

А. В. Григорьева



**Гидрология
(учение о гидросфере)**

МИНИСТЕРСТВО НАУКИ И ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

Федеральное государственное бюджетное образовательное
учреждение высшего образования

«Уральский государственный лесотехнический университет»
(УГЛТУ)

А. В. Григорьева

ГИДРОЛОГИЯ

(учение о гидросфере)

Учебно-методическое пособие

Екатеринбург
2023

УДК 556(075.8)

ББК 26.22я73

Г83

Рецензенты:

лаборатория экологии рыб и биоразнообразия водных экосистем ИЭРиЖ УрО РАН, д-р биол. наук, заведующий лабораторией, член-корреспондент РАН, профессор *В. Д. Багданов*;

Е. С. Гневнов, канд. с.-х. наук, начальник отдела федерального государственного лесного контроля (надзора) и лесной охраны Департамента лесного хозяйства по УФО

Григорьева, Алена Викторовна.

Г83 Гидрология (учение о гидросфере) : учебно-методическое пособие / А. В. Григорьева ; Министерство науки и высшего образования Российской Федерации, Уральский государственный лесотехнический университет. – Екатеринбург : УГЛТУ, 2023. – 70 с.

ISBN 978-5-94984-861-6

Учебно-методическое пособие предназначено для обучающихся по направлениям подготовки 20.03.02, 05.03.06, 05.04.06.

В данном учебно-методическом пособии рассмотрены основные теоретические и практические вопросы, связанные с изучением таких составляющих гидросферы, как подземные воды, озера, реки, снежный покров и другие. Учебно-методическое пособие предназначено для проведения практических занятий по дисциплине «Гидрология (учение о гидросфере)». Может быть использовано для самостоятельной работы обучающихся при выполнении научно-исследовательских работ, прохождении практической подготовки или сбора материалов для выпускной квалификационной работы.

Издается по решению редакционно-издательского совета Уральского государственного лесотехнического университета.

УДК 556(075.8)

ББК 26.22я73

ISBN 978-5-94984-861-6

© ФГБОУ ВО «Уральский государственный лесотехнический университет», 2023

© Григорьева А. В., 2023

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	4
1. ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ.....	6
1.1. Определение коэффициента фильтрации.....	10
1.2. Определение скорости и расхода воды грунтового потока.....	16
2. ОЗЕРА.....	18
2.1. Морфология озер.....	21
2.2. Морфометрия озер.....	21
2.3. Методика построения модели глубины воды и мощности ила.....	25
3. РЕКИ.....	28
3.1. Определение расхода воды по поверхностной скорости поплавками и живому сечению потока.....	44
3.2. Определение расхода воды водосливами.....	49
3.3. Построение графиков частоты и обеспеченности.....	51
3.4. Сток, его характеристики, методы изучения.....	53
4. СНЕЖНО-ЛЕДОВЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ.....	58
4.1. Измерение высоты снежного покрова.....	59
4.2. Измерение плотности снега.....	60
4.3. Обработка полевого материала.....	63
БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК.....	69

ВВЕДЕНИЕ

Вода – одно из самых распространенных на Земле химических соединений. Природные воды образуют океаны, моря, подземные воды, озера, реки, водохранилища, болота, ледники, атмосферную влагу и другие составляющие. Все эти водные объекты на планете связаны между собой и образуют оболочку, называемую гидросферой.

Согласно энциклопедическому словарю, «гидросфера» – это «совокупность всех водных объектов земного шара: океанов, морей, рек, озер, болот, подземных вод, ледников и снежного покрова». Традиционно под гидросферой понимают прерывистую водную оболочку земного шара, расположенную на поверхности земной коры и в ее толще, представляющую совокупность океанов, морей и водных объектов суши (рек, озер, болот, подземных вод), включая снежный покров и ледники. В такой трактовке гидросфера не включает атмосферную влагу и воду в живых организмах [2, 7].

Однако существует и более узкое и более широкое толкование понятия гидросферы. В первом случае под ней понимают лишь поверхностные воды, находящиеся между атмосферой и литосферой, во втором – все природные воды Земли, участвующие в глобальном круговороте веществ, в том числе подземные воды в верхней части земной коры, атмосферную влагу и воду живых организмов. Такое широкое понимание термина «гидросфера» представляется наиболее правильным. В этом случае гидросфера – это уже не прерывистая оболочка, а действительно геосфера, включающая не только скопления самой воды (а также снега и льда) на земной поверхности, но и взаимосвязанные с ними воды в верхней части литосферы и нижней части атмосферы.

Выделяют три группы водных объектов – водотоки, водоемы и особые водные объекты.

К *водотокам* относятся водные объекты на земной поверхности с поступательным движением воды в руслах в направлении уклона (реки, ручьи, каналы). *Водоемы* – это водные объекты в понижениях земной поверхности с замедленным движением вод (океаны, моря, озера, водохранилища, пруды, болота). Группу водных объектов, не укладываемых в понятие водотоков и водоемов, составляют *особые водные объекты* – ледники и подземные воды (водоносные горизонты) [2].

В данном учебно-методическом пособии рассмотрены основные теоретические и практические вопросы, связанные с изучением таких составляющих гидросферы, как подземные воды, озера, реки, снежный

покров и другие. Учебно-методическое пособие предназначено для проведения практических занятий по дисциплине «Гидрология (учение о гидросфере)». Может быть использовано для самостоятельной работы обучающихся при выполнении научно-исследовательских работ, прохождении практической подготовки или сбора материалов для выпускной квалификационной работы.

Дисциплина «Гидрология (учение о гидросфере)» относится к основным общепрофессиональным дисциплинам при подготовке обучающихся по направлениям «Экология и природопользование», «Природообустройство и водопользование».

1. ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

Подземными водами как объектами гидрологии будем называть лишь те содержащиеся в земной коре воды, которые активно взаимодействуют с атмосферой и поверхностными водными объектами (океанами, морями, озерами, болотами, реками) и участвуют в круговороте воды на земном шаре.

Подземные воды по происхождению могут быть:

1) *экзогенными* (их источник – водные объекты на поверхности суши и влага атмосферы), которые попадают в горные породы при просачивании поверхностных вод (*инфильтрационные*), конденсации водяного пара (*конденсационные*) или в результате седиментации (осадконакопления) (*седиментационные*).

2) *эндогенными* (их источник – недра Земли), которые образуются в горных породах в результате дегидратации минералов (*дегидратационные*, «*возрожденные*») или поступают из магматических очагов («*ювенильные*»).

В зависимости от физического состояния, подвижности, характера связи с грунтом выделяют виды воды в грунтах: *химически* (входит в состав некоторых минералов) и *физически* связанная (удерживается на поверхности минералов и частиц грунта молекулярными силами, подразделяется на *рыхлосвязанную* (*пленочную*) и *прочносвязанную* (*гигроскопическую*)), *капиллярная* (образуется в порах грунта после насыщения их пленочной водой, заполняет поры и трещины, перемещается в них под действием капиллярных сил), *свободная* (*гравитационная*) (находится в порах и трещинах грунта, перемещается под действием силы тяжести и градиентов гидростатического давления), в *твердом* (находится в грунте в виде кристаллов, прослоев, линз льда) и *парообразном* (заполняет вместе с воздухом не занятые водой пустоты в грунтах, перемещается из мест с большей в места с меньшей упругостью водяного пара) состоянии.

Водные свойства грунтов определяются их физическими свойствами и содержанием в них воды. К основным водным свойствам грунтов относятся: влажность, влагоемкость, водоотдача, водопроницаемость, капиллярность [3, 7].

Влажность (W_m) – фактическое содержание воды в грунтах, отношение массы воды к массе сухого грунта, выраженное в процентах

$$W_m = \frac{m_g}{m_c} 100\% = \frac{m_{gp} - m_c}{m_c} 100 \%,$$

где W_m – массовая влажность;

$m_в$ – масса воды в образце грунта;

m_c – масса того же образца, высушенного при температуре 105–106 °С,

$m_{зр}$ – масса исследуемого грунта с естественной влажностью.

Объемная влажность ($W_{об}$) – это отношение объема воды в образце грунта ($V_в$) к объему образца грунта в абсолютно сухом состоянии (V_c), выраженное в процентах

$$W_{об} = \frac{V_в}{V_c} 100 \% .$$

Влагоемкость грунта – это его способность вмещать и удерживать определенное количество воды. Выделяют *полную* (суммарное содержание воды в грунте при полном заполнении всех пор, т. е. максимально возможная влажность для данного грунта) и *наименьшую* (количество влаги, остающейся в грунте после окончания свободного стекания воды, для песков – 3–5 %, супесей – 10–12 %, суглинков и глин – 12–22 %) влагоемкость.

Водоотдачей называется способность водонасыщенных грунтов отдавать воду путем свободного стекания. Коэффициент водоотдачи μ представляет собой отношение объема стекающей из грунта свободной (гравитационной) воды к объему всего грунта, выраженное в долях единицы или в процентах. *Удельная водоотдача* – это количество воды, которое можно получить из 1 м³ грунта. Наибольшей водоотдачей обладают крупнообломочные породы. Водоотдача глин ничтожна.

Водопроницаемостью грунтов называют их способность пропускать через себя воду под действием силы тяжести или градиентов гидростатического давления. Водопроницаемость зависит от размера и формы частиц грунта, от размера и количества пор и трещин в фунте, его гранулометрического состава. Чем больше размер частиц грунта и однороднее его состав, тем больше его водопроницаемость. Если промежутки между крупными частицами грунта заполнены более мелкими частицами, водопроницаемость грунта снижается.

Водопроницаемость грунтов – очень важная характеристика при исследовании движения подземных вод.

Согласно закону Дарси (1856), скорость фильтрации грунтовых вод определяется по формуле

$$V = K_{\phi} i .$$

Коэффициент фильтрации (K_f) характеризует водопроницаемость грунтов. Он зависит от количества и размера пор и от свойств фильтрующейся жидкости. Коэффициент фильтрации, как это следует из формулы Дарси, численно равен скорости фильтрации при гидравлическом уклоне равном 1.

Коэффициент фильтрации выражают в единицах скорости: м/сут, м/ч, м/с, см/с, мм/мин и т. д. Это очень важная характеристика, используемая при изучении движения подземных вод. Коэффициент фильтрации отражает водопроницаемые свойства грунта. Ориентировочно значения коэффициента фильтрации для некоторых грунтов приведены в табл. 1.

Таблица 1

Классификация грунтов по степени водопроницаемости

Группы грунтов	Тип грунта	Коэффициент фильтрации K_f , м/сут
Высокопроницаемые	Гравий, галька, сильно закарстованные породы	> 100
Хорошо водопроницаемые	Крупнозернистые пески, сильно трещиноватые породы	10–100
Водопроницаемые	Средне- и мелкозернистые пески, умеренно трещиноватые и закарстованные породы	0,1–10
	Торф осоковый слаборазложившийся	1,7–5,0
	Торф осоковый среднеразложившийся	0,2–0,7
	Торф сфагновый слаборазложившийся	0,2–6,9
Торф сфагновый хорошо разложившийся		0,08–1,7
Слабоводопроницаемые	Суглинки, супеси, песчанистые глины, слаботрещиноватые породы	10^{-3} – 10^{-1}
Весьма слабоводопроницаемые	Тяжелые суглинки, глины	10^{-6} – 10^{-3}
Практически водонепроницаемые (водоупоры)	Плотные глины, нетрещиноватые скальные породы	$< 10^{-6}$

При сравнении коэффициентов фильтрации и пористости грунтов обращает на себя внимание факт резкого уменьшения коэффициентов фильтрации у суглинков и глин, несмотря на их повышенную пористость. Объясняется это тем, что мелкие поры этих грунтов заполнены

пленочной и капиллярной водой, препятствующей движению свободной (гравитационной) воды. Коэффициент фильтрации обычно определяют экспериментальным путем.

Важно обратить внимание на то, что глины несмотря на большую пористость благодаря очень малым размерам пор обладают ничтожной водоотдачей и соответственно являются в целом водонепроницаемыми. Однако глинистые слои могут, хотя и медленно, все же фильтровать воду. Это необходимо учитывать при оценке питания подземных вод через толщи глины.

Капиллярностью грунта называют его способность содержать (пропускать) воду. Высота капиллярного поднятия (H) зависит от размера капиллярных пор, гранулометрического состава грунта, температуры воды и других характеристик. Чем мельче крупность частиц грунта и мельче поры, тем больше высота капиллярного поднятия. Понижение температуры и увеличение минерализации воды ведут к увеличению вязкости воды и увеличению сил поверхностного натяжения, что повышает высоту капиллярного поднятия.

Высота капиллярного поднятия воды над уровнем грунтовых вод обратно пропорциональна диаметру капиллярных каналов и крупности частиц грунта. При диаметре зерен грунта более 2–2,5 см капиллярного поднятия не происходит. Высота капиллярного поднятия H в некоторых грунтах приведена в табл. 2.

Таблица 2

Высота поднятия воды по капиллярам

Грунт	H , см
Песок крупнозернистый	2,0–3,5
Песок среднезернистый	3,5–12,0
Песок мелкозернистый	35–120
Супесь	120–350
Суглинки	350–650
Глины	650–1200

В порах крупнозернистых грунтов (гравий, галька, щебень и др.) скорость фильтрации может быть очень большой и не зависеть от пористости, в таком случае движение воды не подчиняется закону Дарси, что является верхней границей применения уравнения Дарси.

К грунтовой следует относить гравитационную воду, движение которой в почве подчиняется закону Дарси независимо от глубины залегания в почве или грунте [1–4, 7, 8].

1.1. Определение коэффициента фильтрации

Существуют разные методы определения коэффициента фильтрации [1, 3, 4, 9, 10].

Если уровень почвенно-грунтовых вод залегает близко к поверхности земли, коэффициент фильтрации можно определить методом восстановления воды в скважине после откачки.

Если уровень почвенно-грунтовых вод залегает глубоко от поверхности земли, то чаще используют метод инфильтрации воды из скважин и шурфов.

Определение коэффициента фильтрации методом восстановления воды в скважине после откачки.

При этом методе для каждой почвенной разности тарелочным буром диаметром 10–20 см устраивают две скважины глубиной, равной глубине осушительных каналов или дрен. После того как скважина сделана, следует выждать, пока уровень воды в скважине займет первоначальное положение, т. е. до тех пор, пока подъем воды в скважине не прекратится. После этого измеряют следующие величины: глубину стояния грунтовой воды от поверхности (начальный уровень h); глубину скважины T ; глубину воды в скважине H ; диаметр скважины d (рис. 1) [1, 3, 8, 10].

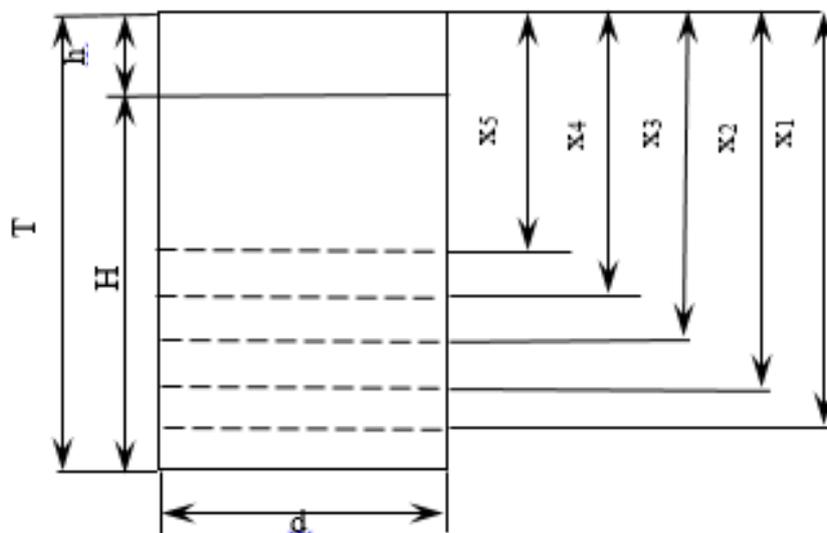


Рис. 1. Измерение подъема воды в скважине после откачки

Все эти величины измеряют с помощью рейки, разделенной на сантиметры. Измерения от поверхности почвы производят от нижнего края доски длиной около 0,5 м, которую укладывают на поверхность почвы поперек скважины, несколько перекрывая ее.

Когда измерения сделаны, воду из скважины вычерпывают, оставляя на дне лишь небольшой (5–10 см) слой воды. Вычерпывание удобно производить консервной банкой емкостью 0,5 л, которая прибивается на длинную деревянную ручку. После вычерпывания воды быстро измеряют расстояние X_1 (от поверхности почвы до пониженного уровня воды в скважине) и отмечают время измерения.

При дальнейшем подъеме воды эти измерения периодически повторяют, при каждом измерении величины X_2 отмечают время. Измерения ведут до тех пор, пока уровень воды в скважине поднимается до первоначального положения (до откачки). Таких измерений делают до 8 и более. Время, через которое проводят измерения, зависит от скорости подъема воды в скважине. При быстром подъеме воды измерения проводят через меньшие промежутки времени.

Когда уровень воды в скважине займет свое первоначальное положение, производят вторую откачку воды и повторяют измерения.

Данные измерений и обработку результатов выполняют по определенным формам (бланкам).

Пример

Определить коэффициент фильтрации (K_f) способом восстановления воды в скважине после откачки.

Дано:

Глубина скважины $T = 57$ см.

Глубина стояния грунтовой воды $h_1 = 22$, $h_2 = 22$ см.

Глубина воды в скважине H при 1-й откачке – 43 см, при 2-й откачке – 45 см.

Диаметр скважины $d = 16$ см.

Записи подъема уровня воды в скважине сводятся в табл. 3.

Порядок заполнения таблицы следующий:

– в графы 2 и 5 записывают число секунд, получающихся путем вычитания из времени проведения данного наблюдения времени первого наблюдения;

– в графы 3 и 6 записывают разности, получаемые от вычитания из наблюдаемых величин X_2 глубины стояния грунтовой воды от поверхности h . Первая из этих разностей, относящаяся к нулю секунд, является величиной X_0 ;

– для заполнения граф 4 и 7 величину X_0 делят последовательно на каждое из полученных значений X и определяют логарифмы частных ($\lg \frac{X_0}{X}$).

Таблица 3

Форма записей подъема уровня воды при определении K_f

Номер наблюдений	Первая откачка			Вторая откачка		
	Расстояние от поверхности почвы до поднимающегося уровня воды (x_1)	Время		Расстояние от поверхности почвы до поднимающегося уровня воды (x_1)	Время	
		часы	минуты		часы	минуты
1	2	3	4	5	6	7
1	62	13	34	61	15	00
2	58	13	36	57	15	04
3	54	13	39	53	15	08
4	48	13	42	47	15	14
5	42	13	48	41	15	21
6	38	13	56	36	15	32
7	35	14	03	–	–	–

Обработку результатов измерений представляют в виде таблицы (табл. 4).

