», 1972, вып. 204, с. 61—74.
77. Корчохан Ю. М. Исследование грядового движения наносов на р. Подомети.— «Труды ГГИ», 1968, вып. 161, с. 98—121.
78. Красножон Г. Ф. Динамика береговой зоны водохранилищ. Гидравлика сооружений и динамика речных русел. Изд. АН СССР, 1959, с. 189—210.
79. Кузнецов А. И. О методике подсчета стока наносов.— «Метеорология и гидрология», 1960, № 8, с. 49—50.
80. Кулемина Н. М. О натуральных исследованиях руслового процесса в половодье.— «Труды ГГИ», 1968, вып. 147, с. 52—68.
81. Кулемина Н. М. Результаты натуральных исследований движения песчаных гряд.— «Труды ГГИ», 1969, вып. 169, с. 96—100.
82. Кухаренко Н. А. Количественный анализ формы галек из древнего аллювия реки Кайвы.— В сб.: Советская геология. М., Госгеолтехиздат, 1947, № 18, с. 146—155.
83. Лапшенков В. С. Расчет заиления водохранилищ при постоянном уровне и квазиламинарном режиме течения.— «Изв. АН УзССР», сер. техн. наук, 1965, № 2, с. 58—63.
84. Леви И. И. Отстойники и промывные устройства, проектирование, теория и расчет. ОНТИ, 1938, 211 с.
85. Леви И. И. Динамика русловых потоков. Л.—М., Госэнергоиздат, 1957, 242 с.
86. Лисицына К. Н. Формирование стока наносов водотоков и заиление прудов на территории Северного Казахстана.— «Труды ГГИ», 1960, вып. 86, с. 92—119.
87. Лисицына К. Н. Расчет заиления прудов.— «Труды ГГИ», 1969, вып. 175, с. 199—208.
88. Лисицына К. Н., Александрова В. И. Сток наносов рек Европейской территории СССР.— «Труды ГГИ», 1972, вып. 191, с. 23—51.
89. Лисицына К. Н. Сток взвешенных наносов рек Сибири.— «Труды ГГИ», 1974, вып. 210, с. 48—72.
90. Ломтадзе В. Д. Инженерная геология. Л., «Недра», 1970, 528 с.
91. Лонгинов В. В. О возможности прогноза кратковременных изменений рельефа.— В сб.: Динамика и морфология морских берегов. Изд. АН СССР, 1961, с. 267—286.
92. Лопатин Г. В. О распределении среднего многолетнего стока взвешенных наносов рек на территории Европейской части СССР.— «Труды НИУ ГМС», 1941, сер. IV, вып. 1, с. 110—149.
93. Лопатин Г. В. Наносы рек СССР. М., Географгиз, 1952, 366 с.
94. Лопатин Г. В. Изучение процесса заиления малых водоемов в условиях Курской области. «Труды Лабор. озероведения АН СССР», 1961, т. XIII, с. 150—184.
95. Маккавеев В. М. К теории турбулентного режима и взвешивания наносов.— «Изв. ГГИ», 1931, № 32, с. 5—26.
96. Маккавеев В. М. О движении руслового потока и об общих вопросах турбулентного движения жидкости.— «Труды IV гидролог. конференции Балтийских стран», 1933, с. 1—21.

