

## ЛЕКЦИЯ 4. ОСНОВНЫЕ ПОНЯТИЯ ПО ГИДРОЛОГИИ И ГИДРОГЕОЛОГИИ

### *1. Гидрология суши*

#### *1.1. Основные гидрографические характеристики речного водосбора*

#### *1.2. Определение расходов и объемов поверхностного стока*

### *2. Основные понятия по гидрогеологии*

#### *2.1. Классификация и качество подземных вод*

#### *2.2. Почвенная влага*

#### *2.3. Основные почвенно-гидрологические характеристики*

#### *2.4. Фильтрация*

#### *2.5. Приток грунтовой воды к каналу (дрене) или скважине*

## 1. Гидрология суши

*Предмет гидрологии.* Значение воды в нашей жизни трудно переоценить. Мы пользуемся ей ежедневно, и она самое привычное для каждого человека, самое распространенное в биосфере вещество, но тем не менее она очень необычна, обладает уникальными физико-химическими свойствами. Ни один биологический процесс не происходит без участия воды. Около 2/3 массы всего живого вещества на земле состоит из воды.

Вода является ценнейшим богатством и важным природным ресурсом. Более 70 % поверхности Земли покрыто водой. Общие запасы воды в *гидросфере* (океанах, морях, реках, озерах, ледниках, искусственных водоемах, подземных водах) составляют 1,45 млрд. км<sup>3</sup>. Их можно представить в виде слоя воды толщиной 2650 м, покрывающего всю поверхность планеты 94 % общего объема воды приходится на моря и океаны (подземные воды – 4,1 %, ледники – 1,65 %, озера – 0,016 %, реки – 0,00019 %) Запасы пресной воды составляют чуть больше 30 млн. км<sup>3</sup>, причем 97 % из них сосредоточены в полярных шапках и ледниках Арктики и Антарктиды. И лишь не более 1 % пресной воды циркулирует в подземных водах, реках, озерах, болотах или же в виде атмосферной влаги, пара или дождя (30 % – подземные воды, 69 % – ледники и снежный покров, озера – 0,26 %, реки – 0,006 %).

*Гидрология* – наука, изучающая гидросферу, ее свойства и протекающие в ней процессы. Она подразделяется на 3 самостоятельные дисциплины: *океанологию, гидрологию суши и гидрогеологию*. Для мелиорации земель наиболее важны две последние, основы которых рассматриваются в данном разделе.

Самая многоводная река мира Амазонка, ее годовой сток (6390 км<sup>3</sup>) составляет около 17 % стока воды всех рек мира (для сравнения – наиболее крупные реки СНГ: Енисей – 624, Лена – 536, Обь – 400, Амур – 343, Волга – 243, Северная Двина – 100, Днепр – 54, Дон – 30 км<sup>3</sup>).

Днепр – самая крупная река Беларуси, длина которой от истока до

устья 2145 км, а площадь бассейна – 504 тыс. км<sup>2</sup>. Наиболее крупные притоки Днепра в пределах республики – Друть, Березина, Припять – справа и Сож – слева.

Западная Двина является второй по величине водной артерией Беларуси (площадь водосбора в пределах РБ – 33,2 тыс. км<sup>2</sup>), общая длина реки – 1020 км. К основным правым притокам на территории Республики относятся реки Оболь и Дрисса, левым – Лучеса, Улла, Ушача и Дисна.

Третья по величине река Беларуси – Неман, бассейн которой занимает северо-западную часть республики. Общая длина Немана – 937 км, площадь белорусской части водосбора – 35 тыс. км<sup>2</sup>.

Ресурсы речного стока и подземных вод (км<sup>3</sup>) по областям составляют соответственно: Гомельская 24,5 и 1,93; Витебская 12,9 и 3,36; Брестская – 10,7 и 1,58; Могилевская – 10,6 и 2,28; Гродненская – 8,8 и 2,62; Минская – 6,4 и 4,13. 56 % речного стока принадлежит бассейну Черного моря и 44 % – Балтийскому.

Для сравнения – водные ресурсы России составляют 834, Норвегии – 376, Англии – 152, Польши – 85, Беларуси – 58, Украины – 50, Латвии – 17, Литвы – 16 км<sup>3</sup>.

*Озера, водохранилища и пруды.* В пределах стран СНГ расположено более 2850 тыс. озер, водохранилищ и прудов с общей площадью зеркала воды около 490,000 тыс. км<sup>2</sup>. Общий объем воды в пресных озерах составляет 27 тыс. км<sup>3</sup>, 98 % его содержится в уникальном по своим размерам и качеству воды озере Байкал (объем воды 23 км<sup>3</sup>) Крупнейшим в Республике Беларусь является озеро Нарочь (площадь зеркала – 80 км<sup>2</sup>, средняя глубина 9 м, максимальная – 25 м). Основу природного озерного фонда Республики составляют 1072 водоема с площадью более 0,1 км<sup>2</sup> (общая площадь 1500 км<sup>2</sup>, суммарный объем воды 6...7 км<sup>3</sup>).

Основное число озер размещается в бассейне Западной Двины (72 % всех запасов), Немана (20 %) и далее Припяти и Верхнего Днепра. Происхождение озерных котловин на севере (Белорусское Поозерье) связано с деятельностью последнего ледника и его талых вод. На юге республики распространены озера Полесского типа (разливы), карстовые и многочисленные старицы в разных долинах.

В Браславском и Ушачском районах на долю озер приходится более 10 % их площади. Крупнейшими водохранилищами в Российской Федерации являются Братское на р. Ангара (объем воды 169 км<sup>3</sup>), Красноярское на р. Енисей (73 км<sup>3</sup>), Куйбышевского на р. Волга (58 км<sup>3</sup>). В Беларусисамым крупным является Вилейское водохранилище (площадь зеркала 68 км<sup>2</sup>, объем воды 260 млн. м<sup>3</sup>).

Объемы потребления воды в мире за последние 10 лет увеличились в 100 раз и в 2000 г. составили почти половину всех запасов воды, пригодной для употребления. Сельское хозяйство, в т.ч. орошение, является основным потребителем водных ресурсов (63 %), промышленность – до 24 %. Современная потребность человечества в воде составляет 19 тыс. км<sup>3</sup>.

