

МИНИСТЕРСТВО СЕЛЬСКОГО ХОЗЯЙСТВА
И ПРОДОВОЛЬСТВИЯ РЕСПУБЛИКИ БЕЛАРУСЬ

ГЛАВНОЕ УПРАВЛЕНИЕ ОБРАЗОВАНИЯ, НАУКИ И КАДРОВ

Учреждение образования
«БЕЛОРУССКАЯ ГОСУДАРСТВЕННАЯ
ОРДЕНОВ ОКТЯБРЬСКОЙ РЕВОЛЮЦИИ
И ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
СЕЛЬСКОХОЗЯЙСТВЕННАЯ АКАДЕМИЯ»

Учреждение образования
«БРЕСТСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ
ТЕХНИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ»

ИНЖЕНЕРНАЯ ГИДРОЛОГИЯ И РЕГУЛИРОВАНИЕ СТОКА

ОБЩАЯ ГИДРОЛОГИЯ И ГИДРОМЕТРИЯ

*Рекомендовано учебно-методическим объединением
по образованию в области сельского хозяйства
в качестве учебно-методического пособия для студентов
учреждений, обеспечивающих получение высшего образования
I ступени по специальности 1-74 05 01 Мелиорация и водное
хозяйство*

Горки
БГСХА
2021

УДК 532.5(075.8)

ББК 26.22я73

И62

*Рекомендовано методической комиссией
мелиоративно-строительного факультета 27.01.2020 (протокол № 5)
и Научно-методическим советом БГСХА 29.01.2020 (протокол № 5)*

Авторы:

доктор географических наук, профессор *А. А. Волчек*;
кандидат технических наук, профессор *П. В. Шведовский*;
кандидат технических наук, доцент *Ан. А. Волчек*;
кандидат технических наук, доцент *Н. Н. Шешко*;
доктор сельскохозяйственных наук, профессор *В. И. Желязко*;
кандидат сельскохозяйственных наук, доцент *В. М. Лукашевич*;
старший преподаватель *И. А. Левиунов*

Рецензенты:

доктор геолого-минералогических наук, профессор,
член-корреспондент НАН Беларуси *М. А. Богдасаров*;
кандидат технических наук, доцент *А. С. Анженков*;
главный инженер РУП «Белгипроводхоз» *А. В. Яцухно*

И62 Инженерная гидрология и регулирование стока. Общая гидрология и гидрометрия: учебно-методическое пособие /
А. А. Волчек [и др.]. – Горки : БГСХА, 2021. – 152 с.
ISBN 978-985-882-052-7.

В пособии содержатся сведения по определению основных гидрологических характеристик статистическими методами, даны методики построения гидрографов стока и их расчет, приведены закономерности формирования максимального стока на реках и водотоках, рассматриваются русловые процессы, методы их прогнозирования, уровенный режим. Приведены основные сведения по гидрометрии, методы и способы определения уровней воды, скоростей течения и расходов воды и наносов. Описаны приборы и оборудование, необходимые для проведения гидрометрических изысканий.

Для студентов учреждений, обеспечивающих получение высшего образования I ступени по специальности 1-74 05 01 Мелиорация и водное хозяйство.

Пособие может представлять определенный интерес для специалистов в области водохозяйственного строительства, гидромелиорации, экологии, преподавателей вузов, аспирантов и студентов специальностей строительства автомобильных дорог, водохозяйственных объектов, а также специальностей, связанных с природопользованием и природообустройством.

УДК 532.5(075.8)

ББК 26.22я73

ISBN 978-985-882-052-7

© УО «Белорусская государственная
сельскохозяйственная академия», 2021

ВВЕДЕНИЕ

Данное учебно-методическое пособие включает в себя сведения по общей гидрологии и гидрометрии – одному из основных разделов, изучаемых в курсе «Инженерная гидрология и регулирование стока».

Гидрология – наука о гидросфере Земли, о протекающих в ней процессах. В гидрологии рассматриваются многообразные условия и формы движения воды, начиная с ее паров, капель дождя и снега в атмосфере и кончая огромными скоплениями водных масс в морях и океанах. В такой географической и геофизической постановке гидрологию изучают студенты всех технических университетов.

Специалисты же строительного профиля изучают инженерную гидрологию. Практической целью данной отрасли науки является разработка методов рационального использования гидрологических процессов в технической и хозяйственной деятельности человека. Строителей транспортных сооружений интересуют в основном водные потоки на суше, поэтому им необходимы знания по гидрологии рек.

Гидрометрия – раздел гидрологии, включающий методы наблюдения и измерения гидрологических характеристик потоков. В гидрометрии рассматриваются и приборы для измерений уровней свободной поверхности воды, глубин водных потоков, их скоростей и других характеристик.

Гидрологию и гидрометрию объединяет общность цели (гидрологическое обоснование транспортных сооружений) и объект изучения – водные потоки на поверхности земли.

С древнейших времен наличие источников воды было непременным условием для поселения людей. По мере развития человечества постоянно расширялась сфера их использования. Пассивные формы использования водных потоков впоследствии сменились активным воздействием человека на них.

Накопленные по результатам наблюдений знания позволяли еще за тысячи лет до нашей эры создавать достаточно крупные мосты, акведуки, виадуки и другие транспортные и гидротехнические сооружения.