97. Маккавеев В. М. К динамике твердого и жидкого стока свободных потоков при прямолинейном и извилистом руслах.— «Труды по гидрологии», 1938, вып. I, изд. ГЭНИИ, с. 5—81.
98. Маккавеев В. М., Коновалов И. М. Гидравлика. Л., «Речиздат», 1940, 643 с.
99. Маккавеев В. М. Вопросы структуры осредненного поля скоростей турбулентных потоков.— «Труды ГГИ», 1950, вып. 22 (76), с. 3—30.
100. Маккавеев В. М. Учет ветрового фактора и шероховатости дна в динамике волн и переносных течений.— «Труды ГГИ», 1951, вып. 28 (82), с. 8—34.
101. Маккавеев В. М. О теориях движения турбулентных потоков, содержащих взвешенные наносы.— «Изв. АН СССР», ОТН, 1952, № 2, с. 262—279.
102. Маккавеев В. М. Вопросы теории турбулентности и движения наносов.— «Труды ГГИ», 1963, вып. 100, с. 54—87.
103. Маккавеев В. М. Перемещение твердых частиц в турбулентных потоках жидкости.— «Труды Коорд. совещания по гидротехнике», 1967, Изд. ВНИИГ, вып. 36, 262 с.
104. Максимчук В. Л., Аверин В. З., Степчук Е. Н. Расход потока вдоль пологих песчаных берегов водохранилищ.— В сб.: Переработка берегов водохранилищ, Киев, Изд. АН УССР, 1962, с. 91—102.
105. Максимчук В. Л. Основы проектирования штучных пляжів на морських узбережжях.— «Збірник «Наука і техніка в міському господарстві». Видавн. «Будівельник», 1971, вып. 16.
106. Материалы IV Всесоюзного совещания по селевым потокам. Алма-Ата, Изд. АН КазССР, 1959, 232 с.
107. Материалы V Всесоюзного совещания по изучению селевых потоков и мер борьбы с ними. Баку, Изд. АН Азерб. ССР, 1962, 288 с.
108. Методика измерения расходов наносов и изучение деформации речных русел и исследование твердого стока. Будапешт, 1972, 118 с.
109. Минский Е. М. Турбулентность руслового потока. Л., Гидрометеониздат, 1952, 164 с.
110. Мировой водный баланс и водные ресурсы Земли. Л., Гидрометеониздат, 1974, 368 с.
111. Мирцхулава Ц. Е. Исследование движения донных наносов скоростной микрокиносъемкой.— «Изв. АН СССР», сер. геогр., 1960, № 6, с. 879—881.
112. Мирцхулава Ц. Е. Размыв русел и методика оценки их устойчивости. М., «Колос», 1967, 179 с.
113. Михайлова Н. А. Перенос твердых частиц турбулентными потоками воды. Л., Гидрометеониздат, 1966, 234 с.
114. Молдованов А. И. Расчет заиления малых водохранилищ методом баланса.— «Тр. УкрНИГМИ», 1972, вып. 116, с. 33—43.
115. Мостков М. А. О расчете заиления водохранилищ.— «Труды ТБИИЖТ», 1950, № 23, 148 с.
116. Мунх-Петерсен Дж. Движение наносов вдоль берегов бесприливных морей. IV Гидрологическая конференция Балтийских стран, 1933, т. 3, с. 1—47.
117. Мухамедов А. М., Умаров А. Ю. К исследованию режима потока и движения наносов на горных участках рек.— «Вопросы гидротехники», 1962, вып. 6, Ташкент, Изд. АН УЗБ. ССР с. 124—141.
118. Павловский Н. Н. Гидрологический справочник. М.—Л., ОНТИ, 1937, 100 с.
119. Петухова Г. А. Зависимость объемного веса донных отложений от их гранулометрического состава.— «Труды ГГИ», 1966, вып. 132, с. 82—89.
120. Петухова Г. А. Зависимость характеристик донных отложений рек ЕТС от природных условий.— «Труды ГГИ», 1974, вып. 210, с. 82—97.
121. Пинус Н. З. Физическая модель турбулентности ясного неба.— «Метеорология и гидрология», 1971, № 6, с. 57—66.

