

МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ РЕСПУБЛИКИ БЕЛАРУСЬ
Белорусский национальный технический университет

Кафедра «Гидротехническое и энергетическое строительство,
водный транспорт и гидравлика»

ГИДРАВЛИКА, ГИДРОЛОГИЯ, ГИДРОМЕТРИЯ ВОДОТОКОВ
(РАЗДЕЛ «ГИДРОЛОГИЯ»)

Учебно-методическое пособие
для студентов специальности
1-70 03 02 «Мосты, транспортные тоннели
и метрополитены»

*Рекомендовано учебно-методическим объединением
высших учебных заведений Республики Беларусь
по образованию в области строительства и архитектуры*

Минск
БНТУ
2021

УДК 556.5
ББК 26.22я7
Г46

А в т о р ы:

*И. В. Качанов, Н. В. Вишняков,
И. М. Шаталов, М. К. Щербакова*

Р е ц е н з е н т ы:

зав. кафедрой «ЭГиТ» Белорусского государственного
технологического университета,
канд. техн. наук, доцент *А. С. Дмитриченко*;
директор ОАО «Белсудопроект» *А. П. Афанасьев*

Гидравлика, гидрология, гидрометрия водотоков (раздел «Гидрология»): учебно-методическое пособие для студентов специальности 1-70 03 02 «Мосты, транспортные тоннели и метрополитены» / И. В. Качанов [и др.]. – Минск: БНТУ, 2021. – 77 с.
ISBN 978-985-583-629-3.

Пособие содержит основные сведения, понятия, определения, уравнения и расчетные инженерные формулы раздела «Гидрология» дисциплины «Гидравлика, гидрология и гидрометрия водотоков» в объеме курса лекций, предусмотренных учебным планом специальности 1-70 03 02 «Мосты, транспортные тоннели и метрополитены», и может быть использовано в учебном процессе для студентов высших учебных заведений для строительных специальностей (строительство автомобильных дорог, мостов, тоннелей и т. д.). Предлагаемое пособие также может представлять практический интерес для инженерно-технических специалистов строительных организаций и ведомств.

**УДК 556.5
ББК 26.22я7**

ISBN 978-985-583-629-3

© Белорусский национальный
технический университет, 2021

ВВЕДЕНИЕ

Предметом изучения гидрологии являются водные объекты – океаны, моря, реки, озера и водохранилища, болота и скопления влаги в виде снежного покрова, ледников, почвенных и подземных вод.

В связи с особенностями методов изучения природных вод гидрология разделяется на три самостоятельные дисциплины: океанологию (гидрологию моря); гидрологию суши (гидрологию поверхностных вод суши); гидрогеологию (гидрологию подземных вод).

Решение многих вопросов организации водохозяйственного строительства базируется на материалах гидрологии суши, так как одной из главных задач этого раздела является изучение гидрологического режима водных объектов суши. Гидрологический режим водных объектов суши проявляется в колебаниях уровней воды, расходов, температуры, количества переносимых наносов, изменениях русла реки, ледовых явлений, скоростей потока и др. В гидрологии суши выделяют следующие разделы:

– **гидрометрию**, которую определяют как «измерительную часть» гидрологии. В гидрометрии рассматриваются методы измерений и наблюдений, выполняемые для изучения гидрологического режима вод, например методы и приборы для измерения скоростей потока, глубин, расходов воды и др.;

– **гидрографию**, занимающуюся изучением и описанием водных объектов, а также выявлением закономерностей географического распространения вод и особенностей их морфологии, режима, хозяйственного значения и использования;

– **общую гидрологию**, которая занимается изучением общих закономерностей, управляющих процессами формирования и деятельности вод суши;

– **инженерную гидрологию**, которая рассматривает методы расчета и прогноза гидрологического режима. Через этот раздел в наиболее полной форме гидрология обеспечивает запросы практики водохозяйственного строительства.

1. СВЕДЕНИЯ ИЗ МЕТЕОРОЛОГИИ

1.1. Понятия об атмосфере

Воздушная оболочка, окружающая земной шар, называется **атмосферой**. Атмосфера состоит из смеси ряда газов – воздуха, в котором взвешены коллоидные примеси: пыль, капельки, кристаллы и др. С высотой состав атмосферного воздуха меняется мало. Однако начиная с высоты примерно 100 км наряду с молекулярным кислородом и азотом появляется и атомарный в результате фотодиссоциации молекул, и начинается гравитационное разделение газов. Выше 300 км в атмосфере преобладает атомарный кислород, выше 1000 – гелий и затем атомарный водород. При этом начиная с высот несколько меньше 100 км часть молекул и атомов атмосферных газов, в особенности кислорода и водорода, является ионизированной, т. е. несет электрические заряды.

В атмосфере непрерывно происходят разнообразные физические, химические, биологические и другие процессы, изменяющие состояние как нижних, так и более высоких слоев. Основным источником энергии для атмосферных процессов является солнечное излучение, приходящее к земле (солнечная радиация). Различными способами солнечная энергия переходит в другие формы энергии, в результате чего в атмосфере развивается движение воздуха, возникает обмен теплом и влагой между отдельными участками, образуются облака и осадки, наблюдаются разнообразные оптические, электрические, акустические и другие явления.

Наука, изучающая атмосферные процессы, называется **метеорологией**. Величины, характеризующие физическое состояние атмосферы, называются **метеорологическими элементами**. К ним относятся температура, влажность и давление воздуха, направление и скорость ветра, облачность, количество и интенсивность осадков, метеорологическая дальность видимости и некоторые другие величины.

Результаты взаимодействия некоторых атмосферных процессов, характеризующиеся определенными сочетаниями нескольких метеорологических элементов, называются **атмосферными явлениями**. К атмосферным явлениям относятся гроза, метель, туман, полярные сияния и др.

Состояние атмосферы непрерывно изменяется во времени и пространстве. Состояние ее в определенный момент или за определенный промежуток времени, характеризующее совокупностью метеорологических элементов и явлений, называется **погодой**. С понятием «погода» тесно связано понятие «климат». **Климатом** называется совокупность условий погоды, характерная для каждой местности в зависимости от ее географического положения. Эта совокупность меняется в годовом ходе, варьирует в определенных границах от года к году, но очень мало изменяется от одного многолетнего периода к другому. Являясь одной из физико-географических характеристик местности, климат оказывает влияние на жизнь, быт и хозяйственную деятельность людей.

1.2. Основные метеорологические элементы

Температура воздуха. Температура представляет собой одну из важнейших характеристик теплового состояния воздуха. В метеорологии температуру воздуха принято выражать в Международной практической температурной шкале, т. е. в градусах Цельсия (t , °C). В теоретических расчетах применяется также термодинамическая температурная шкала, в которой температура выражается в градусах Кельвина (T , K), причем

$$T(\text{K}) = 273,15 + t(\text{°C}).$$

Температура воздуха постоянно меняется, обнаруживая как суточный и годовой ходы, так и более значительные непериодические колебания. Распределение температуры воздуха над земным шаром зависит от условий притока солнечной радиации на границу атмосферы и на земную поверхность, от ее поглощения, неодинакового на суше и море и зависящего от характера подстилающей поверхности и воздуха, а также от общей циркуляции атмосферы, обуславливающей перемещение воздушных масс.

Влажность воздуха. Влажностью воздуха называется содержание водяного пара в воздухе. Влажность воздуха характеризуется рядом величин, таких как упругость водяного пара, дефицит влажности, относительная влажность и др.

Упругость водяного пара e – парциальное давление водяного пара, содержащегося в воздухе. Она выражается в паскалях. При каждой температуре упругость пара e не может превышать некоторого предельного значения E . Водяной пар, упругость которого достигла предельного значения ($e = E$), называется **насыщенным**. Упругость водяного пара измеряется с помощью психрометров различных конструкций.

Дефицит влажности d – разность между упругостью насыщения при данной температуре и давлении и упругостью водяного пара, содержащегося в воздухе, т. е.

$$d = E - e.$$

Относительная влажность r – отношение упругости водяного пара, содержащегося в воздухе, к упругости насыщения при данной температуре:

$$r = \frac{e}{E} 100 \%$$

Если, например, относительная влажность воздуха равна 80 %, то это значит, что в воздухе содержится 80 % пара от того количества, при котором при данной температуре было бы полное насыщение воздуха.

Испарение. Испарением называется процесс перехода воды из жидкого состояния в газообразное. В результате испарения с поверхности рек, озер, морей, влажной почвы, растительного, снежного и ледяного покрова влага (водяной пар) непрерывно поступает в атмосферу. Количество водяного пара в воздухе весьма изменчиво, так как процесс испарения зависит от большого количества факторов.

Физическая сущность испарения заключается в том, что непрерывно движущиеся молекулы воды, обладающие наибольшими скоростями, преодолевают силы молекулярного сцепления и отрываются от водной или другой испаряющей поверхности. Затем они распространяются в воздухе. В атмосфере проходит непрерывно и обратный процесс – переход молекул водяного пара из воздуха в воду или на поверхность почвы, растительного, снежного или ледяного покрова. Величина испарения представляет собой разность

между объемами молекул, отрывающихся от поверхности и попадающих на нее обратно, и измеряется высотой слоя воды или снега, переходящего в атмосферу в течение определенного периода времени (месяц, год).

Наиболее существенными факторами, оказывающими влияние на испарение с водоемов, являются температура воды, дефицит влажности воздуха, скорость ветра, размеры и форма водоемов. С водных поверхностей испаряется больше влаги, чем с суши.

Испарение влаги с поверхности почвы зависит от общих климатических факторов, влажности и влагоемкости почвы, крупности частиц грунта, рельефа местности. При наличии растительного покрова испарение значительно увеличивается. Это объясняется тем, что растения, забирая корнями влагу из почвы, испаряют ее в атмосферу через листья. Этот процесс называется транспирацией. Поверхность суши, покрытая растительностью, испаряет во много раз больше воды, чем поверхность водных бассейнов.

Испарение с поверхности снега составляет 1–2 мм в месяц. Самое высокое испарение наблюдалось в Восточном Судане – 4019 мм в год, в Каспийском море оно составляет 1000 мм, в Санкт-Петербурге – 380 мм.

Атмосферные осадки. На поверхность земли выпадает из облаков или осаждается из воздуха вода – осадки в жидком, твердом или смешанном состоянии.

К *твердым осадкам* из облаков относятся снег, снежная крупа, снежные зерна, ледяная крупа, ледяной дождь, град. К *жидким осадкам* из облаков относятся дождь и морось. Дождь состоит из капель диаметром от 0,5 мм до 6–7 мм. Дождевые капли возникают вследствие таяния крупных кристаллических элементов, выпадающих из облака, и слияния мелких капель в более крупные. Капли диаметром 0,05–0,5 мм относятся к мороси. Они находятся как бы во взвешенном состоянии, так что падение их почти незаметно. К смешанным осадкам из облаков относится мокрый снег, представляющий смесь снега и дождя или тающий снег.

Основная масса воды поступает на поверхность земли из облаков в виде дождя и снега. Количество остальных видов осадков составляет всего около 1 % общего объема атмосферных осадков.

Важной характеристикой осадков является их **интенсивность**, т. е. количество осадков, выпадающих в единицу времени. На метео-

рологических станциях количественно (мм/мин) определяется только интенсивность жидких осадков. Кроме того, интенсивность как жидких, так и твердых осадков определяется качественно. При этом осадки визуальнo делят на слабые, умеренные и сильные. По характеру выпадения различают осадки обложные, ливневые и морозящие.

Обложные осадки характеризуются умеренной, приблизительно равномерной интенсивностью, охватывают одновременно большие площади и могут непрерывно или с короткими перерывами продолжаться в течение длительного времени (до десятка часов).

Ливневые осадки характеризуются большой интенсивностью, резкими колебаниями интенсивности, сравнительно малой продолжительностью, охватывают небольшую площадь. Зимой ливневым бывает обильный снегопад. В переходное время года может наблюдаться ливневая снежная или ледяная крупа одновременно со снегом или дождем.

К *морозящим осадкам* относятся морось, мельчайшие снежинки или снежные зерна. Интенсивность морозящих осадков очень мала.

Распределение осадков на земной поверхности весьма неравномерно. Наибольшее количество осадков выпадает в местностях, прилегающих к экватору, где слой осадков за год достигает 2000 мм. Наименьшее количество осадков бывает в пустынях, например в Сахаре, где осадки за год не всегда достигают слоя 10 мм.

Годовое количество осадков на территории, например, РФ изменяется в больших пределах. В низовьях Амударьи и на севере Якутии за год выпадает менее 100 мм, на Кавказском побережье Черного моря сумма годовых осадков доходит до 3200 мм, на территории Российской Федерации – 500–700 мм в год и более.

Количество выпавших осадков измеряется на метеорологических станциях, последние распределены по территории страны весьма неравномерно. Иногда они находятся за пределами участка, для которого необходимо определить сумму осадков. **Среднее количество осадков** x_{cp} на интересующей территории может быть определено способом средней арифметической. Этот способ применяют для территорий с равнинным рельефом при наличии достаточно густой сети метеорологических станций:

$$x_{\text{cp}} = \frac{\sum x}{n},$$

где $\sum x$ – сумма осадков, зарегистрированных всеми метеорологическими станциями;

n – количество станций.

При более точных расчетах используется **метод изогие**. Для построения изогие в точках расположения метеорологических станций выписывают наблюдаемые суммы осадков. Соединив точки с равными суммами осадков, получают изогии. Средняя сумма осадков (рис. 1.1) вычисляется как средневзвешенная величина для всей территории. Для этого площадь между соседними изогиями f_1, f_2, \dots, f_n умножают на среднюю сумму осадков между ними.

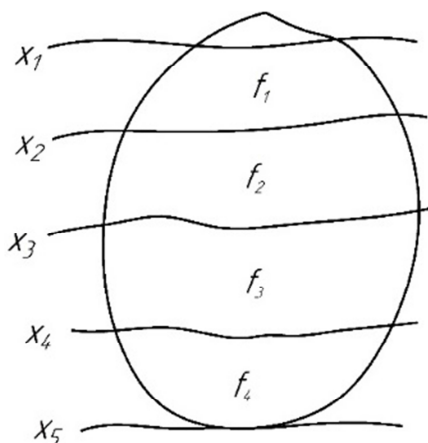


Рис. 1.1. Схема к вычислению средней суммы осадков

Полученные результаты суммируют, а сумму делят на всю площадь территории $\sum f$:

$$x_{\text{ср}} = \frac{\frac{x_1 + x_2}{2} f_1 + \frac{x_2 + x_3}{2} f_2 + \dots + \frac{x_{n-1} + x_n}{2} f_n}{\sum f}$$

Атмосферное давление и ветер. Воздух имеет вес, поэтому он вызывает давление на любые находящиеся в нем предметы и земную поверхность. Вес вышележащего столба воздуха с единичным сече-

нием, простирающимся до внешних пределов атмосферы, называется атмосферным давлением. Атмосферное давление является одной из наиболее существенных характеристик состояния атмосферы.

Атмосферное давление обычно измеряется высотой ртутного столба в барометре. На уровне моря атмосферное давление в среднем близко к весу столба ртути высотой 760 мм. Высота ртутного столба, уравнивающего атмосферное давление, зависит от его температуры и от ускорения силы тяжести. Если измерить высоту ртутного столба, находящегося при температуре 0 °С и уравнивающего атмосферное давление, а затем при неизменном давлении нагреть ртуть, то вследствие ее расширения высота ртутного столба увеличится.

Вес всякого тела, в том числе ртути и воздуха, представляет собой силу тяжести, действующую на это тело. Но сила тяжести на земном шаре увеличивается от экватора к полюсам и уменьшается по мере поднятия над уровнем моря. Вследствие этого при одном и том же атмосферном давлении высота столба ртути, уравнивающего это давление, наибольшая у экватора: к полюсам она уменьшается, а на заданной широте и при одном и том же давлении на разных высотах она тем больше, чем больше высота.

Чтобы исключить все указанные факторы, обычно приводят измеренную высоту ртутного столба к температуре 0 °С и к силе тяжести на широте 45° и на уровне моря, т. е. к нормальному атмосферному давлению.

Нормальным атмосферным давлением называется давление, равное весу ртутного столба высотой 760 мм, находящегося при температуре 0 °С на широте 45° и на уровне моря. В метеорологии раньше для измерения атмосферного давления применялись следующие единицы: миллиметры ртутного столба, миллибары. В системе СИ за единицу атмосферного давления принят гектапаскаль (гПа). Нормальное атмосферное давление равно 101 366 Па, или 1013,16 ≈ 1014 гПа (1014 мб). Заметим, что

$$1 \text{ мб} = 10^2 \text{ Па}, \text{ а } 1 \text{ мм рт. ст.} = 1,33 \text{ мб.}$$

Атмосферное давление убывает с высотой. На высоте около 5 км оно равно примерно половине атмосферного давления у земли, на высоте 100 км измеряется несколькими паскалями. В горизонталь-

ном направлении атмосферное давление распределяется неравномерно, причем это распределение все время меняется. В каждой точке атмосферы атмосферное давление испытывает как периодические (суточный, годовой ход), так и непериодические колебания. Самое высокое на земном шаре давление – 1083,8 гПа (приведено к уровню моря) – отмечено 31 декабря 1968 г. на ст. Агата (Красноярский край). Самое низкое давление – 877,0 гПа – наблюдалось 24 сентября 1958 г. в тайфуне над Тихим океаном.

Суточный ход изменения давления в тропических широтах составляет 3–4 гПа, в умеренных широтах он значительно слабее. Годовой ход давления сильно зависит от физико-географических условий. Наиболее велики годовые колебания в центральных областях континентов. Например, на европейской территории амплитуда годового хода составляет приблизительно 8–12 гПа, а в Сибири достигает 25–30 гПа.