Показателем водоемкости экономики любой страны является отношение объема забранных природных вод к валовому внутреннему продукту (м<sup>3</sup>/доллар США). Для большинства индустриальных стран вне зависимости от природных условий этот показатель находится в пределах 0,04–0,12. В республике Беларусь за 1990–2000 г. он колебался в пределах

0,04–0,15. Основными потребителями воды являются концерн Белмелиоводхоз, Министерство жилищного и коммунального хозяйства, концерн топлива и энергетики, Министерство транспорта и коммуникаций, Министерство природных ресурсов и охраны окружающей среды.

*Гидравлический цикл и водный баланс.* Вода находится в непрерывном замкнутом процессе перемещения, включающем накопление, испарение и перераспределение воды и известном как глобальный *гидрологический цикл* или круговорот воды (рис. 4.1). Этот цикл имеет три потока: осадки, испарение и влагоперенос. Осадки выпадают из атмосферы на сушу и океаны, вода возвращается в атмосферу при испарении. С суши в океан направляется поверхностный сток и поток грунтовых вод, а водяной пар переносится атмосферными потоками с океана на сушу. Круговорот воды – самый значительный по перемещаемым массам и затратам энергии круговорот на Земле. Каждую секунду в круговорот вовлекается 16 млн. м<sup>3</sup> воды.

Гидрологический цикл может быть коротким, когда только что выпавшая в форме осадков вода тут же возвращается в атмосферу в процессе поверхностного испарения, или когда испарившаяся сразу после грозы влага с поля выпадает в виде дождя в соседнем районе. С другой стороны цикл может растянуться на сотни и даже тысячи лет, если влага в результате глубокого просачивания переносится с грунтовыми потоками, превращается в ледник и т.д.



Рис. 4.1. Круговорот воды в природе

Увеличение (+) или уменьшение (–) запасов влаги  $\Delta W$  на территории за расчетный период описывается уравнением

$$\pm \Delta W = (P + A + Д + Г + \Gamma_n + \Gamma_\phi + \Gamma_a + K) - (E + O_\Pi + O_r) \quad (4.1)$$

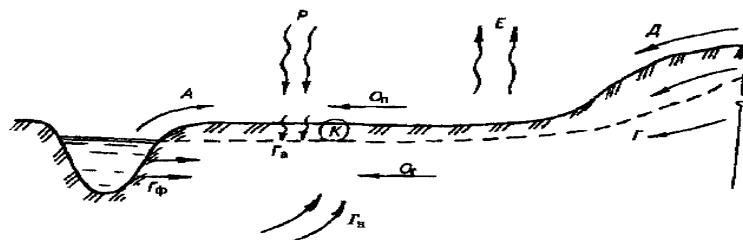


Рис. 4.2. Компоненты водного баланса территории

Следует отметить, что чем больше рассматриваемая территория и интервал времени, тем уравнение водного баланса проще. Так, для отдельных территорий (например, бассейн реки) в общем виде оно записывается следующим образом

$$\pm\Delta W = P - (E + O),$$

где  $O$  – отток поверхностных и грунтовых вод.

### 1.1. Основные гидрографические характеристики речного водосбора

Речной водосбор характеризуется площадью, коэффициентом асимметрии и средним уклоном водосбора, длиной главного водотока и его коэффициентом извилистости, густотой речной сети.

Территория, с которой собирается сток в речную сеть до расчетного створа, является площадью речного водосбора или *водосборной площадью*  $F$ . Она заключена в границах водораздельной линии 1. Поэтому для изучения водосбора необходимо иметь карту (план) с горизонталями местности 1, расположение главного водотока 2 и его притоков 3. В верхней части водосбора от расчетного створа на карте устанавливают границу водораздела и проводят водораздельную линию 4. Одновременно намечают линию по самой пониженной части тальвега (рис. 4.3.). При помощи планиметра или палетки определяется площадь территории ( $\text{км}^2$ ), заключенной в границах водораздельной линии и оси створа 5.

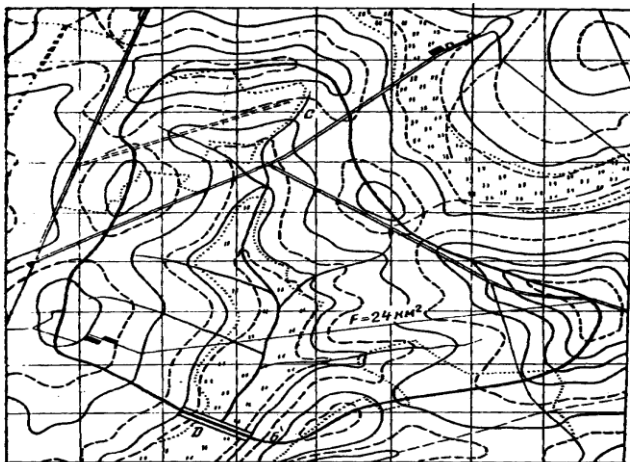


Рис. 4.3. Карта бассейна реки

Длина главного водотока  $L$  (км) определяется курвиметром по линии наибольшей протяженности русла (или измерением мерной лентой на местности). Аналогично измеряется суммарная длина притоков  $\sum L = L_1 + \dots + L_n$  (км), где  $L_1 \dots L_n$  – длина отдельных притоков.

Густота речной сети  $\text{ир}$  ( $\text{км}/\text{км}^2$ ) – это отношение суммы длин всех водотоков к водосборной площади.

$$\rho = (L + \Sigma L)/F. \quad (4.2)$$

*Коэффициент извилистости* главного водотока  $\delta$  определяется отношением его длины  $L$ , измеренной на карте, к сумме отрезков прямых, соединяющих начало и конец характерных однообразно ориентированных участков реки  $L_n$ .

$$\delta = L/L_n. \quad (4.3)$$

*Коэффициент асимметрии* водосбора  $K_a$  – это отношение разности площадей левой ( $F_l$ ) и правой ( $F_n$ ) площади водосбора к общей площади  $F$ .

$$K_a = (F_l - F_n)/F. \quad (4.4)$$

*Средний уклон склонов*  $I_{cp}$  определяют по горизонталям местности как среднее арифметическое из 5...10 измерений:

*Гидрографическую схему реки* выполняют следующим образом. В определенном масштабе (1:25000 или 1:50000) в виде прямой изображают главный водоток – реку. Затем прямыми линиями (под углом 45...60°) показывают притоки и их длину.

