

Оглавление

Лекция 1 – Основные виды энергоресурсов. Предмет и задачи метеорологии	3
Основные виды энергоресурсов	3
Предмет и задачи метеорологии	3
Основные направления метеорологии	5
Организация системы наблюдений и контроля за состоянием природной среды	6
Принципы построения гидрометеорологической сети. Основные метеорологические элементы	7
Лекция 2 – Основы гидрографии рек.....	9
Речная система и гидрографическая сеть	9
Характеристики речной системы	9
Речной бассейн	11
Продольный профиль реки	13
Поперечный профиль реки	16
Морфометрические характеристики поперечного профиля русла реки	17
Лекция 3 – Параметры речного стока.....	18
Лекция 4 – Факторы формирования речного стока.....	20
Климатические факторы и годовой сток	20
Основные предпосылки к выявлению механизма процессов стока	24
Лекция 5 – Основы гидрометрии.....	28
Определение речного стока по результатам гидрометрических измерений	28
Измерение уровней воды	28
Измерение скоростей течения воды	29
Определение расходов воды	31
Зависимость между расходами и уровнями воды	34
Лекция 6 – Твёрдый сток.....	36
Лекция 7 – Взвешенные и донные наносы.....	39
Условия взвешивания. Мутность потока и ее распределение по живому сечению реки	39
Расход и сток взвешенных наносов	40
Движение донных наносов	42
Расход донных наносов	45
Сток растворенных веществ	45
Селевые потоки	47
Лекция 8 – Статистические характеристики речного стока.....	48
Гидрографы речного стока	48

Статистические характеристики речного стока	50
Особенности построения графиков продолжительности и частоты для дискретной исходной информации	51
Лекция 9 – Водохранилища, их типы, назначение и основные характеристики.....	52
Определение водохранилища	52
Классификации водоёмов	52
Основные параметры и характеристики водохранилища	53
Положительные и отрицательные явления при создании водохранилища ..	54
Лекция 10 – Гидрологический режим водохранилищ.....	55
Особенности уровенного режима в водохранилищах	55
Заиление водохранилищ	56
Термический и ледовый режим водохранилищ	57
Определение потерь воды из водохранилища	57
Лекция 11 – Гидрологические расчёты.....	59
Задачи гидрологических расчетов	59
Особенности применения закона распределения вероятностей в гидрологических расчётах	60
Построение кривых обеспеченности	62
Параметры теоретической кривой обеспеченности	62
Методы обоснования параметров теоретической кривой обеспеченности .	63
Построение эмпирической кривой обеспеченности	66
Преимущества и недостатки ТКО и ЭКО	69
Влияние параметров Q_0, C_s, C_v на кривые обеспеченности.	70
Лекция 12 – Годовой сток.....	72
Лекция 13 – Внутригодовое распределение стока. Метод компоновки.....	75
Лекция 14 – Внутригодовое распределение стока. Метод реального года .	76

Лекция 1 – Основные виды энергоресурсов. Предмет и задачи метеорологии

Основные виды энергоресурсов

Энергоресурсами называются природные источники энергии. Все энергоресурсы делятся на два вида:

- 1) Возобновляемые;
- 2) Невозобновляемые.

Возобновляемые энергоресурсами называются энергоресурсы, которые могут быть получены без участия человека и после их использования восстанавливаются.

К возобновляемым источникам относятся:

- Энергия воды – гидроресурсы;
- Энергия ветра – ветроресурсы;
- Энергия Солнца – солнечная радиация.

К невозобновляемым источникам относятся:

- Органические виды: газ, уголь, нефть, торф и др.;
- Неорганические виды: радиоактивные вещества с большими атомными весами U^{235} , U^{238} .

Энергоресурсы используются для получения тепловой и электрической энергии с помощью энергетических установок (рис. 1.1).

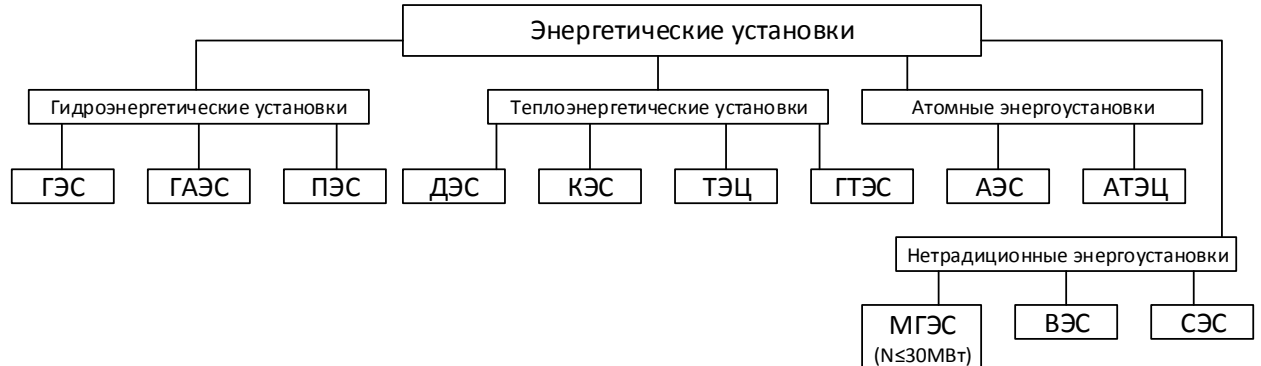


Рисунок 1.1 – Структурная энергетических установок

Предмет и задачи метеорологии

Метеорология – наука об атмосфере, изучающая её состав, свойства и протекающие в ней физические и химические процессы.

Метеорология составляет часть более общей науки – геофизики, которая изучает явления и процессы, происходящие в атмосфере, на поверхности суши и в толще почвогрунтов (рис.1.2).



Рис.1.1.2. Структурная схема науки – геофизики

Основные задачи метеорологии:

- 1) Изучение всех физических и химических процессов и явлений, происходящих в атмосфере;
- 2) Изучение закономерностей, по которым эти процессы и явления происходят;
- 3) Прогнозирование наступления и развития атмосферных процессов и явлений;
- 4) Организация системы наблюдений за атмосферными явлениями и процессами;
- 5) Разработка методов управления процессами, происходящими в атмосфере;
- 6) Использование результатов метеорологической информации в отраслях народного хозяйства, прежде всего в авиации, для морского, железнодорожного и автомобильного транспорта, при проектировании и строительстве различных ответственных сооружений (линий электропередач, зданий, водохранилищ, газопроводов и электростанций).

В прямой и непосредственной зависимости от метеорологии информации находится сельскохозяйственное производство.

Перечисленные основные задачи метеорологии базируются на решении следующих конкретных, отдельных задач или подзадач:

- 1) Изучение основных характеристик атмосферы: состава, вертикального расслоения, горизонтальной неоднородности, атмосферного давления и др.;
- 2) Изучение солнечной, земной и атмосферной радиации: потоки солнечной энергии в атмосфере, спектр солнечной радиации, приход и расход солнечной энергии;
- 3) Тепловой режим почвы и водоёмов: нагревание и охлаждение почвы, суточный и годовой ход температуры поверхности почвы, изменение температуры почвы с глубиной, температурный режим водоёмов;
- 4) Тепловой режим атмосферы: нагревание и охлаждение воздуха, суточные и годовые колебания температуры, влияние растительного покрова, географическое распределение температуры приземного слоя атмосферы, изменение температуры по высоте, адиабатические процессы в атмосфере;
- 5) Водяной пар в атмосфере: испарение, влажность, конденсация водяного пара, образование различных видов и разновидностей облаков;

- 6) Образование атмосферных осадков: разновидность осадков и их характеристики, распределение осадков по земной поверхности;
- 7) Воздушные течения в атмосфере: изменение скорости и направления ветра, влияние препятствий на ветер, изменение скорости и направления ветра по высоте;
- 8) Оптические явления и электрические процессы в атмосфере: рассеяние поглощение света, дальность видимости, преломление и отражение света в атмосфере, электрическое поле и электрическая проводимость атмосферы, грозное электричество;
- 9) Звуковые явления в атмосфере: скорость звука, преломление и отражение звука, ослабление звука в атмосфере.

Основные направления метеорологии

Поскольку метеорология решает очень большой круг задач, то она подразделяется на несколько отдельных направлений.

Синоптическая метеорология – направление метеорологии, которое изучает закономерности развития атмосферных процессов, определяющих условия погоды, и разрабатываются методы её прогноза.

Погодой называется состояние атмосферы и совокупность наблюдаемых в ней в данный момент явлений.

Климатология – направление метеорологии, которое изучает условия и закономерности формирования климата, распределение по земному шару и изменение климата во времени.

Климатом данной местности называется режим погоды, характерный для этой местности в многолетнем разрезе и обусловленный солнечной радиацией, характером подстилающей поверхности (поверхность, на которую направлена солнечная радиация) и циркуляцией атмосферы.

Неоднородность подстилающей поверхности определяет различный климат. Изучением особенностей климата, связанных с неоднородностью подстилающей поверхности, занимается микроклиматология.

Актинометрия – направление метеорологии, которое изучает солнечное, земное и атмосферное излучение в условиях атмосферы.

Физика атмосферы – направление метеорологии, которое изучает физические закономерности процессов и явлений, происходящих в приземном, то есть нижних слоях атмосферы, в свободной атмосфере (аэрология) и в верхних слоях атмосферы.

Иногда актинометрию относят к физике атмосферы. Физика атмосферы подразделяется на атмосферную оптику, атмосферное электричество и атмосферную акустику.

Динамическая метеорология – направление метеорологии, которое изучает динамику атмосферы (движение) и связанные с ней преобразования энергии на основе законов гидромеханики и термодинамики.

Одной из важных задач этого направления является разработка математических моделей атмосферных процессов для составления прогнозов погоды, исследования экологии окружающей среды, изменений климатических явлений.

Прикладная метеорология – направление метеорологии, которое изучает влияние различных метеорологических процессов на функционирование различных отраслей народного хозяйства.

Различают сельскохозяйственную метеорологию (агрометеорология), медицинскую метеорологию (биометеорология), авиационную метеорологию и др.

Организация системы наблюдений и контроля за состоянием природной среды

Основным методом исследования в метеорологии является наблюдение или мониторинг.

Полученные результаты наблюдений обрабатываются и обобщаются с помощью методов математической статистики и теории вероятностей.

Государственная система наблюдений и контроля за состоянием природной среды (ГСКП) осуществляет весь комплекс работ по производству наблюдений, сбору, обработке информации, составлению прогнозов и передаче информации потребителю.

ГСКП состоит, таким образом, из 4 систем:

- 1) Система получения информации (система наблюдений, мониторинга);
- 2) Система сбора и распространения информации в другие подсистемы (система связи);
- 3) Система обработки и обобщения информации (составление прогноза, предупреждений для чрезвычайных условий и др.);
- 4) Система передачи информации потребителю.

Основной системой является система получения информации, которая состоит из двух подсистем: наземной и космической (спутниковой).

Наземная подсистема представляет собой разветвленную гидрометеорологическую сеть, которая базируется на трех видах источников информации: гидрометеорологические обсерватории, гидрометеорологические станции, гидрометеорологические посты.

Гидрометеорологические обсерватории – это научно-исследовательский комплекс, где помимо общеметеорологических наблюдений, проводятся научно-исследовательские работы по специальным проблемам метеорологии.

Основными источниками информации служат гидрометеостанции и посты.

Таким образом, гидрометеорологическая сеть представляет собой совокупность гидрометеостанций и постов, на которых проводятся систематические наблюдения за состоянием атмосферы и водных акваторий суши, включая моря, включая уровень загрязнения природной среды, то есть с учетом экологических аспектов окружающей среды.

Гидрометеорологическая сеть подразделяется на основную (или опорную) и специальную.

Основная сеть состоит из опорных гидрометеостанций и постов, служащих для систематического получения основной информации о состоянии окружающей среды с необходимой полнотой и точностью с учетом изменения во времени.

Специальные станции и посты организуются для обеспечения информацией отдельных отраслей, поэтому носят ведомственный характер, хотя входят в общую гидрометеосеть, например, гидрометеостанций и посты имеются в системе таких ведомств или акционерных обществ, как Министерство топлива и энергетики, путей сообщения, сельского хозяйства и др.

Все станции и посты подразделяются на метеорологические и гидрологические.

Метеорологические станции и посты являются по-своему характеру материковыми и на них ведутся в качестве основных метеорологические наблюдения, а в качестве второстепенных – частично гидрологические.

Гидрологические станции и посты расположены на водных акваториях и на них ведутся в качестве основных гидрологические наблюдения, а в качестве второстепенных – частично метеорологические.

Принципы построения гидрометеорологической сети. Основные метеорологические элементы

Гидрометрическая сеть должна быть построена рационально. Это означает, что количество постов и станций и их место расположения должно быть такое, чтобы можно было вычислить для любого пункта данной территории значение каждого метеорологического элемента с необходимой точностью.

Точность определения каждого метеорологического элемента в данном пункте зависит от расстояния между ближайшими станциями и от изменчивости данного элемента по территории и во времени.

В горных районах изменчивость дополнительно зависит от высоты местности, характера рельефа, расположения склонов, что требует более плотной сети расположения станций и постов.

Основными метеорологическими элементами называется комплекс качественных и количественных характеристик, с помощью которых можно охарактеризовать состояние атмосферы и происходящие в ней процессы.

Основными метеорологическими элементами являются следующие показатели: солнечная радиация, температура воздуха и почвы, атмосферное давление, скорость и направление ветра, испарение и влажность воздуха, облачность, видимость, погодные явления или климатические процессы (осадки, атмосферные явления – метели, туманы, грозы и т. д.)

Все перечисленные метеозаписи по степени изменчивости в пространстве можно разделить на две группы.

К первой группе относятся метеозаписи, для определения которых с достаточной степенью точности, расстояние между станциями допустимо

в пределах 60–70 км. Это – солнечная радиация, температура воздуха и почвы, ветер, испарение и влажность воздуха, облачность.

Ко второй группе относятся метеозлементы, которые для их достаточно достоверного определения требуют выдерживать расстояние между станциями не более 25–30 км, а в горных районах – 10–15 км. Это – метеозлементы, связанные с погодными явлениями и видимостью (осадки, атмосферные явления: туманы, грозы, снежный покров и др.).

В течение суток для определения суточного хода изменения метеозлементов установлены определенные сроки наблюдений и измерений – 8 раз для станций и 2 раза для постов.

Оптимальным расстоянием между станциями с учетом особенностей гидрометеорологической сети и ее экономической эффективности является для обжитых районов в среднем 60–70 км (одна станция на 3,5–5 тыс. кв. км). В необжитых районах – 100–150 км.

Для определения оптимальных расстояний между конкретными станциями и постами наблюдений необходимо учитывать конкретные условия местности (ландшафт, рельеф и др.)

Если гидрометрическая сеть построена в соответствии с рассмотренными принципами, то среднеквадратические отклонения (или ошибки) не превысят величин, приведенных в табл. 1.1.

Таблица 1.1

Метеозлемент	Среднеквадратическая погрешность	
	За срок наблюдений	Средняя за сутки
1. Температура воздуха °С	± (0,5-0,7)	±0,5
2. Атмосферное давление, гПа	±0,3	±0,2
3. Относительная влажность воздуха, %	4-7	2-4

В настоящее время для большинства обжитых районов размещение пунктов с приземными метеонаблюдениями близко к оптимальному.

В необжитых районах сеть метеонаблюдений еще слабо развита. Поэтому для труднодоступных районов широко используется система спутниковых наблюдений или космическая система наблюдений.

Лекция 2 – Основы гидрографии рек

Речная система и гидрографическая сеть

Характерным признаком всякой реки является наличие русла, речной долины и постоянного или периодического течения воды в русле.

Любая река имеет исток – начало своего существования на поверхности земли. Истоки бывают поверхностные и подземные. Поверхностные истоки рек – это озера, болота и тающие ледники. Подземные истоки рек – родники – места выхода на поверхность земли грунтовых вод.

Место впадения реки в другую реку, озеро или море называется устьем. Не все реки имеют устье. Например, в засушливых районах из-за больших потерь на испарение реки могут пересыхать или исчезать с поверхности земли в результате перехода русла реки в подземные слои.

Реки, впадающие непосредственно в море или бессточное озеро, называются главными, реки, впадающие в главную реку, называются притоками первого рода, реки впадающие в притоки первого рода, называются протоками второго рода и т. д.

Совокупность всех рек, впадающих в главную реку, называются речной системой или речной сетью.

Совокупность водотоков и водоемов в пределах данной территории называется гидрографической сетью данной территории (рис. 7.1).

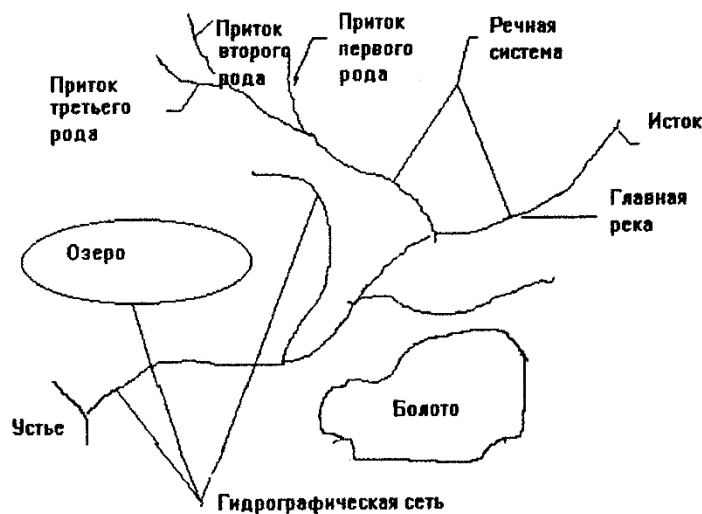


Рисунок 7.1 – Гидрографическая сеть данной территории

Характеристики речной системы

Основными качественными характеристиками речной системы являются нижеследующие показатели.

Длина реки – это показатель, характеризующий протяженность данной реки по поверхности земли и измеряемый в м или км. Например, самая большая по протяженности река в Европейской части России р. Волга имеет длину 3530 км. Крупнейшие реки Сибири, такие как Енисей, Обь, Лена имеют длину свыше 4 – 5 тыс. км (р. Обь – 5410 км).

Важнейшей характеристикой речной системы является густота речной сети D . Средней густотой речной сети называется отношение суммарной длины всех рек L данной территории к ее площади F и вычисляется по формуле

$$D = \frac{\sum_{i=1}^n L_i}{F}, \quad (7.1)$$

где n – количество рек на данной территории.

Из формулы (7.1) следует, что густота речной сети измеряется в $\text{км}/\text{км}^2$.

Для определения неравномерности распределения густоты речной сети на данной территории строят изолинии густоты речной сети – изоденсы, предварительно разбив рассматриваемую площадь территории F на ряд площадок f_j и рассчитав внутри каждой из них густоту части речной сети d_j . Равные значения d_j будут лежать на соответствующих изоденсах, характеризующих распределение густоты речной сети на данной территории F .

Густота речной сети будет тем выше, чем больше норма годовых осадков и чем более водонепроницаемый грунт в данном районе. На густоту речной сети значительное влияние оказывает характер рельефа местности и растительного покрова. Рельеф местности может способствовать как повышению, так и снижению густоты речной сети. Растительный покров, главным образом, снижает густоту речной сети, так как при этом уменьшается скорость движения воды по поверхности суши, а корневая система растений повышает эрозийную стойкость грунта.

Извилистость рек характеризуется коэффициентом извилистости, который равен отношению фактической длины участка рек L_{AB} к длине прямой, соединяющей две точки данного участка реки l_{AB} (рис.7.2)

$$K_{\text{и}} = \frac{L_{AB}}{l_{AB}} \quad (7.2)$$

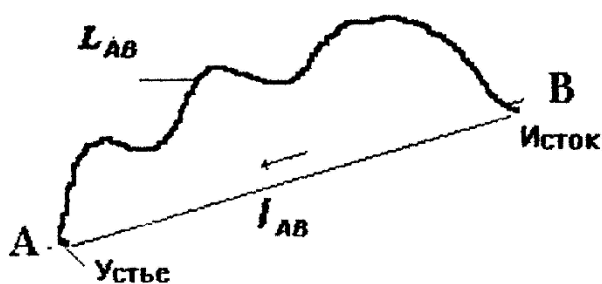


Рисунок 7.2 – Извилистость реки

Если участок реки прямолинейный, то $K_{\text{и}} = 1$, в противном случае $K_{\text{и}} > 1$, а для крупных рек не превышает значения $K_{\text{и}} \leq 4$. Например, р. Волга имеет извилистость, равную 2,24; р. Днепр – 2,21; р. Кама – 3,52. Для горных рек коэффициент извилистости может принимать значения $K_{\text{и}} > 4$.

Разветвленность рек характеризуется коэффициентом K_p , который определяется как отношение суммы длин всех протоков на данном участке реки к длине основного русла на рассматриваемом участке реки (рис.7.3)

$$K_p = \frac{l_1 + l_2 + l_3 + \dots + l_n}{L_{AB}} \quad (7.3)$$

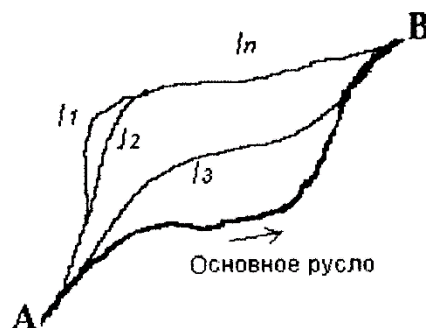


Рисунок 7.2 – Разветвлённость реки

Речной бассейн

Часть земной поверхности, включая толщу почвогрунтов, откуда река или речная система получает питание, называется речным бассейном или водосбором.

Бассейн каждой реки обычно подразделяется на поверхностный и подземный водосборы.

Поверхностный водосбор – это часть толщи почвогрунтов, с которой вода поступает в речную сеть.

Поверхностный водосбор отделяется от соседнего водосбора водораздельной линией называемой водоразделом, представляющим собой линию, проходящую по наиболее высоким точкам земной поверхности в пределах данного водосбора.

Водоразделы аналогично водосборам бывают поверхностные и подземные (рис. 7.3).

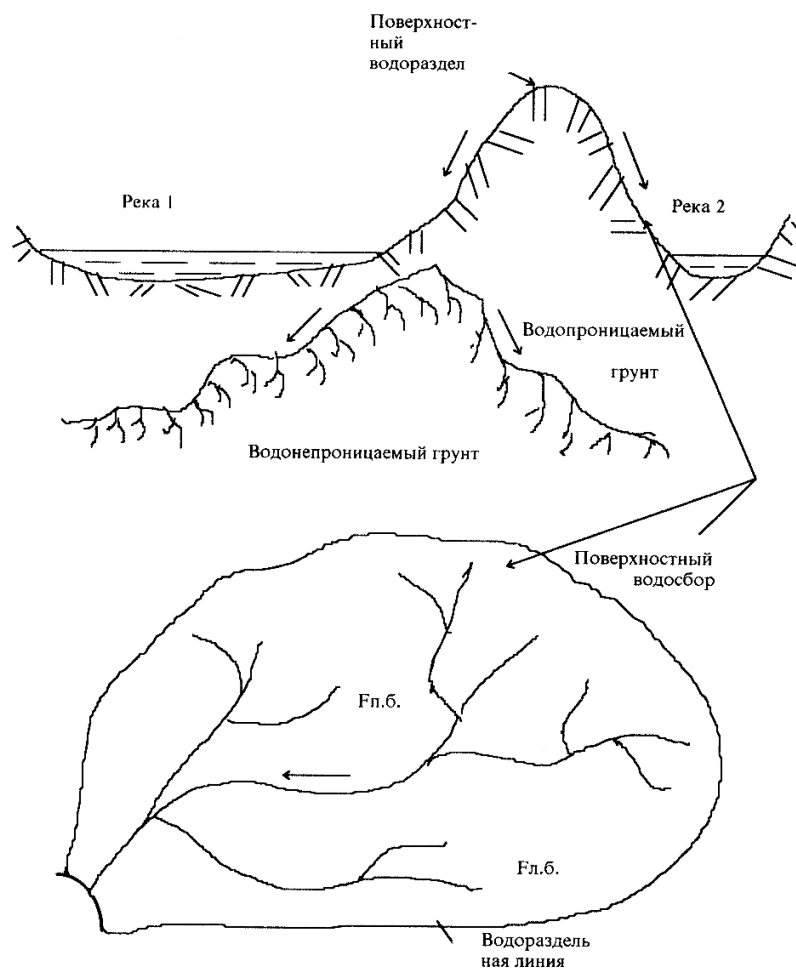


Рисунок 7.3 – Типы водоразделов

Основной характеристикой речного бассейна является площадь водосбора F .