Однако вода была не только непременным условием существования человека, но и являлась причиной бедствий, когда ее было слишком много (наводнения) или слишком мало (засухи). Поэтому уже в глубокой древности велись наблюдения за режимом рек и водоемов, осуществлялись попытки предсказания их изменений. Ярким примером являются тысячелетние наблюдения древних египтян за уровнем воды в Ниле.

Начало развития в странах СНГ гидрологии и гидрометрии как основы строительства гидротехнических сооружений относится ко временам Петра I, когда были построены Вышневолоцкая и Березинская водные системы. С тех пор стали производиться систематические наблюдения за режимом отдельных рек и озер, возникли первые гидрометрические посты. Решению многих задач гидравлики и гидромет-

рии посвятил свои работы гениальный русский ученый М. В. Ломоносов (1711–1765). Однако гидрометрическая сеть развивалась медленно и охватила лишь главные реки европейской части. В 60-х гг. прошлого века была решена сложнейшая задача создания разветвленной сети гидрометеорологических и гидрологических станций для постоянных наблюдений за водным режимом. К сожалению, в последнее время гидрологическая сеть претерпела существенные сокращения и имеет минимальное количество станций для объективного решения гидрологических задач.

Большой вклад в развитие гидрологии и гидрометрии внесли Н. С. Лелявский, В. М. Лохтин, А. И. Воейков, В. Г. Глушков, Д. И. Кочерин и др.

Потребность в изучении гидрологического режима водотоков Беларуси начала ощущаться уже в начале XVIII в. Этому способствовало и ее географическое положение на водоразделе двух морей – Балтийского и Черного, а также наличие таких крупных рек, как Западная Двина, Неман, Днепр, Березина, Сож и Припять, издавна служивших водными путями. В XVIII в. было положено начало организации сети водомерных постов на реках Беларуси. В начале XIX в. с развитием судоходства на внутренних водных путях возрос интерес к изучению колебания уровня воды в реках. В 1818 г. Управлением водяными и сухопутными сообщениями дается предписание об обязательных ежедневных измерениях уровней воды на всех водных системах. Развитие различных видов транспорта, сопровождавшееся ростом мостостроения на шоссейных и железных дорогах, необходимостью улучшения судоходных условий рек, вызвало в 70-х гг. XIX в. создание довольно обширной сети постоянно действующих водомерных постов, главным образом на судоходных реках и каналах.

Современная гидрологическая сеть Департамента по гидрометеорологии Беларуси состоит из 93 гидрологических постов на реках и 14 гидрологических постов на озерах и водохранилищах.

Изучив настоящий курс, будущий инженер сможет овладеть методикой измерения и прогнозирования характеристик водных потоков и методами расчета сооружений на них на основе глубокого понимания физики явления, т. е. разработать гидрологическое обоснование для гидравлических расчетов, определяющих технологию и сроки возведения сооружений, особенности эксплуатации сооружений.

Особо следует отметить роль гидрологии и гидрометрии в обеспечении *обратной связи*, т. е. прогноза влияния дорожно-мостовых и аэродромных сооружений на водотоки и водную среду, на прилегающую территорию. Такой прогноз позволяет оценить последствия воздействия размывов русел и их заиления, плановых деформаций в долинах рек, опасность для земельного фонда развития процессов оврагообразования, затопления и заболачивания территорий и разработать меры по их ограничению и предотвращению.

1. ОБЩАЯ ГИДРОЛОГИЯ

1.1. Круговорот воды в природе и водные ресурсы Земли

Важнейшей особенностью природных условий Земли является глобальный круговорот воды. Он осуществляется в глобальном, региональном и местном масштабе. Обмен веществом и энергией служит основой единства природы, обеспечивает возобновление части природных ресурсов и играет решающую экологическую роль.

Распределение суши и воды на земном шаре. Площадь поверхности Земли составляет 510 млн. км². Из этой площади водами Мирового океана покрыто 361 млн. км² (71 %), а площадь суши составляет 149 млн. км² (29 %). В северном полушарии соотношение воды и суши – 61:39, в южном – 81:19. Таким образом, более 2/3 поверхности нашей планеты покрыто водной оболочкой.

Общая площадь водных объектов на поверхности суши (ледников, озер, водохранилищ, рек, болот) составляет около 20 млн. км², или 15 % площади суши. Если не учитывать ледники, то на оставшиеся водные объекты суши приходится всего 5,9 млн. км² (4 %) площади суши. В общем случае в состав водных ресурсов входят воды рек, озер, каналов, водохранилищ, морей и океанов, почвенная влага, подземные воды, льды горных и полярных ледников, водяной пар атмосферы. Мировые водные ресурсы оцениваются в $1390 \cdot 10^6$ км³, при этом на долю Мирового океана приходится 96,4 % (табл. 1.1).

На современном уровне развития производительных сил не все виды ресурсов могут быть использованы в широких масштабах. Поэтому в настоящее время практическое значение имеют лишь водные ресурсы поверхностных вод, почвенная влага и подземные воды.