Ветер представляет собой движение воздушных масс относительно земной поверхности. Воздушные массы передвигаются в направлении от мест с большим к местам с меньшим давлением. Они отклоняются от этого направления под влиянием вращения земли и силы трения. Чем больше разность давлений, тем сильнее ветер.

Ветер характеризуется скоростью и направлением (откуда дует). Скорость обычно выражается в м/с, км/ч и в условных единицах-баллах. Связь этих единиц приведена в табл. 1.1.

Таблица 1.1

Баллы	Скорость, м/с	Баллы	Скорость, м/с
0	0–0,5	6	9,9–12,4
1	0,6–1,7	7	12,5–15,2
2	1,8–3,3	8	15,3–18,2
3	3,4–5,2	9	18,3–21,5
4	5,3–7,4	10	21,6–25,1
5	7,5–9,8	11	25,2–29,0

Для обозначения направления указывают румб по 16-румбовой системе или угол, который горизонтальный вектор скорости ветра образует с меридианом, причем север принимается за 0° (или 360°), восток – за 90°, юг – за 180° и запад – за 270°.

Вследствие турбулентности воздушного потока скорость и направление ветра в той или иной степени колеблются. Поэтому их определяют как усредненные за некоторый промежуток времени.

У поверхности земли на небольших участках и на короткое время может устанавливаться полное безветрие – *штиль*. Ветер скоростью 5–8 м/с считается *умеренным*, выше 14 м/с – *сильным*, выше 20–25 м/с – *штормом*, выше 30–35 м/с – *ураганом*. В отдельных случаях ветер у поверхности земли достигает 100 м/с.

Режим ветра в данном месте по многолетним данным для месяца, сезона года представляется обычно в виде диаграммы, называемой **розой ветров** (рис. 1.2). В центре розы ветров изображается кружок, от которого расходятся лучи по основным румбам горизонта. Внутри кружка цифрами указывается повторяемость штилей, а длины лучей пропорциональны повторяемости ветров данного направления. Если штили не учитываются – кружок заменяют точкой. Концы лучей обычно, но не всегда, соединяют ломаной линией.

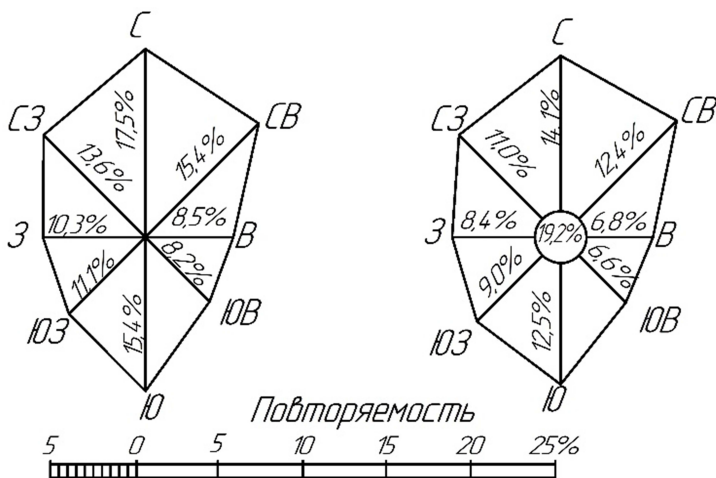


Рис. 1.2. Роза ветров

Можно принять в расчет скорость ветра и умножить повторяемость каждого направления на среднюю скорость ветров этого направления. Тогда полученные произведения будут пропорциональны путям, пройденным воздухом при каждом из направлений

ветра. Их можно выразить в процентах общей суммы и построить по ним розу ветров.

1.3. Приборы для измерения метеорологических элементов

Приборы для измерения метеорологических элементов предназначены для работы в естественных условиях и любых климатических зонах. Поэтому они должны безотказно работать, сохраняя стабильность показаний в большом диапазоне температур, при большой влажности, выпадении осадков и не должны бояться больших ветровых нагрузок. Приборы для измерения метеорологических элементов стараются делать однотипными и устанавливают их так, чтобы их показания не зависели от случайных местных условий. Величины, измеренные такими приборами, можно сравнивать, анализировать, обобщать.

Для измерения (регистрации) температуры воздуха и почвы применяют метеорологические термометры различных типов и термографы. Температуру воздуха на метеостанциях измеряют на стандартной высоте 2 м над поверхностью земли, вдали от жилых помещений защищенным от действия прямой солнечной радиации и атмосферных осадков, хорошо вентилируемым термометром. При специальных наблюдениях температуру воздуха измеряют или косвенно определяют и на других высотах, начиная от нескольких сантиметров и до многих сотен километров.

Колебания температуры могут непрерывно регистрироваться термографами-самописцами. Для измерения всех других метеорологических элементов имеются соответствующие приборы. Так, влажность воздуха (относительную) измеряют гигрометрами, психрометрами, гигрографами.

Атмосферное давление измеряется барометрами, анероидами, барографами. Для измерения скорости и направления ветра применяют анемометры, анемографы, анеморумбометры, анеморумбографы, флюгеры.

Количество и интенсивность осадков определяют при помощи дождемеров, осадкомеров, пловнографов. Запас воды в снежном покрове измеряют снегомером; росу – росографом; испарение – испарителем.

В настоящее время все большее значение приобретают дистанционные и автоматические метеорологические приборы для измерения одного или нескольких метеорологических элементов. Детальное описание метеорологических приборов дается в соответствующих справочниках и паспортах приборов.

1.4. Метеорологические станции

Учреждение, которое проводит регулярные наблюдения за состоянием атмосферы, называется метеорологической станцией.

Метеорологическая станция состоит из метеорологической площадки, где устанавливается большинство приборов (психрометрическая будка с термометрами и гигрометрами, приборы для измерения скорости и направления ветра, почвенные термометры и др.); служебного отапливаемого здания, в котором устанавливаются барометры, регистрирующие части дистанционных приборов и переносных приборов. В служебном здании ведется обработка наблюдений. Наблюдения проводятся по стандартной программе в течение 10-минутного интервала времени через каждые 3 или 6 ч, а в некоторых случаях ежечасно. Полученные данные кодируют и передают в виде цифровой сводки в установленные адреса (бюро погоды, авиационные метеостанции).

В нашей стране метеорологические станции находятся в ведении республиканского органа государственного управления в области гидрометеорологической деятельности и делятся на три разряда. Метеорологические станции первого разряда проводят наблюдения, ведут их обработку, осуществляют техническое руководство работой прикрепленных к ней метеорологических станций второго и третьего разрядов, обслуживают заинтересованные организации, предприятия и учреждения сведениями о метеорологических условиях и материалами по климату. Метеорологические станции второго разряда, помимо круглосуточного производства и обработки наблюдений, передают информацию по результатам наблюдений. Метеорологические станции третьего разряда проводят наблюдения по сокращенной программе и в меньшие сроки. Имеются еще специализированные ведомственные станции, но они ведут наблюдения по программам, согласованным с Гидрометеослужбой Республики Беларусь.

2. ПРОИСХОЖДЕНИЕ И ПИТАНИЕ РЕК

2.1. Круговорот воды в природе.

Уравнение водного баланса

Вода земного шара находится в непрерывном движении, в процессе которого она переходит из одного состояния в другое. В этом вечном движении принимают участие воды океанов, морей, атмосферы и находящиеся в пределах суши.

Основной причиной движения воды является солнечное тепло, поступающее на земную поверхность. Благодаря этому теплу происходит испарение огромного количества воды с поверхностей морей и океанов (505 тыс. км³ в год) и в значительно меньших объемах с суши (72 тыс. км³).

Вода, испарившаяся с поверхности морей и океанов, поднимается в атмосферу. Большая часть этого пара конденсируется в виде атмосферных осадков (458 тыс. км³), возвращается снова в океан, совершив так называемый малый круговорот воды в природе (рис. 2.1). Остальная часть водяного пара переносится воздушными течениями на сушу. При благоприятных условиях пар конденсируется и выпадает в виде осадков. Часть осадков просачивается в почву, а остальные стекают по земной поверхности в русла оврагов, балок и рек, создавая поверхностный сток. Вода, просочившаяся в почву, расходуется на испарение и транспирацию, а часть проникает глубже в грунт, за пределы почвенного покрова и поступает в подземные воды. Эта вода также попадает в русла рек, прорезающих подземный поток. Таким образом, сток рек складывается из поверхностного стока и подземного. Реки выносят свои воды в моря и океаны. Этим завершается большой круговорот воды в природе.

Большой круговорот включает также местный или внутриматериковый влагооборот, происходящий непосредственно на суше, когда часть выпавших осадков испаряется и снова конденсируется (превращается в облака), затем опять выпадает в виде атмосферных осадков на поверхность земли. Эта влага, прежде чем вернуться в океан, совершает несколько оборотов, снабжая влагой территории, далеко отстоящие от океана.

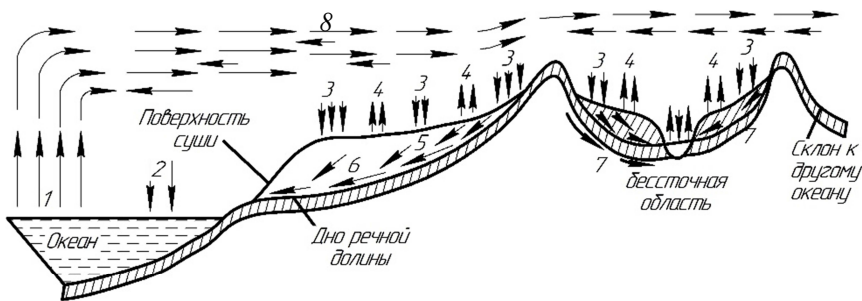


Рис. 2.1. Схема круговорота воды в природе:

1 – испарение с поверхности океана; 2 – осадки на поверхности океана; 3 – осадки на поверхности суши; 4 – испарение с поверхности суши; 5 – поверхностный и подземный сток в реки; 6 – речной сток в океан (бессточное море); 7 – подземный сток в океан (бессточное море); 8 – влагообмен между сушей и океаном через атмосферу

На земном шаре встречаются бессточные области суши. Круговорот воды в пределах таких областей является относительно самостоятельным, хотя и связанным с общим влагооборотом на земном шаре. Количество воды, участвующей в круговороте в пределах бессточных областей, составляет всего $9000 \text{ км}^3/\text{год}$.

Многолетние наблюдения за круговоротом воды в природе, уровнем воды Мирового океана и стоком рек показывают, что существенных изменений в их состоянии не происходит. Поэтому полагают, что между переносом влаги с океанов и морей на сушу и количеством воды, стекающей с поверхности суши в моря и океаны, имеется некоторое равновесие. Условие равенства прихода и расхода воды можно выразить следующими уравнениями:

– для океанов и морей:

$$Z_o = X_o + Y; \quad (2.1)$$

– для суши:

$$Z_c = X_c - Y, \quad (2.2)$$

где Z_o – количество воды, испаряющейся в среднем за год с поверхности океанов и морей;

Z_c – количество воды, испаряющейся в среднем за год с поверхности суши;

X_o – количество осадков, выпадающих в среднем за год на поверхность морей и океанов;

X_c – количество осадков, выпадающих в среднем за год на поверхность суши, моря и океана;

Y – сток речных вод в море и океан в среднем в год.

Из уравнения (2.1) видно, что с океанов и морей в среднем за год испаряется количество воды, равное количеству выпадающих осадков плюс речной сток. С суши (2.2) в среднем за год испаряется количество воды, равное количеству выпадающих на ее поверхность осадков минус речной сток. Сложив уравнения (2.1) и (2.2), получим общее уравнение водного баланса для всего земного шара

$$Z_o + Z_c = X_o + X_c, \quad (2.3)$$

т. е. сумма испарения воды с поверхности морей, океанов и суши равна сумме осадков, выпадающих на ту же поверхность.

Расчеты, выполненные М. И. Будыко и А. А. Соколовым, показывают, что годовой объем осадков всего земного шара составляет 577 тыс. км³ (1130 мм), годовой объем осадков на континентах – 119 тыс. км³ (800 мм), на океанах и морях – 458 тыс. км³ (1270 мм), объем суммарного речного стока в Мировой океан составляет 47 тыс. км³ (315 мм).

По расчетам средний годовой объем осадков для территории РБ составляет 14 315 км³ (650 мм), сток – 3080 км³ (140 мм), испарение с поверхности суши – 11 235 км³ (510 мм). Средний коэффициент стока составляет 0,215. Из общего количества атмосферных осадков, выпадающих в течение года, более половины испаряется, остальная часть стекает в основном в моря и крупные бессточные водоемы.

Можно составить уравнение водного баланса и для отдельно взятого речного бассейна. Обычно привязывают это уравнение к периоду, в течение которого влага накапливается в речном бассейне и расходуется из него, к гидрологическому году. Оно имеет вид

$$X = Y + Z + \Delta u + e, \quad (2.4)$$

где X – атмосферные осадки, выпавшие на водосбор, мм;
 Y – слой речного стока в замыкающем створе, мм;
 Z – суммарное испарение с водосборного бассейна, мм;
 Δu – изменение запаса подземных вод в бассейне, мм;
 e – остаточный член, включающий неучтенные элементы баланса и погрешности в определении элементов водного баланса, мм.

Значение и знак Δu в уравнении (2.4) изменяется в зависимости от степени накопления или расходования подземных вод за гидрологический год. В засушливые годы запасы подземных вод будут уменьшаться вследствие расходования части их на речной сток и испарение. Во влажные годы, наоборот, часть осадков пойдет на пополнение запасов подземных вод. Для среднего многолетнего периода, включающего в себя засушливые и влажные годы, абсолютное значение изменения запасов подземных вод Δu равно нулю и уравнение водного баланса речного бассейна с естественным режимом стока приобретает вид:

$$X_0 = Y_0 + Z_0 + e, \quad (2.5)$$

где X_0 – норма атмосферных осадков, мм;
 Y_0 – норма стока, мм;
 Z_0 – норма испарения с поверхности бассейна, мм;
 e – остаточный член, включающий глубокое грунтовое просачивание и погрешности определения элементов водного баланса.

2.2. Речные долины, реки, речные системы

Вода, поступающая на поверхность земли в виде атмосферных осадков или выходящих подземных потоков, попадает в речные долины.

Долина реки – относительно узкое, вытянутое в длину, обычно извилистое углубление в земной поверхности, образованное вековой деятельностью стекающей по поверхности земли воды с наличием русла современного потока и характеризующееся общим наклоном дна от одного конца к другому. Долины рек не пересекают друг друга, а, встречаясь, сливаются в одну общую систему.

Поперечный профиль долины представлен на рис. 2.2. Основными элементами поперечного профиля долины являются:

дно – относительно ровная пониженная ее часть, имеющая уклон;

склоны – участки земной поверхности, ограничивающие долину с боков, форма, протяженность и уклон которых определяют тип долины;

подошва склонов – место (линия) сопряжения склонов с дном долины;

бровка – место сопряжения склонов долины с поверхностью прилегающей местности;

террасы – относительно горизонтальные площадки, располагающиеся уступами на различной высоте над современным дном долины.

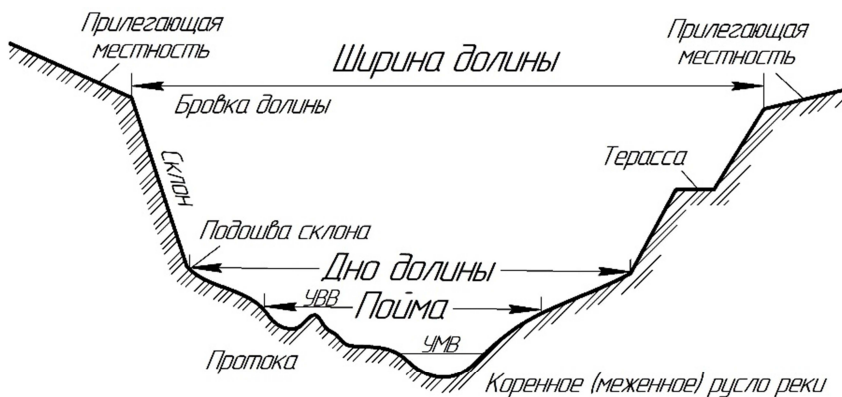


Рис. 2.2. Поперечный профиль долины

По наиболее низким частям долин обычно и протекают постоянные потоки, образуя ряд рек, сливающихся друг с другом и несущих свои воды в океан, море. Наиболее протяженная и полноводная река считается *главной*. Реки, впадающие в главную реку, называются *притоками первого порядка по отношению к главной реке*. Реки, впадающие в притоки первого порядка, называются *притоками второго порядка по отношению к главной реке*. Так, можно выделить притоки 3-го, 4-го, ..., *n*-го порядка. Главная река вместе со всеми притоками образует речную систему (рис. 2.3, а).

Понятие главной реки и ее притоков является в некоторой степени условным. Известны случаи, когда та река, которая считается главной, по длине и водности уступает одному из своих притоков.

Гидрологом Хортоном предложена другая классификация притоков, согласно которой потоки, не имеющие притоков, называются *реками первого порядка*, или *элементарными реками*. *Реками второго порядка* являются реки, принимающие притоки только первого порядка и т. д. При таком подходе главная река получает наибольший номер, показывающий степень и характер разветвленности данной речной системы (рис. 2.3, б).