Площадь водосбора зависит от протяженности реки, от наличия притоков и конфигурации речного бассейна.

График изменения водосборной площади по длине реки показан на рис.7.4).

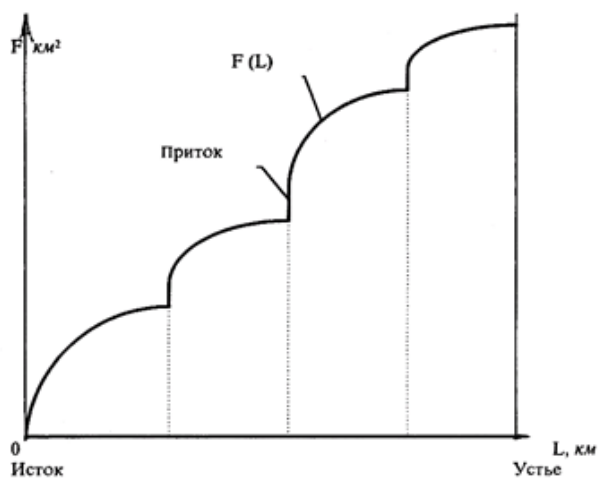


Рисунок 7.4 – График изменения водосборной площади по длине реки

Конфигурация речного бассейна может быть симметрична или несимметрична относительно основного русла реки. При несимметричной конфигурации речного бассейна график изменения водосборной площади строят отдельно для правого и левого берега (рис.7.5).

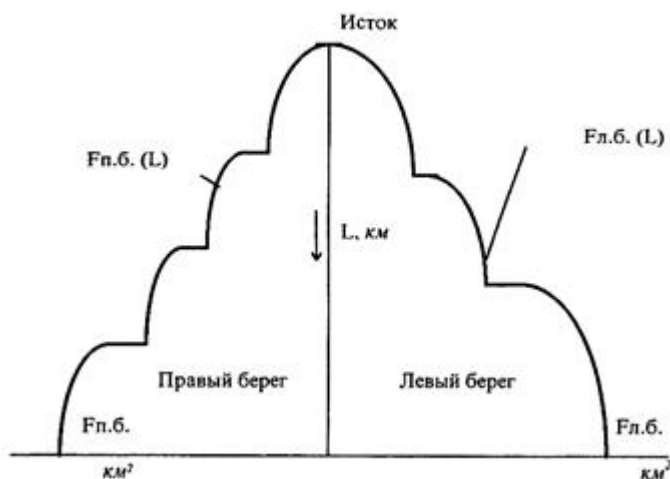


Рисунок 7.5 – График изменения водосборной площади по длине реки для несимметричной конфигурации речного бассейна относительно основного русла реки

Продольный профиль реки

Продольный профиль реки характеризуется профилями речного дна и водной поверхности.

Достаточно обширный анализ рек позволил выделить четыре основных типа продольного профиля речного дна: профиль равновесия, прямолинейный, сбросовый и ступенчатый профили (рис.7.6).

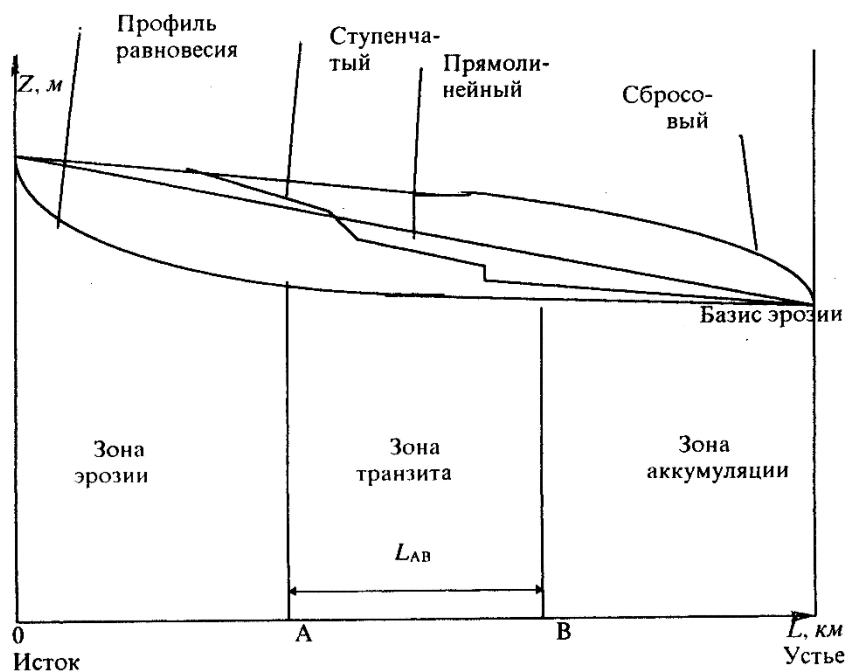


Рисунок 7.6 – Типы продольных профилей речного дна

Профиль равновесия отличается значительной крутизной в верховьях рек и меньшими уклонами в низовьях. В начальной стадии формирования любого продольного профиля реки происходит процесс размыва вследствие относительно большого возвышения потока воды в реке над так называемым базисом эрозии. Базис эрозии – горизонтальная плоскость, проходящая через наинизшую точку речной системы, ниже которой поток не может углубить свое ложе.

С течением времени процесс формирования продольного профиля достигает состояния, при котором наступает равновесие между эрозией, транзитом и аккумуляцией. Продольный профиль, соответствующий такому состоянию, называется профилем равновесия. Этот профиль характерен для больших и средних равнинных рек.

Прямолинейный профиль характеризуется относительно равномерными уклонами и типичен для малых равнинных рек.

Сбросовый профиль характеризуется малыми уклонами в верховьях и большими уклонами в низовьях рек. Встречается более редко, главным образом в Карелии и на Кольском полуострове.

Ступенчатый профиль иногда называется криволинейным и характеризуется чередованием участков с малыми и большими падениями, что свойственно для горных рек.

Если на продольном профиле реки взять две точки А и В, расположенные на расстоянии L_{AB} друг от друга и имеющие отметки Z_1 и Z_2 , то отношение разности отметок к длине участка реки называется уклоном дна реки (см. рис. 1.4)

$$l = \frac{Z_1 - Z_2}{L_{AB}} \quad (7.4)$$

Уклон измеряется либо в относительных единицах, либо в промилле м/км. Например, р. Волга в районе г. Нижний Новгород до устья р. Камы имеет уклон 0,00005 или 0,05 м/км; р. Енисей от г. Минусинска до г. Красноярска имеет уклон 0,00024 или 0,24 м/км; р. Ангара на Падунском пороге – 0,0159 или 15,9 м/км.

При рассмотрении участка реки большой протяженности общий характер продольного профиля реки практически не зависит от местных изменений профиля дна реки и колебания уровня воды, так как влияние этих факторов значительно меньше, чем изменение высотных отметок самого профиля.

Если участок реки имеет небольшую протяженность, то с учетом местных уклонов оказывается, что продольный профиль имеет вид сложной кривой, зависящей не только от падения высотной отметки самого профиля, но и от кривизны профиля дна и изменения уровня воды в реке.

Рассмотрим как изменяется уклон водной поверхности при различных расходах и уровнях воды.

При расходе воды равным нулю, когда река пересыхает, продольный профиль водной поверхности будет в виде отдельных плесовых участков (1, рис.7.7).

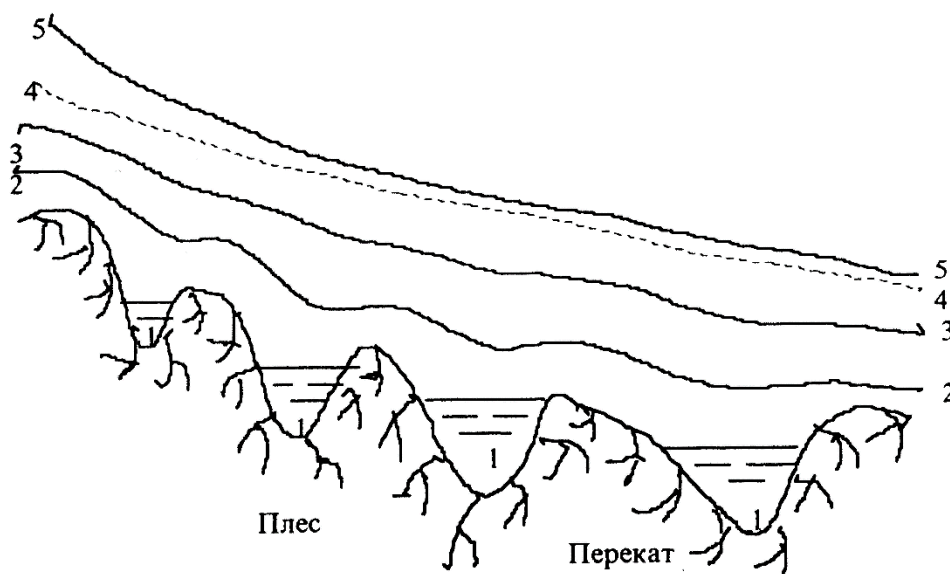


Рисунок 7.7 – Продольный профиль водной поверхности при различных расходах и уровнях воды

При увеличении расхода воды появляется уклон водной поверхности, который на плесах будет меньше, чем на перекатах (2, рис.7.7).

При дальнейшем увеличении расхода воды уклон водной поверхности на плесах растет, а на перекатах уменьшается (3, рис.7.7) до тех пор, пока не наступает равенство указанных уклонов (4, рис.7.7). Далее происходит обратное явление: уклон на плесах становится больше уклона на перекатах (5, рис.7.7). Это объясняется тем, что на плесах река в плане имеет изгибы, которые создают дополнительное сопротивление.

Поток воды, преодолевая это сопротивление, увеличивает уклон водной поверхности.

Рассмотренный характер изменения уклона водной поверхности наблюдается до тех пор, пока не наступает расход половодья или паводка, при котором река разливается и выходит на пойму. В этом случае на характер уклонов влияет главным образом очертание берегов речной долины. При сужении речной долины поверхностный уклон воды возрастает и, наоборот, с расширением уменьшается.

Поперечный профиль реки

Поперечным профилем реки называется поперечное сечение, проходящее через русло реки.

Русло – это часть долины, по которой осуществляется речной сток воды.

Часть русла реки, заполненная водой в период межени, называется коренным руслом реки.

Часть долины, заполненная водой в период половодья или паводка, называется пойменным руслом или поймой.

Поперечный профиль является важной характеристикой реки и определяет пропускную способность русла, распределение скоростей течения воды, направление течения, наличие поперечной циркуляции воды и поперечных уклонов поверхности воды.

Форма поперечного сечения зависит от вида пород, которыми сложено ложе реки, включая русло.

Характерные поперечные профили реки представлены на рис. 7.8. Для скальных пород характерно каньонообразное русло (рис.7.8 а).

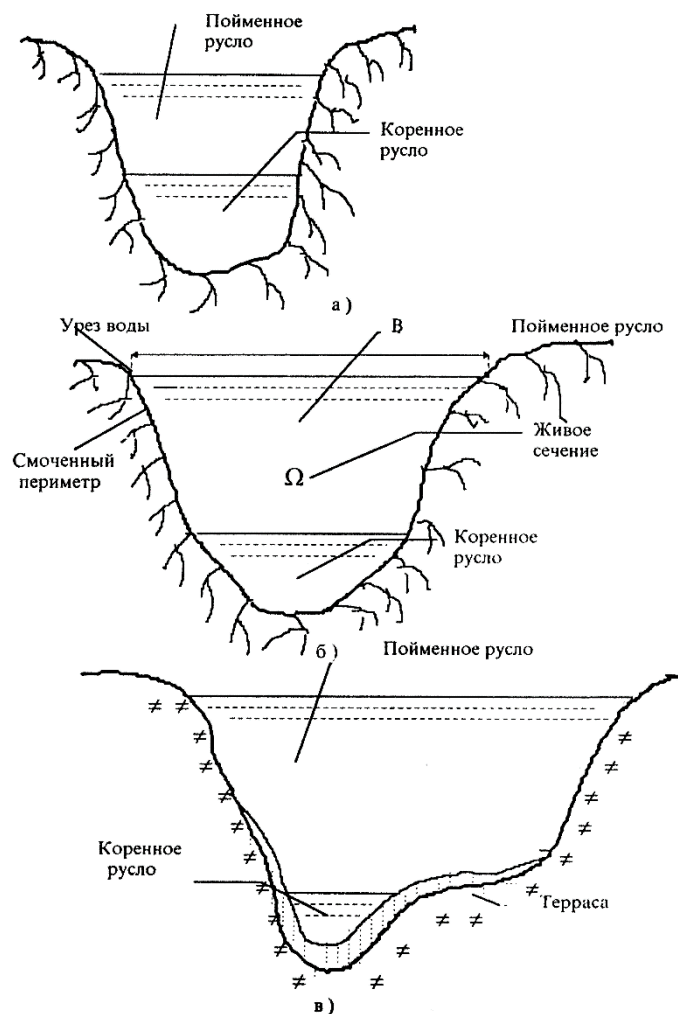


Рисунок 7.8 – Характерные поперечные профили реки

Для полускальных пород русло имеет также каньонообразную форму, но более пологую без явно выраженных террас (рис.7.8 б).

Для скальных грунтов русло имеет террасовидный профиль с явно выраженными террасами (рис.7.8 в).

Морфометрические характеристики поперечного профиля русла реки

К морфометрическим характеристикам поперечного профиля реки относятся следующие показатели (см. рис.7.8 б):

- площадь живого сечения – Ω , м^2 ;
- ширина реки – B , м;
- смоченный периметр – χ , м;
- средняя глубина – $h_{\text{ср}}$, м;
- гидравлический радиус – R , м;
- шероховатость русла – n , отн.ед.

Площадью живого сечения реки называется площадь поперечного сечения русла, заполненного движущейся водой. Она зависит от типа поперечного профиля русла реки и уровня воды.

Ширина реки зависит от типа поперечного профиля реки и уровня воды. Определяется по свободной поверхности между урезами воды.

Средняя глубина поперечного сечения равна отношению площади живого сечения к ширине реки

$$h_{\text{cp}} = \frac{\Omega}{B}. \quad (7.5)$$

Гидравлический радиус представляет собой отношение площади живого сечения к длине смоченного периметра

$$R = \frac{\Omega}{\chi}. \quad (7.6)$$

Для широких и неглубоких равнинных рек можно считать, что смоченный периметр приблизительно равен ширине реки. Тогда можно принять

$$R \cong h_{\text{cp}}. \quad (7.7)$$

И, наконец, показатель шероховатости русла характеризуется типом и состоянием пород в русле реки.

Лекция 3 – Параметры речного стока

К основным параметрам речного стока относятся следующие.

Расход воды Q – это количество воды, протекающее через данное поперечное сечение реки в единицу времени, л/с, м³/с.

Теоретически расход воды можно обосновать следующим образом. Рассмотрим живое сечение реки и его элементарную площадь $d\omega$ (рис. 8.1).

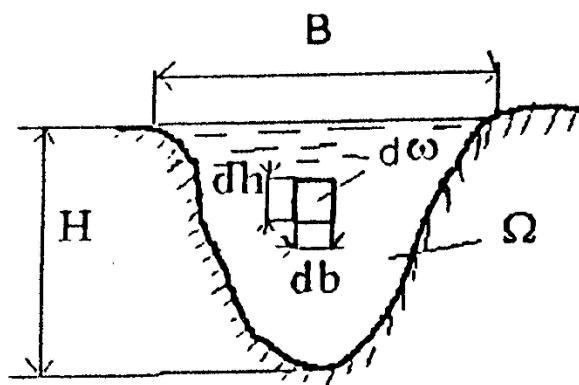


Рисунок 8.1 – Живое сечение реки

Тогда элементарный расход dQ можно определить по формуле

$$dQ = d\omega v, \quad (8.1)$$

где v – скорость течения воды в элементарном живом сечении $d\omega$. Так как

$$d\omega = db dh, \quad (8.2)$$

то расход dQ можно вычислить по формуле

$$dQ = v db dh. \quad (8.3)$$

Проинтегрируем выражение (8.3) и получим расход через всю площадь живого сечения

$$Q = \int_0^H \int_0^B v \, db \, dh. \quad (8.4)$$

Величину расхода можно вычислить по формуле (8.4), если известна зависимость $v(b, h)$. Поскольку теоретический вид этой зависимости неизвестен, то расход воды может быть определен только на основе экспериментальных измерений скорости течения воды.

Зная расход воды, можно вычислить объем стока W – это количество воды, протекающее через данное поперечное сечение за определенный промежуток времени T

$$W = \int_0^T Q(t) dt, \quad (8.5)$$

или в конечных разностях

$$W = \sum_{i=1}^T Q_i \Delta t_i. \quad (8.6)$$

Модуль стока M определяется отношением расхода воды через данное поперечное сечение к единице площади водосбора речного бассейна

$$M = \frac{Q}{F}. \quad (8.7)$$

Модуль стока измеряется в $(\text{л/с})/\text{км}^2$. Объем стока воды, прошедший через данное поперечное сечение реки, отнесенный к единице площади водосбора, называется слоем стока y , мм,

$$y = \frac{W}{F}. \quad (8.8)$$

Отношение слоя стока к высоте выпавших в бассейне реки осадков за одинаковый промежуток времени называется коэффициентом стока

$$\eta = \frac{y}{x}. \quad (8.9)$$

Сток подвержен значительным колебаниям из года в год. Устойчивой характеристикой годового стока является его среднее значение за достаточно длительный, многолетний период времени называемое среднемноголетним стоком или нормой стока в виде расхода или объема

$$\overline{Q}_0 = \frac{\sum_{i=1}^n Q_i}{n} \quad \text{и} \quad \overline{W}_0 = \frac{\sum_{i=1}^n Q_i}{n} T_\Gamma, \quad (8.10)$$

где n – количество лет; T_Γ – продолжительность года.

Отношение расхода или объема стока к его норме называется модульным коэффициентом

$$K_i = \frac{Q_i}{Q_0} = \frac{W_i}{W_0}. \quad (8.11)$$

Лекция 4 – Факторы формирования речного стока

Основной фактор, определяющий сток и его распределение по периодам года, – климат (осадки и испарение, температура, влажность и давление воздуха, ветер).

Кроме климата, на процессы формирования стока оказывают влияние величина и форма бассейна, его рельеф, почвенный и растительный покров, геологическое строение, озерность, заболоченность и залесенность, наличие ледников и вечной мерзлоты и другие физико-географические факторы.

Во многих случаях существенное воздействие на естественный режим стока оказывает хозяйственная деятельность человека (гидротехническое строительство, мелиорация, вырубка лесов, насаждение лесных полос, агротехника и др.).

Климатические факторы и годовой сток

Соотношение между климатическими факторами и стоком для годового цикла и многолетнего периода выражается уравнениями водного баланса речного бассейна.

Уравнение водного баланса речного бассейна за многолетний период имеет вид $y_0 = x_0 - E$.

Из уравнения следует, что если нет осадков, нет и стока. Если есть осадки, но происходит сильное испарение, сток будет незначительным. При большом количестве осадков и малом испарении сток будет наибольшим.

Рассмотрим типовые соотношения между годовыми осадками, стоком и испарением. Максимально возможное испарение (испаримость) E_{max} – это наибольшая величина, которой испарение достигает при наличии влаги и благоприятных физических условий. Наличие влаги стоит в прямой связи с количеством выпадающих осадков при прочих равных условиях. Если осадков мало, то и испарение будет небольшим. С их увеличением испарение увеличивается сначала быстро, а потом постепенно замедляется. Когда осадков будет более чем достаточно для максимального испарения, последнее уже не будет увеличиваться и станет постоянным.

Русский ученый Э. М. Ольдекоп выразил зависимость испарения от осадков уравнением (9.1), из которого следует, что единственным параметром кривой испарения является E_{max} . Поэтому при разных значениях E_{max} получается семейство кривых испарения, выходящих из начала координат под некоторым углом, близким к 45° , так как в начале выпадения осадков все их количество, вероятно, должно поглощаться испарением (рис.9.1). Когда фактическое испарение достигает максимально возможного значения E_{max} , угол наклона кривой испарения к оси абсцисс равен нулю (испарение остается постоянным, хотя осадки увеличиваются).

$$E_0 = E_{max} \frac{x_0}{E_{max}} \quad (9.1)$$

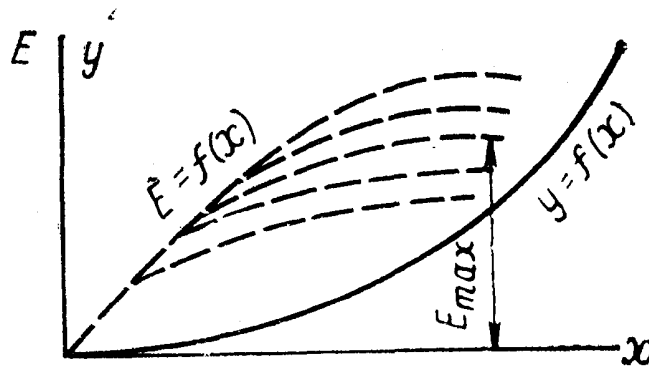


Рисунок 9.1 – Кривые испарения по Ольдекопу и кривая стока

Переходя к изучению соотношения стока и осадков, можно отметить обратную картину. Сток возрастает по мере увеличения осадков, но медленно при малом значении осадков. Затем, когда фактическое испарение приближается к возможному, быстрее. При больших значениях осадков кривая стока идет под углом 45° к оси абсцисс, то есть все выпадающие осадки стекают, так как испарение достигло уже своего максимума. Таким образом, теоретическая кривая стока (в отличие от теоретической кривой испарения) вначале имеет угол наклона, близкий 0° , а в пределе, при больших значениях осадков, 45° .

В результате анализа фактических данных установлено, что соотношение годовых осадков, стока (1) и испарения (2) может быть в основном трех типов. К первому типу относится резко выраженная зависимость стока от осадков, то есть с увеличением осадков сток интенсивно увеличивается. Испарение при этом изменяется мало (рис.9.2, а). Такое соотношение наблюдается в условиях влажного, холодного климата.