При построении *графика нарастания водосборана* оси абсцисс откладывают длину реки, а на оси ординат указывают водосборную площадь бассейна  $F$  (в нашем примере  $F = 24 \text{ км}^2$ ). Затем планиметром или палеткой измеряют водосборные площади притоков ( $f_{пр}$ ).

Отложив водосборную площадь всех притоков ( $\Sigma f_{пр}$ , в нашем случае равна 9 км<sup>2</sup>), получают непосредственно площадь бассейна главной реки (в примере на рис. 4.4, б эта площадь составляет 15 км<sup>2</sup>). Линию нарастания площади водосбора главной реки ( $f_{гк}$ ) условно принимают в виде прямой, изображенной на рисунке штрихами. Угол наклона графика нарастания площади бассейна к абсциссе сохраняется постоянным. Нанеся площади водосбора бассейнов всех притоков, получают график нарастания площади бассейна реки.

Гидрографическая схема и график нарастания водосбора необходимы для предварительного планирования расположения водозаборов воды для целей орошения, водоснабжения и других нужд.

*Методы выражения стока.* Сток поверхностных вод зависит от многих факторов: осадков и испарения, рельефа гидрографической сети, размеров и формы водосбора, почвенно-геологических условий, растительного покрова, озерности и др. и характеризуется следующими показателями.

*Расход* в расчетном створе  $Q$  (м<sup>3</sup>/с) и *объем стока*  $W$  (м<sup>3</sup>) – количество воды, протекающее через определенное поперечное сечение соответственно в единицу и за определенный промежуток времени.

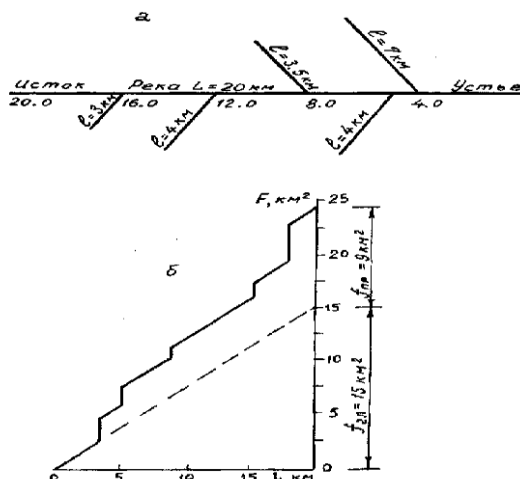


Рис. 4.4. Гидрографическая схема реки (а) и график нарастания водосбора (б)

## 1.2. Определение расходов и объемов поверхностного стока

*Модуль стока*  $q$  (л/с. га) – количество воды, стекающей с единицы площади водосбора в единицу времени.

*Слой стока*  $h$  (мм) – отношение объема стока к площади водосбора.

*Норма стока* – среднее множительное значение показателей годового стока ( $Q, W, g, h$ ).

*Коэффициент стока* – отношение слоя стока к слою выпавших в бассейн осадков.

*Объем стока* вод через водотоки может определяться по имеющимся гидрометрическим данным и при их отсутствии.

*Объем стока* в первом случае устанавливается по данным об уровнях и расходах воды в реке, получаемых на гидрометрических станциях и постах.

Для определения фактического расхода воды в реке измеряют глубины воды  $h$  с помощью реек, деревянных шестов с башмаками (наметок), лотов, эхолотов и скорость течения воды поплавками, гидрометрическими вертушками и др. По данным о глубинах воды строится поперечный профиль реки (рис. 4.5).

Под *уровнем воды* понимается отметка ее поверхности над условной горизонтальной плоскостью сравнения. Измерение уровней воды проводят ежедневно в 8 и 20 ч (в половодье и паводки через 2 ч.). Часто на водомерных постах с помощью специальных самописцев «Валдай» ведут непрерывную запись уровней воды в створе. При изменении уровня воды в водотоке поплавки перемещаются по вертикали и передает это перемещение перу самописца. Перо вычерчивает в определенном масштабе кривую изменения уровня воды на ленте барабана, вращающегося с помощью часового механизма. Данные по ежедневным уровням заносят в таблицы, строят графики колебаний уровней за каждый месяц и год (рис. 4.7а). При этом *нуль графика гидрометрического поста* назначают на 0,5 м ниже минимального уровня воды.

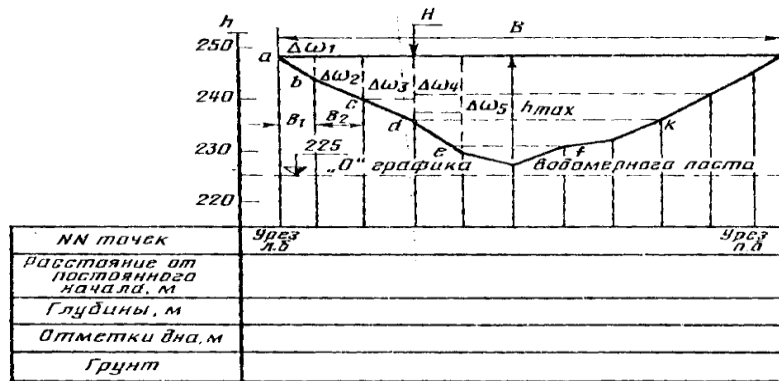


Рис. 4.5. Профиль поперечного сечения реки

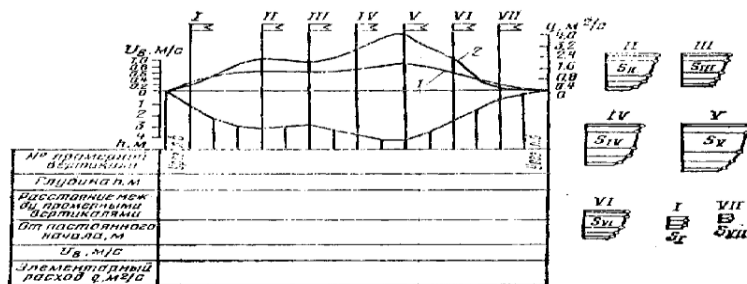


Рис. 4.6. Схема вычисления расхода воды графическим способом:  
 1 – кривая распределения средних скоростей на вертикалях по ширине реки;  
 2 – эпюра распределения элементарных расходов по ширине реки;  
 I – VII – эпюры распределения скоростей на вертикалях

Площадь живого сечения измеряют планиметром или палеткой. Для измерения скорости течения наиболее распространенным прибором – гидрометрической вертушкой ее опускают на глубину: у поверхности,  $0,2h$ ,  $0,6h$ ,  $0,8h$  и у дна реки. Средняя скорость потока на промерной вертикали находится как среднее арифметическое из 5 измерений.