Изменение количества воды на Земле. За всю историю Земли, по мнению геологов, в результате дегазации мантии выделялось в среднем не более 0,5–1,0 км³ воды в год. Полагают, что и в настоящее время из недр Земли поступает приблизительно столько же воды. С метеоритами и космической пылью на Землю ежегодно попадает около 0,5 км³ воды. Приблизительно в космическое пространство рассеивается столько же. В процессе фотосинтеза растения разлагают около 225 км³ воды в год. Эти объемы невелики и поэтому в течение достаточно длительного по геологическим меркам отрезка времени количество воды на Земле остается постоянным (табл. 1.1).

С течением времени происходит периодическое перераспределение воды в самой гидросфере, причем главными элементами являются Мировой океан и ледники. В межледниковые периоды ледники тают и увеличивается объем океана, в ледниковый период – наоборот.

Таблица 1.1. Запасы воды на Земле

Виды природных вод	Площадь		Объем, тыс. км ³	Доля в мировых запасах, %		Средний период условного возобновления запасов воды
	млн. км ²	% от площади суши		от общих запасов воды	от запасов пресных вод	
Вода на поверхности литосферы						
Мировой океан	361	—	1 338 000	96,4	—	2 650 лет
Ледники и постоянный снежный покров	16,3	11	25 800	1,86	70,3	9 700 лет
Озера	2,1	1,4	176	0,013	—	17 лет
В т. ч. пресные	1,2	0,8	91	0,007	0,25	—
Водоохранилища	0,4	0,3	6	0,0004	0,016	52 дня
Вода в реках	—	—	2	0,0002	0,005	19 дней
Вода в болотах	2,7	1,8	11	0,0008	0,03	5 лет
Вода в верхней части литосферы						
Подземные воды	—	—	23 400	1,68	—	1 400 лет
В т. ч. пресные	—	—	10 530	0,76	28,7	—
Подземные льды зоны многолетнемерзлых пород	2,1	14	300	0,022	0,82	10 000 лет
Вода в атмосфере и в организмах						
Вода в атмосфере	—	—	13	0,001	0,04	8 дней
Вода в организмах	—	—	1	0,0001	0,003	Несколько часов
Общие запасы воды						
Общие запасы воды	—	—	1 388 000	100	—	—
В т. ч. пресной	—	—	36 700	2,64	100	—

За последние 18 тыс. лет уровень Мирового океана повысился примерно на 100 м, что соответствует приращению воды 35,5 млн. км³ (28 %). В последние 5–6 тыс. лет его уровень в целом стабилизировался при небольшой тенденции к повышению (табл. 1.2, 1,3).

Круговорот воды на земном шаре – основная особенность гидросферы Земли в целом. Круговорот воды создает основной механизм перераспределения на Земле вещества и энергии, объединяет в единое целое не только водные объекты, но и разные части планеты (рис. 1.1).

Физической причиной круговорота воды на земном шаре служат солнечная энергия и сила тяжести. *Солнечная энергия* – это причина нагревания и последующего испарения воды. Неравномерное распределение по Земле солнечной энергии приводит к неравномерному распределению атмосферного давления, вызывает воздушные потоки – ветры, переносящие испарившуюся влагу – водяной пар – и создаю-

щие ветровые течения в океане. *Сила тяжести* вынуждает сконденсировавшуюся в атмосфере при благоприятных условиях влагу выпадать в виде атмосферных осадков, а также все поверхностные и подземные воды стекать сначала к дренирующим местность рекам, а в конечном счете к океану. Естественно, что стекание вод под действием силы тяжести объясняется наклоном поверхности Земли и слоев в земной коре, что, в свою очередь, создается тектоническими и геоморфологическими процессами.

Таблица 1.2. Изменение объема водных объектов на Земле за последнее столетие

Водные объекты	Изменение объема вод			
	общее, тыс. км ³	км ³ /год	в пересчете на изменение уровня Мирового океана	
			общее, см	мм/год
Озера	-4,79	-63	1,29	0,17
Подземные воды	-10,34	-13,6	2,89	0,38
Ледники Антарктиды	-23,94	-315	6,61	0,87
Ледники Гренландии	-6,23	-8,2	1,75	0,23
Ледники арктических островов	-0,91	-12	0,23	0,03
Горные ледники	-0,23	-3	0,08	0,01
Водохранилища	5,24	69	-1,44	-0,19
Мировой океан	41,19	542	11,40	1,50

Таблица 1.3. Средний годовой водный баланс Земли, тыс. км³/мм

Осадки X	Испарение E	Сток				
		речной Y_p	ледниковый Y_l	весь пов. $Y = Y_p + Y_l$	подземный ω	сумма $Y + \omega$
Весь земной шар ($A = 510$ млн. км²)						
$\frac{577}{1130}$	$\frac{577}{1130}$	-	-	-	-	-
Мировой океан ($A = 361$ млн. км²)						
$\frac{458}{1270}$	$\frac{505}{1400}$	$\frac{41,7}{116}$	$\frac{3,0}{8}$	$\frac{44,7}{124}$	$\frac{2,2}{6}$	$\frac{47,0}{130}$
Суша ($A = 149$ млн. км²)						
$\frac{119}{800}$	$\frac{72}{485}$	$\frac{41,7}{280}$	$\frac{3,0}{20}$	$\frac{44,7}{300}$	$\frac{2,2}{15}$	$\frac{47,0}{315}$
В том числе:						
Область внешнего стока, $A = 119$ млн. км²						
$\frac{110}{924}$	$\frac{63}{529}$	$\frac{41,7}{350}$	$\frac{3,0}{25}$	$\frac{44,7}{376}$	$\frac{2,2}{19}$	$\frac{47,0}{395}$
Область внешнего стока, $A = 30$ млн. км²						
$\frac{9}{300}$	$\frac{9}{300}$	-	-	-	-	-