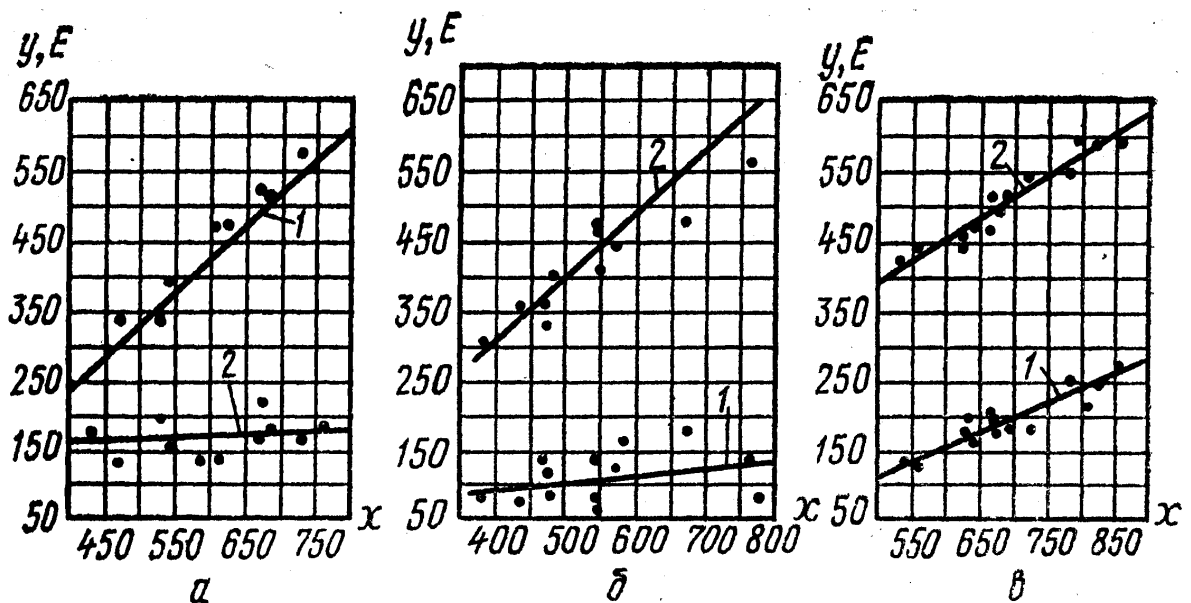


Рисунок 9.2 – Типовые соотношения между осадками, стоком и испарением

Ко второму типу относится резко выраженная зависимость испарения от осадков (то есть интенсивное изменение испарения) при малой зависимости стока от осадков (рис.9.2, б). Такое явление наблюдается при благоприятных условиях для испарения.

К третьему типу относится достаточно выраженная зависимость от осадков как испарения, так и стока; сток и испарение возрастают примерно с одинаковой интенсивностью, образуя две почти параллельные прямые (рис.9.2, в).

В действительности может быть много других промежуточных соотношений, более близких то к одному, то к другому из указанных характерных случаев. Это объясняется тем, что связь между годовым стоком и осадками приближенная, так как зависит не только от выпавших осадков, но и от их характера. Если осадки выпали зимой, большая часть их может попасть в реку. Если осадки выпали летом, процент потерь их будет значительно больше. Кроме того, на сток текущего года оказывают влияние осадки предыдущего года (или нескольких лет).

Влияние на годовой сток температуры воздуха и других климатических факторов. На характер связи годовых значений стока и осадков оказывают влияние условия просачивания и стекания осадков по поверхности водосбора, подземное накопление и расходование влаги, а также другие климатические факторы (кроме осадков).

Выпадение того или иного количества осадков связано с температурой, влажностью воздуха, ветром, испарением. Причем в разных районах при одинаковом количестве осадков испарение с двух бассейнов может быть различным, следовательно, и сток будет различным.

Важный фактор, влияющий на процессы стока, – дефицит влажности, определяющий потери осадков на испарение. Дефицит влажности зависит от абсолютной влажности и температуры воздуха. Отрицательные температуры обуславливают выпадение осадков в твердом виде. Положительная температура зимой вызывает таяние снега и появление поверхностного стока, в результате чего уменьшается сток весеннего половодья. Высокие температуры воздуха весной и в летне-осенний период увеличивают потери осадков на испарение. Таким образом, ход температур воздуха непосредственно влияет на величину и процессы стока, особенно на сток рек, берущих свое начало с ледников или гор с мощным снежным покровом.

К числу второстепенных климатических факторов, влияющих на сток, можно отнести ветер, сказывающийся на процессе испарения, и барометрическое давление воздуха. Резкое уменьшение давления воздуха часто вызывает увеличение притока грунтовых вод в выходах их на поверхность земли.

Особенности формирования стока горных рек. С увеличением абсолютной высоты местности в горных районах количество осадков возрастает. В тесной связи с высотой местности находится и температура воздуха. Понижение температуры воздуха с высотой вызывает увеличение твердых осадков (снега) по отношению к их общему количеству и уменьшение дефицита влажности. В результате этого существенно уменьшается испарение. Увеличение осадков и уменьшение испарения с высотой приводят к тому, что сток в горных реках существенно повышается с увеличением высоты водосбора. Характерные зависимости осадков (1), стока (2) и испарения (3) от средневзвешенной высоты водосбора показаны на рисунке 9.3. Выше отметки 3500 м увеличение осадков и стока прекращается.

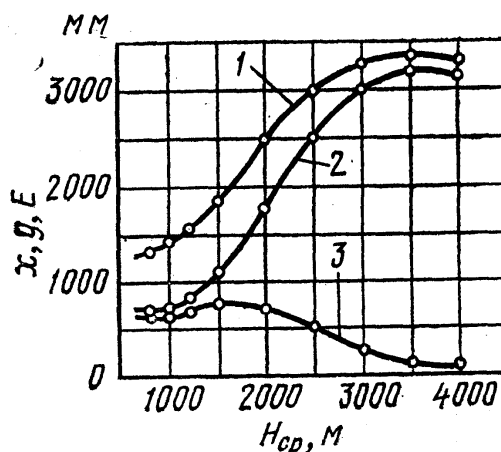


Рисунок 9.3 – Зависимость осадков (1), стока (2) и испарения (3) от высоты водосбора

Основной фактор, определяющий водоносность горных рек, – твердые осадки, аккумулярованные в горах за холодный период года. Таяние снега и льда в горных районах происходит не одновременно на всей площади водосбора реки, а постепенно, перемещаясь от более низких отметок рельефа к более высоким. Поэтому половодье на горных реках растянуто во времени и не имеет резких пиков. На рисунке 9.4 приведены гидрографы горной реки (2) и для сравнения – равнинной (1).

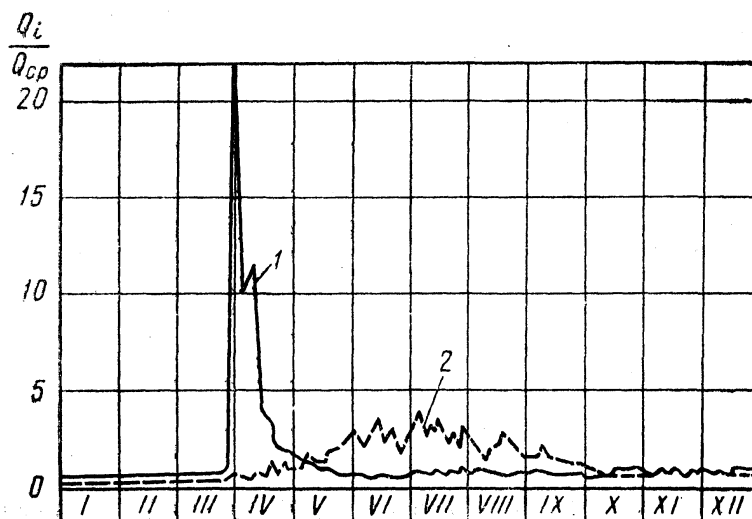


Рисунок 9.4 – Гидрографы р. Вахша (2) и р. Дона (1)

Для горных рек часто получаются хорошие связи между расходом и температурой воздуха: с ростом положительных температур расход воды возрастает (рис.9.5). На реках, которые берут начало в низких ярусах гор, под влиянием интенсивных дождей или интенсивного снеготаяния, как правило, формируются сели.

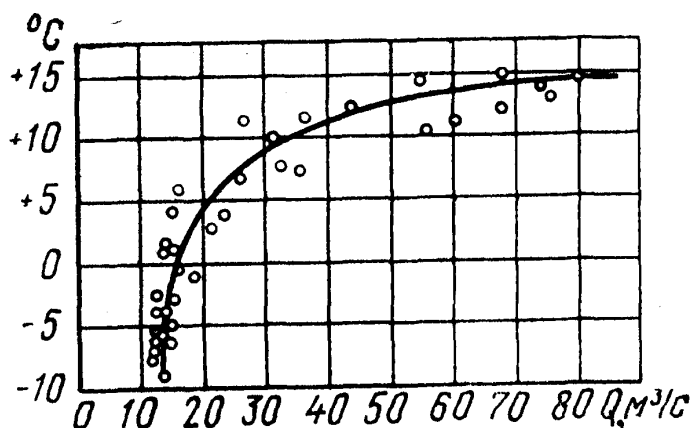


Рисунок 9.5 – Связь между декадными расходами и температурой воздуха для одной из горных рек

Основные предпосылки к выявлению механизма процессов стока

Стекание, поверхностная аккумуляция, инфильтрация. Явление поверхностного стока, по Н. Е. Долгову, состоит из следующих четырех фаз.

Первая (начальная) фаза при выпадении дождя характеризуется отсутствием поверхностного стока. Все выпадающие осадки идут на заполнение углублений и неровностей почвы (поверхностная аккумуляция) и на просачивание в почву (инфильтрация); часть осадков задерживается на ветвях, листьях и стеблях растений. Эта фаза называется бессточной или фазой полного бассейнового задержания. Продолжительность ее обозначим через τ_1 (рис.9.6).

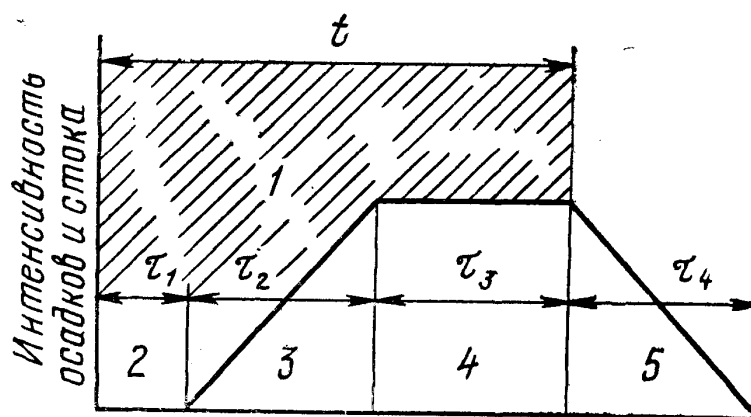


Рисунок 9.6 – Схема формирования ливневого паводка по Н. Е. Долгову

Вторая фаза продолжается от начала появления первых струек поверхностного стока до момента подхода струй к рассматриваемому створу. Это начало поверхностного стока – фаза подъема продолжительностью τ_2 . В этот период вода поглощается почвой.

Третья фаза (продолжительность τ_3) представляет собой явление полного стока при стекании дождевой воды со всей площади бассейна. Поглощение воды почвой постепенно уменьшается. Эта фаза заканчивается в момент прекращения дождя.

Четвертая фаза (спад продолжительностью τ_4) представляет явление стока после прекращения дождя до окончания стока.

Так можно представить схему формирования стока при условии одинаковой за время дождя его интенсивности и равномерного распределения по площади. В действительности явление дождевого стока значительно сложнее из-за неравномерности выпадения дождей и охвата ими площади бассейнов. Большую роль в процессе стока играют почвы (их структура, водопроницаемость), определяющие величину просачивания. Величина просачивания зависит от предшествующей увлажненности почвы.

По исследованиям Н. Е. Долгова, поверхностный сток в южных районах Украины образуется только при интенсивности дождя более 0,5 мм/мин и при общем слое выпавших осадков более 15 мм. Наблюдениями в других физико-географических районах получены примерно такие же значения (15–20 мм) потерь осадков на смачивание почвы и растительности, на заполнение углублений. К первоначальным потерям относится испарение выпавших осадков. Однако величина этих потерь незначительна по сравнению с просачиванием воды в грунт. Летом все фазы стока могут наблюдаться только при длительных и интенсивных дождях.

Процесс формирования поверхностного стока при таянии снега аналогичен рассмотренному. В первые моменты таяния снега вся вода задерживается в самом снеге или в неровностях и углублениях бассейна, то есть также наблюдается первоначальная бессточная фаза. На заполнение неровностей и углублений может расходоваться

значительный слой талой воды. Затем, как и при дожде, наступают фазы начала поверхностного стока, полного стока и спада.

Наличие промерзшего слоя грунта или ледяной корки в значительной степени уменьшает просачивание. В отличие от дождей наибольшие потери на просачивание наблюдаются в конце снеготаяния, а не в начале.

Неравномерное залегание снега обуславливает изменение во времени площади снеготаяния. Сначала снег тает на открытых местах или на южных склонах возвышенностей, затем в глубоких понижениях рельефа и, наконец, в зарослях кустарников и леса.

Коэффициент стока от снеготаяния обычно больше коэффициента стока от дождей. Однако в южных районах иногда весь снег стаивает, не давая стока. Это может быть при затяжном снеготаянии, при малых запасах снега и незначительном промерзании почвы.

Таким образом, при выпадении дождей или таянии снега в формировании поверхностного стока принимает участие только некоторая часть атмосферных осадков. Эти осадки (дождевые или снеговые) называются эффективными или стокообразующими. Суммарная величина потерь атмосферных вод при их стекании по поверхности бассейна может быть выражена коэффициентом стока η или в виде слоя потерь a_n , мм:

$$\eta = \frac{h}{x}; \quad a_n = x - h \quad (9.2)$$

где x — высота слоя выпавших осадков, мм; h — высота слоя стока, мм.

Выражение (9.2) можно записать так:

$$\frac{a_n}{x} = 1 - \frac{h}{x} = 1 - \eta \quad (9.3)$$

Добегание. Атмосферные воды по поверхности бассейна стекают в виде мельчайших извилистых ручейков. По этим ручейкам вода течет по склону в пониженные части рельефа — ложины, ложбины, логи, а затем в более крупные притоки — ручьи и малые реки. Процесс добегания играет существенную роль в формировании поверхностного стока. Здесь происходит сложение у замыкающего створа частных расходов воды с различных частей бассейна. Различают склоновое (поперечное) добегание — по склонам первичной гидрографической сети и русловое (продольное) — по этой гидрографической сети.

Склоны в бассейне — площади первичного формирования стока; здесь нет определенных установившихся путей стока. При различных условиях подачи воды на водосбор атмосферные воды стекают к ближайшему постоянному элементу гидрографической сети по разным путям, которые могут менять свое положение.

Длина путей склонового добегания небольшая, чаще не превышает сотен метров. Длина руслового добегания выражается сотнями и тысячами километров.

Мельчайшая гидрографическая сеть составляет 85–95% всей площади бассейна; только 5–15% площади бассейна примыкает непосредственно к более крупной гидрографической сети – главной реке с ее притоками. Поэтому скорость добегания в первые моменты после начала стекания определяется главным образом скоростью перемещения воды в мельчайшей гидрографической сети (в ложбинах, ложбинах и логах). Эта сеть выполняет роль собирателя склонового стока. Из мельчайшей сети сток попадает в более крупную сеть, значительно увеличивая расходы в ней.

После прекращения дождя или таяния снега стекание по поверхности бассейна – склоновое добегание – заканчивается в относительно короткий срок. Затем постепенно (тоже в короткий срок) заканчивается добегание по мельчайшей гидрографической сети – ложбинам, ложбинам и логам. Таким образом, мельчайшая гидрографическая сеть является рабочей частью всей гидрографической сети только в период собирания склонового стока.

Схема добегания воды на речных бассейнах изображается с помощью линий одновременного добегания, называемых изохронами (рис. 57, а). Изохроны делят весь бассейн на ряд площадок. Время, за которое частица воды, выпавшая в некоторой части бассейна, добежит до рассматриваемого замыкающего створа, называется временем добегания. Любая частица воды, находящаяся на площади, ограниченной первой изохроной, имеет одинаковое время добегания. Частица воды, находящаяся в любой точке площади, ограниченной второй изохроной, имеет уже другое время добегания и т. д.

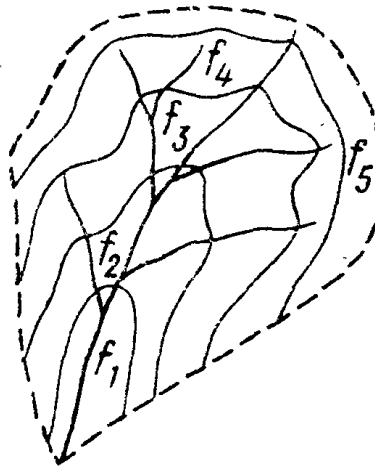


Рисунок 9.7 – Схема изохрон стока

Положение изохрон не может быть постоянным: по мере изменения скоростей добегания изохроны должны менять свое положение. Для начального периода стекания изохроны следовало бы строить по скоростям добегания для мельчайшей временной гидрографической сети, собирающей основную часть стока для этого периода со склонов, далее по скоростям добегания на более крупных звеньях гидрографической сети и т. д. Кроме того, в каждый момент на различных звеньях приточной системы наблюдаются различные фазы стока: подъем, максимум, спад или полное прекращение стока.

Поэтому изохроны можно представить только как изолинии, отвечающие каким-то осредненным значениям скоростей добегаания.

Лекция 5 – Основы гидрометрии

Определение речного стока по результатам гидрометрических измерений

Основным источником сведений о режимах рек являются результаты непосредственных измерений, выполняемых в естественных условиях на гидрометрических станциях и постах.

Комплекс гидрометрических работ включает определение и исследование следующих характеристик и параметров режима речного стока:

- измерение уровней, скоростей течения и расхода воды;
- наблюдение за термическим и ледовым режимом реки;
- наблюдение за режимом наносов и русловыми процессами;
- исследование гидрохимического и гидробиологического режимов реки.

Процесс изучения характеристик и параметров речного стока разделяется на три основные стадии:

- непосредственные измерения параметров речного стока;
- объединение и анализ результатов наблюдений;
- прогнозирование параметров речного стока.

Непосредственные гидрометрические наблюдения включают три основных вида работ:

- измерение уровней воды;
- измерение скоростей течения воды;
- измерение расходов воды.

Измерение уровней воды

Измерение уровней воды производится на специально оборудованных водомерных постах [1].

Наблюдения за уровнями воды ведутся обычно два раза в сутки (утром и вечером), при устойчивых уровнях – один раз (утром), а в период половодий наблюдения проводятся до 4 – 8 раз в сутки.

Кроме измерения уровней воды, на водомерных постах зимой может измеряться толщина льда. Средняя частота измерений обычно 1 раз в пять дней.

Колебания уровней воды зависят от следующих факторов:

- изменения расхода воды – основной фактор уровня режима;
- зарастания русла растительностью;
- деформации русла;
- ледовых и ветровых явлений;
- приливов и отливов в устье рек, впадающих в моря;
- наличия естественных и искусственных подпоров .

Изменение расхода воды в реке определяет сезонный характер колебания уровней, т.е. колебание уровней повторяет во времени колебания водности реки.

Изменение водности наблюдается не только в течение года, но и в многолетнем разрезе. Отсюда появляются особо высокие и очень низкие уровни.

Зарастание русла и наличие льда приводят к изменению сопротивления в русле реки.

В результате увеличения сопротивления в русле реки уровни воды возрастают.

Деформация русла, вследствие размыва или отложения наносов, соответственно при размыве – уменьшает, а при наличии наносов – повышает уровни воды в реке.

Ветровые стонно-нагонные явления также могут существенно повлиять на уровень реки. Когда направление ветра совпадает с направлением течения реки, образуется максимальный стон. При противоположных направлениях – максимальный нагон волны. В обоих случаях появляются большие колебания уровней воды.

Приливы и отливы в устьях таких рек как Северная Двина, Печора приводят к изменению уровней воды до 1 м.

Создание искусственных плотин с целью образования водохранилищ и образование заторов льда приводят к подпорам, т. е. увеличению естественных уровней воды в реке.

Измерение скоростей течения воды

Основным способом измерения скоростей течения воды является вертущечный метод, т. е. с использованием приборов, называемых вертушками, для которых известна зависимость частоты вращения лопастей вертушки от скорости течения потока воды в данной точке измерения.

Поперечное сечение потока воды (живое сечение) в конкретном створе реки разбивается вертикалями в зависимости от требуемой точности на ряд участков площадью ω (рис. 10.1). Измерения скоростей производятся в нескольких точках каждой i -й вертикали.

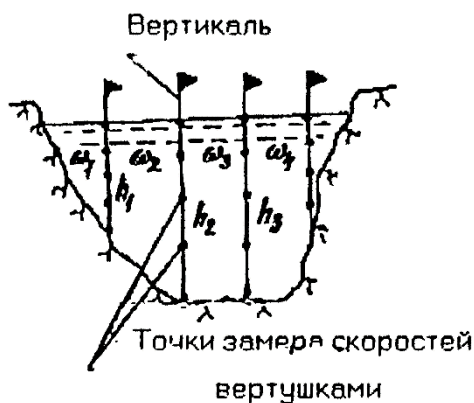


Рисунок 10.1 – Живое сечение реки

Обычно скорости V измеряются в пяти точках по глубине h_i : у поверхности, $0,2 h_i$; $0,6 h_i$; $0,8 h_i$; у дна реки.

Число и места вертикалей выбираются обычно в пределах от 5 до 20 штук в зависимости от ширины реки в характерных точках поперечного профиля русла реки, которыми являются, как правило, места излома профиля.

На основании результатов измерений строится эпюра скоростей на каждой вертикали. Эпюра скоростей для открытого и закрытого льдом русла показана на рис.10.2.

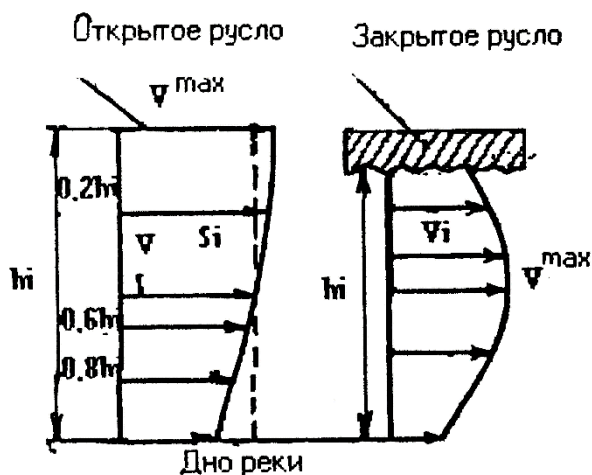


Рисунок 10.2 – Эпюра скоростей

Площадь эпюры скоростей S_i вычисляется аналитически по формуле

$$S_i = \int_0^{h_i} V_i(h_i) dh_i \quad (10.1)$$

либо непосредственным планиметрированием графика $V_i(h_i)$.

$$\bar{V}_i = \frac{S_i}{h_i}. \quad (10.2)$$

Средняя скорость по ширине русла в данном створе определяется как среднеарифметическая величина по формуле

$$\bar{V} = \frac{\sum_{i=1}^n V_i}{n}, \quad (10.3)$$

где n – число вертикалей, в точках которых производится измерение скоростей течения воды.

Иногда для приближенного определения средней скорости на i -й вертикали скорость измеряют только в одной точке на глубине $0,6 \cdot h$. Тогда принимается следующее приближенное соотношение:

$$\bar{V}_i = V_{0,6h_i}. \quad (10.4)$$

Определение расходов воды

Существуют следующие основные способы определения расходов воды:

- способ непосредственного измерения;
- метод с использованием водосливов;
- химический способ;
- определение расхода по формулам равномерного движения потока воды;
- расчет расхода воды по данным вертушечных измерений.

Метод непосредственного измерения расходов воды, называемый объемным способом, заключается в определении промежутка времени, в течение которого мерный сосуд известного объема заполнится водой. Расход будет равен объему мерного сосуда, деленного на вычисленный промежуток времени.

Метод с использованием водосливов состоит в том, что поток перегораживается поперек тонкой стенкой с прямоугольным, трапециевидальным или треугольным вырезом.

Расход определяется по формуле пропускной способности незатопленного водослива с тонкой стенкой без бокового сжатия

$$Q = mb\sqrt{2gH^{2/3}}. \quad (10.5)$$

Величины коэффициента расхода m и ширины b для данного водослива постоянны, поэтому

$$mb\sqrt{2g} = A. \quad (10.6)$$

Тогда величина расхода пропорциональна $H^{2/3}$ на водосливе

$$Q = AH^{2/3}. \quad (10.7)$$

Рассмотренные способы определения расхода используются, главным образом, в лабораторных условиях и небольших водотоках.