122. Поляков Б. В. Заиление водохранилищ Заволжья. М.—Л., Нижневолгопроект, 1935, вып. V, с. 99—116.
123. Поляков Б. В. Методика исследования речных наносов и перекатов. М.—Л., Гидрометеоздат, 1940, 76 с.
124. Поляков Б. В. Гидрологический анализ и расчеты. Л., Гидрометеоздат, 1946, 480 с.
125. Проскуряков А. К., Проскуряков Б. В. Результаты первого этапа работ по изучению влекомых наносов в условиях среднего течения р. Волги. Сб. Гидроэнергoproекта, ГОНТИ, 1938, № 3, с. 60—101.
126. Прыткова М. Я. Отложение наносов в водохранилищах и прудах. «Труды ГГИ», 1960, вып. 86, с. 67—91.
127. Прыткова М. Я., Шеховцов О. А., Юдин Е. А. и др. Отказненское водохранилище. Л., «Наука», 1973, 182 с.
128. Путнам Дж., Мунк В., Трейлор М. Предсказание вдольбереговых течений.—Сб. Предсказание ветровых волн, зыби и прибоя. М., Изд. ин. лит., 1951, с. 389—402.
129. Пушкарев В. Ф. Движение влекомых наносов.—«Труды ГГИ», 1948, вып. 8 (62), с. 93—110.
130. Пышкин Б. А. Динамика берегов водохранилищ. Киев., «Наукова думка», 1973, 410 с.
131. Разумихина К. В. Вопросы применимости методов расчета транспорта наносов к речным потокам.—«Труды ГГИ», 1966, вып. 132, с. 18—45.
132. Разумихина К. В. Натурное исследование и расчет транспорта наносов.—«Труды ГГИ», 1967, вып. 141, с. 5—34.
133. Разумихина К. В. Расчет транспортирующей способности потока, закрытого льдом.—«Труды ГГИ», 1969, вып. 175, с. 91—107.
134. Разумихина К. В. Опыт вычисления полного расхода наносов (взвешенных и влекомых).—«Труды ГГИ», 1972, вып. 191, с. 100—110.
135. Разумихина К. В. Применение формулы транспортирующей способности потока для расчета годового стока взвешенных наносов.—«Труды ГГИ», 1969, вып. 175, с. 137—154.
136. Рахманов А. Н. О построении кривых свободной поверхности в призматических и цилиндрических руслах при установившемся движении.—«Изв. НИИГ», 1931, т. 3, с. 75—114.
137. Ржаницын Н. А. Речная гидравлика, ч. 1, М.—Л., ОНТИ, Госэнергоиздат, 1934, 209 с.
138. Ржаницын Н. А. Морфологические и гидрологические закономерности строения речной сети. Л., Гидрометеоздат, 1960, 237 с.
139. Романовский В. В. Изучение скорости осаждения крупных наносов.—«Труды ГГИ», 1966, вып. 132, с. 90—109.
140. Романовский В. В. Влияние формы крупных частиц наносов и их ориентации в потоке на гидродинамическое сопротивление.—«Труды ГГИ», 1969, вып. 175, с. 108—118.
141. Романовский В. В. Экспериментальное исследование гидравлической крупности наносов.—«Труды ГГИ», 1972, вып. 191, с. 111—136.
142. Романовский В. В. Исследование начальной скорости влечения частиц наносов.—«Труды ГГИ», 1974, вып. 210, с. 130—150.
143. Россинский К. И., Кузьмин И. А. Речное русло.—В кн.: Гидрологические основы речной гидротехники. М., Изд. АН СССР, 1950, с. 52—97.
144. Россинский К. И., Кузьмин И. А. Закономерности формирования речных русел.—В кн.: Русловые процессы, Изд. АН СССР, 1958, с. 5—14.
145. Россинский К. И., Кузьмин И. А. Балансовый метод расчета деформаций дна потока.—«Труды Гидропроекта», 1964, сб. 12, с. 265—271.
146. Россинский К. И. Движение донных наносов.—«Труды ГГИ», 1968, вып. 160, с. 102—139.
147. Россинский К. И. Расчет движения речных наносов.—«Труды Гидропроекта», 1973, сб. 30, с. 14—36.