Главный водораздел земного шара делит всю сушу на два склона:

первый – со стоком рек в Атлантический и Северный Ледовитый океаны (60 % площади суши). Второй – со стоком рек в Тихий и Индийский океаны (40 %). Главный водораздел проходит по Южной и Северной Америке от мыса Горн по Андам, Скалистым горам до Берингова пролива, по восточному нагорью Азии, пересекает его в широтном направлении, а затем продолжается вдоль восточной окраины Африки и ее южной оконечности. К бассейну Северного Ледовитого океана относится 15 % всей площади суши, Атлантического – 34, Тихого – 17 %, Индийского – 14 %.

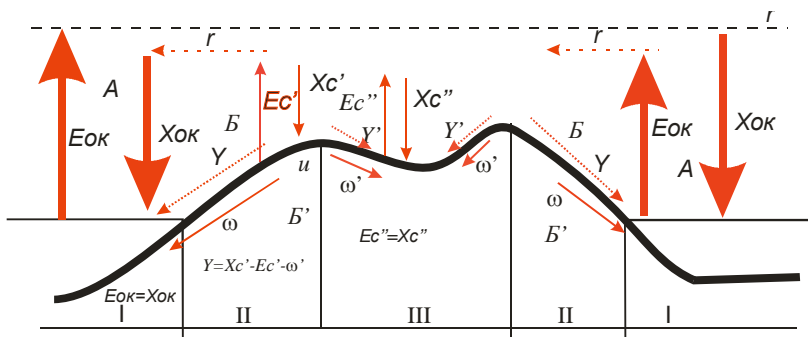


Рис. 1.1. Схема глобального круговорота воды:

A – океаническое звено; *B* – материковое звено с поверхности; *B'* – материковое звено подземное; *I* – океан ($E_{ок}$ – испарение, $X_{ок}$ – осадки); *II* – области внешнего стока суши (E_c' – испарение, X_c' – осадки, Y – поверхностный сток, ω – подземный сток); *III* – область внутреннего стока суши (E_c'' – испарение, X_c'' – осадки, Y' – поверхностный сток; ω' – подземный сток); r – перенос влаги в атмосфере; u – влагообмен между поверхностными и подземными водами

Важной характеристикой внутриматерикового влагообмена служит коэффициент влагооборота

$$K_{вл} = \frac{X}{X_A} = 1 + \frac{EL}{2ua}, \quad (1.1)$$

где E – испарение с рассматриваемого участка суши;

L – длина участка;

u – средняя скорость воздушного потока;

a – среднее влагосодержание воздуха.

Значения коэффициента влагооборота для различных материков приведены в табл. 1.4.

Интенсивность внешнего водообмена весьма приблизительно харак-

теризуется с помощью коэффициента условного водообмена $K_{\text{в}}$:

$$K_{\text{в}} = \frac{Y_1 + W_1 + X}{V} = \frac{Y_2 + W_2 + E}{V}, \quad (1.2)$$

где Y_1 – приток поверхностных вод;

W_1 – приток подземных вод;

X – осадки;

Y_2 – отток поверхностных вод;

W_2 – фильтрация;

E – испарение;

V – средний объем вод в объекте.

Таблица 1.4. Значения коэффициента влагооборота

Материк	Европа	Азия	Африка	Северная Америка	Южная Америка	Австралия
$K_{\text{вл}}$	1,42	1,62	1,42	1,65	1,68	1,14

Таким образом, $K_{\text{в}}$ показывает, сколько раз в году сменяются воды в водном объекте. Величина, обратная коэффициенту условного водообмена, называется *периодом условного водообмена, или периодом условного возобновления вод*:

$$\tau_{\text{в}} = \frac{1}{K_{\text{в}}}. \quad (1.3)$$

Важной задачей современной гидрологии является оценка влияния хозяйственной деятельности на процессы круговорота воды и водные ресурсы.