Химический способ состоит в том, что на некотором расстоянии выше расчетного створа в речной поток вводится постоянный расход хорошо растворимого в воде вещества таким образом, чтобы в расчетном створе по всему поперечному сечению произошло полное перемешивание

химического вещества с водой и его концентрация по всему живому сечению реки была по возможности одинаковой.

Расход вычисляется по измеренной концентрации ионов вещества, вводимого в поток в пробе воды в расчетном створе,

Химический способ применяется на горных реках, в трубопроводах и водоспусках.

Расчет расхода по формулам равномерного движения основан на определении средней скорости потока воды по известной формуле Шези

$$V = C\sqrt{RJ}, \quad (10.8)$$

где R – гидравлический радиус; J – уклон реки; C – коэффициент Шези, характеризующий шероховатость русла.

Расход воды в расчетном створе с площадью живого сечения O определяется по формуле

$$\bar{Q} = \Omega V. \quad (10.9)$$

Для большинства рек особенно равнинного характера можно считать $R \cong h_{\text{ср}}$, тогда расход воды приближенно может быть рассчитан по формуле

$$Q \cong \Omega C \sqrt{h_{\text{ср}} J} \quad (10.10)$$

Определение расхода воды по данным вертушечных измерений разделяется на графический способ и аналитический метод.

Графический способ определения расхода воды заключается в следующем (рис.10.3).

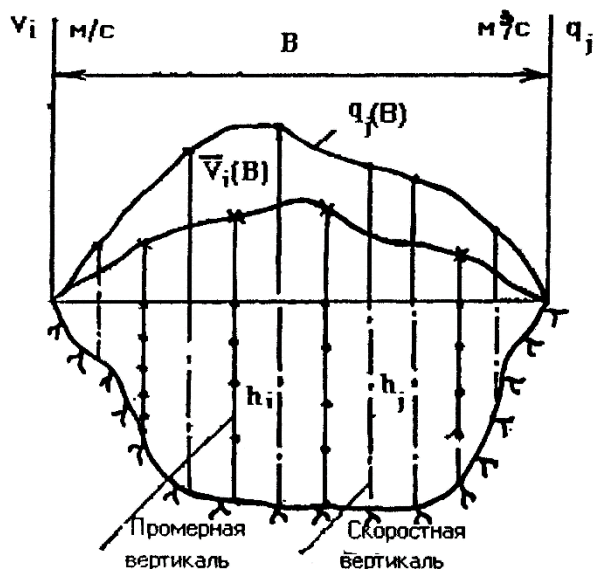


Рисунок 10.3 – Графический способ определения расхода воды

Поперечное сечение реки разбивается на ряд промерных вертикалей, на которых измеряется глубина с наименьшей погрешностью и в наиболее характерных точках излома русла реки. Строится профиль живого сечения

с обозначением скоростных вертикалей, на которых измерение скоростей может быть произведено с требуемой точностью.

На каждой скоростной вертикали в нескольких ее точках измеряются скорости с помощью вертушек. Строится эпюра скоростей на каждой вертикали и определяется ее площадь S_i , которая пропорциональна удельному расходу q_i , на i -й скоростной вертикали.

Средняя скорость на i -й скоростной вертикали определяется по формуле

$$\bar{V}_i = \frac{q_i}{h_i}, \quad (10.11)$$

где h_i – глубина на i -й скоростной вертикали.

Далее на чертеже профиля живого сечения русла строят зависимость $V_i(B)$ по ширине реки B .

Для каждой j -й промерной вертикали по зависимости $V_j(B)$ определяют средние скорости. Умножая эти скорости на рабочие глубины промерных вертикалей, получают удельный расход на промерных вертикалях и строят зависимость $q(B)$.

Тогда искомый расход в расчетном створе будет равен площади графика $q(B)$.

Аналитический метод определения расхода воды заключается в использовании одной из формул, полученной на основании анализа модели

Опуская вывод указанных формул, приведем одно из аналитических выражений для определения расхода воды

$$Q = kV_1\omega_1 + \left(\frac{\bar{V}_1 + \bar{V}_2}{2}\right)\omega_2 + \dots + \left(\frac{\bar{V}_{i-1} + \bar{V}_i}{2}\right)\omega + \bar{k}V_i\omega_{i+1}, \quad (10.12)$$

где V_i – средняя скорость на i -й вертикали; ω_i – площадь живого сечения между i -й и $(i-1)$ -й вертикалями; k – коэффициент для скоростей на прибрежных вертикалях.

При пологом берегу реки с $h = 0$ на урезе воды $k = 0,7$, при обрывистом берегу – $k = 0,8$, при гладкой (например бетонной) стенке канала $k = 0,9$.

При определении расхода одним из перечисленных методов необходимо оценить абсолютную или относительную величину погрешности.

Железняков Г.В. и Данилевич Б.Б. предложили следующую формулу для определения абсолютной погрешности расхода

$$\Delta Q = \omega \Delta h + \Omega \Delta \bar{V} + \Delta b \sum S_i, \quad (10.13)$$

где ω – площадь между линией средних скоростей по ширине живого сечения и поверхности воды, пропорциональная удельному расходу на единицу глубины реки; $\Delta h, \Delta \bar{V}, \Delta b$ – абсолютные погрешности при изменении соответственно глубины, средней скорости и ширины поперечного сечения реки; Q – площадь живого сечения русла; $\sum S_i$ – суммарный удельный расход воды на единицу ширины реки.

Относительная погрешность расхода определяется по формуле

$$\delta Q = \frac{\Delta Q}{Q} \cdot 100\% . \quad (10.14)$$

При этом основной составляющей погрешности является погрешность при измерении скоростей течения потока воды.

Вертушечный как основной способ измерения скоростей дает следующие погрешности: 2-3 % в условиях установившегося движения при $V > 0,1 \text{ м/с}$ и детальном способе измерений (большое количество точек измерения с многократным измерением в каждой точке); 3-5 % при основном способе измерений (не более 6 точек измерения). В условиях закрытого русла: 7-10 % при детальном измерении и 10-15 % при основном.

Зависимость между расходами и уровнями воды

По формуле равномерного движения потока расход определяется следующим уравнением:

$$Q = \Omega C \sqrt{RJ} , \quad (10.15)$$

или

$$\frac{Q}{\sqrt{J}} = \Omega C \sqrt{R} . \quad (10.16)$$

Из анализа правой части уравнения (10.16) следует, что все ее составляющие Ω , C и R являются функцией уровня воды Z в данном поперечном сечении русла реки, называемое створом. Таким образом, можно составить следующую функцию:

$$Z = Z \left(\frac{Q}{\sqrt{J}} \right) . \quad (10.17)$$

При известном и постоянном уклоне реки на данном участке уровень представляет собой функцию расхода воды

$$Z = Z(Q) . \quad (10.18)$$

Такую зависимость называют кривой расходов, она является важнейшей характеристикой гидравлического режима рек и широко используется в гидравлике, гидротехнике и гидроэнергетике.

Кривые расходов могут быть однозначными и неоднозначными.

Зависимость $Z(Q)$, полученная по формуле равномерного движения потока является однозначной. Следовательно, одним из основных условий однозначности этой функции является равномерное движение воды.

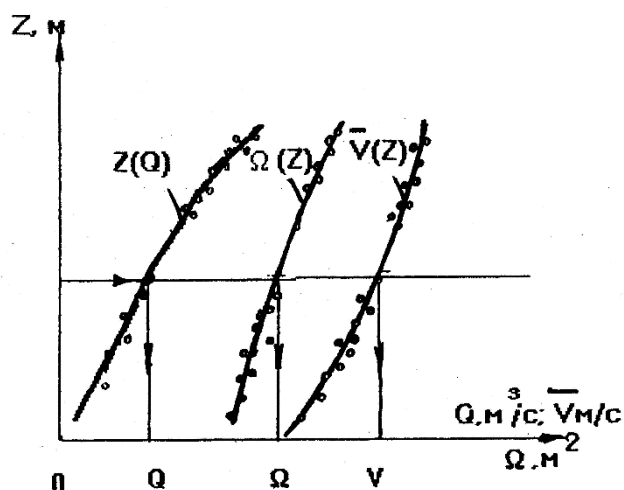


Рисунок 10.4 – Построение кривой расходов

Построение однозначной кривой расходов осуществляется нанесением на график точек измеренных величин уровней Z и расходов Q воды (рис.10.4). Эти точки из-за погрешности измерений имеют разброс. Кривые $Z(Q)$ проводят так, чтобы точки измерений располагались равномерно относительно них, что можно сделать, например, по критерию суммы квадратов отклонений средних величин \bar{Z} и \bar{Q} от их фактических значений.

Для проверки правильности построения кривой расходов ее совмещают с кривой площади живого сечения $Q(Z)$ и кривой средних скоростей $\bar{V}(Z)$ (рис.10.4).

Тогда при любом постоянном значении Z должно выполняться следующее равенство

$$Q = \Omega \bar{V}. \quad (10.19)$$

Неоднозначность кривых расходов помимо величины самого расхода определяется рядом других факторов. К их числу относятся:

- переход от равномерного движения потока к неравномерному или к неустановившемуся движению;
- деформация дна русла реки;
- переход от свободного, безнапорного движения к стесненному и наоборот, в естественных условиях, например, под влиянием ледовых явлений;
- зарастание русла реки.

В ряде случаев возможно совместное влияние перечисленных факторов, что еще более усложняет кривую расходов. Рассмотрим более подробно влияние некоторых из них. Примером перехода от равномерного движения потока воды в речном русле к неравномерному служит создание подпора при строительстве гидротехнических сооружений (рис.10.5).

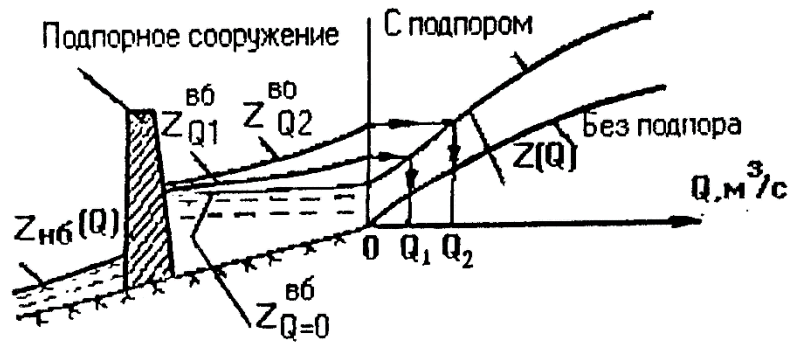


Рисунок 10.5 – Гидротехническое сооружение с подпором

В этом случае кривые расходов строятся следующим образом (рис.10.4). Методами гидравлики рассчитываются кривые подпора в водохранилище $Z_{вб}(L)$ при различной глубине его сработки от $Z_{вб}^{max}$ до $Z_{вб}^{min}$.

По этим кривым при различных расходах приточности реки определяются уровни в исследуемом гидрометрическом створе и строятся кривые расходов $Z(Q)$ при постоянных отметках уровней воды $Z_{вбi}$ в водохранилище.

Другим характерным примером неоднозначных кривых расходов является влияние ледовых явлений в зимних условиях. При этом движение потока в русле реки представляет сложный процесс.

Поток воды в зависимости от наличия или отсутствия льда может периодически переходить из безнапорного в напорный и наоборот перемещаться подо льдом и над ним, транспортировать лед и шугу со сложным их распределением в живом русле реки и др.

Во всех указанных случаях изменяется площадь живого сечения потока воды и создается дополнительное гидравлическое сопротивление, уменьшающее расход воды в гидрометрическом створе при одной и той же отметке уровня Z (см. рис.10.5).

Для определения стока в зимний период либо пользуются данными, полученными в результате измерений в различные периоды зимы, если такие измерения возможно выполнить, либо рассчитывают зимний расход $Q_з$ по летней кривой расходов $Z(Q_л)$ с коррекцией ее с помощью коэффициента $K_з$ по формуле

$$Q_з = K_з Q_л . \quad (10.20)$$

Лекция 6 – Твёрдый сток

Речными наносами называются твердые минеральные частицы, переносимые потоком и образованные в результате эрозии водосбора и русла реки.

Процесс размыва и смыва почв и горных пород талыми и дождевыми водами, стекающими по склону, называется склоновой эрозией. Стекающая по поверхности водосбора вода нарушает связность частиц почв и горных пород и смыкает их в понижения рельефа – ложбины, ложины, суходолы,

где процесс эрозии усиливается. В результате огромное количество наносов попадает в реки.

Склоновая эрозия формирует основное количество речных наносов. Часть речных наносов образуется в результате русловой эрозии – размыва берегов и дна русла.

Интенсивность водной эрозии зависит от количества воды, поступающей на водосбор, физико-географических условий, в которых протекает река, и хозяйственной деятельности человека.

Увеличение стока и в особенности его интенсивности в определенные сезоны приводит к усилению эрозии. В связи с этим наибольшее количество наносов попадает обычно в реки в период весеннего половодья.

Рельеф местности способствует усилению или ослаблению скорости течения движущейся по поверхности бассейна воды, а следовательно, усилению или ослаблению размыва. Так, при одном и том же значении стока водная эрозия более ярко выражена в горных районах и значительно слабее на равнинных.

В зависимости от свойств почв и их состояния количество смываемого материала будет различным.

Растительность предохраняет почву от разрушения. Уничтожение растительного покрова (вырубка, пожары), неправильная распашка (вдоль склонов) и обработка почв без соблюдения агротехнических правил, предусматривающих сохранение структуры почв, приводят к усилению эрозии, возникновению овражной сети, к усиленному формированию наносов.

Метеорологические факторы – осадки, температура и влажность воздуха, ветер – также оказывают влияние на процесс водной эрозии, так как под их влиянием изменяется не только количество стекающей воды, но и эрозионная устойчивость почв.

На процесс размыва непосредственно в русле существенное влияние оказывают поперечная циркуляция, водовороты, ледовые явления.

Речные наносы характеризуются: средней плотностью, формой и размером частиц и гидравлической крупностью.

Средняя плотность зерен наносов в зависимости от их минерального состава изменяется от 2,5 до 2,8 г/см³; в среднем она равна 2,65 г/см³. Илистые частицы отличаются меньшей средней плотностью, песчаные – большей.

Наносы бывают различной крупности и формы. Более крупные наносы благодаря истиранию в процессе передвижения имеют форму, близкую к шару или эллипсоиду. Мелкие наносы, передвигающиеся во взвешенном состоянии, имеют неправильную геометрическую форму, близкую к форме пластинок, чешуек. Несмотря на различие формы, речные наносы обычно характеризуются средним диаметром. Средний диаметр наносов устанавливается на основании механического анализа. С этой целью пробу наносов делят на фракции и устанавливают весовое участие каждой

фракции в пробе. Для этого пробы наносов просеивают через сита или применяют способ отмучивания.

Очень важная характеристика наносов – их гидравлическая крупность. Гидравлической крупностью наносов W называется скорость падения частицы наносов в неподвижной воде.

Исследованию гидравлической крупности посвящен ряд работ отечественных и иностранных ученых (М. А. Великанов, А. П. Зегжда, Б. В. Архангельский, В. Н. Гончаров, Д. Я. Соколов, А. В. Караушев и др.). Установлено, что гидравлическая крупность частицы зависит от геометрических размеров, формы, средней плотности частиц и воды, температуры воды. Полученные формулы выражают зависимость гидравлической крупности от перечисленных факторов. Формула В. Н. Гончарова, полученная в результате обобщения экспериментальных материалов ряда исследователей, имеет вид

$$W = 33,1 \sqrt{\frac{\gamma_1 - \gamma}{\gamma}} d, \quad (11.1)$$

где W – гидравлическая крупность, см/с; d – диаметр частиц, см; γ_1 и γ – средняя плотность соответственно частиц и воды.

Формула (11.1) справедлива для частиц диаметром $d > 1,5$ мм в условиях турбулентного течения потока.

В технических условиях и нормах проектирования гидротехнических сооружений приведена таблица значений гидравлической крупности частиц различных диаметров, которой рекомендуется пользоваться при отсутствии непосредственных данных о гидравлической крупности. Наносы состоят из частиц различной гидравлической крупности, поэтому их характеризуют значением средневзвешенной гидравлической крупности, которая определяется следующим образом. Наносы делят на 4–5 фракций по их геометрической крупности и определяют, пользуясь таблицей или той или иной формулой, значение гидравлической крупности для крайних значений диаметров частиц данной фракции (W_1 и W_2). Гидравлическую крупность вычисляют как среднее арифметическое значение

$$W = \frac{1}{2}(W_1 + W_2) \quad (11.2)$$

или как среднегеометрическое значение

$$W = \frac{1}{3}(W_1 + W_2 + \sqrt{W_1 \cdot W_2}). \quad (11.3)$$

По гидравлической крупности отдельных фракций определяют средневзвешенную гидравлическую крупность

$$W = \frac{\sum W_i P_i}{100}, \quad (11.4)$$

где P_i – процентное содержание по массе отдельных фракций.

По характеру движения речные наносы разделяются на взвешенные и донные.

Лекция 7 – Взвешенные и донные наносы

Условия взвешивания. Мутность потока и ее распределение по живому сечению реки

Наносы, переносимые потоком во взвешенном состоянии, называются взвешенными. Взвешивание твердых частиц в речном потоке объясняется его турбулентным движением, обуславливающим наличие вертикальной составляющей скорости потока \bar{u}_v . Частица диаметром d будет находиться во взвешенном состоянии, если вертикальная составляющая скорости течения больше или равна гидравлической крупности этой частицы

$$\bar{u}_v \geq W \quad (12.1)$$

При обратном соотношении частицы будут осаждаться на дно и начнется аккумуляция наносов. Вертикальная составляющая скорости растет с увеличением степени турбулентности потока; абсолютное значение ее невелико и выражается сотыми долями от скорости потока в данной точке \bar{u} .

Количество взвешенных наносов в единице объема воды называется мутностью потока. Мутность потока измеряется гидрометрическим прибором – батометром и вычисляется по выражению

$$p = \frac{p_n}{A} * 10^6 \quad (12.2)$$

где p – мутность потока, г/м³; p_n – масса наносов в пробе воды, взятой прибором, г; A – объем пробы, см³.

В речных потоках мутность изменяется от нескольких десятков граммов до десятков килограммов в одном кубическом метре. Так, средняя годовая мутность р. Невы 12 г/м³, р. Амударьи–3500 г/м³, р. Аксай (Дагестан) 11800 г/м³. В селевых потоках мутность изменяется от 0,59 до 1,59 т/м³.

Содержание наносов в отдельных точках по глубине изменяется из-за пульсации скоростей течения.

Распределение мутности по живому сечению носит сложный характер. Как правило, мутность возрастает от поверхности ко дну. Мелкие частицы наносов располагаются ближе к поверхности, крупные – ближе к дну.

Существуют две теории распределения наносов по глубине потока: диффузионная и гравитационная.

Диффузионная теория движения взвешенных наносов, разработанная М. В. Макковеевым, рассматривает распределение в потоке частиц наносов как диффузионный процесс; перенос взвешенных частиц из зон большей концентрации в зоны меньшей концентрации в турбулентном потоке осуществляется хаотическими, многочисленными, но сравнительно малыми по силе пульсациями скоростей. При этом кинематика турбулентного потока принимается совершенно независимой от нахождения в потоке твердых частиц, то есть игнорируется влияние взвешенных наносов на распределение скоростей.

Эксперименты показывают, что такое допущение применимо только для мельчайших частиц, гидравлическая крупность которых очень мала.

Гравитационная теория, предложенная М. А. Великановым, основана на учете работы, затрачиваемой потоком на взвешивание и перенос частиц наносов; положительная энергия наносонесущего потока при равномерном его движении расходуется не только на преодоление силы сопротивления, но и на поддержание твердых частиц во взвешенном состоянии.

Для решения задачи о распределении наносов по вертикали в гравитационной теории используется уравнение баланса энергии наносонесущего потока установившейся концентрации.

В результате получена следующая зависимость распределения мутностей по глубине потока

$$\frac{\rho}{\rho_0} = \left[\frac{1 - \eta}{1 + \eta(e^\alpha - 1)} \right]^{\frac{W}{ku_*}} \quad (12.3)$$

где ρ – мутность в точке; ρ_0 – мутность придонного слоя; η – относительная глубина, $\eta = \frac{y}{h}$; h – глубина потока; W – гидравлическая крупность; k – универсальная постоянная потока; e – основание натурального логарифма; u_* – динамическая скорость, $u_* = \sqrt{gh_{cp}l}$ – средняя глубина; l – уклон водной поверхности; α – параметр, $\alpha = 1 + \frac{ku_{cp}}{u_*}$; u_{cp} – средняя скорость на вертикали.

Кривая изменения мутности по глубине, построенная по уравнению (12.3), соответствует опытным данным.

Распределение мутности по ширине потока не имеет отчетливо выраженной закономерности. Распределение наносов по ширине потока сильно изменяется в зависимости от направления течения, местных размывов русла и берегов, впадения притоков, несущих больше или меньше наносов, чем главная река.

Распределение наносов по длине реки следует распределению уклонов и скоростей. В верховьях рек, где уклоны, а следовательно, и скорости течения большие, во взвешенном состоянии находятся более крупные частицы наносов. Вниз по течению под влиянием уменьшения уклонов и скоростей крупность наносов, находящихся во взвешенном состоянии, уменьшается.

Мутность больших рек изменяется по их длине довольно своеобразно. Мутность рек, текущих с севера на юг (реки Среднерусской возвышенности), обычно увеличивается вниз по течению, мутность рек, текущих с юга на север (Обь, Енисей, Лена), вниз по течению уменьшается.

Расход и сток взвешенных наносов

Количество взвешенных наносов, переносимое рекой через живое сечение в единицу времени, называется расходом взвешенных наносов

$$R_n = 0,001 p_{cp} Q, \quad (12.4)$$

где R_n – расход взвешенных наносов, кг/с; p_{cp} – средняя в живом сечении мутность потока, г/м³; Q – расход воды, м³/с.

Выражение (12.4) можно переписать так:

$$R_n = 0,001 p_{cp} v w, \quad (12.5)$$

где v — средняя скорость потока, м/с; w — площадь живого сечения, м².

Произведение мутности на среднюю скорость потока называют средней наносностью

$$k_{cp} = 0,001 p_{cp} v. \quad (12.6)$$

Тогда расход взвешенных наносов, выраженный через наносность, будет равен

$$R_n = k_{cp} w. \quad (12.7)$$

Суммарное количество переносимых рекой наносов, отнесенное к какому-то периоду времени (месяцу, сезону, году), называется стоком наносов.

Количество наносов, переносимых реками СССР, колеблется в широких пределах. Наименьшая мутность порядка 10–50 г/м³ наблюдается на реках лесной зоны. По мере продвижения на юг мутность рек увеличивается до 50–150 г/м³, а в районах распространения возвышенностей, покрытых легкоразмываемыми грунтами (Среднерусская возвышенность), возрастает до 500 г/м³ и более. В южных степных районах мутность рек 150–500 г/м³, а при расчлененном рельефе возрастает до 500–1000 г/м³ (Волыно-Подольская возвышенность, Донецкий кряж, Восточно-Донецкая гряда и др.).

Очень много наносов проносят реки Кавказа и Средней Азии. Реки восточной части Кавказа отличаются более высокой мутностью, чем западной части. Высокая мутность этой части Кавказа обусловливается наличием легкоразмываемых сланцево-песчаных пород, глинистых сланцев, отложений известняков, песчаников и глин. Наименьшей мутностью на Кавказе характеризуются реки в области скалистого хребта Большого Кавказа.

В Средней Азии повышенной мутностью отличаются реки бассейна Амударьи, где мутность колеблется от 2500 до 4000 г/м³. Высокая мутность свойственна также рекам Мургаб, Теджен, Атрек. В водах р. Атрек при выходе из гор содержится более 20 кг/м³ взвешенных наносов. Для рек Тянь-Шаня характерна невысокая мутность, в особенности в верховьях рек, — до 100 г/м³.

На Алтае мутность рек не выходит за пределы 1000 г/м³.