148. Салахов Ф. С. Закономерность распределения взвешенных наносов по крупности и динамика осаждения их в слаботурбулентном потоке. Межвузовская конференция. М., 1963.
149. Селюк Е. М. Исследования, расчеты и прогнозы ветрового волнения на водохранилищах. Л., Гидрометеиздат, 1961, 220 с.
150. Сергеев Е. М. Грунтоведение. М., Изд. МГУ, 1971, 595 с.
151. Скрыльников В. А. Расчет заиления подпертых бьефов гидроузлов. Учет цикличности колебания стока при расчетах заиления подпертых бьефов гидроузлов.—Сб. Вопросы энергетики, гидротехники и горного дела. Ташкент, 1961, с. 84—87.
152. Смищенко Б. Ф. Движение песчаных гряд в естественных водных потоках.—«Труды ГГИ», 1966, вып. 136, с. 89—91.
153. Соболев С. С. Развитие эрозионных процессов на территории Европейской части СССР и борьба с ними. М.—Л., Изд. АН СССР, 1948, т. 1, 308 с.; 1960, т. 2, 248 с.
154. Соколов Д. Я. Отстойные бассейны для ирригации и гидростанций. М., Сельхозгиз, 1945, 444 с.
155. Соловьев Н. Я., Клавен А. Б. Отборник проб донных отложений.—«Труды ГГИ», 1969, вып. 172, с. 100—104.
156. Судольский А. С. Вдольбереговые перемещения наносов на формирующихся отмелях водохранилища.—«Труды ГГИ», 1962, вып. 98, с. 226—246.
157. Судольский А. С. Вдольбереговые течения на отмелях водохранилища.—«Труды ГГИ», 1963, вып. 106, с. 174—181.
158. Талмаза В. Ф., Крошкин А. Н. Гидроморфометрические характеристики горных рек. Фрунзе, «Кыргызстан», 1968, 203 с.
159. Указания по расчету заиления водохранилищ при строительном проектировании. 2-е изд. Л., Гидрометеиздат, 1973, 55 с.
160. Фидман Б. А. Основные результаты экспериментального изучения структуры турбулентных потоков.—В сб.: Проблемы русловых процессов. Л., Гидрометеиздат, 1953, с. 138—150.
161. Франкль Ф. И. О системе уравнений взвешенных наносов.—В сб.: Исследования максимального стока, волнового воздействия и движения наносов. М., Изд. АН СССР, с. 132—137.
162. Франкль Ф. И. Опыт полуэмпирической теории движения взвешенных наносов в неравномерном потоке (1955).—Избранные труды по газовой динамике. М., «Наука», 1973, с. 664—669.
163. Хмаладзе Г. Н. Мутность рек Армении.—«Изв. АН Арм. ССР», сер. техн. наук, 1958, т. 11, № 1, с. 15—30.
164. Христианович С. А. О расчете неустановившихся движений в каналах и реках.—«Труды ГГИ», 1937, вып. 5, с. 25—53.
165. Шадрин И. Ф. О возможности прогноза вдольбереговых течений на бесприливных морях.—Сб.: Динамика и морфология морских берегов. Изд. АН СССР, 1961, с. 328—340.
166. Шадрин И. Ф. Течение береговой зоны бесприливных морей. М., «Наука», 1972, 128 с.
167. Шамо́в Г. И. Исследование морфологических форм образования побочня и пойм р. Волги и устья р. Мологи.—«Изв. НИИГ», 1935, т. 16, с. 25—48.
168. Шамо́в Г. И. Заиление водохранилищ. М.—Л., Гидрометеиздат, 1939, 139 с.
169. Шамо́в Г. И. Формулы для определения предельной скорости и расходов донных наносов.—«Труды ГГИ», 1952, вып. 36 (90), с. 3—17.
170. Шамо́в Г. И. Речные наносы. Л., Гидрометеиздат, 1959, 378 с.
171. Шаффернак Ф. Гидрология (1935). Л.—М., Гидрометеиздат, 1938, 371 с.
172. Шварцман А. Я. Исследование и расчет мутности в прибрежной зоне водохранилища.—«Труды ГГИ», 1965, вып. 124, с. 4—25.
173. Шварцман А. Я. Вопросы динамики зоны волноприбой.—«Труды ГГИ», 1965, вып. 124, с. 91—101.

