ГЛАВНОЕ УПРАВЛЕНИЕ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ СЛУЖБЫ
ПРИ СОВЕТЕ МИНИСТРОВ СССР

ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ГИДРОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

А. В. Караушев

Теория и методы расчета речных наносов

Гидрометеоиздат
Ленинград • 1977

УДК 556.535.6(556.011)

В монографии рассматриваются общие вопросы учения о речных наносах, которое трактуется как комплексная проблема, включающая теорию и методы расчета транспорта наносов, методику их натурного исследования, изучение процессов формирования географического распределения стока наносов. Основное внимание в настоящей книге уделяется теоретическим вопросам и методам расчета. Излагаются теоретические модели движения взвешенных и влекомых наносов, методы расчета транспортирующей способности потока, расходов взвешенных и влекомых наносов. Рассматриваются теоретические модели и методы расчета движения наносов в водохранилищах и нижних бьефах, способы расчета заиления водохранилищ и прудов. Уделено внимание теории и методике расчета вдольберегового перемещения наносов в волноприбойной зоне озер и водохранилищ.

Книга предназначена для гидрологов, инженеров-гидротехников и мелиораторов, она может использоваться в качестве учебного пособия для студентов и аспирантов указанных выше специальностей.

Ленинградский
Гидрометеорологический ин.
БИБЛИОТЕКА

К $\frac{20806\text{-}134}{069(02)\text{-}77}$ 48–77 © Государственный гидрологический институт (ГГИ), 1977 г.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Учение о речных наносах является одним из наиболее сложных разделов гидрологии; оно включает гидродинамическую теорию транспорта и переотложения наносов, теорию процессов формирования стока наносов и географического распределения его характеристик, обоснование методов расчета и методов натурных исследований.

Весь этот комплекс проблем в течение последних 15—20 лет был представлен в тематике лаборатории наносов Государственного гидрологического института, руководимой автором настоящей монографии. Результаты исследований нашли отражение в тематических выпусках трудов ГГИ, содержащих работы сотрудников лаборатории, а также аспирантов и некоторых ученых других учреждений, сотрудничавших с лабораторией. Всего с 1960 г. вышло в свет 10 тематических выпусков трудов ГГИ (вып. 86, 100, 111, 124, 132, 141, 156, 175, 191, 210) общим объемом около 130 печатных листов, содержащих 105 статей, в которых излагаются как результаты теоретических исследований и обобщений по теории наносов, так и рекомендации по методам инженерных расчетов и способам натурных (в особенности сетевых) измерений параметров стока наносов.

Предлагаемые методы расчета и измерений публиковались также и в указаниях, руководствах и наставлениях гидрометеорологическим станциям и постам. Всего за период с 1960 г. было 18 таких публикаций, из них семь полностью посвящено проблеме наносов. Особо надо отметить межведомственные нормативные документы по вычислению стока наносов и расчету заиления водохранилищ.

Большое место в работе лаборатории занимает сотрудничество с другими научными учреждениями в нашей стране и за рубежом, участие во многих конгрессах, совещаниях и композиумах, в том числе международных. Сотрудники лаборатории опубликовали много докладов по проблеме наносов в русских и иностранных изданиях.

Все разработки лаборатории велись на основе единой научной концепции, поэтому результаты отдельных разработок являются частями единого целого. Естественно, что возникла задача систематизировать разработки и на этой основе дать достаточно многоплановое изложение учения о речных наносах.

Такая систематизация должна иметь не только научное, но и практическое значение, так как облегчает использование

различных рекомендаций по методам расчета и изучения наносов. Заметим, что широко известные монографии по проблеме наносов не охватывают всех основных аспектов учения о наносах. Со времени выхода в свет этих монографий прошло много лет, и в них, естественно, не отражены новые достижения науки.

В основу настоящей книги положены в первую очередь результаты исследований лаборатории наносов ГГИ, выполненных в последние два десятилетия, и ряд наиболее крупных работ отечественных и зарубежных ученых в области теории наносов и некоторых смежных дисциплин. В то же время не имелось в виду придавать книге энциклопедический характер; в ней не представилось возможным отразить все многочисленные работы по проблеме наносов, опубликованные за последние годы у нас и за рубежом.

Основное внимание в книге уделено гидродинамическому аспекту проблемы — изложению теории транспорта наносов и методов расчета, относящихся к разнообразным случаям движения наносов в русловых потоках и водохранилищах. Географическому аспекту этой проблемы и методам изучения наносов будет посвящена специальная монография.

В подготовке монографии принимали участие сотрудники лаборатории, составившие полностью или в соавторстве ряд ее разделов: И. В. Боголюбова (в соавторстве п. 4.2), Н. С. Знаменская (в соавторстве п. 2.4), Н. М. Капитонов (в соавторстве п. 4.1; 5.3), К. В. Разумихина (п. 3.4, в соавторстве п. 3.3; 4.3; 5.3), В. В. Романовский (п. 2.1, в соавторстве п. 2.4), А. Я. Шварцман (п. 7.1; 7.2, в соавторстве п. 7.3).

Монографию редактировала канд. геогр. наук И. В. Боголюбова. В подготовке рукописи к печати участвовали сотрудники лаборатории З. Г. Воробьева, Л. И. Фаустова, Г. М. Иванова и др.

Рецензирование рукописи выполнено д-ром техн. наук И. Ф. Карасевым, ценные замечания которого учтены при доработке монографии.

1. ВВЕДЕНИЕ В УЧЕНИЕ О РЕЧНЫХ НАНОСАХ

1.1. Вводные замечания

Задачей настоящей книги является систематизация основных сведений о речных наносах и способах расчета их движения. Такая систематизация с учетом основных результатов, полученных за последние годы, позволяет трактовать отдельные вопросы проблемы как части единого целого, более глубоко и полно раскрывать ее сущность. Все это будет способствовать внедрению полученных результатов в практику инженерных расчетов.

Прежде чем перейти к изложению основного материала остановимся на определении некоторых терминов, широко используемых в учении о речных наносах.

Наносами называют твердые частицы — продукты разрушения горных пород, почв, органических остатков, переносимые водотоками, течениями в озерах и морях, механически перерабатываемые или сортируемые и частично откладываемые по путям стока и выносимые в области малоподвижной воды, где они оседают. В зависимости от способа транспортирования наносы подразделяют на взвешенные наносы, переносимые течениями во взвешенном состоянии, и влекомые наносы, перемещающиеся в придонном слое потока путем перекатывания, скольжения и сальтации. При изменении скорости течения, глубины и других гидравлических элементов потока меняются условия движения наносов. Частицы, переносившиеся потоком во взвешенном состоянии, могут стать влекомыми наносами, а влекомые — перестать двигаться или перейти во взвешенное состояние; неподвижные же частицы — прийти в движение.

Наносы, формирующие русла рек и ручьев, их поймы, дно озер и водохранилищ, называют донными отложениями, или, иначе, донными наносами, подразделяемыми соответственно на русловые, пойменные и озерные отложения-наносы. Поверхностный слой русловых, пойменных и озерных отложений, находящихся в активном взаимодействии с потоком, называют активным слоем русла. Русловые и пойменные отложения, составляющие в совокупности речные отложения, называют также речным аллювием.

Количество наносов, проносимое через живое сечение реки в единицу времени, называют расходом наносов; до сих пор его было принято выражать в весовых единицах в секунду. В настоящей книге применяется международная система единиц

СИ, в основе которой лежат единицы массы, длины и времени. Соответственно расход наносов будет выражаться единицами массы в секунду (кг/с). Частное от деления расхода взвешенных наносов на расход воды дает среднюю расходную мутность потока, которая выражается в единицах массы, отнесенной к объему смеси воды с наносами. Обычно эту величину называют просто мутностью потока.

Суммарное количество наносов, переносимое рекой через какой-либо створ (суммарный транспорт наносов) за год, именуют *годовым стоком наносов* через данный створ. Соответственно можно различать сток взвешенных и сток влекомых наносов. Сток наносов может исчисляться за ряд лет, за сезоны, месяцы и т. д. При отнесении стока наносов к площади водосбора, замыкаемого створом, в котором ведется измерение, получаем *модуль стока наносов*. Годовой сток наносов может быть выражен и через *средний годовой расход наносов*. *Средняя расходная мутность* также рассматривается как параметр стока наносов.

Для оценки мутности водных масс как одной из характеристик качества воды применяется иной показатель мутности, а именно *средняя субстанциальная мутность*, находимая путем осреднения мутности по живому сечению потока без учета скорости течения. Размерность субстанциальной мутности та же, что и средней расходной. Численно эти величины в ряде случаев также близки.

Внесистемные единицы, применяемые в технике и в гидрологии, используются в настоящей книге весьма редко, только при цитировании прежних изданий и притом только тогда, когда по тем или иным соображениям представляется нецелесообразным переводить рассматриваемые величины или формулы в новую систему единиц.

Обобщения по теории речных наносов и методике их расчета делались и ранее. В этой связи следует отметить известные монографии Г. В. Лопатина [93] и Г. И. Шамова [170], изданные соответственно в 1952 и 1959 гг. Первая из этих книг имеет в основном географический аспект; главное внимание в ней уделено природным процессам, обусловливающим сток наносов. Вторая книга отличается бóльшей практической направленностью и, помимо географических обобщений, содержит ряд инженерных методов расчета. Со времени написания этих книг значительно развилась сеть гидрологических наблюдений, удлинились гидрологические ряды; получено много новых материалов, характеризующих режим и распределение по территории параметров стока наносов. Существенное развитие получили теория и методы расчета транспорта наносов, заиления водохранилищ, способы оценки русловых деформаций; создана теория и методика расчета береговых процессов в водохранилищах, разработаны новые методы полевого и лабораторного изучения наносов и мно-

гое другое. Все это выдвигает задачу новой систематизации материала. Отличительной особенностью направления, развиваемого в ГГИ, является его комплексность и доведение теоретических, как гидродинамических, так и физико-географических, разработок до практических методов расчета. В соответствии с этим в настоящей монографии не могли найти достаточно полного освещения те теории и схемы, которые не доведены до практических способов расчета.

По всем рассматриваемым в настоящей книге проблемам даются рекомендации по способам практических расчетов. Эти рекомендации основаны на теоретическом анализе процессов и обобщениях большого натурного материала. Некоторые из этих методов расчета в настоящее время приняты в качестве межведомственных стандартных способов инженерных расчетов (расчеты стока наносов, заиления водохранилищ, транспортирующей способности потоков и т. д.). Другие методы, не являющиеся официально принятыми, тем не менее находят широкое применение в инженерной практике. В монографии приводятся также методы, еще не имеющие широкого распространения и в ряде случаев нуждающиеся в дополнительном натурном или экспериментальном обосновании.

Практическая значимость проблемы речных наносов очень велика. Сведения о них являются одной из важнейших характеристик гидрологического режима рек и склонов их бассейнов. Количество транспортируемых рекой наносов и их режим во многом определяют процессы формирования речного русла, заносимость судоходных каналов на реках, режим перекатов и многое другое. Искусственное воздействие на режим речного потока, затрагивающее транспорт наносов, нередко вызывает коренные изменения речного русла и может привести к непредвиденным последствиям. Поэтому любое проектирование гидротехнических сооружений на реках требует учета режима транспорта наносов и учета влияния возводимых сооружений на условия движения твердого материала. Большое практическое значение имеет вопрос о заилении водохранилищ и прудов, определяющем во многих случаях не только продолжительность существования водоема, его эффективность, но и условия его эксплуатации. В настоящее время сток наносов, его внутригодовая и многолетняя изменчивость, крупность наносов являются теми необходимыми исходными данными, которые наряду со сведениями о режиме стока воды используются при проектировании больших и малых водохранилищ. Аналогичные данные применяются и при сооружении отстойников и ирригационных систем.

Сток наносов со склонов является интегральным показателем склоновой эрозии, поэтому данные о наносах необходимы при оценке эрозионных процессов и разработке противоэрозионных мероприятий.

При проектировании питьевого, промышленного и сельскохозяйственного водоснабжения (в том числе и орошения) существенное внимание уделяется мутности водных масс, т. е. содержанию в них взвешенных наносов. При превышении соответствующих норм содержания взвешенных веществ в воде проектируются специальные очистные сооружения. Для этих проектов необходимы детальные сведения о наносах.

Наносы в ряде случаев являются полезным сырьем для промышленности, применяются как строительный материал. В донных отложениях рек (в речном аллювии) могут содержаться ценные минералы: алмазы, золото, металлы платиновой группы и т. д. При этом следует иметь в виду два аспекта: первый, когда содержание ценных примесей достаточно велико и аллювий может рассматриваться как россыпи, идущие на промышленную разработку; в другом же случае присутствие в аллювии ценных минералов или сопутствующих им пород позволяет, следуя по путям стока, обнаружить коренные месторождения минералов.

Во всех случаях разработки современных аллювиальных отложений рек должно быть обращено внимание на последствия изъятия материала и на интенсивность его восполнения стоком наносов. Любые нарушения естественного руслового режима, ведущие к «разбалансированию» системы транспорт наносов—русло, вызывают цепную реакцию. Последствия этой реакции должны быть заранее учтены и предусмотрены меры, направленные на предотвращение отрицательных явлений.

1.2. Содержание учения о речных наносах. Историческая справка

Первые серьезные работы по изучению речных наносов относятся к концу XIX и началу XX столетий и связаны с развитием речного судоходства, ирригации, гидротехнического строительства. Начало формирования учения о наносах следует отнести к 20-м годам нашего столетия, т. е. к периоду выделения гидрологии в самостоятельную научную дисциплину.

Учение о речных наносах включает следующие три основных раздела: 1) теория транспорта наносов, 2) методы измерения стока наносов, 3) изучение процессов формирования стока наносов и географического распределения его параметров.

Теория транспорта наносов включает динамические теории взвешивания и влечения, в том числе теорию донно-грядового перемещения наносов, теорию взаимодействия потока и русла, теорию волнового взмучивания и движения наносов на береговых отмелях, методы расчета транспорта наносов в реках, на береговых отмелях, в водохранилищах, методы расчета заиления водохранилищ и прудов и т. п.

Во втором разделе учения рассматриваются методы полевых сетевых и специальных измерений стока наносов и гранулометрического состава наносов, методы лабораторной обработки проб, а также методы камеральной обработки и способы выражения полученных результатов.

Третья часть учения включает обобщения по режиму стока речных наносов и его изменчивости, по географическому распределению таких величин, как мутность, модуль стока наносов, эрозионные коэффициенты и т. д. Рассматриваются вопросы о распределении гранулометрического состава наносов, о процессах формирования стока наносов на склонах (склоновая эрозия), на водосборах больших и малых рек, в горных странах (в частности, селевые потоки). Важнейшим разделом третьей части учения является методика расчета стока наносов, предусматривающая получение основных его параметров и характеристик их изменчивости.

В настоящей книге, как указывалось, излагается первая часть учения о речных наносах, при этом имеется в виду в дальнейшем систематизировать материалы по второй и третьей частям учения о наносах и подготовить специальную монографию, имеющую методический и географический аспект.

Теоретические и лабораторные исследования движения наносов с самого начала велись в двух направлениях: изучение донного влечения наносов и изучение взвешивания частиц и их переноса. Первые работы по исследованию донного влечения выполнены за рубежом в середине XVIII — начале XIX столетий. Исследования А. Брамса в 1753 г., а затем В. Эри были посвящены выяснению условий равновесия и сдвига тяжелый частицы, находящейся на дне потока; Р. Дюбуа в 1879 г. исследовал силу влечения. Первые работы по изучению процессов взвешивания заключались в анализе условий свободного падения частиц в воде (т. е. их гидравлической крупности); здесь следует отметить исследования Д. Стокса (1851 г.), Г. Аллена (1900 г.). Начальные положения теории взвешивания твердых частиц в жидкости рассмотрены в 1911 г. В. В. Глушковым [23], а физически обоснованные модели взвешивания даны в работах В. Шмидта [215] в 1917—1925 гг. и в более законченном виде в работах В. М. Маккавеева [95] в 1931 г. и в последующие годы, а также другими учеными, упоминаемыми ниже.

Остановимся кратко на теоретических работах по изучению транспорта наносов в водных потоках. Основные вопросы, рассматриваемые в теории транспорта наносов водными потоками, следующие: 1) изучение условий воздействия потока на частицу и ее обтекания жидкостью (равновесие частицы на дне, начальная скорость ее сдвига, гидравлическая крупность); 2) исследование перемещения частиц по дну потока, скорости их транспортирования, изучение расхода наносов, связи транспорта наносов с донным рельефом и его формированием; 3) исследование



Глушков Виктор Григорьевич (1883—1939 гг.).



Маккавеев Владимир Митрофанович (1896—1970 гг.).

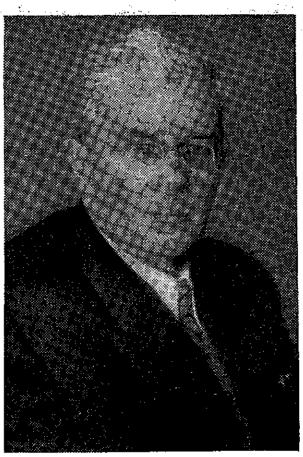
процессов взвешивания твердых частиц турбулентным потоком и их транспорта во взвешенном состоянии.

Все динамические модели влечения и взвешивания наносов требуют знания закономерностей обтекания потоком частиц, поэтому одной из важных составных частей теории транспорта наносов являются те разработки, которые отнесены нами выше к первой группе вопросов. Из прежних работ в этой области заметный след оставили упомянутые выше работы В. Эри и Д. Стокса; формула последнего до настоящего времени широко используется. Важную роль в развитии этого раздела теории транспорта наносов сыграли работы А. Хазена, Р. Ричардса (1908 г.) и особенно отечественных ученых Б. В. Архангельского [6], В. Н. Гончарова [25] и В. В. Романовского [141].

Переходя ко второй группе вопросов, отметим, что после исследований А. Шоклича [216], Г. Энгельса и других ученых проблеме донного влечения стало уделяться чрезвычайно большое внимание, причем появилось очень много публикаций. Существенный вклад в теорию донного влечения наносов и формирования руслового рельефа (гряд и дюн) внесен Ф. Экснером [194], Н. Крамером, В. Н. Гончаровым [25], М. А. Великановым [18], В. Ф. Пушкаревым [63], И. В. Егиазаровым [39], Г. В. Лопатиным [93], Дж. Кеннеди [204], Н. А. Михайловой [113], К. И. Россинским [144], Н. С. Знаменской [46]. Что касается методики расчета транспорта влекомых наносов, то здесь в первую очередь надо отметить вклад, внесенный В. Н. Гончаровым [25], Е. Мейер-Петером и Ф. Мюллером [208], Х. Эйнштейном [191], Г. И. Шамовым [169], И. В. Егиазаровым [40], Г. В. Лопатиным [93].



Шамов Григорий Иванович (1891—1956 гг.).



Гончаров Виталий Николаевич (1899—1963 гг.).

Рассматривая третью группу вопросов, касающихся взвешивания и переноса взвешенных наносов турбулентным потоком, напомним, что теоретические работы в этом направлении в России были начаты в 1911 г. В. Г. Глушковым [23], сыгравшим определенную роль в разработке модели взвесенесущего потока. Глушков показал, что поддержание тяжелых частиц в движущейся жидкости происходит за счет вертикальной компоненты пульсационной скорости. Это положение, по существу, является одним из отправных пунктов современной теории взвешивания и транспорта наносов. Основы теории были разработаны в 1915—1925 гг. Дж. Тейлором [228] и В. Шмидтом [215]. В последние годы в литературе указанная теория получила наименование диффузионной теории взвешивания наносов, или полуэмпирической теории. Наиболее полное развитие она получила в 1930—1960 гг. в трудах В. М. Маккавеева [95, 96, 98, 101], который рассмотрел пространственную задачу о турбулентности русловых потоков и составил отвечающие этой задаче общие дифференциальные уравнения турбулентного движения, турбулентной теплопроводности и турбулентной диффузии взвешенных тяжелых частиц. Гравитационное воздействие на частицы учитывается в уравнении параметром, выражающим гидравлическую крупность наносов. Формула этого параметра выводится путем приравнивания силы тяжести, действующей на частицу в воде, величине сопротивления, оказываемого обтекающими ее струями жидкости. Уравнения Маккавеева послужили хорошей основой для дальнейшего развития теории транспорта наносов в русловых потоках и разработки многих практических методов расчета. В этой связи можно сослаться на работы отечественных



Великанов Михаил Андреевич (1879—1964 гг.).



Лопатин Георгий Владимирович (1898—1965 гг.).

авторов: Г. С. Башкирова [8], А. В. Караушева [118, 120, 124, 131]. Из зарубежных исследователей, разрабатывающих ту же теоретическую модель взвешивания наносов, следует упомянуть Т. Кармана и О. Брайена [212], использующих неполное дифференциальное уравнение диффузии. Немало исследований было посвящено экспериментальному изучению взвесенесущего турбулентного потока и, в частности, его придонного слоя. Здесь следует отметить прежде всего работы Н. А. Михайловой; в ее книге [113] приведена обширная библиография по данному вопросу.

Среди многих весьма интересных разработок по теории взвешивания наносов следует указать на исследования М. А. Дементьева [32], а также Г. И. Баренблатта, опирающегося на теорию турбулентности, предложенную А. Н. Колмогоровым [73]. Особо следует выделить исследования взвесенесущего потока, выполненные Ф. И. Франклем [161] и имеющие большое теоретическое значение, но пока еще не нашедшие практического применения.

Теоретическая модель взвешивания и переноса наносов волноприбойным течением на побережьях озер и морей и соответствующие способы расчета рассмотрены в работах Г. С. Башкирова [8], О. Чепа [188], А. В. Караушева [58, 64], А. Я. Шварцман [172, 174] и др.

Параллельно с теоретическими исследованиями наносов велись работы по созданию и совершенствованию методики полевых наблюдений, при этом большой вклад был внесен отечественными учеными В. Г. Глушковым, Б. А. Аполловым, Б. В. Поляковым, Г. И. Шамовым и многими другими. Развивались также

работы и по территориальным обобщениям характеристик стока наносов, анализу условий его формирования и режима. Здесь значительных успехов достигли ученые Советского Союза, ряда социалистических стран, Соединенных Штатов Америки. Особо отметим карты мутности рек, составленные для больших территорий Г. В. Лопатиным, Г. И. Шамовым, Х. Свенсоном, К. Н. Лисицыной и др. Подробно эти вопросы будут рассмотрены в специальной монографии.

1.3. Формирование и состав речных наносов

В результате воздействия на горные породы механических, физических, химических и биологических процессов выветривания образуется крупный и тонкодисперсный обломочный материал, именуемый элювием. Элювиальный покров горных пород образует кору выветривания. Элювий является исходным материалом для образования почв, которые формируются в результате сложных природных процессов и антропогенных факторов.

Мелкий и крупный обломочный материал горных пород, частицы почвы, остатки растительного и животного мира являются исходным продуктом формирования наносов. Целесообразно выделять внешние и внутренние источники питания водотоков наносами. К внешним источникам относится поступление материала со склонов водосборного бассейна, со склонов долины или же из осыпей, непосредственно примыкающих к руслам ручьев и рек. Внутренними источниками питания наносами рек и ручьев являются отложившийся ранее русловой и пойменный аллювий, а также обломочный материал коры выветривания и непосредственно первичные продукты разрушения материнских пород в местах контакта с ними речного потока. В активно действующем потоке постоянно наблюдается обновление речного аллювия: происходит его частичный вынос и замена новым материалом, принесенным с вышерасположенных участков реки или же поступившим сюда непосредственно за счет внешних источников питания. Большинство крупных и средних рек, а также многие малые реки равнинных территорий и предгорий текут в руслах, проложенных в толщах аллювиальных отложений, накопившихся в результате многолетней деятельности самой реки или ее доисторических предшественников, в частности ледниковых потоков. В периоды недостаточного внешнего питания наносами эти отложения питают потоки твердым материалом.

Речные наносы состоят из частиц различных размеров и формы. Форма частицы зависит от ее размера, природы вещества, из которого она состоит, от степени механической обработки в процессе движения, от ее окатанности. Наносы принято делить по размерам частиц на семь основных фракций; большая часть этих фракций подразделяется в свою очередь на две или три подфракции (табл. 1). Определяющим геометрическим раз-

мером частицы является ее средний диаметр d, принимаемый как диаметр эквивалентного частице шара (по объему). Практически обычно пользуются приближенной оценкой величины d, удовлетворяясь данными ситового анализа.

Таблица 1

Классификация частиц наносов по их размерам d мм

Подфракции	Фракции						
	валуны	галька	гравий	песок	пыль	ил	глина
Крупные	больше 100	100—50	10—5	1,0—0,5	0,1—0,05	0,010—0,005	меньше 0,001
Средние		50—20	5—2	0,5—0,2	—		
Мелкие		20—10	2—1	0,2—0,1	0,05—0,01	0,005—0,001	

В геологии обломочный материал делится на следующие группы. Крупнообломочные породы — валуны, галька и гравий — образуют группу псефитов. К пескам, именуемым псаммитами, относят частицы размером от 0,05 до 1,0 мм. Пылеватая фракция (0,01—0,1 мм) называется алевритом. Выделяемую в гидрологической классификации фракцию илов в геологии относят к грубодисперсной фракции глины; эти фракции составляют группу пелитов, а собственно глиной считается фракция $d<$ $<0{,}002$ мм.

Все крупнообломочные фракции (псефиты) образованы из обломков пород, а не из отдельных минералов. Петрографический состав этих обломков полностью определяется составом исходных пород, за счет которых шло их формирование. В составе песков (псаммитов) и пылеватой фракции (алевритов) преобладают обломки первичных минералов: кварца, полевых шпатов, карбонатов, слюды; в них содержится также незначительное количество тяжелых минералов ($<1\%$).

В составе грубодисперсной части глин (пелитов) преобладающую роль играют продукты механического разрушения первичных пород: кварца, полевого шпата, роговой обманки, карбонатных пород, слюды, рудных минералов. Тонкодисперсная глина ($d<0{,}002$ мм) состоит из продуктов химического распада различных горных пород; в ней преобладают так называемые глинистые минералы, представляющие собой группу водных алюмосиликатов, железистых и марганциальных силикатов. В глинах содержатся активные минералы, обусловливающие характерное свойство глинистых пород — сцепление; к таким минералам относятся каолин, монтмориллонит, гидрослюда. Более подробные сведения о минеральном составе обломочного материала можно найти, например, в книгах Е. М. Сергеева [150], В. Д. Ломтадзе [90] и др.

Свойство сцепления пород самым существенным образом влияет на условия транспортирования частиц потоком. Глинистые породы в ряде случаев могут перемещаться потоком не в виде мелкозернистой взвеси, а в виде агрегатов, которые способны приобретать различную форму, разную степень уплотненности и нередко достигают значительных размеров — порядка нескольких миллиметров. В процессе движения эти агрегаты трансформируются, могут увеличиваться в размерах и в дальнейшем распадаться на мельчайшие зерна породы. Аналогичным образом ведут себя и почвенные агрегаты, попадающие в первичную гидрографическую сеть на склонах и в процессе движения постепенно распадающиеся на составные части — минеральные зерна, минеральные и органические коллоиды, воднорастворимые соли.

Переносимые потоками крупнообломочные частицы горных пород подвергаются механической обработке, обусловленной соударениями частиц, их взаимным трением, ударами и трением о дно потока. В итоге первоначально угловатый обломочный материал окатывается, уменьшаются размеры частиц. Хорошо окатанные частицы гальки, гравия и песка приобретают форму сжатого эллипсоида вращения, при этом обычно чем меньше частицы, тем меньше степень сжатия: частицы песка обычно имеют форму, приближающуюся к шарообразной. В составе речных наносов встречаются и частицы с плохо обтекаемой формой; наиболее характерны в этом отношении пластинки слюды.

Процесс постепенного истирания наносов в реках изучается уже давно. Одной из ранних работ в этом направлении было исследование Штернберга, которое оказалось достаточно удачным и выдержало испытание временем. Штернберг исходит из того, что коэффициент истирания частицы пропорционален скорости ее движения, и в соответствии с этим записывает дифференциальное уравнение истирания. Интегрирование этого уравнения и переход от веса частицы к ее среднему диаметру D позволяет получить следующую формулу истирания наносов на пути их перемещения x:

$$D = D_0 e^{-mx}, \qquad (1.1)$$

здесь D_0 — диаметр частицы в начальном створе, где принято $x = 0$. При измерении пути x в метрах численное значение коэффициента m, по-видимому, заключено в пределах $5 \cdot 10^{-6} \leqslant m \leqslant 10 \cdot 10^{-6}$. Надо иметь в виду, что m зависит от прочности истираемой породы и от условий транспортирования наносов в потоке. Поэтому целесообразно определять коэффициент m непосредственно в натурных условиях.

Можно принять другое предположение о коэффициенте истирания частицы, а именно считать его пропорциональным не только скорости движения, но и массе частицы в воде $M(1 - \rho/\rho_S)$, где ρ — плотность воды, а ρ_S — плотность частицы.

Уменьшение массы частицы M за счет истирания определится соотношением

$$M = \frac{M_0}{1 + k_* \left(1 - \frac{\rho}{\rho_S}\right) M_0 x}, \qquad (1.2)$$

где k_* — постоянный размерный коэффициент; M_0 — масса частицы при $x = 0$.

Переходя к линейным размерам частиц и объединяя постоянные в один коэффициент k, записываем

$$D = \frac{D_0}{\sqrt[3]{1 + kD_0^3 x}}. \qquad (1.3)$$

При выражении x в метрах, а D в миллиметрах численное значение k колеблется в пределах $0{,}5 \cdot 10^{-10} \leqslant k \leqslant 10 \cdot 10^{-10}$. Это уравнение на начальном участке пути дает более интенсивное истирание частиц, чем уравнение Штернберга, а затем значительно более медленное. При определении параметров m и k в приведенных выше формулах и сопоставлении их с натурными данными надо учитывать возможность уменьшения D по x, обусловленную не только истиранием частиц, но и уменьшением уклона потока по длине x.

В реках всегда транспортируются наносы различного размера, поэтому выражение крупности частиц через один их средний размер представляется недостаточным. В гидрологии пользуются гранулометрическими кривыми наносов, получаемыми на основании лабораторных анализов проб грунтов или транспортируемых частиц.

В процессе транспортирования наносов потоками происходит определенная сортировка частиц по крупности. При изменении гидравлических характеристик потока изменяется и крупность транспортируемых им наносов. Эти изменения наиболее резко отражаются на крупных частицах, транспортирование которых при снижении скорости течения ниже определенного предела прекращается. Сортировка никогда не бывает полной, она приводит лишь к сужению спектра крупности частиц; при этом предельные значения размеров частиц, как и их медианное значение, зависят, с одной стороны, от гидравлических параметров потока, а с другой — от состава частиц, имеющихся в источниках питания потока наносами. Весьма значительным разнообразием отличается и гранулометрический состав донных отложений речных потоков.

В табл. 2 и на рис. 1 приведены примеры гранулометрического состава речных отложений, характеризующихся широким диапазоном крупности (кривые *1*, *2* и *6*), и наносов, имеющих сравнительно узкий диапазон крупности (кривые *3*—*5* и *7*).

2 Заказ № 146

Ленинградский Гидрометеорологический ин-т

Таблица 2

Характерные гранулометрические составы речных донных отложений (содержание фракций дано в процентах по массе)

№ п/п	Река—пункт	Диаметр частиц *d* мм													
		галька			гравий			песок			пыль		ил		глина
		100—50	50—20	20—10	10—5	5—2	2—1	1—0,5	0,5—0,2	0,2—0,1	0,1—0,05	0,05—0,01	0,01—0,005	0,005—0,001	<0,001
1	Белая — г. Стерлитамак	3,3	33,7	23,5	11,9	7,7	2,8	7,6	5,9	2,8	0,7	0,1			
2	Лугань — д. Владимировка			13,4	11,7	2,0	1,5	1,1	11,7	10,0	8,6	19,6	20,4		
3	Миния — п. Картяня			42,6	13,9	11,6	8,9	10,1	8,3	3,1	1;5				
4	Мокша — г. Темников					0,8	2,2	26,9	54,0	9,7	1,2	5,2			
5	Стырь — г. Луцк						0,7	4,6	20,2	12,6	20,4	34,9	6,6		
6	Неман — д. Мозурай (Каунасское вдхр)					1,8	4,0	5,9	7,8	6,6	6,2	14,2	17,8	22,1	13,6
7	Полометь — с. Яжелбицы			13,2	8,9	22,7	30,3	19,3	5,2	0,3					

Донные отложения рек и водохранилищ могут быть типизированы по гранулометрическому составу наносов. От гранулометрического состава отложений зависит их плотность $\rho_{отл}$, выражающая массу твердого вещества (скелета) грунта в единице его объема; она может быть вычислена по формуле

$$\rho_{отл} = \frac{m_{отл}}{V_г}, \qquad (1.4)$$

где $m_{отл}$ — масса скелета грунта, занимающего объем $V_г$.

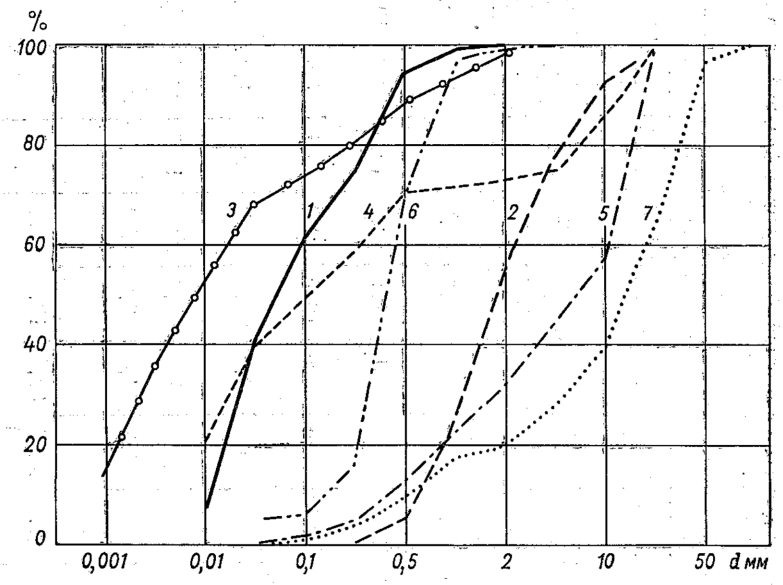


Рис. 1. Интегральные кривые характерных грунтов.
1—7 — номера кривых, соответствующие номерам пунктов по табл. 2.

В табл. 3 дана типизация донных отложений по гранулометрическому составу и характерные для каждого типа грунта значения плотности. В рамках показано характерное содержание фракций (в процентах), входящих в состав данного типа грунта.

Известно, что свежеотложившийся материал имеет меньшую плотность, чем слежавшийся грунт. При составлении табл. 3 предполагалось, что отложения уже достаточно уплотнены. Кроме того, в таблице не учитывается содержание органических веществ. С увеличением содержания органических примесей плотность донных отложений уменьшается. Например, плотность отложений прудов южной части Украины при 5%-ном содержании (по массе высушенного вещества) органических остатков уменьшается на 20—30%, при 10%-ном — на 30—50%. Это соотношение следует учитывать при оценке плотности грунтов.

Таблица 3

Типы грунтов (донных отложений) и их плотность в зависимости от гранулометрического состава [119]

Типы грунтов (донных отложений)	Диаметр частиц (мм) и пределы их содержания в грунтах (% по массе)															$\rho_{отл} \cdot 10^{-3}$ кг/м³
	галька			гравий			песок			пыль		ил		глина		
	100—50	50—20	20—10	10—5	5—2	2—1	1—0,5	0,5—0,2	0,2—0,1	0,1—0,05	0,05—0,01	0,01—0,005	0,005—0,001	0,001		
Илы тонкие											10—20	40—70		10—20		0,7—0,8
Илы										20—40		40—70				0,8—0,9
Илы с примесью песка									10—20		40—70		10—20			0,9—1,1
Мелкие пески заиленные									20—40	40—70		10—20				1,1—1,2
Мелкие и средние пески, заиленные								20—40	40—70		10—20					1,2—1,3
Средние пески заиленные								40—70		20—40		10—20				1,3—1,5
Мелкие пески								10—20	40—70		20—40					1,5—1,6
Средние пески								40—70	20—40	10—20						1,6—1,7
Средние и крупные пески						10—20	40—70		20—40							1,6—1,8
Пески с гравием				20—40			40—70									1,7—1,9
Гравий			10—20	40—70			10—20									1,8—2,1
Галька с гравием	40—70			20—40			10—20									2,0—2,2

1.4. Транспорт наносов и русловой процесс

Транспорт наносов в речных потоках носит своеобразный и в определенном смысле противоречивый характер. Движение отдельных частиц отличается прерывистостью: они то находятся в движении, перемещаясь во взвешенном или влекомом состоянии, то выпадают на дно потока или же выбрасываются на пойму, образуя на дне русла и на пойме массивы речного аллювия. Взамен утраченных потоком частиц со дна отрываются новые, которые присоединяются к частицам, находящимся в движении, и вместе с ними продолжают путь вниз по течению. Если рассматривать некоторый короткий участок потока или же его сечение, движение мелких наносов представляется непрерывным, поскольку замена одних частиц другими не влияет на общую насыщенность водных масс наносами. В ряде случаев то же можно сказать и о транспорте более крупных частиц — так называемых влекомых наносов. Однако их содержание в потоке в условиях грядового характера поверхности русла может существенно меняться в продольном направлении, при этом транспорт влекомых наносов будет иметь квазипериодический характер. Тем не менее при осреднении за периоды прохождения гряды колебания расхода наносов становятся практически незаметными.

Сущность русловых процессов заключается в образовании русла, его вертикальных и горизонтальных смещениях, изменениях его формы и размеров. В основе этих процессов лежит взаимодействие потока и русла, носящее характер как динамического взаимодействия потока и русла, так и взаимодействия, выражающегося в обмене наносами потока и русла. Такой обмен осуществляется за счет постоянно наблюдающегося осаждения и взмыва наносов и является одной из важнейших форм взаимодействия. Русловые деформации являются проявлением эрозионно-аккумулятивных процессов в русле и пойме реки и связаны с эрозионно-аккумулятивным комплексом процессов, охватывающим весь речной водосбор и представляющим собой в целом систему с характерными для нее прямыми и обратными связями. Поэтому понятна целесообразность системного подхода к изучению руслового процесса.

Процесс формирования и развития русла можно рассматривать как наложение деформаций следующих двух видов: 1 — однонаправленные, сводящиеся к врезанию или поднятию русла, изменению его размеров, сохраняющие свою направленность в течение длительного времени (годы, столетия, геологические периоды); 2 — циклические и квазипериодические деформации, характеризующиеся чередованием во времени размывов и намывов, но носящие в каждый рассматриваемый интервал времени характер однонаправленного процесса. В зависимости от обусловливающих факторов деформации первого и второго типов ох-

ватывают большие или весьма короткие участки реки; соответственно будем подразделять их на общие и локальные. Общие деформации второго типа связаны с сезонной и многолетней изменчивостью жидкого и твердого стока реки или с подпором от нижерасположенного притока или водоема. Циклические и квазипериодические локальные деформации русла обусловлены перемещением больших и средних русловых форм (побочней, осередков, донных гряд и т. д.), формированием и трансформацией этих образований, переотложением наносов на поймах, смещением меандр и пр. На рис. 2 представлена схема типизации русловых деформаций и указаны их основные факторы.

Формирование русла является саморегулируемым процессом, причем регулирование осуществляется через транспортирующую способность потока, определяемую как параметрами самого потока, так и параметрами переносимых им наносов [58, 66]. Если транспортирующая способность потока не реализована, т. е. имеет место его недогрузка наносами, то в результате взаимообмен наносами потока и русла будет несбалансирован и притом таким образом, что взмыв превысит осаждение. В результате насыщение потока наносами и их расход P_S возрастут по длине рассматриваемого участка реки, на котором будет наблюдаться размыв русла. Размыв приведет к увеличению глубины потока и соответственно к уменьшению скорости течения, а вместе с тем и транспортирующей способности потока $P_{S\text{тр}}$. Это вызовет уменьшение интенсивности размыва, и затем при достижении равенства между величинами P_S и $P_{S\text{тр}}$ размыв прекратится. При заилении имеет место обратная картина, т. е. обусловленное заилением уменьшение глубины вызовет увеличение скорости течения и транспортирующей способности потока, при этом, когда $P_{S\text{тр}}$ достигнет значения фактического расхода наносов P_S, заиление прекратится.

В зависимости от состояния потока и русла, их основных характеристик (продольного уклона, расхода воды, глубины, гранулометрического состава донных отложений и т. д.), а также от режима жидкого и твердого стока интенсивность русловых деформаций и время, необходимое для затухания деформаций при данном состоянии реки, оказываются различными. Это время для весьма малых водотоков может быть очень коротким, для рек оно может выражаться продолжительностью паводка или его части (здесь надо напомнить о своеобразии режима некоторых перекатов), наконец, во многих случаях процесс затухания деформаций протекает весьма продолжительное время, измеряемое годами, десятилетиями и геологическими периодами. Время выравнивания транспортирующей способности потока и фактического расхода наносов, происходящего в результате саморегулирования русла, будем называть временем стабилизации.

При анализе условий переноса рекой наносов весьма полезно установить (если для этого достаточно данных) динамический

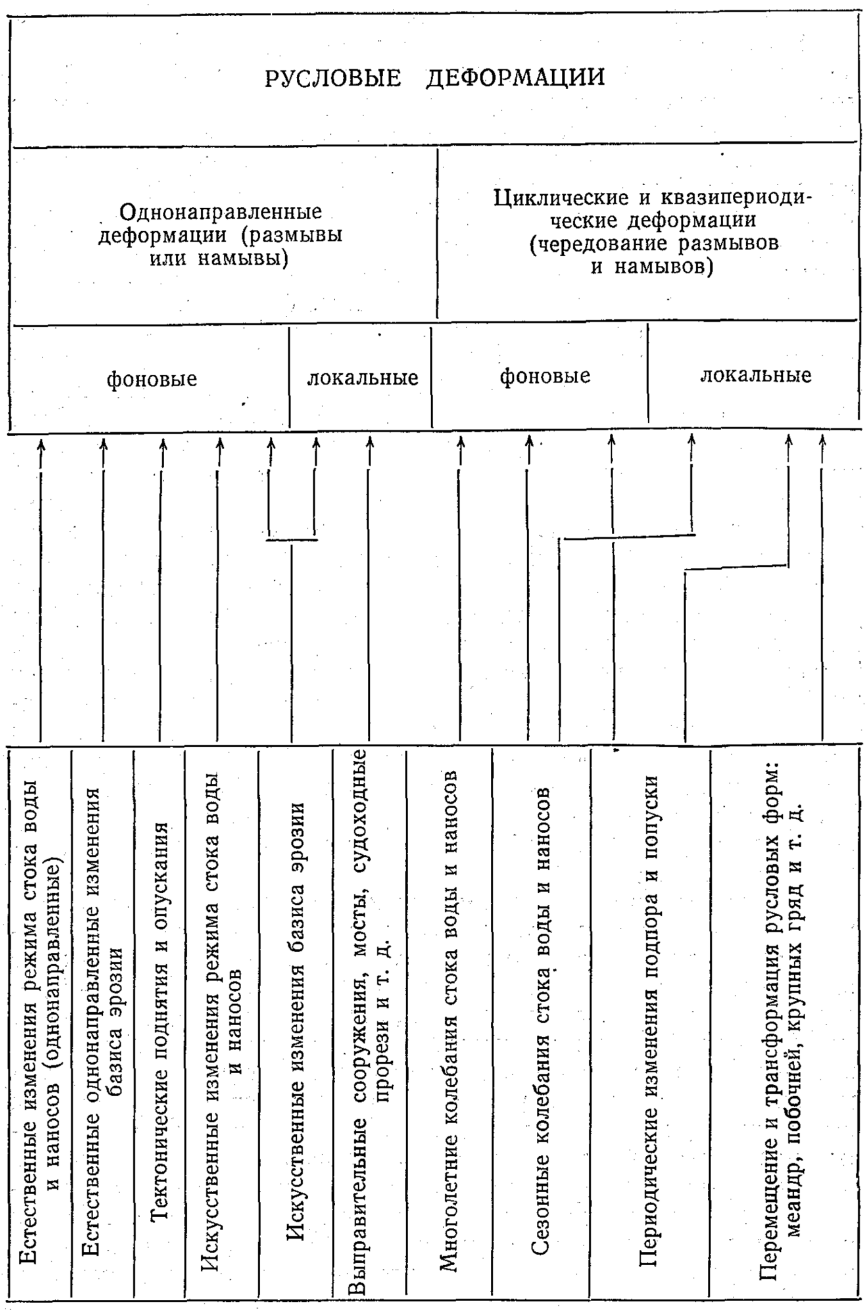


Рис. 2. Основные виды и факторы русловых деформаций.

тип русла. Динамическая классификация построена на учете направленности фоновой деформации русла [66]. Согласно этой классификации русла делятся на три типа, которые в свою очередь подразделяются на группы в зависимости от особенностей процесса. Основным критерием, применяемым в классификации, является общая направленность процесса: размыв, заиление, динамически устойчивое состояние. Эти данные могут быть получены по материалам многолетних русловых наблюдений на больших участках рек. Направленность руслового процесса определяется соотношением фактического расхода наносов P_S и транспортирующей способности потока $P_{S\text{тр}}$.

Обе эти величины оцениваются при так называемом руслоформирующем расходе воды, т. е. расходе, отвечающем малой обеспеченности, порядка 5—10%. По определению Н. А. Ржаницына [138], руслоформирующий расход — это такой расход воды, эффект которого тождествен суммарному руслоформирующему действию всего годового гидрографа.

Рассматриваемая ниже классификация русел применяется к отдельным достаточно большим участкам рек, характеризующимся одинаковой направленностью и интенсивностью процесса.

К типу I относятся эрозионные русла; для потоков, протекающих в них, характерен дефицит наносов ($P_S < P_{S\text{тр}}$). Русла типа I делятся на две группы: 1) эрозионноустойчивые русла, сложенные в прочных (скальных) породах; и 2) размываемые русла, сформированные размываемыми грунтами. Для первой группы характерно весьма медленное насыщение потока наносами по его длине, даже при очень большом дефиците наносов. Потоки второй группы насыщаются на коротких расстояниях.

К типу II принадлежат заиляемые (заносимые) русла, формирующиеся при перегрузке потока наносами ($P_S > P_{S\text{тр}}$); в процессе отложения перегрузка наносами вдоль потока уменьшается, что является следствием уменьшения величины P_S.

Тип III — динамически устойчивые русла, сложенные подвижными аллювиальными отложениями, но не подвергающиеся однонаправленным деформациям (врезу или намыву) или деформируемые весьма слабо. Русла этого типа подразделяются на две группы: 1) равновесные русла, совершенно не подвергающиеся врезам или намыву ($P_S = P_{S\text{тр}}$), и 2) квазиустойчивые русла, развивающиеся в условиях лишь приближенного соответствия между величинами P_S и $P_{S\text{тр}}$. Здесь тенденция общего врезания русла или аккумуляции наносов на больших участках реки проявляется крайне медленно, хотя и сохраняет определенную направленность. Рассматриваемая группа может быть подразделена на две подгруппы: а) квазиустойчивые русла с тенденцией к врезанию и б) квазиустойчивые русла с тенденцией к намыву. В частности, к последним могут быть отнесены не-

которые участки русел в предгорьях со сравнительно слабо выраженным процессом аккумуляции.

Данная классификация русел основана на учете общей направленности русловых деформаций, рассматриваемых как конкретное проявление эрозионно-аккумулятивных процессов на поверхности суши, обусловленных стоком воды. На фоне общих деформаций рассмотренных типов (за исключением, пожалуй, только русел первой группы типа 1) развиваются квазипериодические и циклические деформации, в том числе и локальные обратимые деформации, обусловленные перемещением и трансформацией русловых форм (гряд, побочней, осередков и т. д.).

Для рек, протекающих в руслах разных типов, характерны различные особенности формирования донных отложений. В основе этого процесса всегда лежит взаимодействие потока и русла. В составе донных отложений эрозионных русел существенную роль играет местный материал размыва тех пород, в которые врезается поток. К этому материалу добавляются наносы, принесенные потоком с вышерасположенных участков реки и с поверхности ее бассейна. При интенсивном врезании потока на поверхности русла образуется так называемая отмостка, сложенная слоем крупного материала, оставшегося на месте вследствие его малой транспортабельности после вымыва из грунта мелких наносов. Отмостка уменьшает интенсивность дальнейшего врезания русла. Состав донных отложений в заиляемых (заносимых) руслах определяется составом приносимых потоком частиц. Донные отложения динамически устойчивых русел формируются за счет транспортируемых потоком наносов в результате сложных процессов сортировки частиц, являющейся также одним из проявлений взаимодействия потока и русла.

1.5. Теория транспорта наносов и речная гидравлика

Теорию транспорта наносов можно рассматривать как составную часть речной гидравлики. При выполнении расчетов движения и переотложения наносов используются многие методы и формулы речной гидравлики. Режим речного потока можно характеризовать как неустановившийся: изменяются расходы воды, уровни, скорости течения. Особенностью рек является также изменчивость скорости по длине потока, т. е. неравномерность течения. Это обусловлено изменениями размеров и формы поперечного сечения речного русла по его длине, наличием притоков, островов, проток, различных донно-грядовых образований, закруглений русла и т. д.

Течение в речных потоках всегда является турбулентным, при этом особую роль как в динамике потока, так и в формировании русловых структур играют крупномасштабные турбулентные образования. Наблюдения показывают, что распределение турбу-

лентных пульсаций скоростей в отдельных точках потока даже и на весьма близких к поверхности русла расстояниях с определенным приближением может быть аппроксимировано законом равной вероятности. Это облегчает решение многих практических задач, не требующих высокой точности, которая, впрочем, вряд ли вообще достижима при расчете речных потоков и тем более транспорта наносов.

Течения в ручьях в большинстве случаев, так же как и в реках, турбулентны. По-видимому, лишь на склонах в самых малых ручьях эфемерной микроручейковой сети может наблюдаться так называемый переходный режим, а в некоторых редких случаях даже и ламинарный режим течения.

При изучении речных потоков уделяется внимание как мгновенным пульсирующим скоростям, так и полю осредненных скоростей и их компонентов. Поле осредненных скоростей течения определяет направленный перенос водных масс, что в свою очередь характеризует направление и интенсивность переноса наносов в русловом потоке.

Осредненные скорости в реках изменяются во всех координатных направлениях; особенно велики при этом градиенты скорости по вертикали, несколько меньше они по ширине потока и, как правило, очень малы по его длине.

Одной из особенностей движения воды в реках является непараллельноструйность течения, проявляющаяся наиболее ярко на закруглениях потока, но наблюдающаяся и на других его участках. Из условия неразрывности движения жидкости вытекает обязательное условие замкнутости поперечных течений при медленно изменяющемся во времени режиме потока. Поэтому поперечные течения нередко называют поперечными циркуляциями. Они играют большую роль в переносе наносов и в русловых процессах.

Инженерные сооружения, возводимые на реках, оказывают существенное влияние на их режим, а в некоторых случаях коренным образом изменяют его, подчиняя определенным хозяйственным целям. При проектировании таких сооружений, как и вообще при планировании использования водных объектов, большое внимание необходимо уделять проблеме наносов и русла, оценивая заранее все последствия, к которым приведут искусственные изменения режима реки.

Режим наносов, их перемещение в потоках, взаимодействие текущей воды и русла в весьма большой мере зависят от гидравлических элементов потока: от значения и распределения скоростей, от характеристик турбулентности потока. В связи с этим любым расчетам транспорта наносов предшествуют соответствующие гидравлические расчеты. При разработке теории и методики расчета движения наносов также используются многие положения гидравлики. В последующем изложении гидравлические методы расчета не приводятся — они детально

рассмотрены в монографиях Н. М. Бернадского [10], А. В. Караушева [64], Н. А. Ржаницына [137] и др.

Выше уже указывалось, что в настоящей книге за основу принята международная система единиц СИ. В речной же гидравлике и во многих работах по транспорту наносов до сих пор применялись так называемые внесистемные единицы, причем за основу бралась единица силы, а не массы. Размерности основных гидравлических параметров в старых единицах и в новой системе (СИ) приведены в табл. 4.

Таблица 4

Единицы измерения основных гидравлических параметров

Обозначения: т*, кг*, г* — соответственно тонна, килограмм, грамм как единицы силы — веса

Величина	Обозначение	Единицы	
		СИ	технической системы и внесистемные
Плотность	ρ	кг/м^3	т* с^2/м^4
Удельный вес	γ	Н/м^3	т*/м^3
Динамическая вязкость	μ, A	Па·с;Нс/м^2	т* с/м^2
Кинематическая вязкость	ν, $\frac{A}{\rho}$	м^2/с	м^2/с
Сила	F	Н	т*
Касательное напряжение	τ	Н/м^2	т*/м^2
Расход воды	Q	м^3/с	м^3/с
Концентрация вещества, мутность	s	г/м^3 кг/м^3	г*/м^3 кг*/м^3
Транспортирующая способность потока, расход наносов	P_s	кг/с	кг*/с
Коэффициент Шези	C	$\frac{1}{\text{м}^{2}}$/с	$\frac{1}{\text{м}^{2}}$/с
Волновая энергия (на 1 м^2)	E	Н/м; Дж/м^2	т*/м

В гидравлике широко используются коэффициенты вязкости жидкости: динамический μ и кинематический ν; последний выражается соотношением $\nu = \mu/\rho$, где ρ — плотность жидкости в кг/м^3 (кг — единица массы). Величина ν имеет размерность м^2/с.

Вопросы теории и методики расчета транспорта наносов в речной гидравлике решаются преимущественно на основе так называемой полуэмпирической теории турбулентности, которую правильнее было бы назвать динамической теорией турбулентности. Одним из главных параметров в этой теории является коэффициент турбулентной вязкости A, называемый также коэффициентом турбулентного обмена, или коэффициентом виртуальной вязкости. Размерности A те же, что и μ (Нс/м^2). Кине-

матический коэффициент виртуальной вязкости совпадает с коэффициентом турбулентной диффузии, который выражается дробью A/ρ. Эта величина играет большую роль в современной теории транспорта наносов.

Исследованиями установлено, что коэффициент турбулентной вязкости A зависит от параметров потока и шероховатости русла и в общем случае изменяется в координатных направлениях в связи с изменением указанных величин. В частности, хорошо прослеживается изменение A по вертикали руслового потока. Достаточно удовлетворительный результат дает следующая полуэмпирическая формула, выражающая распределение A по вертикали:

$$A=\frac{g\rho Hv}{MC}. \qquad (1.5)$$

Размерность A в системе СИ нс/м^2 (табл. 4). В этой формуле ρ — плотность жидкости; g — ускорение свободного падения; H — глубина потока; $v=v(y)$ — скорость течения, изменяющаяся по вертикальной координате y. Кроме того, в формуле (1.5) содержится коэффициент Шези C и зависящий от него параметр M; величины C и M имеют размерность м$^{1/2}$/с.

При решении многих задач о наносах вполне приемлемым оказывается использование среднего значения $A_{ср}$, вычисляемого по средней на вертикали, в сечении или на участке потока скорости $v_{ср}$ и по средней глубине H. Для $A_{ср}$ применяется формула

$$A_{ср}=\frac{g\rho Hv_{ср}}{MC}. \qquad (1.6)$$

Входящие сюда величины M и C также берутся как средние соответственно в сечении или на участке потока.

2. ТЕОРИЯ ТРАНСПОРТА НАНОСОВ

2.1. Гидравлическая крупность наносов

В числе первых задач теории транспорта наносов следует считать установление гидродинамических параметров твердых частиц, определяющих их механическое взаимодействие с движущейся жидкостью, и вместе с тем их поведение в потоках. Основными гидродинамическими параметрами наносов являются следующие: 1) гидравлическая крупность частицы — скорость ее равномерного падения в спокойной воде (u м/с); 2) начальная скорость влечения (сдвига) частицы, находящейся на дне потока ($v_{нач}$ м/с); 3) средняя скорость влечения частицы по дну ($v_ч$ м/с), причем предполагается возможность ее отрыва от дна, сальтации и кратковременных остановок. Ниже будет детально разобран вопрос о гидравлической крупности наносов, остальные параметры рассматриваются в следующем разделе.

Гидравлическая крупность наносов исследовалась как экспериментально, так и теоретически многими исследователями, начиная с 1850 г. (работы Д. Стокса).

Стокс исследовал падение в неподвижной жидкости мелких частиц, движущихся с весьма малой относительной скоростью. Сопротивление, оказываемое частицам жидкостью, в этом случае определяется физической вязкостью жидкости, выражаемой посредством динамического μ или кинематического ν коэффициента вязкости. При равномерном падении частицы в жидкости активная сила, воздействующая на частицу — сила тяжести $F_т$, уравновешивается силой сопротивления $F_{с.\,лам}$, т. е.

$$F_т - F_{с.\,лам} = 0. \tag{2.1}$$

Стокс показал, что гидродинамическое сопротивление $F_{с.\,лам}$ при падении в жидкости шарообразной частицы может быть представлено следующим образом:

$$F_{с.\,лам} = 3\pi\mu u d, \tag{2.2}$$

где $\pi = 3{,}14$; d — диаметр шарообразной частицы; u — скорость ее равномерного падения в неподвижной жидкости.

Сила тяжести, действующая на шарообразную частицу в жидкости, выражается в виде

$$F_т = \frac{1}{6}\pi d^3 g(\rho_S - \rho), \tag{2.3}$$

где ρ_S — плотность частицы и ρ — плотность жидкости.

Приравнивая обе эти силы, получаем

$$3\pi\mu ud = \frac{1}{6}\pi d^3 g(\rho_S - \rho). \qquad (2.4)$$

Отсюда

$$u = k_{\text{лам}} \frac{gd^2}{4\nu} \cdot \frac{\rho_S - \rho}{\rho}; \qquad (2.5)$$

здесь $k_{\text{лам}}$ — числовой безразмерный коэффициент, зависящий от формы частиц; для шарообразных частиц $k_{\text{лам}} = 0{,}22$.

Весьма значительные исследования гидравлической крупности частиц за рубежом были выполнены в 1900—1920 гг. Алленом, Креем и др. Наиболее обстоятельные работы в СССР проведены А. П. Зегждой [44], Б. В. Архангельским [6], Г. Н. Лапшиным и В. Н. Гончаровым [25].

Приведем краткие сведения об объеме и основных результатах упомянутых экспериментов. А. П. Зегжда [44] исследовал осаждение частиц диаметром от 0,55 до 4,5 мм в жидкостях с различными коэффициентами вязкости и рекомендовал расчетные формулы для определения скорости падения частиц в зависимости от их диаметра для различных режимов осаждения. Кроме того, в выводах Зегжды указывалось, что несовпадение результатов определения гидравлической крупности частиц, имеющих одинаковые средние диаметры, объясняется различием формы частиц.

В 1935 г. Б. В. Архангельский [6] опубликовал результаты детальных исследований по точности шкал гидравлической крупности частиц диаметром от 0,005 до 1 мм. Он выяснил влияние температуры воды на скорость осаждения в ней твердых частиц и получил новое значение коэффициента $k_{\text{лам}} = 0{,}16$ в теоретической формуле Стокса. Архангельский дал новую, сравнительно хорошо экспериментально обоснованную шкалу гидравлической крупности частиц для указанного выше диапазона их размеров.

В том же году В. А. Груничева в ГГИ провела исследования точности гидравлических методов гранулометрического анализа наносов при использовании шкал различных авторов. Они подтвердили, что для мелких частиц наиболее хорошие результаты дает шкала, основанная на формуле Стокса, а для более крупных частиц размерами $0{,}05 < d \leqslant 1{,}0$ мм — шкала Архангельского. В соответствии с этими исследованиями Г. И. Шамовым и Е. С. Семеновой была построена новая шкала Гидрометслужбы СССР, опубликованная впервые в инструкции для речных гидрологических станций (1938 г.), а затем в двух изданиях наставления гидрологическим станциям и постам (1944 и 1957 гг.). В настоящее время эта шкала заменяется более совершенной (см. ниже).

В 1938 г. В. Н. Гончаров [25] обобщил имеющийся экспериментальный материал и предложил расчетные формулы,

связывающие скорость осаждения частицы с ее диаметром. Формулы получили широкое распространение как в Советском Союзе, так и за рубежом.

Существенным вкладом Гончарова в теорию осаждения твердых частиц в жидкости явилось то, что он весьма детально рассмотрел вопрос о режимах осаждения. Анализируя зависимости гидравлической крупности наносов от их геометрического размера, он выявил, что характер сопротивления, оказываемого жидкостью частице, зависит от размера и скорости относительного движения частицы u. По данным Гончарова, для естественных наносов размером $d \leqslant 0{,}15$ мм характерен ламинарный режим осаждения, при котором сопротивление зависит от вязкости жидкости и пропорционально первой степени скорости падения частицы. Иногда ламинарный режим осаждения частиц именуют областью Стокса. Для частиц размером $0{,}15 < d < 1{,}5$ мм характерен переходный режим, когда сопротивление зависит от вязкости уже в меньшей мере, а влияние скорости на сопротивление больше, чем при ламинарном режиме осаждения. Крупным частицам наносов ($d \geqslant 1{,}5$ мм), по Гончарову, свойствен турбулентный режим осаждения, при котором сопротивление, оказываемое жидкостью, не зависит от ее вязкости, а определяется квадратом скорости падения частицы (квадратичная область).

В соответствии с приведенными соображениями о режимах осаждения естественных наносов Гончаров предлагает три следующие формулы гидравлической крупности, выведенные им на основании опытных данных Б. В. Архангельского и Г. Н. Лапшина:

для ламинарного режима

$$u = 40{,}6 \frac{\rho_s - \rho}{\rho\mu} d^2, \tag{2.6}$$

для переходного

$$u = \left[67{,}7d + 0{,}52\left(\frac{T}{26} - 1\right)\right] \frac{\rho_s - \rho}{\rho}, \tag{2.7}$$

для турбулентного

$$u = 33{,}1 \sqrt{\frac{\rho_s - \rho}{\rho} d}. \tag{2.8}$$

В этих формулах использованы те размерности величин, которые были приняты Гончаровым, т. е. d выражено в сантиметрах, u — в см/с; T — температура воды в градусах Цельсия; μ — физическая вязкость воды в г/(см · с).

В 1954 г. появилась работа нескольких американских исследователей (И. Ф. Шульц, Р. Х. Вильде, М. Л. Альбертсон [222]), изучавших влияние формы частиц на их гидравлическую крупность. В этой работе предложен ряд численных критериев для выражения формы частиц. Установлено, что степень влияния

формы частиц на их гидравлическую крупность зависит от числа Рейнольдса. В работе получена графическая связь между гидравлической крупностью частиц, их формой и числом Рейнольдса. Исследована в основном область переходного режима осаждения частиц.

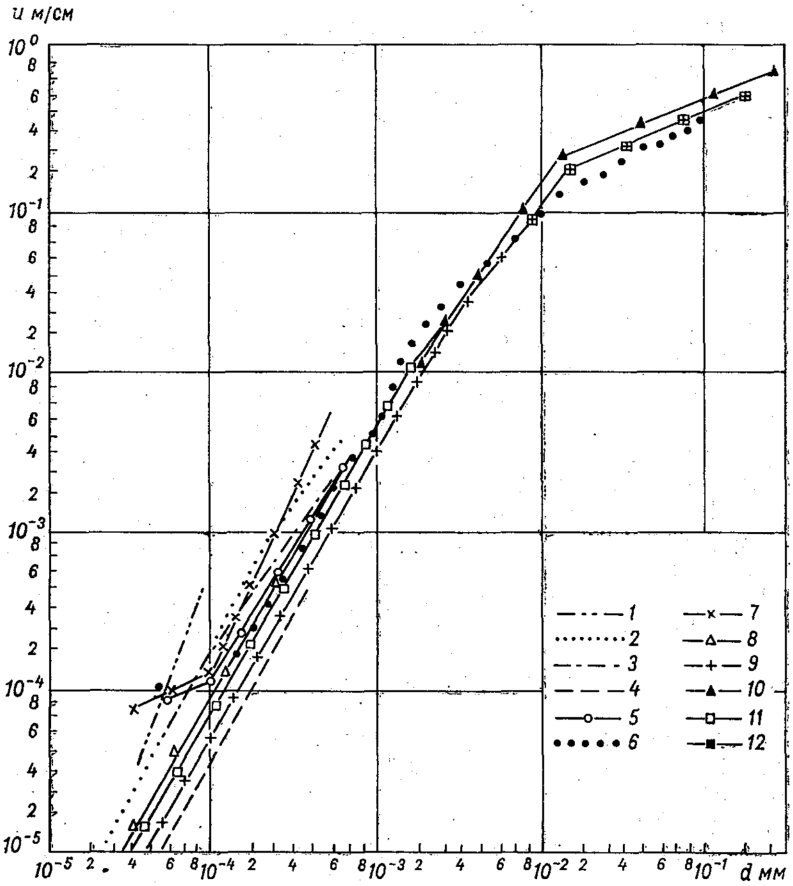


Рис. 3. Зависимость гидравлической крупности частиц от их диаметра.

По шкале: *1* — Вильямса, *2* — Хазена, *3* — Сабанина, *4* — Краузе, *5* — Босуэла, *6* — Ричардса, *7* — Аппиани, *8* — Стокса, *9* — Архангельского, *10* — Гончарова, *11* — ГМС, *12* — Караушева.

На рис. 3 приводятся графики зависимости $u = f(d)$, построенные в 1955 г. по данным экспериментальных исследований. Как видно, отдельные кривые дают различия в значениях u, достигающие 250%. Анализ и систематизация этих данных позволили А. В. Караушеву [56] выявить наиболее надежные шкалы, которыми оказались шкалы Б. В. Архангельского

Проверкой установлено, что для частиц любой формы, кроме плоских ($\Theta < 0{,}6$), может применяться следующая зависимость:

$$d = \frac{a+b+c}{3}. \tag{2.14}$$

Помимо критерия Θ, Романовский вводит весьма важный новый критерий формы частицы Ψ_P, учитывающий ориентацию частицы при ее движении относительно жидкости. В соответствии с этим критерий Ψ_P именуется коэффициентом ориентации. Он вычисляется по формуле

$$\Psi_P = \frac{d^2}{lh}, \tag{2.15}$$

где l и h — наибольшие взаимно перпендикулярные размеры миделевого сечения частицы. За миделевое сечение частицы принимается ее проекция на плоскость, перпендикулярную направлению течения (если частица неподвижна), или на плоскость, перпендикулярную направлению относительного движения частицы в жидкости. Коэффициент Θ можно рассматривать как частный случай коэффициента Ψ_P для условий совпадения миделевого сечения с наибольшим сечением частицы. Критерий Ψ_P был использован Романовским при изучении поведения крупных наносов на дне потока.

Романовский исследовал критерии формы частиц Θ и Ψ_P на большом материале и показал их преимущество по сравнению с известными в литературе критериями. Поэтому в настоящей книге величины Θ и Ψ_P используются как основные критерии формы частиц естественных наносов. По-видимому, практически возможно выделение преобладающей формы частиц транспортируемых или донных наносов или же их отдельных фракций. Такая возможность позволит включать параметры Θ и Ψ_P в расчетные формулы транспорта наносов наряду с используемыми в настоящее время величинами d и u.

Теперь остановимся на выполненном Романовским исследовании гидравлической крупности частиц при турбулентном режиме осаждения. Теоретическое решение дано им в наиболее общем виде на основе уравнения неравномерного падения твердого тела в жидкости. Рассматривается частица, начинающая свое движение от поверхности жидкости, когда при $y = 0$ ее скорость $u_y = 0$; на расстоянии y от поверхности частица достигает скорости u_y. Падение частицы, имеющей объем V, происходит под действием силы тяжести $F_т$

$$F_т = Vg(\rho_S - \rho). \tag{2.16}$$

Сопротивление при турбулентном режиме падения выражается зависимостью

$$F_c = c\omega\rho\frac{u_y^2}{2}, \tag{2.17}$$

где ω — площадь проекции частицы на плоскость, перпендикулярную ее движению; c — коэффициент сопротивления, зависящий от формы частицы. Численные значения коэффициента c устанавливаются экспериментально для частиц различной формы. Скорость падения частицы u_y выражает в данном случае скорость обтекания частицы жидкостью.

Уравнение изменения кинетической энергии частицы записывается в виде

$$\frac{1}{2} m_* du_y^2 = (F_т - F_c)\, dy; \tag{2.18}$$

здесь m_* — масса твердой частицы и присоединенного к ней объема жидкости.

Вопрос о присоединении жидких масс при относительном движении твердых тел в жидкости рассматривается в гидродинамике. На основе решений гидродинамики можно записать следующее приближенное выражение для суммарной массы частицы и присоединенного объема жидкости:

$$m_* = \rho_S V + \rho k_0 V = \rho_S V k_*, \tag{2.19}$$

где k_0 — отношение присоединенного объема жидкости к объему твердого тела; k_* — отношение суммарной массы m_* к массе частицы. В первом приближении для условий свободного падения частицы в жидкости можно принять $k_0 \approx 0{,}5$. В этом случае при $\rho_S = 2{,}65 \cdot 10^3$ кг/м^3 множитель $k_* \approx 1{,}2$.