Таблица 4

Форма обработки результатов наблюдений при определении K_f

Номер наблюдений	Первая откачка			Вторая откачка		
	Число секунд	$x=x_1'-h$	$\lg \frac{x_0}{x}$	Число секунд	$x=x_1'-h$	$\lg \frac{x_0}{x}$
1	2	3	4	5	6	7
1	0	40	0	0	39	0
2	120	36	0,0458	240	35	0,0470
3	300	32	0,0970	480	31	0,0997
4	480	26	0,1871	840	25	0,1932
5	840	20	0,3011	1260	19	0,3123
6	1320	16	0,3980	1920	14	0,4450
7	1740	13	0,4882	–	–	–

Дальнейшая обработка материалов может производиться аналитическим или графическим способом.

При аналитическом способе каждое значение логарифма делят на соответствующее значение секунд и получают условные тангенсы угла наклона $\text{tg}\alpha$. Затем определяют средние значения $\text{tg}\alpha$ для 1-й и для 2-й откачки.

При графическом способе на миллиметровой бумаге строят график, на котором в принятом масштабе на оси ординат откладывают значения логарифмов, а на оси абсцисс – соответствующее число секунд. На один график можно нанести точки для 1-й и 2-й откачек, но в разных условных обозначениях (например, кружки и крестики, как показано на рис. 2).

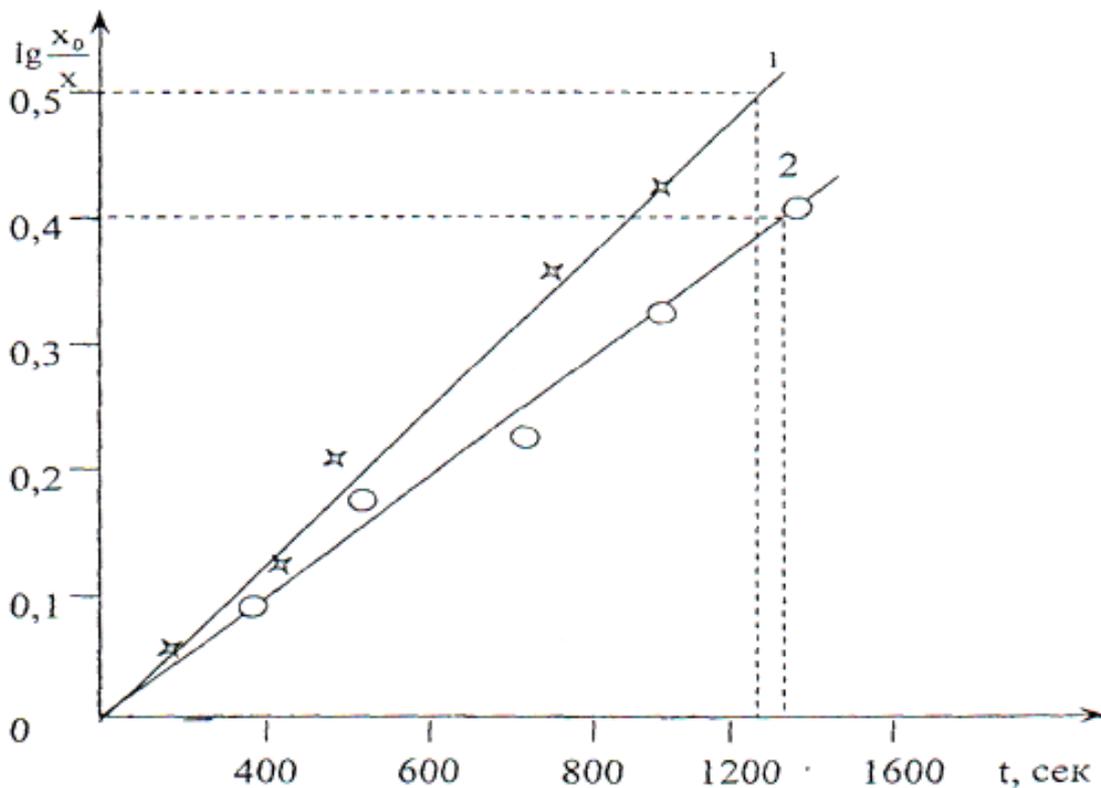


Рис. 2. График определения тангенсов

Из нулевой точки (начало координат для 1-й и 2-й откачек) проводят прямые, наиболее точно отвечающие расположению точек данной откачки (путем интерполяции).

Для каждой из проведенных прямых определяют условные значения $\operatorname{tg}\alpha$ путем деления любой ее координаты (в логарифмах) на соответствующую абсциссу (в секундах).

В приведенном примере $\operatorname{tg}\alpha_1 = 0,00029$ и $\operatorname{tg}\alpha_2 = 0,00024$.

Вычисление коэффициентов фильтрации K_ϕ производят по следующей формуле

$$K_\phi = 32,6 \frac{r^2}{H} \operatorname{tg}\alpha, \text{ см/с } ,$$

где r – радиус скважины, см;
 H – глубина воды в скважине, см.

$$K_{\phi 1} = 32,6 \cdot \frac{8^2}{45} \cdot 0,00029 = \frac{0,0135 \text{ см}}{с};$$

$$K_{\phi 2} = 32,6 \cdot \frac{8^2}{45} \cdot 0,00024 = \frac{0,0111 \text{ см}}{с};$$

$$K_{\phi.ср.} = 0,0123 \text{ см/с}.$$

Определение коэффициентов фильтрации методом инфильтрации воды из скважин и шурфов.

При этом методе на выбранном месте устраивают измерительный шурф сечением не менее 0,2 x 0,2 м или скважину диаметром не менее 0,2 м. Дно шурфа и скважины должно доходить до поверхности того слоя, водопроницаемость которого определяется. При глубоком залегании изучаемого слоя (глубже 0,5–0,6 м) сначала выкапывают обычный почвенный шурф (яму), а на дне его устраивают измерительный шурф или скважину. В неустойчивых грунтах шурфы или скважины закрепляют. На дно шурфа или скважины забивают колышек, возвышающийся над дном на 5–10 см. На дно насыпают мелкий гравий или песок толщиной около 2 см [1, 7, 8].

После этого в шурф или скважину наливают воду до верха колышка. Затем доливают определенное количество воды (0–1000 см³) и отмечают время долива по часам. Когда уровень воды в скважине снизится до верха колышка, снова доливают то же количество воды и замечают время и т. д.

В бланке специальной формы записывают время долива и объем вылитой воды (табл. 5).

Коэффициент фильтрации определяют по формуле

$$K = \frac{Q}{F},$$

где Q – установившийся расход воды, см³/с;
 F – площадь смоченной поверхности шурфа или скважины, см².

Таблица 5

Вычисление расходов воды для определения коэффициента фильтрации

Номера доливов	Время начала определений (наполнения водой до верха колышка)	Время долива воды	Количество долитой воды, см ³	Время между доливками, с	Фильтрационный расход, см ³ /с
	9 ч 00 мин				
1		9 ч 12 мин	500	720	0,69
2		9 ч 30 мин	500	1080	0,46
3		9 ч 52 мин	500	1320	0,38
4		10 ч 22 мин	500	1800	0,28
5		10 ч 59 мин	500	2220	0,23
6		11 ч 41 мин	500	2520	0,20
7		12 ч 23 мин	500	2520	0,20

Площадь смоченной поверхности шурфа или скважины определяют по следующим формулам:

- для скважин с незакрепленными стенками $F = \pi r (r+2z)$;
- для скважин с закрепленными стенками $F = \pi r^2$;
- для шурфов с незакрепленными стенками $F = a b + 2(a+b)z$;
- для шурфов с закрепленными стенками $F = a b$,

где r – радиус скважины, см;

a и b – длина сторон прямоугольного шурфа, см;

z – высота постоянного слоя воды, см.

Пример

Определить коэффициент фильтрации по способу инфильтрации (способ Болдырева).

Дано:

Диаметр скважины $d = 20$ см, поддерживаемый слой воды $z = 5$ см.

Время долива и объем вылитой воды приведены в табл. 5.

$$F = 3,14 \cdot 10 \cdot (10 + 2 \cdot 5) = 628 \text{ см}^2;$$

$$K_{\phi} = \frac{0,20}{628} = 0,00032 \text{ см/с}.$$

1.2. Определение скорости и расхода воды грунтового потока

Сначала определяют уклон грунтовых вод. Для этого на местности разбивается треугольник, по углам треугольника, близкого к равностороннему, бурят скважины. Стороны треугольника измеряют, а треугольник снимают инструментально (гониометром, теодолитом и пр.). Нивелировкой определяют отметки поверхности земли у каждой скважины. После этого измеряют глубины грунтовых вод в скважинах и вычисляют отметки уровней грунтовой воды; по этим отметкам проводят горизонтали, которые называются гидроизогипсами. По гидроизогипсам определяют уклон грунтовой воды [8, 10].

Расход грунтового потока Q (м³/с) определяется по формуле

$$Q = w v,$$

где w – площадь поперечного сечения грунтового потока, м²;

v – скорость движения грунтового потока, м/с.

Площадь поперечного сечения грунтового потока определяют умножением мощности потока (H) на его ширину (B).

Пример

Определить скорость и расход воды грунтового потока мощностью $H = 2,3$ м при ширине потока $B = 500$ м, $K = 0,012$ см/с = 10,37 м/сутки.

Отметки поверхности земли у трех скважин соответственно равны: 1) 30,75; 2) 26,75 и 3) 28,60.

Глубина грунтовой воды (от поверхности почвы) равна: 1) 2,25; 2) 1,75; 3) 1,60 м.

Следовательно, отметки уровня грунтовой воды соответственно равны: 1) 28,50; 2) 25,00 и 3) 27,00 м.

На рис. 3 показаны эти отметки и проведенные по ним через 0,5 м гидроизогипсы.

Для определения уклона грунтовых вод на плане (рис. 3) перпендикулярно гидроизогипсам проведена линия АВ, длина которой $L = 365$ м (определяется по плану в принятом масштабе).

Превышение между точками А и В равно разности отметок:

$$h = 28,0 - 26,5 = 1,5 \text{ м следовательно, уклон } i = \frac{h}{L} = \frac{1,5}{365} = 0,0041.$$

Площадь поперечного сечения потока, скорость и расход воды равны:

$$w = H B = 1150 \text{ м}^2;$$

$$v = K i = 10,37 \cdot 0,0041 = 0,043 \text{ м/сутки};$$

$$Q = w v = 1150 \cdot 0,043 = 49,5 \text{ м}^3/\text{сутки}.$$

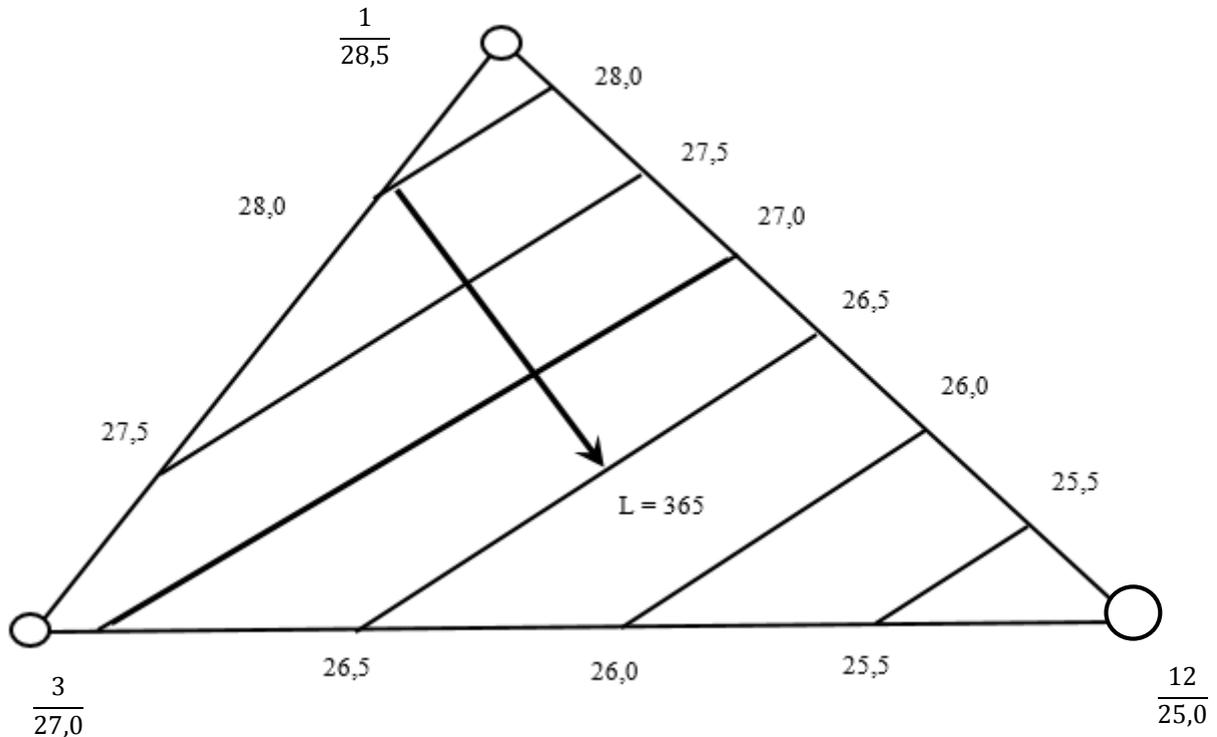


Рис. 3. Расположение скважин и гидроизоги́пс

Контрольные вопросы

1. Что такое подземные воды?
2. Назовите типы подземных вод по происхождению.
3. Какие выделяют виды воды в грунтах?
4. Чем определяются водные свойства грунтов?
5. Назовите основные водные свойства грунтов и способы их определения.
6. Как классифицируются грунты по степени водопроницаемости?
7. Закон Дарси.
8. Назовите способы определения коэффициента фильтрации, условия их применения.
9. Как определить скорость и расход воды грунтового потока?

2. ОЗЕРА

Озеро – естественный водоем суши с замедленным водообменом. Как правило, озера обладают выработанными под воздействием ветрового волнения берегами. Для образования озера необходимы два непереносимых условия – наличие естественной котловины, т.е. замкнутого понижения земной поверхности и находящегося в этой котловине определенного объема воды [10].

Многие страны богаты озерами. Озерность Финляндии, например, составляет 9,4, Швеции – 8,6, России около 2,1 %. В России озер больше всего на Кольском полуострове (6,3 % территории), в Карелии и на Северо-Западе европейской части (5,4 %), на Западно-Сибирской низменности (4,3 %) [2, 7].

В пресных озерах России сосредоточено более 26 тыс. км³ воды; причем только в восьми крупнейших пресных озерах (Байкал, Ладозское, Онежское, Чудское с Псковским, Таймыр, Ханка, Белое) находится чуть более 24 тыс. км³ воды (91,5 %). На долю Байкала приходится около 86 % запасов пресных вод в озерах России и более 25 % запасов вод во всех пресных озерах мира. Байкалу по запасу пресной воды уступают все озера Земли, в том числе Танганьика – 21 % и Верхнее – 13 % объема воды в пресных озерах планеты [2, 7].

Озера подразделяют по размеру, степени постоянства, географическому положению, происхождению котловины, характеру водообмена, структуре водного баланса, термическому режиму, минерализации вод, условиям питания водных организмов и др.

По размеру озера подразделяют на *очень большие* площадью свыше 1000 км², *большие* – площадью от 101 до 1000 км², *средние* – площадью от 10 до 100 км² и *малые* – площадью менее 10 км².

По степени постоянства озера делят на *постоянные* и *временные* (эффемерные). К последним относятся водоемы, которые заполняются водой лишь во влажные периоды года, а в остальное время пересыхают, а также некоторые термокарстовые озера, теряющие воду в летний период.

По географическому положению озера подразделяют на *интразональные*, которые находятся в той же географической (ландшафтной) зоне, что и водосбор озера, и *полизональные*, водосбор которых расположен в нескольких географических зонах. Малые озера на равнинах, как правило, интразональны, крупные озера обычно полизональны. Полизональны также и горные озера, водосбор которых расположен в нескольких высотных ландшафтных зонах.

По происхождению озерные котловины могут быть тектонические, вулканические, метеоритные, ледниковые, карстовые, термокарстовые, суффозионные, речные, морские, эоловые, органогенные. Такое же название дают и озерам, находящимся в этих котловинах.

По характеру водообмена озера подразделяют на *сточные* и *бессточные*. Первые из них сбрасывают часть поступающего в них речного стока вниз по течению (примером могут служить такие озера, как Байкал, Онежское, Ладожское и другие). Частным случаем сточных озер являются проточные озера, через которые осуществляется транзитный сток реки; к таким водоемам относятся озера Чудское с Псковским (р. Великая), Сарезское (р. Мургаб), Боденское (р. Рейн), Женевское (р. Рона). Бессточными считают озера, которые, получая сток извне, расходуют его лишь на испарение, инфильтрацию или искусственный водозабор, ничего не отдавая в естественный или искусственный водоток. Иначе говоря, из таких водоемов поверхностный сток отсутствует (примерами могут служить Каспийское и Аральское моря, озера Иссык-Куль, Балхаш, Чад и др.).

По минерализации озера могут быть подразделены на *пресные* (или пресноводные) с соленостью менее 1 ‰, *солончатые* с соленостью от 1 до 25 ‰, *солёные* с соленостью 25–50 ‰ (озера с морской соленостью). Озера последней группы иногда называют *соляными*. Воду в озерах с соленостью более 50 ‰ называют рассолом, а с соленостью воды выше, чем в океане (35 ‰), называют минеральными.

Наименьшую минерализацию имеют озера зоны избыточного и достаточного увлажнения. Так, например, минерализация вод в озерах Байкал, Онежское, Ладожское менее 100 мг/л. В зоне недостаточного увлажнения минерализация озерной воды выше. В Севане соленость воды – около 0,7, Балхаше – 1,2–4,6, Иссык-Куле – 5–8, в Каспийском море – 11–13 ‰. Наибольшую минерализацию озера имеют в условиях засушливого климата. Так, соленость воды в озерах Эльтон и Баскунчак составляет 200–300 ‰, а в Мертвом море в поверхностном слое соленость воды – 262, в придонном – 287 ‰. В Большом Соленом озере в США – 266 ‰, в заливе Кара-Богаз-Гол Каспийского моря – 291 ‰.

Как и другие водные объекты, озера населены водными организмами (гидробионтами). По условиям питания водных организмов (трофическим условиям) озера подразделяются:

на *олиготрофные* (глубокие озера: Байкал, Иссык-Куль, Телецкое и др. с малым количеством питательных веществ и малой продукцией органического вещества);

евтрофные (озера с большим поступлением питательных веществ, большим содержанием органического вещества, продуцирование которого ведет к пересыщению кислородом в поверхностном слое воды, а разложение – к недостатку кислорода),

дистрофные (озера, содержащие в воде избыточное количество органического вещества, и продукты его неполного окисления становятся вредными для жизнедеятельности организмов, как, например, в некоторых заболоченных районах);

мезотрофные (озера со средними трофическими условиями).

Существенное влияние на евтрофирование озер оказывает хозяйственная деятельность – сброс загрязненных вод, богатых соединениями фосфора и азота (коммунальные, сельскохозяйственные и промышленные стоки, возвратные воды орошения и т. д.).