Расход воды по сведениям о глубинах и средних скоростях течения воды по вертикали можно определить по следующей формуле

$$Q = K\omega_1 \cdot V_1 + \omega_2 \frac{V_1 + V_2}{2} + \omega_3 \frac{V_2 + V_3}{2} + \dots + K\omega_{n+1} V_n, \quad (4.5)$$

где  $K$  – коэффициент, учитывающий влияние береговых зон (при очень пологом берегу и неподвижной воде  $K = 0,5$ , при пологом берегу  $K = 0,7$ , при обрывистом берегу  $K = 0,8$ ).

$\omega_1 \dots \omega_n$  – площади живого сечения, заключенные между соседними скоростными вертикалями.

$V_1 \dots V_n$  – средние скорости течения воды на вертикали (рис. 4.6).

Если уровни воды на гидрометрических постах измеряют ежедневно в стандартные сроки, то скорости, а соответственно и расходы воды – значительно реже. Наиболее часто измеряют их в половодья и паводки. Поэтому строится график зависимости расходов от уровней  $Q = f(H)$ , хотя физически независимым является расход воды, а уровень – функцией.

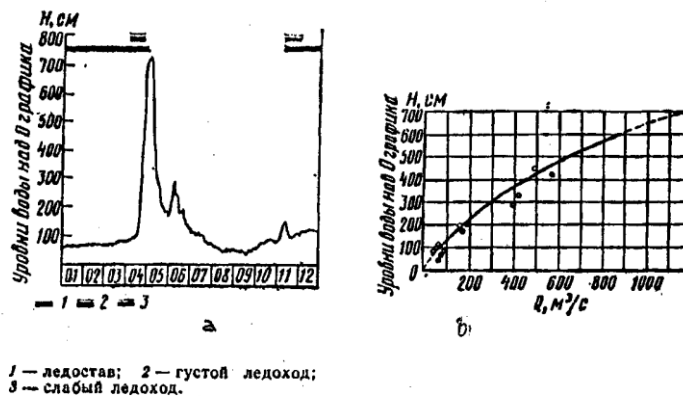


Рис. 4.7. Графики колебаний уровней (а) и расходов (б) воды в реке

Зависимость  $Q = f(H)$  может выражаться графически в виде одной плавной кривой (рис. 4.7.б), хотя точки измеренных расходов всегда ложатся на графике с некоторым разбросом. Поэтому функция является приближенно однозначной.

На основании графика  $Q = f(H)$  строится гидрограф для данной реки (график изменения во времени расходов воды за год или часть года).

Расчет объема ( $m^3$ ) для каждой фазы его формирования определяется по формуле

$$W = S \cdot M_g \cdot 86400 T, \quad (4.6)$$

где  $S$  — площадь эпюры рассматриваемого периода (или фазы) на графике гидрографа,  $cm^2$ ;

$M_g$  — вертикальный масштаб расхода на графике ( $m^3/c$  в 1 см);

$T$  — горизонтальный масштаб, сут в 1 см;

86400 — число секунд в сутках.

Годовой сток определяется как сумма стоков по сезонам. Имея гидрометрические наблюдения за ряд лет (30 и более), с использованием теории вероятности обосновывают расчетные их значения.

*При отсутствии систематических гидрометрических данных (наблюдений, замеров) расход и объем стока определяется путем построения теоретической кривой вероятности превышения (обеспеченности).*

В гидрологии обеспеченность отражает вероятность появления значения величины  $N$ , или превышающей ее, в ряде лет наблюдений (по количеству раз из ста лет или продолжительности времени в %). Данная кривая позволяет прогнозировать ожидаемую изменчивость гидрологической величины.

Например, если какая-либо величина  $N$  будет иметь вероятность превышения  $P = 1 \%$ , то это значит, что только 1 раз в сто лет будет наблюдаться значение величины  $N$  (и более  $N$ ). Если  $N$  имеет  $P = 99 \%$ , то величина  $N$  (и более) будет появляться 99 раз из ста лет и только 1 год из ста эта величина может быть меньше  $N$ .

В проектной практике вероятность превышения принимают в зависимости от характера сооружения и его назначения. Расходы для весьма ответственных мелиоративных сооружений назначают с  $P = 1 \%$ .

Для небольших гидросооружений  $P = 3 \dots 10 \%$ .

Расчетная вероятность превышения  $P$  устанавливается строительными нормами и правилами (СНиП) или техническими кодексами установившейся практики (ТКП).

Рассмотрим порядок построения теоретической кривой вероятности превышения объема весеннего стока для определенного створа реки (района строительства плотины, гидротехнического сооружения). Для этого нужно иметь следующие данные: среднемноголетнее значение стока  $\bar{h}$ , мм; коэффициент изменчивости (вариации) весеннего стока  $C_v$  и коэффициент асимметрии  $C_s$ , выраженной через  $C_v$ ; площадь водосбора речного бассейна  $F$ , км<sup>2</sup>.

При отсутствии данных фактических наблюдений многолетнее значение стока определяется по карте изолиний (Минск – 90, Гродно – 60, Брест – 50, Гомель – 65, Могилев – 100, Витебск – 110 мм).

Коэффициент изменчивости  $C_v$  для Республики Беларусь можно принять 0,4...0,5. Если водосборная площадь  $F$  меньше 100 км<sup>2</sup>, его необходимо умножить на коэффициент 1,25;  $C_s$  для весеннего стока и талых вод принимается равным  $2 C_v$  ( $C_s = 2 C_v$ ).

Имея соотношение  $C_s/C_v$  и значения  $C_v$ , выписывают модульные коэффициенты  $K_p$  для различных обеспеченностей  $P$  (%).