1.2. Водные ресурсы Республики Беларусь

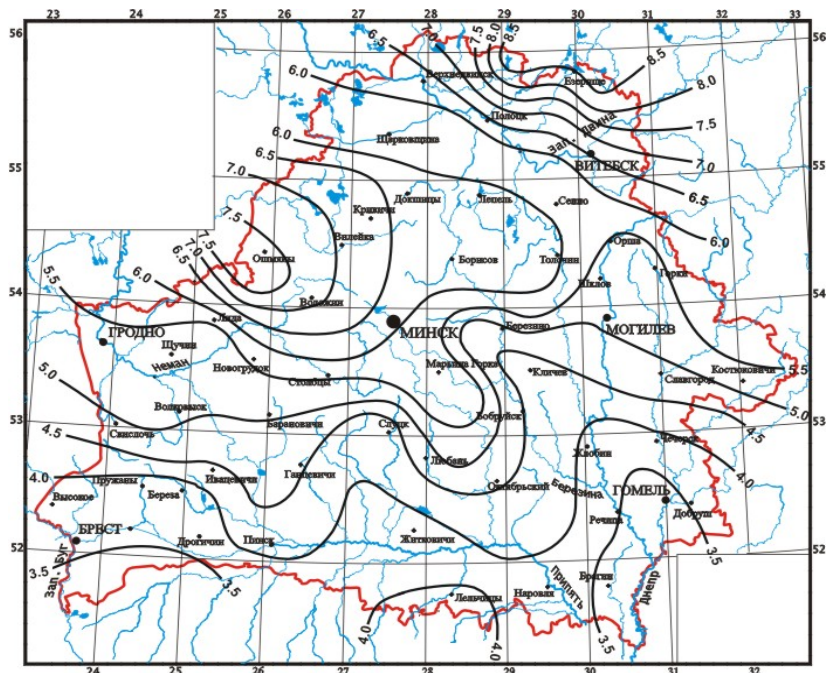
В течение последних десяти лет водные ресурсы страны были подвержены трансформации в силу воздействия естественных и антропогенных факторов на сток. Поверхностные водные ресурсы Беларуси по бассейнам основных рек приведены в табл. 1.5.

Установлено, что современные климатические изменения и антропогенные воздействия внесли определенные изменения в водный режим рек Беларуси. Годовой сток малых рек в южной и юго-западной частях Беларуси увеличился, в северо-западной части незначительно уменьшился.

Таблица 1.5. Естественные ресурсы речных вод по бассейнам основных рек Беларуси

Речной бассейн	Речной сток, км ³ /год									
	местный					общий				
	Обеспеченность, %					Обеспеченность, %				
	5	25	50	75	95	5	25	50	75	95
Западная Двина	10,6	7,8	6,9	5,5	4,4	22,3	16,4	14,1	11,6	9,0
Неман	8,0	6,7	6,2	5,4	4,9	8,1	6,8	6,3	5,5	5,0
Вилия	2,9	2,4	2,1	1,8	1,4	2,9	2,4	2,1	1,8	1,4
Западный Буг	2,8	1,6	1,3	0,9	0,7	2,8	1,6	1,3	0,9	0,7
Припять	11,2	7,6	6,6	5,0	3,5	23,9	16,8	14,4	11,0	8,3
Днепр	16,3	11,8	11,0	9,5	7,8	28,2	20,3	18,7	15,6	13,1
В т. ч.:										
Березина	6,3	5,0	4,5	4,0	3,4	6,3	5,0	4,5	4,0	3,4
Сож	4,9	3,4	3,0	2,4	1,8	10,6	7,6	6,6	5,4	4,4
В целом по Беларуси	51,8	37,9	34,1	28,1	22,7	88,2	64,3	56,9	46,4	37,5

На рис. 1.2 дана карта среднего годового стока рек Беларуси.

Рис. 1.2. Карта среднего годового стока рек Беларуси, л/(с · км²)

Внутригодовое распределение стока выразилось в уменьшении стока весеннего половодья и увеличении зимнего и летне-осеннего видов стока воды большинства рек Беларуси.

Практически на всей территории Беларуси произошли существенные уменьшения максимального стока в весенний период. Это обусловлено, в первую очередь, климатическими процессами, выраженными увеличением числа и продолжительности оттепелей в зимний период.

Для большинства рек Беларуси отмечается стабильная тенденция увеличения летне-осенних и зимних минимальных расходов воды, при чем на большей части рек градиент изменения стока в зимний период больше, чем в летне-осенний. Минимальный летне-осенний сток малых рек повысился в пределах Полесской низменности, на остальной территории изменений практически не произошло.

На большинстве рек Беларуси выявлена тенденция к росту величины максимальных расходов воды зимних паводков.

Антропогенная нагрузка на речной сток, в основном за счет безвозвратных потерь воды при водопотреблении, не превышает 3 %.

1.3. Факторы формирования поверхностных вод суши

Режим вод суши формируется под влиянием сложного взаимодействия физико-географических факторов. Обычно их подразделяют на две группы: метеорологические и факторы подстилающей поверхности. К основным метеорологическим факторам в первую очередь следует отнести атмосферные осадки и испарение, а также температуру воздуха и почвы, к факторам подстилающей поверхности – гидрогеологическое строение, рельеф, почвенный и растительный покров и морфометрические характеристики реки и ее бассейна.

1.3.1. Атмосферные осадки

Атмосферные осадки являются одним из главных факторов формирования стока рек, они образуются при конденсации водяного пара, содержащегося в атмосфере. Максимальное его количество почти всегда наблюдается у поверхности земли, так как источником атмосферной влаги является подстилающая поверхность. Более того, количество водяного пара находится в прямой зависимости от температуры воздуха, которая, как правило, понижается с высотой.

Количество атмосферных осадков и их распределение по сезонам года изменяется по территории в соответствии с изменением общих

климатических условий. Однако на количество атмосферных осадков в пределах отдельных речных водосборов существенное влияние оказывают их физико-географические условия. Количество осадков в основном зависит от характера рельефа. Определенное влияние на осадки оказывают также лес и большие внутренние водоемы.

Влияние удаленности территории от морей и океанов. Атмосферная влага на территорию Беларуси поступает со стороны Атлантического океана и его морей, поэтому наибольшее количество выпадающих атмосферных осадков убывает с запада на восток.