В соответствии с распределением мутности рек на территории СССР изменяется и сток взвешенных наносов. Так, например, годовой сток взвешенных наносов Амударьи составляет в среднем 130 млн. т.

Повышенным стоком взвешенных наносов отмечаются реки бассейна Каспийского моря, в особенности Волга, сток наносов которой у с. Поляна Фрунзе до постройки Куйбышевского водохранилища составлял 21 млн. т. Значительно меньше взвешенных наносов выносят реки северной части Русской равнины. Годовой сток взвешенных наносов Печоры, несмотря на большую водность этой реки, составляет 6,5 млн. т, а Северной Двины — 4,3 млн. т. Сравнительно малым стоком взвешенных наносов характеризуются реки бассейна Балтийского моря. Сток взвешенных наносов самой многоводной из них — Невы — составляет всего

лишь 0,82 млн. т в год. В бассейне Черного моря наибольшее количество взвешенных наносов проносит р. Риони – 6,9 млн. т в год. Под влиянием водохранилищ, аккумулирующих наносы, твердый сток рек уменьшается. Так, твердый сток Волги после создания каскада водохранилищ уменьшился в 2,5–3 раза, твердый сток Дона в 2 раза.

Движение донных наносов

Наносы, влекомые потоком по дну, называют донными наносами. Деление наносов на взвешенные и донные в значительной мере условно. Частица наносов, передвигающаяся по дну, при известных гидравлических условиях потока может перейти во взвешенное состояние и тогда ее надо отнести к взвешенным наносам. Возможны также случаи, когда взвешенные частицы осаждаются на дно, и тогда они перемещаются потоком, как донные.

Многочисленными экспериментальными исследованиями установлено, что движение наносов по дну происходит путем образования и поступательного перемещения песчаных волн. Форма этих волн характеризуется весьма пологим верховым откосом и крутым низовым (рис.12.1). Такого рода песчаные волны можно легко наблюдать на отмелях рек, после спада воды, в пустынях под действием непрерывных ветров (барханы).

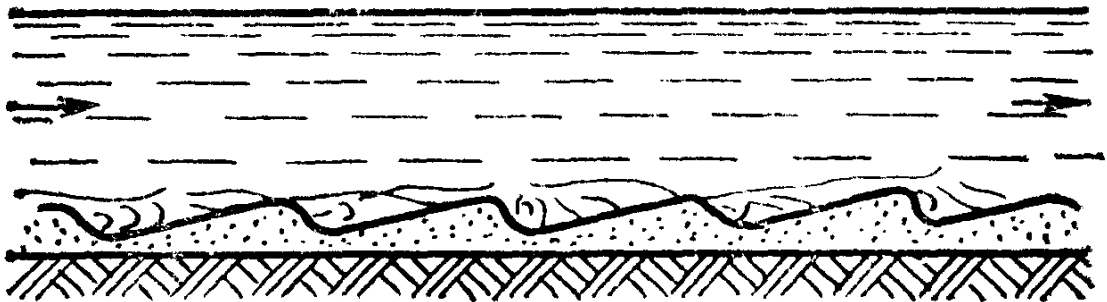


Рисунок 12.1 – Схема движения донных наносов

Песчаные волны на дне реки образуются следующим образом. Существует некоторая скорость потока, при которой наблюдаются первые подвижки частиц наносов, слагающих дно русла. Наступление этого момента характеризуется тем, что некоторые частицы наносов начинают вибрировать и, срываясь с места, перекашиваются на некоторое расстояние вниз. Отдельные же частицы под воздействием потока переносятся вниз скачкообразно. Средняя скорость течения, при которой начинается передвижение частиц по дну (трогание частиц с места), называют размывающей скоростью (V_p). Значение этой скорости представляет большой интерес для практики.

При дальнейшем возрастании скоростей все большее число частиц наносов приводится в движение и на дне реки начинают образовываться поперечные гряды (в связи с тем, что некоторые частицы были выведены из состояния покоя ранее других), которые затем формируются в песчаные волны.

Дальнейшее передвижение наносов по дну состоит в поступательном перемещении песчаных волн вниз по течению. При этом частицы наносов смываются с верхового откоса волны, двигаясь по поверхности, волны достигают гребня волны и скатываются в застойную зону, образующуюся за гребнем. Постепенно все большее число частиц смывается с верхового откоса и попадает в застойную зону, заполняя ее. Это приводит к удлинению волны со стороны низового откоса и соответствующему уменьшению ее со стороны верхового откоса. Так происходит движение песчаной волны.

Таким образом, в движении донных наносов можно выделить две стадии: первая – образование песчаных волн, вторая – поступательное перемещение волн.

Первая стадия движения донных наносов характеризуется размывающей скоростью. Рассмотрим, как можно подойти к ее определению.

Для того чтобы твердая частица, находящаяся у дна, начала двигаться, необходимо, чтобы между ее массой, размерами и скоростью обтекающей частицу жидкости существовала определенная зависимость. Представим себе для простоты, что частица имеет форму куба со стороной a . Сила давления F на эту частицу будет пропорциональна поверхности давления a^2 и скоростному напору $-\frac{v^2}{2g}$

$$F = \gamma k \frac{a^2 v^2}{2g}, \quad (12.8)$$

где γ – средняя плотность воды; v – скорость течения, действующая на грань куба; g – ускорение свободного падения; k – коэффициент, зависящий от формы частицы.

Силе давления потока частица оказывает сопротивление F_c , которое пропорционально ее массе в воде

$$F_c = a^3(\gamma_1 - \gamma)\varphi, \quad (12.9)$$

где γ_1 – средняя плотность частицы; φ – коэффициент трения. В момент предельного равновесия $F = F_c$ или

$$\gamma k \frac{a^2 v^2}{2g} = a^3(\gamma_1 - \gamma)\varphi, \quad (12.10)$$

откуда

$$a = \left| \frac{k\gamma}{2g(\gamma_1 - \gamma)\varphi} \right| v^2. \quad (12.11)$$

Возводя в куб и умножая на γ_1 , имеем

$$a^3 \gamma_1 = \left[\gamma_1 \frac{k\gamma}{2g(\gamma_1 - \gamma)\varphi} \right]^3 v^6, \quad (12.12)$$

Выражение $a^3 \gamma_1$ представляет собой массу частицы p ; обозначая выражение в скобках через $1/B$, получим

$$p = 1/B v^6, \quad (12.13)$$

или

$$v = \sqrt[6]{pB}. \quad (12.14)$$

Таким образом, скорость, сдвигающая частицу (v_p), пропорциональна корню шестой степени из массы частицы. Зависимость (12.14) была получена Эри эмпирическим путем и известна как закон Эри. Если скорости равнинной и горной реки изменяются, например, в соотношении 1:4, то массы перемещаемых этими потоками частиц находятся в отношении $1:4^6 = 1:4096$. Из этого примера становится понятным, почему равнинные реки перемещают только песок, а горные – нередко большие камни.

М. А. Великанов считает, что закон Эри справедлив только для крупных частиц, так как в нем не учитывается подъемная сила турбулентного потока, уклон дна и другие факторы. Основываясь на проведенных М. А. Великановым совместно с Н. М. Бочковым опытах по изучению начальной стадии влечения по дну очень малых частиц, получим следующую зависимость для размывающей скорости в несвязных грунтах

$$\frac{v_p^2}{gd} = 15 + \frac{6}{d}, \quad (12.15)$$

где g – ускорение свободного падения, м/с^2 ; d – диаметр частиц, мм ; v_p – скорость, м/с .

В основу формулы (12.15) положено условие устойчивости отдельно взятой твердой частицы, находящейся на дне под воздействием только потока. В природных условиях явление влечения наносов значительно сложнее, оно протекает при взаимном влиянии частиц друг на друга.

И. И. Леви считает целесообразным при изучении влечения наносов исходить из рассмотрения устойчивости не отдельной частицы, а некоторого поверхностного слоя твердых частиц, однородных по своему составу. При таком рассмотрении явления он приходит к формуле

$$v_p = a' \sqrt{gd} \left(\frac{h}{d}\right)^n, \quad (12.16)$$

где h – глубина потока.

Обработав опытные данные различных исследователей, И. И. Леви придал формуле (12.16) следующий вид

$$v_p = 1,4 \sqrt{gh} \ln \frac{h}{7d}, \quad (12.17)$$

которая применима при $\frac{h}{d} > 60$.

Вторая стадия движения донных наносов характеризуется скоростью перемещения песчаной волны v_b . Опыты М. А. Великанова, В. М. Бочкова, Е. М. Минского и других исследователей показывают, что скорость движения песчаной волны зависит от скорости потока v , глубины потока h и размера частиц наносов d , то есть $v_b = f(v, h, d)$.

На основании специальных исследований, проведенных в лабораторных условиях, М. А. Великанов и В. Ф. Пушкарев получили следующую зависимость для скорости движения песчаной волны

$$\frac{v_B}{v} = 0,019 \frac{v^2}{gh} - 0,029 \frac{gh}{v^2}, \quad (12.18)$$

Расчеты по этой формуле показывают, что при скорости потока $v = 0,40-0,50$ м/с скорость движения волны в 500–600 раз меньше скорости движения воды, то есть перемещение песчаных волн происходит очень медленно.

Расход донных наносов

Расход донных наносов определяют с помощью специальных гидрометрических приборов – донных барометров. По данным измерений вычисляют расход донных наносов на единицу ширины реки. Умножая полученное значение на ширину реки, определяют весь расход донных наносов

$$G = \frac{p_n}{lT} B, \quad (12.19)$$

где G – расход донных наносов, кг/с; p_n – масса наносов, которые попали в барометр; l – ширина батометра, см; T – продолжительность наблюдений; B – ширина реки, м.

При отсутствии непосредственных наблюдений за расходом донных наносов его можно определить приближенно по эмпирическим формулам.

Сток растворенных веществ

Речные воды всегда содержат какое-то количество растворенных веществ, с которыми они соприкасаются в процессе круговорота.

Изучение химического состава вод и стока растворенных веществ в реках имеет большое значение при использовании речных вод для промышленного и питьевого водоснабжения, орошения и обводнения.

Химический состав речных вод представляется главным образом следующими ионами: HCO_3^- (гидрокарбонатный ион), SO_4^{2-} (сульфатный ион), Cl^- (хлоридный ион), CO_3^{3-} (карбонатный ион), Ca^{2+} (ион кальция), Mg^{2+} (ион магния), Na^+ (ион натрия), K^+ (ион калия).

В зависимости от содержания ионов в речной воде различают следующие гидрохимические классы: гидрокарбонатный с преобладанием HCO_3^- , сульфатный с преобладанием SO_4^{2-} и хлоридный с преобладанием Cl^-

Большинство рек СССР принадлежит к гидрокарбонатному классу. Реки этого класса занимают около 85% всей территории СССР. Воды гидрокарбонатного класса преимущественно слабоминерализованы.

Реки, относящиеся к сульфатному классу, распространены в засушливых районах европейской части СССР (Приазовье, Донбасс) и Кавказа, а также в полупустынных районах Средней Азии и Казахстана. Они занимают примерно 3% территории СССР. Воды сульфатного класса имеют обычно значительную минерализацию.

Реки хлоридного класса занимают около 6% территории СССР. К ним относятся временные водостоки, встречающиеся в засушливых полупустынных районах Средней Азии и Кавказа. Воды этого класса преимущественно высокой минерализации.

По степени минерализации О. А. Алекин делит реки на четыре группы: малой минерализации (до 200 мг/л), средней минерализации (200–500 мг/л), повышенной минерализации (500–1000 мг/л) и сильной минерализации (больше 1000 мг/л).

Химический состав воды и общая минерализация зависят от типа питания рек и режима годового стока, состава почв, с которыми соприкасается поверхностный сток, от литологического состава пород и грунтов, в которых протекают грунтовые воды.

Основной источник солей – грунтовые воды. Проходя через различные породы, грунтовые воды растворяют соли этих пород и доставляют их в реки в больших концентрациях. Атмосферные осадки имеют очень слабую концентрацию солей, поэтому поверхностный сток мало обогащает воду рек солями.

Реки, вытекающие из болот, имеют мало минерализованную воду, но со значительным количеством органического вещества гуминного происхождения.

Таким образом, химический состав воды рек изменяется во времени в зависимости от преобладания того или иного вида питания реки. Увеличение поверхностного стока приводит к уменьшению минерализации речной воды, снижение его и увеличение грунтового питания способствуют повышению минерализации. Поэтому в период половодья или паводков минерализация воды бывает минимальной, в период зимней и летней межени достигает максимума.

Количество растворенных веществ (S), проносимых через живое сечение потока в единицу времени, называется расходом растворенных веществ

$$S = aQ, \quad (12.20)$$

где S – расход растворенных веществ, кг/с; a – концентрация ионов, мг/л; Q – расход воды, м³/с.

Расход растворенных веществ, отнесенный к какому-то периоду времени T , представляет суммарный сток выносимых рекой солей (ионный сток). По данным О. А. Алекина (1970), сток растворенных солей в устьях некоторых больших рек достигает значительных размеров (табл.12.1).

Таблица 12.1 – Средний годовой ионный сток некоторых рек СССР

Река	Площадь бассейна,	Ионный сток, млн.	Река	Площадь бассейна,	Ионный сток, млн.
Лена	2420	59,8	Сырдарья	219	9,51
Волга	1350	54,4	Амур	1620	9,11

Енисей	2470	43,2	Днепр	464	7,64
Обь	2450	33,8	Кура	178	5,20
Амударья	237	19,3	Печора	259	5,66
Северная Двина	350	13,8	Кубань	61,5	3,04

Внутригодовое распределение стока растворенных веществ в основном предопределяется распределением жидкого стока по периодам года. Из выражения (12.20) следует, что с возрастанием водности реки увеличивается сток растворенных веществ. Поэтому на реках восточноевропейского типа основная часть ионного стока приходится на весеннее половодье, хотя минерализация воды в это время минимальная; на реках с половодьем в теплое время года (дальневосточный, тьяньшаньский тип) максимальный сток растворенных веществ наблюдается летом.

Селевые потоки

Селевыми потоками называются бурно текущие потоки, образующиеся в горах в результате интенсивных ливней или интенсивного снеготаяния. Сели отличаются большим содержанием наносов различной крупности – от мельчайших песчинок до крупных обломков горных пород. Наносы в селевых потоках могут составлять до 75% общей массы потока.

В результате выветривания горных пород на водосборе и в русле накапливается большое количество твердого материала, который легко транспортируется водным потоком, имеющим большой уклон. При обилии осадков на водосборе и склонах долины развивается богатая растительность, которая предохраняет их от разрушения и затрудняет процесс смыва твердого материала с водосбора. Малое количество выпадающих осадков, наоборот, создает благоприятные условия для формирования солей, водосбор слабо зарастает растительностью, усиливаются процессы разрушения горных пород, облегчается смыв твердых частиц с водосбора.

Длительность селевых паводков зависит от продолжительности ливня и скорости течения воды по склону и руслу. Чаще всего селевые паводки длятся несколько часов.

По составу селевой массы все селевые потоки делятся на три категории: грязевые, грязекаменные и водокаменные. Состав селевых потоков целиком зависит от пород, слагающих поверхность горных склонов. Если на склонах и в русле накопилось много камня, гальки, валунов и скальных обломков, то при ливне или интенсивном снеготаянии может сформироваться водокаменный сель. Если камней на склонах и в русле нет, и вода смыкает почвенный слой и суглинки, образуются грязевые паводки. При одновременном попадании в русло и мелких фракций и крупных обломочных пород формируются грязекаменные сели.

В грязевых потоках вся масса, включая и плавающие тела, движется приблизительно с одинаковой скоростью, поэтому весь селевой поток представляет собой одиночную волну, как при обычных речных паводках.

Особенностью грязекаменных и водокаменных селей является заторный характер их движения. Селевая масса этих потоков неоднородна; мелкие

частицы передвигаются во взвешенном состоянии, крупные – галька, щебень, мелкий камень – перемещаются по дну. Входящие в состав селевой массы крупные камни могут передвигаться потоком лишь при прорыве временных нагромождений крупных камней или при резком сужении и повороте русла, когда скорость потока значительно возрастает.

В результате возникающих задержек у преград селя движется отдельными, следующими друг за другом, волнами или валами. Высота этих валов достигает 2–6 м. Число отдельных валов селя весьма различно: на р. Киш-Чай их было отмечено 12–14, на р. Малой Алмаатинке – 80.

Вследствие заторного характера движения максимальные расходы селевых паводков могут в 8–10 раз превышать максимальные расходы неселевых паводков.

Выходя из ущелья, селевые потоки расширяются и отлагают огромное количество наносов, образуя конусы выноса. Так, во время селя 1921 г. на р. Малой Алмаатинке было вынесено 2 – 2,5 млн. м³ наносов.

Селевые паводки наносят большой ущерб народному хозяйству. Водокаменные сели, движущиеся с большой скоростью и перемещающие обломки горных пород массой до нескольких тонн, обладают колоссальной разрушительной силой. Например, Алмаатинским селем 1921 г. была разрушена большая часть города. Грязевые сели заносят поля, дороги, забивают отверстия мостов и т.д.

Для борьбы с селевыми паводками проводят насаждение лесов на водосборе; устраивают поперечные запруды, снижающие уклоны рек; создают водохранилища для аккумуляции наносов селя.

Лекция 8 – Статистические характеристики речного стока

Гидрографы речного стока

Гидрографом реки называется хронологическая зависимость изменения расхода воды во времени в данном створе реки – $Q(t)$. Как правило гидрограф реки рассматривают минимум за один год. Рассмотрим в общем виде графическую интерпретацию $Q(t)$ на рис.13.1.

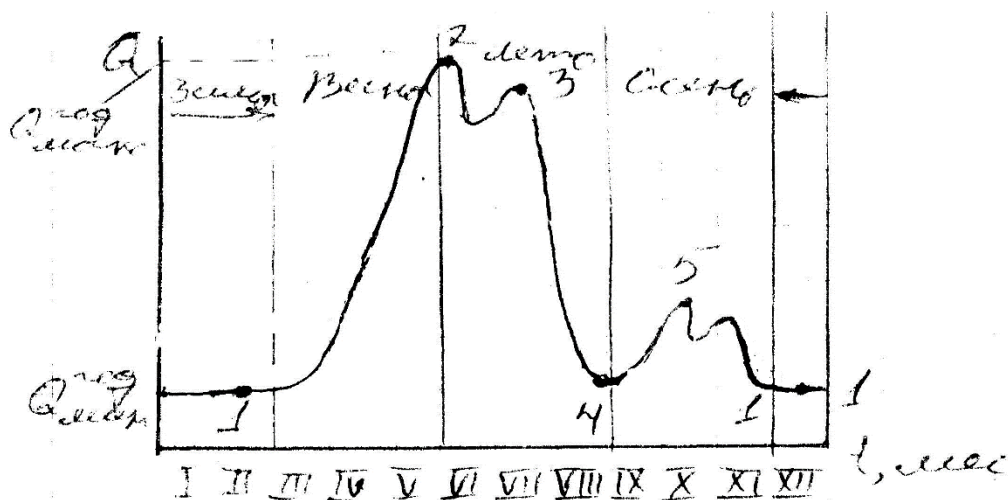


Рисунок 13.1 – Гидрограф реки

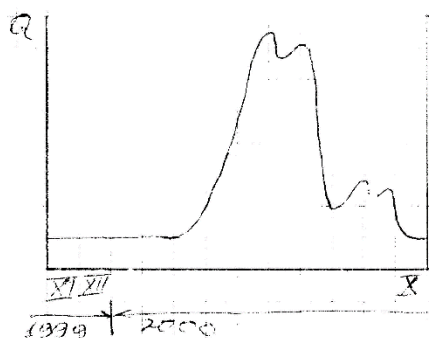
Характерные точки гидрографа:

- 1 – осенне-зимняя межень, определяет $Q_{\min}^{\text{год}}$;
- 2 – период половодья, определяет $Q_{\max}^{\text{год}}$;
- 3 – вторая волна половодья, $Q_3 < Q_{\max}^{\text{год}}$;
- 4 – летняя межень;
- 5 – осенний паводок.

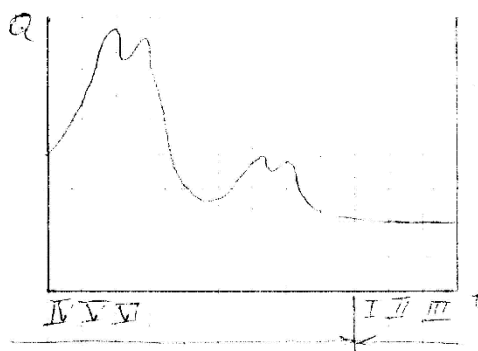
Тип гидрографа в каждом конкретном случае зависит от климатических и физико-географических факторов формирования речного стока. Существуют гидрографы, в которых отсутствует паводок, но есть половодье.

Гидрограф по времени может начинаться как с 1-го месяца года так и с любого другого месяца с которого начинались наблюдения. В связи с этим в гидрологии принята характерная разрезка года по времени, которая определяет в гидрологии характерные годы:

1. Календарный год, за начало которого принимается январь (рис.13.1);
2. Гидрологический год, за начало которого принимается начало осенне-зимней межени;



3. Водохозяйственный год, за начало которого принимается окончание осенне-зимней межени или начало половодья.



Гидрографы могут иметь 2 вида, в зависимости от исходной информации:

- I. Вид непрерывной функции;
- II. Вид дискретной функции (рис.13.2).

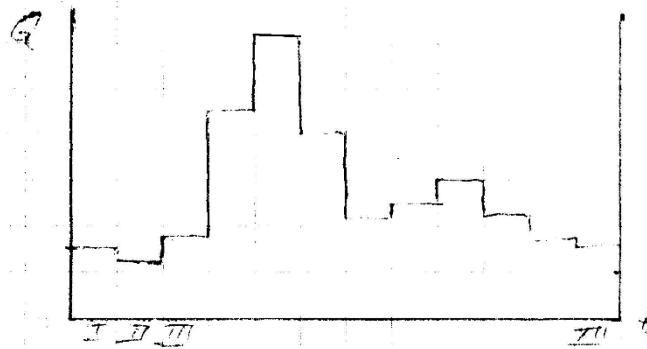


Рисунок 13.2 - Дискретный гидрограф реки

Если гидрографы заданы за ряд лет, то они образуют функцию, которую называют гидрологический ряд.

Статистические характеристики речного стока

1. Характеристика (график) продолжительности (рис.13.3);
2. Характеристика (график) частоты или повторяемости (рис.13.3).

График продолжительности – это зависимость, которая определяет когда фактический расход реки превышал или был ниже заданной её величины, то есть показывает суммарную продолжительность фактического расхода воды за определённый промежуток времени.

Метод построения графика продолжительности. Исходной информацией является заданный гидрологический ряд расходов.