При учете выражений $F_т$, F_c и m_* уравнение движения частицы записывается в виде

$$\frac{k_* V \rho_S u_y^2 d}{2} = \left[Vg(\rho_S - \rho) - c\omega\rho \frac{u_y^2}{2} \right] dy. \tag{2.20}$$

Разделяя переменные и интегрируя, находим

$$u_y = \sqrt{\frac{2gV(\rho_S - \rho)}{c\omega\rho}\left(1 - e^{-\frac{c\omega\rho y}{k_* \rho_S V}}\right)}. \tag{2.21}$$

При $y \to \infty$, т. е. при достаточно большом разгоне, уравнение (2.21) примет вид

$$u = \sqrt{\frac{2gV(\rho_S - \rho)}{c\omega\rho}}, \tag{2.22}$$

где u — скорость равномерного падения частицы, или ее гидравлическая крупность при турбулентном режиме осаждения.

Принимая во внимание, что часть членов уравнения (2.22) является функцией формы частицы, т. е. $V/\omega = df(\Theta)$ и $c = f(\Theta)$,

уравнение гидравлической крупности получим в следующем виде:

$$u = k_{\text{турб}} \sqrt{\frac{\rho_S - \rho}{\rho} gd}, \qquad (2.23)$$

где $k_{\text{турб}}$ — коэффициент, зависящий от формы частиц.

В таком виде формула известна в литературе о гидравлической крупности, но зависимость содержащегося в ней параметра $k_{\text{турб}}$ от формы частиц ранее не была установлена.

Теперь общее уравнение турбулентного падения частицы в жидкости может быть записано в виде

$$u_y = u \sqrt{1 - e^{-\frac{2\rho y}{k^2_{\text{турб}} \rho_S d}}}. \qquad (2.24)$$

По этой формуле можно определить путь разгона частиц и затем вычислить время разгона, необходимое для достижения постоянной скорости u. Например, для частиц, имеющих размеры 0,002 и 0, 000 05 м, соответственно получаем время разгона 0,1 и 0,001 4 с, путь разгона 0,011 и 0,000 001 4 м.

Анализ экспериментального материала полностью подтвердил теоретическую формулу гидравлической крупности для турбулентного режима осаждения (2.23). При этом выяснена зависимость коэффициента $k_{\text{турб}}$ от параметра формы частицы

$$k_{\text{турб}} = 2{,}4\Theta - 0{,}7. \qquad (2.25)$$

Таким образом, формула для турбулентного режима осаждения частиц получает следующий вид:

$$u = (2{,}4\Theta - 0{,}7) \sqrt{\frac{\rho_S - \rho}{\rho} gd}. \qquad (2.26)$$

При отсутствии данных о форме частиц для естественных наносов предлагается использовать зависимость в виде

$$u = 1{,}22 \sqrt{\frac{\rho_S - \rho}{\rho} gd}. \qquad (2.27)$$

Размерность величин, входящих в зависимость (2.27),— в системе СИ, т. е. d в метрах, а u в м/с, ρ_S в кг/м^3 и т. д.

Шкала гидравлической крупности в турбулентной области осаждения основана на результатах многократного измерения скорости осаждения 95 частиц, отличавшихся размерами и формой.

Задача о гидравлической крупности наносов при переходном режиме решалась Романовским чисто экспериментальным путем.

Верхняя часть шкалы гидравлической крупности в области переходного режима (для частиц с диаметром от 0,78 до 2,0 мм) составлена на основании результатов многократного измерения скорости осаждения и обмера 39 частиц. Другая часть шкалы,

относящаяся к переходному режиму осаждения, составлена на основании определений гидравлической крупности и размеров 12 групп частиц (330 штук).

Для переходного режима осаждения частиц получена эмпирическая зависимость

$$u = (1{,}60 - 0{,}16)(68d - 0{,}003)\frac{\rho_S - \rho}{\rho} k_т, \qquad (2.28)$$

где $k_т$ — поправочный температурный коэффициент, значения которого приведены в табл. 5.

Таблица 5

Температурные поправочные коэффициенты $k_т$ к гидравлической крупности u, измеренной при температуре +15°С, для частиц диаметром d

d мм	t°С				
	0—2	3—7	8—12	13—17	18—22
2,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
1,50	0,92	0,94	0,97	1,00	1,04
1,00	0,83	0,87	0,93	1,00	1,07
0,50	0,74	0,81	0,90	1,00	1,11
0,20	0,69	0,77	0,88	1,00	1,13
0,10	0,67	0,76	0,87	1,00	1,14
⩽0,05	0,66	0,75	0,87	1,00	1,14

В качестве теоретической гипотезы при экспериментальном изучении гидравлической крупности в ламинарной области было использовано решение Стокса. Романовский измерил скорость падения девяти групп частиц, состоявших в общей сложности из 290 частиц естественных наносов, которые были предварительно изучены и промерены под микроскопом. Размеры этих частиц заключались в пределах 0,004—0,05 мм.

Результаты опытов подтвердили, что гидравлическая крупность частиц при ламинарном режиме осаждения соответствует теоретической зависимости Стокса

$$u = k_{лам}\frac{gd^2}{4\nu} \cdot \frac{\rho_S - \rho}{\rho}, \qquad (2.29)$$

где $k_{лам}$ — постоянный коэффициент. Установлено, что $k_{лам}$ не зависит от формы частиц и численное его значение совпадает с величиной, полученной Стоксом для шарообразных тел, т. е. $k_{лам} = 0{,}22$.

Таким образом, можно считать доказанным, что для ламинарной области величина гидравлической крупности наносов не зависит от формы частиц.

Теперь постараемся выяснить, почему Б. В. Архангельский получил в формуле Стокса для ламинарной области иное значение коэффициента, а именно $k_{лам} = 0{,}16$.

Ранее считали, что расхождение теоретического (по Стоксу) и экспериментального коэффициентов вызвано отличием формы исследуемых частиц от формы шара. Анализируя методику экспериментов Архангельского, удалось установить причину указанного расхождения. Она заключается в том, что при вычислении среднего диаметра частиц Архангельский использовал результаты обмера частиц только в одной плоскости — плоскости предметного стекла микроскопа — и в результате получил завышенные значения d, что и привело к преувеличению коэффициента $k_{лам}$ в формуле гидравлической крупности.

Произведенная оценка всех основных погрешностей измерений, допущенных при проведении экспериментальных исследований, дала значение средней квадратической ошибки связи $u = f(d, \Theta)$, равное примерно 8%.

Выполненные эксперименты позволили уточнить границы между ламинарным и переходным, а также между переходным и турбулентным режимами осаждения естественных наносов, характеризующихся $\rho_S = 2{,}65$ г/см^3. В табл. 6 помещены числа Рейнольдса и значения d для частиц двух предельных форм (шарообразных и пластинчатых), соответствующие указанным границам. Заметим, что эти данные существенно уточняют выводы Гончарова (1954 г.) о критических числах Re, определяющих переход от одного режима к другому, и о соответствующих значениях $d_{ср}$, отвечающих тем же границам. Качественно новым результатом является выявление влияния формы частицы на режим ее осаждения.

Таблица 6

Граничные значения чисел Рейнольдса и диаметров частиц естественных наносов, соответствующие различным режимам осаждения при $t = +15°C$, $\rho_S = 2{,}65 \cdot 10^3$ кг/м^3

Режим осаждения	Re для частицы	d мм	
		шарообразная форма частиц	пластинчатая форма частиц
Ламинарный	<0,1	<0,05	
Переходный	0,1—500	0,05—1,8	0,05—3,0
Турбулентный	>500	>1,8	>3,0

Характер осаждения частиц при разных режимах различен. По наблюдениям Романовского, при ламинарном режиме частица падает в жидкости практически по прямой линии и в процессе падения не меняет своей первоначальной ориентации относительно направления движения. При турбулентном режиме падающая частица всегда ориентируется так, что ее максимальная площадь сечения оказывается перпендикулярной среднему направлению относительного движения частицы в жидкости. Тра-

ектория частицы при этом имеет извилистый, иногда винтообразный характер.

На основании полученных данных, характеризующих все три режима осаждения частиц (турбулентный, переходный и лами-

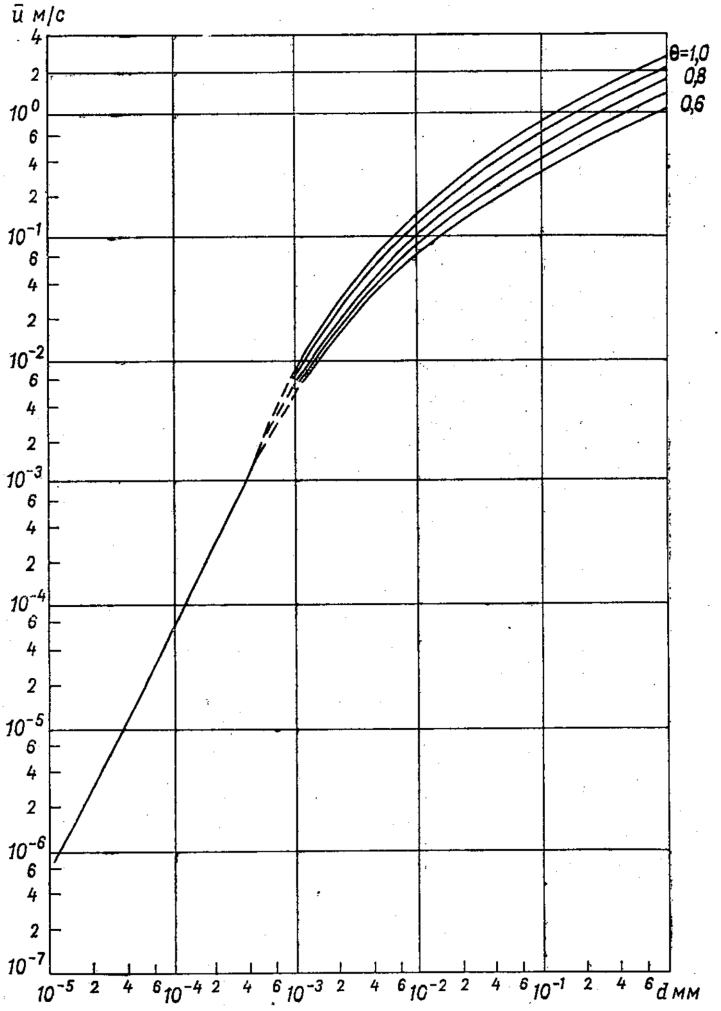


Рис. 4. Зависимость гидравлической крупности частиц u от их формы Θ и диаметра d.

нарный), Романовский построил шкалу гидравлической крупности наносов в воде при температуре 15°С. Шкала представлена в виде графиков (рис. 4) и в форме таблицы (табл. 7) и дается как функция двух переменных: среднего линейного размера

Таблица 7

Шкала гидравлической крупности частиц $u=f(d_{ср}\Theta)$ в м/с
(по В. В. Романовскому)
$\rho_s=2{,}65\cdot10^3$ кг/м^3

Режим осаждения	$d_{ср}$ мм	Θ				
		1,0	0,9	0,8	0,7	0,6
Турбулентный	100,0	2,16	1,86	1,55	1,24	0,94
	80,0	1,94	1,66	1,39	1,12	0,84
	50,0	1,53	1,32	1,10	0,88	0,67
	30,0	1,18	1,02	0,85	0,68	0,52
	20,0	0,96	0,83	0,69	0,56	0,42
	15,0	0,84	0,72	0,60	0,48	0,37
	10,0	0,68	0,59	0,49	0,39	0,30
	7,00	0,57	0,49	0,41	0,33	0,25
	5,00	0,48	0,42	0,35	0,28	0,21
	4,00	0,43	0,37	0,31	0,25	0,19
	3,00	0,38	0,32	0,27	0,22	
	2,50	0,34	0,29	0,25		
	2,20	0,32	0,28			
	2,00	0,31				
Переходный	3,00					0,16
	2,50				0,20	0,15
	2,20			0,23	0,18	0,14
	2,00		0,26	0,21	0,17	0,13
	1,80	0,27	0,23	0,20	0,16	0,13
	1,50	0,24	0,20	0,17	0,14	0,11
	1,20	0,19	0,17	0,14	0,12	0,10
	1,00	0,16	0,14	0,12	0,10	0,09
	0,80	0,13	0,11	0,10	0,08	0,07
	0,50	0,08	0,07	0,06	0,05	0,05
	0,30	0,04	0,04	0,03	0,03	0,03
	0,20	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
	0,10	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Ламинарный	0,050			0,001 95		
	0,040			0,001 25		
	0,030			0,000 70		
	0,020			0,000 31		
	0,010			0,000 078		
	0,005			0,000 020		
	0,004			0,000 012		
	0,002			0,000 003 1		
	0,001			0,000 000 78		

частицы (среднего диаметра) $d_{ср}$ и параметра ее формы Θ. Плотность зерен естественных наносов принята равной $2{,}65 \cdot 10^3$ кг/м^3. Для перехода к гидравлической крупности частиц в воде, имеющей температуру, отличающуюся от 15°С, рекомендуется использовать переходные коэффициенты $k_т$, помещенные в табл. 5.

2.2. Теория взвешивания наносов

Еще в середине прошлого столетия предпринимались попытки объяснить процесс взвешивания тяжелых твердых частиц в потоках. Так, И. Дюпюи полагал, что взвешивание происходит под влиянием так называемой подъемной силы, возникающей на поверхности твердой частицы за счет различия скоростей течения над верхней и под нижней поверхностями взвешиваемой частицы. Это различие скоростей Дюпюи связывал с особенностью распределения скорости по вертикали. Подобное воззрение вскоре было признано несостоятельным, поскольку оно не учитывало основных особенностей структуры взвесенесущего турбулентного потока. В 1895 г. Кеннеди, по-видимому, впервые дал правильное объяснение причины взвешивания наносов, указав на действие вертикальной составляющей скорости. Связав вертикальную компоненту со средней продольной скоростью, Кеннеди вывел формулу для некоторого параметра руслового потока, названного им неразмывающей скоростью. Эта формула не содержит никаких характеристик крупности наносов, поэтому она не может быть признана удовлетворительной. Тем не менее в течение ряда лет она использовалась в Индии, России и других странах при проектировании ирригационных каналов. Эмпирический коэффициент этой формулы подбирался для соответствующих местных условий и в какой-то мере учитывал крупность частиц.

Весьма обстоятельное натурное исследование взвешивания наносов было выполнено в 1910 г. В. Г. Глушковым [23]. Выяснив зависимость взвешивания тяжелых частиц от вертикальной составляющей пульсационной скорости турбулентного потока, он указал, в частности, на то, что наибольшая крупность взвешиваемых в потоке зерен наносов определяется максимальной вертикальной составляющей пульсационной скорости. На основании этого Глушков предложил способ определения вертикальной составляющей турбулентной пульсации в речном потоке. Сущность способа заключалась в том, что из взятых в реке проб выделялись частицы, имеющие наибольшую гидравлическую крупность, и считалось, что максимальное значение вертикальной компоненты пульсационной скорости равно этой гидравлической крупности. Метод может дать удовлетворительный результат в том случае, если в составе донных наносов имеются частицы

соответствующего размера. Кроме того, необходима достаточная продолжительность отбора пробы из потока, чтобы обеспечить улавливание экстремальных по размеру взвешенных частиц. Способ Глушкова не получил распространения ввиду многих затруднений, возникающих при его практической реализации.

Попытка теоретического решения вопроса о взвешивании наносов в потоках в 1919 г. была предпринята Н. Е. Жуковским, который увязывал процесс взвешивания с восходящими течениями однородных вихревых образований, имеющих горизонтальную ось и заполняющих весь поток в строгом порядке. Модель, предложенная Жуковским, интересна в теоретическом отношении, но она мало напоминает условия реального турбулентного потока, водные массы которого участвуют в формировании вихрей различного размера и разной ориентации. Эти вихри располагаются в потоке беспорядочно; они возникают, развиваются и отмирают, а вместо них формируются новые. Водные массы одновременно могут участвовать в движении вихрей разного порядка. Турбулентная пульсация, в действительности носящая характер случайного явления, по схеме Жуковского, должна была бы подчиняться строго периодическому закону.

Накопление сведений о структуре турбулентных потоков и построение более или менее реалистической модели турбулентности явились импульсом для разработки достаточно обоснованной теории взвешивания наносов.

Широко используемая в настоящее время как у нас, так и за рубежом так называемая диффузионная, или полуэмпирическая, теория взвешивания наносов является составной частью общей полуэмпирической теории турбулентности, которую выше, в разделе о речной гидравлике, мы назвали динамической теорией турбулентности.

Исходные положения диффузионной теории турбулентности были разработаны Дж. Тейлором и В. Шмидтом в 1915—1925 гг. применительно к условиям свободной атмосферы. Теория основана на идее о турбулентном переносе в потоке количеств движения, тепла, взвешенных и растворимых веществ и о тесной взаимной связи параметров, определяющих перенос указанных характеристик. Основной параметр теории, определяющий перенос количеств движения, именуется коэффициентом турбулентного обмена, или коэффициентом виртуальной вязкости; он обозначается через A. Коэффициент турбулентной теплопроводности записывается в виде cA, где c — удельная теплоемкость жидкости. Коэффициент турбулентной диффузии, определяющий турбулентный перенос взвешенных и растворенных веществ в потоке, выражается как частное A/ρ, где ρ — плотность жидкости.

По теории Тейлора—Шмидта секундный перенос растворенного в жидкости вещества через единицу выделенной в потоке площадки с нормалью y выражается зависимостью

$$(q_s)_y = -\frac{A}{\rho} \cdot \frac{\partial s}{\partial y}, \qquad (2.30)$$

где s — концентрация вещества в жидкости. Положительным направлением переноса считается перенос в сторону положительного направления оси y.

Перенос количества движения описывается следующим приближенным равенством:

$$(q_r)_{xy} = -A\frac{\partial v_x}{\partial y}. \qquad (2.31)$$

Величина $(q_r)_{xy}$ имеет размерность касательного напряжения и связана с ним соотношением

$$\tau_{xy} = -(q_r)_{xy}. \qquad (2.32)$$

Напишем выражение турбулентного переноса взвешенных тяжелых частиц, имеющих гидравлическую крупность u. Рассмотрим секундный перенос взвешенного вещества через единицу выделенной в потоке контрольной площадки. Пусть эта площадка будет горизонтальной. Концентрация s тяжелых частиц в потоке при установившемся режиме взвешивания возрастает сверху вниз. Поэтому если нормальную к площадке ось y направить вниз, то производная s по y будет положительной. За счет турбулентного перемешивания через площадку снизу вверх, т. е. в направлении, противоположном положительному направлению оси y, будет осуществляться перенос взвеси, согласно зависимости (2.30). Под влиянием силы тяжести взвешенные в воде частицы будут совершать относительное движение сверху вниз со скоростью u. Расход взвеси за счет такого добавочного движения через единицу площадки будет us, где s — концентрация взвеси (т. е. мутность) на уровне площадки. Результирующий перенос взвешенных частиц через площадку определится равенством

$$(q_s)_y = -\frac{A}{\rho} \cdot \frac{\partial s}{\partial y} + us. \qquad (2.33)$$

При использовании статистического метода изучения пульсирующих скоростей и мутности единичные расходы переноса (секундные объемы или массы) выражают через моменты корреляции пульсационных отклонений этих величин. Перенос количеств движения выражается формулами вида:

$$\left.\begin{aligned}(q_r)_{xy} &= -\tau_{xy} = \rho\overline{v_x' v_y'},\\ (q_r)_{xz} &= -\tau_{xz} = \rho\overline{v_x' v_z'}\end{aligned}\right\} \qquad (2.34)$$

и т. д.

Перенос взвеси определяется соответственно равенством

$$(q_s)_y = \overline{v's'} + us. \qquad (2.35)$$

Идеи Тейлора—Шмидта были использованы В. М. Маккавеевым для разработки общей теории турбулентности русловых потоков. Эту теорию Маккавеев назвал теорией турбулентного перемешивания. Начало ее разработки относится к 1930—1933 гг., но более полное обоснование она получила в последующие годы в трудах Маккавеева и его школы.

В теории турбулентного перемешивания рассматриваются пространственные нестационарные модели переноса количеств движения, примесей (растворенных и взвешенных веществ), тепла и даются общие дифференциальные уравнения движения, диффузии и теплопроводности. Значительное внимание в теории уделяется граничным условиям и структуре коэффициентов турбулентного переноса (турбулентной вязкости, турбулентной диффузии и теплопроводности). Особо следует отметить, что в теории детально рассматривается влияние русловой шероховатости на поток и ее параметры учитываются как в формулах коэффициентов переноса, так и в выражениях, определяющих граничные условия. Теория турбулентного перемешивания получила широкое применение при изучении движения водных масс в речных потоках, каналах и водохранилищах, при исследовании транспорта наносов и формирования русла. Эта теория лежит в основе многих практических методов расчета.

Вывод общего уравнения турбулентной диффузии впервые был осуществлен В. М. Маккавеевым в 1930 г. В то же время им были выведены общие динамические уравнения турбулентного потока. Публикация этих разработок осуществлена годом позже в записках ГГИ (1931 г.). Дальнейшее усовершенствование основ теории турбулентного перемешивания было выполнено в 1932 г. и изложено в докладе, сделанном автором теории на IV Гидрологической конференции Балтийских стран (1933 г.). Существенное усовершенствование исходных положений теории относится к 1941 г., когда Маккавеевым был дан новый вариант вывода общих дифференциальных уравнений турбулентного движения, диффузии и теплопроводности. В послевоенные годы теоретические исследования Маккавеева [99, 102] были посвящены более строгому обоснованию исходных уравнений и граничных условий.

Общее дифференциальное уравнение турбулентной диффузии имеет вид

$$\frac{ds}{dt} = \frac{1}{\rho}\left[\frac{\partial}{\partial x}\left(A\frac{\partial s}{\partial x}\right) + \frac{\partial}{\partial y}\left(A\frac{\partial s}{\partial y}\right) + \frac{\partial}{\partial z}\left(A\frac{\partial s}{\partial z}\right)\right] - u\frac{\partial s}{\partial y}, \qquad (2.36)$$

где

$$\frac{ds}{dt} = \frac{\partial s}{\partial t} + v_x\frac{\partial s}{\partial x} + v_y\frac{\partial s}{\partial y} + v_z\frac{\partial s}{\partial z}. \qquad (2.37)$$

Координатные оси декартовой системы предполагаются расположенными следующим образом: горизонтальная ось x направлена в сторону осредненного течения, y — вертикальная ось — сверху вниз, z — горизонтальная ось — поперек потока. Относя уравнение к потокам, имеющим малые продольные уклоны, располагают ось x на свободной поверхности и пренебрегают проекцией гидравлической крупности частиц u на эту ось. Компоненту u по оси y принимают приближенно равной самой величине u.

Вывод уравнения турбулентной диффузии довольно просто осуществляется для равномерного установившегося потока, характеризующегося отсутствием поперечных составляющих осредненной скорости, т. е.

$$\frac{\partial v_x}{\partial t} = \frac{\partial v_x}{\partial x} = v_y = v_z = 0. \qquad (2.38)$$

Рассмотрим этот вывод. Выделим в потоке параллелепипед объемом

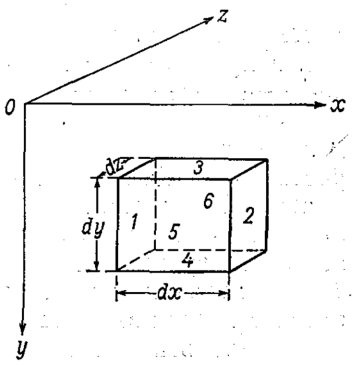


Рис. 5. Схема к выводу уравнения турбулентной диффузии.

$dV = dx\,dy\,dz$ (рис. 5). Его стороны параллельны соответствующим координатным осям, расположенным так, как указывалось выше. Пронумеруем грани выделенного параллелепипеда следующим образом: *1* — грань, обращенная против течения; *2* — грань в сторону течения; *3* — грань, обращенная к поверхности потока; *4* — грань, обращенная ко дну; *5* — совпадает с плоскостью координат $x0y$; *6* — параллельна этой плоскости и находится на расстоянии dz от нее. В порядке дальнейшего упрощения вывода примем, что концентрация взвеси s в направлении оси z не меняется. Соответственно перенос взвешенного вещества через боковые грани *5* и *6* будет равен нулю. Индексами 1, 2, 3 и т. д. будем обозначать величины, относящиеся к имеющим те же номера граням.

Составим баланс массы взвешенного вещества для выделенного параллелепипеда. Пусть величины q_{s1}, q_{s2}, q_{s3} и т. д. выражают единичные расходы вещества через грани *1*, *2*, *3* и т. д., т. е. перенос массы вещества в секунду через единицу площади, соответствующей грани параллелепипеда. Перенос вещества через всю площадь грани за время δt соответственно выразится: $q_{s1}\,dz\,dy\,\delta t$ — для грани *1*, $q_{s2}\,dz\,dy\,\delta t$ — для грани *2* и т. д.

Запишем выражения единичных расходов массы вещества через все грани:

$$\left.\begin{aligned} q_{S1} &= -\frac{A_1}{\rho}\left(\frac{\partial s}{\partial x}\right)_1 + v_x\left[s - \left(\frac{\partial s}{\partial x}\right)_1 \frac{dx}{2}\right], \\ q_{S2} &= -\frac{A_2}{\rho}\left(\frac{\partial s}{\partial x}\right)_2 + v_x\left[s - \left(\frac{\partial s}{\partial x}\right)_2 \frac{dx}{2}\right], \\ q_{S3} &= -\frac{A_3}{\rho}\left(\frac{\partial s}{\partial y}\right)_3 + us_3, \\ q_{S4} &= -\frac{A_4}{\rho}\left(\frac{\partial s}{\partial y}\right)_4 + us_4. \end{aligned}\right\} \qquad (2.39)$$

Здесь s — концентрация в центре параллелепипеда. Первые члены правой части первых четырех равенств выражают турбулентный перенос вещества через грани параллелепипеда. Вторые члены правой части первого и второго из этих равенств выражают перенос вещества осредненным течением, имеющим скорость v_x, соответственно через грани *1* и *2*. Вторые члены правой части третьего и четвертого равенств выражают перенос взвешенных частиц под влиянием силы тяжести, осуществляющийся со средней скоростью u, направленной по нормали вниз (в направлении оси y). Компоненты переноса q_{S5} и q_{S6} в соответствии с принятым выше предположением равны нулю.

В результате переноса вещества через все грани выделенного объема dV средняя концентрация вещества s в нем за время δt изменится на величину $\frac{\partial s}{\partial t}\delta t$, а изменение общего содержания вещества в объеме выразится следующим образом:

$$dV\frac{\partial s}{\partial t}\delta t = (q_{S1} - q_{S2})\,dz\,dy\,\delta t + (q_{S3} - q_{S4})\,dz\,dx\,\delta t. \qquad (2.40)$$

Делим это уравнение на δt и подставляем сюда значения единичных расходов по выражениям (2.39). В результате этих операций после некоторых преобразований получаем

$$\begin{aligned} dV\frac{\partial s}{\partial t} = &\left[-\frac{A_1}{\rho}\left(\frac{\partial s}{\partial x}\right)_1 + \frac{A_2}{\rho}\left(\frac{\partial s}{\partial x}\right)_2\right] dy\,dz - \\ &- \frac{1}{2}\left[\left(\frac{\partial s}{\partial x}\right)_1 + \left(\frac{\partial s}{\partial x}\right)_2\right] v_x\,dx\,dy\,dz + \\ &+ \left[-\frac{A_3}{\rho}\left(\frac{\partial s}{\partial y}\right)_3 + \frac{A_4}{\rho}\left(\frac{\partial s}{\partial y}\right)_4\right] dx\,dz + u(s_3 - s_4)\,dx\,dz. \end{aligned} \qquad (2.41)$$

Исходя из того, что коэффициент A, значения s и производные этой величины в потоке в области расположения контрольного объема dV изменяются по координатам монотонно, мы

вправе выразить содержащиеся в уравнении разности следующим образом:

$$\left.\begin{aligned} A_2\left(\frac{\partial s}{\partial x}\right)_2 - A_1\left(\frac{\partial s}{\partial x}\right)_1 &= \frac{\partial}{\partial x}\left(A\frac{\partial s}{\partial x}\right)dx, \\ A_4\left(\frac{\partial s}{\partial y}\right)_4 - A_3\left(\frac{\partial s}{\partial y}\right)_3 &= \frac{\partial}{\partial y}\left(A\frac{\partial s}{\partial y}\right)dy, \\ \frac{1}{2}\left[\left(\frac{\partial s}{\partial x}\right)_1 + \left(\frac{\partial s}{\partial x}\right)_2\right] &= \frac{\partial s}{\partial x}, \\ s_4 - s_3 &= \frac{\partial s}{\partial y}dy. \end{aligned}\right\} \quad (2.42)$$

Третье из этих равенств выражает среднюю величину как полусумму двух крайних. Подставляем формулы (2.42) в уравнение (2.41). Учитывая, что $dV = dx\,dy\,dz$, и деля на эту величину все выражение, получаем после преобразований следующую запись уравнения турбулентной диффузии:

$$\frac{\partial s}{\partial t} + v_x\frac{\partial s}{\partial x} = \frac{1}{\rho}\left[\frac{\partial}{\partial x}\left(A\frac{\partial s}{\partial x}\right) + \frac{\partial}{\partial y}\left(A\frac{\partial s}{\partial y}\right)\right] - u\frac{\partial s}{\partial y}. \quad (2.43)$$

Аналогичным образом можно вывести уравнение турбулентной диффузии и в более общем виде (2.36)—(2.37). Разумеется, такой вывод будет более громоздким.

Общее уравнение турбулентной диффузии используется для решения задач о распределении взвешенных в потоке частиц как по вертикали, так и по другим координатным направлениям. При выполнении решений используются граничные условия у дна потока, описывающие процесс взмучивания и взаимообмена наносами придонного слоя потока и русла. Подобные решения используются и при расчете русловых деформаций.

Выполняя решение практических задач, вносят определенные упрощения в общее уравнение (2.36), отбрасывая отдельные его члены как величины, малые по сравнению с другими, или же принимая $A = \text{const}$ для всей исследуемой области потока. В последнем случае уравнение приводится к виду

$$\frac{ds}{dt} = \frac{A}{\rho}\left(\frac{\partial^2 s}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 s}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 s}{\partial z^2}\right) - u\frac{\partial s}{\partial y}. \quad (2.44)$$

Уравнение турбулентной диффузии широко применяется также и при расчете распространения в потоках растворенных веществ, например загрязнений. В этом случае гидравлическая крупность принимается равной нулю. Если допустимо считать $A = \text{const}$, то уравнение записывается в виде

$$\frac{ds}{dt} = \frac{A}{\rho}\left(\frac{\partial^2 s}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 s}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 s}{\partial z^2}\right). \quad (2.45)$$

Остановимся кратко на задании граничных условий при расчете распределения мутности в речном потоке (более подробно этот вопрос рассматривается ниже). В. М. Маккавеев [95, 97 и т. д.] и А. В. Караушев [54, 64 и т. д.] разработали модель турбулентного переноса взвешенных частиц в придонном слое потока. Согласно этой модели, в придонном граничном слое потока выделяются два значения мутности. Первое — это средняя донная мутность S_H, характеризующая среднее насыщение потока у дна как в области восходящих, так и нисходящих вихревых течений на достаточно большой поверхности русла, позволяющей говорить об осреднении. Эта поверхность, однако, не настолько велика, чтобы осреднение сглаживало неоднородность донного слоя потока, обусловленную неравномерностью осредненного течения, изменениями параметров потока по его длине и ширине. Вторым значением мутности является так называемая мутность взмыва $S_{взм}$, представляющая собой среднюю мутность восходящих вихревых токов при их отрыве от дна. Предполагается, что осреднение осуществляется в восходящих вихрях, находящихся на той же площади, по которой осреднена донная мутность S_H. Всегда имеется в виду, что при грядовой форме русла площадь осреднения S_H и $S_{взм}$ должна включать основные элементы гряд. В теории устанавливается расчетная формула для $S_{взм}$ исходя из условий предельно возможной нагрузки восходящих пульсационных токов тяжелыми частицами. Мутность взмыва предполагается пропорциональной квадрату донной скорости потока и обратно пропорциональной его глубине H, т. е.

$$S_{взм} = k\frac{v_H^2}{H}. \tag{2.46}$$

Далее в теории устанавливается зависимость между величинами S_H и $S_{взм}$. Зависимость носит довольно сложный характер и включает такие характеристики потока и наносов, как пульсационная скорость и статистическая кривая ее распределения, значения гидравлической крупности частиц по фракциям взвешиваемых наносов, процентное содержание каждой из взвешиваемых фракций.

Теория позволяет получить расчетные формулы профиля мутности, транспортирующей способности потока и т. д. Выведенная Маккавеевым в 1933 г. формула профиля мутности при использовании условия $A = \text{const}$ применяется во многих случаях еще и теперь. Эта формула записывается в виде

$$s = s_H e^{-\frac{2mC}{g}\cdot\frac{u}{v_{ср}}\left(1-\frac{y}{H}\right)}. \tag{2.47}$$

Здесь s — концентрация наносов, имеющих гидравлическую крупность u на глубине y от поверхности; s_H — концентрация наносов у дна; H — глубина вертикали; $v_{ср}$ — средняя на верти-

кали скорость течения; C — коэффициент Шези; m — параметр в формуле Базена ($m \approx 24$); g — ускорение свободного падения. В работах А. В. Караушева показано, что m является величиной переменной и для нее дана эмпирическая формула, показывающая зависимость m от коэффициента Шези C.

В довоенные годы Маккавеевым было впервые получено теоретическим путем уравнение транспортирующей способности потока, которое затем подверглось усовершенствованию в работах других исследователей.

Диффузионная теория взвешивания наносов получила широкое распространение в гидрологии и в динамической метеорологии как у нас, так и за рубежом. В Советском Союзе применительно к гидрологическим объектам указанная теория развивалась, помимо В. М. Маккавеева, М. А. Великановым [20], а в последующие годы И. И. Леви [85], А. В. Караушевым [53, 54, 58, 64]), Г. С. Башкировым [8], И. Ф. Карасевым [52] и др. Из зарубежных работ имеют известность исследования М. О'Брайена [212], В. Ванони [230] и др.

О'Брайен рассмотрел только задачу о стационарном распределении мутности в равномерном потоке. Исходя из одномерного уравнения турбулентной диффузии, он получил следующую символическую запись профиля мутности:

$$s = s_H e^{-\rho u \int_a^y \frac{dy}{A(y)}}. \qquad (2.48)$$

Коэффициент турбулентного обмена A рассматривается как функция координаты y, которая в данном случае направлена от дна к поверхности потока. Интегрирование выполняется для отрезка вертикали от a, т. е. от точки, весьма близко расположенной ко дну, до текущей координаты y. Великанов [19] применил зависимость (2.48) для вывода расчетной формулы профиля мутности. При этом он использовал выражение $A(y)$, получаемое из логарифмического профиля скорости и дающее на поверхности $A = 0$. Соответственно и для мутности в точке у поверхности он нашел $s = 0$, что представляется физически невозможным и не подтверждается натурными данными, которые не обнаруживают резкого снижения мутности в непосредственной близости от поверхности потока.

В литературе известен ряд вариантов диффузионной теории взвешивания и транспортирования наносов. Однако, по-видимому, наиболее совершенным является вариант, разработанный В. М. Маккавеевым и его школой. Немаловажным обстоятельством при этом является то, что в указанном варианте теории дается уравнение турбулентного переноса взвешенных частиц в весьма общем виде: для трехмерного пространства и нестационарного случая. Кроме того, уравнение диффузии взвешенных

частиц тесно увязано с динамическими уравнениями турбулентного потока. Эти уравнения замыкаются с помощью эмпирически обоснованной формулы коэффициента турбулентного обмена. Попутно заметим, что такой способ замыкания систем уравнений, безусловно, предпочтительнее способов, используемых нередко в так называемых строгих теориях и заключающихся в применении тех или иных постулатов, не всегда достаточно обоснованных и экспериментально не подтвержденных.

Диффузионная теория имеет и ряд недостатков, к которым относится в первую очередь неучет влияния взвешенных частиц на структуру турбулентного потока, а также взаимного влияния частиц, отсутствие учета инерции твердых частиц в пульсирующем потоке и т. д. Эти недостатки особенно существенны при распространении теории на сравнительно крупные наносы. Одним из недостатков является и то обстоятельство, что универсальность формул коэффициента турбулентного обмена не доказана, а подтверждена лишь данными не очень точных, хотя и многочисленных натурных и лабораторных исследований. Несмотря на эти недостатки, диффузионную теорию следует считать весьма существенным достижением теоретической гидрологии и полезным орудием для решения практических задач. Безусловно, следует признать актуальной и дальнейшую разработку теории взвешивания и движения наносов, направленную на усовершенствование существующих концепций и создание новых направлений.

В послевоенные годы М. А. Великанов [19] предпринял попытку разработать новую теорию движения взвешенных наносов. Главной целью, которую он преследовал, был учет работы, затрачиваемой потоком на взвешивание тяжелых частиц. При этом предполагалось учесть также и воздействие взвешенных наносов на структуру потока и взаимное влияние частиц, находящихся во взвешенном состоянии. Свою теорию Великанов назвал гравитационной, подчеркнув таким названием основную концепцию о работе потока против гравитационной силы, воздействующей на взвешенные в нем частицы.

По поводу теории Великанова в свое время было высказано много критических замечаний (А. Н. Колмогоровым, И. И. Леви, В. М. Маккавеевым, А. Д. Грешаевым и др.), с которыми нельзя не согласиться. Весьма существенным замечанием было, например, высказывание Колмогорова о том, что работа, затрачиваемая потоком на поддержание тяжелых частиц во взвешенном состоянии, черпается из пульсационной энергии, а не непосредственно из энергии осредненного движения, как было принято в гравитационной теории. Замысел Великанова об учете обратного воздействия транспортируемых наносов на поток остался в его теории нереализованным, и для взвесенесущего потока он использовал обычные гидравлические соотношения, полученные для чистой воды.

В настоящее время теория Великанова в динамике русловых потоков не используется, поэтому детально освещать ее не будем. Однако надо отметить полезный вклад Великанова в развитие представлений о кинематике взвешенных в потоке частиц.

При использовании принятых в настоящей книге обозначений и расположения координатных осей основная кинематическая зависимость Великанова записывается в виде

$$(q_s)_y = \overline{v's'} + us(1-s). \qquad (2.49)$$

Здесь предполагается, что мутность s — величина безразмерная и выражена в относительных объемных единицах, т. е. s обозначает долю того объема, который занимают твердые частицы в общем объеме смеси воды с наносами. Формула (2.49) отличается от зависимости (2.35) содержанием множителя $(1-s)$ при втором члене правой части. Величину $(1-s)$ можно рассматривать как поправочный множитель к гидравлической крупности u, предусматривающий учет влияния насыщенности потока наносами на скорость осаждения в нем твердых частиц. На уменьшение гидравлической крупности частиц в мутной среде исследователи обращали внимание и раньше, справедливо отмечая при этом, что заметное уменьшение u наблюдается только в очень сильно насыщенных наносами потоках, приближающихся по своей концентрации к селевым потокам или к пульпе, представляющей собой искусственную смесь грунта с водой. Однако до Великанова теоретически этот вопрос, по-видимому, не рассматривался. Решение Великанова все же нельзя считать исчерпывающим, так как оно не учитывает всех факторов, влияющих на гидравлическую крупность в сильно насыщенных потоках.

Скорость равномерного осаждения частиц в воде, сильно насыщенной наносами, именуется скоростью (или гидравлической крупностью) стесненного осаждения; обозначим ее через $u_{ст}$. Согласно зависимости Великанова, можно написать

$$u_{ст} = u(1-s), \qquad (2.50)$$

имея в виду, что s выражено в относительных объемных единицах.

Физический смысл взаимодействия частиц в насыщенном потоке Великанов объясняет существованием в нем токов, обтекающих осаждающиеся частицы. Эти токи носят компенсационный характер и полностью определяются условием неразрывности. Объем жидкости, вытесняемой частицей из того места, куда частица опускается, перемещается в обратном направлении, обтекая частицу и замещая освобожденное ею место, как это показано на рис. 6. Такие токи при большой насыщенности потока наносами взаимодействуют, влияют на осаждение соседних частиц и, согласно схеме Великанова, создают общее среднее

перемещение жидкости в направлении, противоположном направлению осаждения наносов. Средняя скорость этого вертикального движения выражается произведением su. Такой вывод представляется бесспорным. Тем не менее, как отмечалось выше, в насыщенных наносами водных массах действуют и другие факторы, влияющие на u. К ним относится изменение физической вязкости среды за счет насыщения мелкими частицами и образования коллоидных взвесей, а также возрастание средней плотности среды. Последний фактор учитывается довольно просто, поскольку формулы гидравлической крупности частиц для всех трех режимов осаждения содержат плотность среды как один из основных параметров. Очевидно, что плотность мутной среды (смеси воды с наносами) $\rho_{см}$ определится равенством

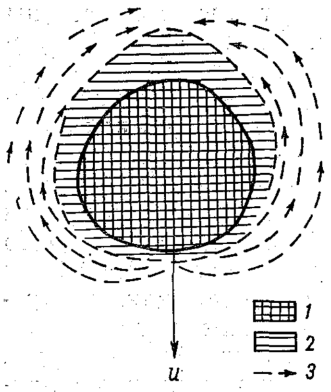


Рис. 6. Схема обтекания твердой частицы, падающей в жидкости с постоянной скоростью u м/с.

1 — твердые частицы, *2* — присоединенная масса жидкости, *3* — линия тока жидкости.

$$\rho_{см} = \rho(1-s) + \rho_S s, \qquad (2.51)$$

где ρ и ρ_S — соответственно плотность воды и твердых частиц наносов, а s, как и выше, выражает мутность в относительных объемных единицах.

Если исходить непосредственно из формул гидравлической крупности, то поправочные множители к гидравлической крупности частиц в жидкости, насыщенной наносами, определяются соотношениями плотностей мутной $\rho_{см}$ и чистой воды ρ. Для турбулентного режима осаждения будем иметь

$$u_{см} = u\sqrt{\frac{\rho(\rho_S - \rho_{см})}{\rho_{см}(\rho_S - \rho)}}, \qquad (2.52)$$

а для ламинарного и переходного режимов

$$u_{см} = u\frac{\rho(\rho_S - \rho_{см})}{\rho_{см}(\rho_S - \rho)}. \qquad (2.53)$$

Здесь $u_{см}$ — гидравлическая крупность частиц в смеси воды с наносами.

Формулы (2.52) и (2.53) учитывают только плотностной эффект, а изменение вязкости среды за счет присутствия мелких частиц не учитывают, так же как оно не учитывается и в формуле (2.50) для стесненного осаждения. Как видим, формулы (2.52) и (2.53) также не являются достаточно универсальными; они могут использоваться для приближенных вычислений в случае отсутствия в потоке большого количества мельчайших (глинистых) частиц, оказывающих влияние на вязкость жидкости.

Специальные теоретические и весьма тонкие экспериментальные исследования должны выяснить соотношение между вели-

чинами $u_{ст}$ и $u_{см}$, которые, как видим, принципиально отличаются, но обе они учитывают, хотя и в разной мере, эффект изменения плотности среды за счет присутствия в ней более плотных и не слишком мелких взвешенных частиц.

Критика в адрес диффузионной теории взвешивания наносов, как и вообще диффузионной (полуэмпирической) теории турбулентности, в последние годы исходила главным образом от ряда сторонников теории турбулентности и так называемой статистической школы А. Н. Колмогорова. В некоторых новых теоретических моделях взвесенесущего потока широко использована теория Колмогорова, поэтому считаем необходимым кратко остановиться на ней.

Теория локальноизотропной турбулентности разработана А. Н. Колмогоровым в 1941 г. [73]. В ее основе лежит развитое Л. Ричардсоном в 1926—1929 гг. представление о турбулентной структуре потока как о совокупности вихревых образований различных масштабов. По схеме Колмогорова, в турбулентном потоке за счет неустойчивости осредненного движения возникают вихревые образования наиболее крупного размера, для которых также характерна неустойчивость. При их распаде образуются вихри более мелкого масштаба, но и они в свою очередь порождают еще более мелкие турбулентные образования. Таким образом в потоке формируется спектр турбулентных образований — вихрей разного порядка. По всему каскаду этих вихрей передается энергия осредненного движения потока, которая гасится в вихрях самого мелкого масштаба, характеризующихся устойчивым ламинарным движением и внутренним трением, определяемым физической вязкостью жидкости. Здесь кинетическая энергия переходит в тепловую.

Существенное место в теории Колмогорова занимает представление о локальной изотропии турбулентности. Изотропной турбулентностью именуется такое состояние потока, при котором в каждой его точке взаимно равны все компоненты любой из статистических характеристик пульсирующего поля скоростей. Заметим попутно, что однородной турбулентностью называют случай, когда турбулентные характеристики не изменяются при перемещении в потоке точки, для которой эти характеристики получены. Понятия изотропии и однородности являются идеализацией модели турбулентного потока. К этой модели приближается, по-видимому, только атмосферная турбулентность на значительном удалении от земной или водной поверхности.

Согласно теоретической модели Колмогорова для вихревых турбулентных образований характерна тенденция к равномерному распределению энергии по степеням свободы, но этому выравниванию препятствуют анизотропные внешние силы. Величины последних уменьшаются с уменьшением масштаба вихря. Поэтому действием указанных сил на вихри самого малого масштаба можно пренебречь. Это приводит к выводу об изотропии

мелкомасштабных турбулентных движений. Для области локальной изотропии выводится формула, связывающая масштаб турбулентности, коэффициент турбулентной диффузии и скорость диссипации энергии турбулентности. В литературе упомянутую формулу называют «законом 4/3», поскольку масштаб турбулентности в эту формулу входит в степени 4/3. Закон 4/3 широко применяется при изучении атмосферной турбулентности (см., например, работу Н. З. Пинуса [121]); известно его использование в динамике моря. Применение указанной формулы для русловых потоков встречает много затруднений.

Теория Колмогорова была использована Г. И. Баренблаттом [7] при разработке теоретической модели переноса взвешенных наносов в турбулентном потоке. Баренблатт дает вывод достаточно общих уравнений турбулентного движения неоднородной (содержащей взвешенные частицы) жидкости. При этом он рассматривает лишь транспорт мелких частиц, потоки малой мутности и принимает еще ряд ограничений. Все эти ограничения обусловлены исключительной сложностью в гидродинамическом и математическом аспектах задачи о взвесенесущем потоке. Несмотря на принятые упрощающие предположения, Баренблатт получает весьма сложную систему уравнений. Три из этих уравнений определяют компоненты (по координатным осям) движения жидкости, и три — движения твердых частиц. Сложение уравнений по соответствующим координатам дает уравнения количества движения неоднородной жидкости, за основную характеристику которой принята плотность смеси $\rho_{см}$, определяемая равенством (2.51). Далее Баренблатт рассматривает баланс массы жидкости и твердых частиц и записывает систему уравнений, состоящую из уравнений количеств движения неоднородной жидкости, уравнения неразрывности, уравнения баланса массы. Затем он принимает ряд упрощений и осредняет указанные уравнения. Добавочно рассматривается задача о балансе пульсационной энергии потока неоднородной жидкости; при этом опять принимается ряд упрощающих предположений. В процессе дальнейших преобразований уравнений вновь используются упрощающие предположения и принимаются новые постулаты, в частности о потоке пульсационной энергии, который вообще исследован весьма слабо. Наконец, уравнения приводятся к случаю одномерного стационарного взвесенесущего потока (стационарными принимаются течение и распределение мутности) и записываются в виде:

$$\left.\begin{aligned} \Psi_1 \frac{dv_x}{dy} &= v_*^2 - cz, \\ q - \frac{\rho}{2} \cdot \frac{d}{dz}\left(\Psi_2 \frac{db}{dy}\right) - \rho \Psi_1 \left(\frac{dv_x}{dy}\right)^2 &= 0, \\ as + \lambda \frac{ds}{dy} &= 0. \end{aligned}\right\} \qquad (2.54)$$

Здесь v_* — константа, имеющая размерность скорости; q — диссипация пульсационной энергии на единицу объема неоднородной жидкости; b — пульсационная энергия в единице массы неоднородной жидкости; c — константа; величина a определяется равенством

$$a=\frac{\rho_S-\rho}{\rho}. \tag{2.55}$$

Через Ψ_1, Ψ_2 и λ обозначены некоторые характеристики потока. Последняя из них вводится Баренблаттом для перехода от момента корреляции $\overline{v_z's'}$ к производной осредненной мутности в соответствии с известной схемой диффузионной теории, а именно он полагает

$$\overline{v_z's'}=-\lambda\frac{ds}{dy}. \tag{2.56}$$

Как видим, отойти полностью от полуэмпирической теории Баренблатту не удается.

Для получения характерных величин Ψ_1, Ψ_2 и λ Баренблатт использует гипотезу Колмогорова о связи между диссипацией пульсационной энергии q, ее запасом в единице объема b и параметрами потока. Используемые при этом соотношения построены на соображениях теории размерности, являются весьма условными по существу и содержат неопределенные коэффициенты. После преобразований Баренблатт получает новую замкнутую, с его точки зрения, систему уравнений для плоского стационарного взвесенесущего потока. В действительности же эту систему нельзя рассматривать как замкнутую, поскольку она включает неопределенные параметры и малоизученные трудноопределяемые величины, такие, как диссипация пульсационной энергии в единице объема смеси и т. д. Как видим, разработки Баренблатта имеют только теоретическое значение, для практических расчетов его уравнения не могут применяться. Интересным результатом является выражение, найденное им для величины b; оно показывает, что пульсационная энергия единицы массы в потоке неоднородной жидкости меньше, чем в потоке однородной жидкости.

Для работы взвешивания в теории Баренблатта записывается выражение

$$g\overline{\rho_{см}'v_y'}=ag\rho us, \tag{2.57}$$

где, как и выше, u — гидравлическая крупность частиц; g — ускорение свободного падения; величина a определяется формулой (2.55).

Если работа взвешивания мала по сравнению с другими затратами энергии взвесенесущего потока, то, согласно схеме

Баренблатта, к такому потоку применима диффузионная теория. Это условие всегда выполняется для потоков, не очень насыщенных наносами, т. е. практически во всех случаях естественных речных потоков. Как видим, детальный анализ процесса взвешивания наносов, выполненный Баренблаттом, фактически подтверждает обоснованность широкого применения диффузионной теории в речной гидрологии.

Фундаментальными работами в области теории взвесенесущего турбулентного потока следует считать работы Ф. И. Франкля [162]. Он построил систему общих дифференциальных уравнений взвесенесущего потока, которая включает уравнения неразрывности, количества движения и энергии осредненного и пульсационного движения. Система этих уравнений оказалась незамкнутой, так как число неизвестных (39) превышает число уравнений (20 уравнений, из которых 10 — для жидкости и 10 — для твердых частиц). Используя ряд упрощающих предположений, Франкль дал способ замыкания приближенной системы уравнений. Он принял, что скоростное поле жидкости известно и не зависит от присутствия твердых частиц, поэтому можно рассматривать только уравнения для взвешенных частиц. В указанных уравнениях отбрасываются все компоненты турбулентных напряжений. Как видим, принимаются упрощающие предположения, аналогичные тем, которые используются при выводе зависимостей диффузионной теории. Все же решение Франкля представляется более полным, чем решение, даваемое в упомянутой теории. К сожалению, практическое использование даже упрощенных уравнений Франкля весьма затруднительно и требует большого количества исходных данных. Оно осуществимо для наиболее простого случая, но при этом теоретическая модель Франкля дает совпадение с моделью диффузионной теории.

Приближенные динамические уравнения Франкля для взвешенных в потоке твердых частиц имеют вид (при произвольном расположении системы координат в потоке):

$$\left.\begin{aligned} \rho_S \frac{dU_x}{dt} &= -\frac{\partial p}{\partial x} + \frac{1}{s} R_x + \rho_S X_S, \\ \rho_S \frac{dU_y}{dt} &= -\frac{\partial p}{\partial y} + \frac{1}{s} R_y + \rho_S Y_S, \\ \rho_S \frac{dU_z}{dt} &= -\frac{\partial p}{\partial z} + \frac{1}{s} R_z + \rho_S Z_S. \end{aligned}\right\} \qquad (2.58)$$

Здесь s — концентрация взвеси (мутность) в относительном объемном измерении; X_S, Y_S, Z_S — компоненты ускорения внешней массовой силы (силы тяжести), действующей на частицу; p — давление; R_x, R_y, R_z — компоненты силы взаимодействия частиц и жидкости; U_x, U_y, U_z — компоненты скорости движения твердых частиц в потоке; они складываются из соответствующих

компонентов скорости жидкости и относительного движения в ней частиц. Полные производные U_x, U_y и U_z по времени выражаются зависимостями обычного вида, т. е.

$$\frac{dU_x}{dt} = \frac{\partial U_x}{\partial t} + U_x \frac{\partial U_x}{\partial x} + U_y \frac{\partial U_y}{\partial y} + U_z \frac{\partial U_z}{\partial z} \qquad (2.59)$$

и т. д.

К уравнениям (2.58) добавляется уравнение неразрывности для взвешенных частиц

$$\frac{\partial s}{\partial t} + \frac{\partial (sU_x)}{\partial x} + \frac{\partial (sU_y)}{\partial y} + \frac{\partial (sU_z)}{\partial z} = 0 \qquad (2.60)$$

и три зависимости для величин R_x, R_y и R_z, которые замыкают систему. Приведем одну из них, а именно для компоненты по оси x (остальные записываются аналогичным образом)

$$R_x = -\frac{g\mu^2 s}{2r^2}(v_x s - v_x - u_{dx}). \qquad (2.61)$$

Здесь μ — вязкость жидкости; r — средний радиус взвешенной частицы; v_x — компонент скорости жидкости; u_{dx} — компонент условной скорости диффузии частицы — новый термин, введенный Франклем в теорию. Приближенно эта величина определяется по формуле

$$u_{dx} = -\varepsilon \frac{\partial (\ln s)}{\partial x}, \qquad (2.62)$$

где ε — коэффициент турбулентной диффузии (м²/с). Компоненты u_{dy} и u_{dz}, содержащиеся в формулах для R_y и R_z, выражаются формулами, аналогичными (2.62).

В теории Франкля рассматривается движение в жидкости частиц малого размера, соответствующих области Стокса. Именно поэтому в формуле взаимодействия (2.61) фигурирует физическая вязкость жидкости.

Франкль указывает, что установленная им система общих уравнений движения взвешенных наносов, отвечающая условиям неравномерного и неустановившегося движения, является обобщением известных уравнений О. Рейнольдса для турбулентного течения. Подобно этим уравнениям, уравнения Франкля, как уже отмечалось выше, являются незамкнутыми. Франкль показывает, в каких условиях его теория согласуется с полуэмпирической (диффузионной) теорией движения наносов. Именно для случая равномерного течения из системы уравнений Франкля можно получить зависимости, совпадающие с зависимостями диффузионной теории.

В последнее время теория Франкля получила дальнейшее развитие в работах А. К. Дюнина [37], Б. А. Фидмана [160] и др.

Теории Баренблатта, Франкля и их модификации неоднократно обсуждались в литературе. Очень глубокий, хотя и краткий, анализ теории Франкля дал В. М. Маккавеев [103],

отметивший большое научное значенией этой теории. Он особо указал на достижение Франкля в строгой формулировке операций осреднения применительно к случаю движения двухкомпонентной жидкости. В то же время Маккавеев отметил незамкнутость уравнений и условность исходного положения теории, отождествляющей взвешенные твердые частицы с жидкостью большой плотности, и наметил путь устранения подобной условности. Следует заметить, что указанный Маккавеевым путь, по существу, приводит не к исправлению теории Франкля, а к созданию новой теории. Маккавеев особо подчеркивает, что в условиях равномерного установившегося движения и транспортирования потоком мелких наносов Франкль приходит к подтверждению диффузионной теории.

В монографии Н. А. Михайловой [113] и работе К. И. Россинского [147] рассматриваются теории Баренблатта и Франкля и высказывается мнение о незавершенности теоретических моделей указанных авторов. Как Михайлова, так и Россинский в своих разработках в основном опираются на диффузионную концепцию, показывая ее полную приемлемость для условий естественных речных потоков.

Все вышеизложенное показывает, что в настоящее время диффузионная концепция взвешивания наносов является единственной приемлемой теоретической основой изучения движения взвешенных наносов в реках. Подчеркиваемые многими исследователями неточности этой теории, как показывает опыт ее практического применения, не являются существенными в условиях естественных речных потоков. Эти неточности в большинстве случаев не преодолены и в других, появившихся позже теоретических моделях взвешивания или же преодолеваются путем таких усложнений, которые приводят к невозможности практического использования указанных теорий.

Важно отметить, что диффузионная теория получила значительное экспериментальное обоснование на материалах, относящихся к речным потокам, и послужила хорошей основой для разработки многочисленных практических методов расчета. Все высказанные выше соображения приводят к выводу о целесообразности принятия диффузионной теории в качестве теоретической основы при разработке проблем речных наносов как в рамках речной гидравлики, так и общей гидрологии.

2.3. Теория влечения наносов

Во вводной главе (гл. 1) было отмечено, что к категории влекомых наносов относятся частицы, перемещающиеся в придонном слое потока путем перекатывания, скольжения и сальтации. Характер движения частицы обусловлен определенным соотношением между размерами, формой и плотностью частицы, с од-

ной стороны, и скоростью течения, турбулентностью потока, с другой. При изучении транспорта наносов необходимо выяснить степень активности покрывающих русло наносов, т. е. их способность подвергаться воздействию потока, характеризующегося определенными значениями гидравлических элементов. Предельная крупность частиц $d_{\text{п}}$, которые могут транспортироваться в потоке при данных гидродинамических условиях, может быть определена по формуле начальной скорости влечения. Все частицы наносов диаметром $d \leqslant d_{\text{п}}$ в данных условиях будут подвижными. При этом фракции наиболее мелких частиц оказываются способными к перемещению во взвешенном состоянии. Ниже речь будет идти только о тех фракциях наносов, которые в основном перемещаются в придонном слое потока и по характеру своего движения могут быть отнесены к категории влекомых наносов.

Экспериментально установлено, что частицы наносов перемещаются скольжением только в тех случаях, когда скорость потока равна или немного превышает начальную скорость влечения, причем частица имеет уплощенную форму. При увеличении скорости потока все частицы практически независимо от их формы перемещаются качением, сопровождаемым сальтацией. Дно потока сложено частицами наносов и не является поэтому гладким, перемещаемые наносы наталкиваются на неподвижные частицы и отскакивают от них, т. е. сальтируют. Сальтация наблюдается в тех случаях, когда вертикальная пульсационная составляющая скорости оказывается меньше гидравлической крупности частицы, удовлетворяющей условию $d < d_{\text{п}}$, и она не может быть взвешена. По-видимому, можно считать, что сальтация является основным видом перемещения влекомых наносов.

Хотя и очевидно, что во взвешенном состоянии в потоке переносятся более мелкие частицы, а во влекомом — более крупные, но четкой границы между ними не существует. Это обусловлено тем, что в связи с изменениями продольной и вертикальной составляющих скорости пульсирующего турбулентного потока условия взмучивания и донного влечения непрерывно меняются. Поэтому в составе взвешенных наносов будут встречаться сравнительно крупные частицы, характерные для влекомых наносов, а в составе последних — мелкие частицы, принадлежащие по своим гидравлическим параметрам к взвешенным. С другой стороны, гидравлика потока меняется как вдоль русла, так и по его ширине и соответственно изменяются условия взвешивания и влечения.

Наиболее важными в теоретическом и практическом отношениях параметрами транспорта влекомых наносов являются начальная скорость сдвига частиц (скорость размыва) и расход наносов. Исследования этих параметров велись теоретико-экспериментальными и чисто эмпирическими методами. Попытки теоретических решений приводили к получению формул,

содержащих неопределенные коэффициенты и функции, требующие опытного определения.

Теоретико-экспериментальные решения задачи о расходе наносов выполнялись на основе нескольких подходов: а) динамического, изучающего силы, действующие на частицу, находящуюся на дне потока (Дюбуа [190], А. Шоклич [216], В. Н. Гончаров [25], Г. И. Шамов [170] и др.), б) статистического, изучающего вероятность срыва и перемещения донной частицы (Х. Эйнштейн [191], М. А. Великанов [18] и др.), в) анализа размерностей (И. В. Егиазаров [38]).

Последний метод может рассматриваться лишь как вспомогательный или как метод анализа и систематизации экспериментального материала. В своем исследовании Доу Го-жень [34] показал, что динамический и статистический методы при использовании одинаковых исходных положений приводят к одинаковому виду формулы расхода наносов.

Процесс транспортирования наносов в придонном слое потока представляется весьма сложным и до сих пор экспериментально недостаточно изучен. Крайне мало и надежных натурных данных о транспорте влекомых наносов. Следует заметить, что много усилий было потрачено на то, чтобы получить в натуре расходы влекомых наносов с помощью разного рода ловушек — так называемых донных батометров. Эти данные оказались мало надежными и в лучшем случае могли иметь значение для сравнительной характеристики тех или иных водотоков. Для обоснования теоретических разработок они оказались непригодными и использовались в основном лишь для приближенного определения параметров расчетных зависимостей.

В последние годы был разработан сравнительно надежный метод определения расходов наносов, именуемый в литературе суммарным способом [12], основанный на удержании крупных наносов в отстойных сооружениях. Однако материал, полученный с помощью этого метода, пока не настолько точен, чтобы попытаться на его основе создать вполне совершенную теорию движения влекомых наносов и методику их расчета. В настоящее время можно говорить лишь о приближенных соотношениях для расхода влекомых наносов.

Как отмечено выше, одной из весьма важных гидравлических характеристик наносов является начальная скорость влечения (скорость сдвига) частицы, т. е. та средняя скорость потока, при которой находящаяся на его дне частица определенного размера приходит в движение. Наиболее известными работами по изучению начальной скорости влечения являются исследования В. Н. Гончарова [25, 27], В. С. Кнороза [68, 71], И. И. Леви [85], Ц. Е. Мирцхулавы [112], В. Ф. Талмазы [158], Г. И. Шамова [170]. Ввиду многочисленности работ, посвященных начальной скорости влечения, невозможно дать достаточно полный обзор по этому вопросу. В основном все исследования начальной ско-

рости можно разделить на эмпирические и теоретические с экспериментальным обоснованием. Опыт применения зависимостей, основанных на экспериментальных исследованиях, показывает, что они дают удовлетворительный результат лишь в весьма узких пределах, отвечающих условиям эксперимента. Распространение эмпирических формул на более общие случаи приводит, как правило, к неудовлетворительным результатам. В качестве примера эмпирических зависимостей можно привести формулу М. А. Великанова и Н. М. Бочкова [17], формулу Е. А. Замарина [43].

Более надежными следует считать зависимости, полученные экспериментально-теоретическим методом. Некоторые из таких зависимостей основываются на рассмотрении действующих сил в момент предельного равновесия частицы на дне потока. Касательное напряжение у дна принимается равным трению в движущемся верхнем слое наносов и именуется силой влечения.

Другая значительная часть экспериментально-теоретических зависимостей основывается на рассмотрении равновесия отдельной частицы, находящейся на дне потока. Исследователи пошли по двум направлениям: одни составляли уравнение предельного равновесия сил, действующих на частицу, а другие исследовали условия равенства моментов действующих сил. В результате были получены формулы, несколько различающиеся между собой. Различие в основном сводится к получению разных численных значений содержащихся в формулах эмпирических коэффициентов. Эти коэффициенты включают в себя все трудноопределимые параметры, такие, как коэффициент сопротивления частицы, плечи приложения действующих сил и т. д. Ниже приводятся некоторые из формул для определения начальной скорости влечения частиц, получившие широкое распространение. Формула В. Н. Гончарова [27] имеет вид

$$v_{\text{нач}} = \lg \frac{8{,}8H}{d_{95}} \sqrt{\frac{2(\rho_s - \rho)}{1{,}75\rho} d_{\text{ср}} H}\,. \qquad (2.63)$$

И. И. Леви [85] предложил следующие формулы:
при $(H/d_{\text{ср}}) > 60$

$$v_{\text{нач}} = 1{,}4\sqrt{g d_{\text{ср}}} \ln \frac{H}{7d_{\text{ср}}} \left(\frac{d_{\text{макс}}}{d_{\text{ср}}}\right)^{1/7}, \qquad (2.64)$$

при $10 < (H/d_{\text{ср}}) < 60$

$$v_{\text{нач}} = 1{,}4\sqrt{g d_{\text{ср}}} \left(1 + \ln \sqrt{\frac{H}{7d_{\text{ср}}}}\right) \left(\frac{d_{\text{макс}}}{d_{\text{ср}}}\right)^{1/7}. \qquad (2.65)$$

Формула Г. И. Шамова [169] записывается в виде

$$v_{\text{нач}} = 4{,}6\, d_{\text{ср}}^{1/3} H^{1/6}. \qquad (2.66)$$

В этих формулах d_{95} — диаметр крупных фракций, доля которых составляет 5% в общей смеси донных отложений, метры; $d_{ср}$ и $d_{макс}$ — соответственно средний и наибольший диаметры подвижных фракций донных отложений.

Большое количество исследований посвящено совершенствованию предложенных уже ранее зависимостей и уточнению учета влияния отдельных факторов на величину $v_{нач}$. Так, например, исследованиями В. М. Маккавеева [100], И. Ф. Бурлая [15] и Доу Го-женя [34] выявлено наличие добавочной пригружающей силы, действующей по площадкам соприкосновения частиц со дном или нижерасположенными частицами в мелкозернистых несвязных грунтах. Ц. Е. Мирцхулава [112] исследовал роль сцепления в устойчивости частиц, находящихся под воздействием потока на дне. Эти вопросы позднее были рассмотрены также в работе И. Ф. Карасева [52].

Довольно широкое распространение получили зависимости, основанные на весьма общих соображениях о взаимодействии потока с донными наносами [29] и обобщении предложенных ранее зависимостей [158]. Однако при этом не были получены новые в теоретическом отношении результаты.

О влиянии формы частиц на начальную скорость влечения говорили почти все исследователи, занимавшиеся изучением этой величины, в том числе и такие видные, как А. Шоклич [217], П. Новак [211] и Д. Я. Соколов [154], отмечавшие весьма значительное ее влияние на начальную скорость. Тем не менее опытные численные коэффициенты в выражениях начальной скорости, которые должны бы учитывать форму частиц, они принимали за постоянную величину. Формулы с такими коэффициентами затем широко использовали, распространяя нередко и на другие грунты. Специальным изучением влияния формы наносов на начальную скорость влечения до последнего времени никто не занимался. С целью устранения этого пробела и усовершенствования указанной формулы В. В. Романовским в ГГИ в 1973 г. [142] были проведены специальные исследования, позволившие получить формулы начальной скорости и скорости влечения наносов, в которых учитывается влияние формы частиц наносов. Эти работы будут детально рассмотрены ниже.

При исследовании транспорта наносов в потоках и разработке соответствующих методов расчета появляется необходимость изучения скорости перемещения твердых частиц. В отношении взвешенных наносов обычно принимают, что продольная составляющая скорости твердой частицы равна скорости жидкости в месте нахождения частицы. Движение же влекомых наносов происходит с отставанием от окружающих их масс жидкости. Результаты экспериментов П. А. Войновича и М. А. Дементьева [31] показали, что находящаяся на дне потока частица некоторое время остается неподвижной, а затем в движении очень быстро набирает скорость. Скорость частицы возрастает

скачкообразно от нуля до 1/4—1/2 скорости потока. Это различие скоростей сохраняется во время движения частицы, т. е. она передвигается по дну с заметным отставанием от окружающих водных масс. Упомянутые авторы утверждали, что с увеличением скорости потока отставание остается постоянной величиной.

В. Н. Гончаров [27], проанализировав действующие на частицу силы, пришел к выводу, что скорость влечения $v_ч$ должна выражаться следующим образом:

$$v_ч = v_d - v_{нач d}, \tag{2.67}$$

где v_d — скорость потока на высоте центра тяжести частицы; $v_{нач d}$ — начальная донная скорость влечения частицы.

Детальные эксперименты, проведенные с использованием киносъемки Н. А. Михайловой [113] с целью выявления влияния формы, размера и удельного веса частиц на скорость их перемещения в потоке, показали, что для скользящих по дну частиц с одинаковым удельным весом разность скоростей $v_d - v_ч$ пропорциональна $\sqrt{d\Theta}$, где Θ — параметр формы частицы. Михайлова дает следующую формулу:

$$v_ч = v_d - k\sqrt{d\Theta}, \tag{2.68}$$

где k — постоянный коэффициент. Из этой зависимости видно, что скорость скользящей частицы меньше скорости окружающего ее потока на величину, зависящую от размера частицы и ее формы.

Эксперименты по исследованию движения донных наносов, проведенные Ц. Е. Мирцхулавой [111], показали, что с увеличением скорости потока скорость частиц возрастает, стремясь к скорости окружающей жидкости.

Как указывалось, перемещение крупных частиц у дна происходит в виде влечения (скольжения частицы), перекатывания и сальтации. Для этих форм движения характерно то, что они возникают под действием гидродинамических сил, проявляющихся в придонном слое потока. Рассмотрим детально решение В. В. Романовского [142], которое формально относится к случаям скольжения и качения частиц. В получаемые зависимости им вводится динамический коэффициент трения, найденный экспериментально для всех трех видов движения частиц (включая и сальтацию). Поэтому решение может рассматриваться как достаточно общее и использоваться для исследования и расчета движения влекомых наносов независимо от вида движения.