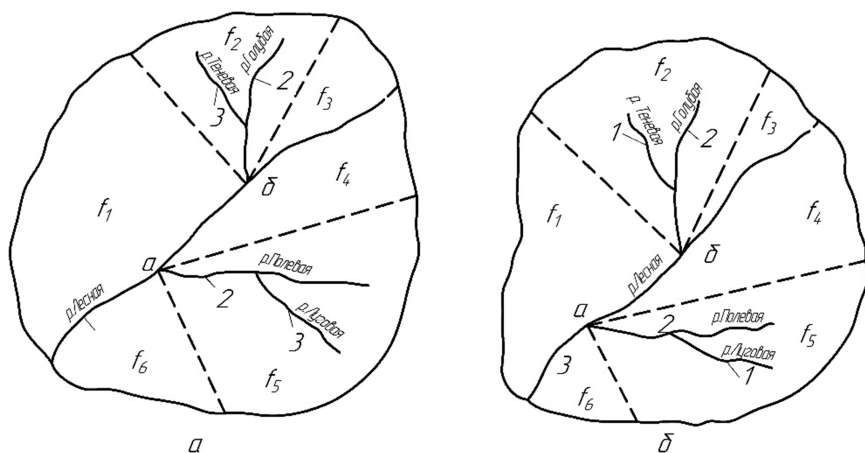


Рис. 2.3. Речная система:
а – восходящая классификация; б – нисходящая классификация

Определение порядка главной реки зависит в каждом случае от масштаба карты, так как на картах различных масштабов речная сеть дается с различной степенью подробности.

Каждая река имеет исток и устье, хотя бывают случаи, когда река не доходит до моря или океана, теряя свою воду постепенно на испарение или просачивание в почву. В таком случае река не имеет устья, и ее нижняя часть носит название слепого конца.

Истоком (началом) реки может быть ряд ручьев и ключей, ледник, озеро, болото, слияние двух других рек и т. д. В первом случае место истока является в значительной мере неопределенным, условным.

Устьем реки называется место впадения ее в море, озеро или другую реку.

На сравнительно крупных реках выделяют участки верхнего, среднего и нижнего течений. Деление реки на эти части производят с учетом орографических условий, характера течения, водности потока, транспортно-хозяйственного использования и др.

Верхнее течение рек располагается преимущественно в возвышенной или горной части поверхности суши и характеризуется большими уклонами и скоростями, малыми глубинами, значительной размывающей и переносной деятельностью потока и небольшим количеством воды.

В среднем течении рек значительно увеличивается ширина русла и водность за счет впадения крупных притоков, уменьшаются уклон и скорости течения, ослабевает эрозионная деятельность потока, река переносит в своих водах большое количество обломочного материала, поступающего сверху.

В нижнем течении наблюдается затухание эрозионной деятельности реки, меньшим становится уклон, происходит расширение русла. Из-за уменьшения уклона в нижнем течении некоторых рек происходит интенсивное отложение продуктов размыва, переносимых рекой, что способствует дроблению русла на отдельные рукава и протоки.

Речная система характеризуется рядом признаков, главнейшими из которых являются длина составляющих ее рек, извилистость рек, густота речной сети.

Длиной реки называется расстояние между истоком и устьем в километрах, измеренное по крупномасштабной карте или аэрофотоснимку. При измерениях по крупномасштабным съемкам длина реки определяется по геометрической оси русла. Определение длины выполняется или специальным прибором для измерения длины кривых линий – курвиметром, или при помощи малого раствора циркуля. Раствор циркуля принимается таким, чтобы была возможность учесть все извилины реки. Длина реки может меняться в некоторых пределах в соответствии с размывами берегов, промывом новых русел и т. д.

В плане реки всегда имеют извилистое очертание. Они образуют излучины, называемые меандрами. Мерой извилистости рек является коэффициент извилистости k . Он показывает отношение длины

участка реки L , измеренной по карте, к длине прямой l , соединяющей начало и конец участка, т. е.

$$k = \frac{L}{l}. \quad (2.6)$$

Для наглядного представления о расположении рек данной речной системы, протяженности главной реки и притоков строят гидрографическую схему реки, схему речной системы в прямых линиях. При ее построении по горизонтали в выбранном масштабе откладывается длина главной реки. Притоки под произвольным углом, но в масштабе, откладываются от линии главной реки в местах их впадения, определяемых по расстоянию от устья. На рис. 2.4 показан образец гидрографической схемы.

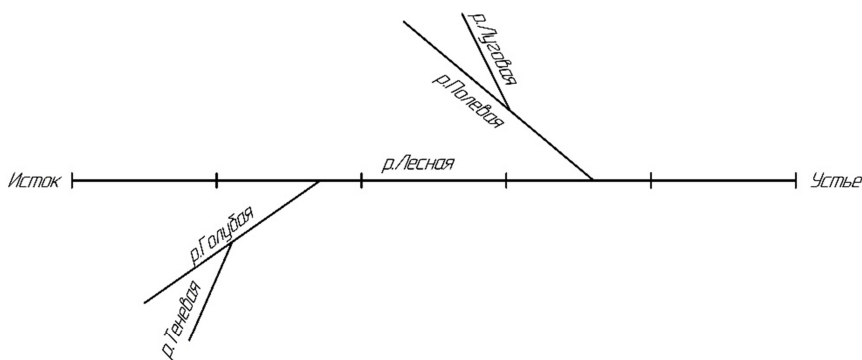


Рис. 2.4. Гидрографическая схема реки Лесная

Показателем развития поверхностного стока на рассматриваемой территории является густота речной сети. Она определяется как отношение суммы длин всех рек определенной территории, включая и пересыхающие временные водотоки, выраженной в погонных километрах ($\sum L$), к площади рассматриваемой территории, выраженной в квадратных километрах, т. е.

$$p = \frac{\sum L}{F}. \quad (2.7)$$

2.3. Речной бассейн

Река или речная система функционирует благодаря ее непрерывному питанию поверхностными и подземными водами. Та часть земной поверхности, включая толщу почвогрунтов, откуда происходит сток в отдельную реку, речную систему или озеро, называется бассейном реки, речной системы или озера. Бассейн каждой реки включает поверхностный и подземный водосборы. Поверхностный водосбор представляет собой участок земной поверхности, с которого поступают воды в данную речную систему или реку. Подземный водосбор образуют толщи почвогрунтов, из которых вода поступает в речную сеть.

Поверхностный водосбор каждой реки отделяется от водосбора соседней реки водоразделом (водораздельной линией), проходящим по наиболее высоким точкам земной поверхности, расположенным между водосборами соседних рек. В общем случае поверхностный и подземный водосборы не совпадают. Однако в силу больших затруднений в определении границы подземного водосбора обычно при расчетах и анализе явлений стока за величину бассейна (водосборной площади) принимается только поверхностный водосбор, который выделяется на картах в горизонталях.

Водораздельную линию удобно проводить следующим образом. Главную реку и все притоки обводят цветным карандашом, такую же процедуру делают со всеми прилегающими речными системами. Затем, сообразуясь с рельефом местности, проводят водораздельную линию. Нанеся водораздельную линию, измеряют ограниченную ею водосборную площадь планиметром. Величина водосборной площади является важнейшей характеристикой речного бассейна. Определив площади водосборов основных притоков реки, площади межбассейновых пространств, сток с которых попадает непосредственно в главную реку, и расстояния от устья по главной реке до мест впадения притоков, можно построить график нарастания водосборной площади. Этот график дает наглядное представление о характере увеличения площади бассейна от истока к устью.

На графике в выбранном масштабе по горизонтальной оси откладывается длина главной реки, по вертикальной – площади. Для правого берега график строится вниз от линии длины реки, для лево-

го берега – вверх от нее. Суммарный график нарастания водосборной площади реки строится на том же чертеже выше длины реки.

График нарастания площадей водосбора для речной системы (рис. 2.3, а) показан на рис. 2.5.

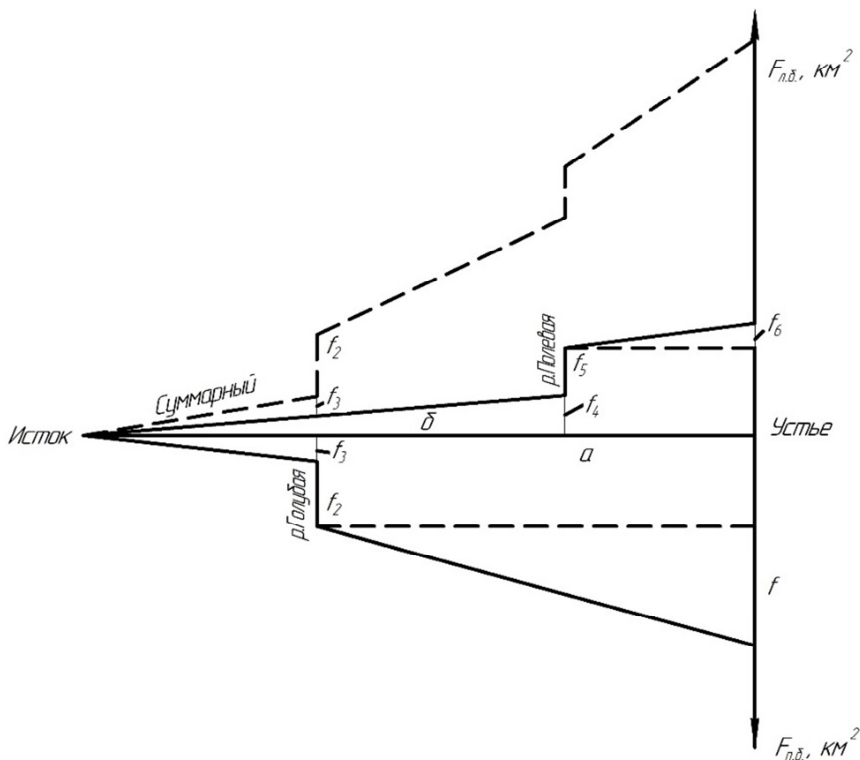


Рис. 2.5. График нарастания площади водосбора

Речной бассейн характеризуется также географическим положением (указываются широта и долгота, между которыми он находится), геологическим строением, рельефом, растительным покровом и почвой, водными поверхностями и др.

Для характеристики растительного покрова необходимо определить площади, занятые лесом и другой растительностью. Степень залесенности речного бассейна определяется **коэффициентом лесистости**, представляющим собой частное от деления площади ле-

сов $\sum f_{\text{лес}}$, находящихся на территории бассейна, на общую площадь бассейна F :

$$k_{\text{лес}} = \frac{\sum f_{\text{лес}}}{F} 100 \%. \quad (2.8)$$

Озерность бассейна определяется **коэффициентом озерности**, т. е. отношением площади зеркала всех водоемов (озер, водохранилищ) к общей площади бассейна:

$$k_{\text{оз}} = \frac{\sum f_{\text{оз}}}{F} 100 \%. \quad (2.9)$$

Заболоченность речного бассейна определяется отношением площади, занятой в бассейне болотами, ко всей площади:

$$k_{\text{б}} = \frac{\sum f_{\text{б}}}{F} 100 \%. \quad (2.10)$$

Речной бассейн также может характеризоваться **коэффициентом распаханности** [1–4].

2.4. Речное русло

Руслом называется часть дна долины, по которому осуществляется сток воды. Количество воды, протекающей в реке, изменяется. Оно увеличивается в периоды таяния снежных запасов или интенсивных дождей, имеет минимальные размеры в период низких вод.

Часть дна долины, по которой осуществляется сток в период низких (меженных) вод, называется **коренным (меженным) руслом** (рис. 2.6). Часть долины, заливаемая высокими водами в период снеготаяния или выпадения интенсивных дождей, называется **пойменным руслом**. Границами между коренным и пойменным руслами являются бровки берегов, образование которых происходит во время паводков и паводков за счет отложения речных наносов.

В плане русла рек имеют, как правило, извилистую форму. Извилины речного русла возникают или вследствие размывающей деятельности

сти потока, формирующего свое русло в пределах широкого дна долины, или вследствие приспособления потока к извилинам долины.

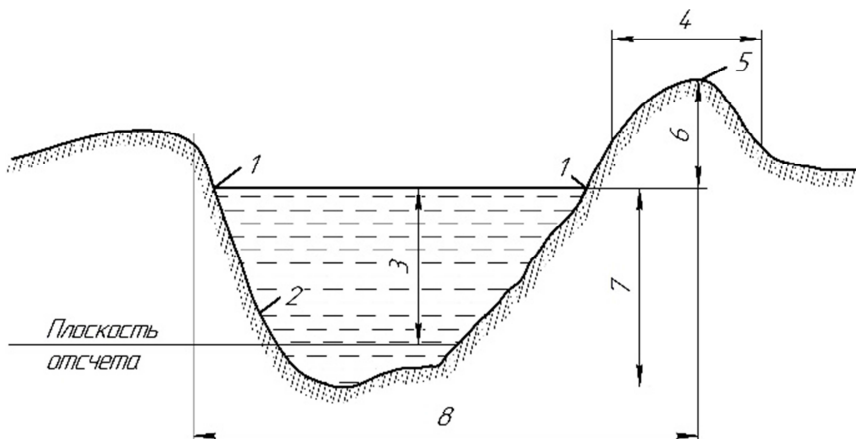


Рис. 2.6. Поперечный профиль коренного русла:

1 – урез воды; 2 – дно русла; 3 – уровень воды в реке; 4 – береговой вал; 5 – бровка берега; 6 – высота берега; 7 – глубина реки; 8 – ширина русла

С очертанием русла равнинных рек в плане связано распределение глубин. Равнинные реки представляют собой чередование глубоких участков (плесов), соответствующих изогнутым в плане частям русла, и мелких, относительно прямолинейных участков реки (перекаатов), являющихся переходом от одного закругления к другому.

2.5. Поперечное сечение русла

Поперечное сечение русла определяет его пропускную способность и оказывает влияние на распределение скоростей, уклонов, направления течения и другие гидравлические элементы потока.

Поперечным сечением русла называется плоскость, перпендикулярная к направлению течения потока и ограниченная снизу дном, с боков – откосами русла, а сверху – линией горизонта воды. При наличии ледяного покрова площадь водного сечения равна общей площади поперечного сечения, ограниченной поверхностью воды, за вычетом площади погруженного льда.

Часть площади водного сечения, в которой наблюдаются скорости течения, называют площадью живого сечения, в отличие от

площади мертвого пространства, где скорости течения практически равны нулю. Если скорости течения наблюдаются во всех точках поперечного сечения реки и мертвое пространство отсутствует, площадь живого сечения принимается равной площади водного сечения. Размеры живого сечения реки изменяются в результате колебания уровней воды и деформации русла потока.

Площадь живого сечения ω определяется на основании измерения глубин. Построив по данным измерений профиль поперечного сечения русла, можно непосредственными подсчетами или планиметрированием определить площади живого сечения ω для разных уровней и по ним построить кривую зависимости площадей ω от уровней $\omega = f(H)$ (рис. 2.7).

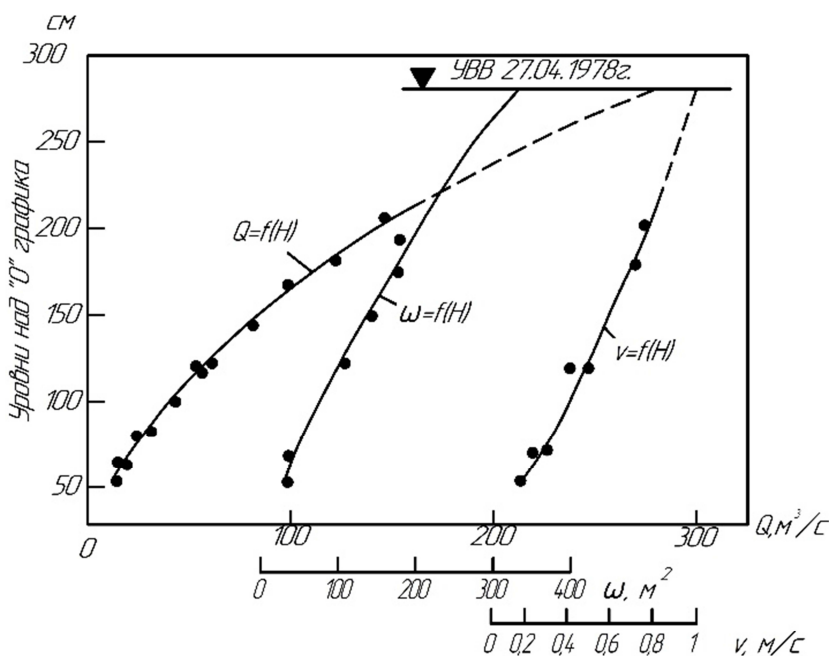


Рис. 2.7. Зависимость расхода, скорости течения и площади живого сечения от изменения уровней в створе реки

Ширина живого сечения B зависит от высоты уровня и определяется по поверхности воды между урезами берегов.

Средняя глубина $H_{\text{ср}}$ определяется путем деления площади живого сечения потока на его ширину. Смоченный периметр χ представляет собой длину подводного контура живого сечения реки. Гидравлический радиус R представляет собой частное от деления площади живого сечения на длину смоченного периметра.

Форма поверхности воды в поперечном сечении реки может быть горизонтальной, с наличием поперечного уклона, выпуклой или вогнутой. Поперечный уклон поверхности воды обуславливается действием центробежной силы на закруглениях реки, влиянием вращения земли вокруг своей оси и неравномерным распределением скоростей течения в поперечном сечении реки.

Выпуклую поверхность воды поперечное сечение приобретает в период быстрого подъема уровней воды, когда скорости течения посередине реки увеличиваются быстрее, чем у берегов. При быстром спаде воды наблюдается появление вогнутой поверхности воды. Это обстоятельство необходимо учитывать при организации речного судоходства и лесосплава. При выпуклой поверхности воды (на подъеме уровней) бревна будут прижиматься к берегам, при вогнутой (на спаде уровней) они будут находиться посередине реки.

2.6. Продольный профиль

Продольный профиль реки представляет собой кривую, показывающую изменение высоты дна и поверхности воды реки по мере удаления от истока к устью. Высота рассматриваемых точек реки берется над какой-либо плоскостью сравнения (над уровнем моря).

Продольный профиль реки характеризует изменение уклонов ее дна и уклонов поверхности воды вдоль по течению. Уклон выражается отношением разности отметок (дна или поверхности воды) в начале H_1 и в конце H_2 рассматриваемого участка, называемой падением, к расстоянию L между началом и концом участка:

$$i = \frac{H_1 - H_2}{L}. \quad (2.11)$$

Уклон реки – величина безразмерная. Ее выражают в виде десятичной дроби, в процентах или в промиллях (тысячной доли дроби). Переход от дроби к процентам получают умножением ее на 100,

а к промилле – на 1000. Уклон $i = 0,0005$ можно записать $i = 0,05 \%$ или $i = 0,05 \text{ ‰}$.