Объем весеннего стока  $W$  (тыс. м<sup>3</sup>) обеспеченностью  $P$  (%), образующегося на водосборной площади  $F$  (км<sup>2</sup>), при слое стока  $h_p$  (мм), определяется по формуле

$$W_p = h_p \cdot F, \quad (4.7)$$

а слой стока весеннего снеготаяния  $h_p$  – по формуле

$$h_p = \bar{h} \cdot K_p, \quad (4.8)$$

Полученные данные используются для построения теоретической кривой вероятности превышения объема весеннего стока. Кривую строят на клетчатке вероятности (рис. 4.8). Для этого на оси абсцисс откладываются значения вероятностей  $P$  до 100 %, на оси ординат – объемы стока  $W_p$  (тыс. м<sup>3</sup>). В начале ординат их значения равны нулю.

По кривой вероятности превышения для какой-либо величины стока  $W_p$ , отложенной на оси ординат, можно определить продолжительность времени (%), в течение которого любое рассматриваемое значение величины  $N$  было равно этому значению или превышало его.

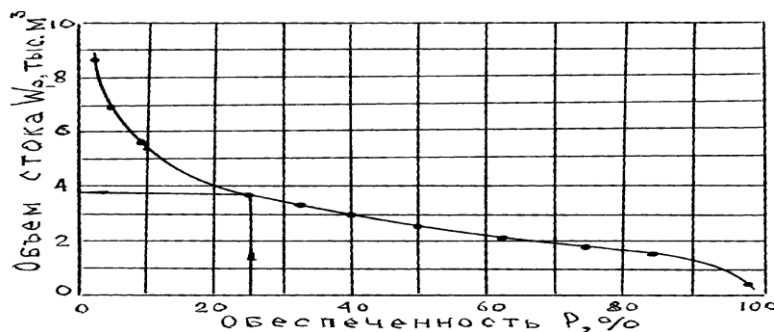


Рис. 4.8. Кривая вероятности превышения объема стока

На графике (рис. 4.8) 25 % обеспеченности  $P$  соответствует объем стока величины  $W = 3930$  тыс.  $m^3$ . Следовательно, появление стока более величины  $W$  возможно 25 раз из 100 лет, т. е. в каждый четвертый год.

По примерно аналогичной методике определяются и расходы воды в расчетные периоды года гидрографа стока (весенний, предпосевной, летне-осенних дождевых паводков и бытовой). Среднегодовое значение модуля поверхностного стока устанавливается по региональным формулам Белгипроводхоза в зависимости от показателей гидрографических характеристик речного водосбора.

Например, среднегодовое значение максимального модуля весеннего стока (л/с.  $км^2$ ) находят по формуле

$$q = \frac{A_{в.п.} I^{0,2} (1 + 0,5\rho)}{(F + 10)^{0,167} (1 + 0,2\alpha)(1 + 0,2\beta)(1 + 0,03\gamma)}, \quad (4.9)$$

где  $A_{в.п.}$  – параметр, отражающий совокупность климатических, почвенных и других показателей водосбора.

$\alpha$ ,  $\beta$ ,  $\gamma$  – соответственно озерность, заболоченность и лесистость площади водосбора, %.

Тогда расход воды в расчетном створе

$$Q = q \cdot F, \text{ л/с} \quad (4.10)$$

Пересчет среднегодовых значений расходов стока, для лет различной обеспеченности выполняется по вышеприведенной методике, как и его объем.

## 2. Основные понятия по гидрогеологии

В этом разделе рассматриваются способы обработки простейших гидрогеологических наблюдений, связанных с фильтрацией воды в грунте, потоком грунтовых вод, гидрогеологическим разрезом выбранного сечения местности. Эти данные используются при водобалансовых расчетах, изыскании возможностей сельскохозяйственного водоснабжения населенных пунктов и промышленных объектов из подземных водоисточников, строительстве гидротехнических сооружений. Для этого необходимо знать коэффициент фильтрации грунта, мощность и глубину расположения водоносного пласта, направление движения и расход грунтовых вод и т.д.

Воды, находящиеся в толще земной коры во всех физических состояниях (пар, лед, капельножидкая вода) называются *подземными*. Они образуются путем просачивания (инфильтрации) в земную толщу атмосферных осадков и поверхностных вод.

Наука, изучающая происхождение, распространение, режим, ресурсы и физико-химические свойства подземных вод называется *гидрогеологией*.

Подземные воды – один из основных источников питьевого и технического водоснабжения. В Республике Беларусь водозабор из подземных источников ежегодно составляет более 1  $км^3$  при общих запасах 16  $км^3$ .

## 2.1. Классификация и качество подземных вод

По условиям залегания подземные воды подразделяются на воды зоны аэрации, грунтовые, межпластовые безнапорные и напорные (артезианские). Схема залегания подземных вод представлена на рис. 4.9

К водам зоны аэрации относят почвенные воды. В виду их исключительной важности в мелиорации земель они более подробно рассмотрены в разделе 4.3.2.

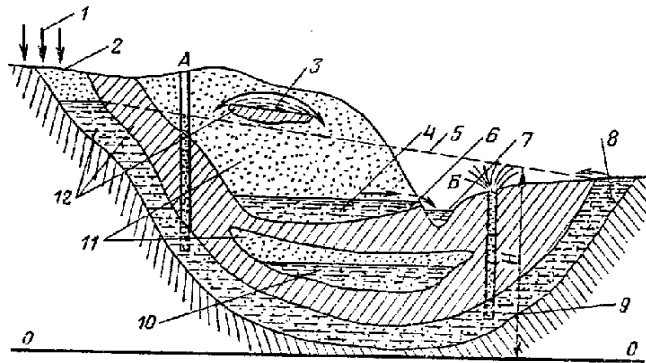


Рис. 4.9. Схема залегания подземных вод:

1 – осадки; 2, 8 – зоны питания артезианских вод и разгрузки напорных;  
3 – верховодка; 4 – грунтовые воды; 5 – пьезометрическая линия; 6 – нисходящий источник; 7 – река; 9 10 – межпластовые напорные (артезианские) и безнапорные воды; 11 – водопроницаемые грунты; 12 – водоупорные породы; А, Б – артезианские скважины

*Грунтовые воды* – безнапорные подземные воды первого от поверхности водоносного горизонта (включая и *верховодку*), расположенного на первом водоупорном слое. *Верховодка* – временное скопление подземных вод в виде линз, образующихся от просачивания талых снеговых или дождевых вод. Она характеризуется небольшой мощностью, пестрым химическим составом и неустойчивым (вплоть до полного исчезновения) режимом.