Уравнение движения частицы, находящейся на дне, согласно второму закону Ньютона, может быть записано в виде

$$F_{ин} = F_{лоб} + F_{прод} - (F_{сц} + F_{норм} + F_{доб} - F_{под} - F_w)f, \tag{2.69}$$

где $F_{ин}$ — сила инерции частицы; $F_{лоб}$ — сила гидродинамического напора (лобового воздействия); $F_{прод}$ и $F_{норм}$ — продоль-

ная и нормальная к направлению течения составляющие силы тяжести частицы; $F_{сц}$ — сила сцепления между частицами; $F_{доб}$ — добавочная пригружающая сила, действующая по поверхности контакта с нижележащей частицей; $F_{под}$ — подъемная сила, возникающая за счет несимметричности обтекания частицы потоком; F_w — подъемная сила, обусловленная действием на частицу вертикальных составляющих (w) пульсационной скорости потока; f — динамический коэффициент трения.

Исследования, выполненные в этой области, позволяют считать, что данная силовая схема исчерпывает по крайней мере основные силы. Детально анализируя силы, действующие на сравнительно крупную частицу при турбулентном режиме ее обтекания, Романовский выяснил возможность исключения из рассмотрения некоторых сил, которые в данном случае оказываются весьма малыми. Соответственно упрощается уравнение (2.69), приобретающее следующий вид:

$$F_{ин} = F_{лоб} - (F_{норм} - F_w) f. \tag{2.70}$$

Запишем выражения всех членов этого уравнения. Не трудно видеть, что

$$F_{норм} = W \sin \alpha, \tag{2.71}$$

где W — вес частицы под водой; α — угол наклона дна к горизонту;

$$F_{ин} = m \frac{dv_ч}{dt}, \tag{2.72}$$

где $v_ч$ — скорость перемещения частицы по дну; m — масса частицы и присоединенного объема жидкости, равная

$$m = V\rho_S + k_0 V\rho, \tag{2.73}$$

где V — объем частицы.

Можно предположить, что в зоне влияния дна присоединенные массы жидкости будут меньше, чем при свободном падении частицы. Как известно, при падении частицы в жидкости $k_0 = 0{,}5$. Учет присоединенных масс может быть произведен путем фиктивного увеличения плотности частицы, имеющей $\rho_S = 2{,}65 \times 10^3$ кг/м^3, до $\rho_{Sф} = 3{,}15 \cdot 10^3$ кг/м^3. В придонном слое увеличение плотности частицы будет меньшим и им можно пренебречь.

$$F_{лоб} = c_y \omega_y \rho \frac{(v_d - v_ф)^2}{2}, \tag{2.74}$$

где c_y — коэффициент сопротивления частицы при ее обтекании горизонтальным потоком; ω_y — площадь максимального сечения частицы при обтекании ее горизонтальным потоком, т. е. макси-

мальная площадь сечения частицы в плоскости, перпендикулярной направлению движения потока;

$$F_w = c_x \omega_x \rho \frac{w^2}{2}. \qquad (2.75)$$

Здесь ω_x, c_x — соответственно площадь максимального сечения частицы и коэффициент сопротивления частицы при ее обтекании вертикальными составляющими скорости потока, w — среднее значение абсолютной величины вертикальной составляющей пульсационной скорости потока.

Подставляя значения $F_{ин}$, $F_{лоб}$, $F_{норм}$ и F_w в формулу (2.70) и проводя некоторые преобразования, получаем

$$b^2 \frac{dv_ч}{dt} = (v_d - v_ч)^2 - a^2, \qquad (2.76)$$

где

$$a^2 = \frac{c_x}{c_y} \cdot \frac{\omega_x}{\omega_y} (u^2 - w^2) f. \qquad (2.77)$$

Выражения для b получаются различными для катящихся и скользящих частиц. Применив для первого случая уравнение моментов, находим

$$b^2 = b_1^2 = \frac{4nV\rho_S}{c_y \omega_y \rho}. \qquad (2.78)$$

Для случая же скольжения частицы, применяя уравнение действующих сил, получаем

$$b^2 = b_2^2 = \frac{2V\rho_S}{c_y \omega_y \rho}. \qquad (2.79)$$

Здесь v_d — скорость потока на высоте $d/2$ от дна; $v_ч$ — скорость перемещения частицы по дну потока; u — гидравлическая крупность частицы; n — коэффициент, зависящий от формы частицы. Подчеркнем, что записанное в общем виде уравнение движения частицы (2.69) относится как к случаю скольжения, так и к случаю качения частицы. Параметр b в уравнении (2.76) является множителем перед ускорением частицы. Очевидно, что интенсивность ускорения или соответственно замедления в случае качения будет отличаться от интенсивности ускорения (замедления) в случае скольжения частицы по дну.

Разделяя переменные уравнения (2.76), интегрируя его и преобразуя, получаем следующие два уравнения скорости частицы:

при ее разгоне

$$v_ч = \frac{(v_d - a)\left(1 - e^{-\frac{2at}{b^2}}\right)}{1 - \frac{v_d - a}{v_d + a} \cdot e^{-\frac{2at}{b^2}}}, \qquad (2.80)$$

соответственно при ее замедлении

$$v_ч = \frac{(a - v_d)\left(e^{-\frac{2at}{b^2}} - 1\right)}{\frac{a - v_d}{a + v_d} \cdot e^{-\frac{2at}{b^2}} + 1}. \qquad (2.81)$$

Условие $t \to \infty$ отвечает установившемуся во времени режиму, для которого находим следующее уравнение скорости транспортирования частицы по дну потока:

$$v_ч = v_d - \sqrt{\frac{c_x \omega_x}{c_y \omega_y}(u^2 - w^2) f}. \qquad (2.82)$$

На основании полученного уравнения Романовский разработал расчетную зависимость (2.89), удобную для практического применения. В эту зависимость вводится величина начальной скорости сдвига $v_{нач}$, поэтому предварительно рассмотрим вывод формулы для $v_{нач}$, а затем вернемся к преобразованию выражения (2.82).

Для получения формулы $v_{нач}$ рассмотрим состояние предельного равновесия частицы наносов на дне потока. Такому состоянию частицы отвечает условие $v_ч = 0$. Предельное соотношение может быть непосредственно получено из выражения (2.82), если принять в нем $v_ч = 0$ и заменить динамический коэффициент трения f статическим коэффициентом f_0. В соответствии со сказанным записываем

$$v_{нач\,d} = \sqrt{\frac{c_x \omega_x}{c_y \omega_y}(u^2 - w^2) f_0}, \qquad (2.83)$$

где $v_{нач\,d}$ — начальная донная скорость сдвига частиц.

Переходя от донной скорости потока к средней скорости на вертикали и выражая абсолютную величину осредненной вертикальной пульсационной скорости w через среднюю скорость на вертикали, получим уравнение начальной скорости влечения частиц в виде

$$v_{нач} = u \sqrt{\frac{\frac{c_x \omega_x}{c_y \omega_y} \cdot f_0 N}{\alpha^2 N + \frac{c_x \omega_x}{c_y \omega_y} f_0}}. \qquad (2.84)$$

Здесь α — коэффициент перехода от донной скорости потока на расстоянии от дна, равном $d/2$, к средней на вертикали скорости, т. е. $\alpha = v_d / v_{ср}$; для перехода от v_d к $v_{ср}$ используется эллиптическое уравнение профиля скорости. Переход от w к $v_{ср}$ осуществляется по теоретической формуле А. В. Караушева, содержащей безразмерный параметр $N = \frac{(0{,}7C + 6)C}{g}$, где C —

коэффициент Шези. Чтобы можно было использовать зависимость (2.84) для расчетов, необходимо знать величины f_0, c_x/c_y и ω_x/ω_y.

Определение коэффициента статического трения (f_0) для частиц размером от 5 до 50 мм, имевших различную форму, выполнялось экспериментально на поверхностях разной шероховатости. На подстилающую поверхность были наклеены зерна размером от $\Delta = 0{,}2$ мм до $\Delta = 20$ мм. Во время определения f_0 частица и подстилающая поверхность находились под водой. В результате экспериментов была установлена зависимость f_0 от величины d/Δ и формы частиц Θ. График зависимости представлен на рис. 7.

Как показали натурные наблюдения ряда авторов, в речном аллювии имеет место определенная закономерность ориентировки галек. В стрежневой зоне потока, т. е. именно там, где происходит основное движение влекомых наносов, около 80% частиц располагается своей длинной осью поперек оси потока, а максимальной плоскостью — почти параллельно плоскости дна. Эта упорядоченность укладки частиц на дне дает возможность принимать отношения ω_x/ω_y и c_x/c_y достаточно постоянными и определять их в зависимости лишь от формы частиц Θ. В результате обмера площадей частиц в различных плоскостях были получены отношения ω_x/ω_y. Для определения отношения c_x/c_y были использованы экспериментальные данные, полученные при изучении сопротивления частиц при разной их ориентации в потоке [140].

Так как параметры ω_x/ω_y и c_x/c_y являются функцией только формы частиц Θ, то они были объединены в один параметр j, зависящий от формы частиц. При $\Theta \geqslant 0{,}8$, т. е. для частиц, которые в основном перемещаются качением, параметр $j \approx 1{,}35$. Для остальных форм частиц он выражается зависимостью

$$j = \frac{1}{10\Theta^2 - 9{,}2\Theta + 2{,}16} + 0{,}6. \qquad (2.85)$$

После подстановки параметра j в выражение начальной скорости влечения (2.84) получаем следующую расчетную формулу:

$$v_{\text{нач}} = u\sqrt{\frac{jf_0N}{\alpha^2N + jf_0}}. \qquad (2.86)$$

Содержащаяся здесь величина f_0 находится по графикам (рис. 8) или по таблице как функция двух переменных d/Δ и Θ. Если распределение скорости на вертикали принять по эллиптическому закону, то

$$\alpha = \frac{1{,}11C\sqrt{1 - P\tilde{y}^2}}{C - 1}, \qquad (2.87)$$

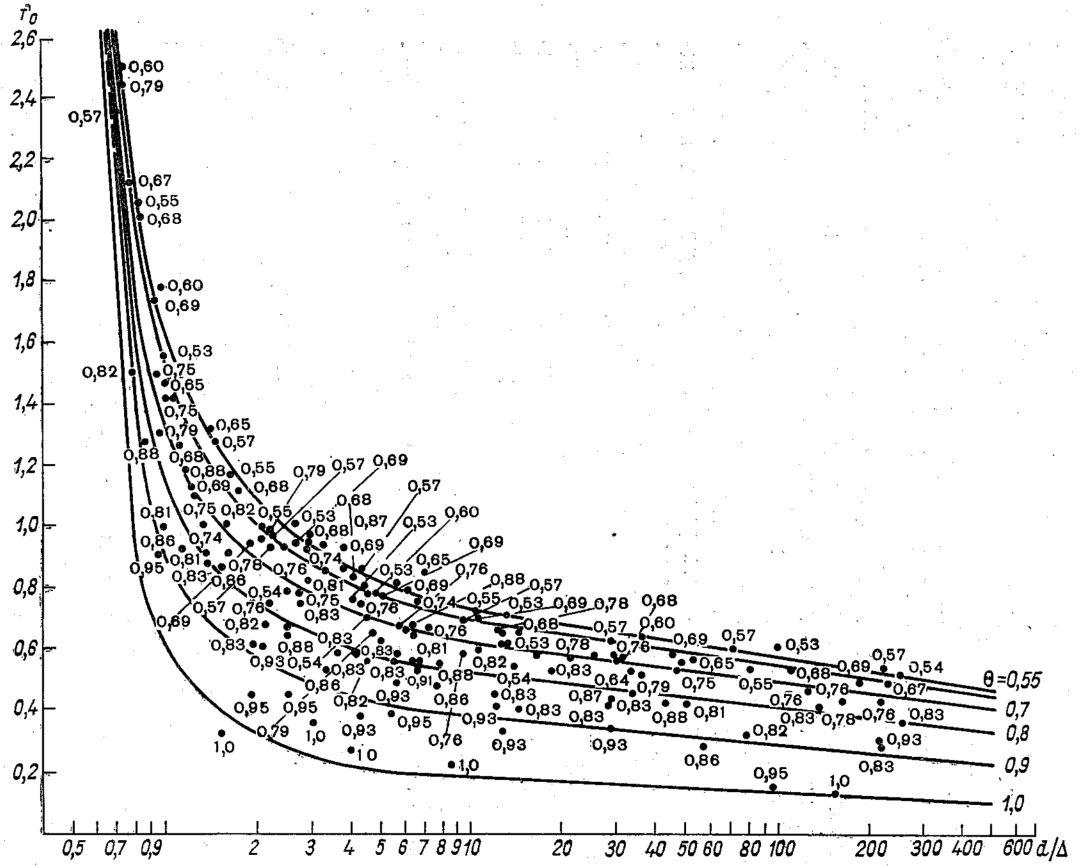


Рис. 7. Зависимость f_0 от относительной крупности частиц d/Δ и их формы Θ.

где C — коэффициент Шези; $\tilde{y} = \frac{2H-d}{2H}$; H — глубина на вертикали; d — диаметр частиц, для которых ведется расчет; $P = 0{,}57 + \frac{3{,}3}{C}$ при $10 \leqslant C \leqslant 60$ и $P = 0{,}0222C - 0{,}000197C^2$ при $C > 60$. Параметр j находится по формуле (2.85) или по таблице в зависимости от основного параметра формы Θ (табл. 8).

Таблица 8

Зависимость параметра j от формы частиц Θ

Θ	j	Θ	j	Θ	j
0,50	17,0	0,70	2,04	0,90	1,27
0,55	8,55	0,75	1,58	0,95	1,34
0,60	5,24	0,80	1,39	1,00	1,40
0,65	3,28	0,85	1,22		

Выражение (2.86) показывает, что начальная скорость влечения сильно зависит от формы частиц: из пяти входящих в это выражение величин три являются функцией формы. К ним относятся гидравлическая крупность u, коэффициент статического трения f_0 и параметр j.

По формуле (2.86) произведен расчет $v_{\text{нач}}$ для частиц различного диаметра с учетом их формы. Результаты расчета показаны на рис. 8, где также нанесены значения начальной скорости, вычисленные по различным формулам. Можно предположить, что расхождения результатов могли быть вызваны различиями преобладающей формы частиц, использованных в экспериментах. Так, в работе В. Н. Гончарова [25] изучались зерна наносов с преобладающим значением параметра формы $\Theta \approx 0{,}70$. Кривая $v_{\text{нач}} = f(d)$, полученная по формуле Гончарова, весьма близка к кривой, вычисленной по зависимости (2.86) для $\Theta = 0{,}7$.

Теперь вернемся к вопросу о скорости перемещения частиц влекомых наносов по дну потока $v_{\text{ч}}$. В целях детального изучения процесса перемещения крупных частиц наносов по дну потока и экспериментального обоснования зависимости $v_{\text{ч}}$ от определяющих факторов В. В. Романовским были выполнены детальные лабораторные исследования. Анализ экспериментального материала показал, что скорость перемещения частиц по дну непосредственно не зависит от размера выступов шероховатости дна, а является функцией донной скорости потока и формы частиц. По экспериментальным данным о скоростях влечения частиц по дну были вычислены значения коэффициента

динамического трения f в зависимости от донной скорости потока и нанесены на график (рис. 9).

Общий вид уравнения $v_ч$ был приведен выше [см. формулу (2.82)]. Расчетная зависимость для $v_ч$ находится следующим образом. Записываем формулы (2.82) и (2.83) как систему двух уравнений. Делим первое из них на $\sqrt{f}$, а второе на $\sqrt{f_0}$. Теперь

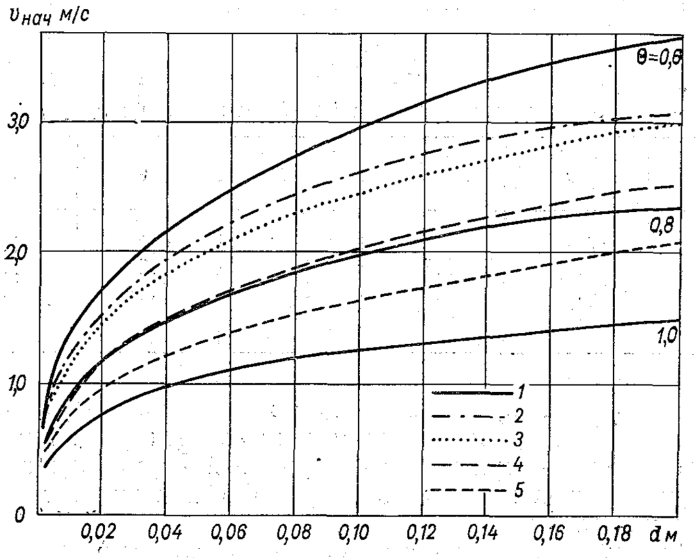


Рис. 8. Зависимость $v_{нач}$ от размера частиц d и их формы Θ.
По формуле: *1* — А. В. Караушева, *2* — В. Н. Гончарова, *3* — И. И. Леви, *4* — Г. И. Шамова, *5* — В. Ф. Толмазы.

в правой части обоих уравнений будет находиться одинаковая величина $\sqrt{\frac{c_x\omega_x}{c_y\omega_y}(u^2-w^2)}$. Исключая эту величину и преобразуя полученное выражение, записываем

$$v_ч = v_d - v_{нач\,d}\sqrt{\frac{f}{f_0}}. \qquad (2.88)$$

Здесь v_d и $v_{нач d}$ — соответственно донная скорость потока и начальная донная скорость сдвига. Переходя к средней по вертикали скорости потока $v_{ср}$ с помощью множителя α, Романовский получил в окончательном виде следующую формулу скорости транспортирования частиц:

$$v_ч = \alpha\left(v_{ср} - v_{нач}\sqrt{\frac{f}{f_0}}\right). \qquad (2.89)$$

Об определении содержащихся в этой формуле величин α и f_0 указывалось выше при рассмотрении формулы (2.86). Коэффи-

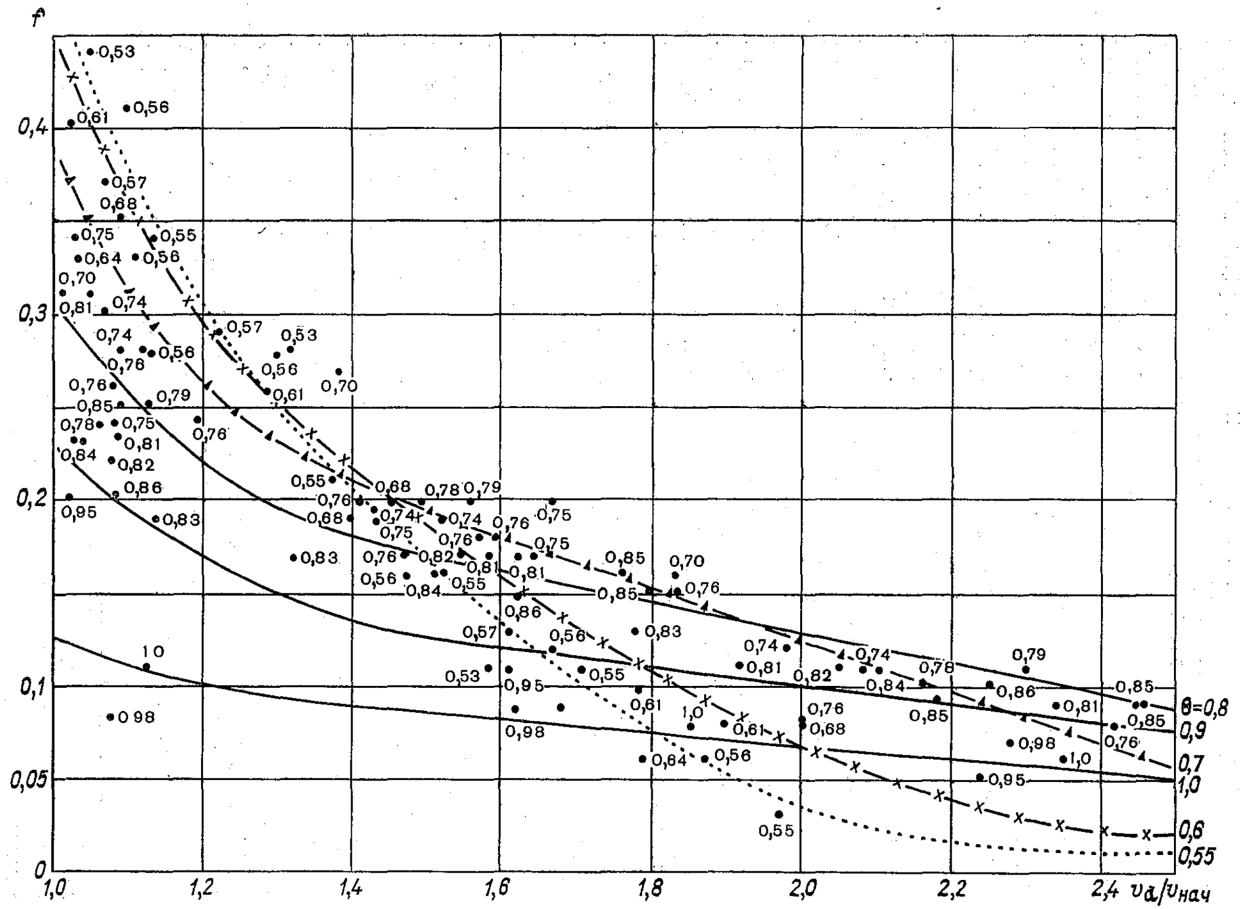


Рис. 9. Зависимость коэффициента динамического трения f от относительной донной скорости $v_д/v_{нач}$ и формы частиц Θ.

циент динамического трения f находится по графикам (рис. 9) как функция $v_d/v_{нач}$ и Θ. Полученные результаты показывают, что с увеличением средней скорости потока уменьшается отставание частицы от окружающего его потока; это объясняется уменьшением f. Уменьшение величины f происходит за счет того, что с увеличением скорости частицы она начинает отрываться от дна (подпрыгивать). При дальнейшем возрастании скорости потока высота и время прыжков частицы увеличиваются. Поскольку величина f принимается средней по пути (времени) движения частицы, естественно, что прыжки вызывают уменьшение коэффициента динамического трения f. Интенсивность выравнивания скоростей частицы и потока зависит от формы частицы. Ранее предполагали, как уже указывалось выше, что отставание есть величина постоянная. Теоретические и экспериментальные исследования Романовского показывают неточность этого предположения. Материалы его экспериментов подтверждают рекомендуемую им формулу скорости перемещения влекомых наносов (2.89). Ниже мы увидим, что указанная формула весьма удобна для использования при расчете транспорта влекомых наносов.

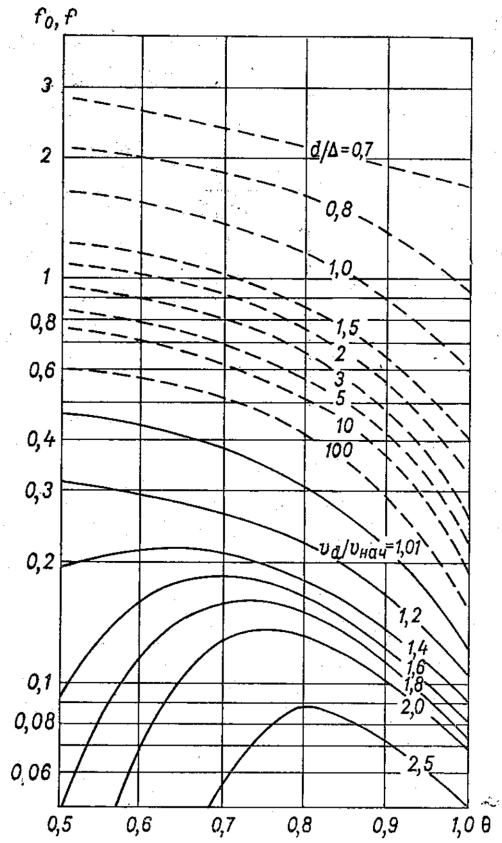


Рис. 10. Совмещенный график зависимости коэффициентов статического f_0 и динамического f трения от относительной крупности частиц d/Δ, относительной донной скорости $v_d/v_{нач}$ и формы частиц Θ.

Обратим теперь внимание на графики f_0 и f (рис. 10). Величина f_0 оказывается всегда больше, чем f, вследствие чего частица выходит из состояния покоя не плавно, а скачком, затем может перемещаться по дну потока при скоростях, меньших начальной скорости влечения. Этим объясняется также и существование двух предельных скоростей: начальной $v_{нач}$ и непередви-

гающей скорости $v_{нщд}$; при первой частица наносов определенного размера и формы приходит в движение, при второй она останавливается.

Выражение $v_{нщд}$ получается непосредственно из формулы (2.86) путем замены в ней статического коэффициента трения f_0 динамическим f, т. е.

$$v_{нпд} = u\sqrt{\frac{jfN}{\alpha^2 N + jf}}. \qquad (2.90)$$

Специальных экспериментов для обоснования формулы (2.90) не выполнялось, однако многочисленные данные по определению $v_{нщд}$ косвенно подтверждают эту формулу.

Остановимся на вопросе о выражении расхода влекомых наносов. Первоначально эта задача решалась на основе так называемой теории влечения, предложенной Дюбуа в 1879 г. и развитой в работах А. Шоклича [216], А. Шильдса [221] и др. В последующих исследованиях транспорта влекомых наносов широко использовались формулы начальной скорости влечения и скорости транспортирования. Указанные разработки носят характер динамических решений, дополняемых данными лабораторного эксперимента.

Дюбуа ввел понятие влекущей силы потока, которая исчисляется на единицу поверхности дна и, по существу, могла бы именоваться касательным напряжением влечения ($\tau_{вл}$). Напряжение $\tau_{вл}$ приравнивается касательному напряжению τ_H на дне потока, определяющему гидродинамическое сопротивление последнего, т. е. $\tau_{вл} = \tau_H$. Поэтому, согласно известному гидравлическому соотношению, можно написать

$$\tau_{вл} = \rho g H I, \qquad (2.91)$$

где H и I — соответственно глубина и поверхностный уклон потока, принимаемого за равномерный и установившийся. В теории вводится понятие критического напряжения влечения ($\tau_{кр}$), отвечающего предельному условию сдвига частиц заданного размера в потоке. По схеме Дюбуа, элементарный расход влекомых наносов $p_{вл}$ кг/(с · м) пропорционален произведению влекущего напряжения на разность $\tau - \tau_{кр}$. Соответственно имеем

$$p_{вл} = k\tau_{вл}(\tau_{вл} - \tau_{кр}). \qquad (2.92)$$

Коэффициент пропорциональности k находится в этой формуле на основании экспериментальных данных. В своих рассуждениях Дюбуа принимал, что движение влекомых наносов происходит в виде слоя, имеющего наибольшую скорость на границе с потоком и нулевую на некоторой глубине, превышающей размер зерен наносов.

А. Шоклич основывался на той же гипотезе, что и Дюбуа, но, в отличие от него, он отказался от идеи слоистого движения, поскольку она не нашла экспериментального подтверждения. Тем

не менее А. Шоклич нашел вид формулы (2.92) достаточно удовлетворительным и внес в нее лишь незначительную поправку, приняв

$$k=\frac{k_1}{g(\rho_S-\rho)}, \tag{2.93}$$

где ρ и ρ_S — соответственно плотность воды и частиц наносов. Шоклич получил следующее значение эмпирического коэффициента $k_1=0{,}54$.

В дальнейших исследованиях, выполненных А. Шильдсом [221], Я. Чангом в 1939 г. и многими другими, модель Дюбуа—Шоклича подверглась лишь незначительным изменениям, а конечная формула приобретала лишь различные транскрипции; менялись также и численные коэффициенты. В настоящее время зависимости такого вида практически не используются.

Более плодотворным направлением развития динамической модели транспорта влекомых наносов оказались разработки, основанные на использовании соотношений скорости транспортирования частиц ($v_ч$). Это направление развивалось в основном советскими учеными М. А. Великановым, В. Н. Гончаровым, Г. И. Шамовым, И. И. Леви и др., которыми были получены наиболее практически важные результаты. При выводе расчетных зависимостей расхода влекомых наносов указанными учеными использовались экспериментальные материалы, в основном лабораторных исследований транспорта влекомых наносов. До настоящего времени продолжают пользоваться формулами расхода влекомых наносов, полученными Гончаровым, Шамовым и Леви. Приведем эти формулы в их последней редакции.

Формула В. Н. Гончарова имеет вид

$$p_{вл}=1{,}2(1+\varphi)v_{нач}d\left(\frac{v_{ср}}{v_{нач}}\right)^{4{,}33}; \tag{2.94}$$

формула Г. И. Шамова

$$p_{вл}=k\left(\frac{v_{ср}}{v_{нач}}\right)^3(v_{ср}-v_{нач})\left(\frac{d}{H}\right)^{0{,}25}; \tag{2.95}$$

формула И. И. Леви

$$p_{вл}=0{,}002\left(\frac{v_{ср}}{\sqrt{gd}}\right)^3(v_{ср}-v_{нач})\left(\frac{d}{H}\right)^{0{,}25}. \tag{2.96}$$

Здесь использованы следующие обозначения: φ — опытный параметр; $v_{нач}$ — начальная скорость влечения частиц, м/с; $v_{ср}$ — средняя скорость потока, м/с; d — размер частиц, метры; H — глубина потока, метры; k — коэффициент, зависящий от состава влекомых наносов. Получаемый расход наносов выражается в кг/(с · м).

Заслуживает внимания также и зависимость К. В. Гришанина (1969 г.), полученная на основании натурных измерений на Волге,

$$p_{вл}=0{,}015\left(\frac{v_{ср}}{v_{нач}}\right)^3 d\,(v_{ср}-v_{нач}), \qquad (2.97)$$

где $v_{ср}$ — средняя скорость потока; $v_{нач}$ — начальная скорость влечения частиц размером d.

В теории донного влечения и, в частности, при выводе приведенных выше формул используется понятие сплошности движения частиц, характеризующее степень подвижности поверхностного слоя наносов, находящегося под непосредственным воздействием донных струй потока. Если условно принять, что все влекомые наносы перемещаются по поверхности дна, то можно сосчитать число подвижных и число неподвижных частиц на единице поверхности. Интенсивность донного влечения будет характеризоваться суммарным объемом движущихся частиц ($\sum V_{дв}$) на единице поверхности русла. Суммарный объем неподвижных частиц на той же поверхности обозначим через $\sum V_{нпд}$. Общий объем частиц поверхностного слоя наносов определяется суммой $\sum V_{дв}+\sum V_{нпд}$. Коэффициент сплошности движения влекомых наносов η определяется отношением

$$\eta=\frac{\sum V_{дв}}{\sum V_{дв}+\sum V_{нпд}}. \qquad (2.98)$$

Такое выражение коэффициента сплошности является более правильным, чем используемое некоторыми исследователями отношение числа подвижных частиц к суммарному числу подвижных и неподвижных частиц (К. В. Гришанин [30]). В случае неоднородности наносов по крупности определяемые такими способами коэффициенты сплошности должны отличаться друг от друга, так как подвижные наносы в среднем всегда будут мельче неподвижных.

Исходные предпосылки, которые положены в основу вывода приведенных выше формул элементарного расхода влекомых наносов, весьма просты. Следует считать, что внесение существенных усложнений в теоретическую модель донного влечения и соответствующие расчетные формулы в настоящее время представляется мало оправданным, поскольку исходный натурный материал, необходимый для определения параметров формул, отличается неполнотой и малой точностью.

Остановимся теперь на очень простом выводе формулы расхода влекомых наносов, рассмотренном А. В. Караушевым и В. В. Романовским.

Посмотрим, как может быть определен общий объем движущихся частиц на единице поверхности дна $\sum V_{дв}$ м^3/м^2 (или их общая масса $M_{дв}=\sum m_{дв}$) в зависимости от коэффициента сплошности η (через $m_{дв}$ обозначена масса одной движущейся

частицы). Общий объем движущихся и неподвижных частиц на единице поверхности дна определится равенством

$$\sum V_{\text{дв}}+\sum V_{\text{нпд}}\approx k(1\cdot 1\cdot d-V_{\Delta}). \tag{2.99}$$

Здесь k — коэффициент, меньший единицы, учитывающий, что в верхнем слое отложений толщиной d пустот больше, чем в нижерасположенных частях отложений; V_{Δ} — общий объем пор, подсчитанный по плотности донных отложений (грунта); d — средний диаметр частиц донных наносов в объеме слоя толщиной d и площадью 1 м^2.

Пористость грунта Δ выражается соотношением

$$\Delta=1-\frac{\rho_{\text{гр}}}{\rho_S}, \tag{2.100}$$

где $\rho_{\text{гр}}$ — плотность донных отложений в естественном залегании, но без воды, а ρ_S — плотность частиц наносов.

Очевидно, что

$$V_{\Delta}\approx 1\cdot 1\cdot d\Delta. \tag{2.101}$$

Для общего объема частиц на дне получаем

$$\sum V_{\text{дв}}+\sum V_{\text{нпд}}=kd\frac{\rho_{\text{гр}}}{\rho_S}. \tag{2.102}$$

Символ приближенности равенства опускаем, помня, что это равенство, как и последующие, является весьма приближенным.

Масса всех движущихся частиц выразится равенством

$$M_{\text{дв}}=\sum m_{\text{дв}}=\eta\rho_S(\sum V_{\text{дв}}+\sum V_{\text{нпд}}), \tag{2.103}$$

или

$$M_{\text{дв}}=k\eta d\rho_{\text{гр}}. \tag{2.104}$$

Умножая $M_{\text{дв}}$ на скорость транспортирования частиц $v_{\text{ч}}$, получаем элементарный расход влекомых наносов

$$p_{\text{вл}}=k\eta d\rho_{\text{гр}}v_{\text{ч}}. \tag{2.105}$$

Согласно данным И. И. Леви и В. Н. Гончарова, можно принять

$$\eta\approx k_1\left(\frac{d}{H}\right)^n\left(\frac{v_{\text{ср}}}{v_{\text{нач}}}\right)^3, \tag{2.106}$$

где k_1 — опытный коэффициент. Показатель степени n Леви принимает равным 0,25, а по Гончарову $n=0{,}1$. Некоторые исследователи полагают, что с достаточным приближением можно считать

$$\eta\approx k_2\left(\frac{v_{\text{ср}}}{v_{\text{нач}}}\right)^3 \tag{2.107}$$

(см., например, у К. В. Гришанина [30]).

Выше отмечалось, что почти все ученые до настоящего времени принимали

$$v_{ч} = v_{ср} - v_{нач}. \tag{2.108}$$

Соответственно они строили расчетные формулы для расходов влекомых наносов. Романовский дал достаточно обоснованный вывод зависимости $v_{ч}$, использовав для этой цели весьма надежный экспериментальный материал.

Подстановка зависимостей (2.106) и (2.108) в формулу (2.105) позволяет получить следующий вид уравнения элементарного расхода наносов:

$$p_{вл} = k_0 \rho_{гр} d \left(\frac{d}{H}\right)^n \left(\frac{v_{ср}}{v_{нач}}\right)^3 (v_{ср} - v_{нач}), \tag{2.109}$$

где k_0 — обобщенный эмпирический коэффициент. Нетрудно видеть, что это уравнение совпадает с видом формул Шамова (2.95) и Леви (2.96); оно очень близко по структуре к формуле В. Н. Гончарова (2.94). Если в уравнении (2.109) принять $n = 0$, то придем к формуле Гришанина (2.97).

Определяя $v_{нач}$ и $v_{ч}$ по Романовскому и полагая, что $n=0$, получаем следующую новую запись уравнения элементарного расхода влекомых наносов (в кг/см):

$$p_{вл} = k_р \rho_{гр} d \left(\frac{v_{ср}}{v_{нач}}\right)^3 \alpha \left(v_{ср} - v_{нач} \sqrt{\frac{f}{f_0}}\right). \tag{2.110}$$

Смысл входящих сюда величин α, f и f_0 и способ их определения пояснены выше. Эта зависимость позволяет учитывать влияние формы частиц на транспорт наносов. При прочих равных условиях изменение коэффициента формы частиц Θ от 0,6 до 1,0 приводит к очень большому изменению $p_{вл}$. Коэффициент в формуле (2.110) определен по данным натурных измерений; получилось $k_р = 0{,}01$.

Полученная зависимость может быть рекомендована наряду с другими для расчета движения влекомых наносов. Эта зависимость имеет принципиальное преимущество перед приведенными выше формулами Гончарова, Леви и Шамова, но содержащийся в ней коэффициент $k_р$ требует уточнения.

Прежде чем перейти к рассмотрению других путей вывода уравнений транспорта влекомых наносов, приведем еще две формулы, выведенные на основании приближенного динамического решения с использованием экспериментальных данных и получившие распространение за рубежом. Имеются в виду формулы Джильберта

$$p_{вл} = \frac{a I^{1,6}}{d^{0,6}} q - b \tag{2.111}$$

и Мейер-Петера

$$p_{вл}=aI^{3/2}\left(q^{2/3}-\frac{bd}{I}\right), \qquad (2.112)$$

где a и b — численные параметры; I — уклон водной поверхности; q — элементарный расход воды.

Большой известностью в области теории влечения наносов пользуются работы И. В. Егиазарова, который для построения расчетной формулы использовал метод размерностей. Он предлагает следующую формулу расхода влекомых наносов:

$$p_{вл}=24q\sqrt{I}\left[\frac{RI}{1{,}6f_0d}-1\right], \qquad (2.113)$$

где R — гидравлический радиус; f_0 — коэффициент сопротивления подвижного русла; d — расчетный диаметр наносов, находящихся в движении при заданном расходе воды. Формула (2.113) рекомендуется им для широких безгрядовых русел.

Для решения задачи о транспорте потоком влекомых наносов *Х.* Эйнштейн [191] использовал метод теории вероятностей. Он рассмотрел вероятность отрыва частицы наносов от дна в течение времени Δt и перелета ее на расстояние Δl. Эйнштейном получена формула следующего вида:

$$p_{вл}=\Phi_*\rho_S g^{3/2}d^{3/2}\left(\frac{\rho_S-\rho}{\rho}\right)^{1/2}. \qquad (2.114)$$

Здесь g — ускорение свободного падения; d — средний диаметр данной фракции; Φ_* — интенсивность транспорта частиц данной фракции — сложная безразмерная функция, связанная с вероятностью отрыва частицы от дна; определяется графически.

М. А. Великанов [18] в своих разработках также использовал теорию вероятности. При выводе формулы он рассмотрел две вероятности: вероятность того, что частица, лежащая на дне, в течение времени Δt будет поднята и унесена потоком, и вероятность того, что поднятая частица не упадет на дно в течение времени Δt. В результате для переноса однородных наносов он получил следующую зависимость, несколько лучше отвечающую экспериментальным данным, чем зависимость Эйнштейна:

$$p_{вл}=k\,d v_H F(\mu,\ \nu), \qquad (2.115)$$

где k — опытный коэффициент, зависящий от формы частиц; v_H — скорость течения у дна;

$$\mu=\frac{k_1\sqrt{gd}-v_{ср}}{\sigma_v}; \qquad (2.116)$$

$$\nu=\frac{u}{\sigma_v} \qquad (2.117)$$

(σ_v — среднее квадратичное значение продольной скорости потока; предполагается, что мгновенные значения этой скорости удовлетворяют закону нормального распределения Гаусса). Функция $F(\mu, \nu)$ вычисляется по формуле

$$F(\mu, \nu)=\frac{[1-2\Phi(\mu)]\,[1-2\Phi(\nu)]}{1+\Phi(\nu)} \qquad (2.118)$$

при использовании таблиц интегралов вероятности $\Phi(x)$. На основе статистического анализа движения твердых частиц у дна потока построена также и формула Доу Го-женя [34], который учел ряд добавочных обстоятельств, не принятых во внимание Эйнштейном и Великановым. Формула Доу Го-женя имеет вид

$$p_{вл}=0{,}048\,d\,(v_{ср}-v_{нач})\frac{w}{v_{нач}}\cdot\frac{v^2}{v_{нач}}, \qquad (2.119)$$

где w — среднее абсолютное значение пульсационной скорости потока.

Вероятностный подход к исследованию отрыва частиц от дна использовал И. Ф. Карасев [52]. Он показал, что характеризовать отрыв частиц средними скоростями потока неправомерно; необходимо учитывать весь спектр пульсационных составляющих, которые приближенно подчиняются нормальному закону распределения.

К. И. Россинский также применил теорию вероятности для установления формулы расхода влекомых наносов. Он учитывал только те частицы, которые перемещаются по дну качением и сальтацией.

Общий элементарный расход влекомых наносов, по Россинскому, равен

$$p_{вл}=\beta\rho_S\,d\,(\eta_к v_к+\eta_с v_с), \qquad (2.120)$$

где β, $\eta_к$ и $\eta_с$ — коэффициенты, определяющие сплошность движения; d — диаметр наносов; $v_к$ — скорость движения катящихся частиц; $v_с$ — скорость движения сальтирующих частиц; ρ_S — плотность частицы.

Величина β для всех рек и лабораторных лотков получилась постоянной и равной 0,20. Коэффициенты $\eta_к$ и $\eta_с$ являются функциями вероятности превышения пульсирующей скоростью в придонной области потока скоростей, обезвешивающих или сдвигающих частицы. Значения этих коэффициентов определяются по таблицам интеграла Гаусса или по специальным графикам (см. раздел 4.2).

Анализируя вышеперечисленные формулы расходов влекомых наносов, полученные различными способами, можно видеть, что большинство из них приводится к одному расчетному виду. Так, например, формулы, использующие теорию влечения, легко могут быть преобразованы в зависимости, подобные формулам

Шамова и Леви, так как сила влечения пропорциональна квадрату скорости, т. е.

$$\tau_{вл}=\rho gHI=\frac{\rho g v^2}{C}, \qquad (2.121)$$

где C — коэффициент Шези.

В то же время формула, полученная Доу Го-женем на основе вероятностного подхода, по своей структуре также близка к формулам Шамова и Леви. Такое согласование расчетных зависимостей свидетельствует о правильности предпосылок, положенных в основу вывода формул. По-видимому, следует считать, что дальнейшее совершенствование указанных формул должно быть направлено в первую очередь на уточнение их параметров на основе надежных экспериментов и натурных измерений расходов наносов. Частично эта работа выполнена В. В. Романовским, получившим хорошо обоснованные формулы $v_{нач}$ и $v_{ч}$. Ближайшей задачей надо считать накопление полноценных данных о расходах влекомых наносов рек различного типа.

2.4. Формирование донных гряд

Поверхность русел речных потоков и ручьев, сложенных несвязным, более или менее мелкозернистым материалом, под воздействием течения и перемещения наносов обычно приобретает волнообразный вид. На дне формируются гряды, которые могут иметь различные размеры: от крупных образований, так называемых баров или длинных гряд, до весьма мелких — рифелей. Эти русловые аккумулятивные образования непосредственно связаны со структурой турбулентного потока и с взаимообменом потока и русла наносами.

Относительно мелкие и однородные наносы активного слоя русла при небольших скоростях течения в прямолинейных потоках образуют мелкие рифели или довольно ровные гряды, гребни которых располагаются перпендикулярно или почти под прямым углом к направлению течения. При значительном увеличении скорости течения тот же материал дает более крупные гряды трехмерного характера. Донные гряды, образующиеся в реках, могут иметь весьма значительные размеры (рис. 11).

На различных, зачастую рядом расположенных участках русла одного и того же потока могут образовываться гряды различной формы и размера в зависимости от крупности наносов, глубины и скорости течения. Как пример, на рис. 12 приводится фотоснимок донного рельефа участка р. Полометь, сделанный сквозь воду.

Натурные и лабораторные исследования показывают, что размеры гряд даже одного и того же типа варьируют в весьма широких пределах; это видно, в частности, и на приведенных выше

рис. 1 и 2. Вариации параметров гряд и статистические кривые их распределения исследовались весьма мало и каких-либо общих закономерностей в этом отношении не выявлено. Можно отметить лишь отдельные работы, содержащие некоторые материалы по изучению кривых распределения параметров гряд. В первую очередь следует упомянуть работы В. С. Кнороза [69], Н. А. Михайловой [113], Нордина и Алдгерта [210] и др. Результаты, полученные Михайловой, представляют большой

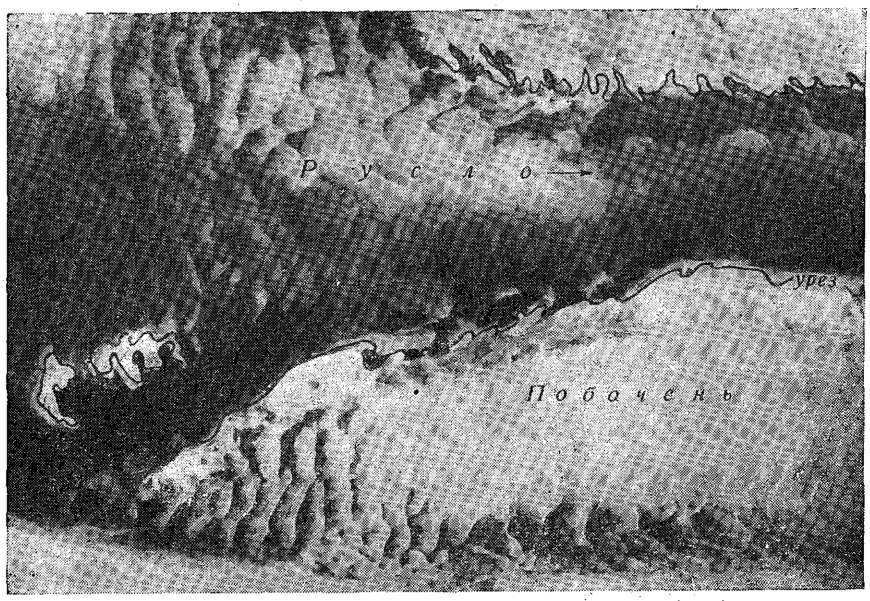


Рис. 11. Песчаные гряды в русле и на побочнях большой реки.

интерес, потому что показывают постепенное изменение структуры статистических рядов длин $l_г$ и высот $h_г$ гряд в процессе их развития от стадии возникновения до стабилизации. В начальный момент возникновения гряд дифференциальные кривые распределения $l_г$ и $h_г$ характеризуют весьма узкий диапазон этих величин. По мере развития гряд их параметры увеличиваются, а кривые распределения значительно растягиваются, приближаясь при этом к симметричной кривой, хотя и не достигают такой формы, сохраняя некоторый сдвиг моды в сторону малых значений параметра.

При выполнении теоретических исследований параметров гряд (их высоты, длины, скорости движения), а также при анализе и обобщении экспериментальных данных обычно оперируют со средними значениями указанных величин.

В настоящее время все исследователи указывают на связь формирования донных гряд с гидравлическим режимом и структурой потока. Прямым подтверждением такой связи является нередко наблюдаемый на горных реках ячеистый характер поверхности русел, сложенных однородными скальными породами.

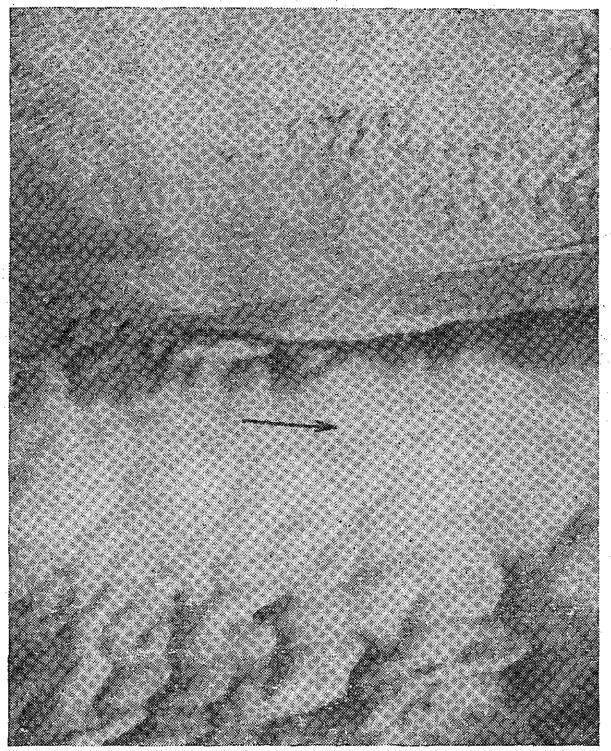


Рис. 12. Песчаные гряды на р. Пологметь.

Внизу на рисунке довольно крупные гряды на более глубоком месте, вверху — отмель с мелкими рифелями.

Неровности и углубления на поверхности русла при этом часто имеют форму, весьма похожую на песчаные гряды.

В качестве иллюстрации на рис. 13 приводится фотоснимок обнаженного в межень участка русла горной реки, сложенного известняком. Снимок сделан после дождя, ячейки наполовину заполнены водой.

Натурному, лабораторному и теоретическому изучению донных гряд посвящено очень много работ (см. библиографию в книгах Н. А. Михайловой [113], Н. С. Знаменской [47], Б. А. Шуляка [174] и др.). Наиболее полное натурное исследо-

вание гряд в речных потоках, по-видимому, проводилось Г. И. Шамовым [167], А. К. Проскуряковым и Б. В. Проскуряковым [125], К. И. Россинским и И. А. Кузьминым [143], Б. Колби и К. Хемпфри [187], Х. Эйнштейном [193], Ю. М. Карчохой [77], Н. М. Капитоновым [50] и др. Начало целенаправленных лабораторных исследований формирования песчаных гряд было положено П. Дюбуа в 1879 г. и затем Дж. Диконом. Интересные работы выполнены Дж. Джильбертом [197], В. Н. Гончаровым и Г. В. Лапшиным [25], В. Ф. Пушкаревым [129], Т. Тсубаки [229], Д. Богарди [184], В. С. Кнорозом [69], М. Альбертсоном и К. Гарде [196], Н. А. Михайловой [113], Д. Алленом [180], Н. С. Знаменской [46] и др. На многих указанных работах и других исследованиях мы остановимся ниже,

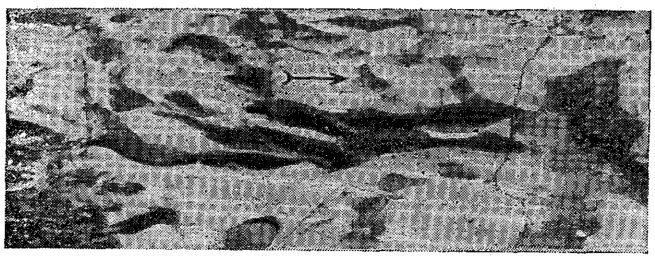


Рис. 13. Ячеистый рельеф русла р. Ольховки, сложенного известняком (у г. Кисловодска).

при рассмотрении предлагаемых различными авторами эмпирических зависимостей для параметров донных гряд. Теперь же остановимся на теоретических исследованиях процессов формирования донно-грядового рельефа.

Первой попыткой теоретического анализа процесса формирования гряд, или, как иногда говорят, песчаных волн на дне потока, было исследование Ф. Экснера [195], рассмотревшего простейший случай плоского установившегося потока. Изменения характеристик потока за счет деформаций русла, которые предполагаются малыми, в решении Экснера не учитываются. Деля элементарный расход наносов p_S кг/(м · с) на плотность донных отложений $\rho_{отл}$ кг/м^3, он получает объемное выражение расхода наносов p м^3/(м · с). Эта величина в его схеме характеризует перенос грунта, имеющего указанную плотность, из зон размыва в зону намыва. Экснер составляет баланс объемов твердого материала для выделенного в потоке контрольного объема длиною Δx, шириной 1 м и высотой, равной полной глубине потока. В контрольный объем за время Δt на единицу ширины поступает следующее количество твердого материала:

$$\frac{p_S}{\rho_{отл}} \Delta t,$$

а из объема выходит

$$\frac{1}{\rho_{отл}}\left(p_S-\frac{dp_S}{dx}\Delta x\right)\Delta t. \qquad (2.122)$$

При $(dp_S/dx)<0$ дно на участке Δx намывается, а при $(dp_S/dx)>0$ размывается. Поднятие или опускание дна выражается величиной

$$\frac{dz}{dt}\Delta x\,\Delta t,$$

где z — высотная отметка средней линии дна на участке Δx. Составляя уравнение баланса, получаем

$$\frac{1}{\rho_{отл}}\cdot\frac{dp_S}{dx}+\frac{dz}{dt}=0. \qquad (2.123)$$

Экснер принимает далее, что расход наносов пропорционален скорости потока в первой степени, т. е.

$$p_S=kv_{ср}. \qquad (2.124)$$

Такое предположение не отвечает результатам ни теоретических, ни экспериментальных исследований и ведет к неправильности конечной формулы рассматриваемого решения. Подставляя равенство (2.124) в уравнение баланса, Экснер находит

$$\frac{k}{\rho_{отл}}\cdot\frac{dv_{ср}}{dx}+\frac{dz}{dt}=0. \qquad (2.125)$$

В процессе формирования и перемещения гряд меняется глубина потока H, которую можно выразить разностью

$$H=L-z, \qquad (2.126)$$

где L — расстояние между свободной поверхностью потока и параллельной ей плоскостью сравнения, расположенной ниже дна; z — расстояние от поверхности сравнения до дна. Условие постоянства элементарного расхода воды q определится зависимостью

$$q=v_{ср}(L-z)=\text{const}. \qquad (2.127)$$

Учитывая это равенство, получим

$$\frac{dz}{dt}+\frac{kq}{\rho_{отл}(L-z)^2}\frac{dz}{dx}=0. \qquad (2.128)$$

Экснер принимает, что в начальный момент (при $t=0$) продольный профиль дна имел форму, определяемую уравнением

$$z=a\cos\frac{2\pi x}{l_г}, \qquad (2.129)$$

где $l_г$ — длина гряды; a — ее амплитуда, равная половине высоты гряды $h_г$.

Решая дифференциальное уравнение при граничном условии (2.129), Экснер получает следующую зависимость, определяющую деформацию гряды:

$$z=\frac{h_г}{2}\cos\frac{2\pi}{l_г}\left(x-\frac{kq}{\rho_{отл}(L-z)^2}t\right). \qquad (2.130)$$

И. И. Леви [85] пересмотрел решение Экснера, приняв для элементарного расхода наносов зависимость вида

$$p_S=k_1v_{ср}^4q. \qquad (2.131)$$

Решение Леви удобно несколько видоизменить, взяв за исходное уравнение деформации (2.123) и начальное условие (2.129). При этом получаем следующее уравнение смещения гряды, принципиально совпадающее с уравнением, полученным Леви:

$$z=\frac{h_г}{2}\cos\frac{2\pi}{l_г}\left(x-\frac{k_0q}{\rho_{отл}(Z-z)^5}t\right). \qquad (2.132)$$

М. А. Великанов [44, 49] связал происхождение гряд с наличием макромасштабной турбулентности. По этой теории плоское дно под воздействием низкочастотных пульсаций скорости должно принять грядовую форму. В 1948 г. В. М. Маккавеев на основе изучения колебательных процессов в турбулентном потоке рассмотрел задачу об образовании донного рельефа с периодически повторяющимися формами. В 1953 г. теоретическая модель формирования гряд предложена Ф. И. Франклем, а в 1963 и 1969 гг.— Кеннеди. Ими сделана попытка установить причину возникновения периодических структурных форм на дне и объяснить процесс их образования. Указанные авторы видят эту причину в особенностях внутренней структуры потока, но по-разному подходят к решению поставленной задачи.

Остановимся кратко на разработках М. А. Великанова. Предлагаемая им теоретическая модель образования песчаных волн претерпевала некоторые изменения, но основная ее идея сохранялась во всех его работах, посвященных этому вопросу, вплоть до последней монографии 1958 г. Работы Великанова не завершились созданием способа расчета параметров донных гряд, поэтому не будем касаться деталей его теоретической модели, а рассмотрим лишь основную идею теории.

Великанов считает, что причину формирования донно-грядового рельефа на первоначально ровной поверхности дна следует искать в особенностях турбулентной структуры потока, поэтому при построении теоретической модели формирования донных гряд необходимо исходить из анализа спектра турбулентной пульсации скоростей, в особенности его низкочастотной части. Низкочастотные пульсации связаны с крупными структурными турбулентными образованиями, имеющими размеры того же порядка, что и глубина потока. Низкочастотные пульсации

способны вызвать наиболее интенсивное перемещение частиц наносов. Статистическое распределение скоростей (или их пульсаций) он принимает по закону нормального распределения Гаусса, что, как указывалось в начале настоящей книги, довольно близко к действительности.

Великанов исследует распределение коэффициента корреляции r между мгновенными значениями скоростей в двух точках потока, расположенных на его продольной оси x. Корреляционная функция $r(x)$ обнаруживает определенную периодичность. Именно этим в конечном счете Великанов объясняет возникновение периодических форм на поверхности деформируемого дна.

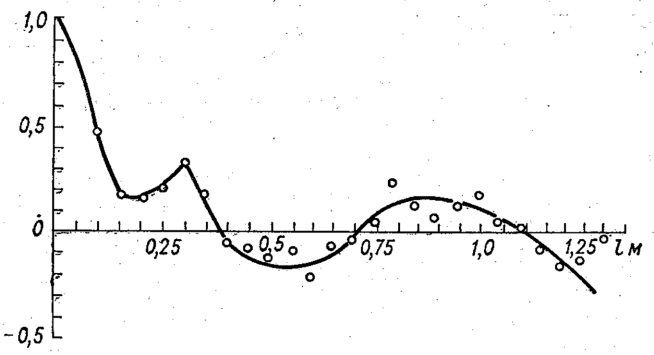


Рис. 14. Корреляция отметок дна вдоль потока (по Н. А. Михайловой).

На рис. 14 изображена корреляционная функция, полученная Н. А. Михайловой [113] экспериментально в лабораторном лотке с плоским дном. Как видим, функция достаточно определенно обнаруживает некоторую периодичность. Для конкретного объяснения процесса формирования гряды Великанов назначает начальный створ при $x = 0$ и, начиная от него, исследует корреляционную функцию $r(x)$, полагая, что она относится к скоростям в придонном слое потока. Основываясь на предположении Б. А. Фидмана, Великанов записывает корреляционную функцию в следующем виде:

$$r(x) = \int_0^\infty f(\omega) \cos \omega x \, d\omega, \qquad (2.133)$$

где ω — условная характеристика частоты пульсации, определяемая числом турбулентных образований на единице длины продольной координаты x. Очевидно, что ω связана с линейными размерами λ вихревых турбулентных образований следующей простой зависимостью:

$$\omega = \lambda^{-1}. \qquad (2.134)$$

Великанов принимает, что положение начального створа $x = 0$ строго зафиксировано в потоке и от него строит функцию $r(x)$. При $x = 0$ эта функция дает $r = 1$, далее кривая $r(x)$ снижается и при $x = x_0 = \frac{\pi\lambda}{2}$ проходит через нуль в область отрицательных значений, затем она вновь поднимается и пересекает нулевое значение при $x = \pi\lambda$. Он делает вывод, что в начальном створе в рассматриваемый момент времени можно ожидать размыв дна, а на расстоянии $x > \frac{\pi\lambda}{2}$ вероятен намыв. Таким образом формируется волнообразная поверхность дна.

Великанов указывает, что начальный створ для анализа донно-грядового процесса должен выбираться в натуре во вполне определенном месте, где происходит резкое изменение скоростного режима потока, например на перегибе кривизны русла. С подобной трактовкой начальных условий рассматриваемой задачи согласиться нельзя. Дело обстоит гораздо проще, так как сами гряды и любые неровности на поверхности русла служат источниками возмущений. Каждый из них может рассматриваться как начальный для нижерасположенных волн. Скорости перемещения гряд во много раз меньше скорости течения, поэтому такой источник возмущения может трактоваться как неподвижный по отношению к потоку и приниматься за начало отсчета.

Великанов рассматривает также и задачу о скорости изменения высотных отметок z поверхности русла, происходящих за счет перемещения гряд. При этом принимается условие однородности состава донных наносов, характеризуемых размером d. В качестве исходного выражения в решении применяется формула элементарного расхода влекомых наносов, записываемая в виде

$$p_{вл} = kd \int_0^\infty \eta(v)\, v\, dv, \qquad (2.135)$$

где k — множитель, учитывающий способ выражения (объемное, весовое) и размерность расхода наносов; v — скорость потока у дна; $\eta(v)$ — коэффициент сплошности движения частиц, рассматриваемый как функция скорости и учитывающий лишь ту часть частиц на дне потока, которая движется со скоростями, заключенными в интервале от v до $v+dv$. В такой трактовке коэффициент η имеет смысл функции вероятности.

Учитывая далее, что распределение мгновенных скоростей можно принять по Гауссу, Великанов приходит к следующему виду выражения для $p_{вл}$:

$$p_{вл} = K \int_{\mu_0}^\infty e^{-\frac{\mu^2}{2}} (\alpha\mu - \beta)\, d\mu, \qquad (2.136)$$

где K — обобщающий постоянный множитель; α — величина, зависящая от коэффициента корреляции r между пульсирующими скоростями в двух точках потока и от среднего квадратического отклонения пульсационной скорости σ_v; переменная μ зависит от тех же величин, а также от мгновенных скоростей в точках $x=0$ и $x=x$; параметр μ_0 зависит от всех, входящих в μ величин и, кроме того, от осредненной скорости течения; β определяется разностью начальной скорости движения частиц $v_{нач}$ и средней скорости потока с учетом мгновенной пульсационной скорости, умноженной на коэффициент корреляции r.

Подставляя в уравнение баланса производную $\partial p_{вл}/\partial x$, Великанов получает

$$\frac{\partial z}{\partial t}=-\frac{\partial p_{вл}}{\partial x}=-Kd\frac{\partial}{\partial x}\int_{\mu_0}^{\infty}e^{-\frac{\mu^2}{2}}(\alpha\mu-\beta)\,d\mu. \quad (2.137)$$

Великанов указывает, что им был выполнен численный анализ этого уравнения и получены качественно правдоподобные результаты.

В 1948 г. В. М. Маккавеев получил уравнение волновой поверхности дна на основе изучения колебательных движений турбулентного потока при использовании общего дифференциального уравнения вида

$$v\frac{\partial v}{\partial x}=gI(x)+\frac{1}{\rho}\cdot\frac{\partial}{\partial y}\left(A\frac{\partial v}{\partial y}\right) \quad (2.138)$$

при граничном условии

$$I(x)=I_0+I_*\cos nx, \quad (2.139)$$

где $I(x)$ — уклон свободной поверхности, представленный в форме периодической функции от расстояния x. Координатная ось y направлена от свободной поверхности вниз.

Решение Маккавеева трудно использовать для непосредственных расчетов; впрочем, оно должно рассматриваться как имеющее чисто методический характер.

Большой интерес могла бы представлять теоретическая модель формирования донных гряд, разработанная в 1953 г. Ф. И. Франклем. Однако в его решении повторена ошибка Экснера, принявшего расход наносов пропорциональным первой степени скорости течения. Кроме того, Франкль придал пульсационным скоростям турбулентного потока смысл периодических отклонений, подчиняющихся закономерностям вида:

$$\left.\begin{aligned}v'_x&=A_0e^{-a}\cos\xi,\\ v'_y&=-A_0e^{-a}\sin\xi.\end{aligned}\right\} \quad (2.140)$$

Рассматривая поток как потенциальный и используя метод комплексных переменных, Франкль пришел к следующему выра-

жению скорости перемещения песчаных волн в потоках очень большой глубины:

$$c_{r\infty}=v_{ср}\left(1-\frac{1}{1+2\pi\frac{k}{l}}\right), \qquad (2.141)$$

где l — длина волны; k — коэффициент в формуле расхода наносов, представленной Франклем в виде

$$p_{вл}=\bar{p}_{вл}+kv'_x. \qquad (2.142)$$

Здесь $\bar{p}_{вл}$ — элементарный расход влекомых наносов, рассматриваемый как величина постоянная, характерная для данного потока и определяемая его осредненными характеристиками.

Для потоков конечной глубины Франкль дает весьма сложное выражение скорости движения гряд, содержащее величину $c_{r\infty}$ в виде параметра.

В числе других новых крупных теоретических исследований процесса формирования волнообразной поверхности дна потоков следует отметить работы Дж. Кеннеди [205], И. Танака [181], Т. Хаяши [199] и А. Мерцера [207], которые, подобно В. М. Маккавееву, используют для решения поставленной задачи представление о наличии периодических колебательных процессов в русловом потоке. Из этих работ остановимся только на исследованиях Дж. Кеннеди [205], который, как и Франкль, использует модель потенциального течения двухмерного руслового потока. Он принимает, что свободная поверхность потока характеризуется наличием гармонических волн малой амплитуды. Кеннеди принимает далее, что длина донных гряд l_r и скорость их перемещения c_r соответственно равны длине и скорости поверхностных волн. Линия тока на границе потока и дна принимается синусоидальной, при этом используется добавочное соображение об отрыве течений за гребнями гряд. Чтобы получить необходимую скорость перемещения волн на поверхности потока, имеющих амплитуду A_0, Кеннеди вводит некоторую условную глубину H_0, отличающуюся от истинной средней глубины потока H.

Для продольных профилей свободной поверхности и дна записываются выражения в виде:

$$\left.\begin{aligned} y&=\xi(x,\ t),\\ y&=-H+\Psi(x,\ t),\end{aligned}\right\} \qquad (2.143)$$

где t — время; x — продольная ось; y — вертикальная ось, направленная вверх и имеющая начало на линии невозмущенной поверхности потока. Для дна принимается, как указано выше, синусоида, представляемая в виде

$$\Psi(x,\ t)=a(t)\sin k(x-c_r t). \qquad (2.144)$$

Здесь a — амплитуда донной волны (гряды); $c_г$ — скорость ее перемещения; $k = 2\pi/l_г$, где $l_г$ — длина гряды.

В решении Кеннеди, основанном на теории волн малой амплитуды, используется следующее, отвечающее постоянной амплитуде поверхностных волн A_0 выражение:

$$\xi = A_0 \sin k(x - c_г t). \tag{2.145}$$

Для рассматриваемого случая потенциального движения уравнение неразрывности течения записывается в форме уравнения Лапласа

$$\frac{\partial^2 \varphi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \varphi}{\partial y^2} = 0. \tag{2.146}$$

Для свободной поверхности принимаются следующие граничные условия:

$$v_{ср} \frac{\partial \xi}{\partial x} + \frac{\partial \xi}{\partial t} = \frac{\partial \varphi}{\partial y}, \tag{2.147}$$

$$g\xi + v_{ср} \frac{\partial \varphi}{\partial x} + \frac{\partial \varphi}{\partial t} = 0. \tag{2.148}$$

Для дна принимается кинематическое соотношение в виде

$$v_{ср} \frac{\partial \Psi}{\partial x} + \frac{\partial \Psi}{\partial t} = \frac{\partial \varphi}{\partial y} \tag{2.149}$$

и уравнение неразрывности для твердого материала

$$\frac{1}{\rho_{отл}} \frac{\partial p_S}{\partial x} + \frac{\partial \Psi}{\partial t} = 0. \tag{2.150}$$

В этих уравнениях $v_{ср}$ — средняя скорость течения потока; p_S — элементарный расход наносов.

Скорость перемещения поверхностных волн относительно неподвижной системы координат равна разности $(v_{ср} - c_г)$ и направлена в сторону, противоположную течению, т. е. противоположную положительной координате x. Ввиду малости $c_г$ по сравнению с $v_{ср}$ автор считает, что с достаточным приближением скорость поверхностной волны можно принять равной минус $v_{ср}$.

Далее выполняется решение уравнения Лапласа с помощью метода комплексных переменных при использовании граничных условий (2.147)—(2.149). Учитывается также зависимость скорости распространения поверхностных волн, численно равной $v_{ср}$, от условной глубины H_0

$$v_{ср}^2 = \frac{g}{k} \operatorname{th} kH_0. \tag{2.151}$$

Это выражение доказывается в теории волн малой амплитуды.

Решение уравнения Лапласа позволяет получить соотноше-

ние между амплитудой $a(t)$ волн на дне и на поверхности $A(t)$ потока. Обращая внимание на то, что фигурирующая в получаемом уравнении величина $kv_{ср}^2/g$ может быть выражена через критериальное число Фруда Fr, т. е.

$$\frac{kv_{ср}^2}{g} = kH\,\mathrm{Fr}, \tag{2.152}$$

где

$$\mathrm{Fr} = \frac{v_{ср}^2}{gH}, \tag{2.153}$$

Кеннеди записывает следующую зависимость:

$$a(t) = A(t)\left(1 - \frac{\mathrm{th}\,kH}{kH\,\mathrm{Fr}}\right)\mathrm{ch}\,kH. \tag{2.154}$$

Чтобы получить выражение амплитуды донных гряд и скорости их перемещения, необходимо использовать граничное условие (2.150), учитывающее перераспределение наносов между потоком и руслом. Кеннеди записывает весьма сложное выражение расхода наносов, ставя его в зависимость от периодических колебаний скорости и глубины потока. В общем виде эта зависимость может быть представлена как функция многих переменных

$$p_S(x, t) = f(m, v_{ср}, k, a(t), \delta, c_г, t, x). \tag{2.155}$$

Здесь δ — постоянная, характеризующая фазовый сдвиг расхода наносов относительно скорости течения; m — постоянная, связывающая средний расход наносов p_S со средней скоростью потока

$$p_S = mv_{ср}^n. \tag{2.156}$$

В результате решения Кеннеди получает следующие зависимости для вычисления амплитуды донных гряд и скорости их перемещения:

$$a(t) = A(0)\frac{\mathrm{sh}\,k(H_0 - H)}{\mathrm{sh}\,kH_0}\exp\left(t\frac{np_Sk^2}{\rho_{отл}}\mathrm{cth}\,k(H_0 - H)\right)\sin k\delta, \tag{2.157}$$

$$c_г = -\left(\Psi p_S\frac{k}{\rho_{отл}}\right)\mathrm{cth}\,k(H_0 - H)\cos k\delta, \tag{2.158}$$

где $A(0)$ — амплитуда колебаний, распространяющихся на свободной поверхности потока для некоторого начального момента времени.