174. Шварцман А. Я., Макарова А. И. Обоснование формулы мутности при учете спектра волн.—«Труды ГГИ», 1968, вып. 156, с. 140—147.
175. Шишов Н. Д. Метод расчета мощности потока песчаных наносов в морях и больших озерах.—«Труды Гос. ин-та по проектированию морских портов и судоремонтных предприятий». М., «Морской транспорт», 1956, сб. 3, с. 45—56.
176. Шуляк Б. А. Физика волн на поверхности сыпучей среды и жидкости, М., «Наука», 1971, 400 с.
177. Щеглова О. П. Формирование стока взвешенных наносов и смыл с горной части Средней Азии. Л., Гидрометеоздат, 1972, 228 с.
178. Ярославцев Н. А. Динамика наносов прибрежной зоны Горьковского водохранилища.—«Сб. работ по гидрологии», п. № 4, Л., Гидрометеоздат, 1964, с. 84—118.
179. Alger G. R., Simons D. B. Fall velocity of irregular shaped particles.—“Proc. ASCE (J. Hydr. Div.)”, 1968, vol. 94, N HY3, paper 5949, p. 721—737.
180. Allen J. R. On geometry and current ripples in relation to stability of fluid flow.—“Geografiska Annaler”, 1969, A 51, N 1—2, p. 61—96.
181. Ashida K., Tanaka J. An experimental study on sand waves.—Rep. DPR, N 9, March, 1966, Kioto, Japan, p. 445—456.
182. Bajorunas L. Littoral transport in the Great Lakes (Abstract). Publ. Gr. Lakes Res. Div. Inst., Sci. and Technol., Univ. Michigan, 1961, N 7, 110 p.
183. Bijker E. W. Littoral drift as function of waves and currents. 11-th Coastal Engineering Conference. London, 1968.
184. Bogardi J. Sediment transport in alluvial streams. Akademia. Kiado, Budapest, 1974, p. 826.
185. Bruk S. Zapazanja o nekim postavkama energetske koncepcije transporta lebdeceg nanosa.—„Saopstenja“, 1967, N 40, с. 1—5.
186. Brune J. M. Trap efficiency of reservoirs.—“Trans. Amer. Geophys. Union”, vol. 34, N 3, 1953.
187. Colby B. R. and Hembre C. N. Computations of total sediment discharge Niobrara River near Cody, Nebraska. United States Government Printing Office, Washington, 1955.
188. Czepa O. Grundgleichungen des sinkstoffgehaltes und Sedimenttransportes imwellenbewegten Küstenwassers des Meers.—„Acta Hydrophysica“, 1956, Bd 111, H. 3. Berlin.
189. Diaconu C. Aspecte hidrometrice derivat din particularitatile variatice debitelor de aluviani in suspensie.—„Studii de Hidrologie“, m. 30, Bucuresti, 1971, p. 23—41.
190. Du Boys P. F. D. Le Rhone et le river a lit affouillable.—„Annels des Ponts et Chaussees“, 1879, vol. 18, ser. 5, p. 141—195.
191. Einstein H. A. The bed-load function for sediment transportation in open channel flows.—U. S. Dept. Agriculture Soil Cons. Serv. Techn. Bull., 1026, 1950.
192. Einstein H. A. and Chien N. Can the rate of wash-load be predicted from the bed-load function?—“Transactions American Geophysical Union”, vol. 34, N 6, 1953, p. 876—882.
193. Einstein H. A. and Chien N. Effects of heavy sediment concentration near the bed on velocity and sediment distribution.—In: U. S. Army Corps of Engineers, Missouri River Div. Sediment Ser. 1955, N 8.
194. Exner F. M. Zur der Dünen.—„Vienna Acad. Sci. Proc.“, 1920, vol. 129.
195. Exner F. M. Über Flussmeander. Wogenwolken und Liklonen, die durch Rotebungswalzen entstehen.—In: Sitzungsberichte, Akademie der Wissenschaften in Wien. Math.-naturwiss. Kl., Abt. 11-a. B137. Wien, 1928.
196. Garde R. J. and Albertson M. L. Sand waves and regimes of flow in alluvial channels.—“Proc. IAHR”, vol. 4, 28—S11, p. 7.