*Межпластовыми безнапорными водами* называют воды безнапорного горизонта, который сверху и снизу ограничен пластами водоупорных пород. По сравнению с грунтовыми водами они менее подвержены загрязнению.

*Межпластовые напорные или артезианские воды* – подземные воды, полностью заполняющие водоносные породы между водоупорными пластами. Артезианские воды в санитарном отношении наиболее чистые.

Естественные выходы подземных вод в результате выклинивания водоносных пластов на дневную поверхность называют *источниками*, *ключами* или *родниками*. Источники с повышенной минерализацией называются *минеральными*, а с повышенной температурой – *термальными*. Фонтанирующие горячие восходящие источники в зонах современного вулканизма называют *гейзерами*.

*Качество подземных вод* определяется температурой, цветом, прозрачностью, вкусом, запахом, плотностью и химическим составом., более подробно рассматриваемых в разделе 7.3.1.

В соответствии с Водным кодексом РБ водные объекты, представляемые для питьевых, хозяйственно-бытовых и других нужд населения, должны соответствовать действующим санитарным нормам и правилам СанПиН 10 – 24 РБ99. Контроль за качеством воды возложен на органы санитарного надзора, которые в своем распоряжении имеют 17 специализированных лабораторий. При этом использование грунтовой воды питьевого качества для других нужд, как правило, не разрешается. В районах, где нет поверхностных источников, имеется достаточное количество подземной питьевой воды с разрешения органов Госуправления по природным ресурсам и окружающей среды питьевая вода может быть использована в пищевой промышленности и животноводстве.

## 2.2. Почвенная влага

Вода является одной из 3-х составляющих почвы (твердой, газообразной, жидкой). Академик Г. И. Высоцкий сравнивал роль воды в почве с ролью крови в живом организме. Вода играет важную терморегулирующую роль в жизни растений.

Источников воды в почве три: атмосферные осадки, парообразная влага приземных слоев атмосферы (путем конденсации или адсорбирования водяных паров из воздуха) – роса, грунтовые воды.

Форма воды в почве определяется агрегатным состоянием и взаимодействием с твердой и газообразной фазами. Различают 2 группы воды: связанная (химически, физически, в твердом состоянии) и свободная (парообразная, капиллярная, гравитационная, грунтовая).

*Химически связанная вода* входит в состав ряда веществ почвы, не принимает участие в физических процессах и не испаряется при температуре 100<sup>0</sup>С.

*Физически связанная вода* делится на *гигроскопическую* (адсорбируемую почвой пары воды из воздуха) и *пленочную* (удерживаемую вокруг твердой частицы почвы молекулярными силами). Гигроскопическая влага передвигается в почве только при переходе в парообразное состояние. Пленочная вода перемещается под действием градиента молекулярных сил. Количество пленочной воды в почве приблизительно равно двойной гигроскопичности.

*Вода в твердом состоянии* (лед) содержится в почве при отрицательной температуре.

*Парообразная вода* содержится в почве (не более 0,001 % массы) при любой влажности, занимая поры, свободные от капельножидкой воды. Передвижение парообразной воды происходит из слоев более насыщенных парами к менее насыщенным или из слоя с более высокой температурой и упругостью в слой с более низкой температурой.

*Капиллярная вода* насыщает капилляры почвы, соприкасающейся со свободной водной поверхностью. Она удерживается в почве силой водных менисков.

*Гравитационная вода* перемещается в почве под действием сил тяжести. Это перемещение возникает, когда все поры почвы заполнены водой.

*Грунтовая вода* образуется в водоносном слое, лежащем на

маловодопроницаемом (водоупоре).

Количество воды в почве характеризуется *влажностью и запасами влаги* в ней. Различают абсолютную влажность почвы и относительную.

Абсолютная влажность почвы  $\beta$  (%) – это отношение массы влаги в некотором объеме почвы  $m_v$  к массе сухой почвы  $m_c$

$$\beta = \frac{m_v}{m_c} \cdot 100\% \quad (4.11)$$

Относительная влажность почвы  $\beta_0$  (%) – это отношение абсолютной влажности  $\beta$  к какой-либо другой водно-физической константе почвы, например, к наименьшей влагоемкости почвы НВ.

*Запасы воды*  $W$  в слое почвы  $h$  (м) выражают в  $m^3/га$  и определяют по зависимости

$$W = 100 h \alpha \beta, \quad (4.12)$$

где  $\alpha$  – объемная масса почвы или ее плотность в естественном состоянии,  $т/м^3$ .

### 2.3. Основные почвенно-гидрологические характеристики

Выделяют следующие основные почвенно-гидрологические характеристики: *максимальную* гигроскопичность, *влажность завядания*, наименьшую и полную влагоемкость, высоту капиллярного поднятия, впитывание воды и водоотдачу.

*Максимальная гигроскопичность* МГ – это максимальное количество воды, поглощаемое почвой из воздуха, насыщенного парами воды. Ее определяют путем длительного (более 10 сут) насыщения образца почвы парами воды в эксикаторе.

Влажность завядания ВЗ – количество влаги, практически недоступной для растений, при котором появляются необратимые признаки увядания растений. ВЗ определяется не свойствами растений, а почвы. Признаки увядания различных растений наступают на одной и той же почве при одинаковой ее влажности. Влажность почвы выше ВЗ называют продуктивной.

*Наименьшая влагоемкость* НВ – количество воды, прочно удерживаемое почвой после полного свободного стекания гравитационной воды. Доступная для растений влага лежит в пределах НВ – ВЗ.

*Полная влагоемкость* ПВ – наибольшее количество влаги, которое может содержаться в почве при условии полного насыщения всех пустот и пор водой. ПВ равна пористости почвы  $P$ . Зная  $P$  (в % от объема почвы) и ее объемную массу или плотность  $\alpha$  ( $г/см^3$ ) можно определить  $PВ = P/\alpha$  (% от массы сухой почвы).

*Водоотдача*  $\mu$  – свойство почвы отдавать гравитационную воду путем стекания. Количественно водоотдача равна

$$\mu = \text{ПВ} - \text{НВ} \quad (4.13)$$

Отношение объема свободно вытекающей из почвогрунта воды  $W$  ( $\text{м}^3$ ) к объему почвогрунта  $V$  ( $\text{м}^3$ ) в процентах называют коэффициентом водоотдачи  $\delta = 100W/V$ , используемым при расчетах параметров осушительных систем.