По аналогии с любым водным объектом баланс взвешенных наносов в озерах складывается из следующих основных составляющих: *приходная часть* – поступление наносов с речным стоком вследствие разрушения берегов) эолового приноса продуктов отмирания живых организмов; *расходная часть* – унос с речным стоком и аккумуляция на дне.

Аккумуляция наносов на дне ведет к формированию *донных отложений*, которые по происхождению слагающих их частиц подразделяются на *терригенные* (в основном минеральные частицы, поступающие с водосбора и берегов озера), *биогенные* и *хемогенные* (являющиеся в основном результатом гидробиологических и гидрохимических процессов в водной толще озера).

По составу донные отложения подразделяют:

на *минеральные* (песок, минеральный ил, соли),

сапропели (биогенные илы),

торфянистые.

Сапропели образуются в малых и средних евтрофных озерах лесной зоны. Мощность сапропеля может достигать 30–40 м.

В распределении донных отложений по пространству озера отмечается зональность. На литорали, особенно подверженной воздействию волнения, отлагаются наиболее крупные частицы, в основном минеральные. По направлению к наиболее глубоким частям озера крупность частиц донных отложений уменьшается, а в их составе все большую долю приобретают органические илы. Доля биогенных частиц в отложениях обычно увеличивается с уменьшением размеров озер.

2.1. Морфология озер

Во всех озерах выделяют основные морфологические элементы: *котловину*, т. е. естественное понижение земной поверхности различного происхождения, в пределах которого и расположено озеро; *ложе* (или *чашу*) озера, непосредственно занятое водой (рис. 4, а) [2, 7, 10].

Важным элементом озерной котловины является *береговая область* (рис. 4, б), которая при абразионном характере берега включает *береговой уступ*, *побережье* и *береговую отмель*. Последние два элемента озерной котловины часто называют *литоралью*, к характерным чертам которой относятся мелководность и воздействие волнения. За пределами литорали находится *подводный откос* (или *сублитораль*). Глубоководная часть озера – это *пелагиаль*; дно озера называют *профундалью*.

Развитие высшей растительности (макрофитов), как правило, ограничено литоралью.

В пределах озера выделяют такие морфологические элементы, как *плесы*, *заливы*, *бухты*.

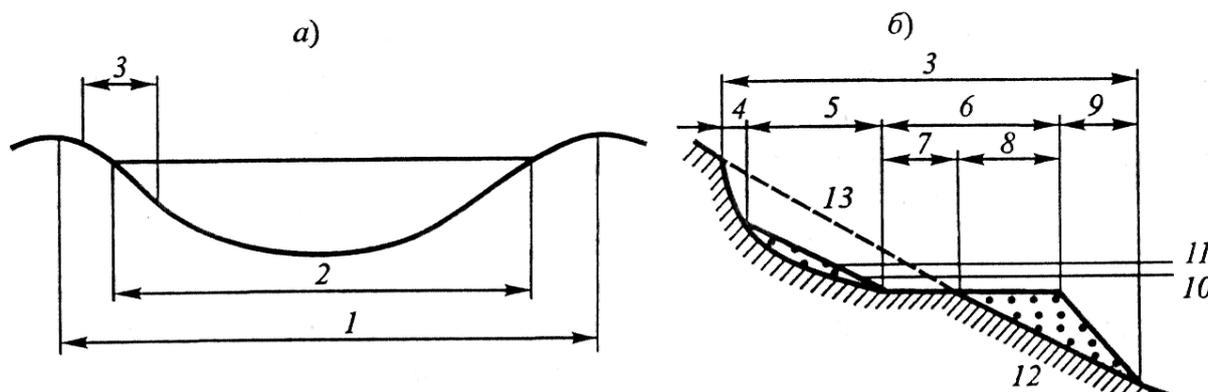


Рис. 4. Схема озерной котловины (а) и ее береговой области (б):

- 1 – котловина; 2 – ложе (чаша); 3 – береговая область; 4 – береговой уступ;
 5 – побережье; 6 – береговая отмель; 7, 8 – абразионная и аккумулятивная части береговой отмели; 9 – подводный откос; 10, 11 – низший и высший уровни воды;
 12 – коренные породы; 13 – начальный профиль берега

2.2. Морфометрия озер

Основными морфометрическими характеристиками озера служат:

площадь озера $F_{оз}$;

объем воды в озере $V_{оз}$;

длина береговой линии $L_{бер.л}$, проведенной по урезу воды (рис. 5);

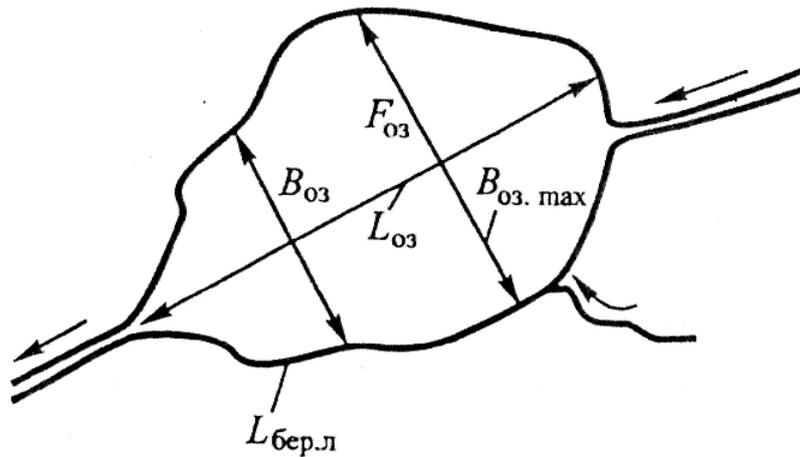


Рис. 5. Морфометрические характеристики озера

длина озера $L_{оз}$ – кратчайшее расстояние по поверхности воды вдоль оси озера между наиболее удаленными точками береговой линии;

ширина озера $B_{оз}$ – расстояние между противоположными берегами озера, измеренное по линии, перпендикулярной оси озера в любой его части.

Наибольшее значение последней величины называют *максимальной шириной озера* $B_{оз. max}$.

Среднюю ширину озера вычисляют по формуле

$$B = \frac{F_{оз.}}{L_{оз.}}$$

Важными морфометрическими характеристиками озера является его *глубина* $h_{оз}$ (в разных частях озера она различна), а также *максимальная глубина* $h_{оз. max}$ и *средняя глубина* $h_{оз. ср.}$, которая определяется по формуле

$$h_{оз. ср.} = \frac{V_{оз.}}{F_{оз.}}$$

Все перечисленные выше морфометрические характеристики озера зависят от высоты стояния уровня воды в нем или от выбранного в толще воды отсчетного горизонта (или глубины). Наиболее важно знать, как изменяются с изменением уровня (или глубины) такие характеристики, как площадь озера, объем воды в нем, средняя и максимальная глубина.

Часто возникает необходимость в построении плана озера в изобатах. *Изобатами* называются линии равных глубин, проведенные на карте так, что они соединяют все точки, имеющие одинаковую глубину относительно нуля.

Если озеро небольшое, то достаточно ограничиться измерением глубины в 3–5 характерных точках, в том числе обязательно в самом глубоком месте. Кроме того, если озеро проточное, необходимо сделать промеры глубин перед входом впадающих и у выхода вытекающих рек.

Для детального изучения рельефа дна вдоль озера выполняют продольный ход, перпендикулярно к которому разбивают ряд параллельных поперечников (профилей) с более часто расположенными промерными точками.

Мелководную береговую зону исследуют более детально, в центральной же части водоема, имеющей большие глубины, число промерных линий может быть сокращено в два-три раза. Профили должны осветить все характерные места озерной чаши, т. е. пройти через наиболее глубокие места, мели, сужения, расширения и т. д.

На озерах округлой формы с ровным дном достаточно наметить два крестообразно пересекающихся профиля (рис. 6, *а*). Можно также при округлой форме озера промерные работы производить методом полярных створов, разбивая промерные профили в разных направлениях из одной и той же береговой точки (рис. 6, *б*).

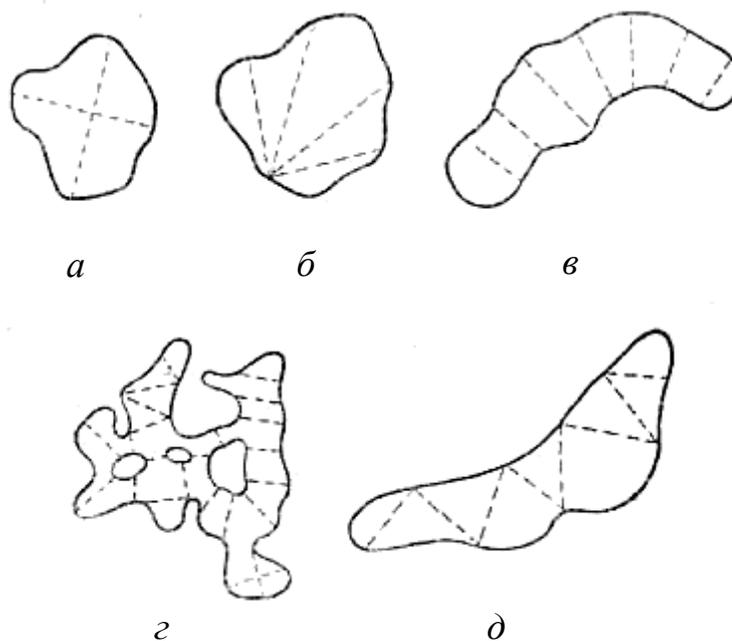


Рис. 6. Способы разбивки промерных профилей при исследовании озер

На узких, сильно вытянутых в длину озерах промерные профили целесообразнее всего закладывать в виде системы поперечников, разбитых примерно на одинаковом расстоянии друг от друга, перпендикулярно к направлению наибольшей протяженности озера (рис. 6, в).

На озерах сложной лопастной формы, с многочисленными островами и неровным дном, промерные линии удобно располагать веерообразно, связывая вспомогательными съемочными ходами отдельные острова друг с другом и с наружной береговой линией (рис. 6, г).

Наконец, очень выгодна зигзагообразная система промерных профилей, осуществляемая от одного берега к противоположному по непрерывной ломаной линии (рис. 6, д).

Измерение глубин при небольшой их величине производят при помощи 3–4-метровой рейки, т. е. деревянного прямого шеста, размеченного краской или надрезами на дециметры, полуметры и целые метры. Измеряя глубины, необходимо следить за тем, чтобы рейка всегда находилась строго вертикальном положении.

Если теперь нанести на план продольный ход и все поперечники и на каждом из них разместить промерные точки, вписав рядом соответствующие им глубины, то по этим данным можно будет на плане провести линии равных глубин (изобаты). Изобаты на плане озера всегда замкнутые линии, их проводят через 0,5 или 1,0 м (рис. 7).

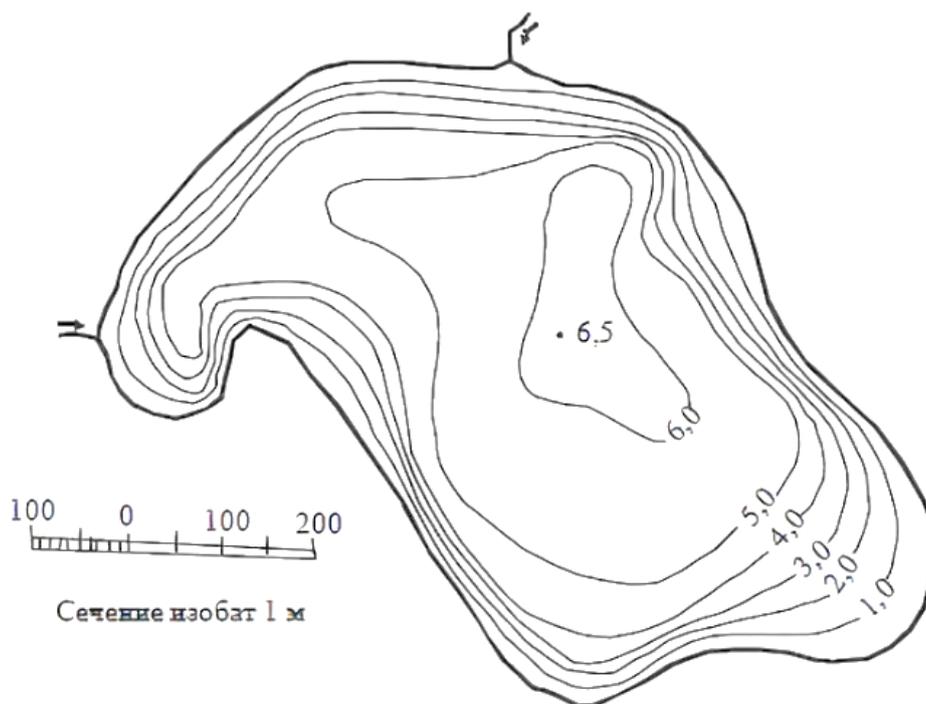


Рис. 7. Пример плана озера в изобатах

По плану и профилям озера характеризуют главнейшие элементы озерной чаши (площадь озера, его длину, ширину, распределение глубин, объем воды в озере).

2.3. Методика построения модели глубины воды и мощности ила

Интерполяция пространственно распределенных данных базируется на коллекции методов, позволяющих определять оценочные значения для положений, в которых не были получены образцы, а также приближенно устанавливать неопределенность этих оценок. Эти функции становятся важными во многих процессах принятия решений, поскольку на практике невозможно обеспечить получение образцов в каждой точке области интереса. Построение качественной модели во многом зависит от достигнутого понимания явления, от того, как были получены образцы данных и что они собой представляют, а также от правильного определения ожидаемых результатов, которые должна предоставить модель.

Инструменты интерполяции поверхности создают непрерывную (или прогнозируемую) поверхность по значениям, измеренным в опорных точках. Непрерывное представление поверхности для набора растровых данных отражает некоторые измерения, например, высоты, концентрации или количества чего-либо (например, высоты поверхности, загрязнения или уровня шума). Инструменты интерполяции поверхности на основании измерений в опорных точках прогнозируют значения для всех местоположений в выходном наборе растровых данных, в независимости от того, выполнялось в этой точке измерение или нет.

Существует две основные группы методов интерполяции: детерминированные и геостатистические.

Детерминированные методы интерполяции присваивают значения местоположениям, основываясь на измеренных значениях, попадающих в окрестность интерполируемой точки, и на заданных математических формулах, которые определяют сглаженность результирующей поверхности. К детерминированным относятся методы «Обратных взвешенных расстояний», «Естественной окрестности», «Тренда и Сплайна». Детерминированные методы интерполяции можно разделить на две группы: глобальные и локальные. *Глобальные* методы вычисляют проинтерполированные значения на основании всего набора данных. *Локальные* методы вычисляют проинтерполированные значения на основании измеренных точек в пределах окрестностей, которые являются меньшими пространственными областями внутри большей изучаемой территории.

Геостатистические методы (кригинг) основываются на статистических моделях, включающих анализ автокорреляции (статистических отношений между измеренными точками). В результате этого геостатистические методы не только имеют возможность создавать поверхность прогнозируемых значений, а также предоставляют некоторые измерения достоверности или точности прогнозируемых значений.

С помощью программы SASPlanet v.181221.9814 (Группа SAS, Россия) можно получить фрагмент карты района исследования, предоставляемой сервисом Яндекс.Карты. Далее фрагмент карты загружается в геоинформационную систему QGIS v.2.18.16, посредством которой оцифровываем границы исследуемого озера и контуры близлежащих рек, а далее можно построить модели глубины воды и толщины ила озера (рис. 8, 9).

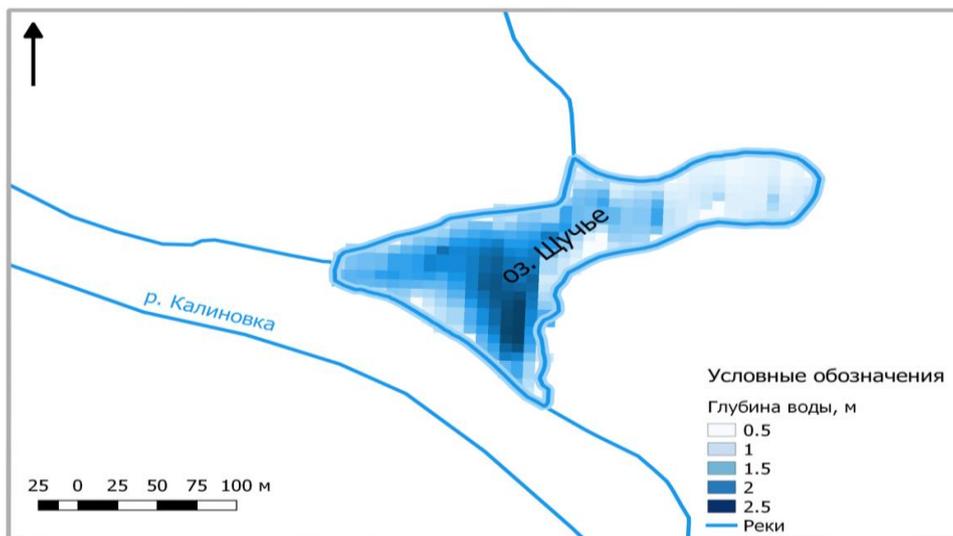


Рис. 8. Модель глубины воды для оз. Щучье (Свердловская обл.)

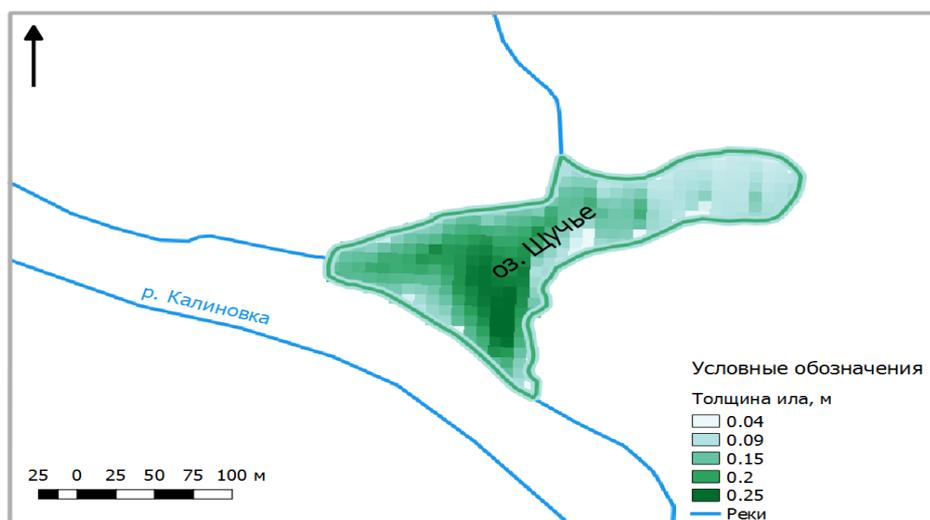


Рис. 9. Модель толщины ила для оз. Щучье (Свердловская обл.)

Для представления данных в геоинформационной системе использовалась географическая система координат WGS-84 и цилиндрическая проекция Меркатора на эллипсоиде (EPSG:3395). Выбор данной проекции базировался на том, что она является равноугольной, т. е. все формы небольших объектов являются точными, поскольку эта проекция сохраняет подобие углов на местности.