2.7. Режим рек и зависимость его от питания

Характер питания рек определяется комплексом физико-географических особенностей речного бассейна, основными из которых являются климат, рельеф, геология и растительность. Питание рек происходит поверхностными и подземными водами.

Различают следующие виды поверхностного питания рек: дождевое, снеговое, ледниковое, искусственное. В отдельных случаях трудно установить роль различных источников в формировании суммарного стока реки, поэтому применяют термин смешанное питание.

Дождевое питание происходит или от периодических дождей в определенные периоды года, или от краткосрочных ливней, отличающихся большим непостоянством. Ливневые осадки могут давать довольно интенсивное питание рекам с небольшими бассейнами, создавая паводки и вызывая подъем уровней, превышающих весенний.

Дождевое питание преобладает на реках европейской территории земного шара, в центральной и южной частях Америки, Азии и Африки.

Снеговое питание обусловлено таянием в весеннее время снега, накопившегося в течение зимы. Хотя продолжительность таяния снежного покрова для равнинных рек в степной зоне составляет всего 5–10 дней, а в лесах Севера – 30–40 дней, сток талых вод может продолжаться 1,5–3 месяца. В течение этого периода реки получают 50–80 % всего годового питания. В горных районах таяние снега начинается в предгорьях и с повышением температуры воздуха охватывает новые высотные зоны бассейна. Такие условия снеготаяния являются причиной повторных паводков на некоторых реках. Бассейны рек со снеговым и дождевым питаниями занимают 100 % территории Республики Беларусь.

Ледниковое питание характерно для верховьев горных рек. Оно происходит от таяния ледников и вечных снегов. Наибольшие расходы на реках с ледниковым питанием наблюдаются в самые теплые месяцы.

Искусственное питание рек может быть осуществлено подачей воды из одной реки в другую. Например, для увеличения водности

реки Свислочи и создания зон отдыха в районе г. Минска построена Минско-Вилейская система, где насосными установками подают воду из р. Вилии в р. Свислочь.

Смешанное питание является самым распространенным и обусловлено участием различных видов питания реки в течение года. Например, питание р. Кубани осуществляется в разные периоды снеговыми, ледниковыми, дождевыми и подземными водами.

Питание реки подземными водами осуществляется непосредственным выходом в речное русло. Доля подземного питания рек колеблется в значительных пределах – от 0 до 60 % общего годового питания рек. Реки с преобладанием подземного питания имеют очень малое распространение. Впервые классификацию рек земного шара по условиям их питания дал А. И. Воейков. В настоящее время известны классификации М. И. Львовича, Д. Л. Зайкова и др.

2.8. Режим озер и водохранилищ

Озером называется заполненная водой котловина или впадина земной поверхности, не имеющая непосредственного соединения с морем. Такой естественный водоем отличается замедленным водообменом. Озеро образуется в том случае, если приток вод (поверхностных и подземных) в котловину больше потерь воды из этой котловины путем испарения, фильтрации и стока.

Водохранилищем называется искусственный водоем, в котором накапливаются запасы воды в периоды, когда приток превышает потребление, и из которого вода расходуется в периоды, когда приток воды не покрывает потребления.

Для определения размеров озер, водохранилищ и их конфигурации используют числовые характеристики (морфометрические характеристики). К ним относятся площадь озера (водохранилища), длина, ширина, большая и малая оси, степень извилистости береговой линии, объем воды, средняя и максимальная глубины и др.

Площадь озера (водохранилища) Ω – это площадь его водной поверхности без островов. Изменяется в зависимости от колебания уровня воды, так как берега не являются отвесными.

Длина L – кратчайшее расстояние между двумя наиболее удаленными точками берегов, считая по водной поверхности. При не-

правильном очертании водоема она будет состоять из отдельных отрезков линий.

Различают **максимальную ширину** B_{\max} , определяемую как расстояние между наиболее удаленными точками в перпендикулярном направлении к линии его длины, и **среднюю ширину** $B_{\text{ср}}$ – отношение площади озера (водохранилища) к его длине.

Большая ось озера l представляет собой прямую, соединяющую наиболее удаленные точки берегов. При ее проведении можно пересекать береговую линию. Малая ось l_1 проводится в месте наибольшей ширины озера перпендикулярно к большей оси.

Степень извилистости береговой линии m выражается **коэффициентом извилистости береговой линии**, который определяется как отношение береговой линии s к длине окружности круга s_1 , площадь которого равна площади озера (водохранилища):

$$m = \frac{s}{s_1}. \quad (2.12)$$

Коэффициент извилистости береговой линии может быть также выражен отношением береговой линии s к периметру ломаной линии s_2 , обводящей контур озера, т. е.

$$m_1 = \frac{s}{s_2}. \quad (2.13)$$

В этом случае получается более правильное представление об изрезанности береговой линии.

Объем воды в озере (водохранилище) V определяется по плану озера в изобатах (линиях равных глубин).

Средняя глубина $H_{\text{ср}}$ определяется отношением объема воды к площади зеркала Ω , т. е.

$$H_{\text{ср}} = \frac{V}{\Omega}.$$

Питание озер (водохранилищ) происходит поверхностными и подземными водами. Поверхностное питание включает атмосферные осадки, выпадающие на поверхность озера, приток речных вод и конденсацию водяных паров воздуха на водной поверхности. Под-

земное питание осуществляется за счет притока подземных вод. Значение каждого вида питания различно для различных водоемов. Атмосферные осадки и приток речных вод являются основными источниками питания озер и водохранилищ.

К динамическим явлениям, происходящим на озерах и водохранилищах и оказывающим существенное влияние на организацию водного транспорта, лесосплава и т. д., относятся волны различного происхождения. Основным возбудителем волн на такого рода водоемах является ветер.

В результате воздействия ветра на водную поверхность озера (водохранилища) возникает волнение. Ветер выводит воду из состояния равновесия, а сила тяжести заставляет ее возвращаться в исходное положение. Размер образующихся волн зависит от скорости и продолжительности действия ветра, длины разгона и глубины на пути разгона волны.

Основными характеристиками волнения являются:

уровень воды части акватории, соответствующий состоянию покоя (статический уровень);

гребень волны – часть волнового профиля, расположенного выше статического уровня. Самая высокая точка гребня называется вершиной волны;

ложбина волны – часть волнового профиля, расположенного ниже статического уровня. Самая низкая точка ложбины называется подошвой волны;

высота волны h – разность отметок гребня и подошвы;

длина волны L – расстояние между двумя вершинами или двумя подошвами;

период волны τ – время, в течение которого волна пробегает расстояние, равное ее длине;

скорость движения волны v – расстояние, которое проходит любая точка волны за 1 с (рис. 2.8);

крутизна волны α° – угол наклона к горизонту линии, соединяющей вершину волны с ее подошвой. Крутизна волны выражается параметром крутизны m' , который равен отношению высоты волны к ее длине:

$$m' = \frac{h}{L}. \quad (2.14)$$

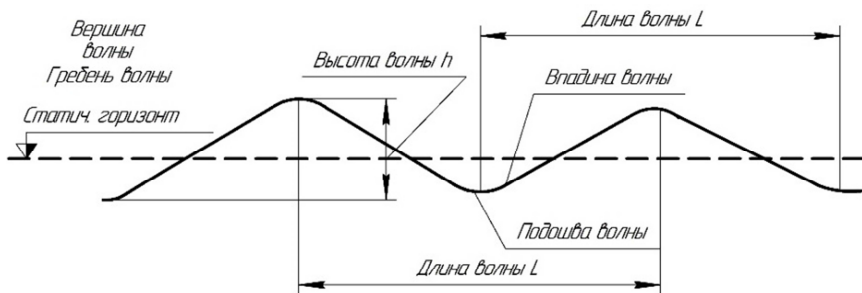


Рис. 2.8. Схема волны

При наблюдениях за волнением определяют также направление распространения волнения – румб, от которого идет видимое перемещение гребней волн, и фронт волны – плановое положение линии гребня волны, примерно перпендикулярное направлению распространения волнения.

2.9. Режим уровней и расходов

Под режимом уровней и расходов подразумевают их изменение во времени (в течение суток, месяца, сезона, года, в многолетнем разрезе).

Уровнем воды в реке, озере называют высоту поверхности воды, отсчитываемую относительно некоторой плоскости сравнения (нуля графика водомерного поста). Уровень воды в реке, а соответственно и расход, непрерывно изменяется. Основной причиной их изменения является неравномерное поступление воды в речное русло в разные периоды года (от таяния снега и ледников, выпадения дождей, поступления подземных вод и др.).

Кроме этого, на изменение уровней оказывают влияние деформации русла (образование размывов и отложение наносов), зарастание русла водной растительностью (повышение шероховатости русла), строительство искусственных сооружений, явление приливов и отливов в устьевых участках рек, ледовые явления (заторы, появление дополнительного сопротивления движению воды за счет ледовых поверхностей) и др.

Во многих случаях колебания уровня воды в реках вызываются одновременно многими причинами и носят сложный характер. Ха-

рактически характер изменения уровня в течение года удобнее всего анализировать по графикам колебания уровней, которые строятся по фактическим данным средних суточных уровней.

По горизонтальной оси графика (рис. 2.9) откладывается время в днях или месяцах за весь год или определенный период, а по вертикальной – уровни.

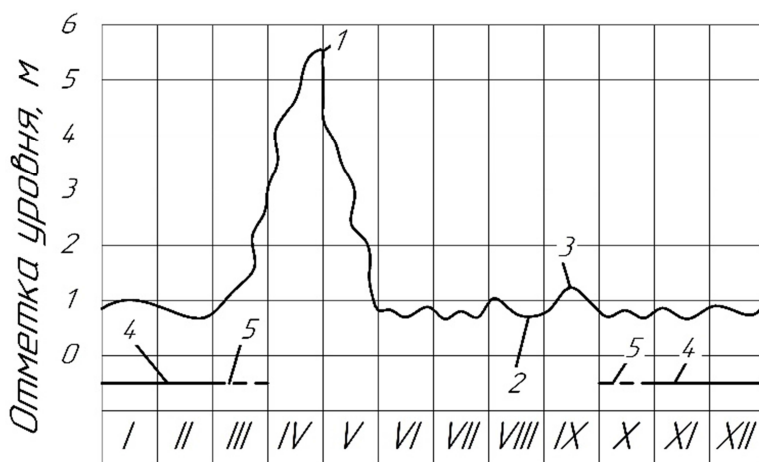


Рис. 2.9. График колебания ежедневных уровней воды равнинной реки: 1 – половодье; 2 – межень; 3 – дождевой паводок; 4 – ледостав; 5 – ледоход

Для оценки изменения уровней в каком-либо пункте в многолетнем разрезе строят совмещенные графики колебания уровней воды за многоводный, средневодный и маловодный годы. Изучение уровня режима вдоль реки производится по совмещенным графикам колебания уровней воды, построенным по средним суточным уровням (в абсолютных отметках) всех расположенных на реке водомерных постов.

Уровни сравнительно легко могут быть измерены на водомерных постах. В практических целях в большинстве случаев необходимо знать расходы воды при различных уровнях. Вычисление расходов – работа довольно трудоемкая, поэтому в интересующем створе всегда стараются иметь связь расходов с уровнями. Обычно они даются в виде кривой расхода $Q = f(H)$ (см. рис. 2.7).

График изменения во времени расходов воды (за год или часть года) называется гидрографом. Нетрудно заметить, что для одного и того же периода очертание гидрографа совпадает с очертанием графика колебания уровней.

На графиках колебания уровней и гидрографе (рис. 2.9) можно выделить следующие периоды: зимняя межень, половодье, летняя межень, паводки.

Межень – это периоды внутри годового цикла, в течение которых наблюдается низкая водность, возникающая вследствие резкого уменьшения притока воды с водосборной площади. В эти периоды преобладающее значение в речном стоке имеют подземные воды. За зимнюю межень принимают период от начала зимнего периода до начала половодья. К летней (или осенне-летней) межени относят период от конца половодья до начала летне-осенних паводков, а при их отсутствии – до начала зимнего периода. Выделение межени на гидрографе в ряде случаев является операцией недостаточно определенной, содержащей элементы субъективизма.

Половодье – фаза водного режима реки, ежегодно повторяющаяся в данных климатических условиях в один и тот же сезон, характеризующаяся наибольшей водностью, высоким и длительным подъемом уровня воды и вызываемая главным источником питания: на равнинных реках – снеготаянием, на высокогорных – совместным таянием снега и ледников, в тропических зонах – выпадением дождей.

Паводок – быстрый, сравнительно кратковременный подъем уровня воды в каком-либо створе реки, завершающийся почти столь же быстрым спадом. В отличие от половодья возникает нерегулярно. Паводок обычно возникает от дождей, но в условиях неустойчивой зимы может быть обусловлен интенсивным кратковременным снеготаянием. В процессе перемещения паводка по реке образуется паводочная волна.

При изучении выделенных фаз уровенного режима за год или за длительный ряд лет используют ряд характеристик, наиболее полно отражающих жизнь реки. К ним относят: наивысший уровень (весеннего половодья, паводков); наинизший уровень (летний и зимний); наинизший и наивысший уровни весеннего ледохода; начало ледохода (весеннего, осеннего), очищение от льда, начало ледостава; средний уровень за отдельные сезоны года.

Разность между наивысшими и наимизшими уровнями для какого-либо пункта на реке за определенный промежуток времени называется амплитудой колебания уровня воды.

При изучении расходов воды в реке используют следующие характеристики: средний расход за сутки, год или любой другой период; максимальный расход в половодье или паводок; минимальный расход в летнюю и зимнюю межени.

2.10. Зимний режим рек

В нашей стране на большинстве рек в течение 1–3 месяцев наблюдаются ледовые явления (зимний режим рек). Этот период жизни реки делят на три характерные части: замерзание реки, ледостав и вскрытие реки, сопровождающееся ледоходом.

Продолжительность замерзания зависит от интенсивности похолодания и скорости течения. На малых реках она составляет 3–7 дней, на больших – в среднем 10–15 дней. Процесс замерзания рек обычно сопровождается осенним ледоходом. В период ледостава наблюдается неподвижный ледяной покров на реке. Толщина льда в течение зимы постепенно увеличивается и достигает на реках Республики Беларусь 0,3–1,0 м.

Процесс разрушения ледяного покрова, происходящий под воздействием тепла и механических сил, возникающих в результате интенсивного притока воды, называют вскрытием реки. На реках разрушение ледяного покрова приводит к перемещению льда вниз по течению, к ледоходу.

На малых реках ледоход длится 1–3 дня, на больших – 8–10 дней. Характер вскрытия рек и весеннего ледохода зависит главным образом от географического положения реки. На реках, текущих в северном направлении, условия ледохода очень тяжелые. Более позднее вскрытие нижних участков этих рек препятствует ледоходу, и на вышерасположенных участках образуются ледяные заторы, вызывающие значительные подъемы уровней воды, приводящие нередко к наводнениям. На реках, текущих с севера на юг, условия ледохода более спокойные, так как сначала освобождаются устьевые участки реки, что способствует беспрепятственному продвижению льда с верхних участков реки.

Основными характеристиками зимнего режима рек являются даты их замерзания и вскрытия, продолжительность периода ледостава, время и высота уровня весеннего и осеннего ледоходов, толщина льда и интенсивность его нарастания, изменения уровня и скоростного режимов. За всеми этими характеристиками ведут наблюдения, и данные наблюдений публикуются в «Гидрологических ежегодниках» на бумажных носителях и в электронном варианте.

3. РЕЧНОЙ СТОК

3.1. Речной сток и определяющие его факторы

Под **речным стоком** понимают перемещение воды в процессе ее кругооборота в природе в виде стекания по речному руслу. Оценивают речной сток как количество воды, протекающее в речном русле за какой-либо промежуток времени.

На режим стока оказывают влияние многочисленные факторы, из которых одни способствуют стеканию выпавших осадков и увеличивают речной сток, а другие, наоборот, уменьшают его. Многие факторы действуют на сток в непрерывном сложном взаимодействии. К главнейшим из этих факторов можно отнести климатические (осадки, испарение, влажность, температуру воздуха); топографические, характеризующие рельеф, размеры и форму речных бассейнов; почвенно-геологические, включая растительный покров; хозяйственную деятельность человека.

Сток в первую очередь зависит от осадков и испарения. Для любого бассейна чем больше осадки и меньше испарение, тем больше сток рек. При малых осадках и большом испарении сток рек незначительный или совсем отсутствует.

Величина стока зависит не только от количества выпавших осадков, но и от времени и интенсивности их выпадения. Осадки, выпавшие в зимний период, весной большей частью в виде поверхностного стока попадут в реку. Если то же количество осадков выпало в летний жаркий день, то значительная часть их теряется на испарение и просачивание в почву. Одно и то же количество осадков, выпадающее в течение летне-осеннего периода малыми порциями, дает меньший сток, чем если бы эти осадки выпали в течение короткого периода.

Испарение с поверхности речного бассейна включает испарение с поверхности водоемов и почвы и транспирацию растений. Оно зависит от абсолютной влажности воздуха, которая изменяется с изменением температуры воздуха. При высоких температурах испарение увеличивается, что ведет к уменьшению стока.