Внутрипочвенное движение воды в порах под действием менисковых сил называют *капиллярным*. Скорость капиллярного движения тем больше, чем больше диаметр капиллярных пор, а высота капиллярного поднятия  $h_k$  – наоборот.

*Впитывание* воды – это поступление воды в почву, не полностью насыщенную влагой, например, при орошении. Скорость поглощения воды в почву  $V_v$  момент времени  $t$  при меняющейся глубине просачивания можно определить по формуле А. Н. Костякова

$$V = K_1/t^\alpha, \quad (4.14)$$

где  $K_1$  – коэффициент водопроницаемости данной почвы в первую единицу времени;

$\alpha$  – показатель степени, изменяющийся от 0,3 до 0,8 в зависимости от свойств почвы и ее начальной влажности (чем больше начальная влажность, тем меньше  $\alpha$ ).

Скорость впитывания  $V$  во времени постепенно убывает, приближаясь к некоторой постоянной величине  $K$ , которая характеризует собой коэффициент фильтрации данной почвы.

## 2.4. Фильтрация

Гравитационная вода перемещается в почве под действием собственной массы. Ее перемещение происходит, когда все поры почвы заполнены водой, т.е. при полной влагоемкости (ПВ). Движение гравитационной воды называется *фильтрацией*, которая выражается количеством воды, проходящей через почву за определенное время.

Впервые закон движения воды в почве сформулировал ученый

Дарси (Франция, 1856). Он установил, что объем воды, который проходит через слой песка, прямо пропорционален напору и обратно пропорционален пути фильтрации:

$$W = K \frac{h}{\ell} \omega t, \quad (4.15)$$

где  $W$  – объем воды,  $\text{см}^3$ ;

$h$  – (напор) разность уровней воды в начале и конце пути фильтрации,  $\text{см}$ ;

$t$  – время фильтрации,  $\text{с}$ ;

$\ell$  – длина пути фильтрации,  $\text{см}$ ;

$K$  – коэффициент фильтрации,  $\text{см}/\text{с}$ ;

$\omega$  – площадь живого сечения,  $\text{см}^2$ .

Отношение  $h/l$  называется градиентом напора  $i$  или гидравлическим уклоном.

Учитывая, что расход воды  $Q = W/t$  ( $\text{см}^3/\text{с}$ ), а скорость ее движения  $V = Q/\omega$  ( $\text{см}/\text{с}$ ) получим, что скорость фильтрации

$$V = K \cdot I \quad (4.16)$$

Эта зависимость представляет основной закон фильтрации или закон Дарси. Он показывает, что для данного грунта с коэффициентом фильтрации  $K$  скорость фильтрации прямо пропорциональна гидравлическому уклону  $i$ .

Закон Дарси выполняется при ламинарном движении подземных вод. В крупнообломочных и трещиноватых породах, а также в при фильтровой зоне скважин, из которых ведется откачка, может быть их турбулентное движение, тогда  $V = K \sqrt{i}$ .

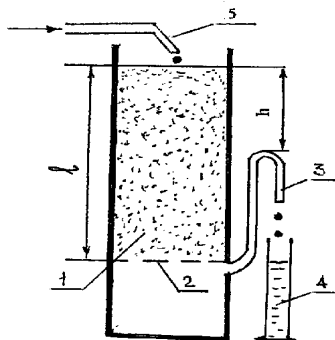


Рис. 4.10. Схема лабораторной установки для определения коэффициента фильтрации почвогрунта:

1 – почвенный монолит; 2 сетка;  
3, 5 – отводная и подводящая трубы

*Коэффициент фильтрации* является одной из важнейших характеристик почвогрунтов и широко используется в гидромелиоративных расчетах. Он определяется различными способами – в лабораторных и полевых условиях или может быть рассчитан по теоретическим формулам.

В лабораторных условиях коэффициент фильтрации грунта можно определить на приборе Дарси-Тима. Принципиальная схема лабораторной установки приводится на рис. 4.10.

Через слой грунта ( $l$ ), уложенного в сосуд, пропускается вода при установившемся движении и напоре  $h$ .

Замеряется объем воды  $W$  ( $\text{см}^3$ ) в сосуде при известной площади живого сечения ( $\omega$ ) и пути фильтрации ( $l$ ) за время фильтрации  $t$ . По

физическому смыслу коэффициент фильтрации представляет собой скорость движения гравитационной воды в грунте при гидравлическом уклоне ( $i$ ) равном единице.

Из уравнения (4.15) находится коэффициент фильтрации грунта

$$K = \frac{W}{t \cdot \omega \cdot i} \quad (4.17)$$

Коэффициент фильтрации  $K$  зависит от температуры воды. С повышением температуры воды уменьшается ее вязкость и увеличивается коэффициент фильтрации. Поэтому полученный коэффициент фильтрации  $K$  при произвольной температуре воды  $t$  приводится к коэффициенту фильтрации при  $t = 10^{\circ}\text{C}$ .

.Опыты проводятся не менее трех раз при различных значениях  $\eta$ . Затем находится среднее значение коэффициента фильтрации.

В *полевых условиях* коэффициент фильтрации грунта определяют методом откачки воды из скважины. Если уровни грунтовых вод находятся глубоко или отсутствуют, то коэффициент фильтрации определяется методом налива воды в скважины. Чаще используют на мелиорируемых землях метод откачки. Для этого на расстоянии 3...5 м друг от друга устраивают не менее трех скважин. Диаметр скважины рекомендуется 10 см. Скважины должны быть глубже уровня грунтовых вод не менее чем на 0,5 м (рис. 4.11).

В начале откачивают воду из скважины, понижая уровень в ней до величины  $Y_0$  (м). Окружающие подземные воды начинают заполнять скважину причем, чем больше коэффициент фильтрации  $K$ , тем заполнение идет быстрее. В процессе опыта фиксируют несколько значений  $y$  (t). Расчеты  $K$  (м/сут) ведут по наиболее распространенной в мелиорации формуле Г. Д. Эркина

$$K = \frac{5050r^2}{(H + 2r)t} \cdot \lg \frac{Y_0}{Y}, \quad (4.18)$$

где  $r$  – радиус скважины, м;

$H$  – глубина от статического уровня воды до дня скважины, м.