Практическое использование формул Кеннеди затруднительно не только ввиду их громоздкости, но и вследствие недостаточной определенности входящих в них величин. Так, например, сдвиг δ Кеннеди пытается представить на основании самых

общих соображений как величину, пропорциональную H; однако, записывая соотношение

$$\delta = jH, \tag{2.159}$$

он отмечает, что j зависит от свойств жидкости, глубины потока и скорости его течения.

Весьма условной является также и величина H_0, поскольку характер распространения волн на поверхности потенциального и турбулентного потоков существенно различается. Кроме того, в решении не учитывается влияние уклона свободной поверхности на распространение волн.

Путем дальнейших преобразований и упрощений Кеннеди находит расчетные формулы для длины гряды $l_г$ и ее высоты $h_г = 2a$. Первая из них представлена в виде следующей неявной функции:

$$\eta = \frac{\mathrm{Fr}\left(\mathrm{sh}^2 \frac{1}{\eta} + \frac{1}{\eta}\right)}{\mathrm{ch}^2 \frac{1}{\eta}}, \tag{2.160}$$

где

$$\eta = \frac{l_г}{2\pi H}, \tag{2.161}$$

а вторая — в виде функции $h_г = \varphi(l_г, H, \mathrm{Fr}, A)$, где A — амплитуда волны на поверхности жидкости. Последняя величина неизвестна, поэтому формула $h_г$ практически неприменима.

Формула для параметра $l_г$ может быть выражена графически. В этом случае ее применение не встречает затруднений, однако для речных потоков эта формула не дает какого-либо соответствия натурным данным и поэтому не может считаться расчетной.

Отдавая должное определенной логической последовательности решения Кеннеди, мы должны вместе с тем отметить и его существенные недостатки. Некоторые из недостатков указаны выше. Одним из грубых упущений в теории Кеннеди следует считать использование слишком элементарного вида зависимости расхода наносов (2.156), в которой не учитывается даже крупность транспортируемого материала и сопротивление русла.

Неполнота и несовершенство существующих теоретических моделей процесса формирования донных гряд приводит к необходимости достаточно внимательного отношения к эмпирическим исследованиям донно-грядовых процессов и предлагаемым эмпирическим формулам. В связи с этим необходимо особо отметить детальные экспериментальные исследования, результаты которых положены в основу эмпирических формул параметров гряд. К такого рода работам относятся исследования Джильберта [197], В. Н. Гончарова [25], В. Ф. Пушкарева [129], В. С. Кнороза [69], Н. А. Михайловой [113], Н. С. Знаменской

[47], Альбертсона и К. Гарде [196], Д. Аллена [180], В. К. Дебольского [42], Ф. Сентюрка [220], Д. Саймонса [223] и др.

Большую роль в познании процессов формирования донных гряд, как отмечалось в начале настоящего раздела, сыграли натурные исследования, выполненные на реках. Непосредственно для разработок расчетных зависимостей параметров гряд использовались материалы наблюдений Б. Колби и К. Хемпфри [187] на р. Ниобрара, Х. Эйнштейна и Н. Чина [193] на р. Миссури, Ю. М. Корчохи [77] на р. Полометь, Б. Ф. Снищенко [152] на ряде крупных рек ЕТС и др.

Из числа наиболее известных эмпирических формул параметров донных гряд: высота $h_г$, длина $l_г$ и скорость перемещения $c_г$ — приведем следующие.

Формулы В. Ф. Пушкарева:

$$h_г = 0{,}00445 \frac{v_{ср}^2}{gd} H + 0{,}049H, \tag{2.162}$$

$$c_г = 0{,}0188 \frac{v_{ср}^3}{gH} - 0{,}0292 \frac{gd}{v_{ср}}. \tag{2.163}$$

Здесь H — глубина потока; $v_{ср}$ — его средняя скорость; $d_{ср}$ — средний диаметр частиц наносов. Все линейные величины в этих, как и в последующих, формулах выражены в метрах, скорость — в м/с.

Формулы В. С. Кнороза:

$$h_г = 3{,}5 \frac{R}{\lg \frac{R}{d} + 6} \left(\frac{v_{ср} - v_{нач}}{v_{ср}} \right)^{2/3}, \tag{2.164}$$

$$l_г = 0{,}83 h_г \left(\lg \frac{R}{d} + 6 \right) \left(\frac{v_{ср}}{v_{ср} - v_{нач}} \right)^{5/3}, \tag{2.165}$$

$$c_г = 0{,}4 \sqrt{gd} \left(\frac{v_{ср} - v_{нач}}{\sqrt{gR}} \right)^{5/2}. \tag{2.166}$$

В этих формулах R — гидравлический радиус потока; $v_{нач}$ — начальная скорость движения частицы.

Формулы Ю. М. Корчохи:

$$h_г = 1{,}88H \left(\frac{v_{ср}}{u} \right)^{0{,}165} - 2{,}30H, \tag{2.167}$$

используемая при $(v_{ср}/u) \leqslant 12$,

$$h_г = 50H \left(\frac{v_{ср}}{u} \right)^{-1{,}65} e^{-0{,}022 \frac{v_{ср}}{u}}, \tag{2.168}$$

рекомендуемая автором для условий $(v_{ср}/u) > 12$, где u — гидравлическая крупность наносов среднего размера, формирующих гряду;

$$c_г = 0{,}0114 v_{ср} \sqrt{\frac{d}{h_г}} - 0{,}00018. \qquad (2.169)$$

Заметим, что, в отличие от первоначальной редакции формулы Корчохи, где $c_г$ давались в м/мин, здесь эта величина, как и в других формулах, выражена в м/с.

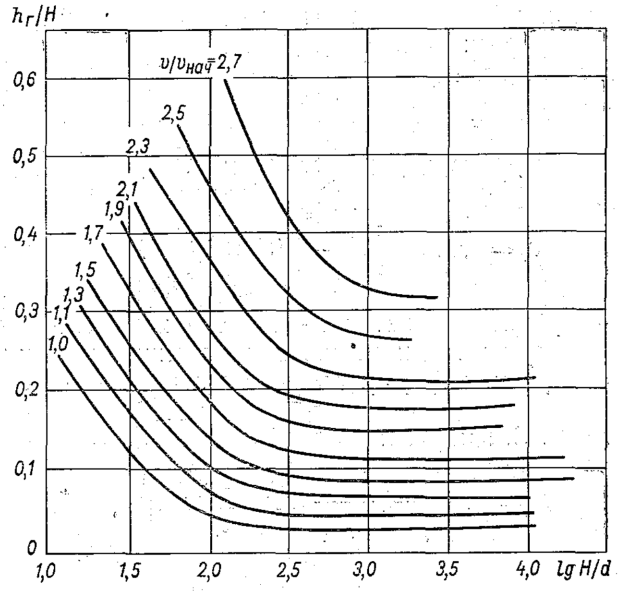


Рис. 15. Зависимость относительной высоты гряды $h_г/H$ от безразмерных величин $v/v_{нач}$ и H/d [46].

Эмпирическая формула Д. Аллена [180] имеет вид

$$l_г = 6{,}4 b_г \left(\frac{h_д}{H}\mathrm{Fr}\right)^{0{,}27}, \qquad (2.170)$$

где $b_г$ — ширина гряды (рифеля); Fr — число Фруда, вычисляемое для потока в целом. В отношении определения $b_г$ полной ясности не имеется.

В 1963 г. Н. С. Знаменская выполнила обобщение многочисленных данных лабораторного изучения донных гряд, включая данные собственных исследований. Обобщение позволило ей построить расчетные графики параметров донных гряд (рис. 15, 16). Один из них (рис. 16) является классификационным графиком, включающим такие формы донного рельефа, как плоские гряды, рифеля, гладкую фазу, антидюны и т. д.

Первый из графиков Знаменской позволяет по величине отношения H/d при разных относительных скоростях $v/v_{нач}$ получать относительную высоту гряды. Начальная скорость $v_{нач}$ движения частиц, по рекомендации Знаменской, вычисляется по формуле Г. И. Шамова, приведенной выше.

По графикам, помещенным на рис. 15, можно получить параметр крутизны гряды $h_г/l_г$ и, зная $h_г$, вычислить ее длину. Для

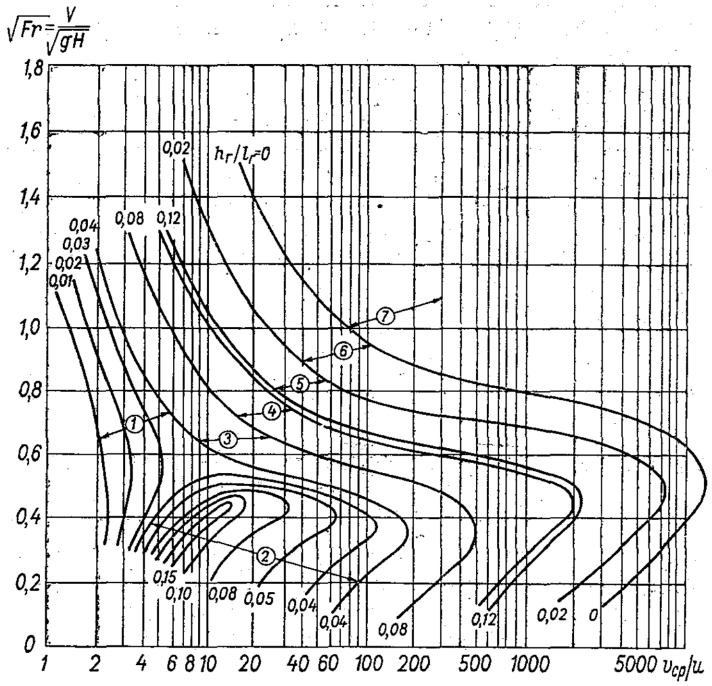


Рис. 16. Зависимость параметра крутизны гряд $h_г/l_г$ от корня квадратного из числа Фруда и безразмерной величины $v_{ср}/u$ [46].

Классы донных форм: *1* — плоские гряды, *2* — рифели, *3* — перекошенные гряды, *4* — крутые гряды, *5* — область смыва гряд, *6* — гладкая фаза, *7* — антидюны.

скорости перемещения гряд Знаменская предлагает следующую приближенную формулу:

$$c_г = 0{,}025\,\frac{h_г}{l_г}, \qquad (2.171)$$

где $c_г$ — в м/с.

В одной из последних работ Знаменская [47] рассматривает вопрос о масштабах русловых форм и соотношении русловых образований в натурных условиях и в лабораторных лотках. Разделение русловых форм на классы по масштабам позволяет

Знаменской внести усовершенствование в свою методику расчета параметров гряд. Она отмечает, что в натурных условиях можно достаточно четко выделить сравнительно крупные русловые образования (так называемые мезоформы): бары, побочни, осередки и т. п.— и мелкие образования (микроформы) — рифели. Существует, кроме того, промежуточный класс форм — собственно гряды, которые, как она принимает, наиболее тесно связаны с транспортом влекомых наносов и особенно существенно влияют на гидравлическое сопротивление русла. Знаменская находит аналоги и в лотковых донных образованиях, выделяя длинные гряды, занимающие всю ширину потока (мезоформы), и рифели, которые она относит к классу микроформ. Последние, вероятно, точнее было бы отнести к классу промежуточных русловых форм, а именно гряд. По существу, Знаменская так и поступает, когда переходит к усовершенствованию расчетной методики. Она указывает, что длины $l_г$ и скорости $c_г$ гряд, полученные по ее графикам и формулам, нуждаются в уточнении, заключающемся во введении масштабного коэффициента вида

$$\varphi = k \frac{\widetilde{B}_л}{\widetilde{B}_н}, \qquad (2.172)$$

где относительные ширины русла $\widetilde{B} = \frac{B}{H}$ соответственно для лотка (л) и натуры (н). Для условий лотка Знаменская считает допустимым принять $\widetilde{B}_л = 10$. Коэффициент k она получает в пределах 1,0—1,3 и в расчетной формуле берет $k = 1$.

При использовании графиков Знаменской для получения $l_г$ масштабный коэффициент вводится как делитель, т. е.

$$l_{г.\ испр} = \frac{l_г}{\varphi}. \qquad (2.173)$$

Скорость гряды, вычисленная по формуле Знаменской, умножается на φ, т. е.

$$c_{г\ испр} = \varphi c_г. \qquad (2.174)$$

Рассмотрим один из путей полуэмпирического решения задачи о длине гряд, предложенный А. В. Караушевым [50].

Турбулентный поток можно представить себе состоящим из многочисленных вихревых образований различного порядка (вихревых индивидуумов, пульсационных объемов), представляющих собой структурные элементы турбулентности. С точки зрения процессов формирования русловых структур наибольший интерес представляют самые мощные вихревые образования.

Вихревые образования в потоке проходят две стадии развития: стадию формирования, характеризующуюся увеличением

интенсивности вихря, и стадию отмирания, когда вихрь постепенно утрачивает свою индивидуальность, а входящие в его состав водные массы, присоединяясь к формирующимся соседним вихрям, оказываются источником их питания. Главной зоной формирования крупных структурных элементов турбулентности является придонная область потока.

Рассмотрим перемещение крупных структурных элементов потока в вертикальной плоскости, параллельной его продольной оси. Отрываясь от дна, эти элементы начинают свой цикл развития, перемещаясь при этом к свободной поверхности. В области выхода вихрей к поверхности образуются местные ее поднятия, вспучивания, сообщающие поднявшимся сюда водным массам импульс движения в обратном направлении, т. е. в сторону дна. На всем пути от дна к поверхности и от поверхности ко дну скорость вертикального перемещения вихря постепенно снижается, его объем сперва увеличивается, а затем в процессе отмирания уменьшается.

Если дно потока сложено подвижным материалом, то элементы турбулентной структуры потока оставляют на дне свой отпечаток в виде начальных структурных форм. Наличие последних в свою очередь приводит к тому, что области отрыва вихрей от дна и области их контакта при опускании оказываются приуроченными к определенным зонам дна, что способствует полному развитию русловых форм и пространственному «закреплению» восходящих и нисходящих вихрей. Подобное закрепление надо трактовать как вероятностное.

Наиболее мощные вихревые индивидуумы поднимаются от поверхности дна, обладая вертикальной пульсационной скоростью весьма редкой повторяемости $w_{макс}$. Как отмечено выше, в процессе перемещения индивидуумов вверх и затем вниз эта скорость снижается. В среднем абсолютное значение скорости вертикального перемещения рассматриваемых структур равно $k_1 w_{макс*}$, где $k_1 < 1$.

Время перемещения объема от дна к поверхности и обратно выразится зависимостью

$$t_в = \frac{k_2 2H}{k_1 w_{макс*}}, \qquad (2.175)$$

где k_2 — коэффициент, меньший единицы, учитывающий, что путь центра тяжести перемещающегося объема фактически несколько меньше $2H$; H — глубина потока, измеренная от поверхности до средней отметки дна.

Полагая, что горизонтальное перемещение вихревого объема можно характеризовать средней скоростью потока $v_{ср}$, получаем следующую зависимость для длины гряды:

$$l_г = v_{ср} t_в. \qquad (2.176)$$

Учитывая выражение (2.175), записываем

$$l_г = \frac{2Hv_{ср}}{k_0 w_{макс*}}, \qquad (2.177)$$

где $k_0 = \frac{k_1}{k_2}$.

Для установления приближенной зависимости между $w_{макс*}$ и средним абсолютным значением вертикальной составляющей пульсационной скорости w воспользуемся кривой равной вероятности. Принимая при этом $w_{макс}$, отвечающим w малой обеспеченности, записываем

$$w_{макс*} = nw. \qquad (2.178)$$

При изучении наносов целесообразно считать $n = 3 \div 4$. Возьмем среднее значение, т. е. $n = 3{,}5$, и применим следующую формулу для w:

$$w = \frac{v_{ср}}{\sqrt{N}}; \qquad (2.179)$$

здесь N — безразмерный параметр, зависящий от коэффициента Шези C.

Подставляя равенства (2.178) и (2.179) в формулу (2.177), находим

$$l_г = \frac{2H\sqrt{N}}{3{,}5k_0}. \qquad (2.180)$$

В таком виде формула была подвергнута проверке на большом натурном и экспериментальном материале, относящемся к различным условиям существования гряд. Одновременно было установлено численное значение коэффициента k_0. Использованы данные по грядам, полученные Н. М. Капитоновым на р. Дон в нижнем бьефе Цимлянской ГЭС, а также данные Ю. М. Корчохи по р. Пологметь, Н. М. Кулеминой по р. Днепр и Б. Ф. Снищенко по крупным рекам. Кроме того, были использованы данные лабораторных экспериментов З. Д. Копалиани [76].

Коэффициент корреляции между измеренными и вычисленными значениями $l_г$ оказался равным 0,88. Существенные отклонения от средней линии связи измеренных и вычисленных величин обнаруживают только отдельные точки.

Коэффициент k_0 в формуле (2.178) получен равным 1,3, поэтому формула может быть записана в виде

$$l_г = 0{,}44H\sqrt{N}. \qquad (2.181)$$

Ниже будет показано, что эта формула позволяет получить достаточно надежный результат для условий речных потоков.

3. РАСЧЕТ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ МУТНОСТИ ПО ВЕРТИКАЛИ И ТРАНСПОРТА ВЗВЕШЕННЫХ НАНОСОВ

3.1. Распределение мутности по вертикали

Общая закономерность распределения мутности по вертикали речного потока выражается экспоненциальной кривой, дающей убывание мутности от дна к поверхности потока. В большинстве случаев речное русло бывает полностью или частично сложено подвижными фракциями наносов, в том числе и взвешенными, участвующими в постоянном более или менее интенсивном процессе взаимообмена наносами потока и русла. При этом происходит насыщение потока за счет захвата донных наносов и его осветление при выпадении частиц на дно. Если в среднем имеет место равенство масс осаждающихся и взвешиваемых со дна наносов, то это означает, что процесс взвешивания стабилизировался. Полная стабилизация взвешивания наносов может наблюдаться только в равномерном установившемся потоке. При стабилизации процесса взвешивания форма кривой распределения (эпюры) мутности по длине потока не изменяется. Эпюра мутности, соответствующая сбалансированному взаимообмену наносами потока и русла, отражает состояние насыщения потока и может быть названа равновесной эпюрой мутности. Расход наносов при равновесной эпюре мутности является измерителем транспортирующей способности потока.

Вид равновесной эпюры, а вместе с тем и транспортирующая способность потока существенно зависят от крупности переносимых наносов. Эпюры распределения крупных наносов обнаруживают интенсивное убывание мутности от дна к поверхности потока, а эпюры мелких фракций отличаются малой кривизной и дают сравнительно небольшое убывание мутности от дна к поверхности (рис. 17).

Весьма существенное влияние на распределение мутности оказывают местные условия, например изменение глубины и скорости течения как по длине, так и по ширине потока; соответственно изменяются и формы эпюр мутности. От участка к участку может изменяться транспортирующая способность потока и его насыщенность наносами. Это также отражается на форме эпюр мутности: при их сравнительной оценке для одних и тех же гидравлических условий и того же состава наносов

обнаруживается, что при перегрузке потока наносами эпюра дает менее интенсивное убывание мутности к поверхности, чем при недогрузке, равновесная же эпюра занимает положение, промежуточное между ними (рис. 17).

Для получения представления об общей закономерности распределения мутности по вертикали речного потока необходимо анализировать осредненные для участков реки графики мутности и связывать получаемые осредненные кривые со средними значениями скорости, глубины, гранулометрического состава наносов, параметров шероховатости русла. Это в значительной мере исключает влияние местных условий, отражающихся на форме отдельных эпюр.

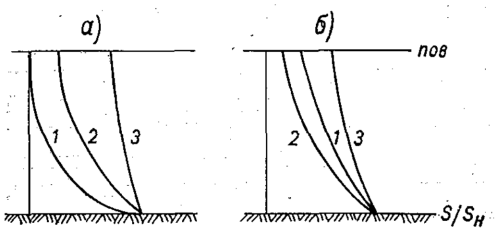


Рис. 17. Распределение безразмерной мутности $S/S_н$ по вертикали.

а) *1* — крупные наносы, *2* — средние наносы, *3* — мелкие наносы.

б) *1* — распределение мутности в потоке, насыщенном наносами; *2* — поток недогружен наносами; *3* — поток перегружен.

Как было показано выше, все теоретические модели взвесенесущего потока для условий сравнительно небольшой мутности, характерных почти для всех естественных потоков (за исключением селевых или приближающихся к ним по насыщенности), позволяют не учитывать обратное влияние взвешенных частиц на несущий их поток и взаимодействие этих частиц. Как указывалось, при этом условии диффузионная теория, которую мы используем ниже для построения расчетных зависимостей, дает хорошую оправдываемость при сравнении с фактическими экспериментальными и натурными данными.

С другой стороны, указанное условие позволяет изучать поведение в потоке отдельных фракций наносов, характеризующихся узкими диапазонами крупности, даже в том случае, если потоком транспортируются смеси нескольких фракций наносов с весьма большим общим диапазоном крупности. Принятое условие позволяет использовать метод суммирования частных мутностей, т. е. концентрации отдельных фракций, для получения общей мутности в точке.

Общую мутность в точке потока будем обозначать через S, а частную мутность некоторой i-той фракции — через s_i. Очевидно, что

$$S = \sum_{i=1}^{m} s_i, \tag{3.1}$$

где m — общее число транспортируемых потоком фракций наносов. Заметим, что процентное содержание α_i каждой фракции

при этом выразится соотношением

$$\alpha_i = 100\frac{s_i}{S}. \qquad (3.2)$$

При увеличении дробности разбивки наносов на фракции число членов суммы в формуле (3.1) возрастает, но зато соответственно уменьшается значение каждого члена суммы.

Ниже для мутности используются размерности, соответствующие международной системе единиц (СИ). Основным способом ее выражения принято отношение суммарной массы твердых взвешенных частиц m_S к общему объему смеси воды с наносами $V_{см}$; ее размерность будет

$$|S| = \left|\frac{m_S}{V_{см}}\right| = \text{кг/м}^3, \qquad (3.3)$$

где кг — килограмм-масса. В качестве дополнительного способа выражения мутности используется безразмерная величина S_v, являющаяся отношением объема твердых частиц v_S к объему заключающей их смеси $V_{см}$, т. е.

$$|S_v| = \left|\frac{v_S}{V_{см}}\right| = \frac{\text{м}^3 \text{ твердого вещ.}}{\text{м}^3 \text{ смеси}}. \qquad (3.4)$$

В системе Гидрометслужбы СССР и в других ведомствах у нас и за рубежом, а также во многих публикациях используется выражение мутности в г/м^3, где г — грамм-масса. В прежних публикациях граммы характеризовали весовое количество наносов. Обозначая такое выражение мутности через S_*, запишем

$$|S_*| = \left|\frac{\rho_S}{V_{см}}\right| = \frac{\text{г (вес)}}{\text{м}^3}. \qquad (3.5)$$

В настоящей книге это выражение не используется.

В формулах (3.3)—(3.5) дана общая мутность. Совершенно очевидно, что и для частной мутности применяется та же размерность, причем используются обозначения s_i, $s_{i\,v}$ и s_{i*}.

Величины S и S_* численно равны. Переход от S_v к S осуществляется по соотношениям:

$$\left.\begin{aligned} S\frac{\text{кг}}{\text{м}^3} &= S_v\frac{\text{м}^3}{\text{м}^3}\rho_S\frac{\text{кг}}{\text{м}^3}, \\ S &= \rho_S S_v \frac{\text{кг}}{\text{м}^3} \end{aligned}\right\} \qquad (3.6)$$

и

$$\left.\begin{aligned} S\frac{\text{г}}{\text{м}^3} &= S_v\frac{\text{м}^3}{\text{м}^3}\rho_S\frac{\text{кг}}{\text{м}^3}\cdot 10^3, \\ S &= \rho_S S_v \cdot 10^3 \frac{\text{г}}{\text{м}^3}, \end{aligned}\right\} \qquad (3.7)$$

где ρ_S — плотность частиц наносов.

На рис. 18 изображены эпюры мутности, полученные по измерениям на р. Полометь. Измерения выполнялись К. В. Разумихиной [132] по продольным профилям, совпадавшим с продольными осями гряд. На рис. 18 *а* представлены эпюры общей мутности на вертикалях, расположенных над различными элементами донной гряды: ее подвальем, гребнем и двумя точками тыльного ската. Как видим, на сравнительно коротком участке

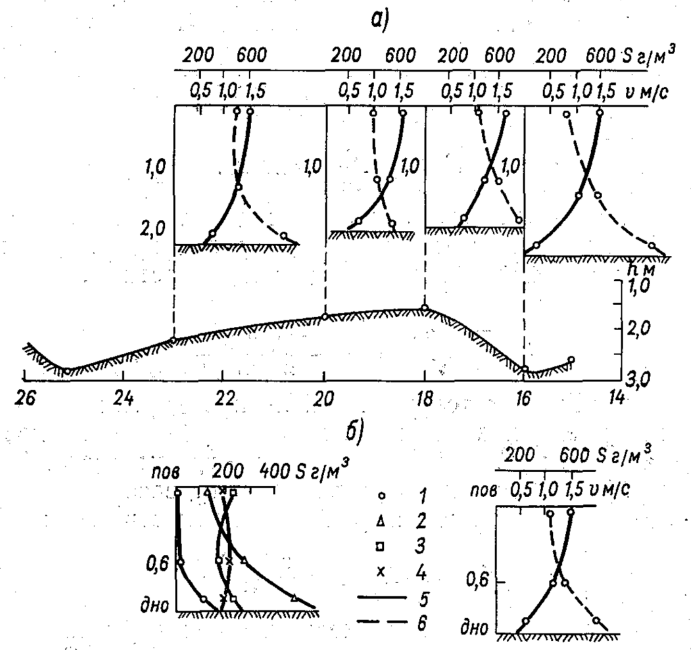


Рис. 18. Распределение мутности над донной грядой на р. Полометь.

а — эпюры общей мутности над элементами гряды, *б* — осредненные эпюры над всей грядой. Фракции: *1*) 1—0,5 мм, *2*) 0,5—0,1 мм, *3*) 0,1—0,01 мм, *4*) <0,01 мм; *5*) скорость, *6*) общая мутность.

вдоль потока происходит весьма существенное перераспределение мутности, обусловленное как изменением глубин и средней скорости течения вдоль потока, так и особенностями обтекания гряды и распределением над ней пульсационных вихревых токов. На рис. 18 *б* изображены осредненные по всем четырем вертикалям эпюры общей мутности и скорости (справа), а также осредненные по вертикалям эпюры частных значений мутности для четырех фракций с общим диапазоном крупности от 0 до 1,00 мм (см. условные обозначения на рис. 18). На осредненных эпюрах глубины показаны в относительных единицах

$$\tilde{y} = \frac{y}{H}, \qquad (3.8)$$

где y — координата, отсчитываемая от поверхности потока и направленная по вертикали вниз; H — общая глубина вертикали или же среднее значение глубины на четырех вертикалях.

На том же рисунке слева внизу изображены осредненные по всем четырем вертикалям эпюры частных значений мутности для четырех фракций наносов. В сумме частные значения мутности в каждой точке дают общую мутность, эпюра которой представлена справа (о ней мы уже говорили).

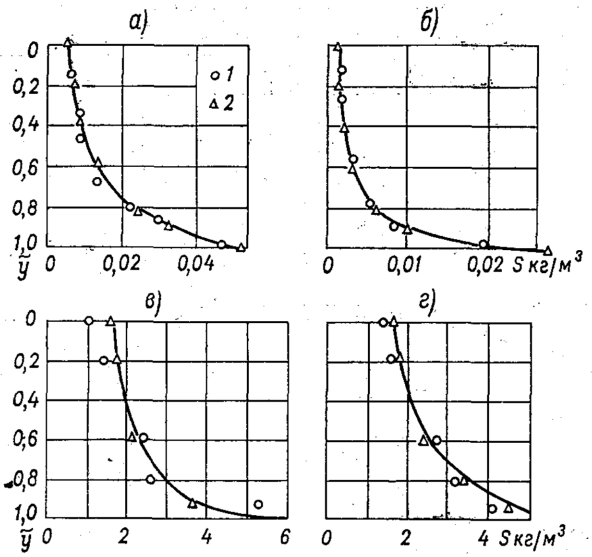


Рис. 19. Распределение общей мутности по вертикали в реках.

а — р. Волга у г. Сормово (натурные точки получены путем осреднения данных измерений на 15 вертикалях); *б* — р. Волга, участок выше г. Костромы (натурные точки получены путем осреднения данных измерений на 43 вертикалях); *в* и *г* — р. Амударья (одиночные вертикали). *1* — по измерениям; *2* — на основании расчета.

На рис. 19 изображены эпюры общей мутности, полученные по данным измерений на р. Волге (до зарегулирования) и на р. Амударье. Два верхних графика представляют собой осредненные эпюры по многим вертикалям, расположенным на сравнительно коротких участках р. Волги. Нижние графики построены по данным измерений на отдельных вертикалях р. Амударьи.

Все изображенные на рисунке осредненные эпюры общей мутности, а также отдельные эпюры для Амударьи, обладающей высокой транспортирующей способностью и переносящей весьма мелкие наносы, обнаруживают плавное монотонное убывание S от дна к поверхности потока. Осредненные эпюры частной

мутности дают менее плавную картину распределения s_i, что связано как с определенными неточностями натурного измерения гранулометрического состава взвешенных наносов, так и с пульсацией мутности, которая отражается в большей мере на величинах s_i, чем на S, поскольку при суммировании нескольких s_i сглаживаются случайные отклонения пульсации и влияние ошибок.

Перейдем к рассмотрению теоретического вывода уравнения распределения мутности по вертикали. Запишем уравнение турбулентной диффузии для случая установившегося равномерного течения, характеризующегося отсутствием поперечных составляющих осредненной скорости v_z и v_y, и для случая стационарного и неизменного по длине потока x и его ширине z распределения мутности. Это уравнение применительно к частной мутности s_i, выражающей содержание в воде наносов i-той фракции, имеет вид

$$\frac{1}{\rho} \cdot \frac{d}{dy}\left(A \frac{ds_i}{dy}\right) - u_i \frac{ds_i}{dy} = 0, \tag{3.9}$$

где u_i — гидравлическая крупность рассматриваемой фракции наносов.

Профиль мутности (эпюру мутности) находим двухкратным интегрированием уравнения (3.9). После первого интегрирования получаем

$$\frac{A}{\rho} \frac{ds_i}{dy} = u_i s_i + \varphi_1, \tag{3.10}$$

где φ_1 — произвольная функция интегрирования. Для определения φ_1 используем граничные условия у свободной поверхности. При $y = 0$

$$\frac{A_0}{\rho}\left(\frac{ds_i}{dy}\right)_0 - u_i s_{0i} = 0. \tag{3.11}$$

Индексом «0» помечены величины на граничной поверхности потока. Это условие показывает, что перенос взвешенных частиц через свободную поверхность потока отсутствует. Записывая уравнение (3.10) для граничной точки вертикали $y = 0$, получаем $\varphi_1 = 0$. Поэтому уравнение (3.10) можно написать в виде

$$\frac{ds_i}{s_i} = \frac{\rho u_i}{A} dy. \tag{3.12}$$

Используем далее следующую формулу коэффициента турбулентного обмена, упоминавшуюся выше в разделе, посвященном вопросам речной гидравлики:

$$A = \frac{\rho g H v}{MC} = \frac{\rho g H v_0}{MC} \sqrt{1 - P \frac{y^2}{H^2}}. \tag{3.13}$$

Здесь в первой записи формулы фигурирует переменная по вертикали скорость v. Во второй записи зависимость скорости от y

представлена согласно эллиптической формуле. Через v_0 обозначена скорость у поверхности потока, а через P — безразмерный параметр, определяемый зависимостью

$$P=\frac{Mv_{ср}^2}{Cv_0^2}, \tag{3.14}$$

где, как и в формуле (3.13), M — параметр, имеющий размерность корня квадратного из ускорения и зависящий от коэффициента Шези C. Безразмерный параметр P может быть выражен также приближенной формулой в зависимости только от C. Эмпирические формулы M и P имеют следующий вид:

при $10 \leqslant C \leqslant 60$

$$M=0{,}7C+6, \tag{3.15}$$

$$P=0{,}57+\frac{3{,}3}{C}; \tag{3.16}$$

при $60 \leqslant C \leqslant 90$

$$M=48=\text{const}, \tag{3.17}$$

$$P=0{,}022\,2C-0{,}000\,197C^2. \tag{3.18}$$

Для приближенных вычислений M можно применять соотношения (3.15), (3.17) и за пределами, указанными выше. Так, при $C<10$ для вычисления M можно пользоваться зависимостью (3.15), а при $C>90$ принимать $M=48$.

Используя безразмерную координату $\tilde{y}=\frac{y}{H}$ и подставляя зависимость (3.13) в уравнение (3.12), напишем

$$\frac{ds_i}{s_i}-\frac{MCu_i}{gv_0}\cdot\frac{d\tilde{y}}{\sqrt{1-Py^2}}=0. \tag{3.19}$$

Интегрируя, получаем

$$\ln s_i-\frac{MCu_i}{gv_0\sqrt{P}}\arcsin\left(\tilde{y}\sqrt{P}\right)+c_1=0. \tag{3.20}$$

Произвольная постоянная интегрирования c_1 определяется из граничного условия у дна: при $\tilde{y}=1$ мутность $s_i=s_{Hi}$, т. е. имеем

$$c_1=\ln s_{Hi}+\frac{MCu_i}{gv_0\sqrt{P}}\arcsin\sqrt{P}. \tag{3.21}$$

Подставив это равенство в уравнение (3.20), заменив величину P, согласно формуле (3.14), и введя функцию

$$\beta\left(\tilde{y}\right)=\arcsin\sqrt{P}-\arcsin\left(\tilde{y}\sqrt{P}\right), \tag{3.22}$$

получаем следующую запись искомого уравнения:

$$\ln \frac{s_i}{s_{Hi}} = -\frac{u_i C \sqrt{MC}}{g v_{ср}} \beta\left(\widetilde{y}\right) \tag{3.23}$$

или

$$s_i = s_{Hi} e^{-a G_i \beta\left(\widetilde{y}\right)}, \tag{3.24}$$

где принято:

$$a = \frac{C\sqrt{MC}}{g}, \tag{3.25}$$

$$G_i = \frac{u_i}{v_{ср}}. \tag{3.26}$$

Величина G_i является безразмерным характеристическим числом, выражающим одно из условий подобия взвешивания наносов *i*-той фракции в потоке. Это число может быть отнесено и к многофракционным наносам при использовании средневзвешенного, медианного или какого-либо другого репрезентативного значения гидравлической крупности смеси наносов. В общем виде оно записывается так:

$$G = \frac{U}{v_{ср}}. \tag{3.27}$$

Критериальное число G получено А. В. Караушевым [53] теоретически при анализе уравнения турбулентной диффузии, приведенного к безразмерному виду. Заметим, что одновременно И. И. Леви [85] на основе анализа условий взвешивания частиц в турбулентном потоке получил критерий $v_{ср}/U$, т. е. число, обратное G.

Формула (3.24) выведена Караушевым в 1948 г.; проверка на натурном материале обнаружила полную пригодность формулы для практического применения. Расчет распределения общей мутности многофракционных наносов выполняется путем суммирования частных значений для точек вертикали, т. е. сложением частных эпюр

$$S\left(\widetilde{y}\right) = \sum_{i=1}^{m} s_i\left(\widetilde{y}\right), \tag{3.28}$$

где m — число всех взвешенных в потоке фракций наносов. Функция $\widetilde{s_i}(y)$ вычисляется по формуле (3.24).

На рис. 17 и 18 представлено сравнение эпюр частной мутности $s_i(\widetilde{y})$ и общей мутности $S(y)$, построенных по данным измерений и по расчету, выполненному по формулам (3.24) и (3.28). Как видим, соответствие кривых, полученных по измерениям и по вычислениям, достаточно хорошее.

В 1931 г. В. М. Маккавеевым при использовании предположения о постоянстве коэффициента турбулентного обмена A по вертикали была получена формула профиля мутности следующего вида:

$$s = s_H e^{-\frac{2mCu}{gv_{ср}}(1-\tilde{y})}, \qquad (3.29)$$

где m — параметр параболы Базена (формулы вертикального распределения скорости); по Буссинеску $m = 24 = \text{const}$. Более правильным является принятие переменного значения m. Наши определения показали, что

$$m = \frac{M}{2}. \qquad (3.30)$$

Содержащаяся здесь величина M находится по формуле (3.15) или (3.17).

Сравнение формул (3.24) и (3.29) между собой показывает относительно небольшое расхождение получаемых по ним графиков распределения мутности. Формула (3.24) обнаруживает все же бóльшую кривизну эпюры мутности, что подтверждается и натурными данными. Тем не менее следует считать формулу (3.29) пригодной для приближенных расчетов распределения мутности в речных потоках. В настоящей книге используется в основном формула (3.24) как более точная.

В целях упрощения практического применения формулы (3.24) построена расчетная номограмма функции $\beta(\tilde{y})$. При этом учтено, что формула может быть отнесена и к случаю распределения мутности по вертикальному диаметру горизонтальной трубы с осесимметричным течением. При расположении начала координат на оси трубы будем получать положительные значения $\tilde{y}$ вниз от оси и отрицательные — вверх от нее. На нижней и на верхней границах потока будем иметь соответственно $\tilde{y} = 1$ и $\tilde{y} = -1$, полагая, что в данном случае

$$\tilde{y} = \frac{y}{r}, \qquad (3.31)$$

где r — радиус трубы.

Ниже будет показано, как формула (3.24) может использоваться для описания эпюры мутности в речном потоке, покрытом льдом.

Номограмма функции $\beta(\tilde{y})$ для всех величин $\tilde{y}$ от -1 до $+1$ при ряде значений C изображена на рис. 20.

При решении практических задач, относящихся, в частности, к учету мутности водных масс при оценке их качества применительно к различным условиям водопользования, возникает задача

оценки средней мутности водных масс в потоке. В первую очередь при этом оказывается необходимым определить среднюю по вертикали мутность. Говоря о мутности как одном из показателей качества воды, надо учитывать, что в зависимости от поставленной задачи средняя мутность водных масс должна

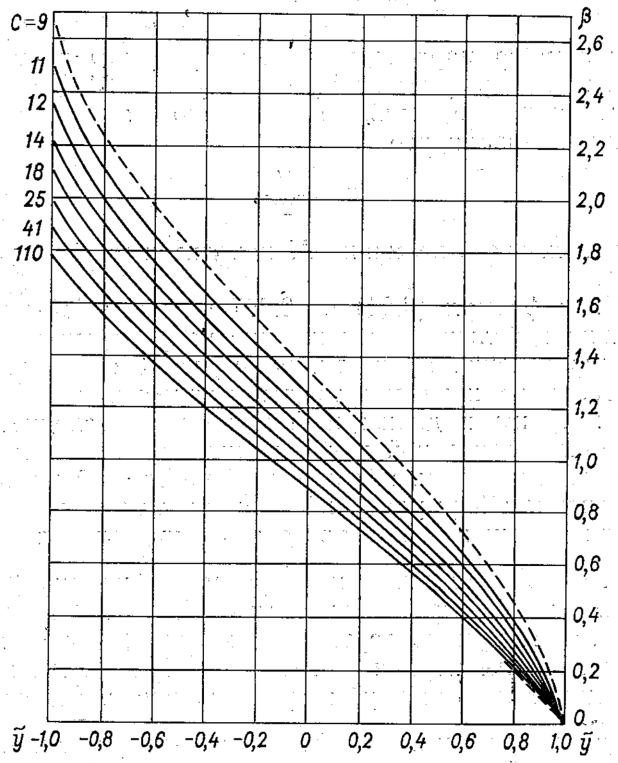


Рис. 20. Графики функции $\beta(\tilde{y})$ для расчета распределения мутности по вертикали открытого потока $(0<\tilde{y}<1)$ и по вертикальному диаметру трубы $(-1<\tilde{y}<1)$.

оцениваться по-разному. Следует различать среднюю расходную мутность и среднюю субстанциальную мутность. Размерность этих величин одинакова.

Средняя расходная мутность получается в результате осреднения мутности по вертикали или по сечению потока с учетом веса скоростей течения в точках измерения (или вычисления) мутности. Средняя расходная мутность всего потока выражает концентрацию наносов в секундном объеме потока (в объеме секундного расхода); она является характеристикой секундного переноса наносов (расхода наносов P_S) через фиксированный

створ. Величина P_S вычисляется как произведение средней расходной мутности на расход воды. Средняя по вертикали расходная мутность является характеристикой переноса наносов через вертикаль. Умножение средней по вертикали расходной мутности на элементарный расход воды дает элементарный расход наносов.

Средняя субстанциальная мутность получается в результате пространственного осреднения мутности: ее осреднения по площади или по вертикали, но без учета веса скоростей течения. Соответственно будем иметь среднюю субстанциальную мутность участка реки, среднюю субстанциальную мутность поперечного сечения потока (эту величину будем именовать средней субстанциальной мутностью потока) и среднюю по вертикали субстанциальную мутность.

Как видим, понятия расходной и субстанциальной мутности вводятся при осреднении этой величины и целиком определяются способом осреднения. Поэтому ясно, что когда речь идет о мутности в отдельных точках потока, мы будем иметь дело с одной единственной величиной, выражающей мутность воды в точке, как параметр ее качества, характеризующий плотность взвесенесущего потока в точке, а при умножении на скорость течения в той же точке потока — с единичным расходом наносов.

В настоящей книге, как это вообще принято в гидрологии, средняя расходная мутность будет именоваться средней мутностью потока. Общую среднюю мутность будем обозначать через $S_{ср}$, а частную — через $s_{ср\,i}$. Для средней субстанциальной мутности всегда будем использовать ее полное наименование. Общую среднюю субстанциальную мутность будем обозначать через $S_{ср.\,с}$, а частную — $s_{ср.\,с\,i}$.

При определении выноса рекой наносов в море, озеро или водохранилище, а также при оценке качества воды всего речного стока, поступающего в водоем или полностью используемого для хозяйственных целей (водоснабжение, орошение и т. п.), необходимо рассматривать среднюю мутность потока (расходную). При оценке качества воды в створе водозабора, отбирающего некоторую долю речного стока, следует пользоваться средней субстанциальной мутностью в сечении реки или соответственно на той или иной вертикали в зависимости от расположения водозабора. При детальных расчетах качества воды, поступающей в водозаборы, следует пользоваться данными, характеризующими мутность водных масс в той точке сечения потока, в которой установлен водозабор.

Ниже мы увидим, что при решении практических задач во многих случаях вместо средней субстанциальной мутности можно использовать среднюю расходную мутность, и наоборот. Это обусловлено тем, что численные значения этих величин часто оказываются очень близкими, а точность измерения мутности в реках вообще невелика. Тем не менее не следует забывать

о принципиальном различии этих величин и о возможных случаях их существенного несовпадения. Способ перехода от $S_{ср}$ к $S_{ср.\,с}$ и обратно будет рассмотрен в следующем разделе.

Чтобы получить среднюю по вертикали частную субстанциальную мутность водных масс, необходимо проинтегрировать уравнение вертикального распределения мутности от поверхности до дна потока и разделить интеграл на глубину вертикали H. Используя уравнение (3.24), выполняем указанные операции

$$s_{ср.\,ci}=\frac{s_{Hi}}{H}\int_0^H e^{-aG_i\beta\left(\frac{y}{H}\right)}dy. \qquad (3.32)$$

Учитывая выражение функции $\beta\left(\frac{y}{H}\right)$ по формуле (3.22), записываем

$$s_{ср.\,ci}=\frac{s_{Hi}}{H}e^{-aG_i \arcsin\sqrt{P}}\int_0^H e^{aG_i \arcsin\left(\sqrt{P}\frac{y}{H}\right)}dy. \qquad (3.33)$$

После интегрирования и преобразований получаем

$$s_{ср.\,ci}=s_{Hi}f_i, \qquad (3.34)$$

где f_i — функция коэффициента Шези C и безразмерной величины G_i, а именно

$$f_i=1-\frac{aG_i\left(aG_i\sqrt{P}-\sqrt{1-P}-e^{-aG_i \arcsin\sqrt{P}}\right)}{\sqrt{P}\left(a^2G_i^2+1\right)}. \qquad (3.35)$$

Содержащиеся здесь величины a, G_i и P вычисляются соответственно по формулам (3.25), (3.26), (3.16) и (3.18). Для упрощения расчетов на рис. 21 даны графики функции $f_i(C, G)$, построенные для всей области наиболее часто встречающихся значений аргументов C и G. Для промежуточных значений C функцию f_i следует получать по интерполяции между кривыми.

Остановимся на вопросе о вычислении общей средней по вертикали субстанциальной мутности $S_{ср.\,с}$. Для этого надо знать процентное содержание отдельных фракций в общей массе содержащихся в потоке наносов. Гранулометрический состав транспортируемых наносов, т. е. состав наносов в объеме секундного расхода потока, и наносов, содержащихся в контрольном объеме потока, охватывающем все его поперечное сечение и имеющем в направлении течения размер 1 м, принципиально должен различаться. Однако простейшие расчеты показывают, что это различие не может быть значительным и в общем случае вполне укладывается в границы ошибок, допускаемых при определении гранулометрии транспортируемых наносов. Учитывая сказанное, будем считать, что измерения гранулометрического состава наносов, выполняемые обычными, принятыми на

гидрологической сети Гидрометслужбы СССР методами, предусматривающими, в частности, осреднение проб по всему сечению реки, могут использоваться для оценки частных значений как средней субстанциальной, так и средней расходной мутности. Заметим, что те же характеристики гранулометрического

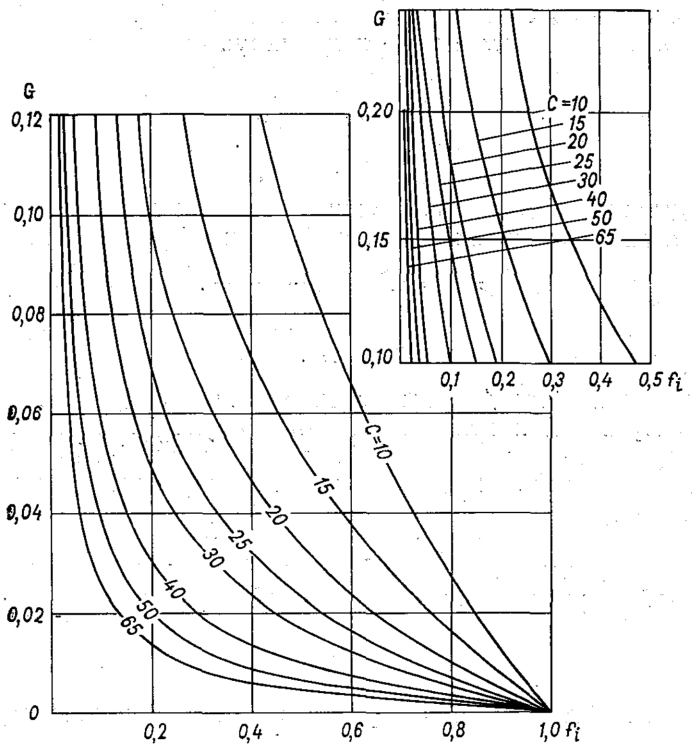


Рис. 21. График функции $f_i(C, G)$.

состава наносов во многих случаях мы вынуждены относить и к отдельным вертикалям ввиду отсутствия других данных.

Обозначим через α_{cpi} процентное содержание i-той фракции в составе транспортируемых потоком наносов. Согласно принятому условию напишем:

$$\left.\begin{aligned} S_{cpi} &\approx \frac{\alpha_{cpi}}{100} S_{cp}, \\ S_{cp.\,ci} &\approx \frac{\alpha_{cpi}}{100} S_{cp.\,c}. \end{aligned}\right\} \qquad (3.36)$$

В дальнейшем изложении знак приближенности равенства будем опускать.

Общая средняя субстанциальная мутность выразится суммой

$$S_{\text{ср. с}} = \sum_{i=1}^{m} s_{\text{ср. с}i}, \tag{3.37}$$

где $s_{\text{ср. с}i}$ вычисляется по формуле (3.34). Величину $S_{\text{ср. с}}$ можно представить и в другом виде, более удобном для вычислений, связав $S_{\text{ср. с}}$ с общей донной мутностью S_H. Записывая формулу (3.34) относительно s_{Hi} и суммируя частные значения донной мутности по всем фракциям, получаем

$$S_H = \sum_{i=1}^{m} \frac{s_{\text{ср. с}i}}{f_i}. \tag{3.38}$$

Подставляя сюда выражение $s_{\text{ср. с}i}$ согласно зависимости (3.36) и разрешая уравнение относительно $S_{\text{ср. с}}$, находим

$$S_{\text{ср. с}} = S_H \frac{1}{\sum_{i=1}^{m} \frac{\alpha_{\text{ср}i}}{100 f_i}}. \tag{3.39}$$

Отсюда видно, что для вычисления общей средней субстанциальной мутности необходимо знать гранулометрический состав транспортируемых наносов и донную мутность S_H. Вопрос о вычислении этой последней величины рассматривается ниже, в следующем разделе.

Соотношение между значениями средней субстанциальной и средней расходной мутности $S_{\text{ср}}$ будет дано ниже, после вывода расчетной формулы для $S_{\text{ср}}$ при рассмотрении транспортирующей способности потока.

3.2. Взаимообмен потока и русла наносами, донная мутность

Во вводной главе настоящей книги кратко рассматривался вопрос о взаимодействии потока и русла и указывалось, что одной из важнейших форм этого взаимодействия является взаимообмен потока и русла наносами. Взаимообмен наносами заключается в постоянно наблюдающемся осаждении частиц наносов на дно и взмыве их с его поверхности. Процесс может быть сбалансированным, когда количество наносов, выпадающих из потока, равно количеству наносов, взмытых с поверхности русла. Несбалансированный обмен имеет место как при дефиците наносов в потоке, когда наблюдается размыв русла, так и при их избытке, когда происходит намыв (заиление) русла.

Взаимообмен наносами в русловых потоках обусловлен турбулентностью потока, в первую очередь восходящими и нисходящими пульсационными токами, и зависит от параметров перемещаемых наносов — их гидравлической крупности и начальной

скорости влечения частиц. При гладкой форме русла области восходящих и нисходящих пульсационных токов (вихрей) располагаются беспорядочно над его поверхностью, непрерывно сменяя друг друга. Вследствие этого дно потока представляет собой поле быстро чередующихся зон взмыва и осаждения наносов. При грядовой форме русла области восходящих и нисходящих вихрей у дна довольно определенно разграничены. В соответствии с этим разграничены и области преобладающего взмыва и осаждения наносов. Взмыв наносов приурочен к тыльному склону гряды, а осаждение — к ее фронтальному склону и подвалью. Аналогичную картину можно наблюдать и на других, более крупных морфологических образованиях русла. Этим объясняется тот факт, что даже при сбалансированном обмене наносами потока и русла происходит деформация дна, заключающаяся в перемещении русловых аккумулятивных образований, т. е. имеют место частные сбалансированные деформации дна, которое в среднем характеризуется равновесным состоянием. При несбалансированном взаимообмене в рассматриваемом случае снижение средней высотной отметки русла будет происходить за счет преобладания размывов на тыльных склонах гряд над отложением наносов в подвальях или же будет иметь место общее поднятие русла за счет преобладания аккумуляции в подвальях гряд над эрозией их тыльных склонов. Движение гряд при этом не прекращается, хотя форма гряд должна быть, по-видимому, несколько иной, чем в случае сбалансированного обмена наносами.

Верхний слой наносов, покрывающих русло, характеризующийся взаимообменом частицами наносов с потоком, именуется, как отмечалось выше, активным слоем русла, а наносы, составляющие этот слой,— донными наносами. Нередко в составе наносов активного слоя русла присутствуют крупные частицы, которые могут передвигаться в потоке лишь в периоды очень высокой водности или же вообще оказываются неподвижными.

Подвижные наносы активного слоя могут быть разделены на категории в зависимости от их поведения в потоке. Критериями, на основании которых выполняется это деление, являются соотношения между гидравлической крупностью частицы u и параметрами пульсации w и $w_{макс}$ вертикальной составляющей скорости, а также между начальной скоростью влечения частицы $v_{нач}$ и средней скоростью потока $v_{ср}$.

К категории I относятся частицы наносов, гидравлическая крупность u которых меньше w, т. е. среднего абсолютного значения вертикальной составляющей пульсационной скорости ($u < w$). Эти наносы переносятся сравнительно устойчиво во взвешенном состоянии и могут проходить в потоке без остановки сравнительно большие пути.

К категорию II составляют частицы наносов, имеющие гидравлическую крупность, заключенную в пределах $w < u <$

$< w_{макс}$. Наносы этой категории переносятся в неустойчивом взвешенном состоянии и путем сальтации. С поверхности дна они увлекаются при прохождении интенсивных вихрей, сопровождающихся мощными вертикальными пульсационными токами. На пути от дна к поверхности эти наносы постепенно выпадают, хотя отдельные частицы могут достигать даже поверхности потока. В придонном слое наносы этой категории сальтируют, а при снижении пульсирующей продольной скорости — перекатываются по дну.

К категории III принадлежат частицы, крупность которых удовлетворяет неравенствам $u \geqslant w_{макс}$, а $v_{нач} < v_{ср}$. Наносы не взвешиваются, они транспортируются в придонном слое потока путем скольжения, перекатывания и сальтации. Эта категория соответствует влекомым наносам в собственном смысле слова.

Категорию IV составляют неподвижные наносы донных отложений; их начальная скорость удовлетворяет неравенству $v_{нач} \geqslant v_{ср}$.

Наносы, формирующие верхний активный слой русла и находящиеся во взаимодействии с потоком, т. е. донные наносы, состоят из частиц всех указанных выше четырех категорий. В составе донных наносов процентное содержание частиц категорий I—III иное, чем в составе транспортируемых наносов. Очевидно, что гранулометрический состав донных наносов всегда будет характеризоваться сравнительно бо́льшим содержанием крупных частиц и меньшим содержанием мелких частиц, чем состав транспортируемых наносов.

При изменениях гидравлических элементов речного потока во времени, по длине реки или по ширине наносы одинаковых размеров могут перемещаться по-разному, т. е. могут менять свою принадлежность к той или иной категории. Это значит, что рассмотренную классификацию наносов следует применять для отдельных участков речного потока и определенных фаз гидрологического режима, характеризующихся конкретными значениями гидравлических элементов.

Для количественной характеристики условий взаимообмена наносами потока и русла, оценки некоторых параметров транспорта наносов и устойчивости русла может быть использована следующая система русловых коэффициентов: 1) коэффициент активности донных отложений μ_a, выражающий возможную степень участия донных наносов в процессе взаимообмена с потоком и формирования общего транспорта наносов, как взвешенных, так и влекомых, при данном гидравлическом режиме; 2) коэффициент взвешивания $\mu_в$, показывающий ту долю донных наносов, которая при определенном режиме потока может переходить во взвешенное состояние; 3) коэффициент устойчивого взвешивания $\mu_{ув}$, выражающий долю наиболее мелких фракций донных наносов, которые при взаимообмене с потоком способны

сравнительно устойчиво поддерживаться во взвешенном состоянии.

Перечисленные коэффициенты находятся по данным гранулометрического анализа донных наносов для конкретных гидравлических условий потока. Способ определения русловых коэффициентов для наглядности покажем на дифференциальном графике гранулометрического состава донных наносов. Заметим, что аналогичные построения могут быть выполнены и при использовании интегральной кривой состава донных наносов.

Построив дифференциальную кривую гранулометрического состава донных наносов (рис. 22), вычисляют для конкретного

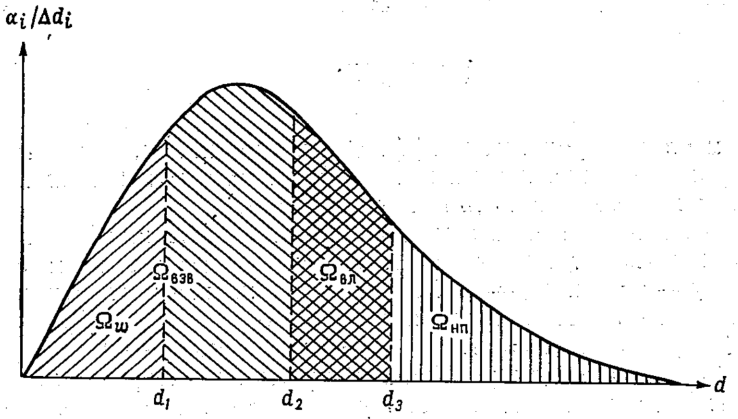


Рис. 22. Дифференциальный график состава наносов.

режима потока величины w и $w_{макс}$ по формулам, приведенным в соответствующих разделах. Определяют, какие значения диаметра частиц соответствуют указанным величинам. Полагая, что $w = u$, находят по шкале гидравлической крупности соответствующее значение диаметра частицы, т. е. d_1. Таким же образом определяют величину d_2 по предельному условию взвешивания $u_{пред} = w_{макс}$. Величине $u_{пред}$ отвечает d_2. Откладывая на абсциссе дифференциального графика состава наносов значения d_1 и d_2 и проводя вертикальные линии, получают слева от этих линий соответственно площади графика Ω_w и $\Omega_{взв}$.

Далее необходимо найти границу d_3, отвечающую наибольшей крупности влекомых наносов. Для этой цели используем следующую, упоминавшуюся выше, формулу начальной скорости влечения:

$$v_{нач} = u\sqrt{\frac{jf_0N}{\alpha^2N + jf_0}} \qquad (3.40)$$

(обозначения см. в разделе 2.3).

Заменяя здесь $v_{нач}$ средней скоростью потока $v_{ср}$, определяют величину d, отвечающую предельной крупности передвигаемых

частиц, т. е. величину d_3. Нанеся на график границу d_3, получаем справа от нее неподвижные наносы, а слева — влекомые и взвешенные.

Вся площадь графика $\Omega_{общ}$ равна 100%; площади $\Omega_{взв}$, $\Omega_{вл}$ и $\Omega_{нш}$, выраженные в процентах, в сумме дают 100%. Для вычисления русловых коэффициентов имеем следующие зависимости:

$$\left.\begin{aligned} \mu_a &= \frac{\Omega_{взв} + \Omega_{вл}}{\Omega_{общ}}, \\ \mu_{взв} &= \frac{\Omega_{взв}}{\Omega_{общ}}, \\ \mu_{ув} &= \frac{\Omega_w}{\Omega_{общ}}. \end{aligned}\right\} \qquad (3.41)$$

Чем ближе русловые коэффициенты к единице, тем интенсивнее процесс взаимообмена потока и русла, тем в большей мере русло может подпитывать поток наносами.

Весьма неблагоприятные условия в отношении размывов русла возникают при $\mu_{ув} = 1$. Очевидно, что в этом случае также $\mu_{взв} = 1$ и $\mu_a = 1$. Менее подверженным размыву, хотя еще и очень неустойчивым, является русло при коэффициентах $\mu_{ув} < 1$, $\mu_{взв} = 1$, $\mu_a = 1$, а более устойчивым — при $\mu_{ув} \ll 1$, $\mu_{взв} < 1$, $\mu_a = 1$. Для устойчивых русел характерны значения $\mu_a < 1$. В дальнейшем полезно установить зависимость степени устойчивости русла к размыву от численных значений μ_a, изменяющихся в пределах $0 < \mu_\alpha < 1$. Русла, проложенные в очень крупном обломочном материале или в скальных породах, характеризуются $\mu_a = 0$.

По русловым коэффициентам можно получить характеристику содержания различных категорий наносов в активном слое русла и составить представление о подвижности донных наносов. Русловые коэффициенты изменяются при изменении расходов воды в реке, отражая изменения и степень подвижности донных наносов. В табл. 9 приведены характерные значения русловых коэффициентов для рек ЕТС и показана их зависимость от обеспеченности расходов воды.

В речной гидротехнике для оценки устойчивости русла в течение многих лет применялось так называемое число В. М. Лохтина, записываемое в виде

$$\varphi_л = \frac{d}{\Delta}, \qquad (3.42)$$

где d — средняя крупность донных наносов в миллиметрах; Δ — падение в метрах на километр длины рассматриваемого участка реки.

Таблица 9

Изменение подвижности донных наносов при изменениях расходов воды в реке (осредненные данные по нескольким равнинным рекам Европейской территории СССР)

Обеспеченность расхода воды, %	Содержание наносов разных категорий в составе активного слоя русла			
	доля устойчиво взвешиваемых наносов $\mu_{ув}$	доля неустойчиво взвешиваемых наносов $\mu_{взв}-\mu_{ув}$	доля влекомых наносов $\mu_a-\mu_{взв}$	доля неподвижных наносов $1-\mu_a$
Ср. макс.	0,76	0,19	0,04	0,01
8	0,58	0,32	0,07	0,03
25	0,46	0,39	0,12	0,03
50	0,40	0,38	0,16	0,06
75	0,37	0,37	0,16	0,10
97	0,32	0,33	0,15	0,20

М. А. Великанов показал несовершенство числа Лохтина и предложил следующий критерий устойчивости русла:

$$\varphi_{в1}=\frac{v_{ср}^2}{gd}, \qquad (3.43)$$

в котором $v_{ср}$ — средняя скорость течения, м/с; d — средняя крупность донных отложений, метры; g — ускорение свободного падения.

В работе Великанова [18] имеется иной вариант критерия устойчивости русла, а именно

$$\varphi_{в2}=\frac{v_{ср}^2}{gd}-\left(15+\frac{6}{d}\right). \qquad (3.44)$$

Как видим, здесь учитывается формула начальной скорости влечения, предложенная Великановым и Бочковым. Коэффициент $\varphi_{в2}$ возрастает с уменьшением устойчивости русла. Великанов приводит графики изменения $\varphi_{в2}$ во времени в зависимости от расходов воды для рек Амударьи, Волги и Дзорагет. Наибольшие значения $\varphi_{в2}$ получены для р. Амударьи (50—2500), наименьшие для р. Дзорагет (100—300). Большие значения $\varphi_{в2}$ относятся к периодам паводков и половодий, а малые — к межени.

Представляет интерес сравнение параметров устойчивости русла, предложенных Караушевым и Великановым. Такая работа проведена Г. А. Петуховой. Для сравнения она выбрала наиболее чувствительный к гидрологическому режиму параметр Караушева $\mu_{ув}$ и критерий Великанова $\varphi_{в2}$ (рис. 23). Рисунок показывает, что между рассматриваемыми величинами имеется довольно тесная связь. По-видимому, оба критерия пригодны для оценки устойчивости русла, однако предпочтение должно быть отдано коэффициенту $\mu_{ув}$, поскольку при его определении

полностью учитывается состав наносов, а не только их средняя крупность, как в критерии $\varphi_{в2}$. Петухова пришла к выводу, что по степени устойчивости при руслоформирующих расходах грунты активного слоя русла можно подразделить на следующие три группы, используя в качестве критериев параметры $\mu_{ув}$ и $\varphi_{в2}$:

I — слабо подвижные $0 < \mu_{ув} < 0{,}5 \quad 0 < \varphi_{в2} < 100$;

II — подвижные $0{,}5 < \mu_{ув} < 0{,}9; \quad 100 < \varphi_{в2} < 500$;

III — весьма подвижные $0{,}9 < \mu_{ув} < 1{,}0; \quad \varphi_{в2} > 500$.

Это подразделение грунтов носит до некоторой степени условный характер и должно быть в дальнейшем уточнено.

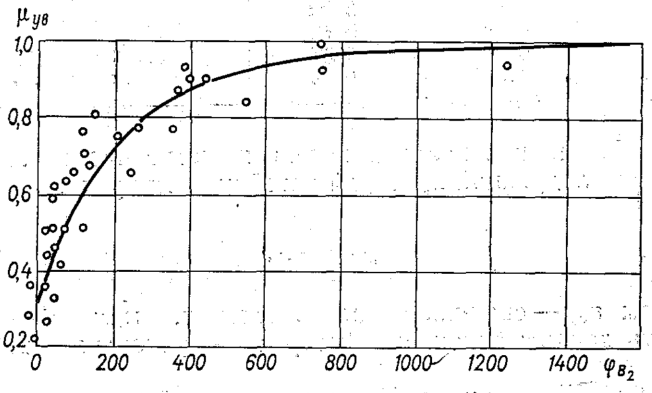


Рис. 23. Связь коэффициента устойчивого взвешивания донных наносов $\mu_{ув}$ и критерия устойчивости русла $\varphi_{в2}$.

При рассмотрении критериев подвижности донных отложений следует учитывать, что они не могут дать прямого указания о возможных деформациях русла, поскольку один и тот же состав наносов ведет себя по-разному в потоках, насыщенных, перегруженных и недогруженных наносами. Реально размывы подвижных грунтов на больших участках потоков могут наблюдаться лишь в условиях недогрузки потока наносами.

Теперь перейдем к вопросу о мутности придонного слоя потока. Во-первых, рассмотрим зависимость мутности взмыва $S_{взм}$ от гидравлических элементов. Выше отмечалось, что существует предел насыщения потока наносами. Этот предел зависит как от гидравлики потока, так и от состава транспортируемых наносов. Существование предела можно объяснить влиянием насыщения наносами пульсационных индивидуумов придонного слоя (т. е. влиянием общей мутности взмыва) на кинематику придонного слоя потока. По-видимому, при насыщении наносами пульсационных индивидуумов происходит их перестройка, нарушение их внутренней структуры с замедлением движения водных масс, находящихся непосредственно в контакте с поверхно-

стью русла. Благодаря этому в последующее мгновение процесс насыщения контактирующего с руслом слоя ослабевает, наносы частично выпадают на дно и вновь восстанавливается первоначальная структура вихрей, а это в свою очередь способствует увеличению взмыва. Таким образом, процесс взмыва можно рассматривать как саморегулирующийся процесс, что непосредственно приводит к выводу о том, что общая мутность взмыва в условиях конкретного потока вообще может достигать лишь определенного предела. В потоке, протекающем в русле, сложенном взвешиваемым материалом или содержащим таковой в активном слое, этот предел всегда оказывается достигнутым. Уточняя, можно сказать, что для достижения указанного предела достаточным условием является неравенство $\mu_{взв} > 0$.

Поскольку существует предел общей мутности взмыва и, как будет сказано ниже, существует определенная закономерная связь между мутностью взмыва и средней мутностью потока, постольку должен существовать и предел средней мутности потока, а следовательно, и предел расхода наносов. Этот предельный расход наносов определяет транспортирующую способность потока. Под предельным расходом следует понимать не абсолютный предел, а предел нормального транспортирования, при превышении которого поток начинает постепенно осаждать наносы.

Трактовка мутности взмыва потока, содержащего наносы и протекающего по неразмываемому руслу (например, в канале с твердым покрытием или в трубе), ничем не отличается от той, которая была дана выше, так как нельзя представить себя совершенно свободное от частиц наносов русло, ограничивающее поток, несущий наносы. Разница будет заключаться лишь в том, что мутность взмыва такого потока может быть меньше предельной; соответственно при этом не будет реализована и транспортирующая способность потока.

В. М. Маккавеев [97, 98] на основании общих соображений предложил следующую формулу для общей мутности взмыва:

$$S_{взм} = a\frac{v_H^2}{H}, \qquad (3.45)$$

где v_H — донная скорость; H — глубина потока; a — постоянный коэффициент.

В работах А. В. Караушева [54, 58] показано, что формула (3.45) подтверждается натурными данными только при переменном коэффициенте a. Было установлено, что этот коэффициент зависит от безразмерного числа N, являющегося функцией коэффициента Шези C. Формула N приводилась выше. Обработка большого экспериментального и натурного материала позволила получить формулу мутности взмыва в следующем виде:

$$S_{взм} = 0{,}15N\eta^2\frac{v_{ср}^2}{H}; \qquad (3.46)$$

мутность выражается в кг/м³. Содержащаяся в формуле величина η является отношением донной скорости к средней. Квадрат этой величины определяется по приближенной формуле

$$\eta^2 = \frac{0{,}53C - 4{,}1}{C - 2}, \tag{3.47}$$

где C, как и прежде, коэффициент Шези.

Для сильно насыщенных потоков в порядке обобщения формулы (3.46) можно принять

$$S_{взм} = 0{,}20 \frac{\rho_{см}}{\rho_S - \rho_{см}} N\eta^2 \frac{v_{ср}^2}{H}, \tag{3.48}$$

где ρ_S — плотность частиц наносов; $\rho_{см}$ — плотность взвесенесущего потока (смеси воды с наносами).

Формула мутности взмыва (3.48), как и формула (3.46), является приближенной, поэтому в ней учитывается только влияние изменения плотности взвесенесущего потока на его транспортирующую способность, но не принимается во внимание влияние изменения вязкости среды. Учитывая приближенность решения, будем определять величину $\rho_{см}$ по среднему насыщению потока наносами $S_{ср}$ без учета распределения мутности по вертикали. Соответственно величина $\rho_{см}$ определяется соотношением

$$\rho_{см} = \rho\left(1 - \frac{S_{ср}}{\rho_S}\right) + S_{ср}. \tag{3.49}$$

Здесь средняя мутность $S_{ср}$, а также плотность воды и смеси выражены в кг/м³. Очевидно, что $\rho_{см}$ в зависимостях (3.48) и (3.49) учитывает среднюю по сечению плотность взвесенесущего потока. Вычисление мутности взмыва сильно насыщенного потока производится по формулам (3.48) и (3.49) методом последовательного приближения, причем при вычислениях используется также и соотношение между $S_{ср}$ и $S_{взм}$, которое рассматривается в следующем разделе.

При вычислениях $S_{взм}$ надо иметь в виду, что эта величина не может превысить очевидного предела: в единице объема движущейся суспензии не может быть большей массы твердых частиц, чем в единице объема донных отложений (грунта), находящихся во взаимодействии с потоком. Этот предел выражается следующим образом:

$$S_{взм} \leqslant \rho_{отл}. \tag{3.50}$$

Если $S_{взм}$ по формуле (3.46) получается больше $\rho_{отл}$, то для этой величины принимается предельное значение $S_{взм} = \rho_{отл}$.