Интерполяция данных о глубине воды и толщине ила осуществлялась методом обратных взвешенных расстояний.

Контрольные вопросы

- 1. Что такое озеро?*
- 2. Как определяется озерность?*
- 3. Как классифицируются озера по размеру, степени постоянства, географическому положению, происхождению котловины, характеру водообмена, структуре водного баланса, термическому режиму, минерализации вод, условиям питания водных организмов и др.? Приведите примеры.*
- 4. Назовите основные морфологические элементы озер.*
- 5. Назовите основные морфометрические характеристики озер и способы их определения.*
- 6. Что такое изобаты?*
- 7. Как построить план водного объекта в изобатах?*

3. РЕКИ

Река – это водоток сравнительно крупных размеров, питающийся чаще всего атмосферными осадками, стекающими с водосбора и имеющий четко выраженное сформированное самим потоком русло. Водотоки с площадью бассейна менее 50 км² обычно называют *ручьями*.

Реки классифицируют по размеру, условиям протекания, источникам (видам) питания, водному режиму, степени устойчивости русла, ледовому режиму и т. д. [2, 7, 10].

По размеру реки подразделяют на большие, средние и малые.

К *большим* обычно относят реки с площадью бассейна более 50 000 км², к *средним* – с площадью бассейна в пределах 2000–50000 км² и к *малым* – с площадью бассейна менее 2000 км². Нижняя граница площади бассейна (50 км²), отделяющая малые реки от ручьев, весьма условна.

Большая река обычно имеет бассейн, расположенный в нескольких географических зонах. Гидрологический режим большой реки в целом не свойствен рекам каждой географической зоны в отдельности и поэтому *полизонален*.

Средняя река обычно имеет бассейн в пределах одной географической зоны. Гидрологический режим средней реки характерен для большинства рек данной географической зоны и поэтому *зонален*.

Малая река также имеет бассейн, расположенный в пределах одной какой-либо географической зоны, но ее гидрологический режим под влиянием местных условий может существенно отличаться от режима, свойственного большинству рек данной географической зоны и стать, таким образом, *азональным*.

По условиям протекания реки подразделяют на *равнинные*, *полугорные* и *горные*. У равнинных и полугорных рек наблюдается спокойный характер движения воды, у горных – бурный.

По источникам питания реки подразделяют на различные типы в зависимости от вклада *снегового*, *дождевого*, *ледникового* и *подземного питания* в формирование речного стока.

Поступление воды в реки обусловлено круговоротом воды в природе. Объем воды, поступающей в реки, а следовательно, и объем годового стока в разные годы не одинаковы. Однако ежегодно отмечаются характерные периоды режима рек, зависящие от условий водного питания. Такое характерное состояние водного режима реки, повторяющееся в определенные сезоны, называется *фазой водного режима*

реки. Основные фазы водного режима рек: половодье, паводок, межень (зимняя и летняя).

Половодье – фаза водного режима, ежегодно повторяющаяся в данных климатических условиях, в один и тот же сезон, характеризующийся наибольшей водностью, высоким и длительным подъемом уровня воды, и вызываемая снеготаянием или совместным таянием снега и ледников.

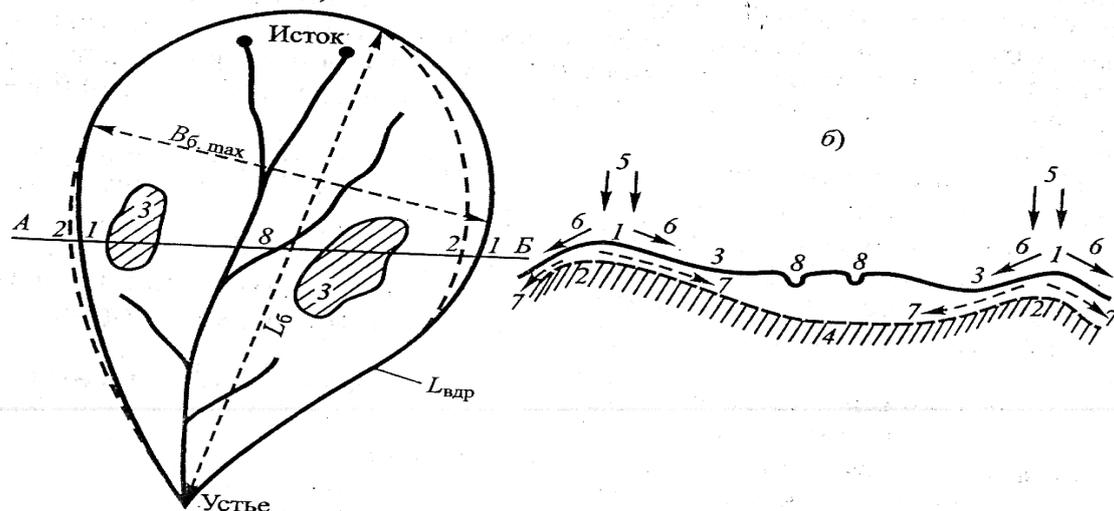
Паводок – фаза водного режима, которая может многократно повторяться в различные сезоны года, характеризуется интенсивным, обычно, кратковременным увеличением расходов и уровней воды и вызывается дождями или снеготаянием во время оттепелей.

Межень – фаза водного режима, ежегодно повторяющаяся в одни и те же сезоны, характеризующаяся малой водностью, длительным стоянием низких уровней и возникающая вследствие уменьшения водного питания реки. Водное питание обычно уменьшается летом и зимой, поэтому различают летнюю и зимнюю межень.

По водному режиму (характеру внутригодового распределения стока) выделяют реки *с весенним половодьем, с половодьем в теплую часть года, с паводочным режимом*.

По степени устойчивости русла можно выделить реки *устойчивые и неустойчивые*, по ледовому режиму – реки *замерзающие и незамерзающие*. Выделяют реки *промерзающие (перемежающие) и пересыхающие*. *Промерзание* – это замерзание всей толщи воды до дна на большом протяжении реки. *Перемежание* – это образование ледяных перемычек лишь на отдельных мелководных участках русла.

У любого водного объекта есть водосбор. *Водосбор реки* – это часть земной поверхности и толщи почв и грунтов, откуда данная река получает свое питание. Поскольку питание рек может быть поверхностным и подземным, различают поверхностный и подземный водосборы, которые могут не совпадать (рис. 10). Граница между смежными водосборами называется *водоразделом*. Различают *поверхностный (орографический) и подземный* водоразделы.



а)

б)

Рис. 10. Схема бассейна и водосбора реки в плане (а) и в поперечном разрезе (б) по линии А – Б:

- 1 – граница бассейна и поверхностного водосбора реки (орографический водораздел); 2 – граница подземного водосбора (подземный водораздел);
 3 – бессточные области, не входящие в водосбор реки; 4 – водоупор;
 5 – осадки; 6 – поверхностный сток; 7 – подземный сток; 8 – русла рек

Несовпадение границ бассейна, выделяемых по орографическому водоразделу, и границ водосбора может быть и в тех случаях, когда границы поверхностного и подземного водосборов не совпадают, т. е. часть подземного стока либо поступает из-за пределов данного бассейна, либо уходит за его пределы.

Бассейны (водосборы) рек, впадающих в один и тот же приемный водоем (озеро, море, океан), объединяются соответственно в бассейны (водосборы) озер, морей, океанов. Выделяют *главный водораздел земного шара*, который разделяет бассейны рек, впадающих в Тихий и Индийский океаны, с одной стороны, и бассейны рек, впадающих в Атлантический и Северный Ледовитый океаны, – другой. Кроме того, выделяют *бессточные области земного шара*, откуда находящиеся там реки не доносят воду до Мирового океана. К таким бессточным областям относятся, например, бассейны Каспийского и Аральского морей, включающие бассейны Волги, Урала, Терека, Куры, Амударьи, Сырдарьи [2, 7, 10].

Основными морфометрическими характеристиками речного бассейна служат:

площадь бассейна $F_{бас.}$;

длина бассейна $L_{бас.}$, обычно определяемая как прямая, соединяющая устье реки и точку на водоразделе, прилегающую к истоку реки (см. рис. 5);

максимальная ширина бассейна $B_{бас.мах}$, которая определяется по прямой, нормальной к длине бассейна в наиболее широкой его части;

средняя ширина бассейна $B_{бас.ср.}$, вычисляемая по формуле:

$$B_{бас.ср.} = \frac{F_{бас.}}{L_{бас.}};$$

длина водораздельной линии $L_{вод.л.}$.

Важной характеристикой бассейна служит распределение площади бассейна по высотам местности, представленное гипсографической кривой (рис. 11), показывающей, какая часть площади бассейна (в км² или %) расположена выше любой заданной отметки местности.

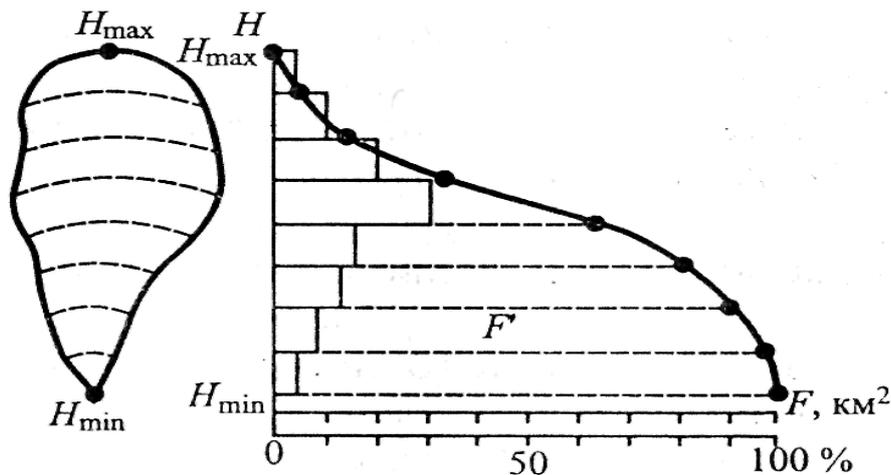


Рис. 11. Распределение площади бассейна по высотам и гипсографическая кривая

С помощью гипсографической кривой можно рассчитать такую важную характеристику, как *средняя высота бассейна*. Для этого площадь фигуры F' , ограниченной гипсографической кривой и осями координат, делят на площадь бассейна $F_{бас.}$. Среднюю высоту бассейна можно определить и без гипсографической кривой по формуле

$$H_{ср.} = \frac{1}{F_{бас.}} \sum_{i=1}^n H_i f_i,$$

где H_i – средняя высота любых высотных интервалов в пределах бассейна, вычисляемая как среднее из отметок горизонталей (изогипс), ограничивающих эти интервалы;

f_i – площадь части бассейна между этими горизонталями;

$F_{бас.}$ – полная площадь бассейна;

n – число высотных интервалов.

Средний уклон поверхности бассейна определяют по формуле

$$i_{ср.} = \frac{\Delta H}{F_{бас.}} \sum_{i=1}^n l_i ,$$

где l_i – длины горизонталей;

ΔH – разность отметок смежных горизонталей (сечение рельефа);

$F_{бас.}$ – полная площадь бассейна;

n – число высотных интервалов.

Одним из способов графического изображения распределения общей площади водосбора реки между ее притоками является *круговой график водосбора*. На этом графике общая площадь водосбора изображается в виде круга, а площади отдельных притоков в соответствующем масштабе в виде секторов (рис. 12).

Совокупность водотоков (рек, ручьев, временных водотоков, каналов), водоемов (озер, водохранилищ) и особых водных объектов (болот, ледников) в пределах речного бассейна составляет *гидрографическую сеть бассейна*. Совокупность естественных и искусственных водотоков называют *русловой сетью* [2, 7, 10].

Частью гидрографической (и русловой) сети является *речная сеть*. Речную систему составляют *главная река*, впадающая в приемный водоем (океан, море, бессточное озеро) и все впадающие в нее *притоки* различного порядка. В качестве главной реки в разных случаях считают либо наиболее длинную реку в бассейне, либо наиболее многоводную реку.

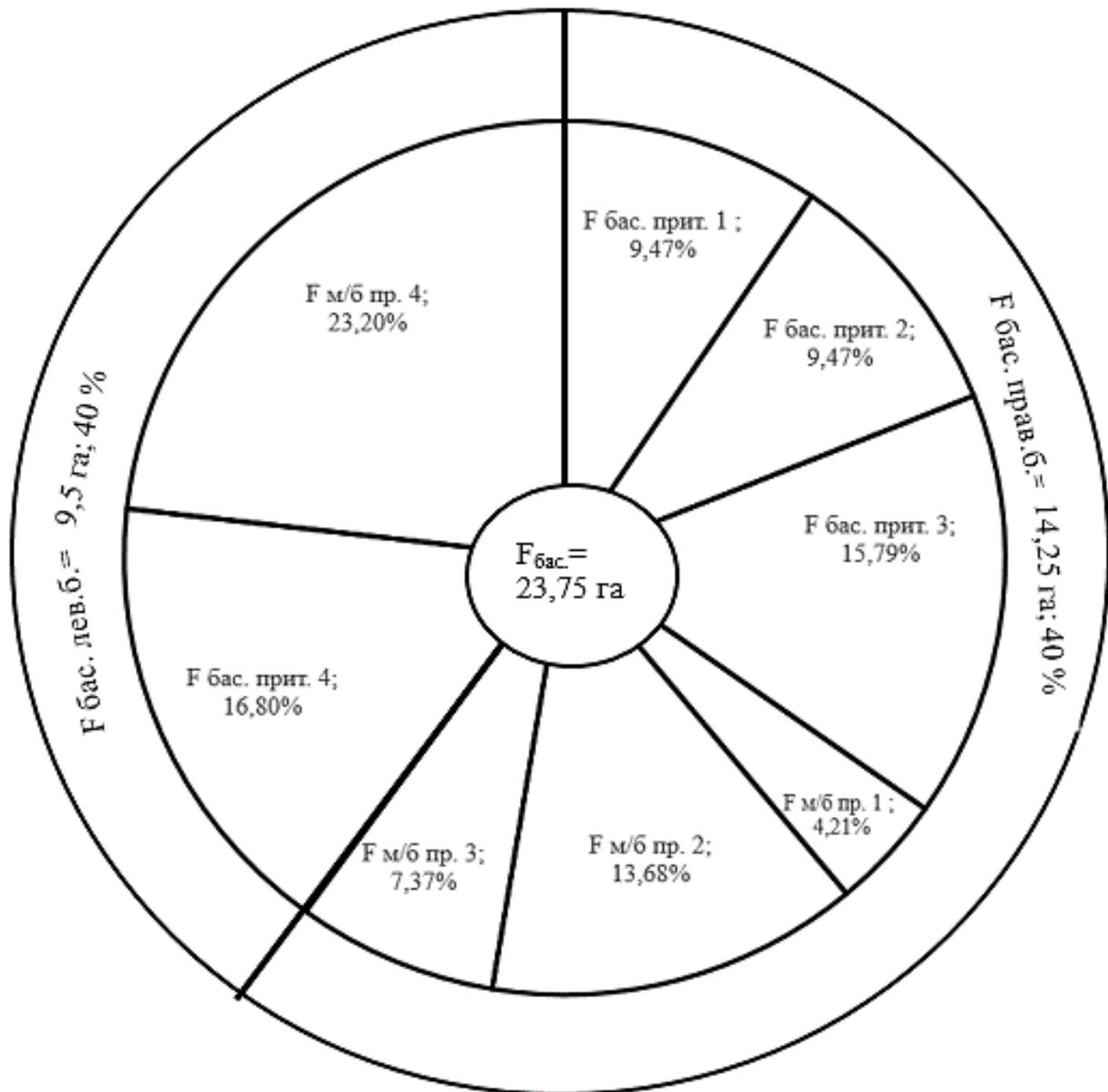


Рис. 12. Пример кругового графика бассейна реки

Длина реки L – это расстояние вдоль русла между истоком и устьем реки. Длины рек обычно определяют по крупномасштабным картам или аэрофотоснимкам (расстояния измеряют по геометрической оси русла или фарватеру). При определении длины рек по мелко-масштабным картам должны вводиться поправки на масштаб и изви-листость русла.

Исток – это место начала реки (выход из озера, болота, ледника, родника и т. д.). Если река начинается в гористой местности там, где подземные воды выходят из-под скопления обломочного материала (осыпи), то это место считают истоком. Откуда бы река ни вытекала,

ее исток не может находиться на самом орографическом водоразделе. Хотя водоток, который дает начало реке по своим размерам формально рекой не является (это скорей ручей), исток такого небольшого водотока все равно принимается за исток всей реки.

Устье реки – это место впадения реки в море, озеро, другую реку. Иногда река заканчивается там, где прекращается речной сток из-за потерь на испарение и инфильтрацию или в результате полного разбора воды на орошение.

Общая протяженность речной системы (ΣL) – это сумма длин главной реки и всех ее притоков:

$$\Sigma L = L_{\text{гл.р.}} + L_{\text{пр.1}} + L_{\text{пр.2}} + L_{\text{пр.3}} + L_{\text{пр.4}} + \dots$$

Густота речной сети (d), м/м², – это отношение общей протяженности речной сети к площади бассейна:

$$d = \frac{\Sigma L}{F_{\text{бас.}}}$$

Густота речной сети в пределах равнинных территорий Европейской части России в целом уменьшается с севера на юг: в лесной зоне она составляет 0,4–0,6 км/км², в степной 0,2–0,3, на Прикаспийской низменности уменьшается до 0,05 км/км². На Кавказе с увеличением высоты местности густота речной сети возрастает до 0,8–1,0, а иногда и до 2 км/км².

Средняя длина склонов ($L_{\text{скл.ср.}}$), м, бассейна определяется по формуле

$$L_{\text{скл.ср.}} = \frac{1}{2d}$$

Коэффициент извилистости главной реки ($K_{\text{изв.}}$) – это отношение длины главной реки к длине отрезка, соединяющего исток и устье главной реки ($L_{\text{отр.}}$):

$$K_{\text{изв.}} = \frac{L_{\text{гл.р.}}}{L_{\text{отр.}}}$$

Коэффициент извилистости на отдельных участках рек изменяется от 1 до 2–3, а иногда и больше.

Коэффициент разветвления ($K_{разв.}$) – это отношение длины всех притоков ($\sum \ell$) к длине участка ($\ell_{уч.}$), на котором произошло разветвление

$$K_{разв.} = \frac{\sum \ell}{\ell_{уч.}}$$

Коэффициент асимметрии (a) – это степень асимметричности бассейна реки относительно главного водотока, отношение двойной разности площадей берегов к общей площади бассейна

$$a = \frac{2 \cdot (F_{прав.бер.} - F_{лев.бер.})}{F_{бас.}}$$

Коэффициент развития водораздельной линии (m) – это отношение длины водораздельной линии к длине окружности круга, площадь которого равна площади бассейна реки ($L_{окр.кр.}$)

$$m = \frac{L_{вод.л.}}{L_{окр.кр.}}$$

Для характеристики речной системы данной площади составляют схематическое изображение главной реки и притоков в виде *гидрографической схемы* (рис. 13). Такая схема дает наглядное представление о расположении рек, протяженности главной реки и притоков. Для ее построения используются длины главной реки и притоков, расстояния от устья до места впадения притоков.