197. Gilbert G. K. The transportation of debris by running water.—“U. S. Geol. Survey Prof. Paper”, 1914, 86.
198. Grey H. P. and Norman V. W. Field methods for measurement of fluvial sediment.—In: U. S. Geol. Survey Techniques. W. R. Inv. Book 3, Chap C 2, 1970, 59 p.
199. Hayashi T. Formation of dunes and antidunes on open channels.—“J. Hydraul. Div. ASCE”, 1970, vol. 96, p. 351—366.
200. Holeman J. N. The sediment yield of major of the world.—“Water resources research”, 1968, vol. 4, p. 737—747.
201. Inman D. and Quinn W. Currents in the surf zone. Coastl. Eng. Proc. 2 Confer., Berclly, USA, 1952.
202. Joglekar D. V. Sedimentation reservoirs.—“J. of the institution of Engineers”. Apr. 1960, vol. 40, N 8, P. 1, Calcutta.
203. Isihara T., Iwagaki J., Murakami M. On the investigation of Akashi strait.—“Coastl. Eng. in Japan”, 1958, vol. 1.
204. Kennedy J. F. The mechanics of dunes and antidunes in erodible-bed channels.—“J. Fluid Mechanics”, 1963, vol. 16, p. 521, 544.
205. Kennedy J. E. The formation of sediment ripples, dunes and anti-dunes.—“Annual review of fluid mechnics”, vol. 1, 1969, p. 147—168.
206. Kresser W. Gedanken zur Geschiebe und Schwebstoffführung der Gewässer.—„Osterreichische Wasservirtschaft“, 1964, Jg. H 1/2.
207. Mercer A. G. Analysis of Alluvial Bed Forms in the book of “River Mechanics”. Vol. 1, p. 10—1—10—25, 1974, USA.
208. Meyer-Peter and Muller. Formula for bed-load transport.—“Intern. Assoc. Hyd. Struct. Res.”, 1948, vol. 3, (Appendix 2), p. 39—64.
209. Miloradova V. Neki rezultats merenja talosenja nanosa na Velikoj Moravi.—„Saopstenja“, 1957, N 40, p. 7—16.
210. Nordin C. F. and Aldgert J. H. Spectral analysis of sand waves.—“J. HD Proc. ASCE.”, 1966, vol. 92, HY—5, p. 95—144.
211. Novak P. Experimental and theoretical investigation of the stability of prisms on the bottom of a flume.—In: Proc. Second Conf. Internat. Assoc. for Hydr. Research, Stokholm, Sweden, 1948, p. 77—91.
212. O'Brien M. P. Review of the theory of turbulent flow and its relation to sediment transportation.—In: Trans. Amer. Geophys. Union, 1933.
213. Orth F. Die Verlandung von Staubecken.—„Die Bautechnik“, 1934, H. 26, S. 345—358.
214. Pirkovsky M. Drsnost tokov a pohubom splavenin. Prace a studie, 34. Vyskumny ustav vodohospodarsky, Bratislava, 1965.
215. Schmidt W. Der Massenaustausch in freier Luft und verwandte Erscheinungen. Hamburg, 1925.
216. Schoklitsch A. Über Schleppraft und Geschiebebewegung. Leipzig and Berlin, Wilhelm Engelmann, 1914, p. 66.
217. Schoklitsch A. Geschiebebewegung in Flüssen und an Stauwerken. Wien, Verlag von Julius Springer, 1926.
218. Schoklitsch A. Stauramverlandung und Kolkabwehr. A. Die Schwemmstoffe und ihse Fortbewegung B.—Die Verlandung von Stauräumen. Wien, 1935, S. 1—40.
219. Sediment control methods d. reservoirs.—“J. Hydraul. Div. Proc. Amer. Soc. Civ. Eng.”, 1973, vol. 99, N 4, p. 617—635.
220. Sentürk F. A. A new category of bed configuration antiripples.—“Proc. of XY, JAHR”, 1973, vol. 1, p. 95—100.
221. Shields A. Anwendung der Ähnlichkeitsmechanik und der Turbulenzforschung auf die Geschiebewegung. Mitteilungen der Preuss.—„Versuch anst. f. Wasserban. u Schiffban“, 1936, Berlin, H 26, S. 26.
222. Shultz E. F., Wilde R. H., Albertson M. G. Influence of shape on the fall velocity of sedimentary particles.—“Missouri river div. sement series”. 1954, N 5, p. 162.
223. Simons D. B., Richardson E. V. Form of bed roughness in alluvial channels.—“ASCE Trans.”, 1963, vol. 128, p. 284—323.

224. Skibinski J. Rozwoj lapaciek rumowiska izywanych w Polsce oraz niektore inne metody pomiarow wleczania.— „Gosp. Wodna”, 1962, vol. 22, N 5, p. 215—220.

225. Stuver M. Littoral drift by and currents action. Waves and currents action. 11-th Coastal Engineering Conference. London, 1968.