Рассмотрим, следуя рассуждениям автора [54, 58], процесс вертикального турбулентного переноса наносов в придонном слое потока. Процесс турбулентного обмена здесь можно представить себе как взаимно компенсирующееся перемещение вверх

и вниз объемов жидкости, составляющих части пульсационных объемов или вихрей. Объемы, опускающиеся ко дну, в среднем имеют мутность $S_н$, а мутность объемов, отрывающихся от дна и перемещающихся вверх, в среднем равна мутности взмыва $S_{взм}$.

Скорость вертикального перемещения жидких объемов при их движении вверх и вниз определяется величиной вертикальной составляющей пульсационной скорости. Абсолютное значение мгновенной вертикальной составляющей скорости обозначим через v'_y. В соответствии с принятым направлением оси y (от поверхности ко дну) будем считать нисходящие пульсационные токи положительными, а восходящие — отрицательными. Скорость перемещения частиц при движении вверх для каждого момента определяется разностью между v'_y и гидравлической крупностью u. Если в данный момент $v'_y \leqslant u$, то частица не взвешивается. В последующий момент времени в случае увеличения v'_y эта частица может быть взвешена.

Скорости перемещения вверх наносов, оторвавшихся от дна, для каждого момента времени и для каждой частицы различны и равны разности $v'_y - u$. Скорости опускания частиц, находящихся внутри нисходящих токов, равны сумме $v'_y + u$. Кроме того, может происходить опускание наносов, находящихся внутри восходящих токов пульсации, если в данный момент $v'_y < u$. Скорость такого опускания будет равна $u - v'_y$. Все эти особенности вертикального движения частиц учитываются в рассматриваемом ниже решении.

Как видим, при изучении условий отрыва частиц от дна необходимо учитывать изменение пульсационных скоростей во времени. В первом разделе настоящей главы уже отмечалось, что распределение во времени пульсационных скоростей в отдельных точках турбулентного потока может быть аппроксимировано законом нормального распределения Гаусса. Это относится и к точкам, находящимся вблизи от дна, о чем свидетельствуют, в частности, данные экспериментальных исследований Е. М. Минского [109]. Основным параметром кривой нормального распределения является среднее квадратическое отклонение, которое, имея в виду распределение скорости, будем обозначать через σ_v. От этой величины удобно перейти к среднему из абсолютных отклонений w, которое может быть вычислено по приводившейся в настоящей книге полуэмпирической формуле. При нормальном распределении

$$w = 0{,}798\sigma_v. \qquad (3.51)$$

Для учета взаимодействия скоростей всего спектра пульсации с частицами наносов удобно разбить кривую распределения на интервалы и для каждого из них определить среднее значение

пульсационного отклонения v'_{yj} и соответствующую ему частную площадь Δf_j кривой распределения. Эта кривая может быть построена в масштабе величины w. Части площади кривой, находящиеся за пределами значений $\pm 4w$, без практически ощутимой ошибки могут быть отброшены.

Рассмотрим отдельно положительную и отрицательную ветви кривой распределения и ограничиваемые ими площади разделим на n интервалов. Таким образом вся площадь кривой распределения будет разделена на $2n$ интервалов. В первом приближении можно было бы принять

$$\sum_{i=1}^{2n} \Delta f_i = f \approx 1, \tag{3.52}$$

однако в рассматриваемом ниже выводе оказалось достаточно удобным принять истинное значение площадей Δf_i, сумма которых немного меньше единицы. Выразим величины v'_{yj} и Δf_j через w и f путем введения переходных множителей k_j и b_j, т. е. примем:

$$\left.\begin{aligned} v'_{yj} &= k_j w, \\ \Delta f_j &= b_j f \approx b_j. \end{aligned}\right\} \tag{3.53}$$

Представим себе условно сглаженную поверхность русла и расположим параллельно ей на весьма малой высоте δ контрольную площадку $\Delta\omega$, которую ввиду малости среднего продольного уклона русла будем считать горизонтальной. Расстояние δ площадки от дна несоизмеримо меньше глубины потока H (т. е. $\delta \ll H$). Такое условие позволяет принимать с достаточным приближением, что все наносы, переместившиеся через площадку сверху вниз, оказались на дне. Будем считать, что размер площадки $\Delta\omega$ достаточно мал и соизмерим с линейными горизонтальными размерами восходящих или нисходящих пульсационных течений.

Рассматриваемая модель взаимообмена потока и русла наносами, предполагающая сглаженное русло, характеризующееся беспорядочным расположением над его поверхностью восходящих и нисходящих пульсационных токов, знаки которых меняются не только в пространстве, но и во времени, без труда распространяется и на случай грядового русла, когда восходящие и нисходящие вихри приурочены к определенным элементам гряд. Для этого фигурирующий в решении период осреднения T достаточно увеличить так, чтобы под фиксированной площадкой $\Delta\omega$ успели пройти все фазы гряды. Одновременно следует считать неизменным среднее расстояние δ от площадки до поверхности гряды. Площадка $\Delta\omega$ при этом будет совершать медленные колебательные движения вниз и вверх, следуя за фазами гряды и сохраняя в плане неизменность своего положения.

В процессе взаимообмена потока и русла наносами через контрольную площадку $\Delta\omega$ будут перемещаться то вверх, то вниз порции наносов, имеющие массу ΔM_S. Рассмотрим вертикальный перенос через площадку $\Delta\omega$ наносов i-той фракции (с гидравлической крупностью u_i). Определим результирующий вертикальный перенос этих наносов Δq_{si} через площадку за время ΔT_j. Направляя (как и ранее) вертикальную ось y от поверхности потока ко дну, будем считать положительным перемещение (и расход) вниз, а отрицательным — вверх. В момент пересечения площадки объемы, идущие сверху вниз, будут в среднем иметь частную мутность s_{Hi} (донная мутность), а объемы, движущиеся вверх, в момент пересечения площадки — соответственно частную мутность $s_{\text{взм}i}$ (мутность взмыва).

Перенос масс наносов i-той фракции через площадку $\Delta\omega$ за интервал времени ΔT_j при нисходящих и восходящих течениях соответственно выразится равенствами:

$$\left.\begin{aligned}(+)\,\Delta M_{ji} &= s_{Hi}\,\Delta\omega\,(v'_{yi}+u_i)\,\Delta T_j,\\ (-)\,\Delta M_{ji} &= s_{\text{взм}i}\,\Delta\omega\,(v'_{ij}-u_i)\,\Delta T_j.\end{aligned}\right\} \tag{3.54}$$

Интервал ΔT_j можно представить в долях полного периода осреднения T путем введения коэффициента b_j, т. е.

$$\Delta T_j = b_j T. \tag{3.55}$$

Преобразуем выражения переноса наносов, вводя в них коэффициенты k_j и b_j, и получим соответственно следующие равенства:

$$\left.\begin{aligned}(+)\,\Delta M_{ji} &= s_{Hi}\,\Delta\omega\,(k_j w+u_i)\,b_j T,\\ (-)\,\Delta M_{ji} &= s_{\text{взм}i}\,\Delta\omega\,(k_j w-u_i)\,b_j T.\end{aligned}\right\} \tag{3.56}$$

Составляя такие выражения для всех выделенных интервалов кривой распределения от 1 до n для положительных v'_y и от 1 до n для отрицательных v'_y, можем написать уравнение полного результирующего переноса Δq_{si} за время T, т. е. за время всех $2n$ интервалов ΔT_j, отвечающих как положительным, так и отрицательным v'_y. При этом получаем

$$\begin{aligned}\Delta q_{si} = {} & s_{Hi}\,\Delta\omega T\,[(k_1 w+u_i)\,b_1+\ldots+(k_n w+u_i)\,b_n]-\\ & -s_{\text{взм}i}\,\Delta\omega T\,[(k_1 w-u_i)\,b_1+\ldots+(k_n w-u_i)\,b_n].\end{aligned} \tag{3.57}$$

Секундный вертикальный результирующий расход наносов i-той фракции через единицу поверхности горизонтальной площадки $\Delta\omega$, обозначаемый через q_{si}, находится непосредственно из уравнения (3.57) путем деления последнего на $\Delta\omega T$.

Преобразование получаемого выражения и введение безразмерной величины

$$\varepsilon_i = \frac{u_i}{w} \tag{3.58}$$

дает следующее уравнение:

$$q_{si} = w s_{Hi} \sum_{j=1}^{n} (k_j + \varepsilon_i) b_j - w s_{взмi} \sum_{j=1}^{n} [(k_j - \varepsilon_i) b_j]_{k_j > \varepsilon_i}. \tag{3.59}$$

На вторую сумму этого уравнения, учитывающую перенос частиц снизу вверх, накладывается ограничение $k_j \geqslant \varepsilon_i$, которое показывает, что частицы с рассматриваемой гидравлической крупностью u_i не взвешиваются теми пульсационными токами, вертикальная составляющая скорости которых $k_j w \geqslant u_i$.

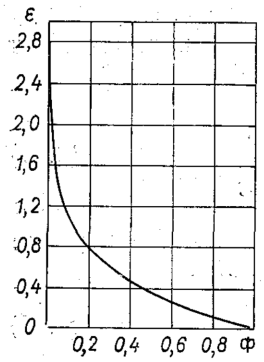


Рис. 24. График функции $\Phi(\varepsilon)$.

Преобразуем уравнение (3.59), вводя в него численные значения b_j и k_j, находимые по кривой нормального распределения. Первая сумма непосредственно дает

$$\sum_{j=1}^{n} (k_j + \varepsilon_i) b_j = \frac{1}{2} (0{,}97 + \varepsilon_i). \tag{3.60}$$

Получение здесь числа 0,97 вместо единицы обусловлено тем, что в решении отброшены крайние отрезки кривой распределения, отвечающие абсолютным величинам $|v'_y| > 4w$. Пульсации, характеризующиеся такими большими скоростями имеют столь короткое время действия, что не могут заметно повлиять на процесс взвешивания наносов. Именно этим обусловлено принятое нами ограничение в отношении пульсационной скорости.

Преобразуя вторую сумму уравнения, вводим некоторую функцию $\Phi(\varepsilon)$, определяемую формулой

$$\Phi_i = \frac{2 \sum_{j=1}^{n} [(k_j - \varepsilon_i) b_j]_{\varepsilon_i \leqslant k_j}}{0{,}97 + \varepsilon_i}. \tag{3.61}$$

На рис. 24 изображен график функции $\Phi(\varepsilon)$. При вычислении Φ по формуле (3.61) учитываются только те члены суммы, которые удовлетворяют неравенству $\varepsilon_i \leqslant k_j$ и оказываются положительными; отрицательные члены отбрасываются.

Теперь можно в окончательном виде записать уравнение вертикального результирующего расхода наносов частной фракции у дна

$$q_{si} = \frac{w}{2} (s_{Hi} - \Phi_i s_{взмi}) (0{,}97 + \varepsilon_i). \tag{3.62}$$

Общий результирующий расход всех фракций q_S через единицу поверхности горизонтальной площадки, расположенной на дне потока, находится простым суммированием расходов частных фракций

$$q_S = \frac{w}{2} \sum_{i=1}^{m} (0{,}97 + \varepsilon_i)(s_{Hi} + \Phi_i s_{взмi}), \tag{3.63}$$

где m — число взвешиваемых фракций.

Положительные значения q_S и q_{Si} показывают преобладание осаждения над взвешиванием наносов, т. е. что имеет место заиление. Отрицательные значения этих величин соответствуют преобладанию взвешивания над осаждением, т. е. размыву.

Случай установившегося взвешивания отвечает отсутствию деформаций русла, т. е. $q_S = 0$. Для частной фракции имеем то же условие. На основании этого условия находим соотношения между мутностью взмыва и донной мутностью при установившемся взвешивании. Они имеют вид:

$$s_{Hi} = \Phi_i s_{взмi}, \tag{3.64}$$

$$S_H = \sum_{i=1}^{m} \Phi_i s_{взмi}. \tag{3.65}$$

Фигурирующая в этих формулах частная мутность взмыва $s_{взмi}$ вычисляется по следующему соотношению:

$$s_{взмi} = \frac{\alpha_{взмi}}{100} S_{взм}, \tag{3.66}$$

где $S_{взм}$ — общая мутность взмыва, определяемая по формуле (3.46); $\alpha_{взмi}$ — процентное содержание наносов i-той фракции в составе мутности взмыва, или, что равносильно, в составе взвешиваемой части донных наносов.

О способе выделения взвешиваемых наносов из состава донных отложений активного слоя русла подробно говорилось выше. Здесь приведем расчетную зависимость для $\alpha_{взмi}$. Обозначим через $\alpha_{днi}$ — процентное содержание i-той фракции в составе донных наносов (наносов активного слоя русла). Для перехода к гранулометрическому составу взвешиваемой части донных наносов используется коэффициент взвешивания $\mu_{взм}$, выражающий именно долю взвешиваемых наносов в общем составе активного слоя русла. Очевидно, что

$$\alpha_{взмi} = \frac{\alpha_{дн\,i}}{\mu_{взв}}. \tag{3.67}$$

Применение этой формулы к любой взвешиваемой фракции предполагает такую разбивку наносов на фракции, при которой $u_{пред}$ совпадает с какой-либо границей между двумя фракциями. Если такого совпадения не получается, то фракцию, разделенную на две части величиной $u_{пред}$, относят пропорционально

к взвешиваемым и невзвешиваемым наносам при соответствующем изменении гидравлической крупности для обеих ее частей. Подставляя значение $s_{взм i}$ в формулу (3.65), получаем соотношение между значениями общей донной мутности S_H и общей мутности взмыва $S_{взм}$ в виде

$$S_H = S_{взм} \sum_{i=1}^{m} \frac{a_{взм i}}{100} \Phi_i. \qquad (3.68)$$

Имея в распоряжении формулу для вычисления частной донной мутности (3.64), а также приведенное в предыдущем разделе уравнение распределения частной мутности по вертикали, можем вычислить частную мутность на *любом* расстоянии от поверхности потока. Суммирование частных значений мутности в точках вертикали позволяет построить эпюру общей мутности для условий насыщенного потока. Полученный результат используется при решении задач о транспортирующей способности потока.

Рассмотренная выше модель процесса вертикального турбулентного переноса наносов в придонном слое и полученные зависимости относятся к случаю, когда доля непередвигаемых наносов в составе активного слоя русла невелика и они практически не экранируют дно и не могут существенно повлиять на процесс взаимообмена наносами потока и русла, а вместе с тем и на процесс насыщения придонного слоя потока наносами. Однако, если доля непередвигаемых фракций в составе донных наносов превышает 0,15—0,20 (т. е. $1 - \mu_a \geqslant 0{,}15 - 0{,}20$), то экранирующее действие крупных частиц должно учитываться. Вопрос о процессе взмучивания наносов в условиях русла, в значительной мере покрытого крупными фракциями, что характерно для горных рек, детально рассмотрен И. В. Боголюбовой [12], которая отмечает, что в этом случае отрыв мелких частиц от дна и процесс взмучивания происходит через «окна», как могут быть названы промежутки между крупными камнями. В работе Боголюбовой к экранирующим фракциям отнесены невзвешиваемые частицы, удовлетворяющие неравенству $u > 3w$. По-видимому, экранирующими частицами целесообразнее считать более крупные, т. е. непередвигаемые наносы ($v_{нач} > v_{ср}$). Приведенная ниже формула Боголюбовой дается в уточненном виде, учитывающем указанный новый предел экранизации. Положив в основу модель взаимообмена, предложенную А. В. Караушевым [58] и рассмотренную выше, Боголюбова пришла к следующему выражению функции $\Phi(\varepsilon)$, содержащейся в формуле (3.62) (новая функция обозначена через Φ_μ):

$$\Phi_{\mu i} = \frac{1 + \varepsilon_i}{1 + \varepsilon_i \left(\frac{2}{\mu_a} - 1 \right)} \Phi_i, \qquad (3.69)$$

где μ_a, как и выше,— коэффициент активности; Φ_i — функция взаимообмена по Караушеву.

Заметим, что в решении Боголюбовой вместо величины μ_a фигурирует $\mu_{взв}$, что объясняется принятым ею более низким

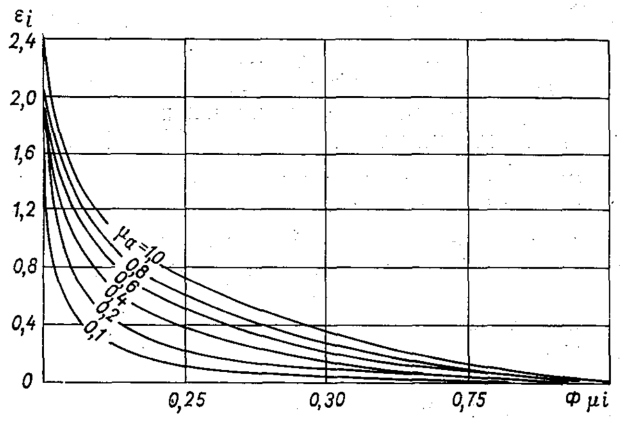


Рис. 25. График функции $\Phi_{\mu_i}(\varepsilon_i, \mu_a)$.

пределом экранизации. На рис. 25 представлены графики $\Phi_{\mu i}$ как функции двух переменных ε и μ_a. В случае если $\mu_a = 1$, функция $\Phi_{\mu i} = \Phi_i$.

3.3. Транспортирующая способность потока

Имеющиеся в литературе рекомендации по расчету транспортирующей способности потока можно разделить на две группы. К первой принадлежит большое количество работ, в которых предлагаются эмпирические формулы (С. Х. Абальянц, Е. А. Замарин, А. Г. Хачатрян и др.). Многие из этих формул получены на основании изучения гидравлики и режима наносов в лабораторных лотках. Ряд зависимостей относится к условиям среднеазиатских каналов и рек (формулы В. В. Пославского, А. Г. Хачатряна и др.). Сводка большого количества эмпирических формул дается в работах Е. А. Замарина [43], А. В. Ефремова [41], Ю. А. Ибад-Заде [48].

Большинство эмпирических формул после некоторых преобразований можно привести к виду

$$S_{ср} = k\frac{v^m}{H^n U^a}, \qquad (3.70)$$

где $S_{ср}$ — средняя мутность потока, отвечающая его транспортирующей способности; v — скорость потока; U — средняя гидравлическая крупность наносов, находимая по заданному гранулометрическому составу наносов при учете процентного содержания

фракций; H — глубина потока; численные значения показателей степени m, n, a определяются по эмпирическим данным. Такого рода формулы дают в большинстве случаев удовлетворительные результаты лишь в условиях, для которых они получены.

Довольно широко применяются в практике расчетов эмпирические формулы Замарина, полученные на основании обработки данных полевых исследований среднеазиатских каналов. В свое время эти формулы были рекомендованы в качестве расчетного стандарта в технических нормах (ГОСТ 3908—47).

Для наносов с гидравлической крупностью от 0,002 до 0,008 м/с Замарин предлагает формулу вида

$$S_{ср}=0{,}022\left(\frac{v_{ср}}{U}\right)^{3/2}\sqrt{RI}, \tag{3.71}$$

где R — гидравлический радиус потока; I — уклон свободной поверхности.

Для более мелких наносов при $0{,}0004 \leqslant U \leqslant 0{,}002$ м/с рекомендуется зависимость

$$S_{ср}=11v_{ср}\sqrt{\frac{RIv_{ср}}{U}}. \tag{3.72}$$

В 1960 г. автором [58] предложена эмпирическая формула, полученная на основании обработки материалов наблюдений на реках, каналах и в лотках. Формула предложена для расчета движения наносов, имеющих среднюю гидравлическую крупность U от 0,0009 до 0,02 м/с. Указанная формула имеет вид

$$S_{ср}=0{,}36\frac{Nv_{ср}^2}{H}\left(\frac{v_{ср}}{U}\right)^{0{,}75}10^{-3}, \tag{3.73}$$

где N — характеристическое число турбулентного потока, зависящее от коэффициента Шези C. Все эти формулы дают мутность в кг/м^3.

Ко второй группе формул транспорта наносов принадлежат зависимости, полученные в результате комплексных теоретических и экспериментальных работ, раскрывающих в определенной мере физическую сущность процесса перемещения наносов. Полученные таким путем расчетные формулы более универсальны, однако и они требуют специальных рекомендаций к применению для естественных потоков. В ряде случаев необходимо введение корректирующих множителей, вычисляемых на основании результатов измерений в конкретных условиях. Здесь прежде всего следует отметить формулы В. М. Маккавева [98], М. А. Великанова [19], В. Н. Гончарова [26], А. Н. Гостунского [28], И. В. Егиазарова [40], И. Ф. Карасева [51], методы А. В. Караушева [54, 58], К. И. Россинского и

И. А. Кузьмина [145], и др. Великанов, исходя из разработанной им теоретической модели движения наносов, получил следующее выражение средней мутности потока (выражаемой в объемных единицах):

$$S_{ср}=\frac{1-\frac{a\sigma}{\beta}}{2}-\sqrt{\frac{\left(1-\frac{a\sigma}{\beta}\right)^2}{4}-\frac{\sigma}{\beta}}, \qquad (3.74)$$

где

$$\beta=\frac{axU}{I\sqrt{gRI}},$$

$$\sigma=\beta\frac{S(1-S)}{1+aS},$$

$$a=\frac{\rho_S}{\rho}-1\cong 1{,}65. \qquad (3.75)$$

Формула Гостунского основана на оценке работы сил взвешивания в русловом потоке; она приводится к виду

$$S_{ср}U=\frac{3{,}3\cdot 10^3 v_{ср}^3}{C^3H}, \qquad (3.76)$$

где C — коэффициент Шези. Величина мутности определяется по заранее построенной связи $S_{ср}=f(U)$, где U — средняя гидравлическая крупность взвешенных наносов в м/с. Численный коэффициент зависит от плотности частиц наносов ρ_S. Эта формула дает мутность в кг/м³.

В последнее время довольно широкое распространение получил способ оценки транспортирующей способности, разработанный К. И. Россинским и И. А. Кузьминым, принявшими в качестве теоретической основы положение М. А. Великанова о виде обобщающего аргумента, определяющего предельное насыщение потока наносами. На основании многочисленных измерений на реках они пришли к выводу, что в корреляционном поле

$$\lg S_{ср}=f\left(\lg\frac{v_{ср}}{(HU)^{1/3}}\right) \qquad (3.77)$$

существует зона, ограниченная двумя огибающими, между которыми находятся данные измерений мутности на всех реках.

Особенностью метода Россинского—Кузьмина является различие критериев, определяющих условия недогрузки потока наносами (при размыве) и состояние предельного насыщения. Для определения верхней огибающей, отвечающей насыщению, Россинский предложил формулу

$$S_{ср}=0{,}024\frac{v^3}{HU}. \qquad (3.78)$$

Подобного же вида формула для условий насыщения получена С. Х. Абальянцем [1]. На основании данных по оросительным каналам с песчано-глинистыми наносами он получил коэффициент, равный 0,018. Ф. С. Салаховым [148] предложена формула такого же вида с постоянным коэффициентом 0,013 для условий ирригационных каналов.

Приведенные в качестве примера различные формулы имеют одинаковую структуру и отличаются друг от друга численными коэффициентами и показателями степеней, которые должны определяться на основании материалов натурных измерений.

Широко распространенный за рубежом метод Эйнштейна [191], основанный на статистической теории турбулентного потока и экспериментальных исследованиях, предназначен для расчета расхода наносов по всей толще потока. Однако этот метод отличается громоздкостью и требует наличия большого числа исходных данных: скорость, глубина потока, уклон и другие гидравлические элементы, параметры гранулометрического состава донных отложений $d_{65\%}$ и $d_{35\%}$, сведения о гранулометрии взвешенных наносов. Главное, однако, что создает затруднения в применении метода Эйнштейна, это необходимость наличия данных о мутности в придонной точке потока. Параметры, входящие в основное расчетное уравнение, уточняются в процессе вычисления методом последовательных приближений. Для получения расхода наносов используется уравнение распределения мутности и скорости по вертикали.

В ГГИ в 1951 г. А. В. Караушев разработал теоретический метод расчета транспорта наносов в потоках, который усовершенствован в последующие годы. Этот метод основан на диффузионной теории взвешивания наносов с использованием полуэмпирической формулы мутности взмыва. Он имеет широкий диапазон применения и позволяет более полно учитывать основные факторы, определяющие транспортирующую способность потока, чем рассмотренные выше способы. Метод Караушева имеет то преимущество, что позволяет через мутность взмыва учитывать взаимообмен между взвешенными наносами и донными отложениями. Поэтому при расчете расхода наносов можно использовать как данные о гранулометрии транспортируемых наносов, так и данные о составе донных отложений (в зависимости от того, какой материал имеется в распоряжении). Расчет средней мутности потока, отвечающей его транспортирующей способности, в этом методе ведется по отдельным фракциям наносов, в то время как при использовании большинства упомянутых выше формул гранулометрия наносов учитывается лишь через некоторый осредненный диаметр частиц.

Детально рассмотрим разработанный в ГГИ Караушевым и его сотрудниками метод расчета транспортирующей способности потока. Несколько слов по терминологии. Расход наносов потока, находящегося в состоянии насыщения, измеряет транспор-

тирующую способность этого потока. Среднюю мутность, соответствующую указанному расходу, будем называть мутностью транспортирующей способности.

Пользуясь приведенным в предыдущем разделе уравнением распределения мутности по вертикали речного потока $s(y)$, установим зависимость для его транспортирующей способности. Транспортирующую способность потока можно оценивать применительно как к полному расходу наносов всех фракций, так и к расходам частных фракций, имея в виду вполне определенный заданный состав наносов.

Элементарный расход наносов частной фракции p_S (индекс i пока опускаем), т. е. ее расход на единицу ширины потока, равен взятому от поверхности до дна интегралу произведения функций $v(y)$ и $s(y)$.

Для нахождения выражения p_S воспользуемся эллиптическим уравнением распределения скоростей $v(y)$ и выражением $s(y)$, приведенным выше. Тогда получим

$$p_S = s_H v_0 \int_0^H e^{-aG\beta\left(\frac{y}{H}\right)} \sqrt{1 - P\left(\frac{y}{H}\right)^2}\, dy, \tag{3.79}$$

где

$$a = \frac{C\sqrt{MC}}{g}, \tag{3.80}$$

$$\beta\left(\frac{y}{H}\right) = \arcsin\sqrt{P} - \arcsin\left(\sqrt{P}\,\frac{y}{H}\right). \tag{3.81}$$

После подстановки сюда значения β, нахождения квадратуры и после преобразований будем иметь

$$p_S = \frac{s_H v_0 H}{2\sqrt{P}}\left[\frac{aG(1-2P) + 4\sqrt{P-P^2}}{a^2G^2+4} + \frac{1}{aG} - \left(\frac{1}{aG} + \frac{aG}{a^2G^2+4}\right)e^{-aG\arcsin\sqrt{P}}\right]. \tag{3.82}$$

Непосредственно из эллиптического уравнения распределения скорости находим

$$v_0 = \frac{2v_{cp}\sqrt{P}}{\sqrt{P-P^2} + \arcsin\sqrt{P}}. \tag{3.83}$$

Подставляя значение v_0 в уравнение (3.82), выполняя дальнейшие преобразования и вводя обозначение

$$Б = \frac{aG(1-2P) + 4\sqrt{P-P^2}}{(a^2G^2+4)\left(\sqrt{P-P^2} + \arcsin\sqrt{P}\right)} + \frac{\frac{1}{aG} - \left(\frac{1}{aG} + \frac{aG}{a^2G^2+4}\right)e^{-aG\arcsin\sqrt{P}}}{\sqrt{P-P^2} + \arcsin\sqrt{P}}, \tag{3.84}$$

получаем следующую формулу частного элементарного расхода наносов (для i-той фракции):

$$p_{Si} = Hv_{ср}s_{Hi}Б_i. \qquad (3.85)$$

Для облегчения вычисления расхода наносов составлена таблица и построены графики функции $Б$, зависящей от коэффи-

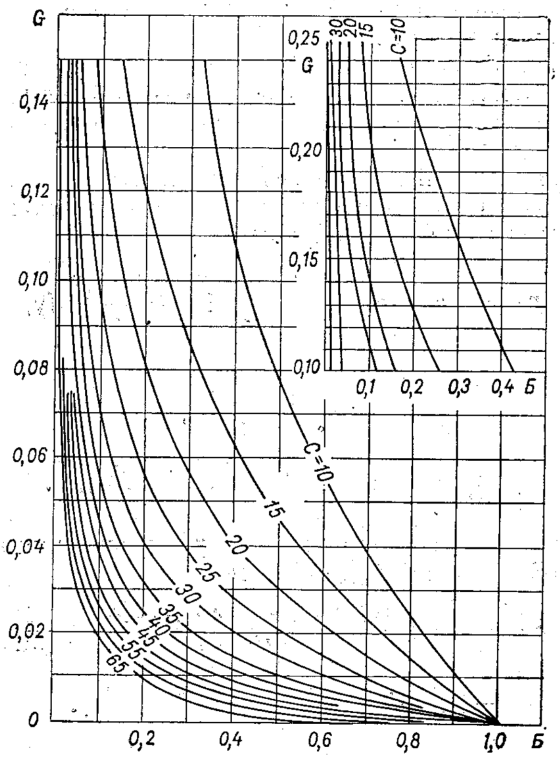


Рис. 26. График функции $Б$ (G и C).

циента Шези C и безразмерного параметра $G = \frac{u}{v_{ср}}$, где u — гидравлическая крупность рассматриваемой фракции наносов (рис. 26, табл. 10). Учитывая, что элементарный расход воды определяется равенством

$$q = Hv_{ср}, \qquad (3.86)$$

запишем уравнение (3.85) следующим образом:

$$p_{Si} = qs_{Hi}Б_i. \qquad (3.87)$$

Таблица 10

Таблица функции $Б(C, G)$

G	C					
	10	20	30	40	50	60
0,000 1	0,998	0,998	0,995	0,992	0,988	0,983
0,001 0	0,989	0,973	0,952	0,922	0,886	0,845
0,002 0	0,982	0,959	0,907	0,852	0,788	0,719
0,003 0	0,972	0,929	0,866	0,790	0,706	0,620
0,005 0	0,955	0,884	0,787	0,678	0,565	0,562
0,010	0,912	0,784	0,628	0,477	0,350	0,253
0,015	0,872	0,703	0,518	0,363	0,251	0,183
0,020	0,835	0,628	0,424	0,273	0,177	0,129
0,030	0,762	0,502	0,292	0,168	0,102	0,069
0,060	0,590	0,300	0,140	0,074	0,046	0,033
0,10	0,425	0,157	0,069	0,039	0,025	0,018
0,16	0,311	0,088	0,040	0,023	0,015	0,010
0,20	0,242	0,071	0,031	0,019	0,013	0,008
0,25	0,155	0,050	0,020	0,014	0,010	0,006

Подставляя сюда значение частной донной мутности по формуле, отвечающей случаю задания состава донных наносов, будем иметь

$$p_{Si} = qS_{\text{взм}} \frac{\alpha_{\text{взм}i}}{100} Б_i \Phi_i. \qquad (3.88)$$

Общий элементарный расход наносов p_S выразится соотношением

$$p_S = qS_{\text{взм}} \sum_{i=1}^{m} \frac{\alpha_{\text{взм}i}}{100} Б_i \Phi_i. \qquad (3.89)$$

Суммирование производится по всем взвешиваемым (m) фракциям наносов. Если задан состав транспортируемых потоком наносов, выражаемый содержанием фракций в процентах $\alpha_{\text{ср}i}$, то формула элементарного расхода p_S записывается в виде

$$p_S = qS_{\text{взм}} \left(\sum_{i=1}^{m} \frac{\alpha_{\text{ср}i}}{100 Б_i \Phi_i} \right)^{-1}. \qquad (3.90)$$

Члены, учитывающие гранулометрический состав наносов в формулах (3.88)—(3.90), именуются гидромеханическим параметром наносов и обозначаются через $Г$. Соответственно введем и понятие частного гидрохимического параметра (обозначаем $Г_i$), характеризующего отдельные фракции, принимая при этом

$$Г_i = Б_i \Phi_i. \qquad (3.91)$$

При заданном составе донных отложений гидромеханический параметр наносов выражается равенством

$$\Gamma = \sum_{i=1}^{m} \frac{\alpha_{\text{взм}i}}{100} \Gamma_i, \tag{3.92}$$

а при заданном составе транспортируемых наносов будем иметь

$$\Gamma = \left(\sum_{i=1}^{m} \frac{\alpha_{\text{ср}i}}{100\Gamma_i} \right)^{-1}. \tag{3.93}$$

В случае однородных наносов, когда все частицы можно отнести к одной фракции ($m = 1$, $\alpha_{\text{ср}} = \alpha_{\text{взм}} = 100$), обе формулы приводят к одинаковому результату, а именно

$$\Gamma = БФ. \tag{3.94}$$

Теперь формула элементарного расхода наносов может быть записана в общем виде, отвечающем любому способу задания гранулометрического состава наносов,

$$p_S = qS_{\text{взм}}\Gamma. \tag{3.95}$$

В таком виде формула дает элементарный расход наносов в кг/(с · м).

Чтобы вычислить полный по всему сечению потока расход наносов P_S, необходимо определить элементарный расход p_S для средних условий поперечного сечения потока и умножить полученную величину на ширину потока B. Очевидно, что $qB = Q$, где Q — полный расход потока, а q — средний в поперечнике элементарный расход воды. Таким образом, для полного расхода наносов, отвечающего транспортирующей способности потока, можно написать

$$P_S = QS_{\text{взм}}\Gamma. \tag{3.96}$$

Если сюда подставить значения гидромеханического параметра наносов Γ, вычисляемого по составу донных отложений ($\alpha_{\text{взм}}$) или по составу транспортируемых фракций, то соответственно получим следующие записи формулы расхода наносов:

$$P_S = QS_{\text{взм}} \sum_{i=1}^{m} \frac{\alpha_{\text{взм}i}}{100} \Gamma_i, \tag{3.97}$$

$$P_S = QS_{\text{взм}} \left(\sum_{i=1}^{m} \frac{\alpha_{\text{ср}i}}{100\Gamma_i} \right)^{-1}. \tag{3.98}$$

Соответственно для частного расхода наносов i-той фракции p_{Si} будем иметь:

при заданном составе донных отложений

$$p_{Si} = QS_{\text{взм}} \frac{\alpha_{\text{взм}i}}{100} \Gamma_i, \tag{3.99}$$

при заданном составе транспортируемых наносов

$$p_{Si} = QS_{\text{взм}} \frac{\alpha_{\text{ср}i}}{100 \sum_{i=1}^{m} \frac{\alpha_{\text{ср}i}}{100\Gamma_i}}. \tag{3.100}$$

Общее и частные значения средней мутности потока, отвечающие транспортирующей способности потока, определяются равенствами:

общее

$$S_{\text{ср}} = S_{\text{взм}} \Gamma, \tag{3.101}$$

при заданном составе донных наносов

$$s_{\text{ср}i} = \frac{\alpha_{\text{взм}i}}{100} S_{\text{взм}} \Gamma_i, \tag{3.102}$$

при заданном составе транспортируемых наносов

$$s_{\text{ср}i} = \frac{\alpha_{\text{ср}i}}{100} \frac{S_{\text{взм}}}{\sum_{i=1}^{m} \frac{\alpha_{\text{ср}i}}{100\Gamma_i}}, \tag{3.103}$$

Очевидно, что все вычисления ведутся по средним для сечения потока глубинам, скоростям, значениям коэффициента Шези и т. д. Для расчета принимается средний для потока или русла состав наносов.

Использованные выше частные значения гидромеханического параметра наносов Γ_i, являющегося произведением функций $\Phi(\varepsilon_i)$ и $Б(G_i C)$, зависит от трех переменных, т. е. $\Gamma_i(\varepsilon_i, G_i, C)$. Однако аргумент ε может быть выражен в виде функции G и C, соответственно и Γ_i оказывается функцией двух переменных G_i и C, т. е. $\Gamma_i(G_i, C)$. Действительно, учитывая, что

$$\varepsilon_i = \frac{u_i}{w} \tag{3.104}$$

и записывая выражение для среднего абсолютного значения пульсационной скорости w

$$w = \frac{v_{\text{ср}}}{\sqrt{N}}, \tag{3.105}$$

где N зависит только от коэффициента Шези C, получаем

$$\varepsilon_i = \frac{u_i}{v_{\text{ср}}} \sqrt{N} = G_i f(C). \tag{3.106}$$

Таблица 11

Таблица функции $\Gamma(C, G)$

G	C											
	10	15	20	25	30	35	40	45	50	55	60	65
0,000 1	0,998	0,998	0,998	0,997	0,995	0,992	0,990	0,988	0,986	0,983	0,980	0,977
0,001 0	0,982	0,974	0,960	0,950	0,934	0,919	0,900	0,881	0,860	0,838	0,816	0,793
0,002 0	0,967	0,950	0,927	0,902	0,874	0,844	0,812	0,778	0,742	0,706	0,669	0,635
0,003 0	0,950	0,924	0,894	0,859	0,819	0,778	0,735	0,690	0,645	0,601	0,558	0,519
0,004 0	0,935	0,899	0,861	0,815	0,766	0,714	0,665	0,612	0,560	0,512	0,465	0,422
0,005 0	0,920	0,876	0,827	0,774	0,716	0,655	0,601	0,543	0,486	0,435	0,387	0,344
0,006 0	0,904	0,854	0,797	0,736	0,673	0,607	0,550	0,484	0,428	0,375	0,329	0,288
0,007 0	0,890	0,833	0,767	0,701	0,630	0,562	0,496	0,433	0,375	0,326	0,281	0,243
0,008 0	0,875	0,812	0,741	0,667	0,591	0,518	0,450	0,388	0,331	0,283	0,240	0,205
0,009 0	0,860	0,790	0,713	0,633	0,554	0,478	0,410	0,348	0,292	0,246	0,205	0,174
0,010 0	0,845	0,770	0,687	0,604	0,520	0,444	0,373	0,312	0,259	0,214	0,177	0,149
0,015	0,780	0,680	0,576	0,478	0,390	0,312	0,252	0,200	0,160	0,133	0,109	0,094
0,020	0,718	0,599	0,479	0,377	0,290	0,219	0,169	0,129	0,099	0,079	0,066	0,057
0,025	0,662	0,530	0,405	0,303	0,225	0,167	0,123	0,091	0,069	0,053	0,043	0,037
0,030	0,608	0,464	0,337	0,241	0,168	0,122	0,084	0,061	0,044	0,033	0,026	0,021
0,035	0,561	0,414	0,294	0,203	0,139	0,098	0,066	0,048	0,034	0,026	0,019	0,015

G	C											
	10	15	20	25	30	35	40	45	50	55	60	65
0,040	0,517	0,368	0,254	0,168	0,110	0,077	0,052	0,036	0,026	0,020	0,015	0,011
0,045	0,476	0,329	0,218	0,138	0,088	0,060	0,039	0,027	0,019	0,014 6	0,011 0	0,008 5
0,050	0,436	0,289	0,185	0,110	0,069	0,044	0,028	0,019	0,014	0,010 1	0,007 5	0,006 2
0,055	0,403	0,261	0,161	0,095	0,058	0,036	0,023	0,016 0	0,011 0	0,007 9	0,005 8	0,004 5
0,060	0,376	0,236	0,141	0,082	0,049	0,029	0,018 8	0,013 2	0,008 9	0,006 2	0,004 5	0,003 4
0,065	0,349	0,211	0,122	0,065	0,040	0,023 7	0,015 8	0,010 7	0,006 8	0,004 8	0,003 4	0,002 7
0,070	0,323	0,188	0,106	0,054	0,032	0,020 1	0,012 4	0,008 4	0,005 2	0,003 5	0,002 7	0,002 1
0,075	0,299	0,167	0,088	0,046	0,026	0,016 0	0,010 2	0,006 5	0,004 1	0,002 9	0,002 0	0,001 5
0,080	0,280	0,152	0,079	0,041	0,023 1	0,013 6	0,008 4	0,005 2	0,003 3	0,002 3	0,001 5	0,001 20
0,085	0,260	0,137	0,070	0,035	0,020 2	0,011 6	0,006 9	0,004 3	0,002 7	0,001 8	0,001 18	0,000 93
0,090	0,241	0,124	0,061	0,031	0,017 5	0,009 7	0,005 8	0,003 5	0,002 2	0,001 40	0,000 94	0,000 66
0,095	0,224	0,112	0,052	0,027	0,014 8	0,008 0	0,004 6	0,003 0	0,001 84	0,001 14	0,000 70	0,000 51
0,10	0,207	0,100	0,044	0,023	0,012 3	0,006 1	0,003 8	0,002 4	0,001 43	0,000 90	0,000 56	0,000 41
0,15	0,115	0,038	0,015	0,006	0,002 9	0,001 4	0,000 68	0,000 33	0,000 19	0,000 10		
0,20	0,060	0,017	0,006	0,002 0	0,000 77	0,000 33	0,000 14					
0,25	0,027	0,007	0,002 0	0,000 53	0,000 18							

На рис. 27 изображен расчетный график функции $\Gamma_i(G_i, C)$. Более точные значения Γ_i даются в табл. 11.

Вывод формулы мутности взмыва $S_{взм}$ кг/м³ был рассмотрен в предыдущем разделе. Здесь приведем лишь конечный вид этой формулы в двух вариантах:

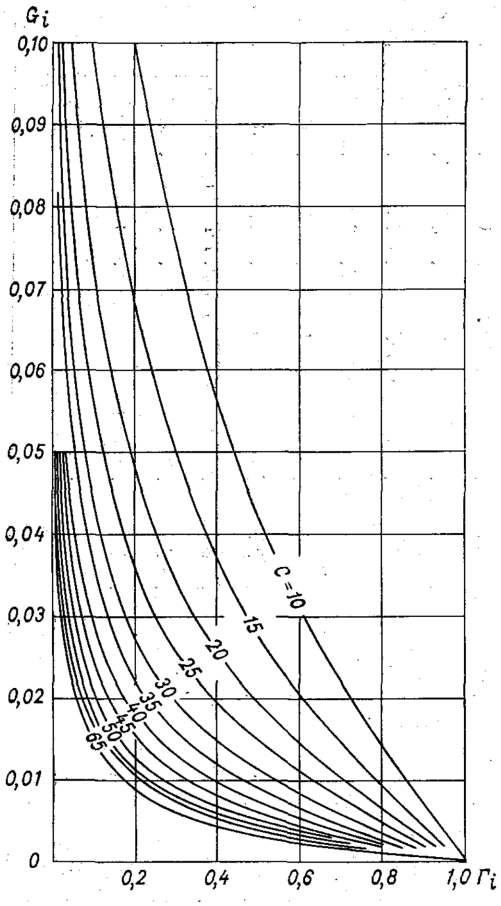


Рис. 27. График функции $\Gamma_i(G_i, C)$.

для условий сравнительно малой мутности потока

$$S_{взм} = kN\eta^2 \frac{v_{ср}^2}{H}, \quad (3.107)$$

где $k \approx 0{,}15$,

для очень насыщенных потоков

$$S_{взм} = k_1 \frac{\rho_{см}}{\rho_S - \rho_{см}} N\eta^2 \frac{v_{ср}^2}{H}, \quad (3.108)$$

где $k_1 \approx 0{,}20$.

Напомним и предельное соотношение, показывающее наибольшую возможную величину $S_{взм}$, а именно

$$S_{взм} \leqslant \rho_{отл} \cdot 10^{-3} = \rho_{отл}. \quad (3.109)$$

Рассмотрим вопрос о переходе от средней расходной мутности (частной s_{cpi} и общей $S_{ср}$) к средней субстанциальной мутности (соответственно $s_{ср.\,ci}$ и $S_{ср.\,с}$). Записывая известные соотношения (3.34) и (3.87) в виде:

$$\left.\begin{aligned} s_{ср.\,ci} &= s_{Hi} f_i, \\ s_{cpi} &= s_{Hi} B_i \end{aligned}\right\} \quad (3.110)$$

и деля первое на второе, получаем искомое выражение для перехода от s_{cpi} к $s_{ср.\,ci}$

$$s_{ср.\,ci} = K_i s_{cpi}, \quad (3.111)$$

где

$$K_i = \frac{f_i}{B_i}. \quad (3.112)$$

В практике гидрологических измерений и расчетов обычно получают значения средней расходной мутности. Точность измерений невелика, поэтому значения K_i целесообразно округлить и представить в виде небольшой таблицы как функцию C и G_i (табл. 12).

Таблица 12

Переходные коэффициенты K_i от частной средней расходной мутности к частной субстанциальной мутности

G_i	C				
	10	20	30	40	65
0,000	1,00	1,00	1,01	1,00	1,00
0,001	1,00	1,00	1,01	1,01	1,01
0,005	1,01	1,01	1,01	1,05	1,05
0,010	1,01	1,01	1,05	1,05	1,2
0,030	1,05	1,05	1,2	1,2	1,4
0,060	1,05	1,05	1,2	1,2	1,4
0,100	1,2	1,2	1,4	1,4	1,4
0,200	1,2	1,2	1,4	1,4	1,4

Нетрудно видеть, что общая средняя субстанциальная мутность потока может быть получена из соотношения

$$S_{\text{ср. с}} = \sum_{i=1}^{m} K_i s_{\text{ср}i}. \tag{3.113}$$

Учитывая, что

$$s_{\text{ср}i} = \frac{\alpha_{\text{ср}i}}{100} S_{\text{ср}}, \tag{3.114}$$

записываем выражение для перехода от $S_{\text{ср}}$ к $S_{\text{ср. с}}$

$$S_{\text{ср. с}} = S_{\text{ср}} \sum_{i=1}^{m} \frac{\alpha_{\text{ср}i}}{100} K_i \tag{3.115}$$

Известно, что при гидрологических измерениях определяется гранулометрический состав транспортируемых наносов, поэтому значения $\alpha_{\text{ср}i}$ оказываются известными и вычисления по формуле (3.115) не встречают затруднений.

В практике расчетов до сих пор отсутствовали зависимости для оценки транспортирующей способности потока, покрытого ледяным покровом. Наличие в потоке двух поверхностей с различной шероховатостью оказывает существенное влияние на гидравлическое сопротивление, распределение скорости и мутности по вертикали. К. В. Разумихина [135] на основе теоретических разработок В. М. Маккавеева и А. В. Караушева о распределении

скорости и мутности по глубине получила выражение транспортирующей способности для речного потока при ледяном покрове. Она делит поток, закрытый льдом, на верхнюю и нижнюю зоны, условно принимая, что граница раздела между ними проходит через точку, в которой скорость имеет максимальное значение v_{max} (рис. 28). В общем случае положение этой точки зависит от соотношения коэффициентов шероховатости нижней поверхности льда и русла; в первом же приближении можно считать ее находящейся в середине вертикали $\left(\frac{1}{2}H\right)$. Здесь H — глубина, отсчитываемая от нижней поверхности льда до дна. В качестве уравнения распределения скорости по вертикали в потоке, закрытом льдом, может быть использована формула Базена. Если расположить начало координат на динамической оси потока (где $v = v_{max}$), то для рассматриваемого случая эта формула запишется в виде

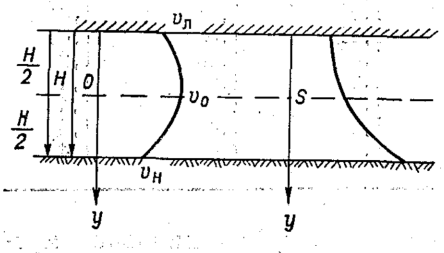


Рис. 28. Схема распределения скорости и мутности в потоке, покрытом льдом.

$$v = v_{max} - \frac{M_з v_{ср}}{2C_з}\left(\frac{y}{\frac{1}{2}H}\right)^2, \qquad (3.116)$$

где $M_з$ — параметр Караушева, вычисляемый для закрытого русла по формуле

$$M_з = 0{,}7C_з + 6. \qquad (3.117)$$

Эпюра получается симметричной относительно динамической оси потока.

Для удобства дальнейших выкладок целесообразно перенести начало координат y на поверхность раздела воды и льда. Соответственно формула Базена примет вид

$$v = v_{max} - \frac{2M_з v_{ср}}{2C_з\left(\frac{H}{2}\right)^2}\left(y - \frac{H}{2}\right)^2. \qquad (3.118)$$

После простого преобразования получаем

$$v = v_{max} - \frac{2M_з v_{ср}}{C_з}\left(\tilde{y} - \frac{1}{2}\right)^2, \qquad (3.119)$$

где $\tilde{y} = \frac{y}{H}$ — относительная глубина погружения точки (от поверхности раздела лед—вода).

Соотношение между средней и максимальной скоростью на вертикали выражается при этом равенством

$$v_{max} = v_{ср}\left(1 + \frac{M_з}{6C_з}\right). \qquad (3.120)$$

Подставляя последнее равенство в зависимость (3.119), получаем следующее уравнение распределения скорости по вертикали закрытого льдом потока:

$$v = v_{ср}\left[\beta - \mu\left(\widetilde{y} - \frac{1}{2}\right)^2\right]. \tag{3.121}$$

Здесь использованы обозначения:

$$\left.\begin{aligned} \beta &= 1 + \frac{M_з}{6C_з}, \\ \mu &= \frac{2M_з}{C_з}. \end{aligned}\right\} \tag{3.122}$$

Коэффициент Шези для закрытого льдом потока $C_з$ вычисляется разработанным Караушевым методом переходных коэффициентов, согласно которому

$$C_з = k_c C, \tag{3.123}$$

где k_c — множитель, определяемый выражением

$$k_c = \frac{1{,}26}{\sqrt{1 + \left(\frac{n_л}{n_р}\right)^2}}. \tag{3.124}$$

Коэффициент шероховатости русла ($n_р$) приближенно находится по формуле

$$n_р = 0{,}03 d^{1/6}, \tag{3.125}$$

где d — эффективный диаметр частиц донных отложений.

Для определения коэффициентов шероховатости нижней поверхности ледяного покрова естественных рек ($n_л$) применяется известная шкала П. Н. Белоконя.

Для оценки распределения мутности по вертикали воспользуемся формулой В. М. Маккавеева, полученной им при условии постоянства коэффициента турбулентного обмена по вертикали, выражение которого для потока, закрытого льдом, можно представить в виде

$$A_з = \frac{\rho g H v_{ср}}{2M_з C_з}, \tag{3.126}$$

где $H/2$ является гидравлическим радиусом. Подставляя значение $A_з$ в упомянутую формулу Маккавеева, записываем выражение профиля мутности в виде

$$s_i = s_{Hi} e^{-\frac{2M_з C_з}{g} \cdot \frac{u_i}{v_{ср}} (1 - \widetilde{y})}. \tag{3.127}$$

Введем безразмерные характеристические числа:

$$\frac{M_з C_з}{g} = N_з, \tag{3.128}$$

$$\frac{u_i}{v_{ср}} = G_i \tag{3.129}$$

и, используя обозначение

$$a_{зi} = 2N_з G_i, \tag{3.130}$$

получим следующий вид формулы для распределения частной мутности в потоке, закрытом льдом:

$$s_i = s_{Hi} e^{-a_{зi}(1-\tilde{y})}. \tag{3.131}$$

Подставляя полученные выражения скорости и мутности в уравнение элементарного расхода наносов частной фракции для закрытого потока $p_{Siз}$ и вынося постоянные за знак интеграла, будем иметь

$$p_{Siз} = v_{ср} s_{Hi} \int_0^I \left[\beta - \mu\left(\tilde{y} - \frac{1}{2}\right)^2\right] e^{-a_{зi}(1-\tilde{y})}\, d\tilde{y}. \tag{3.132}$$

После интегрирования и подстановки значений β, μ, $a_{зi}$ получаем следующую формулу:

$$p_{Siз} = q s_{Hi} Б_{зi}, \tag{3.133}$$

где q — элементарный расход воды; s_{Hi} — частная донная мутность; $Б_{зi}$ — функция $C_з$ и G_i, определяемая равенством

$$Б_{зi} = \left[\frac{g}{C_з^2 G_i}\left(\frac{6{,}7C_з + 6}{12M_з} - \frac{g^2}{2M_з^2 C_з^2 G_i^2} - \frac{g}{2M_з C_з G_i} - \frac{1}{4}\right)\times\right.$$
$$\left.\times\left(1 - e^{-\frac{2M_з C_з G_i}{g}}\right) + \frac{g^2}{M_з C_з^3 G_i^2}\right]. \tag{3.134}$$

Далее, как и раньше, величину s_{Hi} выражаем через общую мутность взмыва, т. е. записываем

$$s_{Hi} = \frac{\alpha_{взмi}}{100} \Phi_i S_{взм}; \tag{3.135}$$

все содержащиеся здесь величины определяются таким же образом, как и для открытого потока. Различие в вычислении расхода наносов для открытого и закрытого льдом потоков заключается только в применении различных функций $Б_i$ (для открытого потока $Б_i$, а для закрытого $Б_{зi}$). Значения $Б_{зi}$ даны в табл. 13, а функция Φ представлена на рис. 24 в разделе 3.2.

Таблица 13

Таблица функции $Б_з(C_з G)$

G	$C_з$					
	10	20	30	40	50	60
0,0001	0,999	0,989	0,979	0,972	0,963	0,955
0,0010	0,970	0,935	0,895	0,855	0,810	0,753
0,0020	0,966	0,914	0,848	0,768	0,676	0,585
0,0030	0,958	0,890	0,791	0,677	0,566	0,464
0,0050	0,935	0,823	0,678	0,536	0,412	0,312
0,010	0,873	0,681	0,483	0,327	0,222	0,155
0,015	0,823	0,572	0,360	0,223	0,144	0,099
0,020	0,772	0,486	0,279	0,164	0,105	0,072
0,030	0,686	0,362	0,185	0,105	0,067	0,046
0,060	0,492	0,186	0,085	0,048	0,031	0,022
0,10	0,335	0,104	0,048	0,028	0,018	0,013
0,16	0,211	0,061	0,029	0,017	0,011	0,0080
0,20	0,165	0,047	0,023	0,013	0,0089	0,0069
0,26	0,121	0,035	0,017	0,010	0,0068	0,0045
0,30	0,102	0,030	0,015	0,0088	0,0059	0,0044
0,36	0,082	0,025	0,012	0,0073	0,0049	0,0032
0,40	0,072	0,022	0,011	0,0066	0,0044	0,0032

Общая мутность взмыва (в кг/м³) для потока, закрытого льдом, аналогично случаю открытого потока может быть выражена формулой

$$S_{взм.\,з} = 0{,}15 N_з \eta_Б^2 \frac{v_{ср}^2}{H_{ср}}; \qquad (3.136)$$

здесь $N_з$ определяется по формуле (3.128); величина $\eta_Б$ выражает переход от средней скорости на вертикали $v_{ср}$ к донной $v_н$ по параболе Базена

$$\eta_Б = 1 - \frac{M}{3C}. \qquad (3.137)$$

Параметр M зависит от коэффициента Шези C.

Выражение средней частной мутности для потока, закрытого льдом, записывается в виде

$$S_{зi\,ср} = \frac{\alpha_{взмi}}{100} \Phi_i Б_{зi} S_{взм.\,з}. \qquad (3.138)$$

Произведение функций Φ_i и $Б_{зi}$ является частным значением гидромеханического параметра наносов для условий закрытого потока (обозначаем $Г_{зi}$), т. е.

$$Г_{зi} = \Phi_i Б_{зi}. \qquad (3.139)$$

Значения $Г_{зi}$ приведены в табл. 14.

Таблица 14

Таблица функции $\Gamma_3(C_3, G)$

G	C											
	10	15	20	25	30	35	40	45	50	55	60	65
0,000 1	0,999	0,995	0,989	0,984	0,978	0,974	0,970	0,966	0,961	0,958	0,952	0,948
0,001 0	0,963	0,942	0,923	0,900	0,879	0,857	0,834	0,812	0,786	0,759	0,727	0,697
0,002 0	0,951	0,921	0,890	0,853	0,817	0,776	0,732	0,685	0,637	0,590	0,545	0,502
0,003 0	0,937	0,897	0,856	0,803	0,748	0,688	0,629	0,572	0,517	0,466	0,418	0,375
0,004 0	0,922	0,864	0,813	0,744	0,677	0,609	0,545	0,483	0,426	0,374	0,327	0,287
0,005 0	0,901	0,836	0,770	0,681	0,617	0,543	0,475	0,411	0,355	0,305	0,261	0,226
0,007 0	0,862	0,783	0,694	0,603	0,516	0,437	0,366	0,305	0,254	0,212	0,176	0,150
0,010	0,809	0,705	0,597	0,494	0,399	0,321	0,256	0,204	0,164	0,133	0,108	0,091
0,015	0,736	0,597	0,469	0,359	0,271	0,205	0,155	0,118	0,092	0,075	0,059	0,049
0,020	0,664	0,508	0,371	0,267	0,190	0,137	0,101	0,076	0,059	0,046	0,036	0,030
0,025	0,603	0,435	0,299	0,203	0,141	0,098	0,071	0,052	0,040	0,031	0,024	0,020
0,030	0,547	0,371	0,243	0,160	0,106	0,072	0,052	0,038	0,029	0,022	0,017	0,014
0,040	0,452	0,276	0,167	0,103	0,066	0,043	0,030	0,021	0,016	0,011	0,008 9	0,007 3
0,050	0,375	0,211	0,119	0,069	0,044	0,028	0,018	0,013	0,009 4	0,007 2	0,005 3	0,004 3
0,060	0,314	0,165	0,088	0,050	0,029	0,018	0,012	0,008 5	0,006 0	0,004 2	0,003 0	0,002 3
0,070	0,265	0,129	0,066	0,036	0,019	0,013	0,007 6	0,005 8	0,003 8	0,002 5	0,001 8	0,001 4
0,080	0,225	0,103	0,051	0,026	0,015	0,009 5	0,005 7	0,003 6	0,002 4	0,001 5	0,001 1	0,000 84
0,090	0,192	0,083	0,039	0,020	0,011	0,006 6	0,003 9	0,002 5	0,001 6	0,001 0	0,000 66	0,000 47
0,10	0,163	0,068	0,029	0,016	0,008 5	0,004 7	0,002 7	0,001 7	0,001 0	0,000 65	0,000 41	0,000 11
0,16	0,068	0,023	0,008 4	0,003 5	0,001 7	0,000 74	0,000 36	0,000 19	0,000 090	0,000 045	0,000 019	
0,20	0,041	0,012	0,003 9	0,001 5	0,000 57	0,000 23	0,000 094	0,000 041	0,000 008			
0,26	0,019	0,004 7	0,001 2	0,000 38	0,000 11	0,000 036						
0,30	0,012	0,002 6	0,000 58	0,000 15	0,000 037							
0,36	0,006	0,001 0	0,000 21	0,000 032								

Формулы общей мутности и общего расхода наносов, отвечающего транспортирующей способности потока, закрытого льдом, при заданном составе донных отложений и транспортируемых наносов записываются так же, как и для открытого потока, но вместо величин Γ_i и $S_{взм}$ содержат $\Gamma_{iз}$ и $S_{взм.\,з}$. Например, формула общего расхода наносов при заданном составе донных отложений приобретает вид

$$P_{Sз} = QS_{взм.\,з} \sum_{i=1}^{m} \frac{\alpha_{взмi}}{100} \Gamma_{iз}. \qquad (3.140)$$

При заданном составе транспортируемых наносов будем иметь

$$P_{Sз} = QS_{взм.\,з} \frac{1}{\sum_{i=1}^{m} \frac{\alpha_{срi}}{100\Gamma_{iз}}}. \qquad (3.141)$$

Остановимся на формулах транспортирующей способности потока, полученных И. Ф. Карасевым [52] на основе рассматривавшихся выше теоретических предпосылок при использовании вероятностных соотношений, отражающих условия срыва частиц и их взвешивания. Изучая процесс взаимообмена частицами потока и русла, Карасев делит фазу взмыва частиц на две части: 1) срыв частиц со дна и 2) взвешивание частиц вертикальными составляющими скорости. Принимая распределение пульсационных скоростей по Гауссу, он записывает следующие приближенные зависимости:

для вероятности срыва —

$$\eta = 1{,}08 - 0{,}58\left(\frac{v_{нач}}{v_{ср}}\right)^2, \qquad (3.142)$$

для вероятности взвешивания —

$$\varepsilon = 1{,}0 - 0{,}18\frac{uC}{v_{ср}\sqrt{g}}. \qquad (3.143)$$

Вероятность η определяется через величину начальной (срывающей) скорости $v_{нач}$, что позволяет учесть не только вес и диаметр частиц, но и весь комплекс факторов, который включают формулы $v_{нач}$ как для несвязных, так и связных грунтов. Для несвязных грунтов $v_{нач}$ может определяться по формуле В. В. Романовского [142], помещенной в гл. 2 настоящей монографии. Вероятность ε учитывает все те параметры частиц наносов, которые определяют их гидравлическую крупность u. В соответствии с эргодическими свойствами турбулентных потоков величины η и ε могут рассматриваться как характеристики временного, так и пространственного распределения. В частности, можно считать, что вероятность η выражает долю общей площади дна, на которой в каждый момент времени обеспечивается «обезвешивание» частиц грунтовой массы.

Анализ процессов, происходящих в придонной области, позволил Карасеву получить следующую зависимость для мутности взмыва (кг/м³):

$$S_{\text{взм}} = \alpha_S \frac{\rho_S \rho C^2 v_{\text{ср}}^2 \eta}{(\rho_S - \rho) g^2 H}. \qquad (3.144)$$

Далее он составляет баланс вертикального перемещения наносов в придонном слое потока. При этом он учитывает, что область потока над верхней границей придонного слоя характеризуется донной мутностью основной зоны потока S_H, и принимает, что мутность придонного слоя выражается величиной $S_{\text{взм}}$. Обмен наносами через верхнюю границу придонного слоя определяется соотношением вертикальных пульсационных скоростей и гидравлической крупности частиц, что может быть выражено через вероятность ε.

Из уравнения баланса вертикального переноса частиц для условий стационарного процесса находится следующая зависимость для придонной мутности:

$$S_H = \frac{\alpha_H \alpha_S \rho_S \rho v_{\text{ср}}^3 C^2 \sqrt{g} \eta \varepsilon}{g^2 H (\rho_S - \rho)(0{,}76 v_{\text{ср}} \sqrt{g} + 0{,}5 u C)}. \qquad (3.145)$$

Уравнение распределения мутности по вертикали Карасев получает в виде

$$S = S_H e^{-\frac{12 u C \left(H - \frac{y}{H}\right)}{u C + 0{,}7 v_{\text{ср}} \sqrt{g}}}, \qquad (3.146)$$

где y — расстояние по вертикали, отсчитываемое от поверхности потока; H — полная глубина на вертикали.

При малой гидравлической крупности частиц, когда $u \ll 0{,}7 v_{\text{ср}} \frac{\sqrt{g}}{C}$, его уравнение совпадает с известным уравнением распределения мутностей, полученным В. М. Маккавеевым. Карасев считает свое уравнение более общим, чем уравнение Маккавеева, предполагая, что оно пригодно для описания переноса в потоке более крупных частиц по сравнению с тем, для чего предназначена диффузионная теория в чистом виде. Свои соображения И. Ф. Карасев подтверждает ссылкой на выполненные им сравнения с данными экспериментов Н. А. Михайловой и натурных материалов К. В. Разумихиной. В этой связи необходимо подчеркнуть, что рекомендованные выше зависимости А. В. Караушева, основанные на теории Маккавеева при условии отнесения их к отдельным фракциям и получения общей мутности путем суммирования частных мутностей, дают вполне удовлетворительный результат для весьма широкого диапазона крупности наносов.

В связи с рассмотрением процессов в придонной области Карасев подразделяет наносы на взвешенные, которые перемещаются в толще потока вместе с течением в виде пассивной примеси, и донные, передвигающиеся влечением или короткими скачками по дну. При неоднородном фракционном составе донные наносы в основном состоят из наиболее крупных частиц, однако решающим признаком подразделения наносов является механизм их перемещения, а не крупность. В противном случае, например при однородных мелкозернистых грунтах, пришлось бы признать полное отсутствие влекомых наносов, что было бы ошибочным.

Для расчета всей массы перемещаемых в придонном слое потока наносов (элементарного расхода влекомых наносов в кг/(с · м)) Карасев выводит следующую формулу:

$$p_{вл}=0{,}006\,\frac{\rho_S\rho\, dC^2 v_{ср}^2 (v_{ср}-v_{нер})}{(\rho_S-\rho)\,g^2 H}\,\eta, \qquad (3.147)$$

где d — средний диаметр транспортируемых частиц, мм; $v_{нер}$ — неразмывающая скорость, которая, по Карасеву, связана следующим соотношением с начальной (срывающей) скоростью:

$$v_{нач}=1{,}4v_{нер}. \qquad (3.148)$$

Эмпирический коэффициент в формуле $p_{вл}$ определен по результатам натурных измерений Т. Ф. Талмазы, А. Ю. Умарова и др. Эта формула не уступает по точности формулам других авторов, но пригодна для более широкого диапазона условий движения наносов, что обеспечивается учетом вероятности срыва η.

Детальное рассмотрение процесса транспорта взвешенных и влекомых наносов, в частности изучение придонной мутности, распределения мутности по глубине потока, выяснение условий влечения частиц по дну и т. д., позволило Карасеву получить следующую формулу полного элементарного расхода наносов:

$$p_{Sобщ}=0{,}75S_{взм}v_{ср}H\left(\frac{v\sqrt{g}Б\varepsilon}{0{,}75v_{ср}\sqrt{g}+0{,}5uC}+\frac{40d\,(v_{ср}-v_{нер})}{v_{ср}H}\right), \qquad (3.149)$$

где $Б$ — отношение средней расходной мутности на вертикали к придонной. В случае транспортирования глинистых частиц, после их распада на мелко дисперсные фракции, $Б\approx 1$.

Карасев отмечает, что первый член стоящей в скобках суммы характеризует перенос взвешенных наносов, а второй — влекомых. Различный вид членов обусловлен неодинаковым механизмом перемещения указанных категорий наносов. В то же время содержащаяся в формуле в виде множителя мутность взмыва отражает единый для этих категорий процесс — взаимодействие жидкой и твердой сред.

Из формулы общего транспорта наносов Карасев получает отношение расхода влекомых наносов к расходу взвешенных, т. е. величину β

$$\beta = \frac{p_{вл}}{p_S}; \tag{3.150}$$

для мелких фракций ($d < 0{,}25$ мм) он находит

$$\beta \approx 30 \frac{d}{H}, \tag{3.151}$$

для крупных ($d > 1{,}5$ мм)

$$\beta = \frac{1300\left(\frac{v_{ср}}{v_{нер}} - 1\right)}{\left(\frac{v_{ср}}{v_{нер}}\right)^2 - 0{,}5\frac{v_{ср}}{v_{нер}}} \cdot \frac{d}{H}. \tag{3.152}$$

Карасев особо подчеркивает, что транспортирующая способность потока и фактический расход наносов не должны отождествляться. Это очевидно, поскольку последний зависит не только от физических условий транспорта наносов, выражаемых через транспортирующую способность, но также и от начальных и граничных условий. Естественно, что при оценке фактического расхода наносов должно быть исследовано продольное (вдоль потока) распределение мутности. Уравнения, предназначенные для решения подобных задач, рассматриваются ниже, в соответствующем разделе. Транспортирующая способность содержится в этих уравнениях как основной параметр.

3.4. Проверка формул транспортирующей способности потока и практические приемы расчета транспорта взвешенных наносов

Для расчета транспортирующей способности потока, как указывалось выше, применяется ряд расчетных формул и методов. Теоретические основы методов расчета транспортирующей способности и общий вид рекомендуемых зависимостей рассмотрены в п. 3.3.

Основными формулами и методами, применяемыми на практике, являются формулы А. Н. Гостунского [28], Е. А. Замарина [43], С. Х. Абальянца [1], теоретический метод А. В. Караушева и его эмпирическая формула, метод К. И. Россинского и И. А. Кузьмина [145]. Расчетные зависимости Абальянца, Великанова, Гостунского, Замарина, Хачатряна, зависимость, используемая в методе Россинского и Кузьмина, а также эмпирическая формула Караушева, могут быть представлены в следующем общем виде:

$$S = k \frac{v^e}{H^a u^n}. \tag{3.153}$$

В некоторых из этих формул коэффициент k определяется как функция коэффициента Шези.

Представляется весьма важной проверка формул и методов расчета транспортирующей способности для условий различных рек и выявление области их применения.

Проверка формул транспортирующей способности, предложенных Гостунским, Замариным, Хачатряном, Абальянцем и др., производилась в САНИИРИ А. В. Ефремовым [41]. С целью получения надежного исходного материала для такой проверки на каналах ирригационных систем Средней Азии и в лабораториях были организованы специальные исследования по изучению транспортирующей способности потоков. В результате было установлено, что рассмотренные эмпирические формулы дают удовлетворительные результаты лишь для условий, близких к тем, для которых они получены. Применительно к речным потокам эти формулы проверке в достаточной степени не подвергались.

Детальная проверка метода Россинского и Кузьмина [145] была выполнена в Югославии В. Милорадовой [209]. Она установила, что содержащийся в расчетной формуле Россинского коэффициент k зависит от турбулентности потока. Однако, как указал другой югославский ученый С. Брук [185], в настоящее время выявить характер такой зависимости еще не удалось. Можно предположить, что зависимость k от турбулентности косвенным образом выражается посредством коэффициента Шези C, который содержится, например, в формулах А. В. Караушева, И. О. Карасева, К. В. Разумихиной и др.