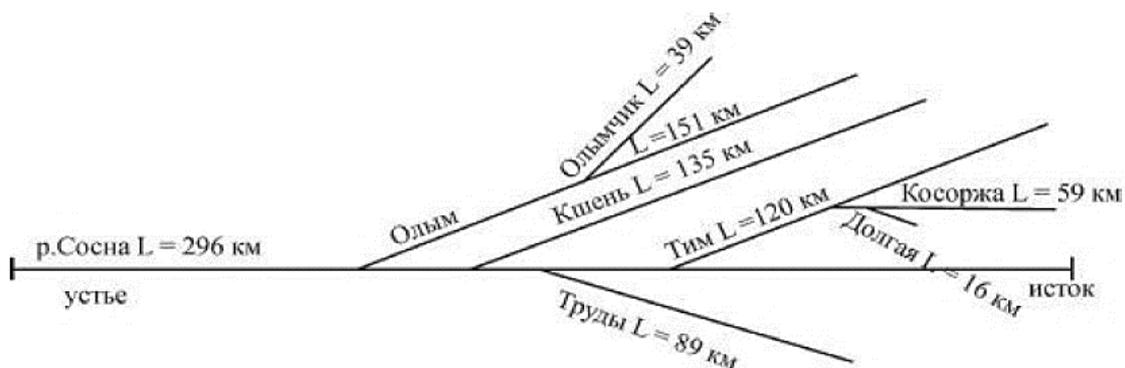


Рис. 13. Пример гидрографической схемы реки

Речная сеть – это сложный результат тектонических и эрозионно-аккумулятивных процессов, движения ледников, крупномасштабных колебаний уровня океана и морей и т. д.

Долина и русло реки

Речные долины по происхождению могут быть *тектоническими, ледниковыми и эрозионными* [2, 7, 10].

По форме поперечного профиля они подразделяют на *теснины, ущелья, каньоны, V-образные, трапециевидные, ящикообразные, корытообразные* и др. В поперечном профиле долины (рис. 14, а) выделяют *склоны долины* (вместе с уступом долины и надпойменными террасами) и *дно долины*. В пределах дна (ложа) долины находятся *русло реки* (наиболее низкая часть долины, занятая водным потоком в межень) и *пойма* (заливаемая водами половодья или значительными паводками часть речной долины).

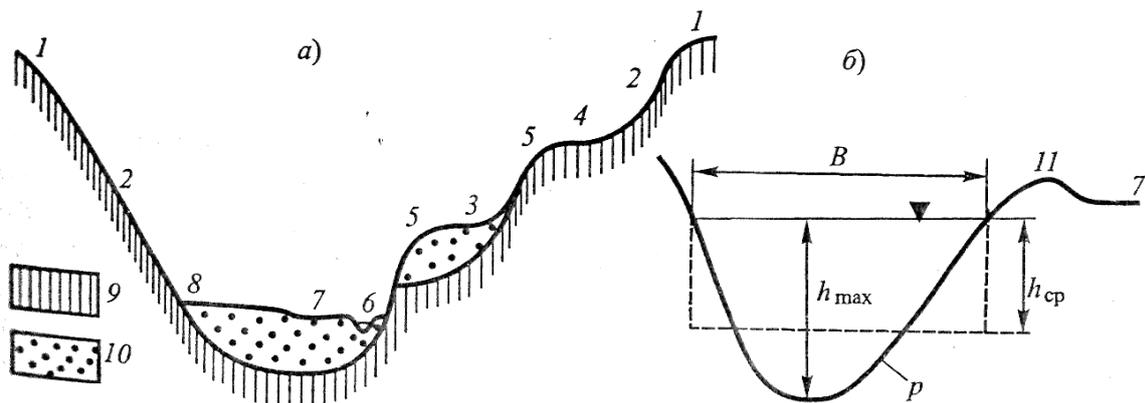


Рис. 14. Поперечный профиль долины (а) и русла (б) реки:

- 1 – бровка долин (коренного берега); 2 – уступ коренного берега;
- 3 – первая надпойменная терраса (аккумулятивная);
- 4 – вторая надпойменная терраса (эрозионная); 5 – бровка террасы;
- 6 – русло реки; 7 – низкая пойма; 8 – высокая пойма; 9 – коренные породы;
- 10 – аллювиальные отложения; 11 – прирусловой вал

Русла рек по форме в плане подразделяются на *прямолинейные, извилистые* (меандрирующие), *разделенные на рукава, разбросанные* (блуждающие) (рис. 15).

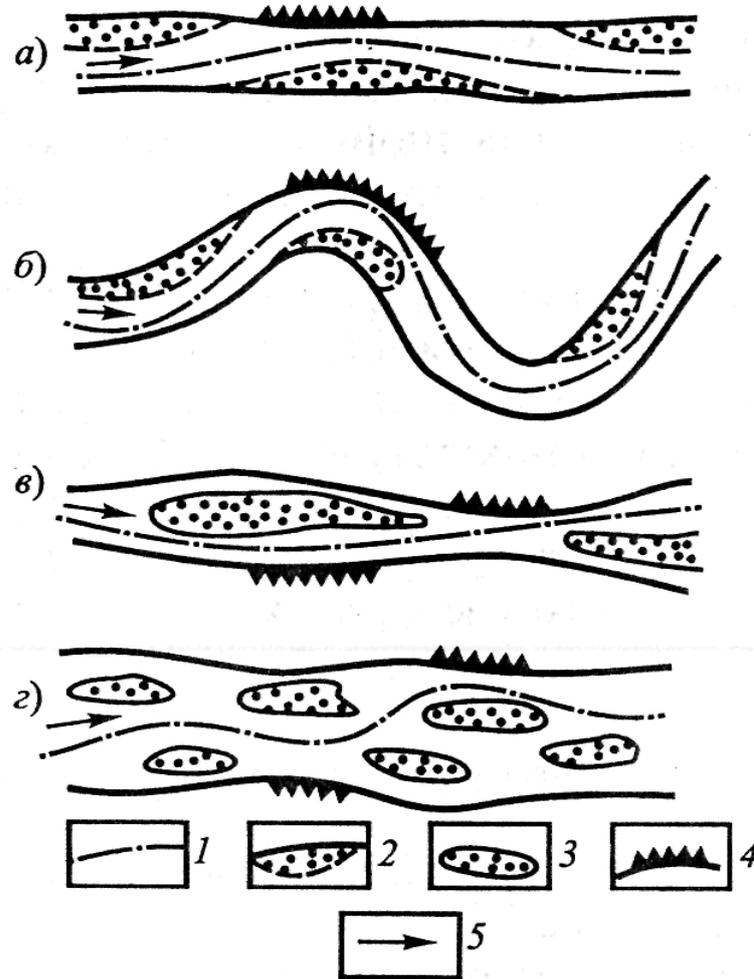


Рис. 15. Типы речных русел:

- а – прямолинейное; б – извилистое; в – разделенное на рукава; г – разбросанное;
 1 – линия наибольших глубин; 2 – отмель; 3 – осередок или остров;
 4 – размываемый участок берега; 5 – направление течения

Основные морфологические элементы русла следующие: *излучины* (меандры), затопляемые подвижные повышения дна – *осередки* и более высокие, более стабильные и закрепленные растительностью *острова*, глубокие и мелкие участки русла – *плесы и перекаты*, *донные гряды* различного размера.

Полоса в русле реки с глубинами, наиболее благоприятными для судоходства, называется *фарватером*. Линии на дне речного русла, соединяющие точки с одинаковыми глубинами, называются *изобатами*.

Основными морфометрическими характеристиками речного русла являются: горизонт (уровень), площадь живого сечения (рис. 16), смоченный периметр, гидравлический радиус, ширина русла, максимальная и средняя глубина русла.

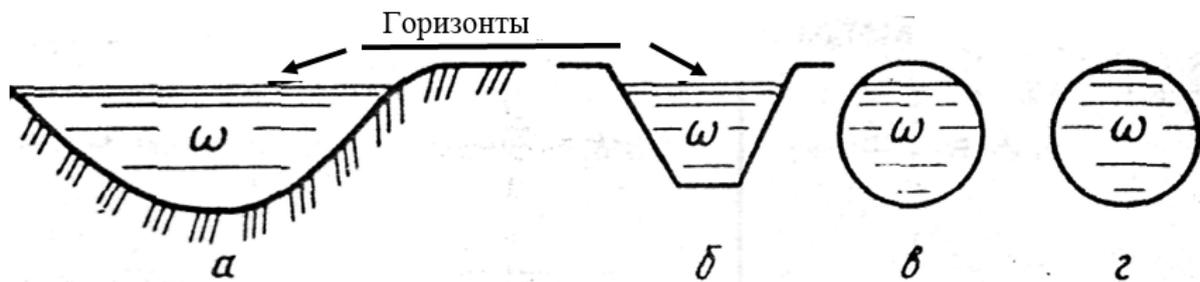


Рис. 16. Живое сечение потока:
а – в реках, б – в каналах, в, г – в трубах

Уровнем или *горизонтом* называют уровень воды в водном объекте относительно постоянной горизонтальной поверхности.

Живым сечением потока (w , м²) называется площадь поперечного сечения потока, перпендикулярная направлению движения воды.

Смоченным периметром (χ , м) называется длина линии соприкосновения воды со стенками и дном потока на его поперечном разрезе.

Гидравлическим радиусом (R , м) называется отношение площади живого сечения к смоченному периметру

$$R = \frac{w}{\chi}$$

Ширина русла (B , м) определяется между урезами русла при заданном его наполнении.

Максимальная глубина русла (h_{max} , м) – наиболее глубокая точка в русле реки.

Средняя глубина русла (h_{cp} , м) определяется по формуле

$$h_{cp} = \frac{w}{B}$$

Продольный профиль реки – это график изменения отметок дна и водной поверхности вдоль русла. На горизонтальной оси графика откладывают расстояние по длине реки, на вертикальной – абсолютные или условные отметки дна (обычно по линии наибольших глубин) и уровня воды. Для продольных расстояний и высот обычно берут разные масштабы [2, 7, 10].

Разность отметок дна или водной поверхности реки на каком-либо ее участке называется *падением* (ΔH). Разность отметок истока и устья реки составляет *полное падение реки* ($\Delta H = \text{ПК}_И - \text{ПК}_У$).

В связи с тем, что у рек глубины обычно несоизмеримо меньше полного падения, графики изменения отметок дна и водной поверхности для всей реки сливаются в одну линию.

Продольные профили рек могут быть *плавновогнутыми*, *прямолинейными*, *выпуклыми*, *ступенчатыми* (рис. 17, а). Характер продольного профиля определяется геологическим строением и рельефом речного бассейна, а также эрозионно-аккумулятивной деятельностью самого потока.

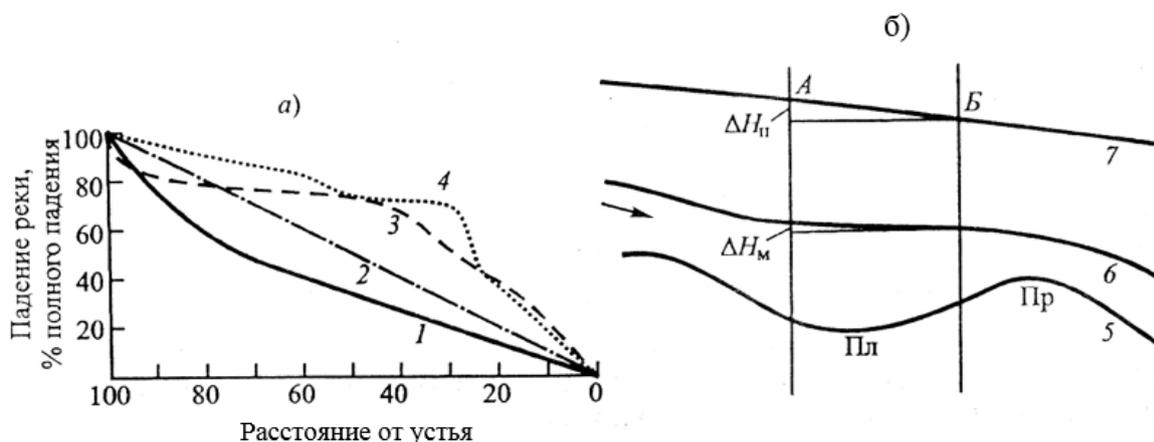


Рис. 17. Продольные профили реки (а) и ее участка (б):

- 1 – плавновогнутый (р. Вахш); 2 – прямолинейный (р. Зеравшан);
- 3 – выпуклый (р. Гунт); 4 – ступенчатый (р. Бартанг); 5 – дно реки;
- 6 – водная поверхность в межень; 7 – водная поверхность в половодье;
- ΔH_M – падение между створами А и Б в межень; $\Delta H_{П}$ – то же, в половодье;
- Пл – плес; Пр – перекат

Перегибы продольного профиля обычно приурочены к местам впадения притоков (ниже их профиль, как правило, выполаживается), а также к *местным базисам эрозии*, в качестве которых могут быть главная река для притока, пороги, водопады, проточные озера, водохранилища и др. Уровень приемного водоема (океана, моря, бессточного озера), куда впадает река, называют *общим базисом эрозии*.

Весьма характерен продольный профиль реки на коротком ее участке, включающем плесы и перекаты (рис. 17, б). В этом случае продольный профиль строят отдельно для дна и водной поверхности реки. Из данных рис. 17, б видно, как изменяется продольный профиль водной поверхности с изменением уровня воды в реке. При низких уровнях (в межень) продольный профиль водной поверхности более крутой

на перекатах и более пологий на плесах. При высоких уровнях (в половодье) продольный профиль обычно выравнивается или даже становится на плесах более крутым, чем на перекатах.

Для характеристики крутизны продольного профиля рек используют понятие *уклон реки* (отдельно для дна и водной поверхности). Уклон реки вычисляют по формуле

$$I = \frac{\Delta H_i}{L_i},$$

где ΔH – падение;

L_i – длина реки на участке.

Длину измеряют вдоль русла, и поэтому I представляет собой не тангенс, а угол наклона дна или водной поверхности к горизонту. Величина I для водной поверхности реки всегда положительна (исключения – лишь устья рек, подверженных действию приливов и нагонов), а для дна (в этом случае вместо I обычно пишут I_0) может на некоторых участках принимать и отрицательные значения, например, в месте резкого уменьшения глубин на перекате. Уклон реки I величина относительная и ее выражают или в долях единицы, или ‰, или ‰.

Во многих случаях гидрологи используют также такое понятие, как падение на 1 км длины реки: величину падения уровня ΔH , выраженную в сантиметрах, делят на длину участка русла в километрах. Эту величину называют *километрическим падением* (*километрическим уклоном*).

Режимы движения воды

Покоящаяся вода оказывает давление на дно и стенки сооружений. Это давление всегда направлено нормально к отдельным площадкам и называется *гидростатическим* [1, 7, 10].

Полное гидростатическое давление в любой точке покоящейся жидкости равно весу столба воды над данной площадкой плюс давление на свободную поверхность воды (обычно атмосферное давление, равное столбу воды высотой 10 м).

Давление воды на плоское горизонтальное дно (P) без учета атмосферного давления равно

$$P = \omega h \gamma,$$

где ω – площадь дна;

h – расстояние от поверхности воды до дна;

γ – объемная масса воды.

Полное гидростатическое давление P_{Π} в любой точке покоящейся жидкости равно гидростатическому давлению P плюс атмосферное давление на свободную поверхность жидкости P_a

$$P_{\Pi} = P + P_a.$$

Пока жидкость сохраняет состояние, подчиняющееся основному закону гидростатического давления ($P_{\Pi} = P + P_a$), она сохраняет равновесие. При нарушении этого закона начинается движение жидкости.

Движение воды в русле, происходящее в виде элементарных струек, образует поток. Поток может двигаться не только в открытых руслах, но и в закрытых трубах.

Движение воды может иметь:

ламинарный режим – характеризуется перемещением воды без перемешивания струй воды. Такой режим наблюдается при движении грунтовых вод или в потоках очень малого размера при незначительной скорости течения;

турбулентный режим – характеризуется перемешиванием частиц воды, которые кроме поступательного движения с большими скоростями, имеют и вращательное движение. Такой режим наблюдается в трубах, реках, каналах.

По признаку равномерности перемещения по длине водотока движение воды подразделяется:

на равномерное движение, при котором форма и площадь поперечного сечения русла, а также средние скорости и скорости во всех точках потока по длине одинаковы.

неравномерное движение, при котором изменяются по длине потока поперечные сечения или при постоянном сечении изменяется распределение скоростей, например, в реках при сужении и расширении русла.

По характеру скорости и расхода движение воды бывает:

установившимся, при котором скорость и расход воды, а, следовательно, и давление во всех точках потока неизменны за рассматриваемый промежуток времени, например, когда уровень воды в реке в течение суток остается неизменным.

Неустановившимся называется такое движение, при котором скорость и расход воды в пределах рассматриваемого периода меняются, например, при изменении уровней воды в реке, связанных с таянием снега, ливнями.

При движении воды в потоке возникает гидравлическое сопротивление, на преодоление которого тратится часть энергии потока и происходит потеря напора. Различают гидравлическое сопротивление двух видов: сопротивление по длине потока и местное. На такие же два вида делятся и потери напора.

При равномерном движении потеря напора происходит только по длине потока, так как нет расширений, сужений [1, 10]. Она зависит от шероховатости русла (C), длины потока и величины уклона (i). Поэтому скорость (v) равномерного движения воды равна

$$v = C\sqrt{Ri},$$

где R – гидравлический радиус;

i – уклон поверхности воды или дна потока;

C – скоростной коэффициент.

Эта формула была выведена французским инженером Антуаном Шези в 1768 г. и получила его название (закон Шези).

В этой формуле C – скоростной коэффициент и, по Шези, он равен

$$C = \sqrt{\frac{8g}{\gamma}},$$

где g – ускорение свободного падения;

γ – коэффициент шероховатости.

Для определения скоростного коэффициента применяются и другие формулы.

Формула Н. Н. Павловского

$$C = \frac{1}{n} R^y,$$

где n – коэффициент шероховатости русла, величина которого зависит от его состояния;

R – гидравлический радиус русла;

y – переменный показатель степени, зависящий от n и R ; определяется по формуле

$$y = 2,5\sqrt{n} - 0,13 - 0,75\sqrt{R} \cdot (\sqrt{n} - 0,10).$$

Формула И. И. Агроскина

$$C = \frac{1}{n} + 17,72 \lg R.$$

Формула Базена используется для приближенных расчетов

$$C = \frac{87}{1 + \frac{\gamma}{\sqrt{R}}},$$

где γ – коэффициент шероховатости: для чистых естественных земляных русел равен 1,3; для заросших – 1,75.

Для предварительных расчетов C можно определить по табл. 6, коэффициент шероховатости – по табл. 7.