Рельеф поверхности водосбора определяет уклоны и густоту речной сети и влияет на сток за счет увеличения или уменьшения скорости стекания воды, что уменьшает или увеличивает потери стока на испарение и инфильтрацию. Большое влияние рельеф местности оказывает на осадки и испарение. Установлено, что количество выпадающих осадков увеличивается с повышением местности. Осадков выпадает больше на склонах горных хребтов, обращенных навстречу влагоносным ветрам; внутренние области гор, закрытые горными хребтами, получают осадков значительно меньше. При наличии понижений рельефа на равнинной местности талая вода скапливается в углублениях и расходуется частично на инфильтрацию и в большей мере на испарение. Формы и размеры бассейнов оказывают существенное влияние на процессы формирования стока. Так, для речных бассейнов с большими площадями обычно увеличивается продолжительность весеннего половодья. Наибольший максимальный расход, формируемый водами от таяния снега или вызываемый ливнями, для одних и тех же условий в значительной степени зависит от величины водосборной площади. На более значительных бассейнах гидрографы стока имеют обычно более сглаженный и спокойный характер, чем на малых бассейнах.

Почвенно-геологические условия определяют возможность инфильтрации осадков, выпавших на поверхность речного бассейна. Часть этих осадков просачивается и задерживается в верхнем слое почвогрунтов, в дальнейшем она расходуется на испарение и транспирацию растениями. Почвенно-геологические условия определяют также условия проникновения влаги в более глубокие слои, где она пополняет запасы грунтовых вод.

Влияние леса на сток заключается в перераспределении поверхностного и подземного стоков, т. е. увеличении последнего за счет первого.

В результате хозяйственной деятельности человек различными способами оказывает влияние на сток воды. Основными способами воздействия являются изменение путей стока, изменение характера

поверхности бассейна, возведение плотин, обвалование рек, облесение, вырубка лесов, увеличение посевных площадей, осушение болот и др. Большинство из этих мероприятий вносят значительные изменения в естественные природные условия и оказывают большое влияние на сток рек [5–7].

3.2. Единицы измерения стока

Речной сток характеризуется следующими основными количественными показателями: расходом воды Q , модулем стока q , объемом стока W , слоем стока h , коэффициентом стока η , нормой стока, выраженной в виде расхода \bar{Q} или любой другой единицы стока. Указанные характеристики определяют для какого-либо промежутка времени (суток, месяца, сезона, года) или за многолетний период.

Расход, как известно, это количество воды, протекающее через данный створ в единицу времени. Расход в створе реки в течение даже одних суток может изменяться, поэтому обычно оперируют средними величинами за некоторый промежуток времени. Средний расход Q_0 вычисляется как среднее арифметическое из расходов воды за данный промежуток времени. Например, **средний суточный расход** воды равен

$$Q_0 = \frac{\sum_1^n Q_i}{n}, \quad (3.1)$$

где Q_i – все наблюдавшиеся в течение суток расходы, $\text{м}^3/\text{с}$;
 n – число наблюдений в сутки.

Модуль стока характеризует расход воды, стекающей с единицы водосборной площади в единицу времени. Определяется **модуль стока q** по формуле

$$q = \frac{Q_0 \cdot 1000}{F}, \quad (3.2)$$

где Q_0 – средний расход рассматриваемого периода, $\text{м}^3/\text{с}$;
1000 – переводной коэффициент;
 F – водосборная площадь, км^2 .

Может быть вычислен модуль стока общего суммарного речного, поверхностного, подземного, наименьшего и наибольшего стоков за какой-либо период.

Объем стока – это количество воды, протекающее через рассматриваемый створ водотока за какой-либо промежуток времени. Объем стока может быть определен по формуле

$$W = Q_0 t, \quad (3.3)$$

где Q_0 – средний суточный расход интересующего нас периода, м³/с;

t – продолжительность рассматриваемого промежутка времени, с.

Слой стока h – это количество воды, стекающей с водосборной площади за какой-либо промежуток времени, выраженное в виде слоя, равномерно распределенного по площади. Такая форма выражения величины стока может применяться к стоку за различные периоды времени (сутки, месяц, сезон, год, многолетний период). Слой стока может быть определен по зависимости

$$h = \frac{W}{1000F}, \quad (3.4)$$

где W – объем стока за соответствующий период, м³;

F – величина водосборной площади, км²;

1000 – переводной коэффициент.

Коэффициент стока η – это отношение величины стока, выраженной слоем стока h , к величине выпавших на водосборную площадь осадков x , обусловивших возникновение рассматриваемой величины стока:

$$\eta = \frac{h}{x}. \quad (3.5)$$

Так как некоторая часть выпавших осадков проникает в поры грунта, а другая часть испаряется, то слой стока всегда меньше слоя выпавших осадков, поэтому и коэффициент стока всегда меньше 1. Среднее значение коэффициента стока в пределах РФ составляет

0,37, максимальное его значение – 0,71 (Чукотское море), минимальное – 0,15 (Арало-Каспийский бассейн), в пределах РБ – 0,22.

В практике гидрологических расчетов используют также **модульный коэффициент k** , представляющий собой отношение стока за какой-либо период года или весь год к среднему многолетнему значению его за тот же период или за год:

$$k = \frac{Q_i}{Q_0} = \frac{q_i}{q_0} = \frac{W_i}{W_0} = \frac{h_i}{h_0}. \quad (3.6)$$

Норма стока есть средняя многолетняя величина стока, выраженная любой из вышерассмотренных единиц, за период такой продолжительности, при увеличении которого полученное среднее значение стока существенно не меняется. Из накопленного опыта следует, что для получения нормы стока необходимо ориентировочно иметь ряд наблюдений в 40–60 лет.

Норма стока на территории РФ изменяется в очень широких пределах: от 100 л/с·км² (3000 в год) на некоторых реках Кавказа до 0,5 л/с·км² в Причерноморской низменности. В некоторых районах сток практически отсутствует. Норма стока может быть выражена в любых приведенных выше единицах стока. Норма стока в Республике Беларусь составляет приблизительно 5–10 л/с·км² и выше.

3.3. Определение нормы стока при наличии гидрометрических наблюдений достаточной длительности

Наблюдение за стоком чаще всего выражается в виде расхода, модуля, слоя стока. Значения наблюдений за стоком, расположенные в хронологическом порядке, носят название статистического ряда. Если эти же значения стока расположить в убывающем или возрастающем порядке, получаем вариационный (ранжированный) ряд.

Норма годового стока, как всякая средняя величина статистического ряда, определяется по формуле

$$\bar{Q}_N = \frac{\sum_{i=1}^n Q_i}{N}, \quad (3.7)$$

где \bar{Q}_N – норма годового стока, м³/с;

Q_1, Q_2, \dots, Q_n – годовые значения стока за длительный период (N лет), при котором дальнейшее увеличение ряда наблюдений не меняет или мало меняет среднюю арифметическую величину Q_N .

Так как наблюдения за стоком на основной массе действующих водомерных постов составляют 20–40 лет, норма годового стока, полученная по формуле (3.7), отличается от истинного среднего значения \bar{Q}_N при $N \rightarrow \infty$ на некоторую величину σ_{Q_n} , т. е.

$$\bar{Q}_N = Q_{on} \pm \sigma_{Q_n}, \quad (3.8)$$

где Q_{on} – средний годовой сток за ограниченный период наблюдений (n лет);

σ_{Q_n} – средняя квадратичная ошибка n -летней средней.

Согласно теории ошибок величина σ_{Q_n} , на которую отличается среднее значение годового стока за n лет от истинной нормы Q_N за N лет при $N \rightarrow \infty$, равна

$$\sigma_{Q_n} = \pm \frac{\sigma_Q}{\sqrt{n}}, \quad (3.9)$$

где σ_Q – среднее из суммы квадратов отклонений членов ряда годовых значений стока Q_i от их среднего значения Q_{on} .

Определяется σ_Q по формуле

$$\sigma_Q = \pm \sqrt{\frac{\sum (Q_i - Q_{on})^2}{n - 1}}. \quad (3.10)$$

Для сравнения точности определения нормы стока рек различной водности пользуются относительным значением средней квадратичной ошибки. Так, выражая σ_{Q_n} в процентах от Q_{on} , получим относительную ошибку нормы стока, вычисленной по ограниченному ряду n лет:

$$\sigma_n = \frac{\sigma_{Q_n}}{Q_{on}} 100 \% = \pm \frac{\sigma_Q}{\sqrt{n} Q_{on}} 100 \% = \frac{C_V}{\sqrt{n}} 100 \%, \quad (3.11)$$

где $\frac{\sigma_Q}{Q_{on}} = C_V$ – коэффициент вариации (изменчивости) ряда годовых значений стока за n лет.

Коэффициент вариации C_V характеризует колебания годового стока относительно их средней величины и определяется непосредственно по имеющемуся ряду наблюдений (см. табл. 3.2).

Необходимое число лет наблюдений n для получения нормы годового стока с заданной точностью при разных C_V может быть определено по формуле

$$n = \frac{C_V^2 10^4}{\sigma_{Q_n}^2}. \quad (3.12)$$

Продолжительность имеющегося периода наблюдений считается достаточной для установления нормы стока, если величина относительной средней квадратичной ошибки средней многолетней величины стока σ_n не превышает 5–10 %.

3.4. Определение нормы стока при наличии наблюдений за короткий период

Если при расчете нормы годового стока имеют дело с короткими рядами наблюдений, продолжительность которых не обеспечивает получения результата требуемой точности, средний годовой сток, полученный по имеющемуся короткому ряду, приводится к расчетному многолетнему периоду по рекам-аналогам, которые имеют длинный ряд наблюдений, обеспечивающий требуемую точность и колебания годового стока.

Если река-аналог имеет продолжительность наблюдений, обеспечивающую допустимую точность нормы стока в расчетном створе, то расчетная норма стока определяется непосредственно по норме реки-аналога. В качестве аналогов для расчетной реки или створа

выбираются расположенные вблизи водосборы, зонально однородные по географическому и высотному положению и сходные в отношении факторов подстилающей поверхности (озерности, заболоченности, лесистости, рельефа, почвогрунтов и др.). Учитываются также размеры водосборов и искажение естественного стока (изъятие, сбросы воды и др.).

Главными и наиболее объективными критериями правильности выбора аналога являются синхронность колебаний годовых модулей стока и достаточно тесная связь стока за годы одновременных наблюдений на рассматриваемом водосборе и аналоге.

Наиболее распространенным способом приведения наблюдений к многолетнему периоду является построение графика связей годового стока в двух рассматриваемых створах за период совместных наблюдений. Такие графики дают достаточно наглядное представление о тесноте связи, обосновании реки-аналога и виде зависимости.

3.5. Определение нормы стока при отсутствии гидрометрических наблюдений

При отсутствии гидрометрических наблюдений для определения нормы стока широко используют карты изолиний среднего годового стока рек в л/с·км². Такая карта для рек РФ, РБ и бывшего СССР в масштабе 1:5 000 000 в 1962 г. составлена К. П. Воскресенским, в масштабе 1:10 000 000 дана в приложениях [1–4].

Для определения нормы стока по картам изолиний необходимо выделить водосбор изучаемой реки и установить его центр. Норма годового стока определяется относительно этого центра. В простых случаях, когда в пределах водосбора проходят одна-две изолинии или водосбор находится между двумя изолиниями, норма устанавливается прямолинейной интерполяцией между изолиниями. При пересечении водосбора несколькими изолиниями (рис. 3.1) средневзвешенная норма годового стока q_0 определяется по формуле

$$q_0 = \frac{q_1 f_1 + q_2 f_2 + \dots + q_n f_n}{F}, \quad (3.13)$$

где q_1, q_2, \dots, q_n – среднее значение модуля стока между соседними изолиниями, пересекающими водосбор;

f_1, f_2, \dots, f_n – соответствующие площади между изолиниями;
 F – общая площадь водосбора до расчетного створа.

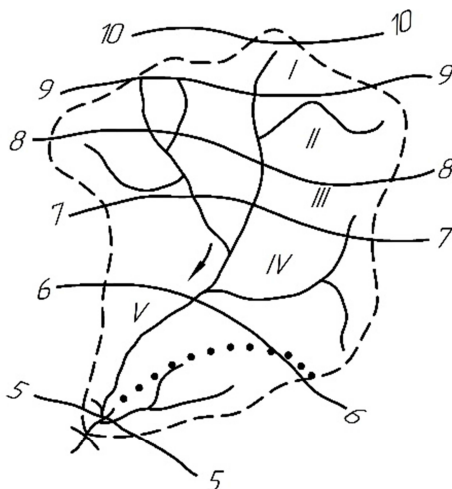


Рис. 3.1. Схема к определению средневзвешенной нормы стока

3.6. Колебания годового стока

При проектировании технических мероприятий по водохозяйственному строительству очень часто необходимо знать не только среднюю величину (норму) стока, но и сток маловодных и многоводных лет, а также пределы возможных колебаний годового стока в будущем многолетнем периоде.

Например, при проектировании мероприятий по организации водохозяйственного, дорожно-мостового строительства, речного судоходства и лесосплава нужно знать сток маловодных лет той или иной заданной обеспеченности. При расчете отверстий плотин, мостов и дорожных труб на пропуск наибольших расходов воды в естественном состоянии реки бóльший интерес представляет сток многоводных лет [10–12].

Следовательно, задачей гидрологических расчетов является установление нормы стока и возможных колебаний стока на весь запланированный период службы объекта.

Колебания годового стока зависят от большого количества случайных причин, не имеют определенных закономерностей и не яв-

ляются функцией времени. Поэтому на современном этапе расчеты годового стока и других его характеристик ведутся методами математической статистики и представляются в виде количественной оценки, отвечающей той или иной заданной обеспеченности или иной заданной обеспеченности или частоте (повторяемости) в среднем один раз в N лет без указания срока наступления расчетной величины, т. е. без привязки ко времени ее появления. При этом имеется в виду, что в некоторые N -летия такая же величина может и не наблюдаться, а в другие N -летия она может повторяться несколько раз [7–14].

Обеспеченностью гидрологической величины называется вероятность того, что рассматриваемое ее значение может быть превышено среди совокупности всех возможных ее значений. Различают вероятность превышения для явлений, наблюдаемых только один раз в году (наивысший расход или уровень, средний годовой расход и др.); вероятность превышения среди совокупности всех возможных значений для явлений, которые могут наблюдаться несколько раз в году; вероятность превышения в рассматриваемом пункте или на рассматриваемой территории в любом пункте.

Вероятность служит мерой оценки достоверности появления того или иного значения рассматриваемой характеристики явления. Вероятность равна отношению числа случаев m , благоприятствующих появлению рассматриваемого события, к общему числу случаев n :

$$P = \frac{m}{n}. \quad (3.14)$$

Если рассматриваемая характеристика наблюдается один раз в каждом году, обеспеченность ее оценивается числом лет, в течение которых данное ее значение принятой вероятности (обеспеченности) может быть превышено. Если рассматриваемая характеристика наблюдается несколько раз в году, обеспеченность оценивается относительно числа случаев в течение принятого промежутка времени.

В практике гидрологических расчетов вероятность превышения (обеспеченность) исчисляется в преобладающем большинстве случаев относительно числа лет (P , %).

Обеспеченность той или иной гидрологической характеристики (стока, уровней) в зависимости от решаемых задач в водохозяйств-

венном и дорожно-мостовом строительстве регламентируется действующими нормативными документами по проектированию (ТКП, ВСН, СНиП).

Эмпирическая обеспеченность членов ограниченного ряда при расчетах годового, сезонного и минимального стоков определяется по формуле Н. Н. Чегодаева:

$$P = \frac{m - 0,3}{n + 0,4} 100 \%. \quad (3.15)$$

При расчете максимальных расходов обеспеченность определяется по формуле С. Н. Крицкого и М. Ф. Менкеля:

$$P = \frac{m}{n + 1} 100 \%, \quad (3.16)$$

где n – число членов ряда;

m – порядковый номер члена ряда, в котором значения рассматриваемой величины расположены в убывающем порядке (ранжированный ряд).

Графическим изображением любого ранжированного ряда является **кривая распределения (частоты, повторяемости)**. Если для такого ряда принять определенный интервал, то можно установить, что число членов (частота) в интервалах увеличивается с обеих сторон по мере приближения к среднему интервалу, а наименьшее число членов ряда попадает в первый и последний интервалы, так как экстремально большие и малые значения характеристик стока встречаются очень редко. Последовательно суммируя число членов, находящихся в отдельных интервалах (частотах), начиная от наибольшего значения исследуемой характеристики, получим кривую обеспеченности стока.

Порядок построения кривых частоты и обеспеченности среднего годового стока покажем на примере многолетних данных по годовому стоку р. Березины у г. Бобруйска. В справочнике «Ресурсы поверхностных вод СССР», том 5, приведены данные за 74 года. В рассматриваемом примере средний годовой сток выражен в виде модуля стока. Принятый интервал равен $0,5$ л/с·км². Все вычисления приведены в табл. 3.1.

Таблица 3.1

Интервалы модулей, л/с·км ²	Повторяемость (частота)		Продолжительность (обеспеченность)	
	Годы	%	Годы	%
1	2	3	4	5
10,10–10,00	1	1,35	1	1,35
9,99–9,50	1	1,35	2	2,70
9,49–9,00	0	0	2	2,70
8,99–8,50	0	0	2	2,70
8,49–8,00	3	4,05	5	6,75
7,99–7,50	3	4,05	8	10,80
7,49–7,00	2	2,70	10	13,50
6,99–6,50	6	8,11	16	21,61
6,49–6,00	10	13,51	26	35,12
5,99–5,50	19	25,68	45	60,80
5,49–5,00	12	16,22	57	77,02
4,99–4,50	11	14,87	68	91,89
4,49–4,00	4	5,41	72	97,30
3,99–3,50	1	1,35	73	98,65
3,49–3,00	1	1,35	74	100,00
Сумма	74	100,00		

Число модулей стока в каждом интервале представляет частоту модулей стока в годах в данном интервале за рассматриваемый период (графа 2) или в процентах от общего числа членов ряда (графа 3). По данным графы 3 строим кривую частоты (распределения). При построении кривой значения частоты откладываются в середине интервала (рис. 3.2).