Влияние рельефа на количество атмосферных осадков заключается в том, что с повышением местности над уровнем моря увеличивается количество осадков вследствие пассивного подъема воздушных масс по наветренным склонам. Поднимающийся по склонам воздух охлаждается, водяные пары, содержащиеся в нем, достигают стадии насыщения, конденсируются и выпадают в виде атмосферных осадков. Закономерность увеличения нормы атмосферных осадков с повышением высоты местности над уровнем моря для территории Беларуси представлены на рис. 1.3.

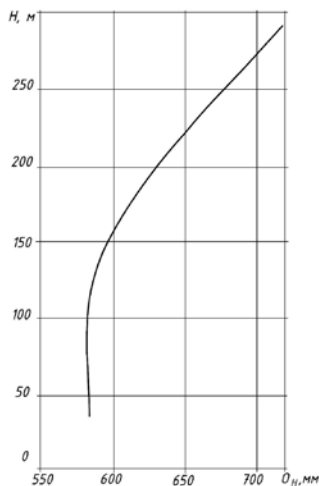


Рис. 1.3. Зависимость нормы атмосферных осадков от высоты местности над уровнем моря

Даже относительно невысокие возвышенности, такие как Белорусская гряда, увеличивают годовые суммы осадков на 100–150 мм. Од-

нако в пределах платообразных возвышенностей увеличения осадков с высотой обычно не прослеживается. Влияние повышения местности над уровнем моря на увеличение осадков особенно значительно в холодный период года, когда уровень конденсации водяных паров расположен ниже.

Влияние леса. Лес оказывает двоякое влияние на количество атмосферных осадков. С одной стороны, он увеличивает количество осадков благодаря восходящему движению воздушных масс над лесом, вызванному различием динамической шероховатости лесных и безлесных территорий. Восходящее движение воздушных масс способствует конденсации водяного пара и выпадению большого количества осадков над лесом. С другой стороны, лес кронами деревьев задерживает часть выпавших на него осадков, которая затем испаряется.

Над лесом жидких осадков выпадает на 10–12 % больше, чем над безлесными участками, и это объясняется тем, что основной фактор, определяющий влияние леса на осадки – динамическая шероховатость. Для твердых осадков увеличение составляет от 3 до 11 %. В целом за годовой период средние многолетние количества осадков на лесных и полевых водосборах в условиях Беларуси различаются примерно на 40–50 мм.

Количество задержанных кронами деревьев осадков зависит от состава и полноты насаждений. Кроны густых еловых насаждений уменьшают количество выпадающих в теплый период года осадков на 25–30 %, смешанных и сосновых лесов – на 15–25 %, лиственных – до 15 %.

Влияние больших внутренних водоемов. Количество атмосферных осадков, выпадающих на большие озера и водохранилища, несколько меньше их количества на прилегающих участках суши. Эта разница в количестве осадков вызывается двумя причинами: термической инверсией над водоемами и различием динамической шероховатости водной поверхности и поверхности окружающей суши. В теплое время года температура воздуха над большими водоемами более низкая, чем над сушей, и возрастает с высотой. Это приводит к опусканию воздушных масс к поверхности воды, увеличению их температуры и удалению от состояния насыщения водяных паров, содержащихся в них, что не способствует образованию осадков.

Уменьшение динамической шероховатости водной поверхности больших водоемов по сравнению с шероховатостью суши также приводит к опусканию воздушных масс над водоемом, увеличению их температуры и удалению от состояния насыщения водяных паров, содержащихся в них.

Уменьшение количества осадков на поверхность больших внутренних водоемов зависит от размеров водоема, характера рельефа и растительности окружающей суши.

Дожди и их влияние на формирование поверхностного стока. Жидкие осадки, выпадая на поверхность земли, смачивают ее, заполняют микропонижения и частично идут на инфильтрацию в почву и испарение. Все эти виды расходования атмосферной влаги с точки зрения формирования поверхностного стока носят название *потерь*. Количество атмосферных осадков, которое идет на потери до появления поверхностного стока, называется *слоем начальных потерь стока*. Слой начальных потерь зависит от типа почвы, ее влажности, объема микропонижений на ней и испарения, поэтому он меняется по времени и в пространстве. В среднем он составляет 15–25 мм.

Стокообразующими являются те дожди, у которых слой осадков будет больше слоя начальных потерь стока. Дожди, выпадающие весной и в начале лета, обычно образуют поверхностный сток, так как слои начальных потерь малы вследствие большой влажности почвы после весеннего таяния снега и относительно малых потерь на испарение. По аналогичным причинам осенние дожди в большинстве районов также образуют поверхностный сток. Дожди, выпадающие летом на сухую почву при относительно высокой температуре воздуха, в основном идут на потери и часто не образуют поверхностного стока. Только те дожди, интенсивность выпадения которых больше интенсивности потерь, вызывают поверхностный сток и формируют дождевые паводки на реках.

На территории Беларуси, где питание рек снеговое, наивысшие расходы дождевых паводков на средних и больших реках меньше максимальных расходов весенних половодий вследствие того, что одновременно дождем орошаются площади, в сотни раз меньшие площадей, занятых снеготаянием. Поэтому максимальные расходы дождевых паводков могут превосходить максимумы весенних половодий только на малых реках с площадью водосборов не более 300–400 км².