В 1966 г. К. В. Разумихина [131] выполнила проверку рассмотренных выше методов расчета для речных потоков на материалах Гидрометслужбы и специальных детальных измерений на р. Пологметь. Расчет средней мутности по формулам Замарина, Гостунского и Караушева выполнялся для рек, протекающих в различных природных зонах, значительно отличающихся по гидрологическому режиму и условиям формирования стока наносов. Это позволило проверить расчетные формулы в достаточно широком диапазоне изменений режима и гидравлики потока, мутности и состава наносов.

Осредненные результаты вычисления мутности по названным формулам представлены в табл. 15. Материалы наблюдений и расчетов позволили установить, что в среднем для всех рассмотренных рек формулы Замарина и Гостунского дали очень большие расхождения. Для многих рек (Белая, Вятка, Кама и др.) по указанным формулам получены завышения мутности в 50—100 раз. Лишь для рек, отличающихся мелкими наносами, получены удовлетворительные результаты. По-видимому, эти формулы, выведенные авторами для среднеазиатских каналов и рек, транспортирующих большое количество мелких наносов, имеют ограниченное применение и могут использоваться только в аналогичных условиях.

При сравнении двух вариантов расчета мутности по эмпирической формуле Караушева оказалось, что при использовании крупности взвешенных наносов вычисленное значение мутности всегда значительно больше, чем при применении крупности донных отложений. При использовании значений крупности донных отложений формула Караушева в ряде случаев дала удовлетворительные результаты.

Наиболее близкая сходимость с натурными материалами получена по детально изложенному в п. 3.3 теоретическому методу Караушева. Из табл. 15 видно, что наилучший результат дает

Таблица 15

Осредненные результаты расчета мутности

Число случаев	Мутность, кг/м³							
	измеренная	вычисленная						
		по теоретическому методу Караушева			по эмпирической ф-ле Караушева		по формуле Замарина	По формуле Гостунского
		по фракциям донных отложений	по фракциям взвешенных наносов	по среднему составу взвешенных наносов	по крупности донных отложений	по крупности взвешенных наносов		
33	0,526	0,505	1,320	1,540	0,171	1,230	3,870	10,900

тот вариант теоретической формулы Караушева (3.102), в котором гидромеханический параметр наносов определяется по заданному составу донных отложений. При определении гидромеханического параметра по крупности взвешенных наносов вычисленная по формуле (3.103) мутность оказывается значительно завышенной. Мутность, вычисленная по среднему составу взвешенных наносов, также несколько превышает мутность, полученную по формуле, учитывающей фракционный состав взвешенных наносов.

Для более детальной проверки методов расчета К. В. Разумихина [132] провела на участке р. Полометь детальные измерения расходов наносов, гидравлических элементов потока, его уклона, гранулометрического состава взвешенных наносов и донных отложений. Было детально изучено распределение скоростей течения и мутности по глубине и ширине потока, распределение крупности взвешенных наносов по сечению реки, а также крупности донных отложений по элементам гряд и по ширине реки.

Расчеты транспортирующей способности потока были выполнены при использовании различных исходных данных о крупности наносов: 1) по фракциям донных отложений с осреднением их гранулометрического состава по ширине реки; 2) то же с осреднением по длине гряды в стрежневой части потока; 3) по фракциям взвешенных наносов с осреднением их состава по сечению реки; 4) то же при осреднении вдоль оси потока.

Детальные натурные исследования на р. Полометь подтвердили вывод о том, что наиболее приемлемым для расчета транспортирующей способности потока, оцениваемой по его средней мутности $S_{ср}$, является тот вариант метода Караушева, при котором гидромеханический параметр наносов вычисляется по гранулометрическому составу донных отложений, надежно осредненному по всей ширине потока. Результаты вычисления $S_{ср}$ по крупности донных отложений, осредненной по элементам гряд только в стрежневой зоне потока, получились в значительной степени заниженными по сравнению с измеренными. Это объясняется отчасти тем, что гранулометрический состав донных отложений при осреднении по элементам гряд в стрежневой зоне потока получается более крупным, чем при осреднении по ширине реки. В частности, осредненный по ширине реки состав отложений содержал около 20% частиц с диаметром менее 0,2 мм, а при осреднении по элементам гряд в стрежневой зоне потока частицы с диаметром менее 0,2 мм составляли лишь около 1%. Значения $S_{ср}$, вычисленные по крупности взвешенных наносов, в обоих случаях оказались значительно выше, чем измеренные.

На основании проведенных исследований удалось также установить, что расхождения между измеренными и вычисленными величинами можно объяснить как недостатками расчетных зависимостей, так и в определенной степени несовершенством применяемой в настоящее время методики отбора проб взвешенных наносов (особенно в придонной области потока) и донных отложений. Выявлено, что результат вычисления сильно зависит от надежности принятого для расчета состава наносов. Особую роль при этом оказывает полнота учета мелких фракций в составе руслового аллювия. В табл. 16 показано, что результаты расчета $S_{ср}$ по крупности донных отложений, полученные по определениям 1966 г., дали значительно лучшее совпадение с измеренной мутностью, чем по данным 1965 г. Это объясняется тем, что в 1966 г. для отбора проб донных отложений были применены грунтоотборники новой конструкции, разработанные в ГГИ Н. Я. Соловьевым [155]. Отличительной особенностью этих приборов является герметичность камеры, что обеспечивает сохранность всех фракций в пробе при поднятии прибора со дна.

При расчете $S_{ср}$ по крупности взвешенных наносов хороший результат может быть получен лишь в том случае, если для

Таблица 16

Вычисленные по методу А. В. Караушева и измеренные значения мутности
р. Полометь — с. Яжелбицы

Дата измерения	Мутность, кг/м³		
	измеренная	вычисленная по крупности донных отложений	вычисленная по крупности взвешенных наносов
1965 г. 17/IV	0,262	0,175	0,600
19/IV	0,795	0,149	0,234
22/IV	1,860	0,210	2,260
27/IV	0,717	0,494	2,840
3/V	0,401	0,480	0,756
1966 г. 6/IV	1,015	0,260	1,110
9/IV	0,975	0,922	1,500
18/IV	0,680	0,502	3,450
21/IV	0,780	0,574	2,580
25/IV	0,950	1,260	4,034
4/IV	0,516	0,514	1,160

построения гранулометрической кривой используется состав взвешенных наносов, осредненный по всей глубине потока. Особенно важным в этом случае является достаточно полный учет взвешенных наносов в придонной области потока. К сожалению, в настоящее время отсутствуют приборы, позволяющие надежно отбирать в речных потоках пробы в непосредственной близости от дна.

Проверка ряда зависимостей для вычисления транспортирующей способности потока в последние годы проведена также в Киргизском НИИВХ К. Ф. Артамоновым и А. Н. Крошкиным [5]. Результаты выполненных расчетов подтвердили выводы ГГИ о том, что большинство расчетных формул и для горных рек дает резко завышенные (в 10—100 раз и более) значения мутности по сравнению с измеренными. Наилучшие результаты для рек Киргизии также получены по теоретической зависимости А. В. Караушева.

Приведем результаты проверки формулы транспортирующей способности покрытого льдом потока (3.138), произведенной К. В. Разумихиной. Для расчета средней мутности потока использовались фактические данные измерения расходов воды и гранулометрического состава донных отложений за 1958—1960 гг. для: р. Урал — с. Тополи, р. Белая — створы г. Бирск и г. Уфа, р. Кама — створы г. Набережные Челны, с. Гайны, г. Сарапул, с. Волосницкое, р. Сюнь — с. Миньярово и др. В связи с тем, что в формулу мутности потока, покрытого льдом, в качестве расчетного параметра входит коэффициент шероховатости шуго-ледяного покрова $n_л$, проверка формулы

осуществлялась для периодов начала ледостава, середины зимы и периода перед вскрытием реки. Вычисления велись для весьма различных гидравлических условий: расходы воды изменялись от 2 до 2000 м³/с и более, глубина потока — от 0,7 до 10 м, средняя скорость — от 0,17 до 0,54 м/с, коэффициент шероховатости русла $n_р$ — от 0,022 до 0,040. Как показывают результаты расчета (табл. 17), значения мутности, полученные по формуле (3.138), в большинстве случаев обнаруживают более или менее удовлетворительную сходимость с измеренными данными. Чаще расчетные значения мутности получаются выше измеренных. Здесь следует учесть, что ошибки измерения малой мутности, являющиеся систематическими, направлены в сторону ее преуменьшения. Поэтому несколько преувеличенные расчетные значения мутности возможно иногда даже более близки к действительным ее значениям, чем измеренные. Причиной ошибок самих расчетов может являться то обстоятельство, что входящий в формулу расчетный параметр $n_л$, в значительной степени оказывающий влияние на результаты вычислений, определяется весьма приближенно (табл. 17).

Заметим, что попытка применения для зимних условий формулы мутности, составленной для открытого потока, показала значительно худший результат. В среднем вычисление мутности для зимы по формуле, предназначенной для открытых потоков, дает завышение на 40—60% по сравнению со значениями, полученными по формуле, учитывающей влияние ледяного покрова. В ряде случаев эти отклонения достигают значительно бóльших величин.

Поскольку теоретические методы, разработанные в ГГИ А. В. Караушевым и К. В. Разумихиной, дали для речных потоков наилучшие результаты, ниже детально изложена последовательность расчета транспортирующей способности потока этими методами. Рассматривая метод Караушева, дадим его с теми упрощениями, которые оказалось целесообразным внести для уменьшения трудоемкости расчетов. Как уже было сказано выше, в этом методе средняя мутность потока, отвечающая его транспортирующей способности, выражается соотношением

$$S_{ср}=S_{взм}\Gamma, \qquad (3.154)$$

Исходными данными для расчета $S_{ср}$ являются гидравлические характеристики потока (скорость, уклон водной поверхности, глубина) и сведения о гидравлической крупности наносов (взвешенных или донных).

Расчет транспортирующей способности потока начинается с определения мутности взмыва (кг/м³) по формуле

$$S_{взм}=0{,}15N\eta^2\frac{v_{ср}^2}{H}, \qquad (3.155)$$

Таблица 17

Гидравлические элементы потока и результаты сравнения измеренной и вычисленной мутности для потока, закрытого льдом

Дата	Мутность, г/м³		Q м³/с	$H_{ср}$ м	$v_{ср}$ м/с	$n_л$	$n_р$	$C_з$
	измеренная	вычисленная						
р. Урал — с. Тополи, $F=194\,000$ км²								
1958 г. 30/I	13,0	12,0	79,8	3,08	0,15	0,050	0,022	30,0
20/II	5,5	8,8	68,8	3,14	0,13	0,040	0,022	33,4
18/XII	3,0	30,0	59,7	1,31	0,33	0,150	0,022	8,7
1959 г. 16/I	7,6	37,3	63,4	1,57	0,33	0,100	0,022	12,8
30/XII	23	15,8	90,0	2,12	0,32	0,150	0,022	9,1
р. Белая — г. Уфа, $F=100\,000$ км²								
1959 г. 27/III	6,5	5,0	153	3,47	0,19	0,010	0,032	46,0
р. Белая — г. Бирск, $F=121\,000$ км²								
1959 г. 13/IV	10,0	15,9	280	2,97	0,27	0,010	0,036	39,6
11/XII	7,2	4,7	489	3,84	0,32	0,100	0,036	14,6
29/XII	7,2	6,6	388	3,38	0,30	0,060	0,036	21,9
1960 г. 13/I	3,9	7,2	348	3,17	0,29	0,040	0,034	28,9
28/XII	2,4	4,6	271	3,08	0,25	0,060	0,034	21,9
р. Кама — с. Волосницкое, $F=11\,000$ км²								
1960 г. 27/III	8,6	30,5	13,0	1,26	0,24	0,030	0,029	31,4
19/IV	76,0	119	217	3,65	0,54	0,010	0,028	51,9
22/XI	18,0	16	6,7	0,81	0,18	0,050	0,029	21,0
р. Кама — с. Гайны, $F=27\,600$ км²								
1959 г. 5/IV	14	45	69	1,86	0,22	0,050	0,038	20,4
16/IV	130	95	91	1,94	0,27	0,045	0,038	24,7
11/XI	2,6	36	184	2,01	0,40	0,100	0,038	13,05
р. Кама — г. Сарапул, $F=189\,000$ км²								
1960 г. 30/III	15,0	30,0	1450	6,5	0,56	0,030	0,029	46,9
р. Кама — г. Набережные Челны, $F=368\,000$ км²								
1960 г. 18/I	4,9	18,6	1640	9,2	0,37	0,050	0,024	32,2
11/IV	57	45,6	2220	9,6	0,48	0,030	0,024	46,9
20/XII	4,8	4,0	1110	8,1	0,29	0,100	0,024	17,4
р. Сюнь — с. Миньярово, $F=4230$ км²								
1960 г. 21/I	10	9,64	2,41	0,70	0,19	0,100	0,028	11,5
27/II	11	11,4	2,32	0,84	0,17	0,040	0,028	25,0
30/XII	8,7	7,2	2,87	0,78	0,21	0,120	0,028	9,96

Примечание. Измеренная и вычисленная мутность дается в г/м³ ввиду малых ее значений.

где H — средняя глубина потока; η — отношение донной скорости к средней; N — характеристическое безразмерное число;

$$\eta^2 = \frac{0{,}53C - 4{,}1}{C - 2}; \tag{3.156}$$

$$N = \frac{MC}{g}; \tag{3.157}$$

здесь g — ускорение свободного падения; величина M при $10 \leqslant C \leqslant 60$ находится по формуле

$$M = 0{,}7C + 6, \tag{3.158}$$

а при $C > 60$

$$M = 48 = \text{const}. \tag{3.159}$$

Для приближенных расчетов $S_{взм}$ может быть использована номограмма, в которой $S_{взм}$ представлена как функция трех переменных C, H и $v_{ср}$ (рис. 29).

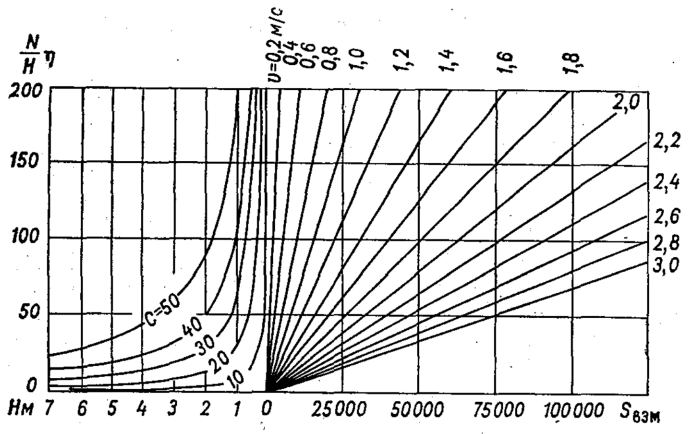


Рис. 29. Номограмма для вычисления $S_{взм}$.

Анализ расчетных материалов позволил установить степень влияния отдельных параметров, входящих в формулу мутности взмыва, на результаты расчета. Было установлено, что параметр η является наиболее стабильной величиной. Значения η^2 при $20 \leqslant C \leqslant 60$ изменяются от 0,38 до 0,48, а при $10 \leqslant C < 20$ — от 0,20 до 0,38. Поэтому с достаточным приближением можно принять при расчетах следующие постоянные значения:

при $20 \leqslant C \leqslant 60$

$$\eta^2 = \text{const} \approx 0{,}43,$$

при $10 \leqslant C < 20$

$$\eta^2 = \text{const} \approx 0{,}30.$$

Учитывая эти равенства и заменяя в формуле мутности взмыва величину v^2/H числом Фруда $\mathrm{Fr}=v^2/gH$ с введением постоянной величины g в числовой коэффициент формулы мутности взмыва, запишем ее в виде

$$S_{взм}=kN\mathrm{Fr}. \qquad (3.160)$$

Если выразить мутность в кг/м³, то коэффициент k приобретает следующие значения: для равнинных рек, коэффициенты Шези которых заключены в пределах 20—80, $k=0{,}650$, для рек преимущественно горных, где $10\leqslant C<20$, $k=0{,}450$.

Надежность вычисления мутности взмыва, а вместе с тем и транспортирующей способности потока в значительной степени зависит от надежности определения коэффициента Шези C, учитывающего влияния шероховатости русла как на скорость течения, так и на коэффициент турбулентного обмена. При наличии сведений об уклоне водной поверхности коэффициент Шези C обычно вычисляется по формуле

$$C=\frac{v_{ср}}{\sqrt{H_{ср}I}}. \qquad (3.161)$$

При недостаточности данных об уклоне водной поверхности C вычисляется в зависимости от шероховатости русла. Наиболее эмпирически обоснованной зависимостью является формула Штриклера, получившая теоретическое подтверждение в трудах В. М. Маккавеева [100]. В последнее время эта формула вновь привлекла внимание ряда зарубежных исследователей. Детальный ее анализ дается в работе М. Пирковского [214], который предлагает широко применять эту формулу для выражения величины сопротивления.

Формула Штриклера с уточненным коэффициентом имеет вид

$$C=33\left(\frac{H_{ср}}{d_э}\right)^{1/6}, \qquad (3.162)$$

где $H_{ср}$ — средняя глубина, метры; $d_э$ — эффективная крупность донных отложений, определяющая зернистую шероховатость русла, миллиметры.

Разумихиной было показано, что назначение эффективного диаметра определяется типом донных отложений. В частности, для речных потоков с гравелисто-песчаным руслом, крупность отложений которых от 0,05 до 10—20 мм, а в процентном отношении преобладают фракции 1—0,5 и 0,5—0,2 мм, в качестве эффективного следует принимать диаметр частицы, отвечающий 50%-ной обеспеченности на гранулометрической кривой. В подтверждение приводятся результаты сопоставления коэффициентов Шези, полученных непосредственно по формуле Шези и по уточненной формуле Штриклера при разных значениях $d_э$ (табл. 18).

Таблица 18

Значения коэффициентов Шези C по формуле Штриклера при $d_э$ разной обеспеченности (вычисления выполнены по средним за половодье гидравлическим элементам потока)

Река—пункт	Год	$C=\frac{v}{\sqrt{HI}}$	Значения C при	
			$d_э$ 50%	$d_э$ 90%
Мокша — Темников	1962	39,3	38,7	33,9
	1963	38,6	37,0	33,1
Молома — Щетиненки	1958	42,4	40,8	31,0
Кама — Тарловка	1958	55,3	57,0	31,8
Кама — Сарапул	1958	42,2	42,0	29,6
Обва — Карачай	1958	40,0	39,7	22,5
Пологметь — Яжелбицы	1965	32,5	33,6	25,5
	1966	35,5	36,2	26,8

Гидромеханический параметр наносов Γ, как указывалось, может определяться по крупности взвешенных или донных наносов. Гранулометрический состав наносов выражается процентным содержанием отдельных фракций, размеры которых задаются геометрической величиной (средний диаметр частиц d мм) или гидравлической крупностью (u м/с). Связь между диаметрами частиц и их гидравлической крупностью определяется по детальной таблице, приведенной в п. 2.1. Здесь приведем сокращенную таблицу для наиболее часто используемых при расчетах транспортирующей способности размеров частиц (табл. 19). В табл. 19 гидравлическая крупность u дана при температуре воды 15°С. Чтобы при выполнении расчета транспорта наносов перейти к гидравлической крупности, отвечающей измеренной температуре воды, надо табличную величину u умножить на поправочный температурный коэффициент, связанный в свою очередь с размером частиц (см. табл. 7, п. 2.1).

Таблица 19

Значения гидравлической крупности частиц u в зависимости от их диаметра d при $t=15$°С
($\Theta=0{,}75$ по В. В. Романовскому)

d мм	u м/с	d мм	u м/с	d мм	u м/с	d мм	u м/с
0,001	0,000 000 8	0,1	0,006 1	1,2	0,128	2,2	0,204
0,005	0,000 02	0,2	0,017 4	1,5	0,154	2,5	0,221
0,01	0,000 08	0,5	0,055 5	1,8	0,177	3,0	0,242
0,05	0,001 95	1,0	0,110	2,0	0,192		

При однородном составе взвешенных наносов гидромеханический параметр Γ может быть определен по среднему значению гидравлической крупности наносов. В этом случае величина Γ находится непосредственно по графику (см. п. 3.3, рис. 27) или таблице (см. п. 3.3, табл. 11) в зависимости от коэффициента Шези C и безразмерной величины G, определяемой равенством

$$G = \frac{U}{v_{ср}}, \tag{3.163}$$

где U — средняя гидравлическая крупность транспортируемых наносов.

Следует иметь в виду, что неучет при вычислениях транспортирующей способности потока даже сравнительно небольшой неоднородности наносов может приводить к очень большим ошибкам. Поэтому предпочтение должно отдаваться детальному методу, учитывающему разнофракционность наносов.

При неоднородном составе транспортируемых наносов или донных отложений величина Γ вычисляется по формулам, содержащим суммы, слагаемые которых включают частные значения Γ_i, определяемые для отдельных фракций. Частные значения Γ_i находятся по упоминавшейся уже выше табл. 11 в зависимости от коэффициента Шези C и частного значения G_i, находимого из соотношения

$$G_i = \frac{u_i}{v_{ср}}, \tag{3.164}$$

где u_i — гидравлическая крупность i-той фракции.

При использовании для расчета гранулометрического состава транспортируемых наносов общее значение гидромеханического параметра вычисляется по формуле

$$\Gamma = \left(\sum_{i=1}^{m} \frac{a_{ср i}}{100 \Gamma_i} \right)^{-1}. \tag{3.165}$$

При вычислении гидромеханического параметра по заданному составу донных отложений прежде всего производится выделение взвешиваемых (транспортируемых) фракций из состава донных отложений. Предельная гидравлическая крупность частицы, определяющая верхнюю границу крупности взвешиваемых наносов $u_{пред}$, находится на основании равенства

$$u_{пред} = w_{макс}, \tag{3.166}$$

где $w_{макс}$ — наибольшее абсолютное значение вертикальной составляющей пульсационной скорости, определяемое из соотношения

$$w_{макс} = 3w; \tag{3.167}$$

здесь w — среднее значение абсолютной вертикальной составляющей пульсационной скорости, которое вычисляется по формуле

$$w=\frac{v_{ср}}{\sqrt{N}}. \tag{3.168}$$

Получив по формуле (3.166) границу взвешиваемых фракций, находим общее процентное содержание взвешиваемых фракций в составе отложений; пусть оно равно $r\%$. Необходимо сделать пересчет процентного содержания каждой фракции. Если в составе верхнего слоя донных отложений некоторая i-тая взвешиваемая при данных условиях фракция составляет $\alpha_{днi}\%$, то в составе взвешиваемой части донных отложений она будет содержаться в относительно большем количестве. В том же количестве эта фракция будет находиться во взвешенных наносах граничного слоя потока, образующих мутность взмыва; этот процент обозначаем через $\alpha_{взмi}$. Для расчета используется следующее соотношение:

$$\alpha_{взмi}=\frac{100}{r}\alpha_{днi}. \tag{3.169}$$

Очевидно, что при вычислениях должно получиться $\sum_{i=1}^{m}\alpha_{взмi}=100$, где m — число всех взвешиваемых фракций. Если граница, определяющая предел взвешивания, делит какую-либо фракцию на две части (взвешиваемую и невзвешиваемую), то в соответствии с этим фракция делится на две, одна из которых со свойственной ей средней гидравлической крупностью включается в состав взвешиваемых наносов.

Гидромеханический параметр наносов при заданном составе донных отложений вычисляется по формуле

$$\Gamma=\sum_{i=1}^{m}\frac{\alpha_{взмi}}{100}\Gamma_i. \tag{3.170}$$

Содержащаяся под знаком суммы величина $\alpha_{взмi}$ находится из соотношения (3.169). Общая средняя мутность $S_{ср}$ и расход взвешенных наносов потока P_S выражаются формулами:

$$\left.\begin{aligned} S_{ср}&=\Gamma S_{взм},\\ P_S&=S_{ср}Q, \end{aligned}\right\} \tag{3.171}$$

где Q — расход воды.

Перейдем к рассмотрению способа расчета транспортирующей способности потока при наличии ледяного покрова, который, согласно разработкам Разумихиной, выполняется по формуле

$$S_{ср.з}=S_{взм.з}\Gamma_з; \tag{3.172}$$

здесь индекс «з» показывает, что величины относятся к потоку, закрытому льдом. Исходными данными в этом случае также являются гидравлические характеристики потока, сведения о гидравлической крупности донных отложений и данные о коэффициенте шероховатости нижней поверхности шуго-ледяного покрова.

Мутность взмыва потока, закрытого льдом, вычисляется по формуле

$$S_{\text{взм. з}} = 0{,}15 N_{\text{з}} \eta_{\text{Б}} \frac{v_{\text{ср}}^2}{H_{\text{ср}}}, \tag{3.173}$$

где

$$N_{\text{з}} = \frac{M_{\text{з}} C_{\text{з}}}{g}, \tag{3.174}$$

$$\eta_{\text{Б}} = 1 - \frac{M}{3C_{\text{з}}}. \tag{3.175}$$

Расчет начинается с определения коэффициента Шези C для условий потока, закрытого льдом. Для этой цели вычисляется переходный множитель $k_{\text{с}}$, который является функцией коэффициента шероховатости нижней поверхности шуго-ледяного покрова ($n_{\text{л}}$), коэффициента шероховатости русла ($n_{\text{р}}$) и выражается формулой

$$k_{\text{с}} = \frac{1{,}26}{\sqrt{1 + \left(\frac{n_{\text{л}}}{n_{\text{р}}}\right)^2}}; \tag{3.176}$$

коэффициент шероховатости русла определяется по формуле

$$n_{\text{р}} = 0{,}03 d_{\text{э}}^{1/6}, \tag{3.177}$$

где $d_{\text{э}}$ — эффективный диаметр частиц донных отложений.

Для определения коэффициентов шероховатости нижней поверхности ледяного покрова естественных рек применяется шкала П. Н. Белоконя, которая считается официальной нормой (табл. 20).

Таблица 20

Коэффициенты шероховатости $n_{\text{л}}$ нижней поверхности шуго-ледяного покрова для естественных рек

(по П. Н. Белоконю)

Число дней после ледостава	Ледяной покров гладкий	Ледяной покров с торосами и шугой
1—10	0,050	0,150
10—20	0,040	0,100
20—60	0,030	0,050
60—80	0,015	0,040
80—100	0,010	0,025

Как видно из таблицы, коэффициенты шероховатости нижней поверхности шуго-ледяного покрова сильно изменяются в течение зимы, а также в значительной степени зависят от характера ледяного покрова. Отсутствие достаточных натурных данных не позволило еще установить численную связь величины $n_л$ со всеми влияющими на него факторами.

Коэффициент Шези $C_з$ для закрытого льдом потока определяется по зависимости

$$C_з = k_c C, \tag{3.178}$$

где C — коэффициент Шези, найденный для открытого потока, протекающего в том же русле, при той же глубине, что и расчетный поток.

Гидромеханический параметр наносов $Г_з$ следует вычислять по взвешиваемым фракциям донных отложений, пользуясь теми же рекомендациями, которые даны для открытого потока. Частные значения $Г_{зi}$ определяются по специальной таблице $Г_з(C_з G)$, разработанной Разумихиной для зимних условий (см. табл. 14, п. 3.3).

Расход взвешенных наносов для закрытого льдом потока выражается формулой

$$P_{Sз} = S_{ср.\,з} Q. \tag{3.179}$$

Рассмотрим теперь особенности расчета расходов взвешенных наносов в разные фазы водного режима реки. Известно, что взвешенные наносы, формирующие мутность потока, образуются из двух различных источников: за счет смыва с поверхности бассейна («наносы смыва» по терминологии Б. В. Полякова 1935, 1940 гг.), «илистые наносы» по Эйнштейну [19] и за счет размыва речного русла («наносы размыва» по Полякову, «руслоформирующие наносы» по Эйнштейну, Егиазарову, Россинскому). Работами Караушева [54], а затем Эйнштейна и Чиина [92] показано, что расход взвешенных наносов и происходящий обмен между донными и взвешенными наносами может быть учтен предложенными ими зависимостями при наличии мгновенных характеристик гранулометрического состава донных отложений. Многими исследователями установлено, что наибольшую трудность представляет учет наносов неруслового происхождения, количество которых определяется состоянием поверхности бассейна всего водосбора и интенсивностью развития на нем эрозионных процессов. В 30-х годах Поляков применил понятие «мутность смыва» и «мутность размыва». Мутность смыва связана с явлениями на водосборе и не обнаруживает ясно выраженной зависимости от расходов воды; мутность размыва достаточно четко увязывается с расходами воды. Очевидно, что за счет притока мутных вод фактический расход наносов в реке может превысить транспортирующую способность потока, а в случае

притока осветленных вод может иметь место недогрузка потока. В обоих случаях сближение расхода наносов с транспортирующей способностью потока, происходящее за счет русловых деформаций, осуществляется иногда довольно медленно. Формулы транспортирующей способности в этих условиях мало эффективны. Отсюда следует, что получение универсальной расчетной зависимости, учитывающей все многообразие процессов формирования стока взвешенных наносов, является весьма сложной задачей. Наиболее рациональным в настоящее время является комбинированный подход к решению этой задачи, заключающийся в сочетании расчетных методов с кратковременными измерениями в натуре.

Многочисленные расчеты по теоретическим формулам транспорта наносов, выполненные Разумихиной на конкретном натурном материале, позволили не только выявить наиболее удовлетворительные формулы, но и регламентировать условия их применимости. Анализ материалов, относящихся к различным рекам, и детальные натурные исследования на р. Пологметь показали, что разработанный в ГГИ метод Караушева расчета транспортирующей способности требует регламентации в отношении условий применимости. Для этой цели были использованы наиболее надежные и полные данные натурных измерений по ряду равнинных рек Советского Союза. В основном были выбраны материалы по рекам с четко выраженной, одновершинной волной весеннего половодья. Таким типом гидрографа характеризуется подавляющая часть равнинных рек СССР. Связь измеренных расходов воды и взвешенных наносов выражается обычно для рек такого типа одной петлеобразной кривой, правая ветвь которой отвечает периоду подъема половодья, а левая — спаду половодья. В качестве примера рек с высокой мутностью и многопаводочным режимом водности для расчетов были использованы материалы по р. Сырдарье. Связь расходов воды и взвешенных наносов для рек такого типа обычно характеризуется однозначной криволинейной зависимостью с некоторым разбросом точек.

Анализ расположения на графиках связи $P_S = f(Q)$ расчетных точек позволил разделить все рассмотренные реки на три группы (рис. 30, табл. 21). Выяснилось, что эти группы рек различаются гранулометрическим составом донных отложений. Характерный состав донных отложений для рек этих групп приведен в табл. 22.

Для рек первой группы расчетные точки располагаются на ветви спада. Для периода подъема половодья вычисленные расходы наносов оказываются заниженными в 2—3 раза по сравнению с измеренными. Сюда относятся реки с выраженным весенним половодьем, имеющие гравелисто-песчаные донные отложения, крупностью от 0,05 до 10—20 мм с преобладающими в процентном отношении фракциями от 0,2 до 1,0 мм.

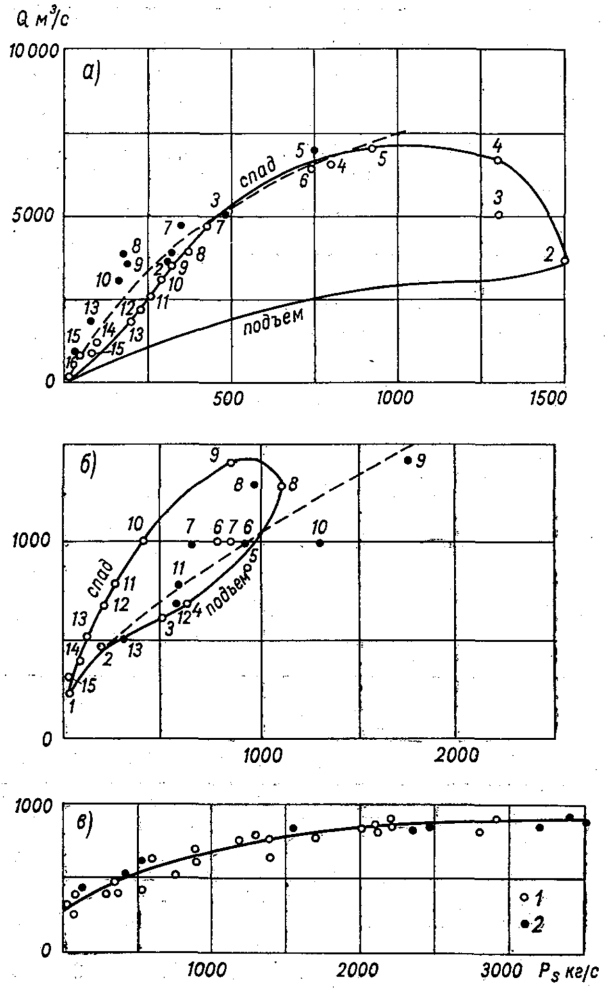


Рис. 30. Зависимость $P_S = f(Q)$.

а — первая группа рек (р. Белая — г. Уфа, 1959 г.); *б* — вторая группа рек (р. Урал — д. Тополи), *в* — третья группа рек (р. Сырдарья — г. Казалинск).
1 — измеренные расходы взвешенных наносов, *2* — то же вычисленные.

Таблица 21

Систематизация результатов сравнения вычисленных и измеренных расходов взвешенных наносов по трем группам рек

1-я группа рек	2-я группа рек	3-я группа рек
Вычисленные значения P_S ложатся на ветвь спада на графике $P_{S\ изм}=f(Q)$, но занижены для периода подъема весеннего половодья. Характер донных отложений: гравелисто-песчаные, крупность от 0,05 до 10 мм	Вычисленные значения P_S ложатся на ветвь подъема на графике $P_{S\ изм}=f(Q)$, но завышены для периода спада половодья. Характер донных отложений: илисто-песчаные, крупность от 0,01 до 1 мм	Вычисленные значения P_S ложатся вблизи однозначной криволинейной зависимости $P_{S\ изм}=f(Q)$. Режим рек многопаводочный, половодье растянутое
р. Белая — г. Бирск, 1958, 1959, 1960 гг.	р. Урал — с. Тополи, 1958, 1959, 1960 гг.	р. Сырдарья — г. Казалинск
р. Белая — г. Уфа, 1959 г.	р. Сура — д. Траханиотово, 1961 г.	р. Сырдарья — кишл. Каль
р. Кама — с. Волосницкое, 1958, 1959, 1960 гг.	р. Вятка — г. Киров, 1959, 1960 г.	р. Пологметь — с. Яжелбицы, 1966 г.
р. Сюнь — д. Миньярово, 1959, 1960 гг.	р. Пенза — свх Ардымский, 1961 г.	
р. Ока — г. Калуга	р. Дон — х. Хованский, 1960 г.	
р. Медведица — ст-ца Арчединская, 1960 г.		
р. Пологметь — с. Яжелбицы, 1963, 1965, 1967 гг.		

Таблица 22

Характерный состав донных отложений для трех групп рек

Река—пункт	Диаметр частиц d (мм) и их содержание (в % от общей массы)									
	>10	10—5	5—2	2—1	1—0,5	0,5—0,2	0,2—0,1	0,1—0,05	0,05—0,01	<0,01
р. Белая — г. Уфа 1959 г. (1-я группа)	21,9	14,1	11,1	4,1	11,8	32,1	2,9	0,3	1,6	
р. Урал — г. Тополи 1959 г. (2-я группа)					0,2	19,3	37,7	16,8	20,0	6,0
р. Сырдарья — г. Казалинск 1961 г. (3-я группа)						16,2	39,1	27,5	10,5	6,3

Для рек второй группы расчетные значения P_S располагаются на ветви подъема весеннего половодья, а для спада половодья вычисленные значения P_S оказываются завышенными в 2—3 раза по сравнению с измеренными. К такому типу относятся также реки с выраженным половодьем и руслом, сложенным илисто-песчаными донными наносами крупностью от 0,001 до 1 мм и с преобладающими в процентном отношении фракциями от 0,2 до 0,05 мм.

Третья группа рек характеризуется достаточно удовлетворительным соответствием измеренных и вычисленных расходов взвешенных наносов для всех фаз водного режима. Здесь связь $P_S = f(Q)$ выражается однозначной криволинейной зависимостью. Сюда относятся реки с многопаводочным водным режимом и мелким довольно однородным составом грунтов (например, р. Сырдарья) и реки с растянутым весенним половодьем. Как показал анализ материалов, принятых для проверочных расчетов, большинство рассмотренных рек относится к первой группе, когда благоприятным для расчета оказывается период спада весеннего половодья, а неблагоприятным —период подъема половодья. Формирование стока наносов рек осуществляется в этот период в значительной степени за счет эрозионных процессов на поверхности бассейна реки и на склонах долины, что не может быть учтено при расчете по формуле транспортирующей способности потока, включающей как параметр характеристику состава руслового аллювия [формулы (3.149), (3.155), (3.165)]. Приближенный расчет мутности для рек этой группы в период подъема половодья можно выполнять по формулам (3.149), (3.155), (3.160) при использовании сведений о крупности взвешенных наносов. Следует, однако, иметь в виду, что в этом случае расчет дает некоторое завышение по сравнению с измеренными величинами вследствие преуменьшения крупности взвешенных наносов при современной методике отбора проб, не охватывающей придонный слой потока.

Для рек второй группы расчет по указанным формулам может выполняться для периода подъема половодья и периода межени.

Для рек с многопаводочным режимом водности и мелким однородным составом донных отложений, а также для рек с растянутым весенним половодьем, имеющим однозначную зависимость $P_S = f(Q)$, для расчета расходов взвешенных наносов в безледоставный период года может применяться теоретический метод Караушева в варианте, использующем состав донных отложений.

В период ледостава для всех трех групп рек расчет выполняется по формулам, полученным Разумихиной для условий потока, закрытого льдом.

При наличии данных отдельных измерений расходов наносов в расчетные зависимости транспорта наносов целесообразно

вводить корректирующий множитель a, определяемый соотношением

$$a = \frac{S_{\text{ср. изм}}}{S_{\text{ср}}} = \frac{P_{S\text{изм}}}{P_S}, \qquad (3.180)$$

где $S_{\text{ср. изм}}$ и $P_{S\text{изм}}$ — соответственно измеренные значения средней мутности и расхода взвешенных наносов реки, а $S_{\text{ср}}$ и P_S — значения мутности и расхода наносов, вычисленные по формуле.

Выполненные исследования позволили предложить комбинированный способ определения сезонного и годового стока взвещенных наносов, основанный на сочетании теоретического метода расчета с измерениями, выполняемыми для коротких промежутков времени. Периоды обязательных измерений назначаются в соответствии с типом водного режима рек и крупностью донных отложений.

4. РАСЧЕТ ДВИЖЕНИЯ ВЛЕКОМЫХ НАНОСОВ И ОБЩЕГО ТРАНСПОРТА НАНОСОВ

4.1. Вычисление элементов донных гряд

При решении многих практических вопросов, связанных с проектированием гидротехнических сооружений в речных руслах, проектированием и эксплуатацией дноуглубительных прорезей, оценкой судоходных условий на реках и т. д., необходимо знание элементов (параметров) донных гряд, особенно их высоты и длины. Возникает также необходимость нахождения расхода влекомых наносов. Выше уже указывалось, что одним из способов получения расхода влекомых наносов является определение его по параметрам донных гряд: по их высоте $h_г$, длине $l_г$, скорости перемещения $c_г$ или периоду $\tau_г$. При этом обращалось внимание на то, что расход влекомых наносов и расход наносов, перемещаемых в виде гряд, не идентичны, они лишь приближенно могут быть приняты взаимно равными.

Если элементарный расход наносов, движущихся в виде гряд, обозначить через $p_г$ кг/(с·м), то полный расход донно-грядового перемещения наносов будет

$$P_г = \int_0^{B_*} p_г(z)\, d, z \tag{4.1}$$

где B_* — ширина той части русла, в пределах которой происходит движение гряд; z — горизонтальная ось координат, направленная по нормали к динамической оси потока.

При использовании некоторых средних значений параметров гряд для всей полосы B_* будем иметь простое соотношение

$$P_г = p_{г.\,ср} B_*, \tag{4.2}$$

в котором $p_{г.\,ср}$ — среднее по ширине B_* значение элементарного расхода наносов.

При отсутствии данных непосредственных измерений гряд их параметры могут быть приближенно вычислены по расчетным зависимостям. В настоящее время таких зависимостей известно довольно много. Некоторые из них приведены выше, в гл. 2, посвященной теории движения наносов. Ниже будут помещены лишь те зависимости, которые имеют применение в практике расчетов или же могут быть рекомендованы для этого.

Так, в 1948 г. В. Ф. Пушкарев [129], изучая грядовое движение в лотке, предложил формулы для определения $h_г$ и $c_г$. Первая из них имеет вид

$$h_г = 0{,}004\,45 \frac{v_{ср}^2}{g d_{50}} H + 0{,}049H, \qquad (4.3)$$

где $v_{ср}$ — средняя скорость потока; g — ускорение свободного падения; H — глубина потока. Величина диаметра частицы донных наносов d_{50} определяется по гранулометрической кривой как диаметр 50%-ной обеспеченности. Линейные величины здесь измеряются в метрах, а скорость — в м/с; та же размерность использована и во всех приводимых ниже формулах.

Предложенная формула дает хорошие результаты в основном для условий лабораторных лотков. Для рек в большинстве случаев получаются очень большие расхождения с данными измерений. В частности, при весьма больших скоростях течения или при малых значениях d_{50} высота гряд получается больше глубины потока. Кроме того, не выполняются предельные условия, а именно при скорости течения $v = 0$ формула дает $h_г = 0{,}049H$, тогда как должно было бы получиться $h_г = 0$. Удовлетворительную сходимость с натурой рассматриваемая формула дает для рек с крупным составом донных отложений (например, р. Полометь). Заметим, что автор формулы работал в лаборатории с наносами примерно такой крупности, как на р. Полометь.

Остановимся на формуле В. Ф. Пушкарева для скорости перемещения гряд. Формула имеет вид

$$c_г = 0{,}0188 \frac{v_{ср}^3}{gH} - 0{,}0292 \frac{g d_{50}}{v_{ср}}. \qquad (4.4)$$

Проверка показала, что эта формула дает завышенные по сравнению с натурой результаты; в ряде случаев получается многократное превышение.

В 1960 г. В. С. Кнороз [70] получил формулы для высоты, длины и скорости перемещения гряд. Формула Кнороза для высоты гряды имеет вид

$$h_г = 3{,}5 \frac{\left(\frac{v_{ср} - v_0}{v_{ср}}\right)^{2/3}}{\lg \frac{R}{d_{50}} + 6} \cdot R; \qquad (4.5)$$

здесь R — гидравлический радиус потока; v_0 — неразмывающая скорость; по Кнорозу, — это средняя скорость потока, отвечающая условиям предельного равновесия частиц, слагающих русло. Для v_0 он дает зависимость

$$v_0 = 1{,}3 \sqrt{gd} \lg \frac{14{,}7R}{d^{0{,}75}}. \qquad (4.6)$$

Формула пригодна для однородных по крупности несвязных наносов. Для неоднородных наносов Кнороз дает графическую зависимость $v_0 = f(H, d)$, которая позднее была уточнена Н. С. Знаменской [47]. Для этой цели она использовала данные Кнороза, Гидропроекта и своих экспериментальных исследований.

Нами установлено, что формулы Кнороза для элементов гряд дают удовлетворительный результат при вычислении содержащейся в них величины v_0 по формуле Г. И. Шамова, которая имеет вид

$$v_0 = 6{,}0 d^{1/3} H^{1/6}. \qquad (4.7)$$

Предельные скорости, вычисленные по формуле (4.7), соответствуют массовому движению частиц и практически совпадают со скоростями, полученными по графической зависимости Знаменской. Последние разработки В. В. Романовского [141] подтверждают целесообразность использования формулы Шамова при расчете параметров донных гряд.

Формула В. С. Кнороза для высот гряд, как показала проверка, дает в общем удовлетворительный результат. Несколько заниженные значения $h_г$ получаются для рек с крупным составом донных отложений ($d_{50} > 1$ мм). Для рек с меньшей крупностью отложений формула дает некоторое завышение высот гряд.

Для определения длины гряды Кнороз дает следующую формулу:

$$l_г = \frac{\left(\lg \frac{R}{d_{50}} + 6\right) h_г}{1{,}2} \left(\frac{v_{ср}}{v_{ср} - v_0}\right)^{5/3}. \qquad (4.8)$$

Длины гряд, рассчитанные по этой формуле, хорошо сходятся с натурными данными для больших рек; для малых же рек по формуле получается некоторое завышение $l_г$. Кнороз осуществил проверку своих формул на экспериментальных материалах В. Ф. Пушкарева, при этом он пришел к выводу, что формулы применимы при значениях $v_{ср}/v_0$, не превышающих 2,5—2,7. Он считает, что при больших величинах $v_{ср}/v_0$ частицы донных наносов переходят во взвешенное состояние и при этом исчезает грядовая структура дна.

Как уже указывалось (гл. 2), интересное обобщение материала по донным грядам и их типизации выполнено Н. С. Знаменской [46], которая построила серию графиков, предназначенных для практического определения параметров гряд. Эти графики помещены в гл. 2 монографии. Графическую зависимость Знаменской для высоты гряд в общем виде можно представить как следующую функцию:

$$h_г = H \cdot f\left(\lg \frac{H}{d_{50}};\ \frac{v_{ср}}{v_0}\right). \qquad (4.9)$$

Использование графиков Знаменской для определения $h_г$ обнаруживает сравнительно близкую сходимость с натурой.

Графическая зависимость Знаменской для длины гряд $l_г$ может быть изображена в виде функции

$$l_г = \frac{h_г}{f\left(\mathrm{Fr}^* \frac{v_{ср}}{u_{50}}\right)}, \tag{4.10}$$

где Fr^* — корень квадратный из числа Фруда Fr, т. е. $\mathrm{Fr}^* = \sqrt{\mathrm{Fr}}$; u_{50} — гидравлическая крупность частиц, отвечающая их диаметру 50%-ной обеспеченности на интегральном графике гранулометрической кривой.

Зависимость (4.10) дает заниженные значения $l_г$. Введение масштабного коэффициента, предложенного в последних разработках Знаменской [47], несколько улучшает результаты расчетов $l_г$ для малых рек.

Большой интерес представляют собой исследования, выполненные Ю. М. Корчохой [77] на р. Пологметь. Собранный им на протяжении нескольких лет натурный материал позволил проверить некоторые расчетные зависимости элементов гряд и получить новые формулы для высоты и скорости перемещения гряд. Выполненная в ГГИ проверка формулы Корчохи на натурном материале по другим объектам показала, что для $c_г$ она дает хорошую сходимость с измеренными величинами. Эта формула имеет вид

$$c_г = 0{,}0114 v_{ср} \sqrt{\frac{d_{50}}{h_г}} - 0{,}000\,18. \tag{4.11}$$

Практически приемлемыми оказались расчетные зависимости высоты и скорости движения гряд, предложенные в 1971 г. Г. В. Железняковым и В. К. Дебольским [42]. Их зависимости имеют вид:

$$h_г = 1{,}25H\left(\frac{v_{ср}}{v_0} \cdot \frac{d_{50}}{H} \cdot \frac{u_{50}}{\sqrt{gH}}\right)^{0{,}2}, \tag{4.12}$$

$$c_г = 0{,}001\sqrt{gd}\left(\frac{v_{ср}}{v_0} \cdot \frac{H}{h_г} \cdot \sqrt{\frac{u_{50}}{v_0}}\right)^2. \tag{4.13}$$

Обозначения и размерности величин те же, что и в предыдущих зависимостях.

Для вычисления длин гряд наиболее удачной оказалась формула А. В. Караушева [50], предложенная им в 1974 г.,

$$l_г = 0{,}44H\sqrt{N}. \tag{4.14}$$

Она может быть использована для рек различного размера и лабораторных лотков. В приведенной формуле N — характеристическое число, определяемое равенством

$$N = \frac{MC}{g}, \qquad (4.15)$$

где C — коэффициент Шези; M — параметр, зависящий от C.

На основании детального рассмотрения и проверки методов расчета и формул параметров донных гряд оказалось возможным дать некоторые рекомендации по их практическому применению. Для проверки формул использованы данные натурного изучения гряд, полученные Н. М. Капитоновым, Ю. М. Корчохой, Н. М. Кулеминой, Б. Ф. Снищенко и др. (табл. 23). Из табл. 23 видно, что при проверке использованы данные по таким крупным рекам, как Волга, Днепр, Дон и т. д. Наряду с этим проверка выполнялась и по материалам изучения гряд на малых реках Хия (ширина 8 м) и Полометь (ширина 30 м). Общий диапазон изменения глубин от 0,2 до 10 м, а скорости течения — от 0,4 до 1,7 м/с. Гранулометрический состав донных отложений был весьма разнообразный; d_{50} колеблется от 0,20 до 4 мм. Для вычисления каждого параметра гряд ($l_г$, $h_г$, $c_г$) использовано от 80 до 100 натурных измерений.

В результате проверки различных формул установлено, что для расчета высоты гряд в практических целях могут использоваться формулы Кнороза, Железнякова—Дебольского и метод Знаменской, по которому получается несколько лучшая сходимость с натурой. При вычислении длин гряд в потоках разного размера целесообразно применять формулу Караушева. Зависимость Кнороза целесообразно использовать для крупных рек, а метод Знаменской — для небольших рек. Для определения скорости перемещения гряд следует пользоваться формулой Корчохи, так как она дает хорошую сходимость для рек разного размера. Могут применяться также формулы Железнякова—Дебольского и Пушкарева.

В табл. 23 приведены данные измерения и вычисления параметров донных гряд по тем формулам, которые обнаружили лучшую сходимость с измеренными величинами. Вычисления велись также по многим другим формулам (В. Н. Гончарова, Б. А. Шуляка, А. Ф. Кудряшова, Д. Кеннеди, Т. Хаяши и др.). Данные расчетов по этим формулам в таблицу не помещены, поскольку отклонения от натуры оказались весьма значительными. Следует заметить, что ряд предложенных различными исследователями методов вычисления параметров гряд не доведен до возможности практического использования. Сюда относятся теоретические методы Д. Кеннеди, М. Жиль и др. Упрощенные варианты методов указанных авторов дают явно неудовлетворительный результат.

Таблица 23

Измеренные и вычисленные параметры донных гряд (осредненные по участкам рек и периодам измерений)

Река, автор исследования, год	Число измерений	Измеренные параметры гряд в натуре						Вычисленные параметры гряд (по формулам)								
								$h_г$ м			$l_г$ м			$c_г$ м/сут		
		H м	v м/с	d_{50} мм	$h_г$ м	$l_г$ м	$c_г$ м/сут	Знаменской	Кноroза	Железнякова—Дебольского	Караушева	Кноroза	Знаменской	Корчохи	Железнякова—Дебольского	Пушкарева
Днепр, Н. М. Кулемина, 1968	10	3,0—7,5	0,87	0,42	0,59	27	5,5	0,33	0,82	0,37	31	32	11,6	8,1	6,3	11,5
		7,5—10	0,98	0,48	0,91	35	4,0	0,60	1,30	0,58	56	54	17,8	6,7	9,4	6,7
Волга, Б. Ф. Снищенко, 1966	10	4,6	0,86	0,22	0,32	23	2,6	0,44	0,91	0,29	25	11	7,8	8,3	17	17
Дон, Н. М. Капитонов, 1971—73	18	3,8	0,81	0,39	0,41	23	8,0	0,31	0,65	0,32	23	24	7,0	9,5	8,7	12
Вычегда, Н. М. Кулемина, 1969	12	5,1	1,10	0,47	0,36	7,1	3,2	0,49	1,07	0,42	31	14	7,2	23	34	36
Полометь, Ю. М. Корчоха, 1968	17	0,55—1,10	0,95	1,16	0,34	4,3	41	0,09	0,18	0,16	3,8	18	2,9	39	8,9	140
		1,10—2,40	1,32	2,09	0,53	7,2	79	0,20	0,35	0,29	7,2	21	3,5	70	31	190
Полометь, Б. Ф. Снищенко, 1966	5	0,22	0,49	0,56	0,07	2,0	24	0,02	0,03	0,05	0,9	6,0	0,8	54	71	67
Хия, Синохара и Цзубаки, 1962	15	0,37—0,66	0,78	1,30	0,08	1,7	91	0,03	0,08	0,12	1,9	5,5	0,9	82	47	120
		8,66—1,03	0,85	1,21	0,19	2,4	75	0,06	0,14	0,16	3,2	12	1,4	56	23	88

4.2. Методы расчета расхода влекомых наносов

В практике гидрологических расчетов для вычисления расхода влекомых наносов широко используются формулы, связывающие количество переносимых потоком наносов с гранулометрическим составом донных отложений и гидравлическими элементами потока. Обычно эти формулы дают удовлетворительную сходимость результатов вычислений с фактическими данными лишь в определенных диапазонах изменений гидравлических характеристик потока и русла. Поэтому при выборе расчетной зависимости во всех случаях, когда имеются данные измерений, целесообразно производить проверку формул по фактическим материалам и в случае необходимости вводить корректирующий множитель a_k, находимый из соотношения

$$a_k = \frac{P_{\text{вл. изм}}}{P_{\text{вл}}}, \tag{4.16}$$

где $P_{\text{вл. изм}}$ и $P_{\text{вл}}$ — соответственно измеренное и вычисленное значения расхода влекомых наносов.

При отсутствии фактических данных о расходах влекомых наносов рассматриваемой реки для контроля можно использовать материалы по реке-аналогу с близкими значениями крупности донных наносов, глубин, уклонов и скоростей течения.

В связи с неравномерным распределением скоростей течения и крупности донных наносов по ширине потока движение влекомых наносов часто не охватывает всего сечения потока, а носит так называемый жильный характер. Поэтому расчет ведется обычно по вертикалям; вычисляются элементарные расходы влекомых наносов $p_{\text{вл}}$ в кг/(с·м) (на 1 пог. м ширины потока). Полный расход влекомых наносов $P_{\text{вл}}$ по всей ширине русла вычисляется затем обычным в гидрометрии методом с учетом расстояний между вертикалями. При отсутствии данных о распределении скоростей v и крупности d донных наносов по ширине русла расчет расхода влекомых наносов выполняется приближенно по средним для сечения значениям v и d с последующим умножением среднего значения $p_{\text{вл}}$ на B.

Сопоставительные расчеты по разным формулам и проверка на натурном материале показали, что для вычисления расходов влекомых наносов равнинных рек с песчаным и песчано-гравелистым дном может применяться формула Г. И. Шамова

$$p_{\text{вл}} = k\left(\frac{v_{\text{ср}}}{v_{\text{отл}}}\right)^3 (v_{\text{ср}} - v_{\text{отл}})\left(\frac{d_{\text{ср}}}{H}\right)^{1/4}. \tag{4.17}$$

В этой формуле $p_{\text{вл}}$ — элементарный расход влекомых наносов, кг/(с·м); k — коэффициент, учитывающий состав донных отложений; $v_{\text{ср}}$ — средняя скорость на вертикали, м/с; $v_{\text{отл}}$ — средняя скорость, при которой прекращается движение наносов данной крупности, м/с; $d_{\text{ср}}$ — средний диаметр подвижных фракций

донных наносов в пробе, взятой на данной вертикали, метры; H — глубина на вертикали, метры.

Для расчета по формуле (4.17) необходимо установить верхний предел диаметра наносов, которые могут перемещаться потоком при заданных скоростях и глубинах. Предельный диаметр подвижной части наносов определяется по формуле Шамова для начальной скорости движения наносов (см. п. 2.3)

$$d_{\text{пред. в}} = \frac{0{,}012 v_{\text{ср}}^3}{\sqrt{H}}. \qquad (4.18)$$

Неподвижные фракции наносов, диаметр которых превышает полученную величину $d_{\text{пред. в}}$, при дальнейшем расчете не учитываются. После исключения из состава донных наносов неподвижных фракций производится пересчет гранулометрической кривой и определяется средний диаметр подвижных фракций донных отложений по формуле

$$d_{\text{ср}} = 0{,}01 \sum_{i=1}^{m} \alpha_i d_i, \qquad (4.19)$$

где α_i и d_i — соответственно процентное содержание и средний диаметр некоторой (i-той) фракции наносов; m — число подвижных фракций.

При расчете расхода песчаных фракций при однородном составе донных наносов (0,1 мм$\leqslant d \leqslant$2 мм) коэффициент k в формуле (4.17) зависит только от средней крупности частиц и находится из соотношения

$$k = 0{,}95\sqrt{d_{\text{ср}}}. \qquad (4.20)$$

При песчано-гравелистом русле вместо k вводится коэффициент k', определяемый равенством

$$k' = a_0 \sqrt[3]{d_{\text{к. п}}}, \qquad (4.21)$$

которое дает увеличение расхода влекомых наносов при неоднородном составе донных отложений. В этой зависимости $d_{\text{к. п}}$ — средний диаметр (метры) наиболее крупной фракции из числа подвижных, составляющей не менее 10% состава подвижной части донных наносов; a_0 — опытный коэффициент, зависящий от процентного содержания крупной подвижной фракции, он определяется по табл. 24. В том случае, если самая крупная фракция

Таблица 24

Значения коэффициента a_0 в формуле Г. И. Шамова

Содержание наиболее крупных фракций, %	40—70	20—40, 70—80	10—20 80—90
a_0	3	2,5	1,5

составляет менее 10%, в качестве $d_{кп}$ принимается средний взвешенный диаметр самой крупной и следующей за ней более мелкой фракций (имеется в виду разделение наносов на фракции по шкале Гидрометслужбы).

Скорость $v_{отл}$, отвечающая прекращению движения наносов крупностью $d_{ср}$, по данным Шамова пропорциональна начальной скорости движения частиц $v_{нач}$ и вычисляется по следующей формуле:

$$v_{отл}=3{,}7d_{ср}^{1/3}H^{1/6}. \qquad (4.22)$$

Нижним пределом крупности наносов, при котором применима формула Шамова, является $d_{ср}\geqslant 0{,}1$ мм; верхний предел автором не оговорен. Расчеты, выполненные в ГГИ, показали удовлетворительную сходимость расчетных и натурных расходов влекомых наносов при $d_{ср}\leqslant 50$ мм.

Широкое распространение для расчета расходов песчано-гравелистых наносов получила следующая формула В. Н. Гончарова [27]:

$$p_{вл}=1{,}2(1+\varphi)v_{нпд}d_{ср}\left(\frac{v_{ср}}{v_{нпд}}\right)^{4{,}33}. \qquad (4.23)$$

Размерности величин в этой формуле те же, что и в формуле Шамова. Значения параметра φ, учитывающего отличия режима обтекания мелких частиц ($d<1{,}5$ мм) от режима обтекания крупных частиц, приведены в табл. 25.

Таблица 25

Значение параметра φ в формуле В. Н. Гончарова

$d_{ср}$ мм . . .	0,06	0,1	0,2	0,4	0,6	0,8	1,0	1,2	$\geqslant$1,5
φ	15,8	7,3	3,2	2,1	1,7	1,4	1,25	1,15	1,0

В формулу (4.23) входит предельная неподвижная скорость $v_{нпд}$ м/с, которую следует определять по формуле Гончарова

$$v_{нпд}=\lg\frac{8{,}8H}{d_{95\%}}\sqrt{\frac{2g(\rho_S-\rho)}{3{,}5\rho}d_{ср}}, \qquad (4.24)$$

где $d_{95\%}$ — диаметр крупных частиц донных отложений в метрах, доля которых от общего количества составляет 5%; ρ_S — плотность частиц наносов (для речных наносов обычного состава с достаточным приближением можно принять $\rho_S=2700$ кг/м^3); ρ — плотность воды (1000 кг/м^3).

Входящая в формулы (4.23) и (4.24) величина $d_{ср}$ — средний диаметр перемещаемых потоком наносов — определяется по формуле (4.19) на основании данных о гранулометрическом составе донных наносов после исключения из него крупных неподвижных фракций и наиболее мелких наносов. Наибольший диаметр передвигающихся наносов $d_{пред.в}$ определяется при этом из

условия равенства средней (по вертикали или по живому сечению) скорости течения $v_{ср}$ и так называемой скорости срыва $v_с = 1{,}4v_{нпд}$, отсюда

$$d_{пред.\,в} = \frac{v_{ср}^2}{\frac{2g(\rho_S - \rho)}{1{,}75\rho}\left(\lg\frac{8{,}8H}{d_{95\%}}\right)^2} = \frac{v_{ср}^2}{19\left(\lg\frac{8{,}8H}{d_{95\%}}\right)^2}. \quad (4.25)$$

Если измерения скоростей течения не производились, то значение $v_{ср}$ в формуле (4.25) следует принять по формуле Гончарова

$$v_{ср} = 4\left(\lg\frac{8{,}8H}{d_{95\%}}\right)\sqrt{2gHI}; \quad (4.26)$$

тогда предельный диаметр перемещаемых фракций определится соотношением

$$d_{пред.\,в} \leqslant 17HI. \quad (4.27)$$

Диаметр наиболее мелких фракций $d_{пред.\,н}$, не учитываемых формулой (4.23), рекомендуется вычислять на основании следующего соотношения:

$$d_{пред.\,н} \leqslant \frac{d_{ср}}{3{,}12}\left(\frac{d_{ср}}{H}\right)^{1/6}. \quad (4.28)$$

Исключение мелких фракций производится обычно в два приема, поскольку величина $d_{пред.\,н}$ зависит от искомого значения $d_{ср}$. В первом приближении вычисляют величину $d'_{пред.\,н}$ по средневзвешенному диаметру $d_{ср}$, включающему все частицы $d \leqslant d_{пред.\,в}$, в том числе и самые мелкие; во втором приближении величину $d_{пред.\,н}$ вычисляют по среднему взвешенному диаметру, полученному после отсечения фракций мельче $d'_{пред.\,н}$.

Окончательно значение $d_{ср}$ вычисляют по формуле (4.19) после исключения из состава донных отложений частиц $\leqslant d_{пред.\,н}$ и $\geqslant d_{пред.\,в}$. Формулу (4.23) по рекомендации ее автора следует применять для наносов крупностью 0,1 мм $\leqslant d \leqslant$ 10 мм.

Для горных рек с гравелисто-галечным руслом применяется формула И. В. Егиазарова [40]. По его мнению, она дает суммарный расход влекомых и части взвешенных (так называемых руслоформирующих) наносов. В преобразованном виде формула имеет вид

$$p_{S\,вл} = 24q\sqrt{I}\left(\frac{RI}{1{,}6f_0d} - 1\right), \quad (4.29)$$

где $p_{Sвл}$ — расход влекомых и руслоформирующих взвешенных наносов, кг/(м·с). Егиазаров выражает $p_{Sвл}$ весом наносов под водой в т/(м·с), поэтому числовой коэффициент у него равен 0,015 [в формуле (4.29), где $p_{Sвл}$ выражен весом наносов в воздухе, он равен 24 кг/м^3]; q — элементарный расход воды м^2/с; R — гидравлический радиус потока, метры; d — расчетный диаметр подвижных наносов, метры. Егиазаров вводит параметр

f_0, названный им коэффициентом сопротивления подвижного русла и определяемый по формуле

$$f_0 = 0{,}1\left(\lg\frac{d}{\overline{d}_{ср}}\right)^{-2}. \qquad (4.30)$$

Здесь $\overline{d}_{ср}$ — среднее арифметическое из значений $d_{ср}$, полученных по двум гранулометрическим кривым: одна из них характеризует полный состав донных отложений, а вторая — лишь ту часть наносов, которые находятся в движении при заданном расходе воды; d — расчетный диаметр подвижной части наносов.

Верхний предел подвижных фракций определяется по критерию подвижности, записываемому, согласно Егиазарову, для условий трогания частицы в виде

$$d_{макс} = \frac{RI}{1{,}6f_0}. \qquad (4.31)$$

Коэффициент сопротивления f_0 подбирается методом последовательных приближений. Определив $d'_{макс}$ по произвольной величине f_0 (для ориентировки укажем, что при однородном составе наносов $f_0 = 0{,}06$), отсекаем на гранулометрической кривой неподвижные фракции ($\geqslant d'_{макс}$) и пересчитываем гранулометрическую кривую пропорционально содержанию подвижных фракций в составе донных отложений. Пользуясь полученной гранулометрической кривой подвижной части наносов, определяем значение f_0 по формуле (4.30). Затем повторяем весь расчет с использованием вычисленного значения f_0.

Расчет по формуле Егиазарова (и соответственно подбор величины f_0) можно вести пофракционно, полагая $d = d_i$, а также для смеси в целом, принимая $d = d_{50}$, где d_{50} — медианная крупность частиц по гранулометрической кривой подвижных наносов.

Формула Егиазарова дает близкие к натурным величины при условии массового срыва потоком естественной отмостки русла, в обычных же условиях результаты расчета оказываются завышенными.

В последнее время для расчета расхода влекомых наносов получила распространение формула К. И. Россинского [146]. Для однородного состава донных отложений (например, песчаного) формула имеет вид

$$p_{вл} = 0{,}20\rho_S d_{ср} k v_{ср}\left[\eta - \frac{v_{0д}}{k v_{ср}}(\eta - \eta_в) + \right.$$

$$\left. + 0{,}40\frac{\sigma_x}{v_д}\exp\frac{-\left(\frac{v_{0д}}{k v_{ср}} - 1\right)^2}{2\left(\frac{\sigma_x}{v_д}\right)^2}\right]. \qquad (4.32)$$

В этой формуле $p_{вл}$ — удельный расход влекомых наносов, кг/(с·м); ρ_S — плотность наносов, кг/м³; $d_{ср}$ — средний диаметр донных наносов, метры; $v_{ср}$ — средняя скорость потока на вертикали (или по сечению), м/с; η — коэффициент сплошности движения всех влекомых наносов (перекатывающихся и сальтирующих); $\eta_в$ — то же для сальтирующих наносов; $\bar{v}_д$ — осредненная донная скорость потока, м/с; $v_{0д}$ — мгновенная донная скорость, сдвигающая частицы, м/с; σ_x — среднее квадратическое значение продольных пульсаций скорости в придонной области; k — отношение донной скорости к средней скорости потока.

При большой неоднородности донных отложений расчет ведется пофракционно и результаты суммируются. Таким образом имеем

$$p_{вл}=0{,}20\rho_S v_{ср}\sum_{i=1}^{m}\frac{\alpha_i}{100}d_i k_i\left[\eta_i-\frac{v_{0д\,i}}{k_i v_{ср}}(\eta_i-\eta_{вi})+\right.$$

$$\left.+0{,}40\frac{\sigma_x}{\bar{v}_д}\exp\frac{-\left(\frac{v_{0дi}}{k_i v_{ср}}-1\right)^2}{2\left(\frac{\sigma_x}{\bar{v}_д}\right)^2}\right]. \qquad (4.33)$$

Величины η и $\eta_в$ определяются по графику (рис. 31), при этом η находится по аргументу x_1, а $\eta_в$ — по аргументу x_2. Частные значения η_i и $\eta_{вi}$ определяются по этому же графику с использованием частных значений k_i, $v_{0дi}$ и $v_{двi}$. Аргументы вычисляются соответственно по следующим формулам:

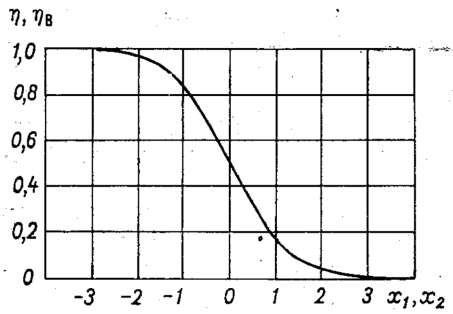


Рис. 31. График функции $\eta(x_1)$, $\eta_в(x_2)$.

$$x_1=\frac{\frac{v_{0д}}{kv_{ср}}-1}{\frac{\sigma_x}{\bar{v}_д}}; \qquad (4.34)$$

$$x_2=\frac{\frac{v_{дв}}{kv_{ср}}-1}{\frac{\sigma_x}{\bar{v}_д}}; \qquad (4.35)$$

остальные параметры формул (4.32) — (4.35) вычисляются по выражениям, приводимым ниже, и графикам; $v_{дв}$ — обезвешивающая донная скорость;

$$\left.\begin{aligned} v_{0д}&=7{,}7\sqrt{d_{ср}},\\ v_{0дi}&=7{,}7b\sqrt{d_i},\end{aligned}\right\} \qquad (4.36)$$

где b определяется по графику (рис. 32);

$$\left.\begin{aligned} k &= \frac{1{,}25}{\lg 6{,}15 \dfrac{H_{ср}}{0{,}7 d_{ср}}}; \\ k_i &= \frac{\lg\left(11{,}7 \dfrac{d_i}{d_{ср}} + 0{,}50\right)}{\lg 6{,}15 \dfrac{H_{ср}}{0{,}7 d_{ср}}}; \end{aligned}\right\} \qquad (4.37)$$

значения $\sigma_x/\overline{v}_д$ определяются по графику (рис. 33);

$$\left.\begin{aligned} v_{дв} &= 10{,}8\sqrt{d_{ср}}, \\ v_{двi} &= 10{,}8\sqrt{d_i}. \end{aligned}\right\} \qquad (4.38)$$

Для практических целей расчеты можно производить и по среднему диаметру, как для однородного состава наносов.

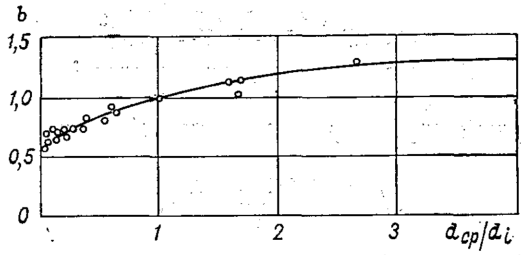


Рис. 32. График $b(d_{ср}/d_i)$.