Таблица 6

Значение коэффициента C по формуле академика Н. Н Павловского

R, м	Коэффициент шероховатости, n			
	0,025	0,030	0,035	0,040
0,20	26,9	21,3	17,4	14,5
0,22	27,6	21,9	17,9	15,0
0,24	28,3	22,5	18,5	15,5
0,26	28,8	23,0	18,9	16,0
0,28	29,4	23,5	19,4	16,4
0,30	29,9	24,0	19,9	16,8
0,35	31,1	25,1	20,9	17,8
0,40	32,2	26,0	21,8	18,6
0,45	33,1	26,9	22,6	19,4
0,50	34,4	27,8	23,4	20,1
0,55	34,8	28,5	24,0	20,7
0,60	35,5	29,2	24,7	21,3
0,65	36,2	29,8	25,3	21,9
0,70	36,9	30,4	25,8	22,4
0,75	37,5	30,9	26,35	22,9
0,80	38,0	31,5	26,8	23,4
0,85	38,4	31,8	27,15	23,8
0,90	38,9	32,2	27,6	24,1
0,95	39,5	32,75	28,1	24,6
1,00	40,0	33,3	28,6	25,0
1,10	40,9	34,1	29,3	25,7
1,20	41,6	34,8	30,0	26,3

Примечание. Промежуточные значения скоростного коэффициента находятся интерполяцией.

Таблица 7

Значения коэффициента шероховатости для разных русел

Характеристика русла	Коэффициент шероховатости, n
Каналы с толстым илистым слоем	0,018
Каналы в плотном грунте, частично затянутые илистой пленкой	0,022
Земляные каналы в средних условиях и бульжная мостовая	0,025
Земляные каналы в условиях ниже средних	0,028
Земляные каналы в сравнительно плохих условиях (водоросли, бульжник и гравий по дну), заросшие травой, с обвалами откосов и река в благоприятных условиях течения	0,030
Каналы в весьма плохих условиях	0,035
Реки и поймы очень заросшие, с глубокими промоинами и слабым течением	0,080
Строганные и нестроганные доски	0,010 – 0,012
Гончарные и керамиковые трубы	0,012
Асбоцементные трубы	0,011
Деревянные и дощатые трубы	0,015

Исходя из формулы Шези, расход воды (Q) при равномерном движении равен

$$Q = wv = wC\sqrt{Ri}.$$

Формула Шези имеет большое практическое значение. Она позволяет определять скорости, расходы воды, уклоны потока, гидравлический радиус, а также параметры (требуемые размеры) каналов.

3.1. Определение расхода воды по поверхностной скорости поплавками и живому сечению потока

Расходом воды называется объем воды, протекающий через живое сечение водотока в единицу времени, определяется по формуле

$$Q = wv,$$

где Q – расход, м³/с или л/с;

w – площадь живого сечения потока, м^2 ;

v – средняя скорость течения воды, м/с .

Для определения поверхностной скорости на реке выбирают прямолинейный незаросший участок без подпора воды. На выбранном участке разбивают три створа (рис. 18). Расстояние между крайними створами должно равняться приблизительно 3–4-кратной ширине реки. Кроме этого, поплавков должен проходить это расстояние не менее чем за 25 с.

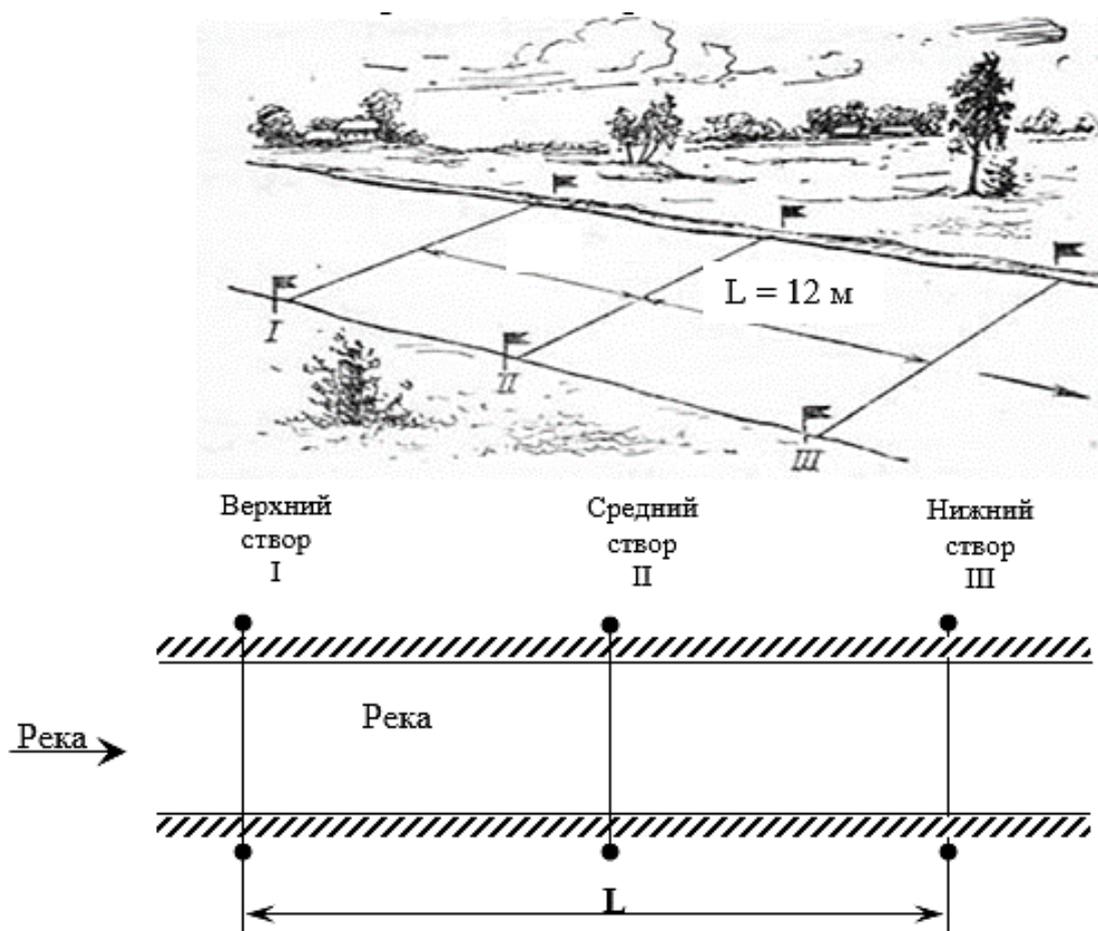


Рис. 18. Разбивка створов на реке

Поплавки (не менее 10 шт.) бросают на середину реки на 1–2 м выше верхнего створа, где наибольшая скорость течения воды.

Секундомером засекают время прохождения каждого поплавка через верхний и нижний створы. После этого проводят детальные промеры живых сечений на каждом створе (рис. 19) и по этим данным в масштабе чертятся поперечные сечения потока. На каждом поперечном сечении определяют живое сечение, смоченный периметр и гидравлический радиус.

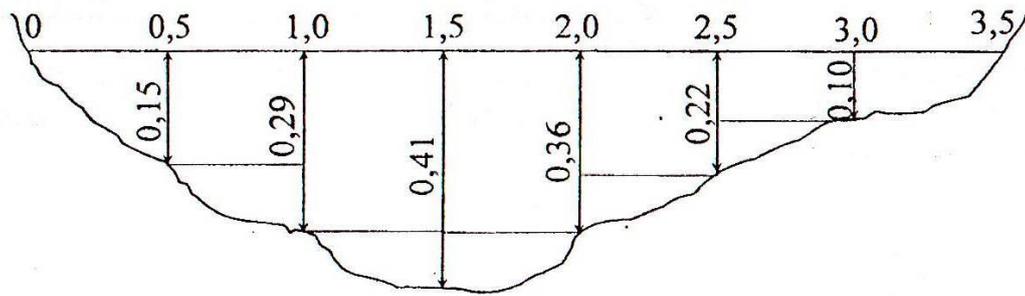


Рис. 19. Промеры живых сечений

Пример

Дано: Расстояние между крайними створами $L=12$ м.

Время прохождения поплавков расстояния L : 32, 29, 36, 30, 28, 35, 31, 33, 30, 32 с.

Данные промеров живых сечений:

		Верхний створ							
Расстояние от уреза воды, м		0	0,5	1,0	1,5	2,0	2,5	3,0	3,5
Глубина воды, м		0	0,15	0,29	0,41	0,36	0,22	0,10	0
		Средний створ							
Расстояние от уреза воды, м		0	0,5	1,0	1,5	2,0	2,5	2,9	
Глубина воды, м		0	0,11	0,40	0,40	0,42	0,21	0	
		Нижний створ							
Расстояние от уреза воды, м		0	0,5	1,0	1,5	2,0	2,5	3,0	3,5
Глубина воды, м		0	0,16	0,28	0,40	0,46	0,40	0,25	0

Площадь живого сечения w определяют как сумму элементарных фигур (треугольников и трапеций), а смоченный периметр χ – как сумму гипотенуз прямоугольных треугольников.

Например, для верхнего створа площадь живого сечения потока и смоченный периметр будут вычисляться следующим образом:

$$w_B = 0,5 \cdot 0,5 \cdot 0,15 + \frac{0,15 + 0,29}{2} \cdot 0,5 + \frac{0,29 + 0,41}{2} \cdot 0,5 + \frac{0,41 + 0,36}{2} \cdot 0,5 + \frac{0,36 + 0,22}{2} \cdot 0,5 + \frac{0,22 + 0,10}{2} \cdot 0,5 + 0,5 \cdot 0,5 \cdot 0,10 = 0,76 \text{ м}^2.$$

$$\chi_B = \sqrt{0,5^2 + 0,15^2} + \sqrt{0,5^2 + (0,29 - 0,15)^2} + \sqrt{0,5^2 + (0,41 - 0,29)^2} + \sqrt{0,5^2 + (0,41 - 0,36)^2} + \sqrt{0,5^2 + (0,36 - 0,22)^2} + \sqrt{0,5^2 + (0,22 - 0,10)^2} + \sqrt{0,5^2 + 0,10^2} = 3,59 \text{ м.}$$

Таким образом эти параметры на створах составят следующие величины:

$$\begin{aligned} \chi_B &= 3,59 \text{ м,} & w_B &= 0,76 \text{ м}^2, \\ \chi_C &= 3,10 \text{ м,} & w_C &= 0,76 \text{ м}^2, \\ \chi_H &= 4,22 \text{ м,} & w_H &= 1,09 \text{ м}^2. \end{aligned}$$

Среднее значение площади живого сечения ($w_{cp.}$) для рассматриваемого участка составит

$$w_{cp.} = \frac{w_B + 2w_C + w_H}{4} = 0,84 \text{ м}^2,$$

Среднее значение смоченного периметра ($\chi_{cp.}$) для рассматриваемого участка будет равно

$$\chi_{cp.} = \frac{\chi_B + 2\chi_C + \chi_H}{4} = 3,5 \text{ м.}$$

Среднее время ($t_{cp.}$) равно среднему из двух наименьших значений времени прохождения поплавок створов

$$t_{cp.} = \frac{t_{\min 1} + t_{\min 2}}{2} = \frac{29 + 28}{2} = 28,5 \text{ с.}$$

Максимальная поверхностная скорость ($v_{нов.}$) составит

$$v_{нов.} = \frac{L}{t_{cp.}} = \frac{12}{28,5} = 0,42 \text{ м/с.}$$

Для вычисления расхода воды необходимо перейти от поверхностной (максимальной) к средней скорости течения воды, что осуществляется через переходной коэффициент K

$$K = \frac{C}{C+14}.$$

Здесь C – скоростной коэффициент формулы Шези, который определяется по формуле Базена

$$C = \frac{87}{1 + \frac{\gamma}{\sqrt{R}}},$$

где γ – коэффициент шероховатости, для чистых земляных русел принимаем $\gamma = 1,30$;

R – гидравлический радиус.

Тогда

$$R = \frac{w_{cp.}}{\chi_{cp.}} = \frac{0,84}{3,50} = 0,24 \text{ м.}$$

$$C = \frac{87}{1 + \frac{1,30}{\sqrt{0,24}}} = 24,2;$$

$$K = \frac{24,2}{24,2 + 14} = 0,63.$$

Средняя скорость ($v_{cp.}$) течения составит

$$v_{cp.} = 0,63 \cdot 0,42 = 0,27 \text{ м/с,}$$

расход

$$Q = w_{cp.} \cdot v_{cp.} = 0,84 \cdot 0,27 = 0,23 \text{ м}^3/\text{с.}$$

3.2. Определение расхода воды водосливами

Водосливы применяются для определения расхода воды по каналам, мелким водотокам, водосборных сооружений при плотинах, а также в качестве шлюзов-регуляторов [1, 2, 7, 10].

Водосливом называется перегораживающее водный поток сооружение, в котором струя воды переливается через его верхнюю кромку.

По форме выреза в кромке различают водосливы прямоугольные, трапециевидальные и треугольные (рис. 20).

Для переливания воды в перегораживающей стенке обычно устраивается вырез (рис. 21). Нижнее ребро выреза называется *шириной водослива* (b), а толщину его стенки – *шириной порога* (a). Часть водного потока перед водосливом называется верхним *бьефом*, за водосливом – нижним *бьефом*. Наибольшее превышение горизонта воды в верхнем бьефе над порогом водослива называют *напором* (H).

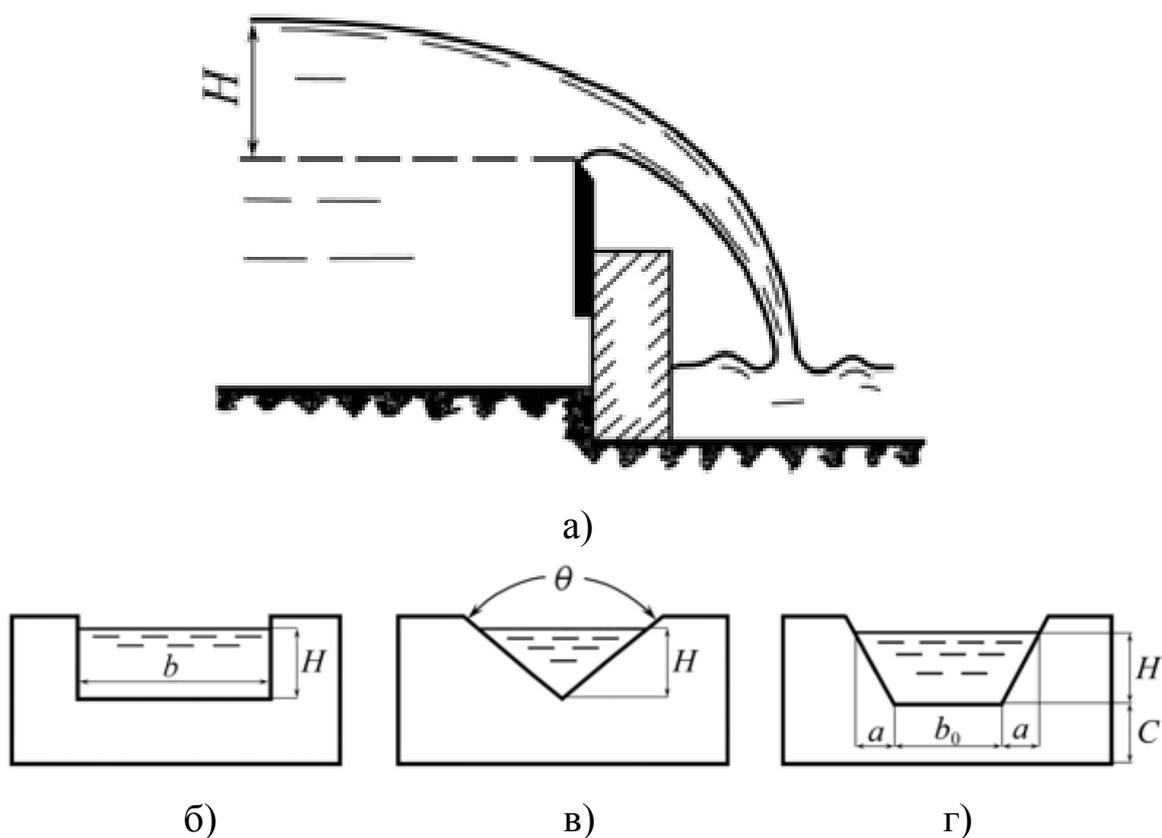


Рис. 20. Водосливы: а – общий вид; б – прямоугольный; в – треугольный; г – трапециевидальный

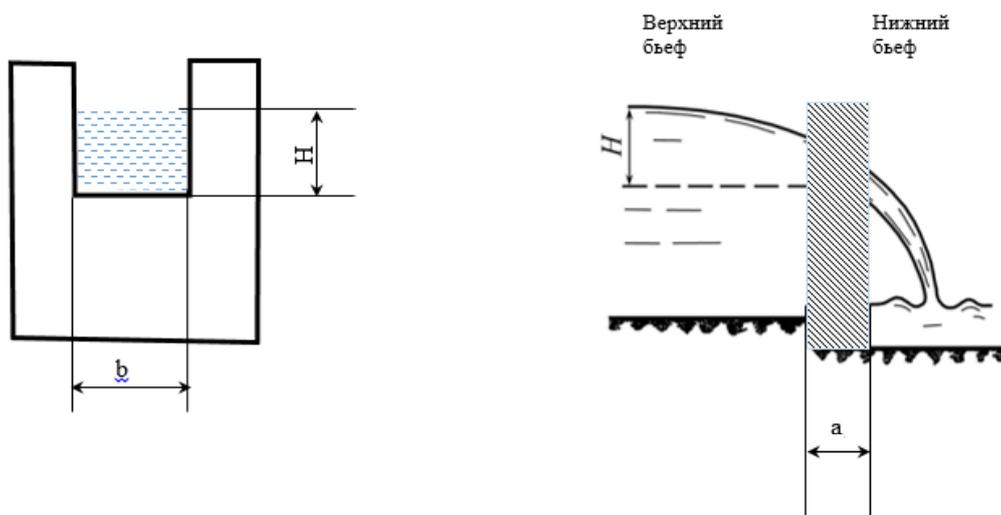


Рис. 21. Характеристика параметров водосливов:

а – ширина порога (толщина стенки); b – ширина водослива; H – величина напора

Различают водосливы и по толщине порога (толщине стенки, на рис. обозначена «а»).

Водослив с тонкой стенкой, такой, у которого ребро порога острое. Такие водосливы называют гидрометрическими.

У водосливов с широким порогом толщина стенки в 2–3 раза больше величины напора (H).

У водосливов практических профилей очертания порога совпадают с контуром падающей струи.

Но ввиду влияния глубины воды в нижнем бьефе на пропускную способность водослива различают затопленные и незатопленные водосливы. У незатопленных водосливов уровень нижнего бьефа не влияет на расход воды через водослив, у затопленных – уровень нижнего бьефа снижает расход.