Кривая частоты I позволяет установить, сколько раз за рассматриваемый период модули стока повторялись в том или ином интервале. Для условий примера наибольшую частоту имели модули стока в интервале 5,99–5,50 л/с·км² – 19 лет из 74-летнего периода, что составило 25,68 %.

Последовательно суммируя частоты модулей стока в каждом интервале (в годах или процентах), получаем данные (графы 4, 5 табл. 3.1) для построения эмпирической кривой продолжительности (в годах) или обеспеченности (в процентах). Кривая продолжительности, или обеспеченности, 2 (рис. 3.2) показывает, как часто в го-

дах или в процентах был превышен тот или иной модуль стока за рассматриваемый период. Например, продолжительность модуля стока $5 \text{ л/с} \cdot \text{км}^2$ равна 57 годам (или обеспеченность его составляет 77 %), т. е. в течение 57 лет из 74 модули среднего годового стока р. Березины у г. Бобруйска имели величину не менее $5 \text{ л/с} \cdot \text{км}^2$.

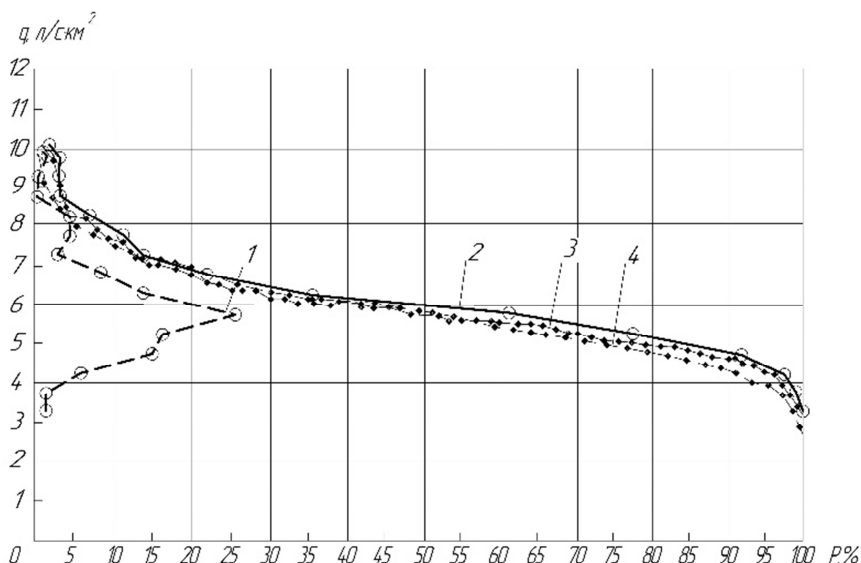


Рис. 3.2. Кривые обеспеченности (продолжительности) и частоты (повторяемости) годового стока р. Березины у г. Бобруйска:
 1 – кривая частоты; 2, 3 – эмпирические кривые обеспеченности;
 4 – теоретическая кривая обеспеченности

Кривая обеспеченности модулей стока позволяет по величине модуля стока определить его обеспеченность или по заданной обеспеченности найти соответствующий ей модуль стока.

Эмпирическую кривую обеспеченности гидрологических величин можно построить и несколько иначе. Для этого составляется ранжированный ряд, затем определяется обеспеченность каждого его члена. По полученным значениям обеспеченности и соответствующим им гидрологическим характеристикам строим кривую обеспеченности. В рассматриваемом примере обеспеченность вычислена по формуле (3.15), кривая обеспеченности 3 показана на рис. 3.2.

Минимальный модуль среднего годового стока и максимальный модуль среднего годового стока (в рассматриваемом примере минимальный модуль среднего годового стока равен $3,31 \text{ л/с}\cdot\text{км}^2$ и максимальный – $10,10 \text{ л/с}\cdot\text{км}^2$) являются предельными лишь для периода, охваченного наблюдениями. При проектировании гидротехнических, мелиоративных и дорожных сооружений, а также сооружений водного транспорта необходимо иметь характеристики стока на период работы этих сооружений. Во многих случаях мы не располагаем многолетними рядами наблюдений и поэтому не имеем возможности получать надежные кривые частоты (распределения) и обеспеченности. Поэтому при гидрологических расчетах применяют теоретические кривые обеспеченности.

3.7. Теоретические кривые обеспеченности

В практике гидрологических расчетов широкое распространение получили биномиальная асимметричная кривая распределения и кривые трехпараметрического гамма-распределения С. Н. Крицкого и М. Ф. Менкеля, которые являются обобщением биномиальной кривой распределения [15–17].

Для построения теоретических кривых обеспеченности, которые соответствовали бы эмпирическим кривым, достаточно установить три основных параметра теоретической кривой распределения: среднюю многолетнюю величину; коэффициент изменчивости (вариации) C_V ; коэффициент асимметрии (несимметрии) C_S .

Средняя многолетняя величина ряда вычисляется по формуле

$$q_0 = \frac{\sum_1^n q_i}{n}. \quad (3.17)$$

Однако среднее значение не указывает на временную изменчивость и общий характер распределения членов ряда. Например, если к первым членам убывающего ряда прибавить некоторую величину, а от последних отнять ее, то среднее значение от этого не изменится. Распределение же меняется существенно – увеличивается колебание членов ряда.

Изменчивость гидрологических величин во времени или пространстве оценивается безразмерным статистическим параметром –

коэффициентом вариации (изменчивости) C_V , который представляет собой отношение среднего квадратического отклонения ряда рассматриваемой величины к ее среднему значению:

$$C_V = \frac{\sigma}{X_0} = \sqrt{\frac{\sum (X_i - X_0)^2}{X_0^2 n}} = \sqrt{\frac{(k-1)^2}{n}}, \quad (3.18)$$

где σ – среднее квадратическое отклонение;

X_0 – среднее значение рассматриваемой варьирующей величины;

n – число членов ряда;

X_i – значения отдельных членов ряда;

k – модульный коэффициент.

При $n < 30$ коэффициент изменчивости для уменьшения ошибок следует определять по формуле

$$C_V = \sqrt{\frac{(k-1)^2}{n-1}}. \quad (3.19)$$

Несимметричность ряда рассматриваемой случайной величины относительно ее среднего значения характеризуется **коэффициентом асимметрии C_S** . Он определяется по формуле

$$C_S = \frac{\sum_1^n (k_i - 1)^3}{nC_V^3}. \quad (3.20)$$

Так как C_S и C_V выражены в относительных единицах, их можно сравнивать для разных рек, обобщать, анализировать. Коэффициент асимметрии по формуле (3.20) определяется достаточно точно при длительных наблюдениях (порядка 100 лет). При меньшем количестве членов значение коэффициента C_S принимается по определенному соотношению с коэффициентом изменчивости. Например, для годового стока можно принимать для равнинных рек РБ или РФ

$$C_S = (2-2,5)C_V, \quad (3.21)$$

$$C_V = \sqrt{\frac{\sum (k-1)^2}{n}} = \sqrt{\frac{3,2403}{74}} = 0,21.$$

Установленные по материалам кратковременных наблюдений q_0 , C_V , C_S позволяют построить теоретическую кривую обеспеченности, которая может быть использована для экстраполяции эмпирической кривой обеспеченности за пределы имеющегося ряда наблюдений для определения значений стока более редкой повторяемости.

Для построения теоретической кривой обеспеченности (по трем параметрам – q_0 , C_V , C_S) можно воспользоваться решением, предложенным Фостером. Вначале подсчитывают модульные коэффициенты. Вследствие того, что отклонения кривой от середины пропорциональны C_V , значения ординат кривой обеспеченности Φ_p , полученные по таблице Фостера-Рыбкина, умножают на C_V и к произведению $\Phi_p \cdot C_V$ прибавляют единицу, так как оно является отклонением от среднего значения ряда $k = 1$, т. е.

$$k_p = \Phi_p C_V + 1, \quad (3.22)$$

а ординаты кривой, т. е. модули стока разной обеспеченности,

$$q_p = q_0 k_p. \quad (3.23)$$

Все расчеты обычно производят в табличной форме. Расчеты по построению теоретической кривой годового стока р. Березины у г. Бобруйска даны в табл. 3.2 (в сокращенной форме).

Ряд наблюдений модулей годового стока за 74 года располагаем в графах 1 и 2 в хронологическом порядке, в графах 3, 4 и 5 – в убывающем порядке: первый член ряда соответствует наибольшему модулю среднего годового стока $q_1 = 10,10$ л/с·км², и последний член ряда – наименьшему модулю среднего годового стока $q_{74} = 3,31$ л/с·км².

Определяем

$$q_0 = \frac{\sum q_i}{n} = \frac{435,07}{74} = 5,88 \text{ л/с·км}^2.$$

Затем в графе 6 вычисляем модульные коэффициенты для 74 членов ряда. Для первого члена ряда он равен

$$k_i = \frac{q_1}{q_0} = \frac{10,10}{5,88} = 1,7177.$$

Таблица 3.2

Ряд наблюдений, расположенный в хронологическом порядке		Ранжированный ряд				Модульные коэффициенты $k_i = \frac{q_i}{q_0}$	$k_i - 1$		$(k-1)^2$	$(k_i - 1)^3$	$P = \frac{m-0,3}{n+0,4} \cdot 100\%$
		Номер членов ряда	Годы	Модуль стока q_i , л/с·км ²							
Годы	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	
1881	4,65	1	1958	10,10	1,7177	0,7177		0,5150	0,3696	0,9	
1882	4,08	2	1883	9,80	1,6667	0,6667		0,4444	0,2962	2,3	
1883	9,80	3	1962	8,37	1,4235	0,4235		0,1793	0,0759	3,6	
1884	5,45	4	1931	8,17	1,3895	0,3895		0,1517	0,0590	4,9	
...	
1960	5,64	72	1882	4,08	0,6939		0,3061	0,0936	-0,0286	96,3	
1961	4,83	73	1954	3,64	0,6190		0,3810	0,1451	-0,0552	97,7	
1962	8,37	74	1921	3,31	0,5629		0,4371	0,1910	-0,0834	99,1	
Сумма			435,07		73,9911	0		3,2403	0,6831		

Таблица 3.3

Показатели	Вычисленные параметры при $q_0 = 5,88$ л/с·км ² ; $C_V = 0,21$; $C_S = 0,42$															
	0,1	1	5	10	20	30	40	50	60	70	80	90	95	97	99	99,9
Обеспеченность	3,70	2,62	1,75	1,32	0,82	0,47	0,19	0,07	0,31	0,57	0,85	1,23	1,52	1,69	2,02	2,51
Значение Φ_p	1,78	1,55	1,37	1,28	1,17	1,10	1,04	0,98	0,93	0,88	0,82	0,74	0,68	0,65	0,58	0,48
Модульные коэффициенты $k_p = \Phi_p C_V$	10,47	9,11	8,06	7,53	6,88	6,47	6,11	5,76	5,47	5,11	4,82	4,35	4,00	3,82	3,41	2,82
Ординаты $q_p = q_0 k_p$																

Аналогично вычисляются модульные коэффициенты для всех членов ряда. В графах 7, 8 находим отклонения модульных коэффициентов от среднего значения, в графе 9 – квадраты полученных отклонений.

Сумма всех модульных коэффициентов должна равняться числу членов ряда (в нашем случае 74), а $\sum(k-1)$ – нулю.

Коэффициент асимметрии C_S для характеристик годового стока согласно (3.21) принимаем $C_S = 2 C_V = 0,42$. В графе 11 подсчитана обеспеченность каждого члена ряда.

Определив параметры кривой обеспеченности, переходим к вычислению ее ординат (табл. 3.3). По таблицам Фостера-Рыбкина определяем значения Φ_p при $C_S = 0,42$, а затем по формулам (3.22) и (3.23) вычисляем k_p и q_p . По полученным значениям q_p и соответствующим им обеспеченностям строим теоретическую кривую обеспеченности модулей среднего годового стока (кривая 4, рис. 3.2). Как видно из совмещенного графика, все кривые обеспеченности довольно хорошо согласуются. По кривым обеспеченности можно определить обеспеченность любого года.

Отдельным характерным по водности годам в гидрологии присвоены определенные наименования, обеспеченность и частота (повторяемость) которых приведены в табл. 3.4.

Таблица 3.4

Характеристика водности	Обеспеченность, %	Повторяемость 1 раз в n лет
Очень многоводный	1	100
Средний многоводный	10	10
Умеренно многоводный	25	4
Средней водности	50	2
Умеренно маловодный	75	4
Средний маловодный	90	10
Очень маловодный	97	33
Катастрофически маловодный	99	100

Связь между обеспеченностью P и средней повторяемостью N выражается следующими соотношениями:

– для многоводных лет:

$$N = \frac{100}{P}; \quad (3.24)$$

– для маловодных лет:

$$N = \frac{100}{100 - P}. \quad (3.25)$$

Пример. Средний годовой сток р. Березины у г. Бобруйска за период с 1881 по 1962 г. равен

$$q_0 = \sum_1^{74} q_i / 74 = \frac{435,07}{74} = 5,88 \text{ л/с}\cdot\text{км}^2.$$

Средняя квадратичная ошибка 74-летней величины составляет (табл. 3.2):

$$\sigma_n = \frac{C_V}{\sqrt{n}} \cdot 100 \% = \frac{0,21}{\sqrt{74}} \cdot 100 \% = 2,4.$$

Ошибка сравнительно невелика (допускается указаниями ТКП 45-3.04-168-2009 до 5–10 %), поэтому средний годовой сток 5,88 л/с·км² можно считать нормой стока реки Березины у г. Бобруйска.

3.8. Расчет колебаний годового стока при отсутствии наблюдений

При отсутствии наблюдений за годовым стоком используют косвенные методы определения параметров теоретической кривой обеспеченности. Среднее значение исследуемой характеристики может быть определено по картам изолиний годового стока, составленным в модулях стока так же, как норма стока при отсутствии гидрометрических наблюдений.

Нормативными указаниями ТКП 45-3.04-168-2009 рекомендуется определять значение C_V годового стока неисследованных рек по карте изолиний (приложение к ТКП 45-3.04-168-2009) или по эмпирическим формулам. Карта коэффициентов C_V применяется для рек с площадями водосборов от 1000 до 50 000 км² при условии отсутствия на водосборе озер, суммарная площадь которых составляет более 2–3 % площади водосбора. Определение C_V по карте изолиний аналогично определению нормы годового стока по карте модулей стока.

Для рек с $F > 50\,000$ км² значения C_V годового стока определяются по аналогии с другими пунктами на данной реке или на других реках данного района.

Определение C_V для рек с площадями водосборов $F < 1000$ км², в том числе и водотоков, не полностью дренирующих подземные воды в пределах своих бассейнов или имеющих повышенную норму стока вследствие меньших потерь, производится по приближенной формуле

$$C_V = C_{Va} \frac{q_{0a}}{q_0}, \quad (3.26)$$

где q_0 и q_{0a} – средние многолетние модули стока до расчетного створа и до створа реки-аналога, л/с·км²;

C_V и C_{Va} – коэффициенты вариации стока в соответствующих створах.

При невозможности выбора реки-аналога значения C_{Va} и q_{0a} принимаются по картам для расчетного створа.

Коэффициент асимметрии C_S неизученных рек устанавливается по соотношению C_S/C_V для рек-аналогов, а при отсутствии достаточно хороших аналогов принимаются средние отношения C_S/C_V по рекам данного района.

Если невозможно установить отношение C_S/C_V по группе рек-аналогов, значение C_S для неисследованных рек принимается из нормативных соображений: для зон избыточного и переменного увлажнения $C_S = (2-2,5)C_V$; для зон недостаточного увлажнения $C_S = (1,8-1,5)C_V$.

3.9. Расчет максимальных расходов талых вод при наличии гидрометрических наблюдений

Исходные материалы по максимальным расходам воды, как и для годового стока, публикуются в справочниках «Ресурсы поверхностных вод» и в «Гидрологических ежегодниках». Согласно ТКП 45-3.04-168-2009 минимальная продолжительность периода непрерывных наблюдений за максимальными расходами, необходимая для надежных расчетов, зависит от степени их изменчивости и в зависимости от зоны может составлять: в тундре и лесной зоне – не менее 24 лет, в лесостепной – 30, в степной зоне и горных районах – 40, в сухостепной и полупустынной зонах – не менее 50 лет.

Значения расчетной вероятности превышения (обеспеченности) максимальных расходов при проектировании любых водохозяйственных объектов принимаются согласно норм, действующих на их проектирование.

Максимальные расходы воды заданных обеспеченностей определяются по теоретическим кривым обеспеченности так же, как и обеспеченные значения средних годовых расходов.

Статистическими параметрами кривых обеспеченности максимальных расходов, как и средних годовых расходов, являются среднее значение $Q_{\max 0}$, коэффициент изменчивости C_V и коэффициент асимметрии C_S . Вычисляются они по формулам (3.17)–(3.20).

Вследствие ограниченности рядов наблюдений за максимальным стоком значение C_S как малоустойчивого параметра допускается не вычислять, а подбирать из условия наилучшего соответствия теоретической кривой эмпирическим точкам. Пользуются, как правило, следующими соотношениями C_S и C_V : для максимумов талых вод равнинных рек $C_S = (2 \dots 2,5)C_V$; для дождевых максимумов равнинных рек и горных рек с муссонным климатом $C_S = (3 \dots 4)C_V$; для максимумов горных рек $C_S = 4C_V$; для рек степных и полустепных районов $C_S = (1,5 \dots 1,8)C_V$.

Чтобы выявить соответствие теоретической кривой обеспеченности эмпирическим точкам, следует всегда строить на совмещенном графике эмпирическую и теоретическую кривые обеспеченности максимальных расходов. При анализе совмещенных кривых особое внимание уделяется верхней части, которая используется при определении максимальных расходов редкой повторяемости.

Эмпирическая кривая обеспеченности строится по модульным коэффициентам $k_i = Q_{\max i} / Q_{\max 0}$ или максимальным расходам убывающего ряда и соответствующим им обеспеченностям, которые вычисляются по формуле (3.16).