226. Swenson H. A. Sediment in streams.— “J. of Soil and Water Conservat”, 1964, vol. 19, N 6.

227. Szolgay J. Hidrologicy vyskum plavenin na slovenskych rickach.— „Vyskumny Ustav Vodohospodarsky Bratislava Prace a studie”, N 9, 1960.

228. Taylor G. J. Diffusion by continuous movement.— “Proc. Lond. Math. Soc.”, 1921, 2, N 20.

229. Tsubaki T., Kavasumi T. and Jasutomi T. On the influence of sand ripples upon the sediment transport in open channels.— In: Kyushi Univ., Rept. Res. Inst. for Applied Mechanics, vol. 2, p. 241—256.

230. Vanoni V. A. Transportation of suspended sediment by water.— “Proc. Amer. Soc. of Civ. Eng.”, June 1944.

231. Wadell H. Sphericity and roundness of rock particles.— “J. of Geology”, 1933, 41, p. 310—311.

232. Wetter S. Sediment problems in Lake Mead and down stream of the Colorado river.— “Trans. Amer. Geophys. Union”, 1953, N 2.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
1. Введение в учение о речных наносах	5
1.1. Вводные замечания	5
1.2. Содержание учения о речных наносах. Историческая справка	8
1.3. Формирование и состав речных наносов	13
1.4. Транспорт наносов и русловой процесс	20
1.5. Теория транспорта наносов и речная гидравлика	24
2. Теория транспорта наносов	28
2.1. Гидравлическая крупность наносов	28
2.2. Теория взвешивания наносов	41
2.3. Теория влечения наносов	58
2.4. Формирование донных гряд	80
3. Расчет распределения мутности по вертикали и транспорта взвешенных наносов	99
3.1. Распределение мутности по вертикали	99
3.2. Взаимообмен потока и русла наносами, донная мутность	112
3.3. Транспортирующая способность потока	127
3.4. Проверка формул транспортирующей способности потока и практические приемы расчета транспорта взвешенных наносов	148
4. Расчет движения влекомых наносов и общего транспорта наносов	167
4.1. Вычисление элементов донных гряд	167
4.2. Методы расчета расхода влекомых наносов	173
4.3. Вычисление суммарного расхода взвешенных и влекомых наносов	182
5. Баланс наносов и русловые деформации	189
5.1. Уравнение баланса наносов и распределение мутности по длине потока	189
5.2. Расчет распределения мутности по длине потока и русловые деформации	197
5.3. Движение наносов и деформации русла в нижних бьефах и при изменении базиса эрозии	203
6. Заиление водохранилищ	210
6.1. Общая характеристика процессов заиления водохранилищ	210
6.2. Методы расчета общего заиления водохранилищ и прудов	220
6.3. Детальный расчет заиления водохранилищ	224
7. Ветро-волновое взмучивание и вдольбереговой транспорт наносов в водохранилищах и озерах	231
7.1. Ветро-волновое взмучивание в водоемах	231
7.2. Течения и взмучивание на береговой отмели	238
7.3. Процессы формирования берегов водохранилищ и вдольбереговой транспорт наносов	245
7.4. Выравнивание береговой линии	252
7.5. Приближенный расчет заносимости судоходных каналов в водохранилищах	259

Анатолий Васильевич Караушев

**ТЕОРИЯ И МЕТОДЫ
РАСЧЕТА РЕЧНЫХ
НАНОСОВ**

Отв. редактор И. В. Боголюбова
Редактор Л. А. Чепелкина
Техн. редактор Л. М. Шишкова
Корректор И. А. Крайнева
ИБ № 369

Сдано в набор 22/III 1977 г. Подписано к печати 8/VI 1977 г. М-20207. Формат 60×90/16, бумага тип. № 1. Печ. л. 17. Уч.-изд. л. 18,19. Тираж 2100 экз. Индекс ГЛ-169. Заказ № 146. Цена 2 руб. 54 коп. Гидрометеонздат. 199053. Ленинград, 2-я линия, 23.

Ленинградская типография № 8 Союзполиграфпрома при Государственном комитете Совета Министров СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли. 190000, Ленинград, Прачечный пер., 6.