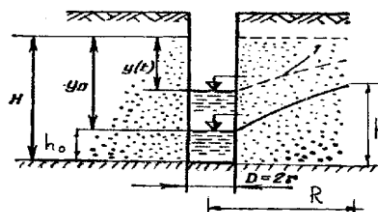


Рис. 4.11.Схема к определению коэффициента фильтрации методом восстановления уровня в одиночной скважине;  $y_0$  – расстояние до уровня воды сразу после откачки; 1 – линия динамического уровня

При землеустройстве значение направления движения подземных вод имеет большое значение, так как позволяет правильно наметить расположение на местности водозаборных сооружений, избежать очагов загрязнения (животноводческих ферм, кладбищ и т. д). Знание расхода подземных потоков дает возможность оценить ресурсы подземных вод, которые можно использовать для водоснабжения и других целей.

Мощность грунтового потока, направление его движения и геологический разрез местности определяются путем устройства буровых скважин. Скважины располагают по вершинам равностороннего треугольника. Их устраивают до глубины водоупора. Площадь, ограниченная сторонами треугольника, должна быть не менее 4...5 га. В зоне расположения скважин вычерчивается план местности в масштабе 1:2000 (рис. 4.12).

Возле скважин устанавливаются отметки поверхности земли, а по глубине воды в скважинах определяются отметки статического уровня в каждой скважине (как разность отметки поверхности земли и расстояния от поверхности земли до статического уровня). Путем прямой интерполяции наносятся горизонтали уровней воды между скважинами (гидроизогипсы). Направление движения грунтовых вод обозначается стрелкой перпендикулярно к гидроизогипсам в сторону их уменьшения (рис. 4.12 а).

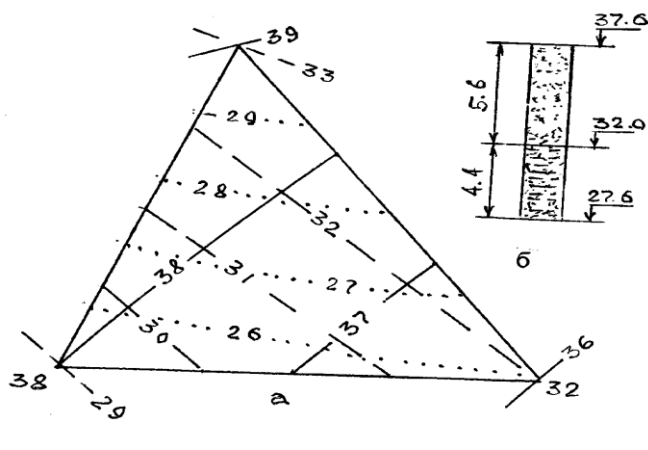


Рис. 4.12. План с горизонталями поверхности земли, грунтовых вод и водоупорной кровли (а); профиль по колодцу (б)  
 – горизонтали поверхности земли; – гидроизогипсы; ... – горизонтали водоупорной кровли

По гидрогеологическому разрезу (рис. 4.12 б) можно определить положение водоупора и глубину грунтового потока над водоупором ( $h_r$ ). Расход грунтового потока определяется по формуле Дарси:  $Q = \omega \cdot K \cdot i$ , где  $\omega$  – площадь живого сечения потока, равная произведению длины потока  $L_{1-1}$  в рассматриваемом сечении на глубину потока  $h_r$ . Гидравлический уклон  $i$  определяется отношением превышения гидроизогипс к расстоянию между ними.  $K$  – коэффициент фильтрации грунта (м/сут) устанавливается, как показано выше, в полевых или лабораторных условиях.

## 2.5. Приток грунтовой воды к каналу (дрене) или скважине

Поступление грунтовых вод к водоприемным сооружениям представляет собой достаточно сложный процесс. С некоторыми допущениями. Количество воды, поступающее на единицу длины канала или дрены (удельный приток) можно рассматривать как установившийся поток грунтовых вод в однородной фильтрационной среде. В этих

условиях справедливо применение закона Дарси.

Если принять схему притока грунтовых вод (рис.4.13), то может быть записано следующее уравнение их баланса:

$$p(\ell - x) = yk \frac{dy}{dx}, \quad (4.19)$$

где  $p$  – средняя интенсивность инфильтрационного питания;  
 $\ell$  – половина расстояния между дренами (каналами);  
 $k$  – коэффициент фильтрации.

Интегрируя это уравнение при условии  $x = 0, y = h_0$ , получим

$$\frac{K(y^2 - h_0^2)}{2} = px\left(\ell - \frac{x}{2}\right); \quad (4.20)$$

где  $h_0$  – высота высачивания грунтового потока на откосе дренажной траншеи или канала, условно принимаемая равной глубине воды в дрене (канале).

Уравнение кривой депрессии для этого случая может быть представлено в таком виде

$$y^2 = h_0^2 + \frac{2px}{k} \left( \ell - \frac{x}{2} \right) \quad (4.21)$$

При условии  $x = \ell, y = h$  можно записать, что

$$(h^2 - h_0^2) = p\ell^2. \quad (4.22)$$

Тогда приток грунтовых вод на единицу длины дрены или канала с двух сторон при интенсивности питания  $q = 2p\ell$  будет равен

$$q = \frac{2k(h^2 - h_0^2)}{\ell} \quad (4.23)$$

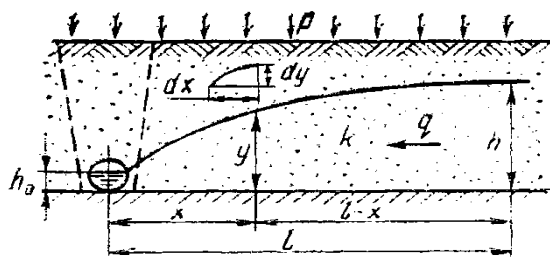


Рис 4.13. Схема к расчету дренажа при инфильтрационном питании и расположении дренажа на водоупоре

Приток (расход) безнапорных грунтовых вод к совершенным одиночным скважинам (достигающим водоупора) определяется по формуле Дюпюи (рис. 2.20):

$$Q = \frac{h \cdot k(h^2 - h_0^2)}{\ln R / r}, \quad (4.24)$$

где  $h$  – уровень воды над дном скважины на расстоянии радиуса ее влияния  $R$

$h_0$  – динамический уровень воды в скважине;

$r$  – радиус скважины.