В качестве теоретических кривых для расчета максимальных расходов рекомендуется использовать биномиальную кривую обеспеченности (Пирсона III типа) и кривую обеспеченности трехпараметрического гамма-распределения (С. Н. Крицкого и М. Ф. Менкеля); при дополнительном обосновании допускается использование и других кривых распределения (см. ТКП 45-3.04-168-2009).

3.10. Расчет максимальных расходов талых вод при отсутствии гидрометрических наблюдений

В настоящее время имеется много методов определения расчетных максимальных расходов талых вод при отсутствии гидрометрических наблюдений. Остановимся только на тех методах, которые рекомендуются для применения при проектировании во всех отраслях водохозяйственных объектов согласно ТКП 45-3.04-168-2009. Рекомендуемые методы применяют для расчета водохозяйственных сооружений на реках с площадями водосборов не более 20 000 км² на европейской и не более 50 000 км² на азиатских территориях.

При расчете максимальных расходов талых вод реки условно делят на равнинные и горные. К равнинным рекам относятся реки, бассейны которых расположены в пределах равнин и плоскогорий, где относительные колебания высот не превышают 400 м. Эта группа рек на территории Республики Беларусь является преобладающей. К горным относятся реки с резкими колебаниями высот, превышающими 400 м.

Расчетный максимальный расход талых вод равнинных рек определяется по формуле

$$Q_{\max p} = q_{\max p} F = \frac{K_0 h_p \mu}{(F + 1)^n} F \delta \delta_1 \delta_2, \quad (3.27)$$

где $Q_{\max p}$ – расчетный мгновенный максимальный расход талых вод, м³/с, вероятность превышения которого P %;

$q_{\max p}$ – модуль максимального расчетного расхода воды, $\text{м}^3/\text{с}\cdot\text{км}^2$;

F – площадь водосбора до замыкающего створа, км^2 ;

K_0 – параметр, характеризующий дружность половодья;

h_p – расчетный слой суммарного (без срезки грунтового питания) стока половодья той же вероятности превышения P %, что и искомый максимальный расход воды, мм;

μ – коэффициент, учитывающий неравенство статистических параметров слоя стока и максимальных расходов;

n – показатель степени, характеризующий редукцию (уменьшение) отношения $q_{\max p}/h_p$ в зависимости от площади водосбора;

δ – коэффициент, учитывающий уменьшение максимального расхода воды рек, зарегулированных озерами и водохранилищами;

δ_1, δ_2 – коэффициенты, учитывающие снижение максимального расхода воды в заболоченных и залесенных бассейнах.

Параметры формулы (3.26) определяются согласно рекомендациям «Руководства по определению расчетных гидрологических характеристик» [1–4].

3.11. Расчет максимальных расходов воды дождевых паводков при отсутствии гидрометрических наблюдений

Условия применения расчетных формул по определению максимального срочного расхода воды дождевого паводка заданной вероятности превышения $Q_{P\%}$ приведены в ТКП 45-3.04-168-2009 и литературе [1–4].

Расчетная формула I типа (редукционная) для определения $Q_{\max, P\%}$, $\text{м}^3/\text{с}$, при наличии одной или нескольких рек-аналогов имеет вид

$$Q_{\max, P\%} = q_{P\%, a} \cdot \Phi_M \cdot \frac{\delta\delta_2}{\delta_a\delta_{2a}} \cdot F, \quad (3.28)$$

где $q_{P\%, a}$ – модуль максимального срочного расхода воды реки-аналога расчетной вероятности превышения P %, $\text{м}^3/\text{с}\cdot\text{км}^2$; вычисляют по формуле

$$q_{P\%, a} = \frac{Q_{P\%, a}}{F_a}, \quad (3.29)$$

где $Q_{P\%,a}$ – максимальный расход воды дождевого паводка вероятности превышения $P\%$, м³/с;

F_a – площадь водосбора реки-аналога, км²;

φ_m – коэффициент, учитывающий редуцирование максимального модуля стока дождевого паводка $q_{1\%}$ с увеличением площади водосбора F , км², и рассчитываемый в зависимости от значения коэффициента k_Φ , представляющего соотношение коэффициентов формы водосбора исследуемой реки и реки-аналога;

δ , δ_a – коэффициенты соответственно для исследуемой реки и реки-аналога, учитывающие снижение максимальных расходов воды проточными озерами;

δ_2 , δ_{2a} – коэффициенты соответственно для исследуемой реки и реки-аналога, учитывающие снижение максимального расхода воды вследствие заболоченности водосбора.

Коэффициент k_Φ вычисляется по формуле

$$k_\Phi \approx \frac{L A_a^{0,56}}{F^{0,56} L_a}, \quad (3.30)$$

где L , L_a – гидрографическая длина водотока для исследуемой реки и реки-аналога соответственно, км;

F , F_a – площади водосбора для исследуемой реки и реки-аналога соответственно, км².

Значение коэффициента φ_m определяют по формуле

$$\varphi_m = \begin{cases} \left(\frac{F_a}{F}\right)^n & \text{при } k_\Phi \leq 1,5; \\ \left(\frac{\Phi_a}{\Phi}\right)^{n_1} & \text{при } k_\Phi > 1,5, \end{cases} \quad (3.31)$$

где Φ , Φ_a – гидроморфометрический параметр русла для исследуемой реки и реки-аналога соответственно, вычисляют по формуле

$$\Phi = \frac{1000L}{m_p i_p^{1/3} F^{1/4}}, \quad (3.32)$$

где m_p – гидравлический параметр, характеризующий состояние и шероховатость русла водотока; приведен в ТКП 45-3.04-168-2009 и литературе [1–4];

n, n_1 – степенные коэффициенты, отражающие редуцирование максимального модуля стока дождевого паводка $q_{1\%}$ соответственно с увеличением площади водосбора F , км²; приведены в ТКП 45-3.04-168-2009 и литературе [1–4];

Расчетный максимальный срочный расход воды дождевого паводка определяют по формуле (3.28) при наличии одной или нескольких рек-аналогов с учетом полученных значений n и n_1 и формул для учета регулирующего влияния естественных и искусственных факторов.

При наличии значений степенных коэффициентов n и n_1 , а также расчетных формул по определению поправочных коэффициентов $\delta, \delta_a, \delta_2, \delta_{2a}$, полученных на основе региональных обобщений, допускается их использование при выполнении расчетов по формуле (3.28).

При невозможности подобрать реку-аналог, максимальные мгновенные расходы воды дождевых паводков $Q_{\max, P\%}$, м³/с, обеспеченности 10 % вычисляются по формуле II типа, которая имеет вид:

$$Q_{\max, P\%} = \frac{q_{10\%} \delta \lambda_{P\%}}{\Phi_{0,8}} \cdot F, \quad (3.33)$$

где $q_{10\%}$ – модуль максимального срочного расхода воды ежегодной вероятности превышения $P = 10\%$, определяется интерполяцией между данными наблюдений соседних гидрологически изученных рек в исследуемом районе или по карте, приведенной в ПП к СНиП 2.01.14 и литературе [1–4];

$\lambda_{P\%}$ – переходный коэффициент от максимальных срочных расходов воды ежегодной вероятностью превышения $P = 10\%$ к значениям другой вероятности превышения $P < 25\%$; назначают по данным гидрологически изученных рек в исследуемом районе на основе установления соотношения (3.34), или по значениям, приведенным в приложениях ТКП 45-3.04-168-2009, или вычисляются по формуле

$$\lambda_{P\%} = \frac{Q_{P\%}}{Q_{10\%}}. \quad (3.34)$$

Другие методы расчета максимальных расходов воды дождевых паводков подробно приведены в ТКП 45-3.04-168-2009 и руководстве по определению гидрологических характеристик [1–4].

3.12. Расчет минимальных расходов воды рек

В зависимости от степени изученности реки расчетные характеристики минимального стока могут быть установлены или непосредственно по наблюдаемым данным, или при их отсутствии или недостаточности способами приближенной оценки.

Расчетные минимальные расходы воды рек определяются для зимнего и летне-осеннего сезонов; они включают следующие характеристики: минимальный среднесуточный расход, минимальный среднемесячный расход за календарный месяц или за 30 дней с наименьшим стоком.

За зимний период принимается интервал времени от начала появления на реке ледовых явлений до начала весеннего половодья, а за летне-осенний – от конца весеннего половодья до начала ледовых явлений. При отсутствии ледовых явлений на реке за зимний период принимается время от средней даты устойчивого перехода температуры воздуха через $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ в сторону понижения до начала весеннего половодья.

Если в качестве расчетного принимается минимальный расход за 30 дней с наименьшим стоком, его рекомендуется определять следующим образом. Производят построение гидрографа стока исследуемой реки за каждый год за весь период наблюдений; на гидрографе определяется участок с наименьшими расходами воды в данном периоде продолжительностью 30 дней и по таблицам ежедневных расходов производится подсчет среднего расхода воды за выбранный период. Минимальные 30-дневные расходы всегда меньше или равны среднемесячным календарным расходам воды.

При наличии наблюдений минимальные расходы воды расчетной обеспеченности рекомендуется определять по биноминальным кривым обеспеченности или кривым трехпараметрического гамма-распределения. Параметры кривых обеспеченности $Q_{\min 0}$, C_V , C_S вычисляются так же, как и для годового стока.

В случае необходимости для приведения параметров кривой обеспеченности к многолетнему периоду следует использовать связи

между одновременно наблюдаемыми минимальными расходами воды в данном створе и расходами воды в других створах данной реки или реки-аналога с длинным периодом наблюдений.

При отсутствии гидрометрических наблюдений минимальные среднемесячные (30-дневные) расходы воды можно определить по картам изолиний (приложения к ТКП 45-3.04-168-2009) аналогично определению нормы годового стока. Для этого необходимо определить район, в котором расположен водосбор реки, и для его центра снять путем интерполяции между изолиниями минимальный 30-дневный сток 80 %-й обеспеченности.

Для перехода от значения минимального 30-дневного расхода 80 %-й обеспеченности к другой обеспеченности определены переходные коэффициенты, значения которых мало изменяются по районам:

Обеспеченность P , %	75	80	85	90	95	97
Переходный коэффициент	1,04	1,00	0,93–0,94	0,70–0,87	0,60–0,80	0,45–0,75

4. КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О РЕЧНЫХ НАНОСАХ И РУСЛОВЫХ ПРОЦЕССАХ

4.1. Работа рек. Характеристика наносов

Вода, стекающая по земной поверхности под действием силы тяжести, обладает определенной потенциальной энергией и непрерывно производит работу, которая зависит от скорости движения и от переносимых масс воды. Количество работы, совершаемой рекой, равно произведению веса стекающей воды на высоту падения.

Речные потоки при своем движении расходуют часть энергии на внутреннее трение частиц воды между собой, преодоление сопротивления в русле, на взвешивание твердых частиц, их транспортирование, истирание и т. д. Твердые частицы, которые переносятся потоком и формируют русловые и пойменные отложения рек, называются речными наносами.

Речные наносы образуются в результате поступления в поток продуктов разрушения горных пород и прикрывающих их почв под влиянием физико-химических процессов (выветривания), силы тяжести и воздействия воды и ветра (эрозии). Различают эрозию склоновую и русловую. Под склоновой эрозией понимается процесс разрушения горных пород и почв под воздействием стекающих атмосферных осадков. Склоновая эрозия разделяется на плоскостной смыв и овражную. Термин «плоскостной смыв» понимают в том смысле, что возникающая временная сеть ручейков очень густа, непостоянна и осуществляет вынос продуктов разрушения одновременно со всей площади ее распространения. К овражному типу склоновой эрозии относят размывы концентрированными потоками воды, которые не могут быть сглажены в процессе обычной обработки почвы.

Русловой эрозией называется процесс углубления (глубинная эрозия) или перемещения русла в плане (боковая эрозия). Русловой процесс представляет собой единство двух взаимно противоположных явлений: взвешивания (эрозия) и осаднения (аккумуляция) наносов. В результате этих явлений, обусловленных действием текущей воды, происходят изменения морфологического строения русла и поймы. Эрозия более ярко проявляется в верховьях рек, где уклоны свободной поверхности и скорости течения потока обычно значительны. На этих участках эрозия преобладает над аккумуляцией.

В среднем течении речные русла обычно находятся в состоянии относительного динамического равновесия: эрозия отдельных участков компенсируется аккумуляцией на смежных участках. В нижней части эрозия проявляется в меньшей степени; здесь из-за малых уклонов свободных поверхностей и скоростей течения преобладает аккумуляция наносов.

В зависимости от характера транспортирования водами рек речные наносы делят на взвешенные и донные (влекомые). Такое деление является несколько условным, так как одни и те же наносы по мере изменения величины скорости потока и его глубины могут переходить из состояния влечения во взвешенное состояние и наоборот. При изменении вида движения наносов резко меняется скорость их перемещения. Средняя скорость перемещения взвешенных наносов приблизительно равна средней скорости движения потока, измеряющейся метрами в секунду; средняя же скорость перемещения влекомых наносов обычно на несколько порядков меньше и определяется скоростью перемещения крупных песчаных образований в русле (метры в год).

Режим перемещения наносов нестационарен; на его развитие в пределах реки определяющее влияние оказывают непрерывно меняющиеся гидрологические условия. Количество взвешенных веществ – наносов в единице объема смеси воды с наносами – называется **мутностью воды**. Мутность выражается в весовых единицах (г/л, г/м³) или в объемных (м³ твердых веществ, м³ смеси воды и наносов). Если объем пробы речной воды составляет V , а вес наносов P , то мутность ρ выражается формулой

$$\rho = \frac{P}{V}. \quad (4.1)$$

Мутность речных вод значительно меняется по живому сечению потока, по его длине и во времени. Наибольшая мутность в живом сечении потока наблюдается обычно у дна и берегов. В большинстве случаев количество наносов, переносимое потоком, возрастает от истока к устью. В течение года мутность рек изменяется в довольно широких пределах, причем наибольшая мутность равнинных рек наблюдается в период весеннего половодья (период интен-

сивного поверхностного стока), наименьшая – в зимний период (только подземный сток).

Количество переносимых потоком в реке наносов через определенный створ речного русла в единицу времени называется **расходом наносов** и измеряется в кг/с, т/с или м³/с. **Расход взвешенных наносов r** может быть определен по формуле

$$r = \rho Q, \quad (4.2)$$

где ρ – мутность воды;

Q – расход воды в интересующем створе.

Суммарное количество переносимых рекой взвешенных и влекомых наносов S за какой-либо промежуток времени (месяц, сезон, год) называется **стоком наносов или твердым стоком**. Он может быть определен по формуле

$$S = (r + q)T, \quad (4.3)$$

где r – расход взвешенных наносов;

q – расход влекомых наносов.

Речные наносы встречаются различной формы и крупности, однако большинство частиц по форме близко к шарообразным. Важнейшей характеристикой наносов является их геометрическая крупность, т. е. средняя величина диаметра шара d , равновеликого действительному объему частиц W_r :

$$d = \sqrt[3]{\frac{4W_r}{\pi}}. \quad (4.4)$$

Все речные наносы близки по минералогическому происхождению, поэтому удельный вес наносов на различных участках рек и отдельных реках изменяется в относительно небольших пределах. Геометрическая крупность является одновременно характеристикой веса частицы, т. е. силы, удерживающей частицу на дне при ее взвешивании потоком, а также силы, обуславливающей скорость ее выпадения из потока при аккумуляции.

Другой характеристикой процесса взвешивания и аккумуляции наносов является скорость выпадения частиц в спокойной воде, которая называется гидравлической крупностью.

Гидравлическая крупность мелких наносов (до 1,5 мм), слагающих русла большинства рек Республики Беларусь, зависит не только от их веса (геометрической крупности), но и от вязкости потока. Связано это с тем, что частицы различной крупности при своем выпадении находятся в различных режимах их обтекания жидкостью. При падении частиц диаметром менее 0,15 мм наблюдается ламинарный режим; при падении же частиц диаметром более 1,5 мм имеем турбулентный режим. Частицы диаметром от 0,15 до 1,5 мм выпадают в переходном режиме.

При ламинарном режиме сила сопротивления потока падению частиц пропорциональна первой степени скорости, при турбулентном – квадрату скорости. Если имеем переходный режим, то величина силы сопротивления пропорциональна скорости в степени, возрастающей по мере увеличения крупности частиц от 1 до 2.

Некоторые значения величины гидравлической крупности частиц различных размеров со средним удельным весом наносов приведены в табл. 4.1.

Таблица 4.1

Значения гидравлической крупности частиц при их различных диаметрах, мм/с

Температура, °С	Диаметры частиц, мм								
	0,01	0,05	0,10	0,25	0,5	1	2	5	10
5	0,042	1,07	4,1	19,0	48,0	100,0	184	294	420
10	0,049	1,24	4,8	21,4	52,6	106,3	184	294	420
20	0,064	1,60	6,0	25,9	58,8	116,6	184	294	420

Как взвешенные, так и влекомые наносы под действием потока воды непрерывно передвигаются в русле. При этом наблюдается сложное взаимодействие потока с руслом.

4.2. Взаимодействие между потоком и руслом

Под действием текущей воды постоянно происходит изменение морфологического строения речного русла, происходит русловой процесс в размывах русла, переносах и аккумуляции наносов.

В соответствии с типизацией, предложенной Н. Е. Кондратьевым и И. В. Поповым, выделяются следующие типы русловых процессов: ленточногрядовый, побочный, осередковый, а также ограниченного, свободного и незавершенного меандрирования. Реальные реки могут сочетать морфологические элементы смежных типов.

При **ленточногрядовом** (рис. 4.1) типе руслового процесса основные переформирования русла выражаются в сползании по нему крупных одиночных песчаных гряд, занимающих всю ширину русла. Скорость сползания этих гряд, называемых ленточными, нередко составляет 200–300 м/год. Длина гряд обычно равна 6–8 ширинам русла, высота 1,5–2 м и более. Плановые деформации русла почти не наблюдаются.