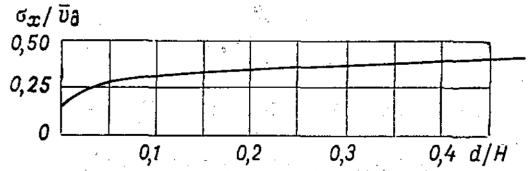


Рис. 33. График $\frac{\sigma_x}{v_д}(d/H)$.

Остановимся теперь на применении формулы В. В. Романовского

$$p_{вл} = 0{,}01 \rho_{гр} d \left(\frac{v_{ср}}{v_{нач}}\right)^3 \alpha \left(v_{ср} - v_{нач}\sqrt{\frac{f}{f_0}}\right), \qquad (4.39)$$

которая, по-видимому, наиболее подходит для расчета транспорта влекомых наносов горных рек, переносящих частицы размером от 2 до 200 мм, поскольку коэффициент 0,01 получен именно для этих условий.

Величина $\rho_{гр}$ представляет собой среднее значение плотности грунта, образующего поверхность русла на участке реки, пересекаемом расчетным створом; $\rho_{гр}$ находят по данным измерений или по гранулометрическому составу донных наносов, пользуясь таблицей Г. А. Петуховой (табл. 3). Расчетный диаметр донных наносов d определяется как среднее значение диаметра подвижных фракций в составе донных отложений по формуле (4.19). Подвижные фракции отсекаются по предельному значению $d_{пред}$, т. е. по диаметру частиц, способных еще приходить в движение при заданной средней скорости потока $v_{ср}$. Значение $d_{пред}$ определяется по формуле

$$d_{пред} = \frac{v_{ср}^2 (\alpha^2 N + 1{,}81)}{30{,}2N (2{,}4\Theta - 0{,}7)^2}, \tag{4.40}$$

где Θ — коэффициент формы частиц наносов по Романовскому; α — коэффициент перехода от донной скорости к средней на вертикали. При эллиптическом распределении скорости на вертикали

$$\alpha = \frac{1{,}11C\sqrt{1 - P\left(1 - \frac{d}{2H}\right)^2}}{C - 1}; \tag{4.41}$$

N — безразмерный параметр, определяемый по следующей зависимости:

$$N = \frac{(0{,}7C + 6)\,C}{g}, \tag{4.42}$$

где C — коэффициент Шези.

Коэффициент Θ вычисляется по формуле

$$\Theta = \frac{d_{ср}^2}{ab}, \tag{4.43}$$

где a и b — соответственно длина и ширина частицы; d — ее средний диаметр.

В расчетах используется среднее для всех фракций значение Θ; при отсутствии данных принимают $\Theta = 0{,}75$. Начальная скорость влечения частиц ($v_{нач}$) определяется по зависимости

$$v_{нач} = u\sqrt{\frac{jf_0N}{\alpha^2N + jf_0}}. \tag{4.44}$$

Значение j находится по табл. 8 как функция формы частиц наносов Θ. Гидравлическая крупность u определяется по таблице $u(d)$. Для установления статического (f_0) и динамического (f) коэффициентов трения, входящих в выражение (4.39), необходимо использовать табл. 8 и графики, представленные на рис. 7 и 9. При использовании этих данных необходимо учитывать, что эксперименты по определению величин f_0 и f проводились с од-

нофракционной, жестко закрепленной шероховатостью дна, которая позволяла довольно точно определять высоту выступов донной шероховатости (Δ). При разнофракционных донных наносах высота выступов донной шероховатости, очевидно, будет зависеть от их гранулометрического состава. Зависимость между гранулометрическим составом донных наносов и величиной Δ пока не установлена. Поэтому в первом приближении при использовании зависимости $f_0 = \varphi\left(\Theta, \frac{d}{\Delta}\right)$ можно принять отношение $d/\Delta = \text{const} = 1$.

В соответствии со сказанным метод расчета $p_{вл}$, основанный на формуле (4.39), надо трактовать как приближенный, подлежащий дальнейшему усовершенствованию.

При песчано-гравелистых грунтах в руслах рек, как правило, образуются донные аккумулятивные формы — гряды и рифели, которые в условиях активного взаимодействия потока и русла перемещаются в направлении течения. Расход наносов $P_г$, определяемый перемещением гряд и рифелей, называют расходом донно-грядового движения наносов, который довольно хорошо отражает транспорт руслоформирующих фракций. Если не ставится задача полного учета стока наносов (взвешенных и влекомых), то расход руслоформирующих фракций, получаемый по перемещению донных гряд, может рассматриваться как расход влекомых наносов $P_{вл}$. При определении суммарного расхода (или стока) взвешенных и влекомых наносов величина $P_г$ не может использоваться без соответствующего корректива (об этом см. в следующем разделе), поскольку она включает расход некоторых промежуточных фракций, учитываемых при измерении (или вычислении) расхода взвешенных наносов.

Расход донно-грядового перемещения наносов может быть определен по данным расчета элементов гряд или рифелей, их высоты $h_г$ и скорости перемещения $c_г$. Кроме этого, должна учитываться также плотность грунта $\rho_г$, составляющего активный слой русла. Выражение $P_г$ может быть записано следующим образом:

$$P_г = a\rho_г h_г c_г, \qquad (4.45)$$

где a — коэффициент формы гряды, учитывающий соотношение между ее средней и максимальной высотой; в первом приближении $a \approx 0{,}5$.

Для подсчета стока влекомых наносов за те или иные промежутки времени рекомендуется использовать графики зависимости расходов влекомых наносов от расходов воды $P_{вл} = f(Q)$. График строится по вычисленным значениям расходов влекомых наносов во всем диапазоне изменения расходов воды данной реки за многолетний период.

На реках с плавным ходом стока воды средний суточный расход влекомых наносов снимается с графика $P_{вл} = f(Q)$ по

значениям среднего суточного расхода воды. На реках с резкими колебаниями расхода воды внутри суток средний суточный расход влекомых наносов подсчитывается как средняя взвешенная (по времени) величина из расходов влекомых наносов, снятых с графика связи $P_{вл} = f(Q)$ по характерным (переломным) значениям расходов воды за сутки.

Сток влекомых наносов за длительные интервалы времени (месяц, год) подсчитывается путем суммирования средних суточных расходов влекомых наносов. Допускается подсчет стока наносов и по осредненным за более крупные интервалы времени значениям Q, если контрольные расчеты показывают удовлетворительную сходимость результатов такого упрощенного подсчета с данными посуточного расчета.

По данным вычислений за характерные по водности годы строится график связи годовых значений стока воды и влекомых наносов. Этот график используется для определения параметров годового стока влекомых наносов (средней многолетней величины, коэффициента вариации и годовых величин заданной вероятности превышения) графо-аналитическим способом. Пользуясь этим графиком, можно также определить сток влекомых наносов за конкретные годы, для которых имеются сведения о годовом стоке воды.

4.3. Вычисление суммарного расхода взвешенных и влекомых наносов

В отличие от предыдущих разделов настоящей главы, где рассматривались способы вычисления параметров гряд и расхода влекомых наносов теми или иными расчетными методами, здесь излагается способ получения суммарного расхода взвешенных и влекомых наносов по данным раздельного измерения указанных величин в речном потоке. При этом используются общие теоретические соображения о взаимосвязи фракционного состава транспортируемых наносов с их разделением на взвешенные и влекомые. Именно по этой причине настоящая задача рассматривается в данной книге, посвященной теоретическим расчетным методам.

При раздельном измерении взвешенных и влекомых наносов возникает опасность двойного учета одних и тех же транспортируемых фракций в составе взвешенных и влекомых наносов. На это обстоятельство обращалось внимание в статьях А. И. Кузнецова [79] и А. В. Караушева [61]. Кузнецов отмечал, что влекомые наносы частично входят в эпюру мутности. В работе Караушева указывалось, что разделение транспортируемых наносов на категории взвешенных и влекомых выполняется по крупности частиц на основе их гидродинамических характеристик. Вследствие турбулентной пульсации скоростей течения

эти характеристики изменяются во времени; соответственно изменяются во времени и границы между категориями наносов. Последнее происходит даже в условиях установившегося потока. Поэтому при транспортировании многофракционных наносов всегда имеет место взаимное проникновение частиц взвешенных и влекомых наносов, особенно в области граничных фракций. Из изложенного видно, что одной из важнейших задач при оценке общего транспорта взвешенных и влекомых наносов, а также при выделении одной из этих категорий из суммарного расхода наносов, является определение граничных взаимнопроникающих фракций. На детальном рассмотрении этой задачи мы остановимся ниже, а сейчас перейдем к изложению некоторых предложений, имеющихся в ряде опубликованных работ.

Интересную попытку теоретического обоснования методики получения полного расхода взвешенных и влекомых наносов предприняли Х. А. Эйнштейн и Н. Чиин [192]. Они нашли взаимосвязь между интенсивностью транспорта наносов, гранулометрическим составом поверхностного слоя русла и гидравлическими характеристиками потока. Теоретические разработки Эйнштейна и Чиина доведены до расчетных зависимостей, предусматривающих получение полного расхода наносов. Однако практическое применение этих зависимостей затрудняется необходимостью определения мгновенных характеристик гранулометрического состава донных отложений (особенно мелкой илистой фракции). С другой стороны, сомнительна и надежность рекомендуемого способа, поскольку вызывают сомнения некоторые исходные положения.

Попытку количественной оценки среднего диаметра частиц, разграничивающего категории взвешенных и влекомых наносов, предпринял В. Крессер [206]. В основу его методики положено сопоставление гранулометрических кривых взвешенных и влекомых наносов. Кривая гранулометрического состава взвешенных наносов помещается под кривой гранулометрического состава донных отложений так, чтобы горизонтальная шкала крупности частиц совместилась. Обе эти кривые соединяют путем графической интерполяции. Точка пересечения интерполированного участка объединенной кривой с горизонтальной осью характеризует по мнению Крессера, диаметр частиц, разграничивающий обе категории наносов. К. В. Разумихина произвела графическую обработку материалов натурных наблюдений по 18 измерениям на р. Полометь за 1965—1966 гг. при использовании методики Крессера. Полученные на основании графической интерполяции значения граничных диаметров приводятся в табл. 26, из которой видно, что с увеличением средней скорости на вертикали увеличивается и значение граничного диаметра наносов. При изменении скорости в диапазоне 0,5—1,9 м/с граничный диаметр, по Крессеру, изменяется от 0,09 до 0,45 мм. Приведенные в этой же таблице значения наибольших диаметров частиц в составе

взвешенных наносов, полученные по непосредственным измерениям, в несколько раз превышают значения граничных диаметров по Крессеру, что свидетельствует о недостаточной удовлетворительности его способа.

Таблица 26

Сравнение граничного диаметра частиц по Крессеру с наибольшим диаметром взвешенных наносов

Дата	№ вертикали	Скорость $v_{ср}$ м/с	Граничный диаметр по Крессеру $d_г$ мм	Наибольший диаметр взвешенных наносов (измеренный) $d_{макс}$ мм
1965 г. 17/IV	2	0,53	0,09	0,5
27/IV	2	1,64	0,23	0,7
27/IV	4	1,42	0,23	2,5
27/IV	6	1,37	0,19	0,9
3/V	4	1,06	0,18	0,9
1966 г. 9/IV	3	1,24	0,27	0,5
18/IV	2	1,39	0,19	0,6
18/IV	3	1,38	0,25	2,1
21/IV	2	1,52	0,20	1,0
21/IV	3	1,63	0,25	1,8
23/IV	6	1,89	0,45	3,0
23/IV	4	1,86	0,36	2,5
25/IV	2	1,77	0,22	2,1
25/IV	3	1,68	0,23	2,1
4/V	3	1,08	0,20	1,2
4/V	5	1,06	0,18	0,6
7/V	3	1,24	0,22	1,6
7/V	5	1,14	0,23	1,6

На основании графической обработки материалов наблюдений на реках Австрии Крессер получил эмпирическую зависимость для определения граничного диаметра зерен $d_г$, имеющую вид

$$d_г = \frac{v_{ср}^2}{gk}, \tag{4.46}$$

где $v_{ср}$ — средняя скорость потока; g — ускорение свободного падения; k — коэффициент, изменяющийся от 100 до 1000. Для рек Австрии $k = 360$. Если выразить v в м/с, а d в мм, то для граничного диаметра частиц, разделяющих влекомые и взвешенные наносы, согласно Крессеру, получим

$$d_г = 0{,}28v^2. \tag{4.47}$$

Попытка получить подобную зависимость была предпринята Разумихиной при обработке материалов по р. Полометь. Ею найдена зависимость

$$d_г = 0{,}18v^{1{,}4}, \tag{4.48}$$

параметры которой отличаются от зависимости Крессера. По-видимому, можно сделать вывод о том, что в потоках с разными гидравлическими характеристиками граничный диаметр существенно различается. Кроме того, очевидно, что вполне определенной границы (по крупности частиц) между взвешенными и влекомыми наносами существовать не может, поскольку некоторые фракции наносов, как указывалось выше, одновременно входят в состав взвешенных и влекомых наносов.

Если заведомо идти на допущение определенной неточности, то получаемую тем или иным приближенным способом условную границу крупности между взвешенными и влекомыми наносами при заданном гидравлическом режиме потока можно принимать за истинную границу между этими категориями. В этом случае полный расход наносов вычисляют как сумму расходов взвешенных и влекомых наносов. При этом первая из этих величин может быть измерена, а вторая вычислена по формуле, или наоборот, они могут также обе быть измерены или же вычислены. В этом случае при расчете расхода взвешенных или соответственно влекомых наносов учитываются только те фракции, которые согласно граничной крупности d_r оказываются относящимися к категории взвешенных или же влекомых наносов.

Разумихиной предложен метод расчета полного расхода наносов для равнинных рек, который не требует предварительного деления наносов по крупности на взвешенные и влекомые. Устанавливается лишь верхний предел крупности взвешиваемых фракций. Разумеется, частицы такого размера могут находиться и в составе влекомых наносов.

Рекомендации разработаны Разумихиной на основе анализа выполненных ею на р. Плометь детальных исследований транспорта наносов. Анализируя процентное содержание частных фракций наносов, перемещающихся в виде донных гряд и во взвешенном состоянии, она установила, что частицы мельче 0,2 мм, составляющие 70—75% взвешенных наносов, содержатся в донных грядах в незначительном количестве — не более 1—2%. Основная масса наносов, формирующих гряды (55—65%), оказалась представленной частицами крупнее 1 мм. Таких частиц в составе взвешенных наносов менее 1%. Фракции 1—0,5 и 0,5—0,2 мм, которые Разумихина назвала промежуточными (для данных конкретных условий), присутствовали как в составе взвешенных, так и влекомых наносов.

Далее Разумихина делает следующий весьма важный вывод: промежуточные и более мелкие фракции, входящие в состав гряд и, следовательно, участвующие в формировании расхода влекомых наносов, перемещаются в основном в составе взвешенных наносов. Характерно, что при возрастании суммарного содержания промежуточных фракций в составе гряд увеличивается их доля во взвешенных наносах. Это свидетельствует о том, что за

счет промежуточных фракций осуществляется наиболее интенсивный взаимообмен наносами потока и русла.

Очевидно, что при определении общего расхода наносов ни одна фракция не должна учитываться дважды (в составе взвешенных и в составе влекомых наносов). Чтобы избежать такого двойного учета, Разумихина предлагает промежуточные фракции учитывать в составе взвешенных наносов, где обычно их значительно больше, а из расхода влекомых наносов их исключать. Из расхода влекомых наносов исключаются также и более мелкие фракции, принадлежащие к взвешенным наносам.

Полный элементарный расход наносов (взвешенных и влекомых), кг/(с·м) может быть определен следующим выражением:

$$p_{\text{полн}} = p_{\text{взв}} + \left(p_{\text{вл}} - \sum_{d_i=0}^{d_{\text{п. взв}}} p_{\text{вл}i} \right), \qquad (4.49)$$

где $d_{\text{п. взв}}$ — верхний предел наибольшей фракции взвешенных наносов; $p_{\text{взв}}$ — элементарный расход взвешенных наносов (всех взвешенных фракций); $p_{\text{вл}}$ — элементарный расход влекомых наносов (по всем перемещающимся у дна фракциям); $\sum_{d_i=0}^{d_{\text{п. взв}}} p_{\text{вл}i}$ — сумма частных элементарных расходов мелких

Таблица 27

Пример вычисления полного расхода наносов р. Пометь у с. Яжелбицы 21/IV 1965 г.

d мм	$P_{i\ \text{взв}}$ кг/с	d мм	$\frac{P_{i\ \text{взв}}}{P_{i\ \text{вл}}}$	d мм	$P_{i\ \text{вл}}$ кг/с
<0,005	305				
0,005—0,01	147				
0,01—0,05	439				
0,05—0,01	248				
0,1—0,2	217				
		0,2—0,5	222 / 38,8		
		0,5—1,0	90,2 / 68,5		
				1,0—2	52,3
				2—5	25,0
				5—10	9,9
				>10	10,1
Сумма	1356		312,2 / 107,3		97,3

$$P_{\text{полн}} = 1356 + 312{,}2 + (107{,}3 + 97{,}3 - 107{,}3) = 1766 \text{ кг/с}$$

фракций влекомых наносов (фракций от $d=0$ до $d=d_{\text{п. взв}}$), т. е. тех фракций, которые учитываются в составе взвешенных наносов.

Для р. Пометь Разумихина получила для периода паводка $d_{\text{п. взв}}=1$ мм. Для других условий и в других потоках величина $d_{\text{п. взв}}$ должна устанавливаться путем измерений в натуре.

В рассуждениях Разумихиной транспорт влекомых наносов отождествляется с донно-грядовым перемещением наносов, поэтому естественно полагать $p_{\text{вл}}=p_{\text{г}}$, где $p_{\text{г}}$ — расход донно-грядового перемещения наносов. В соответствии с этим полный элементарный расход наносов рекомендуется определять так:

$$p_{\text{полн}}=p_{\text{взв}}+\left(p_{\text{г}}-\sum_{d_i=0}^{d_{\text{п. взв}}} p_{\text{г}i}\right). \qquad (4.50)$$

Таблица 28

Полный расход наносов р. Пометь у с. Яжелбицы

Дата	Расход наносов по фракциям, кг/с			$P_{\text{взв}}+P_{\text{вл}}$ кг/с	$P_{\text{полн}}$ по методу Разумихиной, кг/с	Уточнение по методу Разумихиной, %
	<0,2 мм (взвешенные)	0,2—1,0 мм взвешенные / влекомые	>1,0 мм влекомые			
1965 г. 21/IV	1356	312,2 / 107,3	97,3	1873	1766	6,1
29/IV	1047	322,8 / 115,7	230,8	1716	160	7,2
3/V	527	183,8 / 79,8	128,1	919	839	9,5
5/V	305	50,0 / 14,1	110,4	480	465	3,2
1966 г. 8/IV	1653	554 / 169,6	99,7	2476	2307	7,3
11/IV	1217	619 / 115,3	195,9	2147	2032	5,7
15/IV	1115	435 / 151,2	173,3	1874	1723	8,8
19/IV	1684	533 / 129,5	260,1	2607	2477	5,2
1967 г. 15/IV	1025	214,3 / 91,7	130,8	1462	1370	6,7

Полный расход наносов по всему сечению потока вычисляется по формуле

$$P_{\text{полн}} = \sum_{j=1}^{n} p_{\text{полн}j} \Delta B_j, \qquad (4.51)$$

где j — номер отсека поперечного сечения потока; ΔB_j — расстояние между измерительными вертикалями; $p_{\text{полн}j}$ — значения элементарных расходов наносов, полученные по уравнению (4.49) — (4.50).

Суммирование выполняется по всей ширине русла с соответствующим учетом крайних приурезовых участков поперечного профиля. Пример расчета по приведенным здесь формулам дан в табл. 27. Сравнение результатов расчета полного расхода наносов предложенным методом и путем простого суммирования приводится в табл. 28.

Как показали расчеты, выполненные по материалам р. Полометь при скорости течения 1,0—1,5 м/с и средней крупности наносов, слагающих гряды, 2—3 мм, завышение полного расхода наносов (взвешенных и влекомых) за счет двойного учета промежуточных фракций в среднем составляет 6—10%. Эта систематическая ошибка возрастает с увеличением скорости течения за счет увеличения диапазона фракций, участвующих в активном взаимообмене наносов, перемещаемых во взвеси и в виде гряд.

5. БАЛАНС НАНОСОВ И РУСЛОВЫЕ ДЕФОРМАЦИИ

5.1. Уравнение баланса наносов и распределение мутности по длине потока

Многие задачи о русловых деформациях и о распределении мутности на участках речного потока могут решаться на основании уравнения баланса наносов. Предложение по использованию метода баланса при исследовании формирования русла, по-видимому, впервые было выдвинуто Ф. Экснером в 1922 г., составившим на основе баланса наносов уравнение деформации русла в простейшей форме и применившим его к изучению продольного профиля речного потока. Впоследствии уравнение баланса наносов использовалось и усовершенствовалось в работах М. А. Великанова [19], И. И. Леви [85], А. В. Караушева [56] и др.

В самом общем виде уравнение баланса наносов для участка реки длиной Δx, ограниченного двумя створами (начальным и конечным), можно представить в виде

$$P_{S\text{нач}} + P_{S\text{бп}} + \Delta P_{S\text{дно}} - P_{S\text{кон}} = 0. \qquad (5.1)$$

Здесь $P_{S\text{нач}}$ и $P_{S\text{кон}}$ — соответственно общие секундные расходы наносов всех фракций в начальном и конечном створах участка, кг/с; $P_{S\text{бп}}$ — суммарный общий расход наносов боковых притоков (рек и ручьев) на участке изучаемой реки, определяемый с учетом оттока (например, при водозаборе). Если отток наносов превышает приток, значение $P_{S\text{бп}}$ будет отрицательным; $\Delta P_{S\text{дно}}$ — секундный результирующий расход наносов через поверхность русла на всем участке, т. е. секундная потеря наносов за счет осаждения или секундный взмыв наносов. При осаждении $\Delta P_{S\text{дно}}$ отрицательная величина, при взмыве — положительная.

Уравнение баланса может быть написано также и для частной фракции транспортируемых наносов. В этом случае вместо общих расходов наносов оно будет содержать соответственно расходы частной (i-той) фракции, т. е. величины $P_{Si\text{нач}}$, $P_{Si\text{кон}}$, $P_{Si\text{бп}}$ и $\Delta P_{Si\text{дно}}$. При трактовке общего расхода наносов как суммы расходов наносов частных фракций уравнение баланса записывается в виде

$$\sum_{i=1}^{m} P_{Si\text{нач}} + \sum_{i=1}^{m} P_{Si\text{бп}} + \sum_{i=1}^{m} \Delta P_{Si\text{дно}} - \sum_{i=1}^{m} P_{Si\text{кон}} = 0. \qquad (5.2)$$

В принципе уравнения баланса наносов могут использоваться для оценки результирующих русловых деформаций на достаточно больших участках рек. Однако ввиду малой точности измерений стока наносов (обычно ±10—15%) метод баланса применим лишь в случаях очень интенсивного изменения транспорта наносов по длине участка реки. Примером могут служить нижние бьефы гидроузлов, где начальный расход наносов практически равен нулю. Если при этом и боковой приток наносов $P_{S\text{бц}} = 0$, то средняя на участке деформация получается весьма элементарно. Выражая общую деформацию русла, обусловленную вертикальным перемещением всех частных фракций, через D (в тех же единицах, что и расход наносов) и принимая, что на участке реки длиной Δx деформация равна ΔD, будем иметь соотношение

$$\Delta D = -\Delta P_{S\text{дно}}. \tag{5.3}$$

Для случая нижнего бьефа при отсутствии поступления наносов через плотину и через боковые притоки деформация будет

$$\Delta D = -P_{S\text{кон}}. \tag{5.4}$$

Таким же образом могут быть записаны и деформации, обусловленные вымывом или осаждением отдельных фракций. В этом случае, вместо фигурирующих в равенствах (5.3) и (5.4) величин, будем иметь ΔD_i — частную деформацию и $P_{Si\text{дно}}$, $P_{Si\text{кон}}$.

Рассмотрим теоретический вывод уравнения баланса отдельной (i-той) фракции наносов для простейшего случая бесприточного участка реки, выполненный А. В. Караушевым [56, 58]. Пусть в пределах участка длиной Δx размеры русла и гидравлические элементы потока меняются мало. Их изменение может быть учтено при последовательном переходе от участка к участку уже в процессе расчета деформации.

Расход наносов i-той фракции через начальный створ участка выразим произведением $Q \cdot s_i$, где Q — расход воды в м³/с, s_i — средняя частная мутность потока в кг/м³. Расход наносов i-той фракции через конечный створ равен $Q(s_i + \Delta s_i)$, где Δs_i — отрицательное или положительное приращение содержания наносов по длине Δx. Обозначим через B — ширину реки, а через q_{si} — направленный в сторону русла секундный результирующий вертикальный расход наносов i-той фракции через единицу поверхности дна в кг/(с·м²). При осаждении наносов величину q_{si} будем считать положительной, а при взмыве — отрицательной, т. е. примем, что алгебраический знак q_{si} совпадает со знаком деформации ΔD_i. Площадь поверхности дна на рассматриваемом участке реки с достаточным приближением можно считать равной $B\,\Delta x$.

Полный расход наносов i-той фракции через эту поверхность дна будет

$$q_{si} B \Delta x = \Delta D_i. \tag{5.5}$$

Уравнение баланса наносов i-той фракции запишется в виде

$$Q_{si} = Q(s_i + \Delta s_i) + q_{si} B \Delta x. \qquad (5.6)$$

После упрощения и замены конечных приращений бесконечно малыми получим

$$Q\, ds_i + q_{si} B\, dx = 0. \qquad (5.7)$$

Вертикальный результирующий расход наносов i-той фракции через единицу поверхности дна q_{si} складывается из расхода, определяемого свободным осаждением наносов под влиянием силы тяжести, и расхода, определяемого турбулентным обменом, причем последний направлен снизу вверх. Расход осаждения наносов из выделенного элементарного объема через единицу горизонтальной поверхности, расположенной на границе дна (уклоном дна пренебрегаем), равен произведению $u_i s_i$, где u_i — гидравлическая крупность частиц i-той фракции. Вертикальный расход наносов через поверхность дна, осуществляющийся под влиянием турбулентного обмена, приближенно примем пропорциональным разности между частной мутностью взмыва и средней частной мутностью выделенного объема $(s_{взмi} - s_i)$. Получаем следующие приближенные выражения для результирующего вертикального расхода наносов:

$$q_{si} = u_i s_i - k_i (s_{взмi} - s_i), \qquad (5.8)$$

или

$$q_{si} = (u_i + k_i) s_i - k_i s_{взмi}. \qquad (5.9)$$

Здесь k_i — коэффициент пропорциональности, приобретающий особое численное значение для каждой фракции. При введении полученного выражения q_{si} в уравнение баланса находим

$$[(u_i + k_i) s_i - k_i s_{взмi}]\, B\, dx = -Q\, ds_i. \qquad (5.10)$$

Интегрирование дает

$$\frac{Q}{B(u_i + k_i)} \ln [(u_i + k_i) s_i - k_i s_{взмi}] = -x + c_1, \qquad (5.11)$$

где c_1 — произвольная постоянная.

Определим c_1 из условий для начального створа рассматриваемого участка реки: при $x = 0$ средняя мутность $s_i = s_{начi}$. Подставляя значение c_1 в найденное уравнение и преобразуя его, получаем окончательно

$$s_i = \frac{k_i}{u_i + k_i} s_{взмi} + \left(s_{начi} - \frac{k_i}{u_i + k_i} s_{взмi}\right) e^{-\frac{B(u_i + k_i)}{Q} x} \qquad (5.12)$$

Определим теперь коэффициент k_i. Исходим из того предположения, что при равенстве средней частной мутности потока частной мутности, отвечающей его транспортирующей способности $s_{тр i}$, результирующий вертикальный расход наносов через

поверхность дна равен нулю ($q_{si}=0$), что отвечает отсутствию заиления или размыва. Таким образом, при $q_{si}=0$ соотношение (5.8) принимает вид

$$u_i s_{\text{тр}i}=k_i(s_{\text{взм}i}-s_{\text{тр}i}). \tag{5.13}$$

В отличие от предыдущих в настоящем разделе мутность (частная и общая), отвечающая транспортирующей способности потока, обозначается через $s_{\text{тр}i}$ и $S_{\text{тр}}$ вместо $s_{\text{ср}i}$ и $S_{\text{ср}}$. Здесь это необходимо для подчеркивания различия между действительной нагрузкой потока наносами и его транспортирующей способностью.

Запишем выражение частной мутности насыщенного потока следующим образом:

$$s_{\text{тр}i}=\Gamma_i s_{\text{взм}i}, \tag{5.14}$$

где Γ_i — частный гидромеханический параметр наносов i-той фракции.

На основании соотношения (5.13) имеем

$$u_i s_{\text{тр}i}=k_i s_{\text{тр}i}\left(\frac{1}{\Gamma_i}-1\right), \tag{5.15}$$

отсюда получаем

$$k_i=\frac{u_i\Gamma_i}{1-\Gamma_i}. \tag{5.16}$$

или

$$\frac{k_i}{u_i+k_i}=\Gamma_i. \tag{5.17}$$

Коэффициент k_i имеет ту же размерность, что и u_i, т. е. м/с.

Теперь можем преобразовать основное уравнение изменения частной мутности по длине потока и придать ему следующий вид:

$$s_i=s_{\text{тр}i}+(s_{\text{нач}i}-s_{\text{тр}i})e^{-\frac{B(u_i+k_i)}{Q}x}. \tag{5.18}$$

Естественно, что при $s_{\text{нач}i}>s_{\text{тр}i}$ формула дает уменьшение мутности вдоль x, что отвечает заилению, а при $s_{\text{нач}i}<s_{\text{тр}i}$ — увеличение мутности, что отвечает размыву. Значения общей мутности для различных расстояний x получаются суммированием соответствующих значений частной мутности по всем m транспортируемым фракциям.

Граничные условия у дна необходимо выражать различным образом в зависимости от соотношения между $s_{\text{нач}i}$ и вычисляемым $s_{\text{взм}i}$. Должны различаться два следующих случая.

Первый случай (наиболее часто встречающийся). Средняя частная мутность реки на начальном створе рассматриваемого участка меньше, чем вычисляемая частная мутность взмыва.

В этом случае используются формулы, приведенные выше [формула (5.18) и др.].

Второй случай. На начальном створе рассматриваемого участка реки мутность $s_{\text{нач}i}$ больше, чем вычисляемая по формуле мутность взмыва; это отвечает интенсивному процессу заиления. В действительности мутность взмыва не может быть меньше мутности объемов воды, находящихся в придонных слоях потока, и в данном случае не определяется формулой предельного насыщения, рассматривавшейся в предыдущих главах. Используя приближенный подход, основанный на замене местных значений мутности ее средним значением, необходимо поставить следующее условие для предела частной мутности взмыва: $s_{\text{взм}} \geqslant s_i$, где s_i — средняя частная мутность потока. В этом случае оказывается, что вертикальный перенос наносов i-той фракции через поверхность дна будет определяться следующим образом:

$$q_{si} = u_i s_i. \tag{5.19}$$

Имеем такие условия для выяснения принадлежности рассматриваемого потока к тому или иному расчетному случаю:

первый случай $s_{\text{нач}i} < (s_{\text{взм}i})_{\text{выч}}$;

второй случай $s_{\text{нач}i} \geqslant (s_{\text{взм}i})_{\text{выч}}$.

Первый включает размыв, транзит и заиление, второй отвечает только интенсивному заилению.

Расчет для первого случая выполняется при использовании уравнения (5.18), расчет для второго случая — по приводимому ниже выражению.

Составляя уравнение баланса наносов для объема $HB\Delta x$, используя, вместо отношения (5.13), формулу (5.19) и производя преобразования, получаем следующее уравнение:

$$s_i = s_{\text{нач}i} e^{-\frac{Bu_i}{Q}\Delta x}, \tag{5.20}$$

которое и используется для расчета во втором случае.

Может иметь место случай, когда в процессе расчета распределения мутности вдоль участка обнаруживается, что значение мутности уменьшается таким образом, что поток из состояния, отвечающего второму случаю, переходит к состоянию, отвечающему первому случаю. Соответственно требуется переход к другим расчетным формулам, поэтому желательно заранее выяснить, на каком расстоянии ($x = x^*$) от начального створа ($x = 0$) осуществится указанный переход для рассматриваемой фракции наносов.

Исходим из условия: при $x = x^*$ частная мутность $s_i = s_{\text{взм}i}$.

Подстановка этих значений в уравнение (5.20) после простого преобразования дает

$$x^* = -\frac{Q}{Bu_i} \ln \frac{s_{\text{взм}i}}{s_{\text{нач}i}}. \tag{5.21}$$

Переходя к десятичным логарифмам, имеем

$$x^* = -0{,}43\frac{Q}{Bu_i}\lg\frac{s_{\text{взм}i}}{s_{\text{нач}i}}. \qquad (5.22)$$

Полученные в настоящем разделе формулы в случае приближенной неизменности условий по ширине потока могут быть отнесены к единице ширины; тогда вместо полного расхода потока или транзитной струи Q они будут содержать элементарный расход q, т. е. расход на единицу ширины потока в зоне данной вертикали. Указанные формулы соответственно будут иметь следующий вид:

$$s_i = s_{\text{тр}i} + (s_{\text{нач}i} - s_{\text{тр}i})\,e^{-\frac{u_i + k_i}{q}x}, \qquad (5.23)$$

$$s_i = s_{\text{нач}i}\,e^{-\frac{u_i}{q}x}, \qquad (5.24)$$

$$x^* = -0{,}43\frac{q}{u_i}\lg\frac{s_{\text{взм}i}}{s_{\text{нач}i}}. \qquad (5.25)$$

Необходимо отметить, что при использовании этих формул должно быть обращено внимание на соответствующий учет условия неразрывности при переходе от створа к створу.

Уравнения показывают, что как осветление потока, так и насыщение его наносами, а равно и процесс размыва и заиления происходят по экспоненциальному закону. Интенсивный процесс имеет место на начальном участке пути, далее же наблюдается постепенное его затухание. Расход наносов, отличавшийся в начале пути x от транспортирующей способности потока, асимптотически приближается к ней.

Та же самая задача о насыщении или осветлении водных масс потока может быть рассмотрена и на основе перемещающейся со средней скоростью течения $v_{\text{ср}}$ системы координат Лагранжа. В этом случае мы будем наблюдать изменение во времени насыщенности выделенного объема водных масс, перемещающегося со скоростью $v_{\text{ср}}$. В конечном итоге приходим к уравнению

$$s_i = s_{\text{тр}i} + (s_{0i} - s_{\text{тр}i})\,e^{-\frac{u_i + k_i}{H}t}, \qquad (5.26)$$

где H — средняя глубина потока; t — время; s_{0i} — частная мутность водных масс в начальный момент времени, т. е. при $t = 0$; остальные обозначения прежние.

Теперь выясним, какое время t и какой путь x необходимы для практически достаточного приближения насыщенности потока наносами i-той фракции к величине $s_{\text{тр}i}$. Назовем эти отрезки времени и пути соответственно временем и путем стабилизации нагрузки потока наносами i-той фракции (обозначения t_{ci} и x_{ci}). Эти величины характеризуют как процесс насыщения

потока наносами, так и его осветления, т. е. соответственно размыв и заиление.

Теоретические формулы дают асимптотическое приближение s_i к $s_{тр i}$; полное равенство между этими величинами на конечных отрезках пути и времени не достигается. Поэтому можно говорить об определенной степени приближения s_i к $s_{тр i}$, после достижения которого дальнейшее изменение s_i и русловые деформации становятся практически незаметными. Введем обозначения:

$$\left.\begin{aligned} \frac{s_i - s_{тр i}}{s_{нач i} - s_{тр i}} &= r_{Si}, \\ \frac{s_i - s_{тр i}}{s_{0i} - s_{тр i}} &= r_{Si}; \end{aligned}\right\} \qquad (5.27)$$

тогда формулы изменения частной мутности во времени и по длине потока примут вид:

$$r_{Si} = e^{-\frac{u_i + k_i}{H} t}, \qquad (5.28)$$

$$r_{Si} = e^{-\frac{B(u_i + k_i)}{Q} x}. \qquad (5.29)$$

Величина r_{Si} выражает относительное изменение частной мутности на участке потока x или изменение в период времени t в долях начальной недогрузки или перегрузки потока наносами. Пусть, например, начальная частная мутность потока на одном участке $s_{нач i} = 0{,}5 s_{тр i}$ (участок размыва), а на другом участке $s_{нач i} = 1{,}5 s_{тр i}$ (участок заиления); достижение значения $s_i = 0{,}9 s_{тр i}$ (в первом случае) и $s_i = 1{,}1 s_{тр i}$ (во втором случае) практически характеризует нижнюю границу зоны существенных деформаций за счет наносов i-той фракции. На этой границе, как в первом, так и во втором случае будем иметь $r_{Si} = 0{,}2$. Если нас интересуют и менее значительные деформации, то можно выделить зону, ограниченную значениями $s_i = 0{,}99 s_{тр i}$ и соответственно $s_i = 1{,}01 s_{тр i}$, при этом $r_{Si} = 0{,}02$. Подставляя соответствующие значения r_{Si} в формулы (5.28)—(5.29), находим t_{ci} и x_{ci}, при этом указанные формулы целесообразно записать в виде:

$$t_{ci} = -2{,}3 \frac{H}{u_i + k_i} \lg r_{Si}, \qquad (5.30)$$

$$x_{ci} = -2{,}3 \frac{Q}{B(u_i + k_i)} \lg r_{Si}. \qquad (5.31)$$

И. Ф. Карасев [51, 52] распространил решение Караушева на связные грунты. Для этого он ввел в рассмотрение вероятности срыва и взвешивания наносов, которые изменяются по длине

потока x. Уравнение продольного распределения мутности Карасев получил в виде

$$S_{\text{кон}} = S_{\text{тр. к}} + (S_{\text{нач}} - S_{\text{тр. к}})\, e^{-\frac{\alpha_z B \Pi_*}{Q} \frac{\varepsilon_0 \eta_0}{\varepsilon_к \eta_к} \Delta x}, \qquad (5.31а)$$

где $S_{\text{тр. к}}$ — транспортирующая способность потока на конечном створе; ε_0 и $\varepsilon_к$ — вероятности взвешивания в начале и конце участка Δx, а величины η_0 и $\eta_к$ выражают соответственно вероятности срыва. Принятие различных значений вероятности в начале и конце участка насыщения позволяет учесть измерение крупности глинистого грунта при размыве от начальных размеров агрегатов до конечных размеров мельчайших частиц. Входящий в уравнение Карасева параметр $П_*$ определяется выражением

$$П_* = \frac{0{,}75 v_{\text{ср}} \sqrt{g} + UC}{БC}, \qquad (5.31б)$$

где $Б$ — функция, зависящая от коэффициента Шези C и безразмерного параметра G (см. гл. 3); U — среднее значение гидравлической крупности наносов.

При использовании уравнения Карасева для расчета осаждения частиц в потоке принимают $\varepsilon_0 \eta_0 = \varepsilon_к \eta_к$. Параметр α_z для условий насыщения потока в песчаных руслах принимается равным 0,02, а в глинистых руслах $\alpha_z = 0{,}01$, в условиях осаждения наносов $\alpha_z = 0{,}012$.

Для выполнения расчета продольного распределения мутности в потоке по приведенным выше уравнениям необходимо достаточно надежно вычислять транспортирующую способность потока. В уравнении Карасева следует применять разработанную им формулу транспортирующей способности. Используя уравнение Караушева, следует применять предложенный последним метод расчета транспортирующей способности потока. Наиболее целесообразно использование того варианта метода Караушева, который основан на учете состава донных отложений.

Заметим, что в ряде случаев полезно введение корректирующего множителя a в формулу транспортирующей способности. Этот множитель находится из соотношения

$$a = \frac{S_{\text{изм}}}{S_{\text{выч}}} = \frac{P_{\text{изм}}}{P_{\text{выч}}}, \qquad (5.32)$$

в котором фигурируют величины, измеренные (изм) и вычисленные (выч) по формуле транспортирующей способности. Множитель a находится при использовании надежных данных натурных измерений, относящихся к вполне определенной фазе режима реки (межень летняя или зимняя, подъем паводка, пик паводка, спад паводка и т. д.), при этом для каждой фазы режима может быть найден свой множитель a. При наличии доста-

точно детальных данных о гранулометрии наносов, корректирующий множитель a вычисляется для каждой частной фракции. В этом случае в формуле (5.32) должны фигурировать соответствующие значения частных расходов наносов или частной мутности. Если такие данные отсутствуют, то a вычисляется по общему расходу наносов и вводится как множитель в формулу транспортирующей способности для каждой фракции. Введение a в формулу транспортирующей способности производится только в тех случаях, когда в бытовых условиях русловые деформации незначительны и ставится задача оценки деформации в условиях искусственного изменения гидравлики потока за счет подпора от плотины или перемычек, в результате разработок прорези или спрямления русла и т. д.

5.2. Расчет распределения мутности по длине потока и русловые деформации

Рассмотренные в настоящем разделе соотношения могут использоваться как для расчета распределения мутности по длине потока, так и для определения русловых деформаций (размывов и намывов). Обе эти задачи решаются одновременно.

Речной поток разбивают поперечными профилями на расчетные участки длиной Δx. Для каждого из таких участков уравнение продольного распределения частной мутности может быть записано в виде

$$s_{\text{кон}i} = s_{\text{тр}i} + (s_{\text{нач}i} - s_{\text{тр}i})\, e^{-\frac{B(u_i + k_i)}{Q}\Delta x}, \qquad (5.33)$$

где $s_{\text{кон}i}$ — частная мутность в конце расчетного участка Δx. Для общей мутности будем иметь

$$S_{\text{кон}} = S_{\text{тр}} + \sum_{i=1}^{m} (s_{\text{нач}i} - s_{\text{тр}i})\, e^{-\frac{B(u_i + k_i)}{Q}\Delta x}. \qquad (5.34)$$

Полагаем, что в пределах каждого участка Δx гидравлические элементы потока и состав наносов не меняются; изменение этих величин происходит от участка к участку скачкообразно. Соответственно изменяется $S_{\text{тр}}$ и $s_{\text{тр}i}$. Мутность в конце каждого предыдущего участка равна мутности в начале последующего участка.

Умножая уравнение (5.33) на расход воды Q, который предполагается неизменным на протяжении всей рассматриваемой части реки, приходим к следующему результату:

$$P_{S\text{кон}i} = P_{S\text{тр}i} + (P_{S\text{нач}i} - P_{S\text{тр}i})\, e^{-\frac{B(u_i + k_i)}{Q}\Delta x}, \qquad (5.35)$$

где через P_{Si} обозначены соответствующие расходы наносов i-той фракции, кг/с.

Для общего расхода наносов всех фракций будем иметь

$$P_{S\text{кон}} = P_{S\text{тр}} + \sum_{i=1}^{m} (P_{S\text{нач}i} - P_{S\text{тр}i}) e^{-\frac{B(u_i+k_i)}{Q}\Delta x}. \quad (5.36)$$

Основным расчетным уравнением распределения мутности и деформации русла при наличии достаточных данных по гранулометрии наносов является уравнение (5.35), записанное для частной фракции. При отсутствии данных о гранулометрическом составе наносов и известной средней крупности частиц для общего расхода уравнение записывается в виде

$$P_{S\text{кон}} = P_{S\text{тр}} + (P_{S\text{нач}} - P_{S\text{тр}}) e^{-\frac{B(u+k)}{Q}\Delta x}, \quad (5.37)$$

где u и k отвечают средней крупности наносов. При использовании этого уравнения расчет значительно упрощается по сравнению с вычислениями по отдельным фракциям, но зато результат получается менее надежным.

Секундная частная деформация русла на участке Δx может быть определена по разности $P_{S\text{нач}i} - P_{S\text{кон}i}$ или непосредственно по величине q_{si}, вычисляемой по формуле (5.8). При расчете деформации по разности частных расходов наносов в начале и конце расчетного участка частная секундная деформация в пределах всего участка Δx будет

$$\Delta D_i = P_{S\text{нач}i} - P_{S\text{кон}i}. \quad (5.38)$$

Деформация оказывается выраженной в единицах массы твердой составляющей (скелета) грунта в секунду. Секундная частная деформация на единице поверхности русла при этом будет (в кг/(с · м²))

$$q_{si} = \frac{\Delta D_i}{\Delta \Omega} = \frac{P_{S\text{нач}i} - P_{S\text{кон}i}}{B \Delta x}, \quad (5.39)$$

где $\Delta\Omega \approx B \Delta x$ — площадь поверхности русла на расчетном участке; B — ширина русла.

В ряде случаев может оказаться удобным вычислять q_{si} по формуле (5.8). Расчет распределения мутности по длине потока ведется при этом по уравнению (5.33). В формулу (5.8) вводится среднее для участка Δx значение частной мутности s_i^*, находимое из соотношения

$$s_i^* = \frac{s_{\text{нач}i} + s_{\text{кон}i}}{2}. \quad (5.40)$$

Формула (5.8) записывается в виде

$$q_{si} = (u_i + k_i) \frac{s_{\text{нач}i} + s_{\text{кон}i}}{2} - k_i s_{\text{взм}i}. \quad (5.41)$$

Частная мутность взмыва вычисляется способом, изложенным выше, в разделе о взаимообмене потока и русла наносами.

Общую деформацию q_S, происходящую за счет взмыва или осаждения отдельных фракций, получают суммированием частных деформаций

$$q_S = \sum_{i=1}^{m} q_{si}. \tag{5.42}$$

Пересчет деформации в объемные единицы производится путем деления общей секундной деформации ΔD на плотность отложений (грунта) $\rho_{отл}$. Деление q_S на $\rho_{отл}$ дает секундное линейное выражение деформации (секундную высоту намыва или глубину размыва), которую назовем скоростью деформации и обозначим через $c_д$ м/с. Таким образом будем иметь

$$c_д = \frac{q_S}{\rho_{отл}}; \tag{5.43}$$

$\rho_{отл}$ кг/м^3 находят на основании материалов натурных измерений или по специальной таблице плотности грунта (таблица Г. А. Петуховой в гл. 1). В этой таблице величины $\rho_{отл}$ даны в зависимости от гранулометрического состава грунта. При выполнении расчета гранулометрический состав отложений на размываемых участках должен быть задан, а на заиляемых — выясняется в процессе расчета деформации (определяется как состав отложившихся наносов).

Для получения линейной деформации за часы, сутки или иные отрезки времени, за расчетные интервалы времени Δt, производят умножение секундных деформаций на время.

Линейную деформацию за время Δt обозначим через Δh (метры), т. е. примем

$$\Delta h = c_д \Delta t = \frac{q_S \Delta t}{\rho_{отл}}. \tag{5.44}$$

Если деформации Δh превышают $^1/_{10}$—$^1/_5$ средней глубины потока, то подбирают такую продолжительность расчетного интервала времени Δt, при которой наиболее интенсивные деформации на участке удовлетворяют указанному выше условию. Далее при выполнении расчетов деформаций для каждого последующего интервала времени учитывают изменения всех гидравлических элементов потока (H, B, продольного уклона I, средней скорости $v_{ср}$ и др.) и состава донных наносов, происшедшие в процессе деформации русла, за расчетный интервал времени Δt. При стационарности Q и $P_{Sнач}$ расчет дает постепенное затухание деформации, что выражается в уменьшении получаемых величин Δh для каждого последующего Δt.

Расчет деформации русла может выполняться для всего речного потока в целом или для отдельных транзитных струй,

построенных, например, по данным измерений или по методу Н. М. Бернадского. В первом случае находят средние деформации на участках реки Δx сравнительно большого протяжения. Во втором случае расчет позволяет получить более детальную картину деформации, в частности ее различия по ширине реки.

Расчет для всего потока в целом выполняется при введении в расчетные формулы средних для соответствующих расчетных участков величин.

Расчет деформаций по транзитным струям потока более трудоемок; он начинается с построения плана транзитных струй для всей интересующей нас части реки. Элементы струй, заключенные между ортогональными поперечниками плана течений, принимаются за расчетные элементы. Длины расчетных элементов Δx могут меняться как вдоль струй, так и вдоль ортогоналей. Если на начальном поперечнике для всех транзитных струй потока задать значения мутности, то, пользуясь приведенными выше уравнениями, можно вычислить значения мутности для каждого последующего поперечника. Вычислив значения $S_{кон}$ для каждого элемента Δx, переходим к расчету русловых деформаций на этих элементах. Расчет выполняется по формуле (5.44).

Если для рассматриваемого момента времени t суммарная деформация $\sum \Delta h$ за несколько интервалов Δt достигает $^1/_{10}$—$^1/_5$ полной глубины на вертикали, то подсчет для следующего интервала требует нового построения плана течений, производимого с учетом полученных изменений глубин на элементарных участках русла и смещения урезов воды.

Смещение уреза воды за счет деформации русла оценивается следующим образом. Введем понятие «площадь деформации поперечного сечения потока». Для транзитной струи эту величину будем обозначать через σf, принимая

$$\sigma f = \Delta B \, \Delta h, \qquad (5.45)$$

где ΔB — ширина транзитной струи.

Поскольку деформация Δh всегда отсчитывается по нормали к свободной поверхности, а не ко дну, выражение (5.45) следует считать достаточно точным.

Поперечные сечения транзитных струй в средней части русла изображаются прямоугольниками с высотой H и шириной ΔB. Дно в пределах такой струи принимается горизонтальным. Сечения крайних струй изображаются прямоугольными треугольниками, гипотенузы которых схематически показывают дно. Вся линия дна приобретает ступенчатый вид. Чтобы изобразить деформацию русла, получаемую по расчету для интервала времени Δt для средних струй, линии дна опускаются или поднимаются на величину Δh, а для крайних струй линии дна (гипотенузы)

опускаются или поднимаются параллельно самим себе так, чтобы получаемые площади деформации совпали с вычисленными. Если гипотенуза поднимается, то она будет пересекать линию водной поверхности в точке, находящейся на некотором расстоянии от прежнего уреза в сторону середины реки. Эта точка ориентировочно показывает новое положение уреза. Если гипотенуза опускается, то ее конец, совпадавший ранее с точкой уреза, должен быть продолжен до пересечения с горизонтальной линией водной поверхности уже на суше, т. е. срезается объем грунта, который должен входить в общий объем деформации. Таким образом приближенно находится смещение уреза в сторону суши. Объем грунта, оцениваемый по площади деформации, заключенной между двумя вертикалями, восстановленными из двух последовательных положений уреза, определяет поперечный расход наносов через крайнюю линию тока, совпадающую с урезом. Учитывая эти объемы при расчете деформации, тем самым приближенно учитываем граничные условия на линиях урезов.

Рассмотренный здесь метод расчета деформации русла может быть непосредственно применен к расчету заносимости дноуглубительной прорези.

Допустим, что имеем случай, когда дноуглубительная прорезь расположена вдоль линий тока на сравнительно прямолинейном участке реки. Разработка дноуглубительной прорези ведет к существенному изменению гидравлики реки на участке расположения прорези, а также выше и ниже нее. Построение плана течений и кривой свободной поверхности для измененных условий позволяет достаточно полно характеризовать гидравлику потока после разработки прорези.

С изменением гидравлики связано и изменение транспортирующей способности потока. В частности, при разработке прорези имеет место увеличение глубины, уменьшение скорости течения и транспортирующей способности. Очевидно, что если после разработки прорези транспортирующая способность на вышерасположенном участке не изменилась или несколько увеличилась за счет увеличения уклона, а на участке прорези она уменьшилась, то на последнем должно начаться осаждение наносов. Наиболее интенсивное осаждение, как правило, будет иметь место в самой прорези, но оно может наблюдаться также и на примыкающих участках русла — справа и слева от прорези. Поэтому наиболее полный расчет заиления прорези следует производить путем разделения потока на три струи (струя вдоль прорези, струи слева и справа от нее) и расчета деформации вдоль каждой из этих струй изложенным выше методом. Расчет упрощается, если на участках боковых струй не происходят существенные деформации, которые привели бы к изменению гидравлики струи над прорезью. Расчет ее заносимости в этом случае ведется изолированно от соседних струй.

5.3. Движение наносов и деформации русла в нижних бьефах и при изменении базиса эрозии

Возведение на реках плотин с регулирующей емкостью выше плотины, т. е. с водохранилищем, приводит к формированию весьма своеобразного режима расходов и уровней реки в зоне подпора и ниже плотины. Водохранилища с более или менее значительной емкостью аккумулируют часть паводочной волны, а иногда и полностью весь паводок. При этом характерно, что через нижний бьеф пропускается часть паводочной волны со значительно сглаженным пиком или же паводок вовсе не пропускается.

В течение всего маловодного периода года аккумулированные воды вместе с меженным стоком поступают в нижний бьеф. Своеобразие гидрологического режима в нижних бьефах в период межени связано с особенностями режима работы гидростанции и шлюзов. Характерной особенностью режима нижних бьефов гидроузлов с суточным регулированием является наличие хорошо выраженных суточных паводков.

Водохранилища не только регулируют сток воды, изменяя гидрограф, но и коренным образом меняют режим стока наносов. Крупные водохранилища практически полностью удерживают твердый сток, и поступающая из них в нижний бьеф вода оказывается практически лишенной наносов. Продвигаясь в нижнем бьефе вдоль русла, поток постепенно насыщается наносами за счет размыва дна и берегов. В первое время исключительно быстрый размыв происходит непосредственно ниже сооружения, однако он довольно скоро начинает затухать, и размыв распространяется дальше на нижерасположенные участки.

Насыщение наносами водных масс происходит в первую очередь за счет вымывания из донных отложений мелких фракций, количество которых в составе донных отложений постепенно уменьшается, начиная с момента пуска сооружений в эксплуатацию.

Донные отложения в нижних бьефах гидроузлов, которые уже несколько лет эксплуатировались, как правило, хорошо промыты и состоят из сравнительно крупных фракций, поддающихся интенсивному взвешиванию только при значительных сбросах воды из верхних бьефов. При небольших сбросах преобладающим видом транспортирования наносов в нижних бьефах оказывается их перемещение в придонном слое потока.

При перемещении наносов как в придонном слое, так и в толще потока все частицы участвуют в формировании мутности водных масс. Однако участие мелких фракций оказывается при этом более существенным. В случае песчано-гравелистых грунтов здесь, как и в незарегулированных реках, образуются донные аккумулятивные формы — гряды и рифели, дно приобретает структурный характер. Частицы наносов срываются тече-

нием с тыльного склона гряды и перебрасываются на его фронтальный склон или в подвалье гряды. Более мелкие частицы могут совершать скачки через несколько гряд, а самые мелкие переносятся на значительные расстояния и транспортируются в основном как взвешенные наносы. В донных отложениях нижних бьефов таких фракций мало, поэтому расход наносов, определяемый перемещением гряд и рифелей, для указанных условий весьма близок к расходу влекомых наносов. Во взаимодействие с потоком вовлекается весь активный слой русла [58], толщина которого определяется вертикальными размерами формирующихся на дне русловых образований. Взмытые с поверхности гряды частицы крупных наносов почти полностью возвращаются в состав донных отложений, а более мелкие частицы могут быть унесены течением на большое расстояние, только некоторые из них осаждаются в подвалье гряды. Из-за отсутствия пополнения запасов мелких фракций происходит уменьшение их содержания в составе донного аллювия, что и обусловливает постепенное укрупнение его состава.

Наиболее интенсивные процессы размыва дна и вымывания мелких частиц из донного аллювия происходят на участках, непосредственно примыкающих к сбросным сооружениям, и затухают по мере продвижения вдоль нижнего бьефа. Характерным является то, что область размыва, как и область нарастания расхода наносов по длине нижнего бьефа, постепенно смещается вниз по течению. На участках большого протяжения ниже плотины в ряде случаев сток наносов может в значительной мере восстановиться, т. е. оказаться близким к стоку наносов, имевшему здесь место до зарегулирования реки. Восстановление происходит за счет рассмотренного выше процесса размыва дна нижнего бьефа с преимущественным выносом более мелких фракций, а также за счет подмыва берегов и в некоторых случаях — размыва поймы и поступления наносов из потоков.

Следует иметь в виду, что могут создаться условия, при которых сток наносов притоков, впадающих в реку ниже плотины, существенно возрастет в результате зарегулирования главной реки. Это будет наблюдаться в периоды паводков на притоках в тех случаях, когда паводок главной реки срезается водохранилищем настолько значительно, что продольные уклоны притоков, впадающих в нижний бьеф, существенно возрастают. Последнее приводит к резкому увеличению транспортирующей способности таких притоков и как следствие к их врезанию, сопровождающемуся дополнительным (по сравнению с бытовым) выносом наносов в главную реку. Иногда усиленный приток наносов компенсирует размывы нижнего бьефа или даже приводит к поднятию дна в нижнем бьефе, однако такие случаи сравнительно редки.

Основным видом деформации русла в нижних бьефах крупных гидроузлов является врезание русла, сопровождаемое

снижением отметок водной поверхности. Это приводит к ряду отрицательных последствий, в частности к обсыханию водозаборов, снижению габаритов судоходных трасс и пр. Нет необходимости доказывать практическую значимость проблемы наносов нижних бьефов и неразрывно с ней связанной проблемы формирования русла.

Рассмотрим простейший способ расчета деформации русла (врезания) на больших участках нижнего бьефа — протяженностью от нескольких до десятка и более километров. Предполагается, что существенное поступление наносов из притоков в нижнем бьефе не происходит, а водные массы, приходящие из верхнего бьефа, практически лишены наносов.

При выполнении расчета деформации русла необходимо оценивать расходы наносов через замыкающий створ того или иного расчетного участка. Вычисление расходов наносов ведется непосредственно по формулам транспортирующей способности или по уравнению продольного распределения расхода наносов (см. раздел 5.1), в которое транспортирующая способность входит как параметр.

Транспортирующую способность, как и расчетный расход наносов в нижних бьефах, будем оценивать как сумму расходов взвешенных и влекомых наносов. Это необходимо потому, что в нижних бьефах в связи с процессом укрупнения донных наносов расход влекомых наносов возрастает и может составлять существенный процент суммарного расхода. Так, измерения Н. М. Капитонова на р. Дону в нижнем бьефе Цимлянского гидроузла показали, что для меженного периода на расстоянии 1 км от плотины расход влекомых наносов составляет около 50% суммарного расхода, на расстоянии 40 км — около 16%, а на расстоянии 60 км от плотины — уже только 12%.

Рассмотрим простейший случай расчета деформации русла в нижнем бьефе. Разобьем реку на расчетные участки длиной Δx, нумеруя их сверху вниз по течению, считая за первый участок, примыкающий к гидроузлу. Створ гидроузла, совпадающий с началом первого расчетного участка, назовем начальным. Пусть задан гидрограф для начального створа. Разбиваем гидрограф по времени на ряд интервалов Δt и определяем для каждого интервала средний расход Q.

Расчет выполняется последовательно, от интервала к интервалу. При этом внутри каждого интервала вычисления производятся от участка к участку.

Предположим, что расчет ведется для j-того интервала, когда средний расход равен Q_j. Строим кривую свободной поверхности реки при данном расходе, продвигаясь от нижнего расчетного участка к плотине. Получив кривую свободной поверхности, тем самым определяем гидравлику каждого участка при заданном расходе.

Исходя из предположения, что расчетные участки достаточно длинны, а гидравлические элементы меняются скачкообразно от участка к участку, сохраняясь неизменными на протяжении каждого участка, будем считать неизменной и транспортирующую способность потока вдоль каждого участка. Одновременно примем, что суммарный расход наносов в конце участка приходит в соответствие с транспортирующей способностью потока на рассматриваемом участке.

Для упрощения решения принимается условие о неизменности формы поперечного профиля русла при заилении и размыве. Основными граничными условиями в данной задаче являются нулевой расход наносов через начальный створ и заданный гидрограф на нем. Таким образом, если вычисленный расход наносов в конце расчетного участка I для интервала j равен P_{SIj}, то при учете первого граничного условия общий объем деформации в м³ на участке I за время Δt_j будет

$$\Delta W_{дIj} = -\frac{P_{SIj}\Delta t_j}{\rho_{отл}}; \tag{5.46}$$

знак минус показывает, что на участке происходит размыв. Под величиной P_{SIj} подразумевается суммарный расход взвешенных и влекомых наносов, вычисляемый по формулам транспортирующей способности взвешенных и влекомых наносов, рассмотренным соответственно в главах 3 и 4. В случае если на участке реки вычисленный расход влекомых наносов составляет менее 10—15% суммарного расхода наносов, то он не принимается во внимание и весь расчет ведется только по формуле транспорта взвешенных наносов. Может иметь место и такой случай, когда расход взвешенных наносов мал по сравнению с суммарным расходом. В подобном случае расчет ведется только по формуле транспорта влекомых наносов.

Теперь, возвращаясь к изложению методики расчета деформации, напишем выражение для участка II

$$\Delta W_{дIIj} = \frac{(P_{SIj} - P_{SIIj})\Delta t_j}{\rho_{отл}}. \tag{5.47}$$

При размыве $P_{SIIj} > P_{SIj}$, поэтому деформация получается отрицательной. Для участка III записывается аналогичное соотношение и т. д.

Изменение средних отметок дна за время Δt_j вычисляется по формулам:

$$\Delta h_{Ij} = \frac{\Delta W_{дIj}}{\Delta \Omega_{Ij}} = -\frac{P_{SIj}\Delta t_j}{\rho_{отл}\Delta\Omega_{Ij}}, \tag{5.48}$$

$$\Delta h_{IIj} = \frac{(P_{SIj} - P_{SIIj})\Delta t_j}{\rho_{отл}\Delta\Omega_{IIj}} \tag{5.49}$$

и т. д.

Здесь $\Delta\Omega = B\,\Delta x$ — площадь зеркала расчетного участка, B — ширина потока на участке; Δh получается в метрах.

Вычислив изменения отметок дна всех участков, приступают к расчету деформации для следующего интервала Δt_{j+1}, при этом построение кривой свободной поверхности для второго интервала времени выполняется с учетом снижения уровня дна на величину Δh_j, а для последующих интервалов — с учетом снижения дна на соответствующие суммы вертикальных деформаций, выражаемые через δh.

Этот метод, в частности, был применен для расчета деформации русла на большом участке р. Дона ниже Цимлянской плотины. Сопоставление полученного по расчету снижения русла реки с фактически наблюденным обнаружило хорошую сходимость.

Расчеты деформаций русла и изменения расходов наносов по длине нижнего бьефа на сравнительно коротких участках от плотины могут выполняться при использовании уравнения продольного распределения мутности или расхода наносов (см. выше), которое записывается для расчетных участков длиной Δx. Рассматриваемая методика дает общее фоновое врезание русла и ни в коем случае не может применяться для определения размывов непосредственно за водобойными сооружениями плотины (в зоне ямы размыва).

Верхний створ первого расчетного участка условно принимается совпадающим со створом плотины, где полный расход наносов $P_{\text{полн}}$ в кг/с равен нулю.

Полный расход наносов определяется суммой расходов взвешенных P_S и влекомых $P_{\text{вл}}$ наносов, т. е.

$$P_{\text{полн}} = P_S + P_{\text{вл}}. \qquad (5.50)$$

Выше, рассматривая условия транспортирования влекомых наносов, мы отмечали отсутствие четкой границы между категориями взвешенных и влекомых наносов и указывали на наличие промежуточной фракции, которая представлена в составе как взвешенных, так и влекомых наносов. Выполняя приблизительный расчет размыва русла нижнего бьефа, можно воспользоваться весьма ориентировочным способом, позволяющим избежать двойного учета промежуточной фракции. Способ заключается в отсечении на графике гранулометрического состава донных наносов мелких фракций по критерию взвешивания $u_{\text{пред}} = 3w$ и в вычислении среднего размера влекомых наносов по составу частиц, заключенных в сравнительно узком диапазоне крупности между указанной границей и предельным размером сдвигаемой частицы, находимым по $v_{\text{нач}}$. Расчет транспорта взвешенных наносов осуществляется теоретическим методом Караушева при использовании средней крупности всех взвешиваемых фракций донных отложений, отвечающих условию $u \leqslant u_{\text{пред}}$. Для взвешенных наносов принимается во внимание про-

цесс постепенного насыщения потока и используется экспоненциальное выражение продольного изменения расхода наносов (5.37). Указанное выражение позволяет вычислить расход взвешенных наносов в конце расчетного участка $P_{S\text{кон}}$ по транспортирующей способности потока на участке (по взвешенным наносам) $P_{S\text{тр}}$ и расходу взвешенных наносов в начале участка $P_{S\text{нач}}$.

С другой стороны, учитывается, что восстановление и любое изменение расхода влекомых наносов происходит очень быстро на протяжении весьма коротких участков. Поэтому естественно считать расход влекомых наносов в конце расчетного участка равным транспортирующей способности потока в отношении влекомых наносов на данном участке, т. е.

$$P_{\text{вл. кон}} = P_{\text{вл. тр}}. \tag{5.51}$$

Таким образом, для полного расхода наносов в конце некоторого n-ного участка для j-того интервала времени будем иметь

$$P_{\text{полн}nj\text{кон}} = P_{Snj\text{кон}} + P_{\text{вл. тр}nj}. \tag{5.52}$$

Непосредственно вычисление деформаций выполняется по формулам (5.48), (5.49) и т. д. при подстановке в них значений расходов наносов, получаемых для концов расчетных участков по формуле (5.52).

Заметим, что рассмотренные способы расчета русловых деформаций в нижних бьефах могут быть распространены и на более сложный случай, отвечающий наличию заметного стока наносов через плотину и их поступлению с боковыми притоками. В указанном случае изменяются лишь граничные условия в начале первого участка, где, вместо нулевого расхода наносов, будет задаваться конечная величина, и на границах тех участков, где впадают притоки, выносящие наносы.

Деформации в нижнем бьефе, заключающиеся во врезании русла, уменьшении уклона, скорости течения и т. д. приводят в действие обратные связи: происходит уменьшение транспортирующей способности потока и как следствие затухание самих деформаций. Такое затухание можно получить, выполняя расчет для длительного периода. Изложенная выше методика расчета деформаций русла позволяет учитывать еще один фактор, ведущий к затуханию деформаций в нижних бьефах,— это процесс постепенного укрупнения донных наносов.

Расчет трансформации состава донных наносов может быть выполнен в следующем порядке. Гидрограф сброса расходов в нижний бьеф делится на расчетные интервалы, для каждого из них находится среднее значение расхода воды, скорости течения и глубины; определяется площадь зеркала и гранулометрический состав донных отложений. Вычисляется транспортирующая способность потока на участке (пофракционно) и по полученным величинам рассчитывается вынос наносов каждой

фракции за пределы участка. По этим данным определяется общее количество вынесенного материала и изменение процентного содержания фракций в составе активного слоя русла.

В первом приближении объем активного слоя наносов $\Delta V_{\text{а. сл}}$ на n-ном участке нижнего бьефа длиной Δx_n может быть определен по формуле

$$\Delta V_{\text{а. сл}} \cong \frac{h_{\text{гл}}}{2} \Delta \Omega_n, \qquad (5.53)$$

где $h_{\text{гл}}$ — средняя высота гряды или рифеля на n-ном участке бьефа; $\Delta \Omega_n$ — площадь водного зеркала n-ного участка реки. Для расчета массы наносов в активном слое величину $\Delta V_{\text{а. сл}}$ умножают на плотность поверхностного слоя донных наносов $\rho_{\text{отл}}$.

Вычисление величины $h_{\text{г}}$ выполняется по одному из существующих способов определения элементов донных гряд. Объем активного слоя может изменяться в зависимости от уровня воды, особенно при затоплении поймы, когда оказывается необходимым учитывать и поверхностные отложения поймы.

При расчете размыва нижнего бьефа и трансформации состава наносов учитывается следующее обстоятельство: взамен унесенной потоком части активного слоя русла к нему присоединяются наносы нижерасположенного слоя, которые включаются во взаимодействие с потоком. В связи с этим необходимо знать гранулометрию нижерасположенных слоев донного аллювия.

Расчеты, выполненные А. Я. Шварцман для пятикилометрового участка нижнего бьефа одного из крупных гидроузлов, позволили получить количественные характеристики укрупнения состава донных отложений и уменьшения средней мутности воды от года к году для отдельных сезонов первых пяти лет его эксплуатации. Одновременно была получена величина размыва русла. Характерно, что расчеты дали снижение мутности к концу пятого года в паводочный период примерно в пять раз, а в межень — в 50 раз по сравнению с первым годом.

Остановимся кратко на вопросе о русловых деформациях, обусловленных изменениями высотных отметок базисов эрозии речных потоков. Следствием этих изменений обычно являются размывы или намывы русла на участках, расположенных выше базиса. В случае снижения базиса эрозии область наиболее интенсивной деформации русла находится непосредственно около рассматриваемого базиса эрозии. При поднятии базиса эрозии область наиболее интенсивных деформаций совпадает с зоной выклинивания подпора, созданного повышением базиса. При этом в первом случае деформация постепенно распространяется вверх по реке, а во втором — преимущественно вниз по реке, хотя менее значительное распространение деформации имеет место и в обратном направлении. В обоих случаях область де-

формации постепенно расширяется и в то же время интенсивность ее затухает. Разумеется, затухание деформации не будет наблюдаться в том случае, когда продолжается дальнейшее изменение высоты базиса эрозии.