Расход воды через водосливы определяется по формулам:

- для прямоугольного незатопленного водослива с тонкой стенкой

$$Q = 1,95 bH\sqrt{H};$$

- для трапецидального незатопленного водослива с тонкой стенкой

$$Q = 1,86 bH\sqrt{H};$$

- для треугольного незатопленного водослива (с углом вреза 90 °)

$$Q = 1,4 H^2\sqrt{H}.$$

Для наглядности приводим расход воды по каналу через треугольный незатопленный водослив с тонкой стенкой (водослив выполнен из листа металла толщиной 1–2 мм и углом вреза 90 °) при различных напорах H (табл. 8).

Таблица 8

Расход воды (Q) по треугольному водосливу при разных напорах (H)

H , см	Q , л/с	H , см	Q , л/с
2	0,14	12	7,00
4	0,42	14	10,22
6	1,24	16	14,35
8	2,53	18	19,20
10	4,43	20	25,10

3.3. Построение графиков частоты и обеспеченности

Основными гидрологическими характеристиками рек являются уровни, скорости течения и расходы воды. Эти характеристики изучаются на водомерных постах [1, 2, 7, 10].

Наблюдения за горизонтами воды ведут ежедневно. Результаты фиксируются в специальные формы, по ним составляются таблицы ежедневных уровней и хронологический график колебаний горизонтов воды.

При проектировании и строительстве мостов, дорог, проведении лесохозяйственных и других работ на затопливаемых территориях необходимо знать повторяемость и продолжительность стояния разных горизонтов воды за определенный период (год, сезон года, вегетационный период и др.). Для этих целей строят графики повторяемости (частоты) и продолжительности (обеспеченности).

Для построения графиков амплитуды колебаний уровней за данный период разбиваются на интервалы величиною 5–10 см (в зависимости от величины амплитуды и целей построения графика). Из таблицы ежедневных уровней определяют число дней стояния горизонтов в каждом интервале (табл. 9). Эти данные служат для построения графика частоты. Он показывает количество дней, в течение которых уровни воды находились в пределах того или иного интервала.

Наиболее часто повторяющийся в течение вегетационного периода горизонт воды называется *бытовым* горизонтом.

Для построения графика частоты на миллиметровой бумаге откладывают по вертикальной оси – уровни, по горизонтальной оси – дни.

Таблица 9

Повторяемость и продолжительность стояния горизонтов воды

Интервалы уровня над нулем поста, см	Повторяемость стояния горизонтов		Продолжительность стояния горизонтов	
	дни	%	дни	%
140–121	2	1,4	2	1,4
120–101	5	3,5	7	4,9
100–81	9	6,3	16	11,2
80–61	13	9,1	29	20,3
60–41	28	19,6	57	39,9
40–21	76	53,1	133	93,0
20–2	10	7,0	143	100
Итого	143	100	–	–

Количество дней в каждом интервале откладывают от середины интервала. Полученные точки соединяют прямыми линиями. Верхний конец линии соединяют с осью ординат у самого высшего горизонта воды, а внизу – с осью абсцисс у самого низкого горизонта воды (рис. 22).

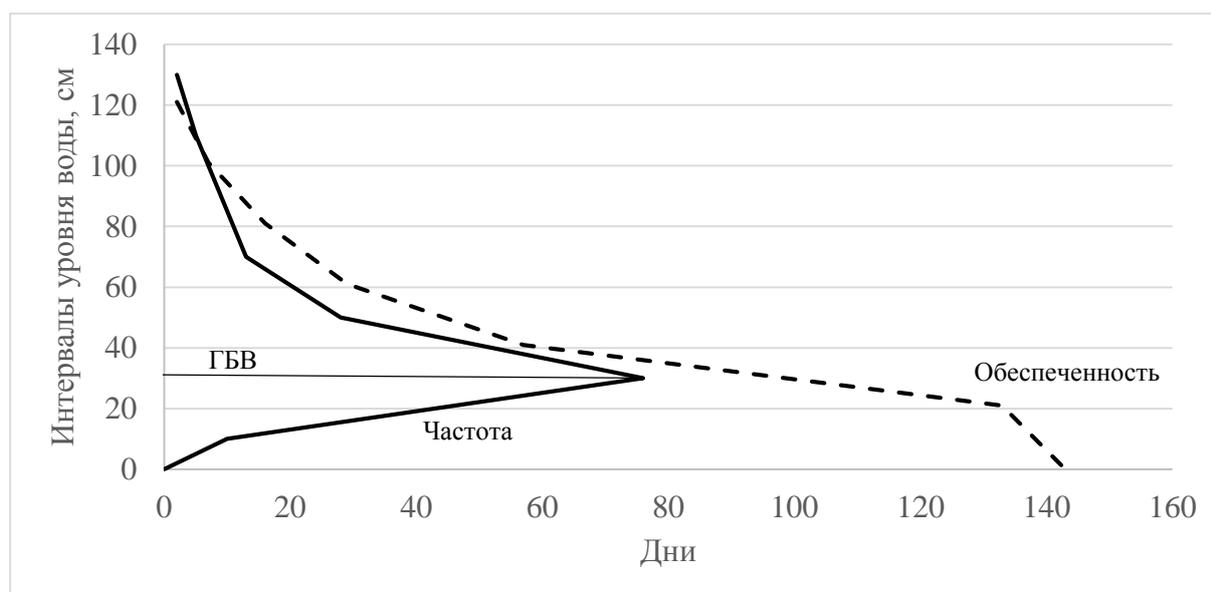


Рис. 22. График частоты и обеспеченности горизонтов

Эти же оси координат используют для построения графика продолжительности (обеспеченности). Он показывает число дней, в течение которых уровни воды находились не ниже того или иного интервала (в пределах данного интервала и выше). Это количество дней находят последовательным суммированием числа дней для разных интервалов графика частоты (от верхнего интервала). Полученное число дней откладывают от нижнего края каждого интервала.

3.4. Сток, его характеристики, методы изучения

Стоком называется движение воды по поверхности земли, а также в толще почв и горных пород в процессе круговорота ее в природе. Он подразделяется на *поверхностный*, происходящий по земной поверхности; *склоновый*, происходящий по склонам; *почвенный*, происходящий в почвенной толще; *руслевой и речной*, происходящие по русловой и речной сети. К русловому можно отнести и сток по каналам [1, 2, 7, 10].

Факторы стока. Сток воды зависит от множества природных и антропогенных факторов.

Гидрогеология и геоморфология. Значительное влияние на сток оказывают сложение и состав горных пород, глубина залегания водоносных и водоупорных горизонтов, направление и величина их уклона.

Величина и форма водосборной площади. При больших водосборных площадях, когда вода движется по длинным склонам, потери воды на испарение и глубинную фильтрацию увеличиваются. Это приводит к уменьшению стока. На сток влияет и форма водосборной площади. Если она вытянута вдоль водотока, сток происходит в более короткий срок, чем на вытянутом водосборе, примыкающем к водотоку короткой стороной.

Климатические факторы. К основным из них относятся атмосферные осадки, температура и влажность воздуха, а также температура испаряющей поверхности. Влияние осадков проявляется через интенсивность их выпадения. Осадки, выпадающие в виде ливней, в большей степени расходуются на сток, чем осадки слабой интенсивности. Осадки, выпадающие на сухую поверхность почвы в малых количествах, особенно в лесу, вообще не образуют стока. Осадки в виде снега накапливают воду к весне и при интенсивном снеготаянии с наступлением высоких температур воздуха образуют интенсивный сток. При низких температурах воздуха весной снеготаяние растягивается, сток происходит медленно, вследствие чего значительное количество воды расходуеться на испарение и фильтрацию.

Особенно усиливается испарение при высокой температуре воздуха и малой его относительной влажности в ветреную погоду.

Озерность и заболоченность водосборов. Озера воздействуют на сток по двум направлениям: накапливая воды половодий и паводков и отдавая ее в межень, они выполняют роль регуляторов стока; имея значительную открытую водную поверхность с повышенным расходом влаги на испарение озера несколько снижают сток.

Болота аккумулируют сток, поскольку моховая растительность является мощным накопителем влаги. Известно, что в единице объема сфагнового мха может аккумулироваться до 16 объемов воды. Постоянно нарастая в высоту и в стороны, болота увеличивают объем аккумулированной воды. Сток воды из болот происходит слабо, поэтому по мере роста заболоченности территории сток с нее, особенно летом, уменьшается.

Растительность, особенно лесная, регулирует сток. В лесных сообществах образуется лесная подстилка, обладающая большой аккумуляционной емкостью и высокой фильтрационной способностью. Поэтому лес поверхностный сток переводит сток во внутрпочвенный. Поскольку часть выпадающих над лесом осадков задерживается кронами, то средний коэффициент стока на облесенных территориях несколько снижается, однако аккумулированная в почве вода постепенно стекает, растягивая половодье и паводки, что увеличивает питание рек в межень.

Водохранилища, аккумулируя воду периода половодий и паводков, позволяют обеспечивать подачу воды в реки по мере необходимости в маловодные периоды. Следовательно, водохранилища, как и озера, регулируют сток.

Характеристики стока. Количественно сток характеризуется объемом, модулем, коэффициентом и слоем стока.

Объем стока W_c (м^3) – объем воды, стекающей с водосбора за определенный интервал времени. Определяется по расходу воды в водотоке (реке, ручье, канале и т. д.) за определенный период времени (сутки, месяц, год, период года и т. д.):

$$W_c = Q t,$$

где Q – средний расход воды, $\text{м}^3/\text{с}$;
 t – время расчетного периода.

Объем стока во время весеннего снеготаяния определяется по формуле:

$$W_c = 10000 F h \delta \sigma,$$

где F – площадь водосбора, м²;

h – высота снежного покрова, м;

δ – плотность снега;

σ – коэффициент стока.

Модуль стока (q) – количество воды, стекающей с единицы площади водосбора в единицу времени (выражается в л/с с 1 га или м³/с с 1 км²)

$$q = \frac{Q}{F},$$

где q – модуль стока;

Q – расход воды в водотоке, л/с;

F – величина водосборной площади, га.

Слой стока ($h_{см.}$) – количество воды, стекающей с водосбора за определенный интервал времени, равное толщине слоя воды, равномерно распределенной по площади этого водосбора. Слой стока выражается в мм

$$h_{см.} = \frac{W_c}{F} 1000,$$

где W_c – объем стока, м³;

F – площадь водосбора, м².

Годовой слой стока, мм/год, по модулю стока можно вычислить по зависимости

$$h_{см.} = 3154q,$$

где q – среднегодовой (или средний за период) модуль стока, л/с с 1 га.

Коэффициент стока σ – отношение величины (объема или слоя) стока к количеству выпавших на площадь водосбора осадков, обусловивших сток

$$\sigma = \frac{C}{O},$$

где C – величина стока;

O – величина осадков.

Средняя многолетняя величина стока называется *нормой стока*.

Методы изучения стока. В зависимости от целей существует несколько методов изучения стока.

Метод стоковых площадок – используется для изучения особенностей формирования стока в зависимости от характера почвогрунтов и состояния растительности. Стоковые площадки устраивают на местности, ограничивая часть территории. По их границам с целью исключения притока поверхностных вод устраивают осушительные канавки. Для предотвращения притока грунтовых вод на необходимую глубину врезают водонепроницаемый экран из глины или бетона. Можно использовать и полиэтиленовую пленку. Для регистрации стока в нижней части склона площадки устраивают сооружения для сбора воды. На стационарных стоковых площадках длительного действия для учета стока ниже поверхности устанавливаются емкости, оборудуемые самописцами, позволяющими регистрировать поверхностный сток и сток с различных горизонтов почвы.

Метод водного баланса – используется для изучения особенностей режима стока и суммарного испарения с осушенных земель для малых водосборов. Изучение стока осуществляется при помощи гидрометрических водосливов (см. выше).

Гидрологические посты на реках – устраиваются для изучения стока с больших водосборов с целью выявления величины стока и получения фактических данных для определения расчетных модулей стока и для определения размеров проводящих каналов осушительных систем. Устройство для определения уровня воды в реке называют *постом* (он является составной частью гидрологического поста). Посты бывают речные и свайные.

Задание: решить задачи.

Задача 1. Определить объем весеннего стока с водосбора площадью 415 га при высоте снежного покрова 0,75 м, плотности снега 0,24, коэффициенте стока 0,72.

Объем весеннего стока $W_c = F h \delta \sigma = 4150000 \cdot 0,75 \cdot 0,24 \cdot 0,72 = 537840 \text{ м}^3$.

Площадь водосбора 415 га = 4150000 м²

Задача 2. Определить слой стока на: 1) водосборной площади 700000 м² за 12 часов, расход воды 0,05 м³/с; 2) площади 30 га за 10 часов при расходе воды 0,02 м³/с.

Задача 3. Определить гидравлический радиус потока в трубе диаметром 0,8 м, уложенной под дорогой.

Задача 4. Определить модуль стока водного потока, текущего со скоростью 0,4 м/с с водосбора площадью 860 га, гидравлический радиус потока 1,5 м, смоченный периметр 6 м.

Контрольные вопросы

1. *Что такое река?*
2. *Назовите классификации рек по различным признакам.*
3. *Охарактеризуйте основные фазы водного режима рек.*
4. *Дайте определение: водосбор, бассейн, водораздел. Их виды.*
5. *Перечислите основные морфометрические характеристики речного бассейна.*
6. *Долина и русло реки, их виды, основные элементы.*
7. *Назовите элементы поперечного сечения потока, способы их определения.*
8. *Продольный профиль реки, назначение, методика построения.*
9. *Режимы движения воды. Закон Шези.*
10. *Методика определения расхода воды по поверхностной скорости, определенной поплавками, и живому сечению потока.*
11. *Водосливы, их основные элементы, виды водосливов.*
12. *Определение расхода воды через водосливы.*
13. *Методика построения графиков частоты и обеспеченности.*
14. *Сток, его характеристики, факторы стока.*
15. *Способы определения стока.*

4. СНЕЖНО-ЛЕДОВЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Снежно-ледовые образования – та часть гидросферы, которая находится на поверхности Земли в твердом состоянии в виде постоянных или временных скоплений: ледники, морские льды, подземные воды, снежный покров, айсберги [1, 2, 7, 10].

Помимо огромного влияния на тепловой режим, снежно-ледовые массы существенно замедляют процессы геохимического обмена, так как в них задерживаются растворимые вещества, которые при льдообразовании переводятся в труднорастворимые формы. Они влияют на обмен газами между океаном, почвой подземными и поверхностными водами, с одной стороны, и атмосферой – с другой.

Часто в хозяйственной деятельности человека возникает необходимость в изучении снежного покрова. Это и знание особенностей его накопления по месяцам холодного периода года как утепляющего фактора, и мощности покрова, и, особенно важное, определение воды в снеге, так как это напрямую связано с тем, каким будет половодье весной.

Снежный покров – слой снега, лежащий на поверхности почвы или льда, образовавшийся в результате снегопадов в зимнее время.

Сухой снежный покров представляет собой двухфазную, а мокрый – трехфазную систему, состоящую из кристаллов льда, воды и воздуха, содержащего пар. Различают снежный покров *временный*, ставящийся за несколько часов или дней после образования, и *устойчивый*, лежащий в течение всей зимы или с небольшими перерывами. Снежный покров имеет слоистое строение. Высота и физико-механические свойства снежного покрова непрерывно изменяются. Свежевыпавший снег частично сохраняет первичную структуру снежных кристаллов и состоит из снежинок, которые ложатся друг на друга в разных плоскостях. Плотность сухого снега 10–20 кг/м³, влажного – 100–300 кг/м³. Уплотненный (лежалый) снег частично утрачивает свою первичную структуру в основном за счет оседания под влиянием собственного веса, температуры и ветра. Плотность лежалого снега 200–600 кг/м³.

Старый снег – полностью утратил первоначальную структуру и форму кристаллов, перекристаллизовался в более или менее крупные зерна под влиянием возгонки и сублимации, таяния и повторного замерзания. Крупность зерен: мелкозернистый – до 1 мм, среднезернистый – 1–2 мм и крупнозернистый – 2–5 мм. Плотность 300–700 кг/м³. На поверхности снега различают солнечную корку толщиной в несколько мм, образовавшуюся в ясные морозные дни за счет

оплавления поверхностного слоя снега, ветровой наст – уплотненный ветром слой снега толщиной до 3 см и тепловой наст – до 8–10 см. Под снегом на поверхности почвы может образоваться ледяная корка от замерзания талой воды. Пористость снежного покрова связана с его структурой и изменяется по мере уплотнения от 98 до 20 %. Снежный покров обычно обладает хорошей воздухопроницаемостью и водопроницаемостью. Коэффициент фильтрации снежного покрова лежит в пределах 0,001–0,006 м/с.

4.1. Измерение высоты снежного покрова

Высоту снежного покрова измеряют с помощью снегомерных реек, а плотность снежного покрова и запас воды в нем вычисляют по плотности и высоте снежного покрова. Различают следующие виды наблюдений за снежным покровом: ежедневные, ландшафтно-маршрутные снегомерные съемки, специальные снегомерные съемки.

Для измерения снежного покрова используют снегомерные рейки. Они бывают постоянные – для стационарного определения высоты снежного покрова и переносные – используемые при маршрутных исследованиях (съемках).

Постоянные снегомерные рейки устанавливаются осенью до образования снежного покрова. Выбрав место для наблюдений, вбивают в землю деревянный заостренный брусок длиной 40–60 см, на котором имеется запиленная ступенька. К бруску привинчивают рейку так, чтобы она стояла вертикально. Рейка имеет высоту 2 м сечением 6 x 2,5 см со шкалой и ценой деления с оцифровкой через 10 см. При установке нулевое деление рейки должно совмещаться с поверхностью почвы. Отсчеты по рейке делают, находясь на расстоянии 5–6 шагов, не нарушая состояния снежного покрова около рейки. Отсчеты производят всегда с одной и той же точки.

Переносная снегомерная рейка представляет собой прямоугольный деревянный брусок длиной 180 см сечением 4 x 2 см (рис. 23). На одной стороне рейки нанесена шкала с ценой деления 1 см. На ее нижнем конце имеется железный наконечник, нижний заостренный край которого совпадает с нулем шкалы. Переносные рейки изготавливают также из дюралюминиевых трубок.

Для определения высоты снежного покрова переносную рейку погружают заостренным концом вертикально в снег до поверхности почвы.

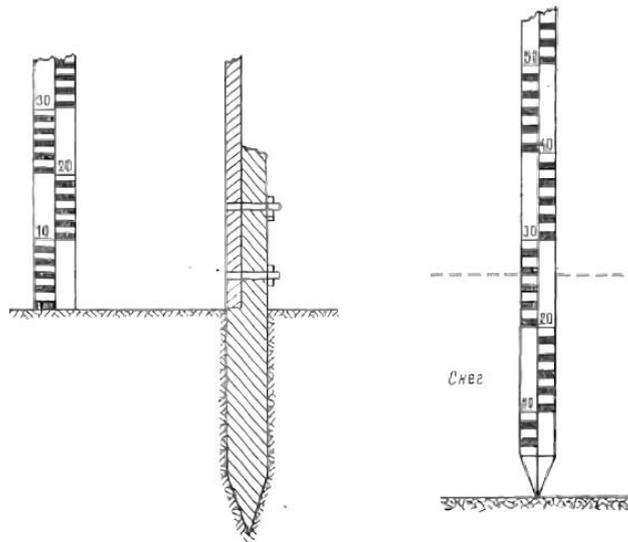


Рис. 23. Снегомерная рейка

Если изучается динамика накопления снега, то в течение каждого месяца измеряют высоту снежного покрова, причем обязательно измеряют в начале и конце месяца и еще выполняют 1–2 замера в течение месяца. Измерение высоты снежного покрова осуществляется по предварительно разработанному маршруту, учитывая особенности участка. Обычно выполняют не менее 20 замеров высоты снежного покрова на каждом участке. Эти материалы (записи) называются полевыми. Они должны быть обработаны статистически [1, 2, 5, 6, 7, 10].