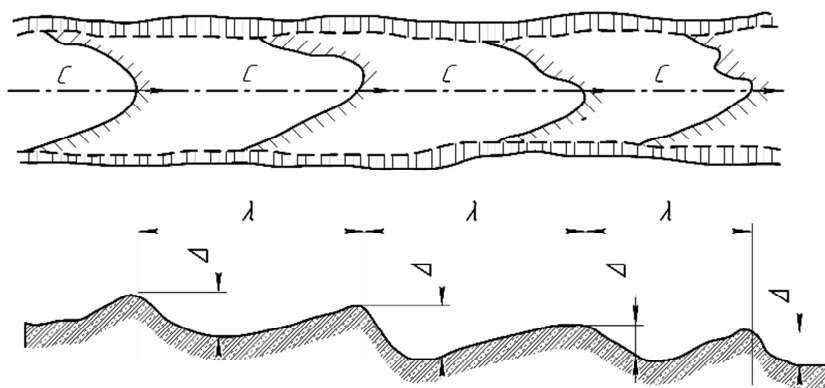


Рис. 4.1. Ленточногрядовый тип руслового процесса:
 λ – длина гряды; Δ – высота гряды; c – скорость перемещения гряды

Сползая по руслу, гряды вызывают местные периодические изменения отметок дна. Повышение отметок дна при наполнении гребня идет быстрее, чем их понижение, так как тыловой откос значительно короче лобового. Наибольших размеров и скоростей сползания гряды достигают при больших половодьях. В межень в зависимости от водного режима потока, особенностей донных наносов, состава и размеров гряды их движение может приостанавливаться, они могут медленно сползать или полностью срабатываться.

Ленточногрядовый тип руслового процесса встречается на участках рек, в пределах которых отсутствует пойма, а в русле реки имеются песчаные грунты.

При **побочневом** типе руслового процесса (рис. 4.2) в период половодья гребни сползающих гряд в плане имеют перекося относительно берегов, причем направление перекося в смежных грядах закономерно чередуется. В данном случае выделяют две системы гряд – правобережные и левобережные. В межень наиболее повышенные участки гряды обсыхают, образуя песчаные побочни, прилегающие к берегам в шахматном порядке и ограничивающие межненное русло извилистой формы. Пониженная часть гряды, оставшаяся под водой в течение всей межени, постепенно размывается и образует гребень переката; отложение материалов размыва происходит в плесовой ложине.

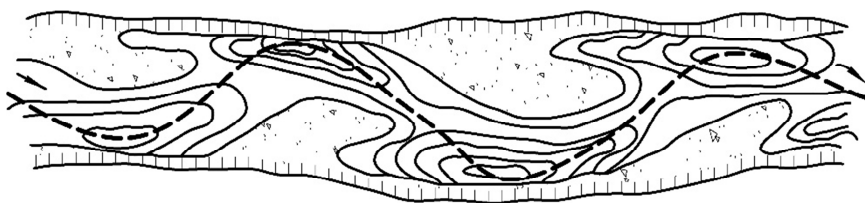


Рис. 4.2. Побочневый тип руслового процесса

Плановые деформации русла отсутствуют или практически невелики. На реках этого типа пойма не образуется.

Побочневый тип руслового процесса встречается на участках, где малая извилистость реки совпадает с извилистостью долины или где река прижата к коренному берегу долины; этот тип процесса развивается и на спрямленных участках реки.

Осередковый тип руслового процесса (рис. 4.3) развивается в условиях большой перегрузки реки влекомыми наносами. Такие условия наблюдаются на участках выхода рек из гор на равнины или в дельтовых участках равнинных рек. На этих участках река вырабатывает широкое распластанное русло, обладающее повышенной транспортирующей способностью, по которому беспорядочно движутся ряды крупных разобщенных гряд. В межень эти гряды обсыхают и образуют разбросанные по всей ширине русла осередки. При длительной межени обсохшая поверхность осередков может закрепляться растительностью, и они превращаются в острова.

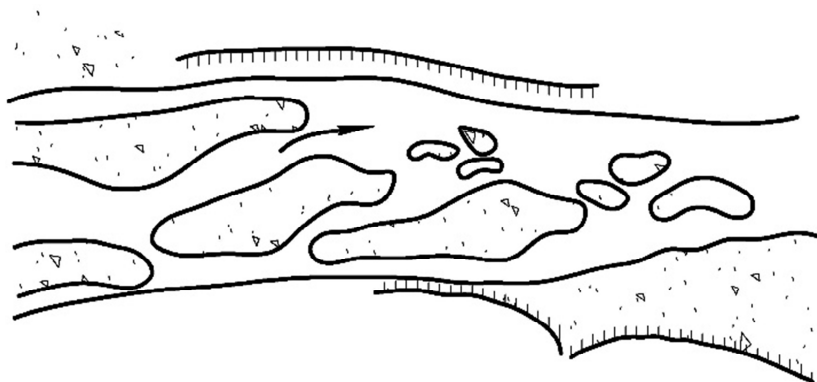


Рис. 4.3. Осередковый тип руслового процесса

В образовавшихся таким образом потоках может начать развиваться русловой процесс другого типа. Некоторые из них начнут меандрировать, на других возможно развитие ленточногрядового или побочного типов руслового процесса.

Для оценки степени устойчивости речного русла различным деформациям в гидрологии пользуются коэффициентом устойчивости по М. А. Великанову. Он определяется

$$a = \frac{gd}{v^2}, \quad (4.5)$$

где g – ускорение свободного падения, м/с²;

d – средний диаметр частиц грунта, слагающих русло, м;

v – средняя скорость течения потока, м/с.

Для устойчивых русел коэффициент устойчивости Великанова составляет 6–7. При увеличении скорости течения или уменьшении диаметра частиц грунта коэффициент a уменьшается.

М. А. Великановым была разработана классификация речных русел по степени их устойчивости, и все реки разделены на пять категорий:

1. Реки наибольшей устойчивости, протекающие в относительно неразмываемых грунтах, с ничтожным количеством наносов и слабым влечением их по дну (реки Енисей, Томь, Свирь, Нева и др.).

2. Реки устойчивые, в руслах которых углубление и наращивание осуществляются периодически в одних и тех же местах, не вызывая существенных необратимых изменений формы русла (реки Волга, Обь и др.).

3. Реки малой устойчивости, меняющие в результате деформаций лишь глубину по ширине и длине русла, но сохраняющие в основном свое очертание в плане (реки Ветлуга, Десна и др.).

4. Реки наименьшей устойчивости, меняющие в паводки не только глубину русла, но и очертание в плане (реки Сырдарья, Амударья, Зеравшан и др.).

5. Реки с селевыми потоками, которые могут менять свое русло со скоростью движения селевого потока.

4.3. Речные пороги

Различные сочетания русловых образований – извилин, островов, осередков, побочней – приводят к образованию аллювиальных отложений в меженном русле, называемых порогами.

Причины образования речных порогов могут быть самые разнообразные, но общей причиной следует считать уменьшение транспортирующей способности потока. Пороги возникают обычно в местах расширения меженного русла, на прямолинейных участках меандрирующих рек при изменениях знака кривизны русла в плане, на участках пересечения русла пойменным потоком, в районах впадения притоков, выше крутых поворотов меженного русла или в районах крупных выносов из оврагов и др. Пороги, образующиеся на равнинных реках, могут иметь самые разнообразные формы, но в них обычно различают определенные детали рельефа (рис. 4.4).

Пороги, у которых напорный скат гребня плавно переходит в тыловую без образования резко выраженного подвала, называют перевалом. Порог, по которому переход от верхней плесовой ложбины в нижнюю осуществляется плавно, без резких искривлений фарватера, называют хорошим (нормальным). Порог, по которому такой переход осуществляется с наличием резких изменений в направлении фарватера, называют сдвинутым (плохим). Пороги, ограничивающие лесосплав, судоходство на каком-либо участке реки, называются лимитирующими.

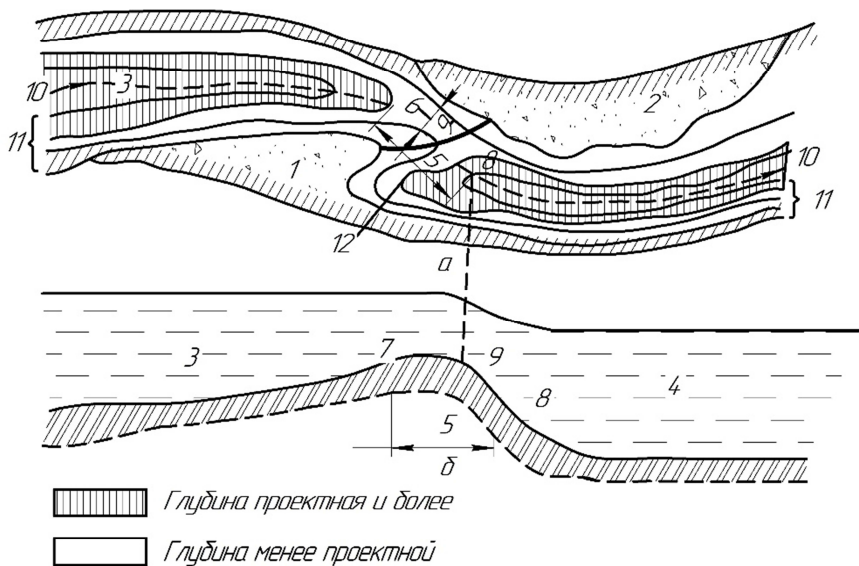


Рис. 4.4. Общая схема переката:

- a* – план; *б* – продольный профиль по фарватеру; 1 – верхняя коса (пески);
 2 – нижняя коса (пески); 3 – верхняя плесовая лощина; 4 – нижняя плесовая лощина;
 5 – седловина; 6 – корыто; 7 – напорный скат; 8 – подвалье; 9 – гребень (вал);
 10 – фарватер; 11 – зобаты; 12 – затонская часть нижней плесовой лощины

4.4. Особенности руслового режима зарегулированных рек

Гидротехнические сооружения, создавая подпоры, уменьшают скорость течения реки, поэтому наносы, которые в естественных условиях переносились рекой во взвешенном и влекомом состоянии, осаждаются в чаше водохранилища.

Процесс отложения наносов в водохранилищах зависит от расхода и крупности переносимых рекой наносов, высоты создаваемого плотиной подпора, проточности водохранилища и степени устойчивости его берегов в отношении размыва и обрушения. На заиление мелководной части водохранилищ оказывает также влияние зарастание их водной растительностью.

На равнинных реках при малом содержании в них наносов заиление водохранилищ происходит медленно, и они могут служить

долгие годы. В водохранилищах, через которые пропускаются паводки без существенного подпора, отложение наносов незначительно и не превышает 10–20 % их годового стока. Мало подвержены заилению небольшие водохранилища, устраиваемые в руслах рек с небольшим напором (порядка 2–5 м). В период паводков плотины таких водохранилищ затапливаются, скорости значительно увеличиваются и происходит смыв отложившихся наносов. На горных реках водохранилища заиливаются очень быстро.

Осаждение наносов в водохранилищах происходит после того, как речной поток попадает в зону подпора. В верхней части водохранилища задерживаются более крупные влекомые наносы, а взвешенные проникают дальше и по мере уменьшения скоростей течения откладываются в нижней части водохранилища.

Количество наносов, отлагающихся в водохранилище, составляет часть твердого стока реки. В глубоких водохранилищах озерного типа отложение наносов в первые годы составляет 90–95 % и более твердого стока, а по мере заиления водохранилища процент отложения наносов уменьшается. В русловых водохранилищах с малым регулированием стока отложение наносов составляет 20–40 % их годового стока.

Зная годовой сток наносов и вместимость водохранилища, определяют продолжительность заиления водохранилища и предусматривают меры, обеспечивающие их нормальную эксплуатацию.

ЛИТЕРАТУРА

1. Расчетные гидрологические характеристики. Порядок определения: ТКП 45-3.04-168-2009 (02250). – Минск, 2010. – 56 с.
2. Определение гидрологических характеристик: пособие П1-98 к СНиП 2.01.14-83. – Минск, 2000. – 174 с.
3. Пособие по определению расчетных гидрологических характеристик. – Л., 1984. – 448 с.
4. Определение расчетных гидрологических характеристик: СНиП 2.01.14-83. – М., 1983. – 36 с.
5. Методические рекомендации по учету влияния хозяйственной деятельности на сток малых рек при гидрологических расчетах для водохозяйственного проектирования. – Л.: Гидрометеиздат, 1986. – 166 с.
6. Методические указания по оценке влияния хозяйственной деятельности на сток средних и больших рек и восстановлению его характеристик. – Л.: Гидрометеиздат, 1986. – 78 с.
7. Методы изучения и расчета водного баланса. – Л.: Гидрометеиздат, 1981. – 398 с.
8. Рождественский, А. В. Статистические методы в гидрологии / А. В. Рождественский, А. И. Чеботарев. – Л.: Гидрометеиздат, 1974. – 424 с.
9. Рождественский, А. В. Оценка точности кривых распределения гидрологических характеристик / А. В. Рождественский. – Л.: Гидрометеиздат, 1977. – 268 с.
10. Федотов, Г. А. Дорожные переходы через водотоки: учебное пособие / Г. А. Федотов. – Москва: ИНФРА-М, 2017. – 518 с.
11. Карасев, Н. Ф. Гидрометрия / Н. Ф. Карасев. – Л.: Гидрометеиздат, 1991. – 375 с.
12. Парахневич, В. Т. Гидравлика, гидрология, гидрометрия водотоков: учебное пособие / В. Т. Парахневич. – Минск: Новое знание; Москва: Инфра-М, 2016. – 367 с.
13. Базыленко, Г. М. Основы гидрологических расчетов: учебное пособие / Г. М. Базыленко. – Минск: НПООО «Пион», 2001. – 144 с.
14. Евстигнеев, В. М. Речной сток и гидрологические расчеты: учебник / В. М. Евстигнеев. – М.: Изд-во МГУ, 1990. – 304 с.: ил.

15. Расчет и построение кривых обеспеченностей расходов воды рек: методические указания / сост. В. Н. Юхновец. – Минск: БНТУ, 2009. – 50 с.: ил.
16. Гидрологические расчеты: методические указания / сост. В. Н. Юхновец. – Минск: БНТУ, 2015. – 99 с.: ил., табл.
17. Гидрология: практикум / сост.: И. М. Шаталов, В. Н. Юхновец, М. М. Михновец. – Минск: БНТУ, 2019. – 43 с.
18. Практическая гидрометрия: пособие / И. М. Шаталов [и др.]. – Минск: БНТУ, 2020. – 104 с.

Содержание

ВВЕДЕНИЕ	3
1. СВЕДЕНИЯ ИЗ МЕТЕОРОЛОГИИ	4
1.1. Понятия об атмосфере.....	4
1.2. Основные метеорологические элементы	5
1.3. Приборы для измерения метеорологических элементов.....	13
1.4. Метеорологические станции	14
2. ПРОИСХОЖДЕНИЕ И ПИТАНИЕ РЕК	15
2.1. Круговорот воды в природе. Уравнение водного баланса ...	15
2.2. Речные долины, реки, речные системы.....	18
2.3. Речной бассейн	23
2.4. Речное русло	25
2.5. Поперечное сечение русла.....	26
2.6. Продольный профиль.....	28
2.7. Режим рек и зависимость его от питания.....	29
2.8. Режим озер и водохранилищ	30
2.9. Режим уровней и расходов	33
2.10. Зимний режим рек	36
3. РЕЧНОЙ СТОК.....	37
3.1. Речной сток и определяющие его факторы.....	37
3.2. Единицы измерения стока	39
3.3. Определение нормы стока при наличии гидрометрических наблюдений достаточной длительности	41
3.4. Определение нормы стока при наличии наблюдений за короткий период.....	43
3.5. Определение нормы стока при отсутствии гидрометрических наблюдений	44
3.6. Колебания годового стока	45
3.7. Теоретические кривые обеспеченности	50
3.8. Расчет колебаний годового стока при отсутствии наблюдений.....	55
3.9. Расчет максимальных расходов талых вод при наличии гидрометрических наблюдений	57
3.10. Расчет максимальных расходов талых вод при отсутствии гидрометрических наблюдений	58
3.11. Расчет максимальных расходов воды дождевых паводков при отсутствии гидрометрических наблюдений	59

3.12. Расчет минимальных расходов воды рек	62
4. КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О РЕЧНЫХ НАНОСАХ И РУСЛОВЫХ ПРОЦЕССАХ.....	64
4.1. Работа рек. Характеристика наносов.....	64
4.2. Взаимодействие между потоком и руслом	67
4.3. Речные перекаты.....	71
4.4. Особенности руслового режима зарегулированных рек	72
ЛИТЕРАТУРА	74

Учебное издание

КАЧАНОВ Игорь Владимирович
ВИШНЯКОВ Николай Васильевич
ШАТАЛОВ Игорь Михайлович и др.

**ГИДРАВЛИКА, ГИДРОЛОГИЯ, ГИДРОМЕТРИЯ ВОДОТОКОВ
(РАЗДЕЛ «ГИДРОЛОГИЯ»)**

Учебно-методическое пособие
для студентов специальности
1-70 03 02 «Мосты, транспортные тоннели
и метрополитены»

Редактор *А. С. Мокрушников*
Компьютерная верстка *Н. А. Школьниковой*

Подписано в печать 02.07.2021. Формат 60×84 ¹/₁₆. Бумага офсетная. Ризография.
Усл. печ. л. 4,53. Уч.-изд. л. 3,55. Тираж 100. Заказ 177.

Издатель и полиграфическое исполнение: Белорусский национальный технический университет.
Свидетельство о государственной регистрации издателя, изготовителя, распространителя
печатных изданий № 1/173 от 12.02.2014. Пр. Независимости, 65. 220013, г. Минск.