Наиболее яркими примерами изменения высоты базиса эрозии следующие: изменение уровня моря или озера, в которое впадает рассматриваемый поток, создание искусственного подпора на реке путем сооружения плотины или дамбы, спрямление излучин реки, приводящее к снижению уровня воды выше спрямления, и т. д. Во всех перечисленных случаях при наличии достаточных исходных данных может быть сделан расчет хронологического хода деформации русла (размывов или заиления) и определено его конечное состояние. Методика этих вычислений является приближенной. Наиболее надежны для рассматриваемого комплекса задач расчеты заиления водохранилищ, происходящего именно за счет искусственного поднятия базиса эрозии реки и обусловленного этим значительного снижения скоростей течения и существенного изменения других гидравлических параметров течения в зоне замедленного стока (в верхнем бьефе).

Методика расчета заиления водохранилищ довольно хорошо разработана и апробирована. Этой методике посвящена следующая глава. Расчет размыва или намыва русла при изменении базиса эрозии может производиться при использовании уравнения баланса наносов с учетом граничных условий, отвечающих рассматриваемой задаче, и параллельном выполнении гидравлических расчетов. В частности, может использоваться и упрощенный способ, основанный на сопоставлении транспортирующей способности больших участков реки для начальных и измененных условий. Принципиально это тот же способ, который рассмотрен выше применительно к случаю врезания русла в нижнем бьефе, но отличается использованием других граничных условий. Детально этот способ изложен в монографиях [58, 64].

6. ЗАИЛЕНИЕ ВОДОХРАНИЛИЩ

6.1. Общая характеристика процессов заиления водохранилищ

Заиление водохранилища обусловлено осаждением в его чаше наносов, поступающих с водосбора вместе с жидким стоком рек и ручьев, питающих водохранилище, а также твердого материала, попадающего в водоем в результате размыва его берегов или ветрового (эолового) переноса пыли с прилегающих участков суши. Отложения, сформировавшиеся в водохранилище в процессе его заиления, образуют так называемое тело заиления.

Главным фактором заиления обычно считается сток наносов, и ему уделяется основное внимание при проектировании водохранилищ. Вопросу заиления водоема за счет обрушения берегов уделяется особое внимание при проектировании водохранилищ в руслах и долинах с высокими берегами, сложенными рыхлыми, легко размываемыми породами, например лёссами. Эоловый фактор заиления учитывается при проектировании сравнительно малых водохранилищ и прудов в тех засушливых районах, где часто наблюдаются пыльные бури.

Перенос и осаждение наносов в водохранилищах во многом определяются структурой течений, ветро-волновыми явлениями и турбулентностью водных масс. Поэтому прежде чем перейти к рассмотрению процессов перемещения наносов в водохранилищах кратко остановимся на основных аспектах динамики водоемов.

Динамическая структура водохранилищ отличается большей сложностью, чем структура речных потоков. Это обусловлено как своеобразием морфологии ложа водохранилищ, так и наличием добавочных факторов, воздействующих на водные массы. Одним из таких факторов является воздействие ветра на водную поверхность, приводящее к образованию ветровых течений, ветровых волн и длиннопериодных колебаний свободной поверхности. В наибольшей степени транзит и переотложение наносов в водоемах определяются течениями и волнением.

Основными видами течений в замкнутых водоемах являются сточные (именуемые иногда стоковыми), ветровые и конвекционные течения. Последние связаны с плотностной неоднородностью водных масс, обусловленной их термической неоднородностью или же неравномерным распределением взвешенных и рас-

творенных веществ. Конвективные течения наряду с другими, не упомянутыми здесь видами течений обычно отличаются меньшей интенсивностью, чем сточные и ветровые течения.

Сложность структуры течений замкнутых водоемов объясняется следующими основными причинами: 1) сложностью формы водоема и пространственным развитием течений; 2) плотностной стратификацией водных масс, характерной, однако, для относительно глубоких водоемов; 3) развитием течений под влиянием одновременного действия нескольких факторов (поверхностного уклона, ветра, плотностной неоднородности, ветрового волнения и т. д.); наложением одного вида течений на другое, их взаимным влиянием; 4) наличием остаточных течений, существующих в силу инерции водных масс некоторое время после прекращения действия вызвавших их факторов. Заметим, что можно различать остаточные ветровые, остаточные сточные течения и т. д. На остаточные течения накладываются течения, возникающие под влиянием вступающих в действие новых факторов.

Фактических материалов о течениях в больших озерах и водохранилищах в литературе имеется мало, общие схемы течений для конкретных водоемов приводятся крайне редко.

До сих пор не существует достаточно удовлетворительной методики расчета течений озер и водохранилищ. Известные способы расчета установившихся ветровых течений применимы лишь в простейших случаях. В более сложных случаях они могут давать лишь самое общее представление о возможных величинах и направлениях течений на больших участках водоемов. Расчеты сточных течений проточных водоемов также недостаточно совершенны и разработаны лишь для простейших случаев. Одним из первых предложений по методике расчета транзитных сточных течений в водоемах было предложение Н. М. Бернадского [21]. Разработанный им приближенный метод расчета этих течений с некоторыми усовершенствованиями применяется и до настоящего времени. Расчетные зависимости Бернадского основаны на уравнениях продольного и поперечного равновесия транзитных струй потока. Вычисления производятся методом последовательных приближений, при этом предварительная наметка положения транзитных струй и водоворотных зон делается на основании общих соображений. Затем выполняются вычисления для каждой струи и одновременно производится увязка решений по соседним струям.

А. В. Караушев в монографии 1960 г. [58] предлагает строить предварительную схему транзитных течений на основании лабораторного эксперимента, осуществляемого в малом масштабе, а затем уточнять схему течений, используя расчетный метод Бернадского или выведенные им формулы.

Представляет большой интерес исследование переноса наносов отдельными транзитными струями в водохранилищах.

Применяя к каждой струе уравнение продольного распределения мутности, можно получить распределение этой величины как по длине, так и по ширине водохранилища [58]. При решении обычных инженерных задач, направленных на выяснение срока службы или эксплуатационных качеств водохранилищ, эта методика не используется. Как правило, базируются на средних по сечению характеристиках сточного течения, получаемых для отдельных участков водохранилища или же для водоема в целом.

Натурные исследования заиления водохранилищ ведутся с конца прошлого — начала текущего столетий. Особое внимание, однако, этому вопросу стали уделять начиная с 1920—1930 гг., когда появились первые серьезные публикации советских и зарубежных ученых (А. Шоклич [217], А. Ф. Бурков [14], Б. В. Поляков [122] и т. д.).

Одной из первых обобщающих работ, указывающей определенные пути расчета заиления водохранилищ, явилась работа Ф. Орта [213]. Почти одновременно обобщающие теоретические разработки выполнялись в Советском Союзе, при этом особого внимания заслуживают исследования И. И. Леви [84] и Г. И. Шамова [168]. Из зарубежных следует упомянуть работу Д. Брена [186], который построил на основании многочисленных натурных данных интересный обобщающий график связи наносоудерживающей способности водоема и его относительной емкости. Этот график получил распространение в литературе, посвященной методике расчета заиления водоемов.

Весьма детальные натурные исследования процесса заиления Фархадского водохранилища на р. Сырдарье выполнены в 50-х годах С. Т. Алтуниным [3]. Исследования носили комплексный характер, отличались большой детальностью и позволили сделать некоторые существенные выводы общего характера. В заключение Алтунин сделал некоторые предложения по методике расчета заиления водохранилищ.

Представляют интерес результаты натурных исследований заиления водохранилища Мид в США, изложенные в работе С. Веттера [232].

Следует отметить натурные исследования С. А. Джамалова [33] по изучению заиления водохранилищ на горных реках, а также детальные исследования процессов заиления малых водохранилищ на равнинных реках, выполненные Г. В. Лопатиным [94], К. Н. Лисициной [86] и А. И. Молдовановым [114].

Важное познавательное значение имели комплексные работы экспедиции ГГИ на Кайраккумском водохранилище (Ю. И. Иванов [49], А. С. Судольский и др. [156]). Большие комплексные гидрологические исследования на водохранилищах и их водосборах в предгорных районах Северного Кавказа были выполнены экспедицией Института Озероведения АН СССР (М. Я. Прыткова, В. Я. Фролов, И. С. Бойко и др. [127]).

На основе анализа данных натурного изучения заиления водохранилищ при использовании ряда положений теории транспорта наносов разрабатывались методы расчета. Выше уже упоминались работы Орта, Брена и Шамова, давших рекомендации по приближенным методам расчета заиления. На работах Г. И. Шамова следует остановиться подробнее. В 1939 г. им впервые была составлена обобщающая монография по проблеме заиления водохранилищ. В ней даны анализ и обобщение всех известных в то время отечественных и зарубежных исследований, рассмотренны основные аспекты этой проблемы и предложен сравнительно простой приближенный метод расчета общего заиления водохранилища, позволяющий по данным о морфометрии водоема и о стоке наносов получить хронологический ход заиления. Метод Шамова получил широкое распространение в инженерной практике.

В последующие годы ряд детальных методов расчета заиления водохранилищ был предложен М. А. Мостковым [115], К. Н. Россинским и И. А. Кузьминым [145], А. В. Караушевым [62, 64] и др. Методы Караушева, Россинского и Кузьмина наряду с упрощенными методами вошли в изданные ГГИ совместно с Гидропроектом «Указания по расчету заиления водохранилищ при строительном проектировании» [159], являющиеся официальным нормативным документом, предназначенным для расчета водохранилищ. Первое издание Указаний вышло в свет в 1968 г., а второе — в 1973 г.

В 1973 г. в США также была опубликована работа, содержащая рекомендации по расчету заиления прудов и водохранилищ [219].

При изучении и расчете заиления водохранилищ и прудов используется ряд показателей, связывающих те или иные параметры водоема с гидрологическими характеристиками соответствующего речного бассейна и условиями аккумуляции наносов в водоеме. Внешний водообмен водоема, обусловленный его проточностью, может быть охарактеризован показателем условной продолжительности водообмена T_y, выражаемым следующим соотношением:

$$T_y = \frac{W}{V_п}, \tag{6.1}$$

где W — объем водохранилища при НПГ, м³; $V_п$ — средний за многолетие годовой приток воды в водохранилище, т. е. сток питающей его реки, м³/год. Величина T_y выражается в годах; численно она равна так называемой относительной емкости водохранилища $\widetilde{W}$, определяемой по формуле

$$\widetilde{W} = \frac{W}{V_{п*}}, \tag{6.2}$$

где, однако, предполагается, что средний за многолетие годовой приток $V_{п*}$ выражен в м³. Очевидно, что в таком виде относительная характеристика емкости является безразмерной величиной, выражающей долю объема водохранилища, приходящуюся на единицу объема годового стока притока.

Показатель условной заиляемости t_y представляет собой продолжительность полного заиления водохранилища (до емкости первоначального русла $w_р$, пропускающего сток наносов транзитом) при условии полного осаждения поступающих в водоем наносов. Объем $w_р$ находится приближенно по формуле

$$w_р = \omega_р L_р, \tag{6.3}$$

где $\omega_р$ и $L_р$ — соответственно площадь поперечного сечения (м²) и длина (метры) русла, сформированного рекой в аккумулятивных отложениях на месте заиленного водохранилища. Величину $\omega_р$ обычно принимают равной бытовой площади сечения речного русла, а $L_р$ считают равной длине водохранилища, измеренной с учетом возможных искривлений потока. Значение t_y находится из соотношения

$$t_y = \frac{W - w_р}{V_S}, \tag{6.4}$$

а при $w_р \ll W$ определяется равенством

$$t_y = \frac{W}{V_S}, \tag{6.5}$$

где V_S — средний за многолетие годовой сток наносов реки, питающей водохранилище, выраженный в объемных единицах (м³/год). Пересчет стока наносов $П_S$ в кг/год при этом выполняется по плотности донных отложений $\rho_{отл}$ (кг/м³) заиляемого водоема по формуле

$$V_S = \frac{П_S}{\rho_{отл}}. \tag{6.6}$$

Действительная продолжительность полного заиления водохранилища всегда больше t_y. Это обусловлено тем, что в течение всего периода заиления (водохранилища малой относительной емкости) или же на заключительной стадии заиления (водохранилища большой емкости) определенная часть наносов проходит водоем транзитом и сбрасывается в нижний бьеф.

Соответственно очень важным показателем водоема является его относительная наносоудерживающая способность $\widetilde{П}_a$, показывающая долю годового стока наносов, осаждающуюся в водохранилище. Если годовой приток наносов в водохранилище обозначить $П_S$, а годовой сброс наносов через плотину (т. е.

через конечный створ водохранилища) обозначить $П_{S\text{кон}}$, то годовая аккумуляция наносов выразится разностью

$$П_а = П_S - П_{S\text{кон}}, \tag{6.7}$$

а для относительной наносоудерживающей способности водоема будем иметь

$$\widetilde{П}_а = \frac{П_а}{П_S} = 1 - \frac{П_{S\text{кон}}}{П_S}. \tag{6.8}$$

В процессе заиления водоема $П_а$ уменьшается. При достижении $П_а = 0$ все поступающие к начальному створу водохранилища наносы проходят через него транзитом. Это имеет место тогда, когда водоем заиляется настолько, что превращается в одно или ряд русел, проложенных в речных отложениях, и полностью теряет свое регулирующее значение.

Процессы осаждения наносов в водохранилищах и формирования тела заиления зависят от целого ряда факторов, среди которых в первую очередь необходимо упомянуть следующие: относительную емкость и конфигурацию водохранилища, размер и режим стока наносов реки, на которой создано водохранилище, гранулометрический состав транспортируемых наносов, режим сработки и наполнения водохранилища, форму и динамику кривых подпора (особенно в зоне выклинивания подпора).

По морфометрическим признакам водохранилища можно подразделить на следующие основные группы: 1) озерные и озеровидные, 2) речные, 3) озерно-речные. Озерные водохранилища — это озера, оказавшиеся в искусственном подпоре и используемые как регулирующие емкости гидростанций (например, Байкал), а озеровидные водохранилища — вновь созданные водоемы, характеризующиеся большой шириной бьефа или наличием ряда широких плесов (Рыбинское, Цимлянское водохранилища). Речные водохранилища отличаются сильно вытянутой в направлении стока формой, сравнительно небольшой шириной и характеризуются простой структурой сточного транзитного течения (Горьковское, Днепродзержинское водохранилища). Озерно-речные водохранилища совмещают признаки указанных выше двух типов; для них характерно наличие широкого озерного плеса и сравнительно узкой речной части (Бухтарминское водохранилище).

Большое влияние на заиление водоемов оказывает интенсивность водообмена. Эта величина, как указывалось выше, количественно может быть выражена показателем T_y, который непосредственно может использоваться для сравнительной оценки водохранилищ.

Процесс заиления существенным образом зависит от структуры и интенсивности транзитных сточных течений в водоемах. Структура течений тесно связана с морфометрией водоема, а интенсивность — с показателем водообмена. Большую роль

играют также режим стока и характер его регулирования водохранилищем. Могут иметь место случаи, когда в период сброса из водохранилища части паводочных вод тело заиления подвергается более или менее значительному размыву, при этом продукты размыва сбрасываются в нижний бьеф. Для периодов сработки водохранилища характерно сползание в сторону плотины тела заиления за счет размыва его верхней части и отложения наносов в нижней.

В озеровидных водохранилищах наблюдается резкий переход потока от естественного режима к подпорному. В месте впадения потока происходит растекание струй (дивергенция течения), формирующееся здесь течение приобретает форму конуса с вершиной в устье реки. В зоне дивергенции течений за счет преимущественно крупных фракций наносов формируется веерообразная дельта, размеры которой с течением времени увеличиваются, а ее фронтальный край смещается в сторону плотины. Мелкие наносы также частично откладываются в дельтовой зоне, частично выносятся в открытую часть водохранилища, а в некоторых случаях достигают плотины и могут попадать в нижний бьеф.

В речных водохранилищах, характеризующихся постепенным снижением скоростей течения по длине, наблюдается более равномерное осаждение наносов вдоль верхнего бьефа. В тех случаях, когда в речные водохранилища поступают крупные фракции наносов, отложения концентрируются в начале бьефа. Постепенно зона осаждения наносов перемещается в сторону плотины. При заилении речных водохранилищ зона выклинивания подпора несколько смещается вверх по течению; это приводит к тому, что и тело заиления растет не только в сторону плотины, но в некоторой мере и вверх по реке.

Характер заиления озерно-речных водохранилищ зависит от того, каким образом расположены озеровидная и речная части водоема. Если в верхней части водохранилища находится озеровидный бьеф, то заиление происходит по типу заиления озеровидных водохранилищ. Если же в верхней части расположена узкая речная часть водохранилища, то заиление верхней части происходит по типу заиления речного водохранилища, а заиление озеровидной части будет протекать либо по типу заиления озеровидных бьефов, когда сюда доходят сравнительно крупные фракции наносов, либо будет характеризоваться сравнительно равномерным по всей площади водоема осаждением мелких фракций.

На рис. 34 в качестве примера изображен продольный профиль речного водохранилища. Показана линия первоначального дна водохранилища и тело заиления, сформировавшиеся по прошествии нескольких лет эксплуатации.

Существенно различаются процессы заиления водохранилищ, созданных на равнинных и горных реках. Заиление равнинных

водохранилищ происходит главным образом за счет взвешенных наносов, области осаждения которых охватывают нередко очень большие пространства водоема. В процессе заиления горных водохранилищ большую роль играют влекомые наносы. Их отложение происходит в первую очередь в зоне выклинивания подпора и лишь постепенно область занесения наносами смещается вниз. Формирование тела отложения влекомых наносов особенно чутко реагирует на изменения кривой подпора, в частности на обусловленное заилением перемещение зоны подпора вверх по реке. Взвешенные наносы в горных водохранилищах осаждаются сравнительно равномерно по всему бьефу и ввиду обычной для

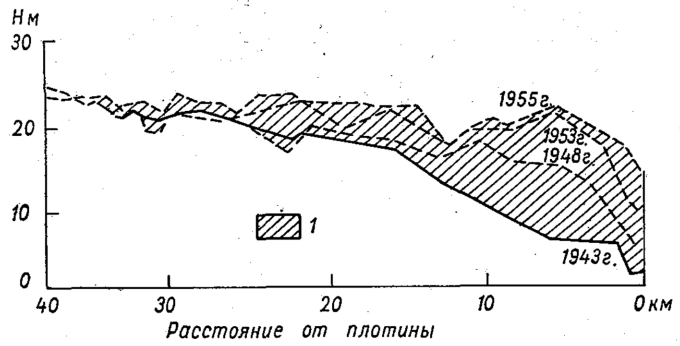


Рис. 34. Продольные профили дна Фархадского водохранилища.

1 — тело заиления.

водохранилищ такого типа малости длины часто в значительном количестве сбрасываются в нижний бьеф.

Большое влияние на формирование тела заиления оказывает режим уровней водохранилища. Сработка водохранилища, как правило, приводит к размыву верхней части тела заиления и переотложению наносов в средней и даже приплотинной частях водохранилища. Это обстоятельство используется для промывок водохранилищ, позволяющих нередко сбросить в нижний бьеф значительную часть тела заиления. На рис. 35 представлена фотография горного водохранилища во время промывки.

И. Ф. Карасев [52] на основе системного подхода предложил деление всего периода заиления водохранилища на три стадии; он руководствовался при этом следующим признаком: наличие или отсутствие обратной связи в процессе заиления и транзита наносов. Карасев выделяет следующие стадии: 1) иррегулярный режим заиления, при котором все поступающие в водохранилище наносы аккумулируются им; 2) регулярный режим заиления, характеризующийся наличием влияния тела заиления на транзит наносов; 3) стадия заключительного режима, когда поступающие в водохранилище наносы проходят транзитом.

Основным качественным различием процесса заиления в первой и второй стадиях является то, что в первой стадии обратная связь отсутствует, а во второй стадии она ярко проявляется. В третьей стадии прекращается действие характерных закономерностей процесса заиления и им на смену приходят закономерности формирования русла в аллювиальных отложениях в условиях транзита наносов.

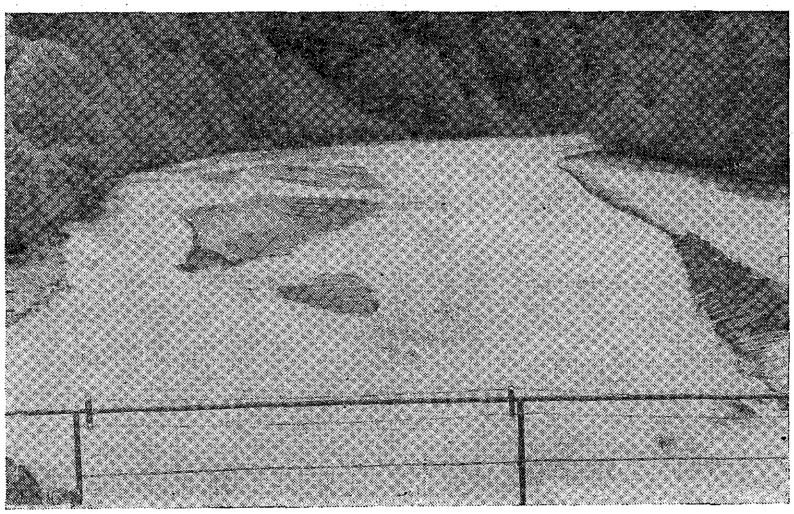


Рис. 35. Промывка горного водохранилища.

Переход от первой стадии ко второй, как показал ранее Б. А. Скрыльников [151], осуществляется при снижении объема водохранилища W до следующей величины:

$$W_0 \approx 8{,}3w_р, \tag{6.9}$$

где $w_р$ — объем устойчивого русла в пределах от начального створа водохранилища до плотины.

Первая стадия заиления может иметь место в тех водохранилищах, объемы которых удовлетворяют неравенству

$$W > 8{,}3w_р. \tag{6.10}$$

Определения стадий заиления, даваемые Карасевым, полезно несколько уточнить. Так, при характеристике первой стадии следует учитывать, что отсутствие обратной связи может иметь место и при частичном транзите наносов (обычно наиболее мелких) через водохранилище. Это может наблюдаться при усло-

вии $W > 8{,}3\omega_р$; например, тогда, когда длина водохранилища сравнительно невелика и фактический расход наносов не приходит в полное соответствие с транспортирующей способностью транзитного потока, что приводит к сбросу части наносов в нижний бьеф. Таким образом, условие полного поглощения водохранилищем стока наносов не является достаточно общей характеристикой первой стадии. Главным здесь является (что отмечает и Карасев) отсутствие обратного влияния заиления на транзит наносов. Это и должно служить определением первой стадии.

Переход от первой стадии ко второй более надежно, чем по критерию Скрыльникова, по-видимому, мог бы быть установлен на основании оценки изменения транспортирующей способности транзитного потока в водохранилище. К сожалению, в настоящее время для подобной разработки не имеется достаточного исходного материала, поэтому пока приходится довольствоваться эмпирическим соотношением Скрыльникова.

Для второй стадии характерен экспоненциальный закон убывания во времени интенсивности заиления. Этот закон приблизительно описывается известными формулами Ф. Орта, Г. И. Шамова, В. С. Лапшенкова [83] и др.

Переход к третьей стадии четко выражается соответствием между поступлением наносов в водохранилище и их сбросом в нижний бьеф. По показателю транспортирующей способности потока можно этот переход определить как

$$P_{S\text{вод}} = P_S, \tag{6.11}$$

где $P_{S\text{вод}}$ — транспортирующая способность водохранилища (у створа плотины); P_S — транспортирующая способность реки выше подпора, т. е. в бытовых условиях.

Заметим, что третью стадию, по-видимому, следовало бы называть русловой стадией водохранилища.

Теперь остановимся еще на одном важном вопросе, не затронутом выше, а именно на вопросе о так называемых тяжелых потоках, которые в отдельных случаях формируются в водохранилищах, созданных на реках, транспортирующих очень большое количество весьма мелких фракций наносов. Мелкие фракции долгое время удерживаются в речных водах, которые в виде донных плотностных течений, сохраняющих часто монолитный характер, перемещаются к плотине, способствуют выносу части наносов в нижний бьеф и существенно влияют на распределение отложений в водохранилище. Методика расчета тяжелых потоков разработана весьма слабо и имеет ряд условностей. Способа оценки возможного выноса мелких наносов тяжелыми потоками в нижний бьеф в настоящее время не имеется, поэтому условия формирования и транзита в водоемах тяжелых потоков здесь не рассматриваются.

6.2. Методы расчета общего заиления водохранилищ и прудов

Задачами расчета общего заиления водоемов являются: 1) оценка срока службы водохранилища как емкости, регулирующий сток; 2) получение объема заиления и регулирующей емкости водоема через заданное число лет. Для решения этих задач, как указывалось выше, предложен ряд методов расчета, не предполагающих какое-либо деление водоемов на части, а рассматривающих их целиком. Поэтому такие методы отличаются сравнительной простотой и именуются упрощенными методами, в отличие от детальных — иногда весьма сложных.

Прежде чем изложить сущность упрощенных методов, оценим их с точки зрения системного подхода к процессу заиления водоемов. Отметим в первую очередь, что большая часть этих методов основана на использовании экспоненциальной функции затухания заиления и поэтому описывают только вторую стадию заиления. Здесь прежде всего должны быть упомянуты методы Ф. Орта и Г. И. Шамова, В. С. Лапшенкова, формула Н. А. Картвелишвили [67].

Содержащиеся в некоторых расчетных формулах (Шамова, Лапшенкова) параметры, учитывающие русловую емкость $W_р$, *при которой все поступающие в водохранилище наносы проходят* его транзитом, позволяют при расчете заиления входить из второй стадии заиления в третью — русловую стадию, когда водохранилище уже перестает выполнять свою основную функцию — регулировать речной сток. Как видим, недостатком упомянутых методов является неучет особенности процесса на первой его стадии, когда нарастание тела заиления идет по линейному закону. В тех случаях, однако, когда первоначальная емкость водоема такова, что заиление начинается непосредственно со второй стадии, применение этих методов является корректным для всего диапазона.

Что касается детальных методов расчета заиления водохранилищ, разработанных А. В. Караушевым, К. И. Россинским и И. А. Кузьминым, то они описывают процесс во всех его стадиях и поэтому не нуждаются в системном рассмотрении процесса заиления.

И. Ф. Карасев, используя системный подход, на основе соотношения Б. А. Скрыльникова, регламентирующего переход от первой стадии заиления ко второй, и условно принимая полное отсутствие выноса наносов в нижний бьеф, получил следующее приближенное выражение для оценки продолжительности первой стадии заиления:

$$t_1 = \frac{W - 8{,}3w_р}{V_S}, \qquad (6.12)$$

где V_S — объемное выражение годового стока наносов, получен-

ное при учете плотности донных отложений $\rho_{отл}$ из соотношения (6.6), м³/год. Время t_1 получается в годах.

Для всей первой стадии расчет заиления выполняется на основе условия равенства годовой массы аккумуляции наносов в водоеме $П_а$ годовому стоку наносов $П_S$ (кг/год). Масса тела заиления $П_{at}$ к концу t-того года эксплуатации водохранилища, выраженная в килограммах, находится как произведение $П_{at} = П_S t$, где $П_S$ — среднее многолетнее значение годового стока наносов. Переход к объему тела заиления W_{at} производится при учете плотности отложений в водоеме. В процессе вычислений выполняются контрольные подсчеты условий транзита наносов через водохранилище, объем которого уменьшился на W_{at}. При получении ощутимого выноса наносов в нижний бьеф считают, что первая стадия заиления окончена и продолжают расчет методом, отвечающим условиям второй стадии.

Продолжительность второй стадии заиления и ход заиления водохранилищ и прудов по годам могут быть приближенно оценены методом, разработанным Г. И. Шамовым [168, 170], использовавшим экспоненциальную зависимость затухания заиления, полученную Ф. Ортом. Зависимость Орта может быть представлена в виде

$$W_t = W_{а.\ пред} a^t, \tag{6.13}$$

где W_t — оставшийся незаиленным к концу t-того года объем водохранилища; $W_{а.\ пред}$ — предельно возможный объем заиления; a — постоянный для данного водохранилища коэффициент.

Основная расчетная формула Шамова имеет вид

$$W_{at} = W_{а.\ пред}\left[1 - \left(1 - \frac{W_{a1}}{W_{а.\ пред}}\right)^t\right], \tag{6.14}$$

где W_{at} — объем тела заиления через t лет, м³; W_{a1} — объем отложений взвешенных и влекомых наносов (м³) за первый год эксплуатации водохранилища (если с самого начала заиление происходит по схеме второй стадии) или же годовой объем отложений в последний год первой стадии заиления водохранилища; $W_{а.\ пред}$ — предельно возможный объем отложений наносов в водохранилище, м³.

Нетрудно убедиться в том, что для конца первого расчетного года ($t = 1$) по формуле Шамова получается $W_{at} = W_{a1}$, а для второго и последующих лет значения годовой аккумуляции постепенно снижаются, что характерно только для второй стадии заиления.

Для приближенной оценки заиления допускается вычисление величин W_{at} и $W_{а.\ пред}$ по следующим формулам:

$$W_{a1} = \frac{1}{\rho_{отл}} П_S \left[1 - \left(\frac{\omega_р}{\omega_п}\right)^n\right], \tag{6.15}$$

$$W_{а.\ пред} = W\left[1 - \left(\frac{\omega_р}{\omega_п}\right)^m\right], \tag{6.16}$$

где $П_S$ — расчетный годовой сток наносов, кг/год; $\rho_{отл}$ — плотность отложений, кг/м^3; W — полный объем водохранилища после завершения первой стадии процесса заиления, м^3; $\omega_п$ — наибольшая площадь поперечного сечения верхнего бьефа на ближайшем к плотине участке, м^2; $\omega_р$ — площадь поперечного сечения реки в бытовых условиях при расходе воды, равном $^3/_4$ расчетного максимального расхода, м^2; $m = 1{,}7$; n — показатель степени, принимаемый в зависимости от уклона реки I (при $I > 0{,}0001$ $n = 1{,}0 \div 0{,}8$; при $I = 0{,}0001 \div 0{,}001$ $n = 0{,}8 \div 0{,}5$; при $I = 0{,}001 \div 0{,}01$ $n = 0{,}50 \div 0{,}33$).

Более надежный результат метод Шамова дает тогда, когда заиление за первый год эксплуатации водохранилища (W_{a1}) вычисляется не по формуле (6.15), а детальными способами с разбивкой водохранилища на участки (Караушев, Россинский и Кузьмин). Этот способ рассматривается ниже.

Остановимся на методе В. С. Лапшенкова, в котором применяются две основные расчетные зависимости, используемые при различных скоростях течения в водохранилище. Этот метод, как указывалось, описывает вторую стадию заиления и позволяет выходить в третью стадию, когда процесс заиления практически прекращается. Расчетные формулы Лапшенкова содержат некоторые величины, получаемые по данным непосредственных измерений на водохранилище (если это водохранилище уже существует) или же по предлагаемым им эмпирическим формулам. Метод Лапшенкова детально рассмотрен в «Указаниях по расчету заиления водохранилищ» [159].

В 1966 г. в ГГИ А. В. Караушевым разработан теоретический метод расчета заиления малых водохранилищ и прудов. Метод основан на уравнении продольного распределения мутности водных масс в водоеме и составлении баланса наносов. В принципе полученное им уравнение годового заиления водоема применимо и для приближенного расчета аккумуляции наносов в крупных водохранилищах. Оно работает как в первой, так и во второй стадии процесса заиления, а при переходе к третьей стадии показывает прекращение дальнейшей аккумуляции наносов, т. е. физически правильно отражает действительный процесс на всех стадиях заиления.

Расчетная формула Караушева имеет вид

$$\widetilde{П}_a = 1 - \left(1 - \widetilde{W}\right) e^{-\frac{\varphi \widetilde{W}}{1 - \widetilde{W}}}, \qquad (6.17)$$

где $\widetilde{П}_a$ — относительная наносоудерживающая способность водоема, получаемая для каждого расчетного года; величина $\widetilde{W}$ выражает относительную емкость водоема также для расчетного года. По найденной величине определяется годовая акку-

муляция $П_а$ по формуле (6.8). В процессе заиления $\widetilde{W}$ уменьшается на объем годовой аккумуляции, что и учитывается при выполнении расчетов.

Параметр φ, содержащийся в показателе степени уравнения, определяется зависимостью

$$\varphi = \frac{uT_с}{H_в}, \qquad (6.18)$$

в которой u — гидравлическая крупность наносов, м/с; $H_в$ — средняя глубина водоема, уменьшающаяся в процессе заиления, метры; $T_с$ — продолжительность периода сброса из водоема в нижний бьеф паводочных вод, измеряемая в секундах (с); слабый сток после прохождения паводка не учитывается, поскольку он практически не может осуществлять вынос наносов из водоема.

В процессе заиления параметр φ возрастает; изменяется одновременно и показатель степени уравнения (6.17), зависящий от φ и $\widetilde{W}$. Для разных водоемов значения φ различны и изменяются в широких пределах: по имеющимся в нашем распоряжении данным — от 0,1 до 40,0 и даже более. При постоянном значении $\varphi \approx 30$ уравнение (6.17) хорошо согласуется с известным эмпирическим графиком Брена.

Расчет заиления водохранилищ и прудов может быть уточнен, если все вычисления делать не суммарно для всех транспортируемых наносов, а по отдельным фракциям. Так, для i-той фракции наносов, имеющей гидравлическую крупность u_i, записывается следующее уравнение аккумуляции:

$$\widetilde{П}_{ai} = 1 - \left(1 - \widetilde{W}\right) e^{-\frac{\varphi_i \widetilde{W}}{1-\widetilde{W}}}, \qquad (6.19)$$

в котором

$$\varphi_i = \frac{u_i T_с}{H_в}. \qquad (6.20)$$

Формула (6.19) применима в том случае, если имеются данные о гранулометрическом составе транспортируемых потоком наносов, т. е. процентном содержании $\alpha_{срi}$ каждой переносимой фракции. В этом случае сток наносов частной фракции находится из соотношения

$$П_{si} = \frac{\alpha_{срi}}{100} П_S. \qquad (6.21)$$

Аккумуляция наносов в водоеме находится как суммарная масса (суммарный объем) отложений всех фракций наносов.

Расчеты заиления малых водохранилищ и прудов рассмотренным здесь методом выполняются без особых затруднений.

Предварительно можно построить серию кривых $\widetilde{П}_а(\widetilde{W})$ для ряда значений φ. При отсутствии надлежащих исходных данных для непосредственного вычисления φ по формуле (6.18) эта величина может быть определена по разрешенному относительно φ уравнению (6.17) по данным о заилении прудов-аналогов, расположенных в тех же природных условиях, что и рассматриваемый водоем. Данные по аналогам используются для построения эмпирической зависимости $\varphi(\widetilde{W})$, поскольку, как указывалось, φ возрастает с уменьшением $\widetilde{W}$.

6.3. Детальный расчет заиления водохранилищ

Детальные методы расчета заиления водохранилищ применяются при решении наиболее ответственных инженерных и водохозяйственных задач. Эти методы позволяют не только более надежно и с достаточной подробностью выполнить расчеты срока службы водохранилища, оценивать объемы аккумулятивных отложений (что более грубо рассчитывается и упрощенными методами), но и решать ряд других весьма сложных инженерных задач. В частности, появляется возможность получить распределение отложений по длине водохранилища, включая зону выклинивания подпора, исследовать трансформацию кривой подпора, обусловленную заилением водохранилища, изучать смещение тела заиления и т. д.

Остановимся на изложении детального метода расчета заиления водохранилищ, разработанного в ГГИ А. В. Караушевым [59]. В основе метода лежит баланс наносов водохранилища в целом или же его участков. Оценивают приход и расход наносов соответственно через начальный и конечный створы и по разности между этими величинами получают заиление водоема между указанными створами.

Приход наносов в водохранилище через его начальный створ оценивается по данным о стоке наносов реки, питающей водохранилище, с учетом его внутригодовой и многолетней изменчивости и гранулометрического состава поступающих в водохранилище наносов. Определение расходной статьи баланса основано на уравнении, учитывающем изменения транспорта наносов по длине водохранилища. Полученный сток наносов в конечном створе выражает количество сбросов наносов в нижний бьеф. Метод позволяет учитывать поступление наносов из боковых притоков водохранилища.

В зависимости от поставленной задачи и размера водохранилища расчет заиления выполняется для водоема в целом или по участкам, на которые делится водохранилище поперечными сечениями.

Характер изменения транспорта наносов по длине водохранилища определяется крупностью транспортируемых наносов, изменениями глубины, скорости течения и грунтов по длине водохранилища. Расчет заиления производится по отдельным фракциям транспортируемых наносов с выделением в особую группу фракций, относящихся к собственно влекомым наносам.

Данные об изменении гидравлических элементов потока (глубины, скорости и др.) по длине водохранилища при проектировании последнего могут быть получены только на основании гидравлических расчетов, учитывающих, помимо морфометрических характеристик водохранилища, внутригодовую изменчивость стока воды в начальном створе, регулирующее влияние водохранилища, процесс его наполнения и опорожнения, а также многолетнюю изменчивость стока воды.

Оценка изменения транспорта наносов по длине водохранилища производится по экспоненциальному уравнению, определяющему мутность потока в конечном створе (всего водохранилища или его части) в зависимости от мутности в начальном створе и от среднего значения транспортирующей способности потока соответствующей части водохранилища. Эти вычисления ведутся для заданного состава наносов и заданных значений гидравлических элементов потока. Из сказанного видно, что расчет заиления водохранилища должен включать гидравлические расчеты и определения транспортирующей способности потока.

Расчет для одного года состоит из нескольких этапов: 1) получение и подготовка исходных данных (сток воды и наносов, их внутригодовое распределение и изменчивость, гранулометрия транспортируемых наносов и донных отложений, топографические данные, характеризующие чашу водохранилища); 2) назначение расчетных интервалов времени при учете режима стока воды и наносов и уровней воды в водохранилище; 3) выделение расчетных участков; 4) гидравлические расчеты для водохранилища в целом или по участкам при разных уровнях и расходах воды, отвечающих средним значениям для назначенных расчетных интервалов времени; эти расчеты включают построение кривых свободной поверхности и вычисление средних скоростей течения; 5) расчет транспортирующей способности потока (суммарной и по фракциям); 6) получение расходов наносов (суммарно или по фракциям) на концах расчетных участков; 7) получение на основе баланса наносов значений заиления для расчетных интервалов времени всего водохранилища или по участкам (с пересчетом от заиления, выраженного в единицах массы, к объему заиления); 8) получение значений годового заиления на участках по всем фракциям отложившихся наносов, в том числе и влекомых наносов.

Расчет заиления для последующих лет, как указывалось, может выполняться таким же образом, как и для первого года,

но с учетом изменения глубины, обусловленного заилением, получаемым по расчету за предыдущие годы.

При выполнении приближенных расчетов некоторые особенности режима стока воды и наносов не учитываются, в частности в расчете используется только норма стока наносов, многолетняя же его изменчивость не учитывается.

Расчет осаждения взвешенных наносов в водохранилище выполняется при использовании следующей, детально рассмотренной в данной книге теоретической формулы транспортирующей способности потока:

$$S_{тр}=\Gamma S_{взм}, \tag{6.22}$$

где Γ — гидромеханический параметр наносов; $S_{взм}$ — мутность взмыва, кг/м³.

Гидромеханический параметр наносов при расчете заиления удобно определять по составу донных отложений по формуле

$$\Gamma=\sum_{i=1}^{m}\frac{\alpha_{взмi}}{100}\Gamma_i, \tag{6.23}$$

причем сумма берется по всем (m) взвешиваемым фракциям донных отложений; Γ_i — частное значение гидромеханического параметра наносов, которое может быть получено для i-той фракции по графикам и таблицам, приведенным в главе 3, где подробно изложена методика расчета транспортирующей способности потока.

При детальном расчете заиления водохранилищ представляется необходимой оценка транспортирующей способности потока в отношении отдельных фракций. Так, для i-той фракции средняя частная мутность, отвечающая транспортирующей способности потока, выражается равенством

$$s_{iтр}=\frac{\alpha_{iвзм}}{100}\Gamma_i S_{взм}. \tag{6.24}$$

Расход взвешенных наносов на участках водохранилища вычисляется как произведение $S_{тр}$ или $s_{iтр}$ на расход воды Q м³/с; $S_{взм}$ определяется по формуле, дающей эту величину в кг/м³.

Расчет транспорта наносов, перемещаемых в придонном слое потока, т. е. расчет расхода влекомых наносов, выполняется по формулам, рекомендуемым в главе 4. Как правило, вычисления показывают осаждение всех влекомых наносов уже на первом расчетном участке (в зоне выклинивания подпора), что облегчает дальнейшие расчеты.

При выполнении расчета заиления водохранилищ в расчетные формулы транспорта наносов вводится поправочный множитель a, приводящий формулу для начального створа в соответствие с данными измерений стока наносов. Этот множитель сохраняется и для последующих створов. При отсутствии данных

о стоке наносов расчет выполняется по формулам без поправочного множителя.

Детальный расчет заиления водохранилища производят по отдельным участкам, на которые водохранилище делится поперечными сечениями. Начальный створ верхнего расчетного участка совпадает с началом зоны подпора водохранилища, а конечный (последнего участка) совпадает с плотиной. Каждый промежуточный створ является одновременно начальным для расположенного ниже расчетного участка и конечным для вышерасположенного участка.

Введем обозначения: Δt_j — расчетный интервал времени в секундах (с); $П_{si\text{нач}j}$ — сток наносов i-той фракции в килограммах через начальный створ участка за j-тый расчетный интервал; $П_{si\text{кон}j}$ — то же, через конечный створ участка; $П_{sia\,j}$ — масса наносов i-той фракции в килограммах, аккумулирующихся в водохранилище за время Δt_j.

Для первого расчетного участка величина $П_{si\text{нач}j}$ находится по данным о стоке наносов с учетом его внутригодового распределения и гранулометрического состава транспортируемых наносов. При отсутствии таких данных, как указывалось, используются косвенные методы оценки стока наносов (см., например, в «Указаниях по расчету стока наносов» ВСН 01-73).

Отложение (аккумуляция) наносов i-той фракции $П_{sia\,j}$ на участке водохранилища за интервал Δt_j определяется по следующему уравнению баланса:

$$П_{sia\,j} = П_{si\text{нач}j} - П_{si\text{кон}j}, \tag{6.25}$$

или

$$П_{sia\,j} = (P_{si\text{нач}j} - P_{si\text{кон}j})\,\Delta t_j, \tag{6.26}$$

где P_{si} — соответствующие частные расходы взвешенных наносов (i-той фракции) в кг/с.

Аналогичное соотношение записывается и для влекомых наносов, т. е.

$$П_{\text{вл.}a\,j} = П_{\text{вл. нач}\,j} - П_{\text{вл. кон}\,j}, \tag{6.27}$$

или

$$П_{\text{вл. }a\,j} = (P_{\text{вл. нач}\,j} - P_{\text{вл. кон}\,j})\,\Delta t_j, \tag{6.28}$$

где $P_{\text{вл}}$ — значения расходов влекомых наносов в кг/с.

Сток взвешенных наносов i-той фракции в конечном створе за интервал Δt_j находится по формуле

$$П_{si\text{кон}j} = s_{i\text{кон}j} Q_{\text{ср. кон}\,j}\,\Delta t_j. \tag{6.29}$$

Здесь $Q_{\text{ср. кон}j}$ — средний за интервал расход воды в конечном створе; $s_{i\text{кон}j}$ — средняя для интервала частная мутность в конечном створе.

Для определения $s_{i\text{кон}}$ используется упоминавшаяся выше формула Караушева

$$s_{i\text{кон}j}=s_{i\text{тр}j}+(s_{i\text{нач}j}-s_{i\text{тр}j})\,e^{-G_{i*j}\widetilde{\Delta x}}, \tag{6.30}$$

где $\widetilde{\Delta x}$ — относительная длина расчетного участка, находимая из соотношения

$$\widetilde{\Delta x}=\frac{\Delta x}{H_{\text{ср}}}, \tag{6.31}$$

где Δx — длина участка в метрах; $H_{\text{ср}}$ — средняя глубина водоема на участке в метрах.

Безразмерный параметр G_{i*j} вычисляется для j-того интервала по формуле

$$G_{i*j}=\frac{u_i+k_{ij}}{v_{\text{ср}j}}, \tag{6.32}$$

где $v_{\text{ср}j}$ — средняя скорость течения на участке в j-тый интервал времени; u_i — гидравлическая крупность наносов i-той фракции; параметр k_{ij} находится по формуле

$$k_{ij}=\frac{u_i\Gamma_{ij}}{1-\Gamma_{ij}}. \tag{6.33}$$

Общая масса отложений (аккумуляции) на рассматриваемом участке водохранилища за время Δt_j будет равна сумме отложений всех m фракций взвешенных наносов и отложений влекомых наносов, т. е.

$$П_{sa\,j}=\sum_{i=1}^{m}П_{si\text{а}j}+П_{\text{вл. а}j}. \tag{6.34}$$

Объем отложений на участке за время Δt_j будет

$$W_{\text{а}j}=\frac{П_{sa\,j}}{\rho_{\text{отл}}}. \tag{6.35}$$

Годовое заиление на участке определяется как сумма объемов заиления за все расчетные интервалы Δt_j.

Год от года происходит накопление отложений. Если за счет аккумуляции наносов на участке средняя глубина уменьшается на $^1/_4$—$^1/_5$ начальной глубины, то прежде чем перейти к расчетам заиления для последующего отрезка времени, необходимо повторить все гидравлические расчеты, используя новые значения глубин на расчетных участках. Это позволяет учесть обратное влияние заиления на транспорт наносов и на дальнейшую аккумуляцию наносов в водоеме. Подобные пересчеты гидравлических элементов потока необходимо производить при каждом новом уменьшении глубины на указанную выше величину.

Расчеты рассмотренным методом дают ряд последовательных положений профиля дна водоема и кривой подпора, что и является главной задачей вычислений.

Для получения общих объемов заиления всего водохранилища и хода его заиления по годам суммируют объемы заиления по всем расчетным участкам за каждый год и строят хронологический график нарастания тела заиления или же график потери емкости водохранилища в виде $W(t)$, где t — число лет.

В случае если процесс заиления находится в первой стадии, объем заиления для t-того года с начала эксплуатации водохранилища определяется простым умножением объема заиления за первый год на число лет t. При переходе ко второй стадии заиления, что выясняется приближенно по критерию Скрыльникова или более надежно путем пробных расчетов заиления детальным методом, расчет ведется либо детальным методом от года к году, как было сказано выше, либо применяется метод Шамова или Лапшенкова. При этом за первый расчетный год принимают тот год, когда водоем в результате заиления переходит из первой стадии во вторую. Соответственно все начальные гидравлические и морфометрические параметры водоема вычисляют для условий того же года, ведя от него также и отсчет времени.

Для детального расчета заиления водохранилищ может применяться метод К. И. Россинского и И. А. Кузьмина, разработанный ими в Гидропроекте при участии других сотрудников. Этот метод также основан на балансе наносов, но во многом отличается от метода, разработанного в ГГИ. Во-первых, его авторы принимают, что на каждом расчетном участке водохранилища фактический расход наносов устанавливается в соответствии с транспортирующей способностью потока, т. е. не учитывается тот пространственный сдвиг значений мутности, который обусловлен определенной «инерционностью» процессов выпадения наносов и взмучивания, учитываемых формулой Караушева. Во-вторых, вместо теоретической формулы транспортирующей способности применяются графики связи содержания в потоке так называемых руслоформирующих и отдельно неруслоформирующих (мелких) фракций с некоторым параметром β. Параметр β выражается зависимостью

$$\beta = \frac{v_{ср}^3}{uH_{ср}}, \tag{6.36}$$

где $v_{ср}$ и $H_{ср}$ при построении графиков рассматриваются соответственно как средние значения скорости и глубины в створе измерения стока наносов; u — средняя гидравлическая крупность руслоформирующих или мелких фракций. При расчете заиления $v_{ср}$ и $H_{ср}$ берутся как средние для расчетных участков.

Руслоформирующие фракции в составе взвешенных наносов выделяются по следующему признаку: за наименьший размер этих фракций принимается диаметр частиц, мельче которых в составе донных отложений содержится не более 5—8% (по массе).

На каждом из вышеприведенных графиков $S = f(\beta)$ проводятся две огибающие линии — верхняя и нижняя. Верхняя, по мнению Россинского и Кузьмина, должна отвечать предельному насыщению потока наносами в зонах их отложения, а вторая — нижняя — характеризует транспортирующую способность потока в зонах размыва. Промежуток между кривыми отвечает транзиту наносов.

Россинский и Кузьмин считают, что при отсутствии достаточного натурного материала на рассматриваемой реке можно пользоваться графиками, построенными ими по материалам, относящимся к различным рекам.

При выполнении расчетов заиления детальными методами (ГГИ и Гидропроекта) целесообразно учитывать многолетнюю изменчивость годового стока наносов.

Изменчивость годового стока наносов учитывается при расчетах заиления в случаях, когда показатель условной заиляемости $t_y < 50$ лет. При $t_y > 50$ лет расчет заиления производится только по норме стока наносов [159].

Влияние многолетней изменчивости стока наносов на интенсивность заиления водохранилища оценивается путем дополнительных контрольных расчетов: а) по ряду наблюденных или вычисленных значений стока наносов, расположенных в хронологическом порядке; б) по стоку наносов малой вероятности превышения для группировок лет различной продолжительности.

Второй способ предпочтительнее, так как он дает возможность оценить вероятность ускоренного заиления водохранилища при прохождении в первые годы его эксплуатации групп лет с повышенным стоком наносов.

Суммарный (за n-летние периоды) сток взвешенных наносов различной вероятности превышения определяется по аналитическим кривым обеспеченности.

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 обусловливает 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:

$$\tau_0 = -\rho g T_0, \tag{7.1}$$

где T_0 — линейный параметр, определяемый по формуле

$$T_0 = k_0 W_2^2 \cos\alpha. \tag{7.2}$$

Коэффициент k_0 зависит от отношения плотности воздуха $\rho_{возд}$ 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

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

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

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

$$\Theta = \frac{T_0}{HI}, \tag{7.4}$$

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

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

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 $v_{ср}$ . .	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

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

где H — глубина в рассматриваемой части водоема, метры; $d_э$ — 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 $d_э$, 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 $A_{ср}$.

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

$$A_{ср}=\frac{\rho g q^*}{MC}, \tag{7.7}$$

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

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

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

$$q^*=Hv^*. \tag{7.9}$$

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

$$A=\frac{\rho\,(ch+\pi v^* H)\,d_э^{1/3}}{bH^{1/3}}, \tag{7.10}$$

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 лучами 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 $H \leqslant 0{,}5L$ (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 течения, 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:

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

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

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

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:

$$\frac{\rho U}{A_{ср}}(H-y)=NG^*\left(1-\widetilde{y}\right), \tag{7.13}$$

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

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

причем

$$v^*=\frac{q^*}{H}. \tag{7.15}$$

Теперь уравнение (7.12) принимает вид

$$S=S_He^{-NG^*(1-\widetilde{y})}. \tag{7.16}$$

Для частной мутности может быть записано аналогичное уравнение.

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

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

причем $S_{взм}$ измеряется в кг/м³.

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

$$\overline{|v_{хорбH}|}=\frac{2h}{T_0 sh\frac{2\pi H}{L}}. \tag{7.18}$$

В этой формуле h, T_0 и L — соответственно высота, период и длина волны. Элементы ветровых волн находятся упоминавшимися 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 взмыва вводится поправочный множитель β, вычисляемый по зависимости

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

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

$$0{,}2 < \frac{h}{H} \leqslant 0{,}7. \tag{7.20}$$

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

$$S_H = \Phi S_{взм}. \tag{7.21}$$

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

$$S_{ср} = \Phi Б^* S_{взм}. \tag{7.22}$$

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

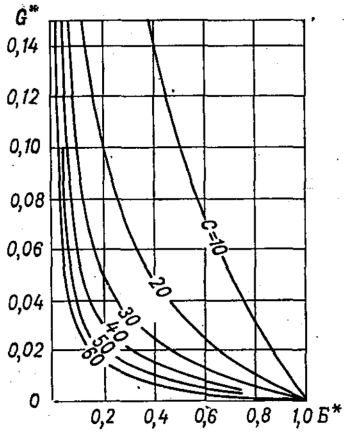


Рис. 36. График функции $Б^*$ (C, G^*).

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

$$\varepsilon^* = \frac{U}{w^*_H}, \tag{7.23}$$

где w^*_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 w^*_H в порядке первой ориентировки можно принять следующую формулу:

$$w^*_H \approx \frac{v_{ср}}{\sqrt{N}} + \frac{|\overline{v_{хорбH}}|}{\sqrt{N_{волн}}}, \tag{7.24}$$

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

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

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

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_{Hi}, $s_{\text{ср}i}$. 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

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

где гидромеханический параметр наносов Γ находится как произведение функций Φ и $Б^*$, величина p_S выражается в кг/(м · 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

$$h \leqslant 0{,}7H. \tag{7.27}$$

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

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

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 уравновешиваются 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. м^3 наносов; вдоль берегов Тихого океана (также на побережье США) течение переносит до 800 тыс. м^3/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. м^3/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/м^3.

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, Трейлора, имеющую вид

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

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

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

(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

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

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

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

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

$$A_в = \frac{\rho c h_{1\%} d_э^{1/3}}{\pi a_1 H^{1/3}}, \qquad (7.33)$$

где $h_{1\%}$ — высота волны 1%-ной обеспеченности перед разрушением; $d_э$ — 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 $A_в$.

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

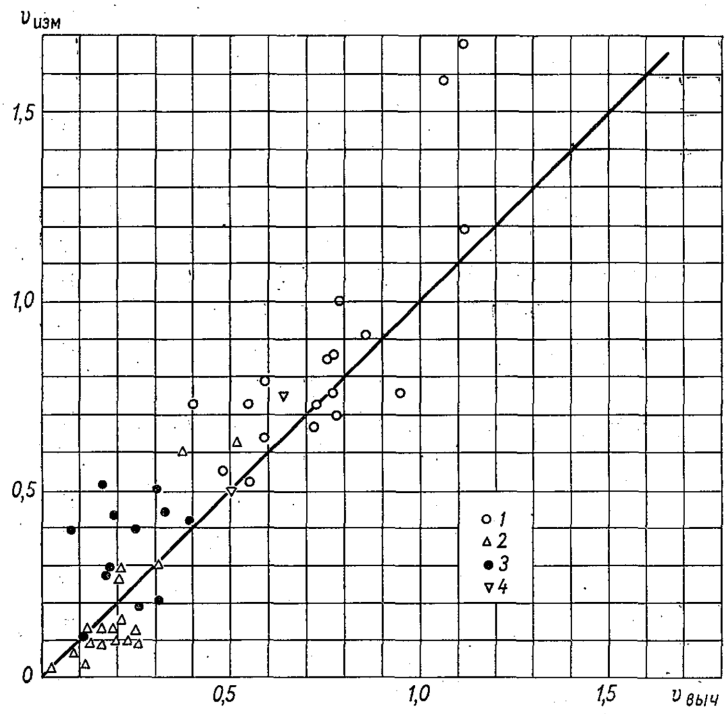


Рис. 37. Связь измеренных и вычисленных значений скорости вдольберегового течения.

1 — данные Путнама—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

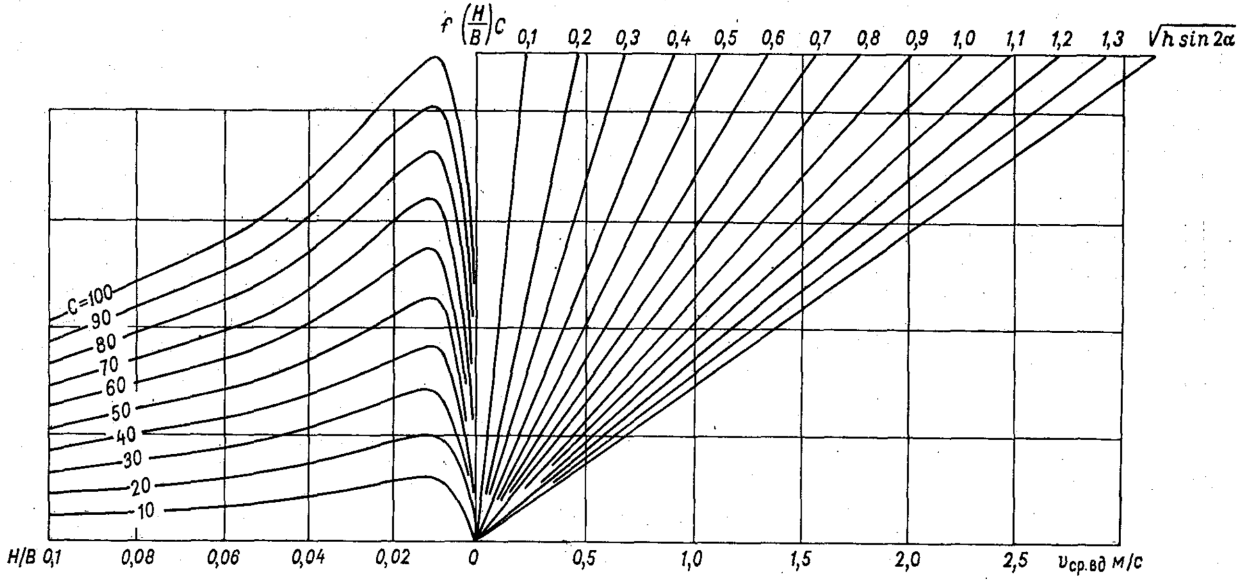


Рис. 38. Расчетная номограмма для определения средней скорости вдольберегового течения.

скорости по глубине и ширине зоны волноприбоя и имеет вид

$$v_{ср}=\sqrt{\frac{gH^{4/3}h\sin 2\alpha}{\eta^{*}d_{э}^{1/3}B}}, \qquad (7.34)$$

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; $d_э$ — эффективный диаметр донных отложений; параметр η^* выражается зависимостью

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

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

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

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

$$v_{ср}=\sqrt{\frac{gH^{4/3}h\sin 2\alpha}{\left(0{,}1+800\frac{H^{2}}{B^{2}}\right)d_{э}^{1/3}B}}. \qquad (7.37)$$

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

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

где h — расчетная высота волны в метрах. Формула содержит ареасинус, 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-

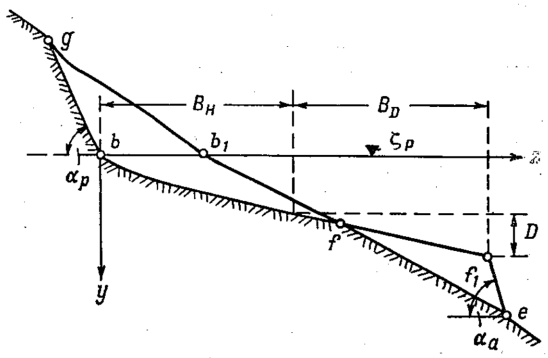


Рис. 39. Формирование береговой линии водохранилища (ζ_p — расчетный уровень).

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 $H_в + D$.

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 $H_в$, 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

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

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 $W_а$ к объему размыва $W_р$ 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

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

Ширину прямолинейной части профиля $B_Д$ определяют по формуле

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

Полная ширина отмели, очевидно, определяется суммой

$$B = B_H + B_д. \qquad (7.42)$$

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 $\alpha_р$ и $\alpha_а$. 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 $W_а/W_р$, имея первоначальный профиль берега gb_1fe (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 $W_а/W_р$. 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 обусловливает 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

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

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 натурных, но и лабораторных измерений. Их формула имеет вид

$$P_S = kE_6^{0,91} d^{0,59} \left(\frac{\rho}{\rho_{отл} - \rho}\right)^{0,41}. \qquad (7.44)$$

Здесь ρ и $\rho_{отл}$ — соответственно плотность воды и отложений (т. е. грунта); d — средняя крупность песка; $E_б$ — 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

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

где $v_{ср}$ — 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

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

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

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

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

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

Величина $v_{ср}$ вычисляется по зависимости (7.37)

$$v_{ср} = \sqrt{\frac{gH^{4/3}h \sin 2\alpha}{\left(0{,}1 + 800\frac{H^2}{b^2}\right) d_э^{1/3} b}}.$$

Расчеты выполняются для трех-четырех 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, переносящих наносы, 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 прибоя. Фокусы располагаются там, где береговая линия выступает в море, образуя мысы. Наличие фокусов

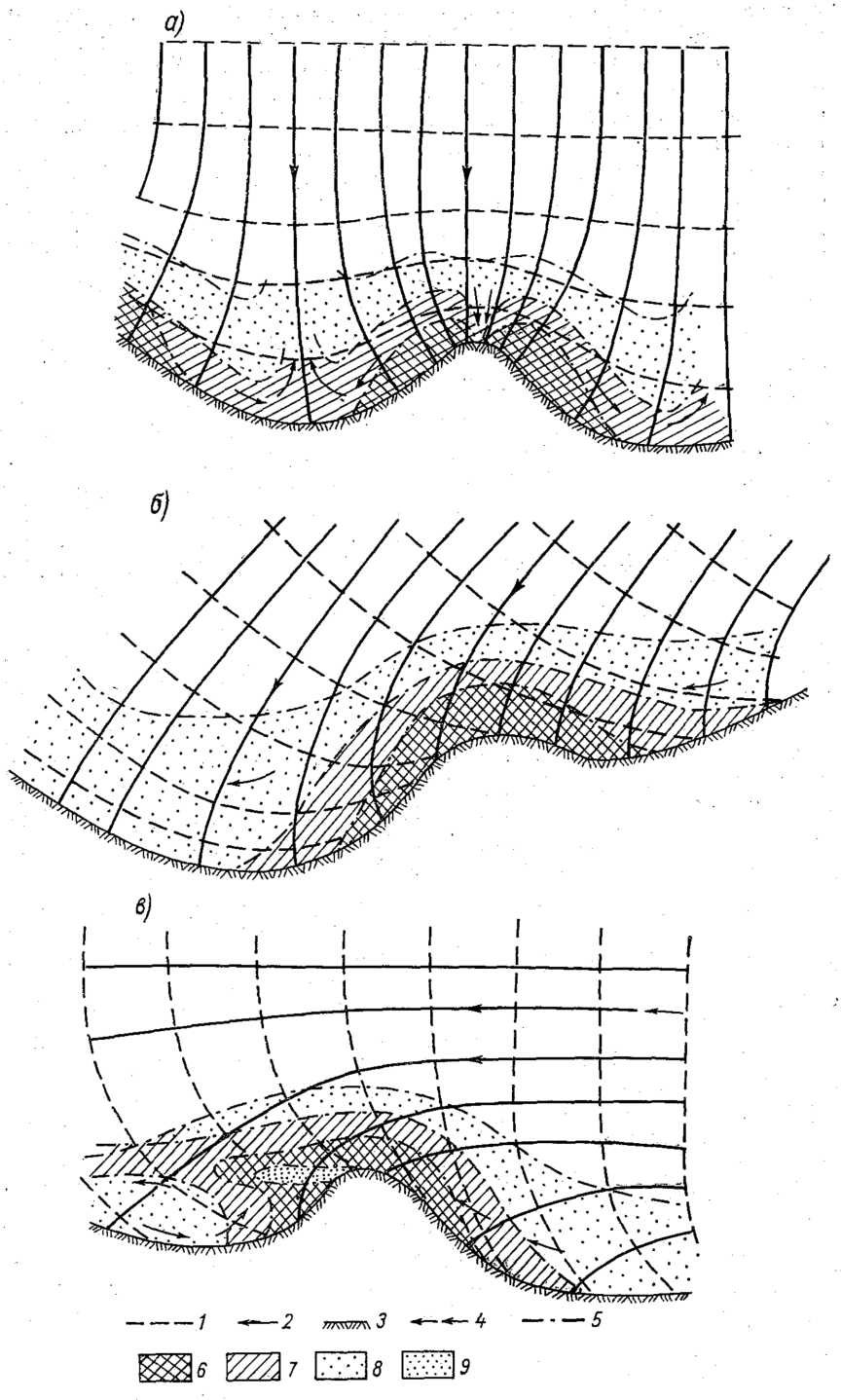
у мысов способствует их размыву, разнесению материала по обе стороны от мысов и выравниванию береговой линии. Идею Глушкова в своей работе поддержал В. П. Зенкович [45], а В. В. Лонгинов [91] сделал попытку конкретизировать высказанные Глушковым мысли. Он предложил схему возникновения циркуляционных 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 косого 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 косого 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


а)
б)
в)
1
2
3
4
5
6
7
8
9

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 смываться 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

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

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

Для нескольких вертикалей зоны волноприбоя вычисляются элементарные расходы воды (м²/с) по формуле

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

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

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

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. $Q_{наиб}$. Этот расход делится на n (например, 5 или 10) равных частей δQ; очевидно, что

$$n\,\delta Q = Q_{наиб}. \qquad (7.52)$$

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 δQ, $2\delta Q$, $3\delta Q$ 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 $Q_{наиб}$, 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

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

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 крупность наносов, м/с; k — коэффициент, учитывающий условия транспортирования наносов и выражающийся формулой

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

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

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

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

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

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 подходных 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 приводившейся 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

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

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

$$q_S = uS - k(S_{взм} - S). \qquad (7.58)$$

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 получаются 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_B. Средняя деформация русла за время Δt на каждом участке длиной Δx вычисляется по формуле

$$\Delta h = \frac{q_S \Delta t}{\rho_{отл}}. \qquad (7.59)$$

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 получаются 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. Заиление 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., Гидрометеоиздат, 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., Гидрометеоиздат, 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., Семиколенов 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 прибоя.— 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., Гидрометеоиздат, 1954, 452 с.

27. Гончаров В. Н. Динамика русловых потоков. Л., Гидрометеоиздат, 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., Гидрометеоиздат, 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. гидрол. съезда», т. 5. Л., Гидрометеоиздат, 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., Гидрометеоиздат, 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., Гидрометеоиздат, 1975, 287 с.
53. Караушев А. В. Подобие 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., Гидрометеоиздат, 1960, 392 с.
59. Караушев А. В. Сгонно-нагонные явления на водохранилищах и озерах. Л., Гидрометеоиздат, 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., Гидрометеоиздат, 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., Гидрометеоиздат, 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 противоэрозионной 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., Гидрометеоиздат, 1953, 110 с.

76. Копалиани З. Д. Лабораторные исследования грядового движения крупных наносов.— «Труды ГГИ», 1972, вып. 204, с. 61—74.

77. Корчоха Ю. М. Исследование грядового движения наносов на р. Поломети.— «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 натурных исследованиях руслового процесса в половодье.— «Труды ГГИ», 1968, вып. 147, с. 52—68.

81. Кулемина Н. М. Результаты натурных 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 УзбССР», 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 измерений 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 проектування штучних пляжів на морських узбережиях.— «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., Гидрометеоиздат, 1952, 164 с.

110. Мировой водный баланс и водные ресурсы Земли. Л., Гидрометеоиздат, 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., Гидрометеоиздат, 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., Гидрометеоиздат, 1940, 76 с.
124. Поляков Б. В. Гидрологический анализ и расчеты. Л., Гидрометеоиздат, 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. Гидроэнергопроекта, 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., Гидрометеоиздат, 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., Гидрометеоиздат, 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. Снищенко 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., Гидрометеоиздат, 1973, 55 с.

160. Фидман Б. А. Основные результаты экспериментального изучения структуры турбулентных потоков.— В сб.: Проблемы русловых процессов. Л., Гидрометеоиздат, 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. Шамов Г. И. Исследование морфологических форм образования побочня и пойм р. Волги и устья р. Мологи.— «Изв. НИИГ», 1935, т. 16, с. 25—48.

168. Шамов Г. И. Заиление водохранилищ. М.—Л., Гидрометеоиздат, 1939, 139 с.

169. Шамов Г. И. Формулы для определения предельной скорости и расходов донных наносов.— «Труды ГГИ», 1952, вып. 36 (90), с. 3—17.

170. Шамов Г. И. Речные наносы. Л., Гидрометеоиздат, 1959, 378 с.

171. Шаффернак Ф. Гидрология (1935). Л.—М., Гидрометеоиздат, 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 волноприбоя.— «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 смыв с горной части Средней Азии. Л., Гидрометеоиздат, 1972, 228 с.

178. Ярославцев Н. А. Динамика наносов прибрежной зоны Горьковского водохранилища.— «Сб. работ по гидрологии», п. № 4, Л., Гидрометеоиздат, 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.— "Georafiska 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 energetiske koncepcije transporta lebdeceg nanosa.— „Saopstenja", 1967, N 40, c. 1—5.

186. Brune J. M. Trap efficiency of reservoirs.— "Trans. Amer. Geophys. Union", vol. 34, N 3, 1953.

187. Colby B. R. and Hembrce 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 Hydrophisica", 1956, Bd 111, H. 3. Berlin.

189. Diaconu C. Aspecte hidrometrice derivat din particularitatile variatici 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. Uber Flussmeander. Wogenwolken und Liklonen, die durch Retebungswalzen entstehen.— In: Sitzungsberichte, Akademie der Wissenschaften in Wien. Math.-natirwiss. 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 trasportation 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., Bercly, 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., Murakamy 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 antidunes.— "Annual review of fluid mechnics", vol. 1, 1969, p. 147—168.
206. Kresser W. Gedanken zur Geschiebe und Schwebstoffführung der Gewasser.— „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 resultats 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 Bautechnic", 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 Schlepprаft und Geschibebewegung. 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 ihsse 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 Ähulichkeitsmechanik 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. Skibinsni J. Rozwoj lapacuek rumowiska izywanych w Polscke oraz niektore inne metody pomiarow wleczenia.— „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 60×90¹/₁₆, бумага тип. № 1. Печ. л. 17. Уч.-изд. л. 18,19. Тираж 2100 экз. Индекс ГЛ-169. Заказ № 146. Цена 2 руб. 54 коп. Гидрометеоиздат. 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.