4.2. Измерение плотности снега

Плотность снега вычисляют с точностью до 0,01 г/см³; она численно равна отношению массы воды (г), находящейся в снеге, к объему снега (см³). Для измерения плотности служат снегомеры.

Походный весовой снегомер (рис. 24) состоит из снегозаборника, весов и лопатки. Снегозаборник состоит из металлического цилиндра 10, который с одного конца может закрываться крышкой 11, а с другого – оканчиваться кольцевым утолщением 8 с пилообразной режущей кромкой. Вдоль образующей цилиндра нанесена шкала с делениями от нуля, совпадающего с режущей кромкой кольца, до 50 см. Высота цилиндра 60 см, площадь его внутреннего поперечного сечения 50 см². На цилиндре находится свободно перемещающееся кольцо 9 с дужкой 7, за которую заборник подвешивается к весам.

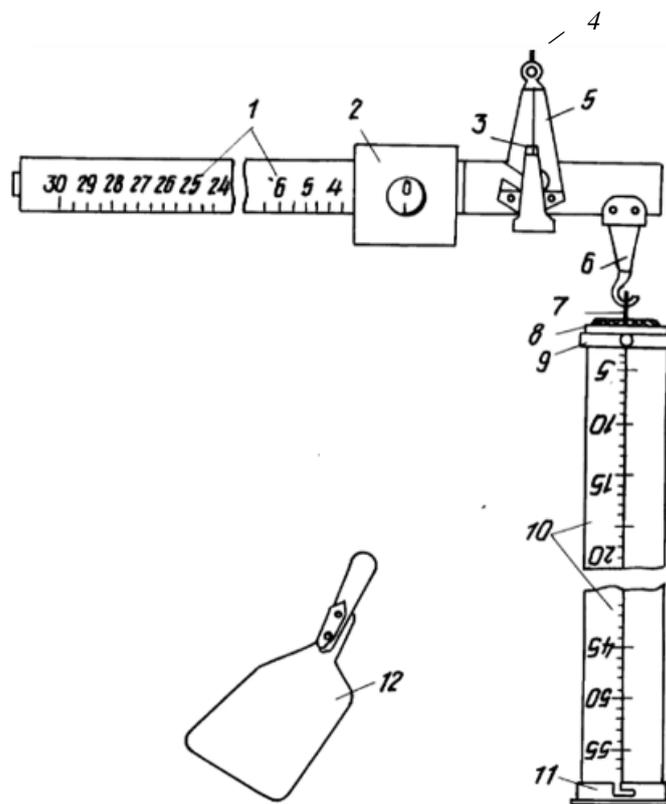


Рис. 24. Снегомер весовой: 1 – рейка коромысла, 2 – передвижной груз, 3 – стрелка, 4 – кольцо, 5 – подвес, 6 – крюк, 7 – дужка, 8 – утолщение с режущей кромкой, 9 – передвижное кольцо, 10 – цилиндр, 11 – крышка, 12 – лопаточка

Весы состоят из рейки коромысла 1 со шкалой с ценой деления 5 г (5 г снега при сечении заборника 50 см^2 соответствуют слою воды толщиной в 1 мм). Каждая десятая отметка оцифрована.

На рейке укреплены две призмы. Одна призма ребром опирается на подвес 5, имеющий кольцо 4, за которое удерживаются весы при взвешивании. Вторая призма (на рисунке не видна) служит опорой для крюка 6, к которому подвешивается снегозаборник. Для уравнивания весов служит свободно передвигающийся по рейке 1 передвижной груз 2, через круглое отверстие которого видна шкала. На нижней скошенной кромке отверстия имеется риска, служащая указателем для отчета по шкале весов при их уравнивании. Равновесие весов определяется по совпадению стрелки 3, укрепленной на рейке 1, с риской под прямоугольным окном подвеса 5.

Контроль нуля весов осуществляют при уравнивании их снегозаборником с пустым цилиндром. При этом указатель (риска) на гире должен совпадать с нулем шкалы, в противном случае в показания весов вводят поправку на смещение нуля.

Измерения с помощью снегомера производят в следующем порядке. Проверяют показания весов при взвешивании пустого снегозаборника (эти показания с обратным знаком принимают за поправку при дальнейшем взвешивании). Снимают снегозаборник и, открыв крышку, отвесно погружают его режущей кромкой в снег.

Если снежный покров меньше 60 см, то, погрузив цилиндр в снег до соприкосновения его нижнего края с поверхностью почвы, отсчитывают высоту снежного покрова по шкале цилиндра (для контроля перед взятием пробы толщину снежного покрова определяют также с помощью переносной рейки). Затем закрывают крышку и лопаткой, входящей в комплект снегомера, счищают снег с одной стороны заборника, аккуратно подсовывают ее под режущий край так, чтобы весь снег, заключенный в цилиндре, там остался. Не отнимая лопатки, вынимают заборник из снега и переворачивают его крышкой книзу.

Очищают заборник от приставшего снаружи снега, подвешивают его за дужку к крючку весов (став спиной к ветру) и, держа в руке весы за кольцо, взвешивают заборник со снегом; результат записывают (число делений шкалы весов).

Расчет плотности снега определяется по массе и объему его пробы. Масса взятой пробы равна $5n$, где n – число делений, отсчитанных по шкале весов, а объем составляет $50 h \text{ см}^3$, где h – отсчет по шкале заборника глубины его погружения при взятии пробы. Отсюда плотность снега d равна:

$$d = \frac{5n}{50h} = \frac{n}{10h}.$$

Если снежный покров больше 60 см, весь столб снега вырезают последовательно в несколько приемов. Для определения плотности в этом случае значение h равно сумме всех отсчетов высот при взятии проб; n – сумма всех отсчетов по весам. При снегомерных съемках плотность снега измеряют через каждые 20 замеров высоты снежного покрова.

Весовым снегомером можно определить не только плотность снега, но и запасы воды в снегу. Эти запасы будут равны числу делений на весах (n). Убедиться в этом не трудно. Вес снега ($5 n$) одновременно будет и весом воды, полученной из взятой пробы снега и, следовательно, объемом ее ($5 n \text{ см}^3$). Зная объем воды ($5 n \text{ см}^3$) и приемную площадь цилиндра ($5 n \text{ см}^2$) можно рассчитать высоту слоя воды в мил-

лиметрах. Для этого 5 н см^3 делим на 50 см^2 и для перевода в миллиметры умножаем на 10. Таким образом, высота слоя воды в миллиметрах будет $\frac{5n10}{50}$ равна n . Следовательно, число делений на весах, отсчитанное при взвешивании пробы, одновременно соответствует высоте слоя воды в миллиметрах, который образовался бы при таянии снега.

Если известен запас воды в снеге в миллиметрах, можно рассчитать, сколько воды в тоннах или кубических метрах имеется на площади в 1 га. Для этого число делений на весах умножают на 10. Например, весы показывают 20 делений, значит запас воды в снеге на гектаре составит 200 м^3 или 200 т.

4.3. Обработка полевого материала

Цель обработки полевого материала – оценить надежность полученных данных. Для этого должны быть статистически обработаны ряды (наблюдения, замеры) по:

- высоте снежного покрова;
- его плотности;
- запасу воды в снеге.

Основные статистики таковы [5, 6, 9]:

M – *среднее значение признака* (среднее арифметическое значение), где n – число наблюдений (замеров, x) (сумму значений признака (x) делят на число наблюдений (замеров))

$$M = \frac{\sum x}{n},$$

σ – *среднее квадратичное отклонение* – это среднее отклонение отдельных вариантов ряда от среднего значения данного признака

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum x^2}{n-1}},$$

где x – отклонение от средней,
 n – число наблюдений.

Оно характеризует степень рассеяния ряда, степень колеблемости значений признака вокруг его среднего значения. Чем больше величина среднего квадратического отклонения, тем, при одних и тех же

средних значениях признака, больше разбросанность отдельных значений признака. По величине среднего значения признака и величине среднего квадратического отклонения можно определить возможное наибольшее и возможное наименьшее значение признака, которые от среднего значения признака отличаются на тройную величину среднего квадратического отклонения σ . Показателями степени надежности вывода являются коэффициент или показатель достоверности t .

Коэффициент достоверности t :	1	1,65	2	2,58	3	3,29
Вероятность правильности вывода:	0,68	0,90	0,95	0,99	0,997	0,999

При $t = 1$ мы можем утверждать, что в 68 % случаев из 100 % всех возможных наше заключение оправдается; при $t = 2$ можно утверждать, что в 95 % случаев из 100 % возможных наш вывод соответствует действительности и возможность ошибочного заключения составляет всего 5 % из 100 % возможных случаев (пятипроцентная точность заключения); при $t = 3$ наш вывод достоверен, так как возможность ошибочного заключения составляет всего 0,3 % из 100 % возможных случаев, что приемлемо даже при строгих научных выводах.

Значения признака, отклоняющиеся от среднего более, чем на тройную величину среднего квадратического отклонения, из обработки следует исключить, как принадлежащие к другой совокупности.

В практических целях для оценки предельных значений признака в совокупности среднее квадратическое отклонение можно брать не с предельным коэффициентом $t = 3$, а с коэффициентом $t = 2,6$ – при этой оценке предельных значений в 99 % случаев из 100 % возможных действительные крайние значения не выйдут за пределы вычисленных для них границ $M \pm 2,6 \sigma$. Этот второй прием оценки колебаний признака пригоден и для научных целей, так как возможность ошибочного заключения составляет всего 1 %.

m_x – ошибка среднего значения. Она определяется по формуле

$$m_x = \frac{\sigma}{\sqrt{n}},$$

где σ – среднее квадратичное отклонение;
 n – число наблюдений.

C, V – коэффициент изменчивости – это среднее квадратическое отклонение, выраженное в процентах от среднего значения признака:

$$C, V = \frac{100\sigma}{M}.$$

Он характеризует те же свойства совокупности, что и среднее квадратическое отклонение, и представляет средний процент отклонения вариант ряда от их среднего значения. Наибольшее возможное отклонение равно $\pm 3 C, V \%$.

На основании величины коэффициента изменчивости можно установить характеристику изменчивости по следующей схеме:

Коэффициент изменчивости:	до 5 %	6–10 %	11–20 %	21–50 %	больше 50 %
Степень изменчивости:	слабая	умеренная	значительная	большая	очень большая

P – точность опыта или процент ошибки наблюдения – это процент расхождения между генеральной и выборочной средней, который вычисляется по формуле

$$P = \frac{C}{\sqrt{n}} = \frac{100m_x}{M}.$$

Точность опыта P показывает, на сколько процентов можно ошибиться, если утверждать, что генеральная средняя равна полученной выборочной средней.

При научных исследованиях точность опыта принимается обычно равной 5–7 %.

В качестве примера приведем методику статистической обработки основных характеристик снежного покрова [1, 2, 5, 6, 7, 10]. Полевые замеры выполнены в начале апреля 2010 г. на вырубке около оз. Песчаное (пос. Северка) и сведены в табл. 10, 11.

При характеристике среднего значения (M) обычно указывают и его ошибку (m_x). В нашем примере средняя высота снежного покрова должна писаться так $81 \pm 1,18$ см.

Отметим, что все характеристики снежного покрова статистически достоверны и получены с высокой точностью (P не превышает 2 %).

Таблица 10

Характеристика снежного покрова

Число замеров	Высота снежного покрова, h, см	Число делений на весах, n	Плотность снега, d, г/см ³	Запас воды в снеге, мм
1	70	170	0,243	170
2	86	210	0,244	210
3	83	181	0,218	181
4	75	180	0,240	180
5	85	170	0,200	170
6	82	195	0,237	195
7	83	198	0,239	198
8	86	200	0,233	200
9	83	210	0,253	210
10	85	200	0,235	200
11	80	166	0,208	166
12	81	199	0,246	199
13	80	191	0,239	191
14	75	181	0,241	181
15	81	187	0,231	187
Среднее (M)	81	189	0,234	189,2

Таблица 11

Основные статистические показатели характеристики снежного покрова

Число замеров, n	Снежный покров		Плотность снега, г/см ³	Отклонение от среднего, x	Отклонение в квадрате, x ²	Запас воды в снеге, мм	Отклонение от среднего, x	Отклонение в квадрате, x ²
	высота, h, см	отклонение от среднего, x						
1	70	11	0,24	0,01	0,0001	170	19	361
2	86	5	0,24	0,01	0,0001	210	21	441
3	83	2	0,22	0,01	0,0001	181	8	64
4	75	6	0,24	0,01	0,0001	180	9	81
5	85	4	0,20	0,03	0,0009	170	19	361
6	82	1	0,24	0,01	0,0001	195	6	36
7	83	2	0,24	0,01	0,0001	198	9	81
8	86	5	0,23	0	0	200	11	121
9	83	2	0,25	0,02	0,0004	210	21	441
10	85	4	0,24	0,01	0,0001	200	11	121
11	80	1	0,21	0,02	0,0004	166	23	529
12	81	0	0,25	0,02	0,0004	199	10	100
13	80	1	0,24	0,01	0,0001	191	2	4
14	75	6	0,24	0,01	0,0001	181	8	64
15	81	0	0,23	0	0	187	2	4
n = 15 $\sqrt{n} = 3,87$	Среднее M = 81	-	Среднее M = 0,23	-	Сумма x ² $\sum \sigma^2 = 0,0030$	Среднее M = 189	-	Сумма x ² $\sum \sigma^2 = 2809$
	$\sigma = \sqrt{\frac{\sum x^2}{n-1}} = \sqrt{\frac{290}{14}} = \sqrt{20,71} = 4,25 \text{ см}$ $m_x = \frac{\sigma}{\sqrt{n}} = \frac{4,55}{3,87} = 1,18 \text{ см}$ $C, V = \frac{100\sigma}{M} = \frac{455}{81} = 5,6 \%$ $P = \frac{C, V}{\sqrt{n}} = \frac{5,6}{3,87} = 1,45 \%$		$\sigma = \sqrt{\frac{0,0030}{14}} = 0,015 \text{ г/см}^3$ $m_x = \frac{0,015}{3,87} = 0,004 \text{ г/см}^3$ $C, V = \frac{1,5}{0,23} = 6,5 \%$ $P = \frac{6,5}{3,87} = 1,68 \%$			$\sigma = \sqrt{\frac{2809}{14}} = \sqrt{200,6} = 14,2 \text{ мм}$ $m_x = \frac{14,2}{3,87} = 3,67 \text{ мм}$ $C, V = \frac{1420}{189} = 7,5 \%$ $P = \frac{7,5}{3,87} = 1,94 \%$		

Для общей характеристики снежного покрова изучаемого года, ее сравнивают с многолетним рядом наблюдений. Так сделаем и мы. Для сравнения приведем характеристики снежного покрова за 18-летний период наблюдений по району работ (табл. 12) [9].

Таблица 12

Характеристика снежного покрова
(данные за 18 лет по Чиндяеву, 1995)

Статистики	Мощность (высота), см	Плотность, г/см ³	Запас воды, мм
M	52,0	0,188	96,8
m _x	3,5	0,001	7,3
C, V	28,7	30,5	31,5
P, %	6,8	7,3	75

Оказалось, что снежный покров в 2010 г. был и аномально высоким (81 см против 52 см или более 156 %) и существенно более плотным (0,230 г/см³ и 0,188 или 122 %), и содержал в себе более чем вдвое больше воды (198 мм и 96,8 или 204,5 %), т. е. и по этому показателю также был аномальным.

Контрольные вопросы

1. Снежно-ледовые образования, их виды.
2. Методика измерения снежного покрова.
3. Методика измерения плотности снега.
4. Основные статистические показатели при обработке данных, способы их расчета.

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бабилов, Б. В. Гидротехнические мелиорации лесных земель : учебник для вузов / Б. В. Бабилов. – Москва : Экология, 1993. – 224 с.
2. Чиндяев, А. С. Гидросфера Земного шара : учебное пособие / А. С. Чиндяев, М. А. Маевская, И. А. Иматова. – Екатеринбург : УГЛТУ, 2010. – 282 с.
3. Гледко, Ю. А. Гидрогеология : учебное пособие / Ю. А. Гледко. – Минск : Высшая школа, 2012. – 446 с.
4. Голицын, А. Н. Инженерная геоэкология : учебник для студентов / А. Н. Голицын. – Москва : Оникс, 2007. – 363, [2] с.
5. Дворецкий, М. Л. Практическое пособие по вариационной статистике / М. Л. Дворецкий. – Йошкар-Ола, Поволжск. лесотехн. ин-т, 1961. – 100 с.
6. Зайцев, Г. Н. Математическая статистика в экспериментальной ботанике / Г. Н. Зайцев. – Москва : Наука, 1984. – 484 с.
7. Михайлов, В. Н. Гидрология : учебник для вузов / В. Н. Михайлов, С. А. Добролюбов. – Москва ; Берлин : Директ-Медиа, 2017. – 753 с.
8. Решетько, М. В. Основы гидравлики, гидрологии и гидрометрии: учебное пособие / М. В. Решетько. – Томск : ТПУ, 2015. – 193 с.
9. Чиндяев, А. С. Лесоводственная эффективность осушения болотных лесов Среднего Урала : монография / А. С. Чиндяев. – Екатеринбург : УГЛТА, 1995. – 185 с.
10. Чиндяев, А. С. Учение о гидросфере : методические указания к выполнению лаборат.-практ. работ для студентов ЛХФ, обучающихся по направлению 511100 «Экология и природопользование», специальности 020802 «Природопользование» / А. С. Чиндяев, А. В. Горяева. – Екатеринбург : УГЛТУ, 2009. – 51 с.

Учебное издание

Григорьева Алена Викторовна

ГИДРОЛОГИЯ
(учение о гидросфере)

ISBN 978-5-94984-861-6



Редактор Р. В. Сайгина
Оператор компьютерной верстки Е. Н. Дунаева

Подписано в печать 04.04.2023. Формат 60x84/16.

Бумага офсетная. Цифровая печать.

Уч.-изд. л. 3,34. Усл. печ. л. 4,18.

Тираж 300 экз. (1-й завод 36 экз.).

Заказ № 7627

ФГБОУ ВО «Уральский государственный лесотехнический университет».

620100, Екатеринбург, Сибирский тракт, 37.

Редакционно-издательский отдел. Тел. 8 (343) 221-21-44.

Типография ООО «ИЗДАТЕЛЬСТВО УЧЕБНО-МЕТОДИЧЕСКИЙ ЦЕНТР УПИ».

620062, РФ, Свердловская область, Екатеринбург, ул. Гагарина, 35а, оф. 2.

Тел. 8 (343) 362-91-16.