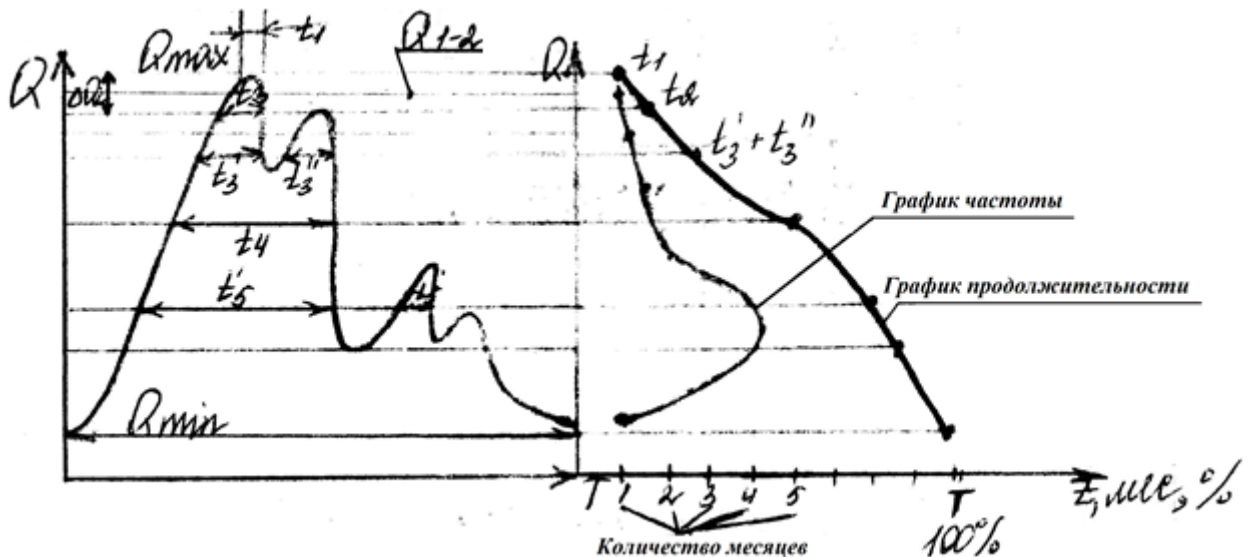


Рисунок 13.3 - График продолжительности и частоты

Таблица 13.1 - Построение графика продолжительности

№	$Q_i, \text{м}^3/\text{с}$	Продолжительность	
		$t_i, \text{мес}$	$t_i, \%$

1	Q_{\max}	t_1	$\frac{t_i}{T} \cdot 100\%$
2	...	t_2	
3	...	t_3	
4	...	t_4	
...	
n	Q_{\min}	t_n	

Прежде всего заданный гидрологический ряд в интервале от Q_{\max} до Q_{\min} необходимо разбить на ряд зон величиной ΔQ_i , причём величина зоны ΔQ_i должна быть тем меньше, чем чаще происходит колебание расхода воды (табл.13.1 и рис.13.3). Таким образом, график продолжительности является интегральной функцией.

График частоты – это зависимость, которая показывает суммарную частоту появления данного расхода воды.

$$\tau_i = t_{i+1} - t_i \quad (13.1)$$

Начинать построение графика частоты надо с разбиения на зоны ΔQ_i (как рассмотрено выше). Тогда

$$\bar{Q}_{i,i+1} = \frac{Q_i + Q_{i+1}}{2} \quad (13.2)$$

Построение представлено в таблице 13.2 и рисунке 13.3.

Таблица 13.2 – Построение графика частоты

№	$Q_i, \text{м}^3/\text{с}$	$t_i, \text{мес}$	$Q_{i,i+1}, \text{м}^3/\text{с}$	частота	
				$\tau_i, \text{мес}$	$\tau_i, \%$
1	Q_{\max}	t_1	$\bar{Q}_{1,2} = \frac{Q_1 + Q_2}{2}$	$\tau_1 = t_2 - t_1$	$\frac{\tau_i}{T} \cdot 100\%$
2	...	t_2			
3	...	t_3			
4	...	t_4			
...			
n	Q_{\min}	t_n			

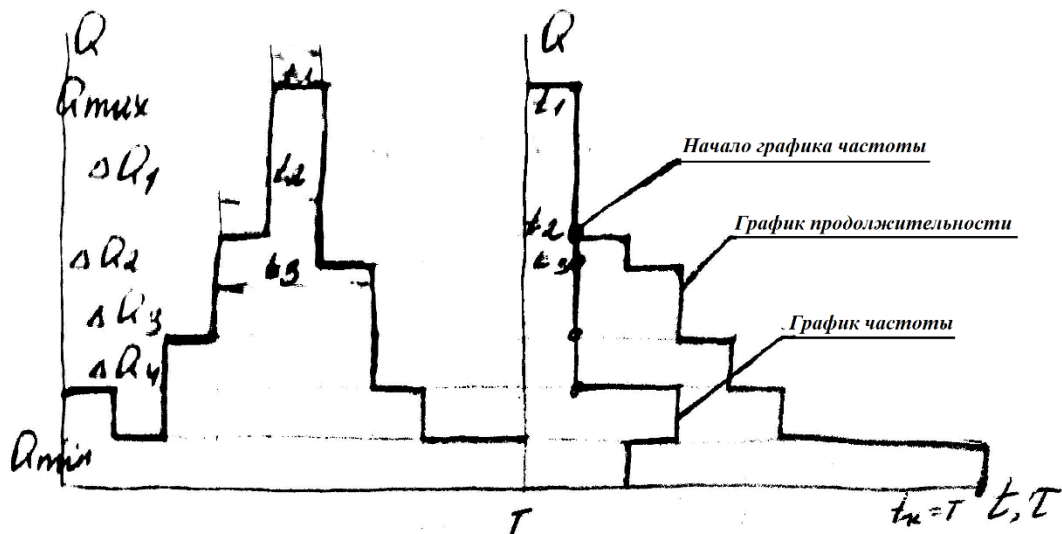
Таким образом, график частоты – это дифференциальная функция.

Особенности построения графиков продолжительности и частоты для дискретной исходной информации

Дискретная исходная информация характеризуется среднеинтервальными (как правило среднедекадными или среднемесечными) расходами воды, между которыми не существует функциональной связи, а есть разрывы непрерывности или скачки между ними.

- 1) В связи с этим указанные особенности заключаются в следующем – количество зон по ΔQ определяется количеством скачков (разрывов) между среднеинтервальными расходами и собственно величина каждой зоны равна величине скачка между среднеинтервальными расходами.

- 2) Для дискретной функции $Q(t)$ при построении графика частоты ее значения относятся не к среднему значению расхода данной зоны ΔQ , а τ_i относится к расходу Q_{i+1} .



Из анализа полученных графиков следует, что очевидно по графику продолжительности можно построить график частоты, а также по заданному графику частоты можно построить график продолжительности при условии, что заданы начальные значения продолжительности и расходы.

Действительно, $\tau_{i+1} = \tau_i - t_i$ для $i = 1 - t_2 = \tau_1 + t_1$, где t_1 – заданное начальное значение продолжительности для начального значения расхода.

Т.е. если есть только график частоты, то прибавив к нему начальное значение можно получить график продолжительности.

Лекция 9 – Водохранилища, их типы, назначение и основные характеристики

Определение водохранилища

Естественный режим речного стока, как правило, не совпадает с требованиями потребителей (особенности энергетики). Дело в том, что естественный сток в зимний период минимальный, а энергетическая нагрузка максимальна и, наоборот, в весенне-летний период электрическая нагрузка снижается, а речной сток в этот период наибольший. Явное несовпадение. В этом случае требуется перераспределение речного стока во времени за счет дополнительной емкости, т.е. водохранилища. Таким образом, водохранилище – это водоём созданный водоподпорным сооружениями с целью перераспределения естественного речного стока во времени для удовлетворения требований потребителей.

Классификации водоёмов

Поскольку водохранилище – это водоём, а все водоёмы подразделяются на:

1. Малые – пруды или бассейны $V_B \leq 1 \text{ млн м}^3$;
2. Большие – водохранилища $V_B > 1 \text{ млн м}^3$.

Водохранилища подразделяются по назначению:

1. Для регулирования речного стока;
2. Для трансформации (срезки) волны половодья или паводка с целью уменьшения пропуска максимальных расходов воды.

Водохранилища подразделяются по длительности цикла регулирования (сработки-наполнения) :

- а. Суточного регулирования;
- б. Недельного регулирования;
- в. Сезонного регулирования;
- г. Годового регулирования;
- д. Многолетнего регулирования.

Водохранилища подразделяются по типам создания:

- 1) Русловые – имеют небольшую площадь затопления и достаточно низкую стоимость по сооружению;



- 2) Пойменные – имеют достаточно большую площадь затопления земель и, как правило, требуют обвалований для уменьшения затоплений;



- 3) Озёрные – создаются на естественных озёрах, что весьма экономически эффективно, но не всегда возможно (Иркутское водохранилище на озере Байкал);
- 4) Искусственные – относятся к категории бассейнов ГАЭС.

Основные параметры и характеристики водохранилища

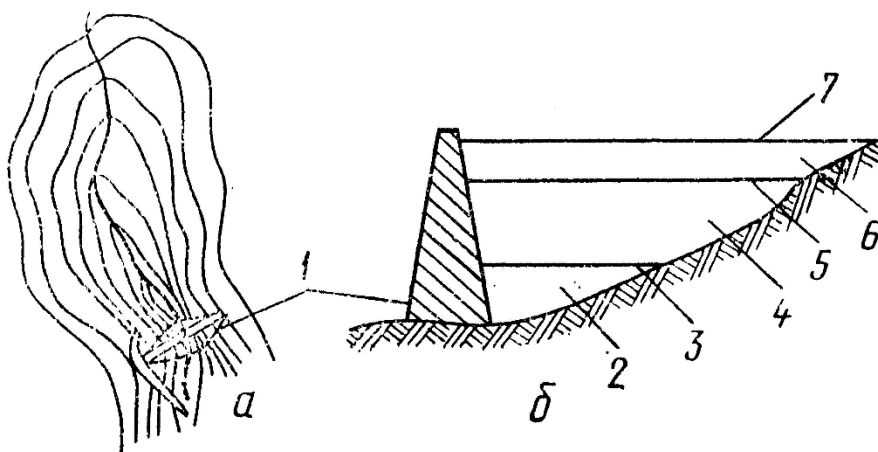


Рисунок 14.1 – План водохранилища (а) и схематический продольный профиль водохранилища (б)

1 - плотина; 2 - мёртвый объём, 3 - уровень мёртвого объёма УМО; 4 - полезная ёмкость водохранилища; 5 - нормальный подпорный уровень НПУ; 6 - ёмкость форсировки; 7 - форсированный подпорный уровень ФПУ

Характерные отметки уровней воды в водохранилище (рис.14.1 и рис.14.2):

1. НПУ – нормальный подпорный уровень – это максимальная проектная отметка уровня воды водохранилища, которая может поддерживаться в нормальных условиях эксплуатации;
2. ФПУ – отметка форсированного подпорного уровня – это максимальная отметка при пропуске расчетного максимального расхода воды;
3. УМО – отметка уровня мёртвого объема – это минимальный уровень воды, соответствующая максимальной допустимой глубине сработки водохранилища, при котором осуществляется нормальная эксплуатационная гидротехнические сооружения и гидромеханические оборудования.

Характерные объемы водохранилища (рис.14.1 и рис.14.2):

1. Объем форсировки, V_{ϕ} – это объем воды между отметкой ФПУ и отметкой НПУ;
2. Полезный объем, V_{π} – это объем между отметкой НПУ и отметкой УМО, который используется для регулирования речного стока;
3. Мертвый объем, $V_{умо}$ – это объем между отметкой УМО и дном водохранилища, участия в регулировании не принимается;
4. Полный объем водохранилища, $V_{в}$: $V_{в} = V_{\phi} + V_{\pi} + V_{умо}$.

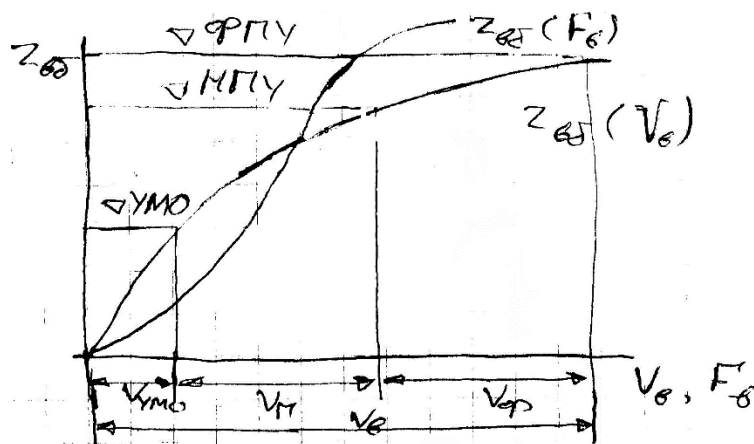


Рисунок 14.2 – Основные характеристики водохранилища

Положительные и отрицательные явления при создании водохранилища

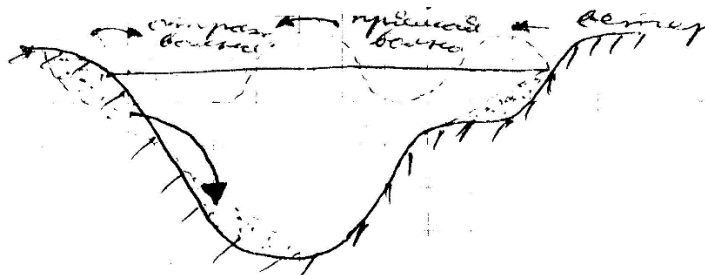
Положительные явления:

1. Регулирование речного стока;
2. Создание напора (энергетика);
3. Обеспечение гидроресурсам всех заинтересованных отраслей водного хозяйства.

Отрицательные явления:

1. Существенно изменяется естественный режим речного стока, уменьшается скорость течения воды;

2. С уменьшением скорости течения увеличивается интенсивность отложения наносов, и, как следствие, заиления водохранилища;
3. Создание водохранилища приводит к переформированию (переработке) берегов;



4. Увеличивается потери воды из водохранилища (испарение);
5. Водоохранилища с большой площадью воды могут повлиять на климатические факторы (распределение осадков, испарение, ...), что может привести к изменению микроклимата в данном районе;
6. Изменяется термический режим воды за счет создания больших глубин;
7. Создание водохранилищ способствует развитию значительных стонно-нагонных условий;
8. Создание водохранилищ создает условия для образования льда.

Лекция 10 – Гидрологический режим водохранилищ

Особенности уровненного режима в водохранилищах

Подпорные сооружения, создающие водохранилища существенно изменяют естественный режим реки. С образованием водохранилища значительно увеличивается глубина и ширина водотока и площадь зеркала с одновременным уменьшением скоростей течения воды. В зависимости от их изменения происходит также значительные изменения гидрологических параметров реки – ее уровней, твердого и растворенного стоков, термического и ледового режимов.

Создание водохранилищ приводит к тому, что такие факторы как ветер и атмосферное давление, которые ранее не оказывали первостепенного влияния на уровни воды в реке, становятся важнейшими элементами уровненного режима в водохранилищах.

Влияние ветра и атмосферного давления усиливается с увеличением площади водохранилища.

Ветер оказывает наибольшее воздействие на уровень воды в тех случаях, когда направление, по которому водохранилище вытянуто в плане, совпадает с направлением розы ветров. Под влиянием ветра образуются явления стона и нагона воды. Стон – понижение уровня, образуется у того берега, со стороны которого дует ветер. При этом, большие массы воды, увлекаемые ветром, перемещаются к противоположному берегу у которого уровень повышается – образуется нагон. Повышение уровня воды приводит к необходимости увеличения отметки гребня подпорных сооружений при их проектировании. Помимо стонно-нагонных явлений ветер вызывает образование волн, что также необходимо учитывать при проектировании гидроузлов с целью предотвращения

перелива через гидротехнические сооружения и создания специальных укрепительных сооружений, снижающих разрушение берегов водохранилищ и элементов гидроузлов.

Уровень воды в большом водохранилище может изменяться, если неодинаковым оказывается атмосферное давление в разных точках его поверхности. Такие колебания уровней, подобные волнам большой длины, называются сейшами. Их амплитуда может достигать величины 1 м и более в зависимости от быстроты и размеров изменения атмосферного давления.

Заиление водохранилищ

Создание водохранилищ, вследствие большого увеличения живого сечения потока, существенно снижает скорость течения воды и уменьшает транспортирующую способность потока. Эти обстоятельства приводят к тому, что из потока воды, насыщенного наносами, по мере его поступления в водохранилище и снижения скорости течения, сначала выпадают наиболее крупные, частицы, затем более мелкие и, наконец, мельчайшие. В результате этого процесса происходит постепенное заполнение водохранилища наносами и его заиление. Длительность заиления водохранилищ различная и зависит от их относительного объема, формы, количества наносов, их состава, уклона реки и др. Малые водохранилища на горных реках, несущих большое количество крупных частиц, более подвержены заилению. Большие водохранилища равнинных рек заиляются, как правило, значительно медленнее и служат десятки и сотни лет.

Расчетными характеристиками заиления водохранилищ являются срок службы водохранилища $t_{\text{сл}}$ и срок его заиления t_3 .

Срок службы водохранилища $t_{\text{сл}}$ – это период времени, в течение которого наносами заполняется мертвый объем водохранилища без нарушения режима подачи воды потребителям. Вычисляется по следующей формуле:

$$t_{\text{сл}} = \frac{V_{\text{умо}}}{\bar{W}_0^{\text{н}}} , \quad (15.1)$$

где $\bar{W}_0^{\text{н}}$ – среднемноголетняя величина годового стока (норма) наносов.

Срок заиления водохранилища t_3 – это период времени, в течение которого происходит заиление водохранилища до отметки НПУ и прекращение его функционирования как средства перераспределения стока во времени. Его расчетная величина определяется по формуле

$$t_3 = \frac{V_{\text{нпу}}}{\bar{W}_0^{\text{н}}} , \quad (15.2)$$

Следует отметить, что изложенная методика определения срока службы и заиления водохранилища исходит из предположения, что все наносы, приносимые рекой, остаются в водохранилище. В действительности, процесс заиления водохранилищ происходит значительно сложнее. Дело в том, что по мере заполнения водохранилища наносами, скорость движения воды в нем постепенно возрастает. В результате этого

сначала самые малые, а затем и более крупные частицы перестают выпадать в водохранилище и транспортируются в нижний бьеф.

Термический и ледовый режим водохранилищ

В течение летнего периода происходит нагревание массы воды в водохранилище и толщи пород, слагающих его ложе. С понижением и переходом температуры воздуха через 0°C , температура воды в водохранилище становится также близкой к нулевой. С образованием ледяного покрова прекращается теплообмен с наружным воздухом и температура соприкасающегося с ледяным покровом слоя воды сохраняется практически постоянной, равной 0°C .

Однако грунты ложа водохранилища к началу ледостава не успевают отдать все тепло, запасенное в летний период. Вследствие этого температура воды после образования ледяного покрова вновь начинает повышаться.

То обстоятельство, что в течение зимы вода в водохранилище имеет положительную температуру, оказывает важное влияние на работу гидроэлектростанций. Для ГЭС деривационного типа со сравнительно небольшой длиной открытого канала вода не успевает охлаждаться до 0°C , что исключает возможность образования ледяного покрова в канале, следовательно не требует увеличения его размеров при проектировании и облегчает условия эксплуатации ГЭС в целом.

На ГЭС приплотинного или руслового типов при работе гидроагрегатов в нижний бьеф попадает вода из водохранилища, имеющая температуру выше нуля.

Поэтому ледяной покров в нижнем бьефе может образовываться только на некотором расстоянии от ГЭС вниз по течению. Это расстояние, называемое майной, зависит от расхода воды через ГЭС, ее температуры, а также от температуры наружного воздуха.

Очевидно, что эти параметры переменны во времени, поэтому и размеры майны в течение зимы меняются. Чем больше майна, тем меньше подпор от ледяного покрова, меньше потери напора на ГЭС, больше ее мощность и выработка. Однако следует отметить, что наличие майны в нижнем бьефе может привести к образованию шути, которая вовлекается течением под лед и создает опасность появления зажоров.

Определение потерь воды из водохранилища

Основные потери воды из водохранилища – это потери на испарение, фильтрацию, льдообразование и, для судоходных рек, шлюзование.

Потери воды на испарение

$$\Delta \bar{Q}_{\text{исп}} = \frac{\sum (h_{\text{вi}} - h_{\text{ci}}) F_{\text{вi}}}{t_{\text{исп}}}, \quad (15.3)$$

где $(h_{\text{вi}} - h_{\text{ci}})$ – дополнительный слой испарения, определяемый разностью слоев испарения с поверхности воды зеркала водохранилища $h_{\text{вi}}$ и поверхности суши h_{ci} , затопленной водохранилищем; $F_{\text{вi}}$ – площадь зеркала водохранилища; $t_{\text{исп}}$ – период испарения, обычно соответствующий периоду

открытого русла; i – расчетный интервал. При расчете средних потерь воды на испарение используется выражение

$$\Delta \bar{Q}_{\text{исп}} = \frac{(\bar{h}_b - \bar{h}_c) \bar{F}_b}{t_{\text{исп}}}, \quad (15.4)$$

где \bar{h}_b , \bar{h}_c , \bar{F}_b – средние значения слоев испарения и площади зеркала водохранилища за период испарения.

Потери воды на фильтрацию

$$\Delta \bar{Q}_\phi = \frac{\sum_{i=1}^n h_{\phi i} F_{\phi i}}{t_\phi}, \quad (15.5)$$

где $h_{\phi i}$, $F_{\phi i}$ – слой и площадь фильтрационного потока; t_ϕ – период фильтрации, обычно равный длительности года.

Поскольку площадь фильтрационного потока в большинстве случаев определить сложно или даже невозможно, то приближенно средние потери воды на фильтрацию вычисляются по формуле

$$\Delta \bar{Q}_\phi = \frac{\bar{h}_\phi F_{\text{НПУ}}}{t_\phi}, \quad (15.6)$$

где \bar{h}_ϕ – среднее значение слоя фильтрационного потока; $F_{\text{НПУ}}$ – площадь зеркала водохранилища при отметке НПУ.

Потери воды на льдообразование в период сработки водохранилища

$$\Delta \bar{Q}_\text{л} = \gamma_\text{л} \frac{\sum_{i=1}^n h_{\text{ли}} (F_{\text{НПУ}} - F_{\text{ви}})}{t_3}, \quad (15.7)$$

где $\gamma_\text{л}$, $h_{\text{ли}}$ – плотность и толщина льда; t_3 – продолжительность зимнего периода, определяемая периодом сработки водохранилища. Для расчета средних потерь воды на льдообразование можно воспользоваться выражением

$$\Delta \bar{Q}_\text{л} = \frac{\gamma_\text{л} \bar{h}_\text{л} (F_{\text{НПУ}} - F_{\text{УМО}})}{h_\text{л}}, \quad (15.8)$$

где $h_\text{л}$ – средняя толщина льда за зимний период; $F_{\text{УМО}}$ – площадь зеркала водохранилища при отметке УМО.

Потери воды на шлюзование для судоходных рек рассчитываются по уравнению

$$\Delta \bar{Q}_\text{ш} = \frac{k \cdot l \cdot b \cdot h \cdot \sum_{i=1}^n \text{ш}_i}{t_\text{ш}}, \quad (15.9)$$

где k – количество шлюзов; l , b , h – соответственно длина, ширина и высота камеры шлюза; ш_i – число шлюзований в i -й расчетный интервал; $t_\text{ш}$ – период навигации.

Лекция 11 – Гидрологические расчёты

Задачи гидрологических расчетов

Определение расчетных параметров речного стока для будущей перспективной эксплуатации проектируемых сооружений.

Исходная информация для всех гидрологических расчетов является заданный гидрологический ряд за предшествующий период. При этом расчеты выполняются для одного из 3 уровней исходной информации:

- 1 уровень – при наличии достаточной гидрологической информации
- 2 уровень – при наличии недостаточной гидрологической информации
- 3 уровень – при отсутствии гидрологической информации

Достаточность исходной информации определяется 2 условиями:

- 1) Гидрологический ряд должен быть репрезентативный (представительным), т.е. должен содержать один или несколько полных циклов колебания расхода воды и иметь как многоводные, так и маловодные периоды;
- 2) Среднеквадратическое отклонение заданного гидрологического ряда по расходу $\varepsilon_q \leq 10\%$.

Если не выполняется хотя бы одно из перечисленных условий, то заданная информация относится к уровню недостаточной, но она есть. В этом случае необходимо заданную информацию дополнить за счет информации в другом створе данной реки, называемым створом аналогом. Если такого створа нет на данной реке, то необходимо обосновать другую реку, называемую рекой-аналогом.

Створ или река-аналог должны удовлетворять следующим условиям:

- 1) Сходство (аналогичность) климатических и физико-географических факторов, обеспечивающих однородность условия формирования речного стока;
- 2) Площади водосборов в расчетном створе (в створе-аналоге) не должны отличаться более чем в 10 раз;
- 3) Отсутствие факторов искажающих характер естественного режима речного стока.