Классификация дождей и их особенности. Каждый дождь может быть охарактеризован слоем выпавших осадков (мм), продолжительностью (мин, ч, сут), интенсивностью выпадения (мм/мин, мм/ч) и площадью орошения (км), т. е. той площадью, на которую выпадает дождь. В зависимости от этих характеристик все дожди могут быть подразделены на следующие типы: ливни, ливневые дожди и обложные дожди.

Ливни – короткие и интенсивные дожди продолжительностью не более 2–4 ч и средней интенсивностью не менее 10–20 мм/ч, отлича-

ются большой пестротой распределения и орошают одновременно, как правило, небольшие территории – площадью до десятков, реже сотен квадратных километров. Ливни могут быть как конвективного, так и фронтального происхождения. Наиболее сильные ливни наблюдаются летом при прохождении холодных фронтов в циклонах умеренных широт, при этом из них за 2–4 ч выпадает 100–150 мм осадков.

Ливневые дожди – длительные и интенсивные дожди продолжительностью от нескольких часов до нескольких суток и средней интенсивностью не менее 2–10 мм/ч, орошают одновременно обширные пространства площадью от десятков тысяч до сотен тысяч квадратных километров. Ливневые дожди продолжительностью до 3–5 сут могут дать слой осадков до 150–200 мм.

Обложные дожди – длительные и малоинтенсивные дожди, продолжительностью от нескольких часов до нескольких суток с равномерной интенсивностью, не превышающей 2 мм/ч, орошают большие площади – десятки и сотни тысяч квадратных километров. Они обычно наблюдаются при прохождении теплых фронтов циклонов преимущественно в осенний период.

Особенностью ливней и ливневых дождей является их переменная интенсивность во времени, причем между интенсивностью за отдельные интервалы времени и продолжительностью этих интервалов существует обратная зависимость: с увеличением продолжительности дождя уменьшается его интенсивность.

Зависимость средней интенсивности (с учетом ее повторяемости) от продолжительности дождей имеет вид

$$a_p = \frac{S_p}{(T + 1)^n}, \quad (1.4)$$

где a_p – интенсивность дождя продолжительностью T и обеспеченностью $p\%$;

S_p – предельная (мгновенная) интенсивность дождя при $T \rightarrow 0$ обеспеченностью $p\%$;

n – показатель редукции интенсивности дождей от продолжительности. Для Беларуси $n = 0,67$.

Интенсивность, продолжительность и время выпадения дождей определяют максимальные расходы и объемы паводочных волн, а также возможность пополнения запасов подземных вод. Так, ливни могут вызвать большие дождевые паводки лишь на малых водотоках с площадями водосборов до 100–200 км², реже до 1000 км² вследствие малых площадей одновременного орошения. Пополнения запасов вод в период выпадения ливней обычно не происходит вследствие малой их

продолжительности. Ливневые дожди могут вызвать катастрофические паводки на всех реках, начиная от малых и кончая большими вследствие одновременного орошения обширных территорий.

В период выпадения длительных ливневых дождей происходит пополнение запасов подземных вод.

Обложные дожди, выпадающие при высокой температуре воздуха и на сильно иссушенную почву, вообще не образуют поверхностного стока и не пополняют запасы подземных вод, так как все выпавшие осадки при таких условиях пойдут на испарение. Обложные дожди, выпавшие в относительно холодный осенний период, вследствие большой площади орошения и их продолжительности пополняют запасы подземных вод и формируют относительно невысокие дождевые паводки на больших и средних реках.

Снежный покров. В климатических условиях Беларуси роль снежного покрова в формировании режима вод суши достаточно велика. Твердые осадки, аккумулирующиеся на поверхности речных водосборов умеренных широт в холодный период года, являются основным источником питания рек этих районов. В весенний период талые воды, стекая в реку, образуют половодье, в течение которого проходит 50–80 % годового стока. Помимо этого, на реках со снеговым питанием максимальные расходы воды весенних половодий являются наибольшими в году. В этот период вследствие инфильтрации талых вод происходит усиленное питание подземных вод. Снежный покров, обладая малой теплопроводностью, уменьшает степень промерзания грунтов и водоемов.

Состояние снежного покрова характеризуется высотой его залегания и плотностью. Эти характеристики позволяют определить запас воды в снеге, его теплопроводность и другие свойства. Количество атмосферных осадков, в том числе и твердых, зависит от физико-географических условий. Высота снежного покрова зависит от количества выпавшего снега, его плотности, рельефа местности и растительности. В зимние месяцы средняя плотность снежного покрова составляет около $0,2 \text{ г/см}^3$, весной – до $0,3 \text{ г/см}^3$.

Снег в зависимости от толщины снежного покрова и плотности может при таянии дать различный слой воды. Запас воды в снеге или льде равен:

$$h_{\text{в}} = \frac{h_{\text{с(л)}} \rho_{\text{с(л)}}}{\rho}, \quad (1.5)$$

где $h_{\text{с(л)}}$ – толщина слоя снега или льда;

$\rho_{с(л)}$ – их плотность;

ρ – плотность воды.