В связи с тем, что гидрологические расчеты выполняются на будущий период на основе исходной информации за прошедший период принимаются следующие допущения:

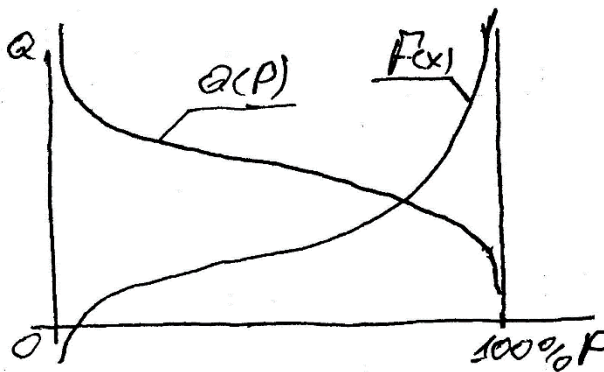
- 1) Условие формирования речного стока со временем не изменяется, т.е. остаются неизменными климатические и физико-географические факторы;
- 2) Характер колебания речного стока на протяжении всего срока службы проектируемых сооружений не изменяется;
- 3) Сохраняется закономерность годового цикла изменения речного стока по сезонам года;
- 4) Поскольку все природные процессы изменяются по сложной закономерности и является причинно-обусловленными, приходится эти процессы характеризовать случайными величинами. Таким образом в

расчетах имеем дело со случайными величинами, но не со случайными процессами, поэтому основными методами гидрологических расчетов являются:

- Методы математической статистики;
- Теории вероятностей.

Особенности применения закона распределения вероятностей в гидрологических расчётах

- 1) Кроме вероятности в гидрологии используется понятие обеспеченности. Обеспеченность – это вероятность того, что фактический расход будет не меньше заданной его величины.
 - 2) Функция распределения вероятности $F(x)$, которая является одной из форм закона распределения вероятности в гидрологии, выражается в виде функции или, чаще принято говорить, кривой обеспеченности. При этом, если в функции $F(x)$ аргумент x , а F – вероятность, то кривая обеспеченности – наоборот обеспеченность – это аргумент, а расход (или любой другой параметр речного стока) является функцией $Q(P)$, потому что P – обеспеченность всегда является величиной заданной.
 - 3) Вероятность появления расхода меньшей величины всегда больше вероятности появления большей величины. Поэтому кривая обеспеченности в отличии от $F(x)$ – функция убывающая.
 - 4) Если в функции $F(x)$ может быть величиной неограниченной и в положительную сторону и в отрицательную, то в гидрологии расход Q ограничен слева нулем, а справа ограничение не известно, т.е. $0 \leq Q \leq \infty$, потому что 0 – это река либо пересыхает, либо замерзает; ∞ – означает, что какой бы большой расход ни был всегда существует вероятность, что он может стать еще больше. Таким образом, это означает, что расход величина положительная.
- С учетом перечисленных особенностей графически это может быть представлено:



Заданный гидрологический ряд, являющийся исходной информацией для гидрологических расчетов всегда ограничен, потому кривая обеспеченности справа стремится к 100%, но никогда не достигает, а слева стремится к нулевому значению, но тоже никогда не достигает.

Теоретически, кривую обеспеченности можно получить следующим образом.

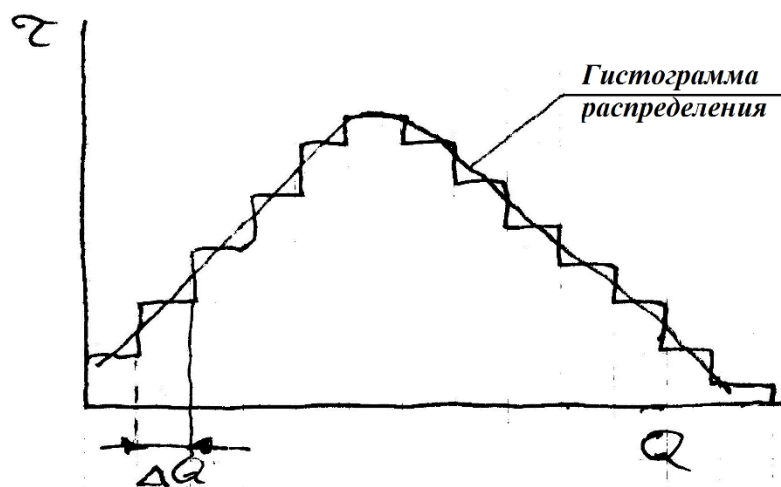
Допустим, что мы имеем бесконечно длинный ряд наблюдений за расходом воды.

$Q_1, Q_2, Q_3 \dots Q_n, Q_{n+1}, \dots Q_N.$

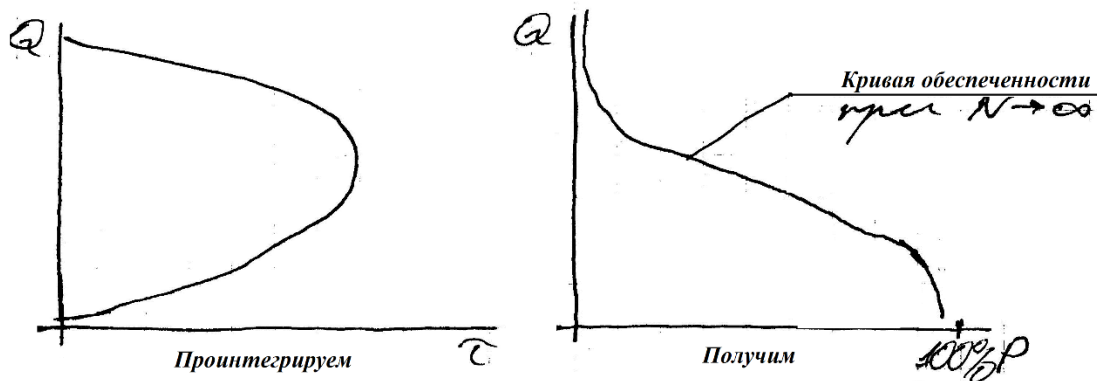
Ранжируем заданный ряд в убывающем порядке:

$Q_{\max}, Q_n, Q_1, Q_2, Q_3, \dots Q_{n+1}, Q_N, \dots Q_{\min}.$

Далее разобьем полученный ряд на одинаковые интервалы по расходу величиной ΔQ и в каждом интервале определим частоту или повторяемость расхода. Получим



При $N \rightarrow \infty$, а $\Delta Q \rightarrow dQ$ (бесконечно малая величина) получим непрерывную функцию (гистограмму распределения).



Таким образом, для того, чтобы получить теоретически кривую обеспеченности необходимо иметь бесконечно длинный ряд.

Поскольку фактически ряд всегда ограничен, то рассмотренным образом кривую обеспеченности строить нельзя, поэтому кривую обеспеченности представляют в виде математической модели, которая является некоторым приближением к рассмотренной кривой обеспеченности при бесконечно длинном ряде.

Построение кривых обеспеченности

В зависимости от выбранной математической модели используют два типа кривых обеспеченности:

1. Теоретическая (аналитическая) кривая обеспеченности;
2. Эмпирическая кривая обеспеченности.

Рассмотрим построение теоретической кривой обеспеченности, чтобы составить модель кривой обеспеченности необходимо:

- 1) Обосновать тип математической зависимости;
- 2) Определить параметры этой зависимости для построения кривой обеспеченности.

В качестве математической зависимости модели впервые в 1930 году была предложена биномиальная кривая распределения. Она представляла из себя сложное дифференциальное уравнение, которое необходимо было проинтегрировать, т.е. кривая обеспеченности является интегральной функцией. Точное интегрирование этого уравнения оказалось весьма сложным, поэтому американским математиком Фостером было выполнено приближенное интегрирование и составлена справочная таблица для определения координаты этой прямой. В дальнейшем эти координаты были уточнены русским математиком Рыбкиным и справочная таблица получила название «Координаты кривой обеспеченности Фостера-Рыбкина».

Практика показала, что эта кривая обеспеченности, в качестве математической модели дает наименьшую погрешность при значительной асимметрии заданного ряда. При уменьшении асимметрии ряда и для симметричного ряда указанная модель дает большую погрешность, либо вообще не применима.

В связи с этим в 1946 году была предложена другая модель, в основу которой было положено трехпараметрическое гамма-распределение. Это сложное дифференциальное уравнение, построенное на гамма-функции, которое было также проинтегрировано и составлены справочные данные координат этой функции. Таким образом, для того чтобы воспользоваться справочными данными координат кривой обеспеченности необходимо предварительно определить ее параметры.

Параметры теоретической кривой обеспеченности

- 1) Центр распределения \bar{x} или \bar{Q}_0

$$\bar{x} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i \quad (18.1)$$

или

$$\bar{Q}_0 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n Q_i. \quad (18.2)$$

- 2) Среднеквадратическое отклонение

$$\delta_x = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}{n}}, \quad \text{при } n \Rightarrow \infty \quad (18.3)$$

Поскольку заданный ряд ограничен (при $n \neq \infty$), то определяя δ_x по данной формуле получим погрешность:

$$\delta = \sqrt{\frac{n}{n-1}}. \quad (18.4)$$

Поэтому для $n \neq \infty$ формула с поправкой:

$$\delta_x = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}{n-1}} \quad (18.5)$$

3) Коэффициент вариации C_v , который показывает степень изменчивости заданного ряда:

$$C_v = \frac{\delta_x}{\bar{x}} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (\frac{x_i}{\bar{x}} - 1)^2}{n-1}} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (k_i - 1)^2}{n-1}} \quad (18.6)$$

4) Коэффициент асимметрии C_s :

$$C_s = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^3}{n \cdot \delta_x^3} = \frac{\sum_{i=1}^n (k_i - 1)^3}{n \cdot C_v^3}, \quad \text{при } n \Rightarrow \infty \quad (18.7)$$

Для $n \neq \infty$ формула с поправкой:

$$C_s = \frac{n \cdot \sum_{i=1}^n (k_i - 1)^3}{(n-1) \cdot (n-2) \cdot C_v^3} \quad (18.8)$$

Коэффициент асимметрии при вычислении его по формуле дает большую погрешность при длительности ряда менее 100 лет. Поэтому в большинстве случаев C_s определяют методом последовательных приближений.

Методы обоснования параметров теоретической кривой обеспеченности

Существует два метода:

1. Метод моментов – основной;
2. Метод наибольшего правдоподобия.

Метод моментов. Это один из методов математической статистики. С помощью которого параметры кривой обеспеченности можно выразить через моменты статистических совокупностей, а именно начальный момент и центральный момент.

Начальный момент, т.е. рассматривается относительно начала координат, определяется по формуле:

$$M_{\text{нм}} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i^m \quad (18.9)$$

Рассмотрим нулевой начальный момент:

$$m = 0, \quad M_{H0} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i^0 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n 1 = \frac{n}{n} = 1 \quad (18.10)$$

Первый начальный момент:

$$m = 1, \quad M_{H1} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i = \bar{x} \quad (18.11)$$

$$\bar{x} = \bar{Q}_0 = M_{H1} \quad (18.12)$$

Центральный момент:

$$M_{цм} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^m \quad (18.13)$$

Нулевой центральный момент:

$$m = 0, \quad M_{ц0} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n 1 = \frac{n}{n} = 1 \quad (18.14)$$

Первый центральный момент:

$$m = 1, \quad M_{ц1} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x}) = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i - \bar{x} \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n 1 = \bar{x} - \bar{x} = 0 \quad (18.15)$$

Второй центральный момент:

$$m = 2, \quad M_{ц2} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2 = \sigma_x^2 \quad (18.16)$$

$$\sigma_x = \sqrt{M_{ц2}} \quad (18.17)$$

$$C_v = \frac{\sigma_x}{\bar{x}} = \frac{\sqrt{M_{ц2}}}{M_{H1}} \quad (18.18)$$

Третий центральный момент:

$$m = 3, \quad M_{ц3} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^3 \quad (18.19)$$

$$C_s = \frac{M_{ц3}}{\sigma_x^3} = \frac{M_{ц3}}{(\sqrt{M_{ц2}})^3} = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^3}{n \sigma_x^3} = \frac{\sum_{i=1}^n (K_i - 1)^3}{n C_v^3} \quad (18.20)$$

Поскольку параметры вычисляются по ограниченному ряду, то имеет место погрешность, с которой они рассчитываются. Указанную погрешность необходимо рассчитать.

1. Погрешность \bar{x} и \bar{Q}_0 .

$$\varepsilon_{\bar{x}} = \frac{C_v}{\sqrt{n}} * 100\% \quad (18.21)$$

Отсюда видно, что погрешность зависит не только от длительности указанного ряда n , но и от степени его изменчивости C_v .

2. Погрешность C_v .

$$\varepsilon_{C_v} = \sqrt{\frac{1 + C_v^2}{2n}} * 100\% , \quad (18.22)$$

где n – длительность ряда; C_v – коэффициент вариации.

3. Погрешность C_s .

$$\varepsilon_{C_s} = \frac{1}{C_s} \sqrt{\frac{6}{n} (1 + 6 \cdot C_v^2 + 5 \cdot C_v^4)} * 100\% , \quad (18.23)$$

где C_s – коэффициент асимметрии.

Если погрешность коэффициента асимметрии C_s недопустимо большая, то C_s необходимо определять подбором, задаваясь различными соотношениями между C_s и C_v . В первом приближении это соотношение задают с учетом климатических и физико-химических факторов по следующим рекомендациям:

- I. $C_s < 2C_v$ – для маловодных и засушливых районов;
- II. $C_s = 2C_v$ – для большинства равнинных рек;
- III. $C_s > 2C_v$ – для горных рек и рек мусонного питания.

Метод наибольшего подобия. Этот метод заключается в том, что определение параметров осуществляется по критерию достижения максимума функции правдоподобия, т.е. произведения вероятностей появления наблюдаемых величин.

В соответствии с этим методом C_s и C_v определяются по номограммам (рис.18.1) с предварительным вычислением коэффициентов статистик:

$$\begin{cases} \lambda_2 = \frac{\sum_{i=1}^n \lg k_i}{n-1}; \\ \lambda_3 = \frac{\sum_{i=1}^n k_i \lg k_i}{n-1}. \end{cases} \quad (18.24)$$

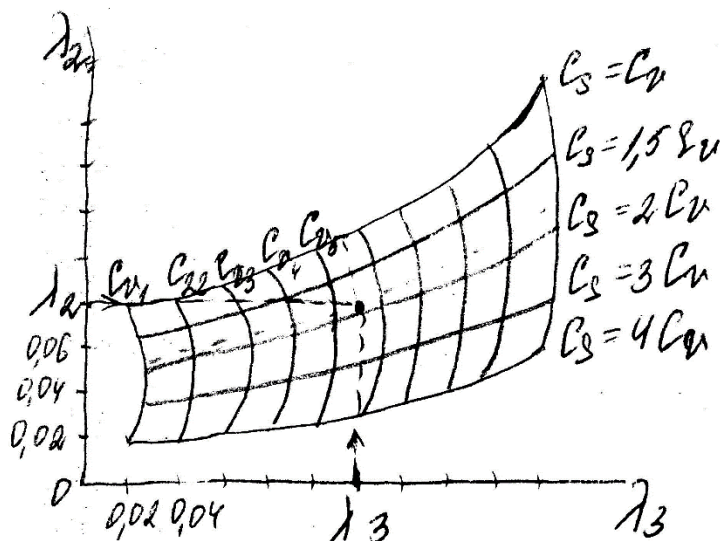


Рисунок 18.1 - Номограммы

Этот графический метод (менее точный, чем метод моментов), используется при значительной асимметрии заданного ряда $C_s \gg C_v$.

Таким образом, определив одним из рассмотренных методов три параметра кривой обеспеченности \overline{Q}_0 , C_s , C_v , можно воспользоваться справочными данными для определения координат теоретической кривой обеспеченности (рис. 18.2).

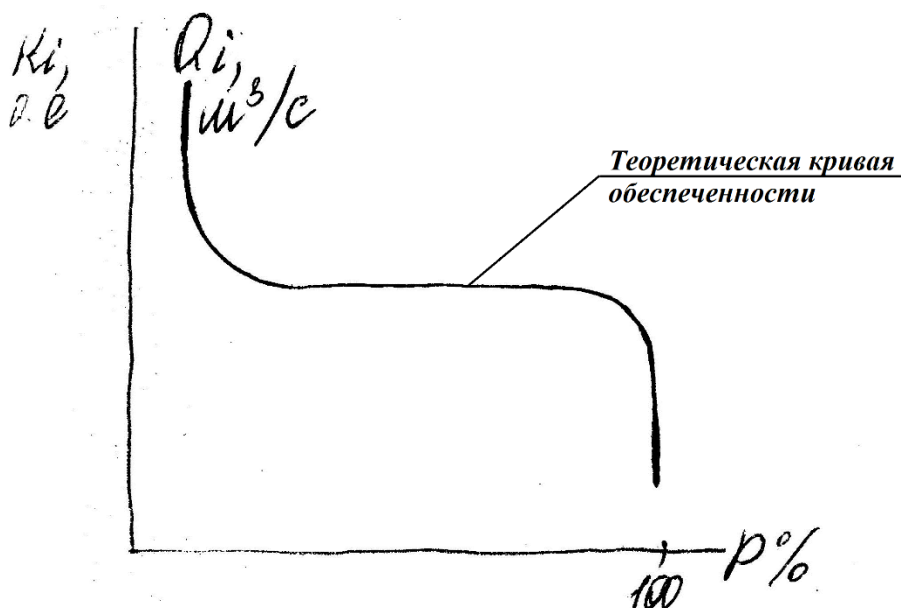


Рисунок 18.2 - Теоретическая кривая обеспеченности

Построение эмпирической кривой обеспеченности

В основу эмпирической кривой обеспеченности положена статистическая вероятность $P(m) = \frac{m}{n} * 100\%$ – статистическая вероятность, которая характеризует события, произошедшие в прошлом, поэтому при $m=n$ $P=100\%$

Для событий, которые произойдут в будущем $P \neq 100\%$ никогда, поэтому непосредственно принять формулу статистической вероятности для событий, которые произойдут в будущем, нельзя. Это означает, что в формулу статистической вероятности необходимо ввести эмпирическую поправку, чтобы эта формула не давала 100%-ую вероятность.

Формула для расчёта координат эмпирической кривой обеспеченности в соответствии со СНиП имеет следующий вид:

$$P(m) = \frac{m}{n+1} * 100\% , \quad (18.25)$$

при $m=n$ $P \neq 100\%$.

Построение кривой обеспеченности в табличном виде представлена в таблице 18.1 в графическом на рисунке 18.3.

Таблица 18.1 – Построение эмпирической кривой обеспеченности

m	$Q_i, m^3/c$	год	$Q_i, m^3/c$	год	P(m), %
1			Q^{max}		$\frac{m}{n+1} * 100\%$
2			↓		
...					
n			Q^{min}		

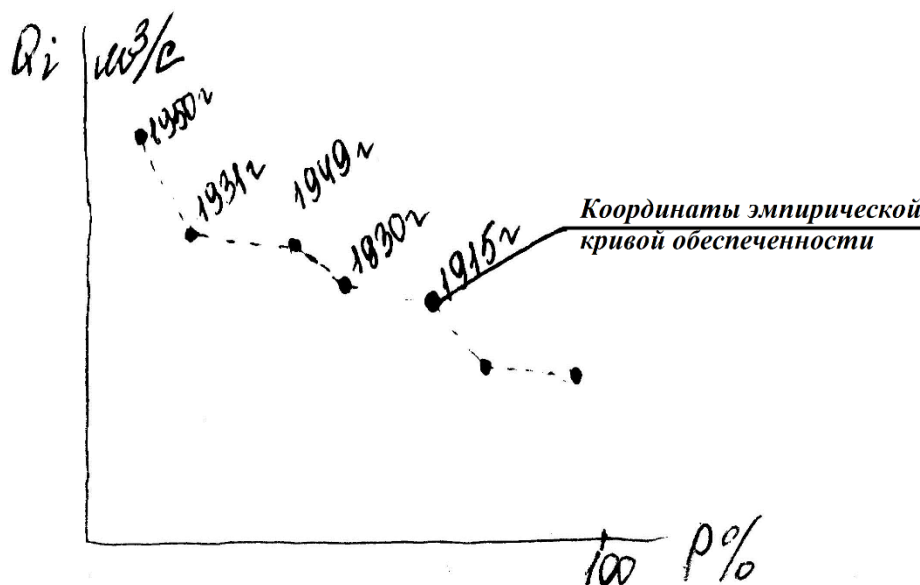


Рисунок 18.3 – Эмпирическая кривая обеспеченности

Для проверки правильности построения теоретической кривой обеспеченности и соответствия её фактическим данным наблюдений точки эмпирической кривой обеспеченности совмещают с теоретической кривой (рис.18.4). Если точки эмпирической кривой обеспеченности располагаются достаточно равномерно относительно теоретической кривой, то теоретическая кривая построена правильно и соответствует фактическим наблюдениям.

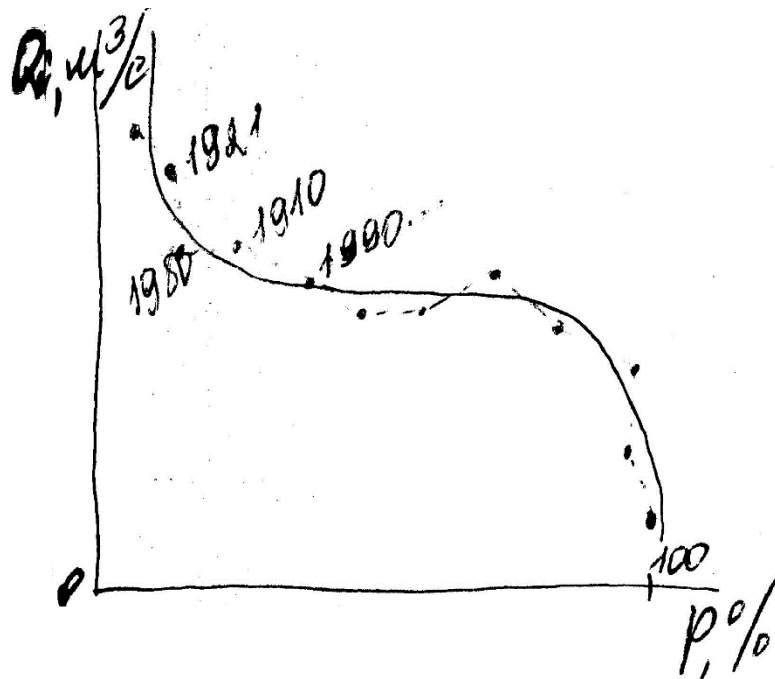
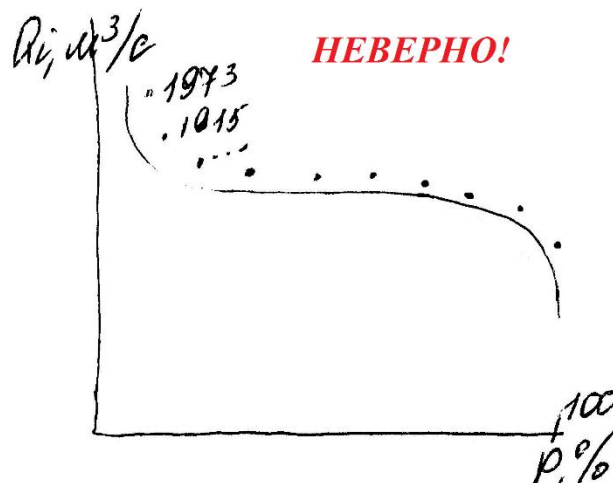


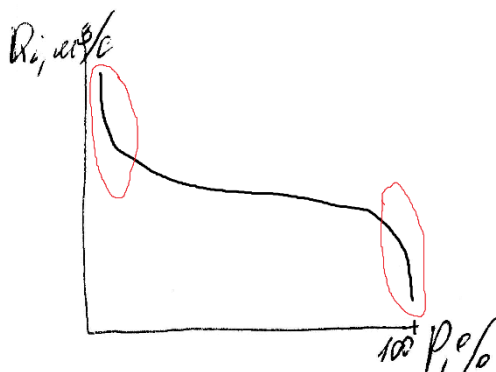
Рисунок 18.4 – Совмещение эмпирической кривой обеспеченности с теоретической кривой обеспеченности

Если точки ЭКО лежат по одну сторону относительно ТКО, то ТКО построена либо неверно, либо не соответствует фактическим данным наблюдений:



В этом случае необходимо скорректировать параметры ТКО, а именно соотношение C_s и C_v , таким образом, чтобы получить удовлетворительное совмещение ТКО и ЭКО.

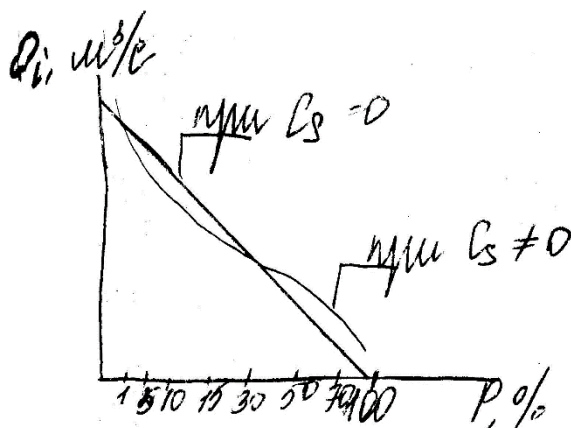
ТКО имеет значительную крутизну при малых и больших значениях обеспеченности:



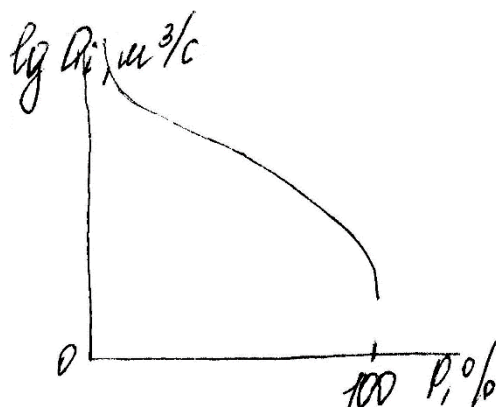
Это означает, что при определении расчётных максимальных и минимальных расходов может быть получена большая погрешность.

Для того, чтобы повысить точность определения максимальных и минимальных расходов теоретически кривую обеспеченности перестраивают с помощью Клетчатки вероятности, координаты которой приводят в справочных данных.

Клетчатки вероятности обладает тем свойством, что при $C_s = 0$ (симметричный ряд) ТКО имеет вид линейной зависимости:



При очень значительной асимметрии заданного ряда, т.е. значительной крутизне ТКО, кроме клетчатки вероятности также дополнительно ось ординат представляют в логарифмическом масштабе:



Преимущества и недостатки ТКО и ЭКО

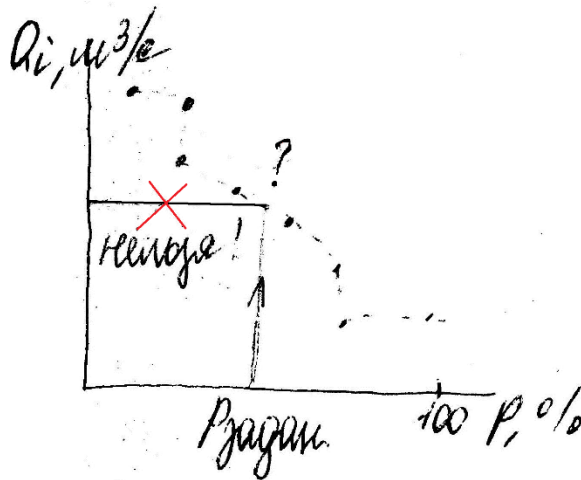
I. Эмпирическая кривая обеспеченности

Преимущества:

- 1) Строится непосредственно по фактическим данным наблюдений, то есть по заданным данным;
- 2) Каждая точка ЭКО обеспеченности соответствует определённой дате, году наблюдения;
- 3) Эко позволяет проверить правильности построения ТКО и соответствие её фактическим данным наблюдения.

Недостатки:

- 1) ЭКО является дискретной функцией и поэтому между смежными ей точками информация отсутствует; поэтому, если заданная обеспеченность попадает между двумя точками, то информация по расходу является неопределённой;



- 2) Поскольку точки ЭКО имеют разброс, то её экстраполяция как в большую, так и в меньшую сторону затруднена, либо вообще невозможна.

II. Теоретическая кривая обеспеченности

Преимущества:

- 1) ТКО является непрерывной функцией, поэтому по ней можно определить значения искомого параметра (расхода) при любом заданном значении обеспеченности;
- 2) Экстраполяция ТКО возможна в любую сторону.

Недостатки:

- 1) ТКО строится на базе фактических значений расходов, но путем их моделирования по координатам, полученным по справочным данным;
- 2) Поскольку на ТКО отсутствуют точки с фактическими значениями заданного ряда, то на ТКО отсутствуют даты, года наблюдений за фактическими расходами воды.

Влияние параметров \bar{Q}_0 , C_s , C_v на кривые обеспеченности.

1. Симметричный ряд. Радиус асимметрии: $d = x_m - \bar{x}$ и $C_s = 0$
2. Несимметричный ряд. $d \neq 0$ и $C_s \neq 0$
- 2.1. С положительной асимметрией

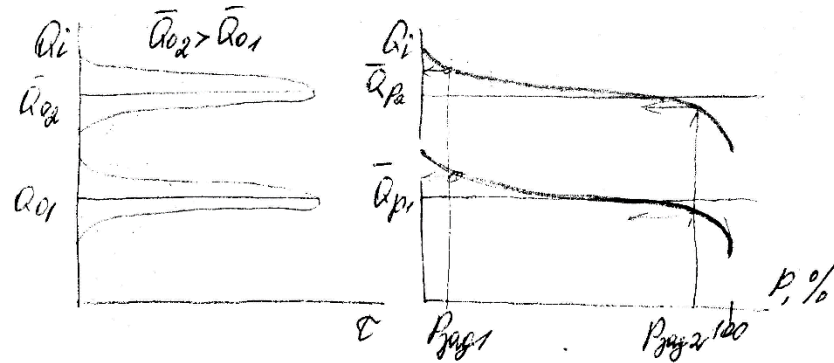
$$d = x_m - \bar{x} \quad (18.26)$$

$\bar{x} > x_m$, поэтому $d < 0$, а $C_s > 0$

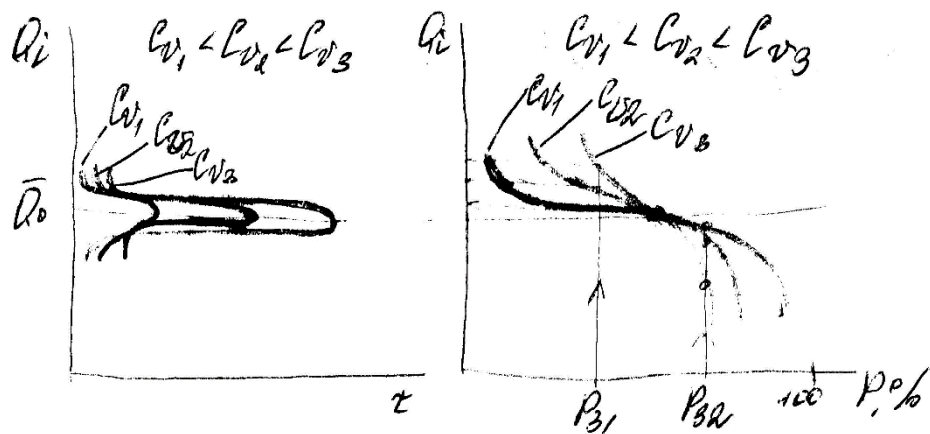
2.2. С отрицательной асимметрией

Из уравнения (18.26), т.к. при $\bar{x} < x_m$, поэтому $d > 0$, а $C_s < 0$.

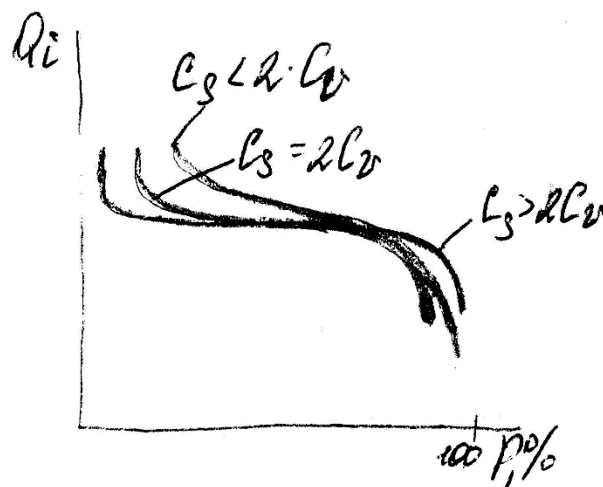
3. Влияние \bar{Q}_0



4. Влияние C_v



5. Влияние C_s



Лекция 12 – Годовой сток

Годовой сток может быть выражен в виде расхода \bar{Q} , объема \bar{W} , модуля \bar{M} , либо слоя стока y , отнесенные к годовому или более длительному периоду наблюдений.

Наиболее важной и сложной в определении характеристикой годового стока является закон распределения вероятностей появления его во времени называемый кривой распределения или обеспеченности годового стока.

В гидрологических расчетах используют два типа кривых обеспеченности: эмпирическую и теоретическую.

Эмпирическая кривая обеспеченности характеризует статистическую вероятность и ее построение не представляет сложности. Поэтому в дальнейшем будут рассмотрены случаи построения теоретической кривой обеспеченности. Для ее построения необходимо предварительно решить две задачи: выбрать тип кривой распределения и оценить ее параметры. Обе задачи тесно взаимосвязаны, поскольку методы оценки параметров зависят от типа кривой распределения.

Наибольшее распространение в гидрологических расчетах получило применение биномиальной кривой распределения (кривая Пирсона III типа) и кривая трехпараметрического гамма-распределения. Поскольку биномиальная кривая имеет более жесткие ограничения, а в некоторых случаях вообще неприменима в гидрологических расчетах, рассмотрим построение трехпараметрической кривой распределения. Для этого необходимо рассчитать три ее основных параметра: \bar{x} – выборочная оценка центра распределения; C_v – коэффициент вариации; C_s – коэффициент асимметрии.

Рассмотрим применительно к расчету годового стока определение этих параметров для трех случаев: при наличии достаточного ряда наблюдений по стоку, при недостаточной информации и при ее отсутствии.

Ряд наблюдений считается достаточным, если среднеквадратическая ошибка в определении коэффициента вариации C_v , рассчитанная по формуле

$$\varepsilon_{C_v} = \pm \sqrt{\frac{1 + C_v^2}{2n}} 100\%, \quad (19.1)$$

не превышает 10 – 15%.

В этом случае параметр \bar{x} определяется как среднеарифметическая величина i -х членов ряда n наблюдаемых расходов Q_i по формуле

$$\bar{x} = \frac{1}{c} \sum_{i=1}^n Q_i. \quad (19.2)$$

Величина n в данном случае представляет собой среднемноголетний расход, называемый нормой стока \bar{Q}_0 .

Коэффициент вариации рассчитывается как

$$C_v = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (K_i - 1)^2}{n}}, \quad (19.3)$$

где $K_i = \frac{Q_i}{Q_0}$ – модульный коэффициент расхода.

Коэффициент асимметрии определяется по зависимости

$$C_s = \frac{\sum_{i=1}^n (K_i - 1)^3}{nC_v^3}. \quad (19.4)$$

В условиях недостаточной информации параметры кривой распределения \bar{x} , C_v и C_s находят следующим образом.

Параметр \bar{x} или норму стока в этом случае можно определить методом корреляции, либо по графику связи годового стока в расчетном створе и реки-аналога, либо по приближенным аналитическим зависимостям.

Сущность этих методов состоит в приведении коротких рядов наблюдений в расчетном створе к длительным путем установления связи между годовым стоком в расчетном створе и створе реки-аналога с многолетним рядом наблюдений. При этом необходимые условия приведения заключаются в наличии синхронных колебаний стока в рассматриваемых створах, соответствие климатических и физико-географических факторов, различие в площади водосбора не должно превышать 10-кратной величины. Методом корреляции рекомендуется пользоваться при наличии параллельных наблюдений в расчетном створе и створе-аналоге не менее чем за 10-15 лет и тесной корреляционной связи, т. е. $r \geq 0,70$.

Графиком связи годового стока в расчетном створе и аналоге можно пользоваться при параллельном ряде наблюдений не менее 6-10 лет и $r \geq 0,70$.

При ряде наблюдений менее 5 лет для определения нормы стока в расчетном створе пользуются приближенными аналитическими зависимостями.

Рассмотрим из этих 3-х методов более подробно метод корреляции. Допустим, что имеются некоторый короткий ряд наблюдений $y_1, y_2, y_3, \dots, y_n$ в расчетном створе и река-аналог, удовлетворяющая необходимым условиям приведения, с длинным рядом наблюдений $x_1, x_2, x_3, \dots, x_n, \dots, x_N$. Определяем тесноту корреляционной связи. Для этого рассчитываем по известным формулам коэффициент корреляции r и определяем его достоверность

$$K_g = \frac{|r|\sqrt{n-1}}{1-r^2}, \quad (19.5)$$

где n – короткий ряд наблюдений в расчетном створе. Если коэффициент достоверности $K_g \geq 3$ и $r \geq 0,70$, то между годовым стоком в расчетном створе и аналоге существует тесная корреляционная связь и применение метода корреляции правомерно.

Составляем линейное уравнение регрессии между коротким рядом y_n и длинным рядом x_N реки-аналога. Получим выражение

$$y_i - \bar{y}_n = r \frac{\sigma_{y_n}}{\sigma_{x_n}} (x_i - \bar{x}_n), \quad (19.6)$$

где \bar{x}_n, \bar{y}_n – среднеарифметическая величина соответственно короткого ряда и длинного ряда за период совместных наблюдений;

$\sigma_{y_n}, \sigma_{x_n}$ – среднеквадратическое отклонение соответственно короткого ряда и длинного ряда за период совместных наблюдений.

Подставляя в уравнение (19.6) значения x_i , от x_{n+1} до x_N можно найти y_i в диапазоне от y_{n+1} до y_N , т. е. удлинить короткий ряд от y_n до y_N .

Получив удлиненный ряд в расчетном створе $y_1, y_2, y_3, \dots, y_n, \dots, y_N$ вычисляем норму стока

$$\bar{Q}_{0N} = \bar{y}_N = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^N y_i, \quad (19.7)$$

Второй параметр кривой обеспеченности годового стока в условиях недостаточной информации, коэффициент вариации C_v , рассчитывают

$$C_v = \frac{\sigma_n}{\bar{Q}_{0N}}, \quad (19.8)$$

Среднеквадратическое отклонение в расчетном створе для удлиненного ряда определяют по следующей зависимости:

$$\sigma_N = \frac{\sigma_n}{\sqrt{1 - r^2 \left(1 - \frac{\sigma_{na}^2}{\sigma_{Na}^2}\right)}}, \quad (19.9)$$

где $\sigma_n, \sigma_{na}, \sigma_{Na}$ – среднеквадратическое отклонение соответственно в расчетном створе и створе-аналоге при коротком и длинном ряде наблюдений.

Коэффициент асимметрии C_s в условиях недостаточной информации по годовому стоку принимается на основании анализа соотношения $\frac{C_s}{C_v}$ для реки-аналога или вычисляется после удлинения короткого ряда в расчетном створе.

При отсутствии данных наблюдений параметры кривой обеспеченности годового стока \bar{Q}_0 и C_v определяют по составленным государственным гидрологическим институтом картам изолиний среднегодового модуля стока \bar{M}_0 и коэффициента вариации C_v . При отсутствии карт пользуются эмпирическими зависимостями.

Коэффициент асимметрии определяется по соотношению его к коэффициенту вариации с реки-аналога.

Таким образом, определив параметры кривой распределения \bar{Q}_0, C_v, C_s по специальным таблицам [2], находят координаты кривой обеспеченности годового стока. Величину годового стока определяют по полученной кривой распределения при заданном значении обеспеченности.

Лекция 13 – Внутригодовое распределение стока. Метод КОМПОНОВКИ

Анализ различных гидрографов показывает, что сток неравномерен не только по годам, но и внутри каждого года.

Установление закономерностей внутригодового изменения стока рек по календарным периодам, сезонам и внутри сезонов имеет важное научное и практическое значение для планирования использования водных ресурсов, определения основных параметров водохранилищ и гидротехнических сооружений.

Однако определение закономерности распределения стока в году является задачей весьма сложной, поскольку на внутригодовое распределение стока влияет большое количество климатических и физико-географических факторов.

Наиболее правильным и теоретически обоснованным методом расчета внутригодового распределения стока является метод водного баланса. Однако количественная оценка составляющих уравнения водного баланса представляет большие практические трудности. Поэтому метод водного баланса, несмотря на полную его теоретическую ясность, в расчетах внутригодового стока применения не получил.

В настоящее время более развиты методы расчета внутригодового распределения стока, основанные на применении методов математической статистики.

Существует два способа представления характеристик внутригодового распределения стока: календарное по различным интервалам времени (сезонам, месяцам, декадам) и в виде кривой обеспеченности расходов воды.

Рассмотрим расчет внутригодового распределения стока для трех основных случаев: при наличии данных гидрометрических наблюдений, при их отсутствии и недостаточности.

При наличии данных наблюдений не менее чем за 10 лет основным способом расчета внутригодового распределения стока является метод компоновки. При этом необходимо, чтобы в период наблюдений обязательно входили маловодные, средневодные и многоводные годы. Метод компоновки применяется главным образом для межсезонного распределения стока.

Порядок расчета методом компоновки межсезонного распределения стока следующий.

Каждый год заданного ряда наблюдений делят на два основных периода: многоводный и маловодный. Разделение на указанные периоды зависит от типа распределения стока в году и приближенно может быть выполнено с учетом следующего критериального условия: к многоводному периоду данного года относятся все расходы этого года, большие или равные среднегодовой его величине. Остальные расходы данного года считаются относящимися к периоду маловодья.

В зависимости от целей водопотребления (энергетика, орошение, ирригация и др.) один из полученных периодов принимается лимитирующим.

Лимитирующий – это критический период в отношении использования стока. Например, для целей энергетики лимитирующим является зимний период, а для орошения – летне-осенний.

Поскольку метод компоновки допускает наличие трех расчетных сезонов, то лимитирующий период разбивается на два сезона: лимитирующий (например, для энергетики – зимний) и нелимитирующий (для энергетики – летне-весенний). Лимитирующий сезон внутри лимитирующего периода приближенно может быть назначен, исходя из вышеизложенного критериального условия.

Таким образом, внутри каждого года заданного ряда наблюдений выделяется три сезона: многоводный (нелимитирующий период), лимитирующий сезон и нелимитирующий сезон внутри лимитирующего периода.

Для всех сезонов назначаются единые сроки для всех лет заданного ряда. Продолжительность многоводного периода необходимо назначать так, чтобы в принятых его границах помещалось фактическое половодье за все годы как с наиболее ранним сроком его наступления, так и с наиболее поздним сроком его окончания.

Для каждого сезона определяют средний расход, а также вычисляют среднегодовые значения. Получают ряды сезонного и годового стока.

Колебания сезонных значений стока и годового стока устанавливают путем построения теоретических кривых обеспеченности, которые определяются параметрами \bar{x} , C_v , C_s . Первые два параметра вычисляют непосредственно по полученным рядам сезонного и годового стока. Значение коэффициента C_s при коротком в исходном ряде наблюдений можно подобрать по соответствию кривой обеспеченности эмпирическим точкам.

Для соблюдения равенства годового стока сумме стока за отдельные сезоны принимается одинаковая обеспеченность для годового стока $\bar{Q}_Г$ и стока лимитирующего периода $\bar{Q}_{лп}$. Далее при заданной расчетной обеспеченности определяется годовой сток и сток лимитирующего периода. Тогда расход за нелимитирующий период

$$\bar{Q}_{нлп} = \bar{Q}_Г - \bar{Q}_{лп} , \quad (20.1)$$

По кривой обеспеченности за лимитирующий сезон при заданной расчетной обеспеченности определяется расход за лимитирующий сезон $\bar{Q}_{лс}$. Тогда расход за нелимитирующий сезон $\bar{Q}_{нлс}$ определится по уравнению

$$\bar{Q}_{нлс} = \bar{Q}_{лп} - \bar{Q}_{лс} , \quad (20.2)$$

Таким образом, в результате расчета внутригодового распределения получаем значения стока за каждый сезон и год в целом.

Лекция 14 – Внутригодовое распределение стока. Метод реального года

При наличии исходного ряда наблюдений длительностью 20 лет и более расчет внутригодового распределения стока можно выполнить методом реального года. Этот метод основан на том, что из числа

фактических (реальных) гидрографов в качестве расчетного выбирают тот, у которого обеспеченность годового стока, лимитирующего периода и сезона близки к заданной величине расчетной обеспеченности. Порядок расчета методом реального года следующий.

Аналогично методу компоновки каждый год заданного ряда наблюдений разбивают на характерные периоды с выделением лимитирующего периода и сезона. Рассчитывают среднегодовые и средние за каждый сезон расходы и получают соответствующие ряды годового и сезонного стока. Для полученных рядов строят эмпирические кривые обеспеченности, по которым для заданной величины расчетной обеспеченности выбирают реальный гидрограф, соответствующий поставленному требованию равенства обеспеченности годового стока и лимитирующего периода.

Если это условие не выполняется, необходимо привести реальный гидрограф к году заданной обеспеченности. Это можно выполнить двумя способами. Первый способ заключается в следующем: выбирается реальный гидрограф по кривой обеспеченности лимитирующего периода и определяется процентное помесечное распределение в нем стока по отношению к своему годовому стоку.

Годовой сток реального гидрографа распределяется в соответствии с полученным процентным соотношением лимитирующего периода.

Второй способ приведения состоит в следующем: по кривой обеспеченности годового стока для заданной расчетной обеспеченности определяется реальный год; одноименные года находят на кривых обеспеченности лимитирующего и нелимитирующего периодов и соответствующие им значения расходов; рассчитывают коэффициенты приведения как отношение расхода заданной обеспеченности к полученным расходам, соответствующим реальному году на кривых обеспеченности лимитирующего и нелимитирующего периодов; затем гидрограф реального года приводится к заданной обеспеченности путем умножения его расходов на полученные коэффициенты приведения.

Оба способа приведения носят приближенный характер и могут применяться, если имеет место относительно небольшое отклонение обеспеченности стока расчетных сезонов от заданной.

Расчет внутригодового распределения стока при недостаточности данных наблюдений основан на применении метода гидрологической аналогии.

В связи с большим числом факторов, влияющих на распределение стока, выбор аналога по внутригодовому распределению более затруднен, чем при других гидрологических расчетах.

Реку-аналог предварительно назначают по сходству климатических факторов, рельефа, гидрогеологического строения, растительности, озерности и др., обуславливающих естественную зарегулированность стока.

Окончательно реку-аналог выбирают сопоставлением годовых, сезонных и месячных значений стока за имеющийся совместный период наблюдений.

Расчет внутригодового распределения стока выполняют методом компоновки, но параметры распределения \bar{x} , C_v , C_{s*} определяют по аналогии с другой рекой методом корреляции, как это делается при расчете нормы стока.

При полном отсутствии данных наблюдений для обоснованного выбора реки-аналога необходимо провести одновременные гидрометрические наблюдения за год в расчетном створе и на реке-аналоге. Кроме того, должны быть проведены полевые гидрометрические наблюдения за продолжительностью половодья и дождевых паводков, максимальных уровней, пересыхания, замерзания и другими характеристиками речного бассейна.