Плотность воды, в свою очередь, определяется как

$$\rho = \rho_0 (1 - \alpha_1 T + \alpha_2 S), \quad (1.6)$$

где T – температура воды, °С;

S – соленость воды, ‰;

ρ_0 – плотность воды при $T = 0$ и $S = 0$;

α_1 и α_2 – параметры.

Запасы воды в снеге в бассейне зависят от величины зимних осадков, в свою очередь определяемой климатическими условиями. Запасы воды в снежном покрове распределяются по площади бассейна обычно неравномерно – в зависимости от высоты местности, экспозиции склонов, неровностей рельефа, влияния растительного покрова и т. д. Запасы воды в снеге определяют с помощью снегомерных съемок и космических снимков.

Таяние снежного покрова начинается при положительном тепловом балансе его поверхности. Основными количественными характеристиками процесса являются интенсивность таяния и его продолжительность. Весеннее снеготаяние можно подразделить на три характерных периода: 1) начальный период (сплошное залегание снежного покрова); 2) период схода основной массы снега (пестрый ландшафт); 3) период конца таяния снега (сход отдельных пятен снега). Каждый период обладает своими особенностями и оказывает различное влияние на формирование элементов весеннего половодья.

Характерной особенностью первого периода является временное удержание талой воды снежным покровом в виде пленочной, подвешенной капиллярной и частично гравитационной воды. В этот период на безлесной местности в среднем стает около 30 % снегозапасов, имевшихся к началу таяния. К концу этого периода на поверхности водосбора начинают появляться проталины, участки, освободившиеся от снега, суммарная площадь которых не превышает 2,5 % площади водосбора. Этот период не играет никакой роли в процессе формирования весеннего половодья.

Второй период характеризуется началом водоотдачи из снега и увеличением числа и размеров проталин. В этот период стает около 50 % снегозапасов, имевшихся к началу таяния, а водоотдача в среднем составляет около 80 %. Очевидно, что этот период таяния снега является наиболее значимым с точки зрения формирования весеннего половодья и максимальных расходов воды на малых и средних реках.

В третий период снежный покров залегают отдельными пятнами, в это время стает в среднем 20 % начальных снегозапасов. Талые воды этого периода не принимают участия в формировании максимальных расходов воды, а лишь увеличивают объем и длительность весеннего половодья.

Расчет таяния снега и оценку его роли в формировании стока проводят различными способами. Простейшие из них основаны на данных об измерении температуры воздуха как главной причины снеготаяния

$$h = \alpha \sum T, \quad (1.7)$$

где h – слой талой воды (мм) за интервал времени Δt ;

$\sum T$ – сумма положительных средних суточных температур воздуха за тот же интервал времени;

α – коэффициент пропорциональности, называемый *коэффициентом стаивания* (это слой талой воды, приходящийся на один градус положительной средней суточной температуры).

Среднее значение коэффициента стаивания α для открытой местности для территории Беларуси составляет примерно 5 мм на 1 °С, для лесов – от 1,5 мм/град (хвойных) до 3–4 мм/град (лиственных).

Влияние типов весен на формирование половодья. В зависимости от преобладания различных факторов в таянии снега все весны обычно подразделяются на следующие типы: а) адвективный тип – характеризуется пасмурной погодой с температурой воздуха выше 0 °С и отсутствием прямой солнечной радиации; б) пловивальный тип – свойственна дождливая весна без солнечных дней; в) солярный тип, или радиационный, – характеризуется отсутствием дождей, солнечными днями и слабо отрицательной температурой воздуха. Кроме того, встречаются и промежуточные типы весен: адвективно-солярные с температурой воздуха выше 0 °С и участием прямой солнечной радиации и пловиво-солярные с дождливыми днями, перемежающимися солнечными днями.

По продолжительности весны подразделяются на растянутые (ранние) и дружные (поздние), в последних наблюдается приток значительных масс теплого воздуха.

Интенсивность таяния и водоотдача из снега оказывают большое влияние на формирование максимальных расходов воды весенних половодий, так как одновременным снеготаянием охвачены огромные территории. Особенно большие максимумы талого стока образуются при поздних и дружных веснах со значительной интенсивностью таяния и водоотдачей из снега.

Определение среднего количества осадков на водосборе. Средний слой осадков (жидких и твердых) на водосборе за любые периоды времени определяется по данным об осадках на метеорологических станциях, расположенных в пределах его площади. На равнинной территории дополнительно используются данные метеорологических станций, близлежащих к водосбору. Средний слой осадков для водосбора, как правило, определяется способом среднего арифметического. Средний слой осадков \overline{X} получается как частное от деления суммы осадков по всем метеорологическим станциям, принятым для расчета, на число этих станций n , т. е.

$$\overline{X} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i . \quad (1.8)$$

Этот способ дает хорошие результаты в условиях равнинного рельефа и при равномерном распределении осадков, и местоположений метеорологических станций по территории.

Из других методов можно выделить метод определения среднего слоя осадков для водосборного бассейна, основанный на интегрировании функции распределения осадков по территории. Используется следующая модель:

$$\overline{X} = \frac{1}{A\Delta H} \int_{\phi_1}^{\phi_2} \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} \int_{H_1}^{H_2} X(\phi, \lambda, H) d\phi d\lambda dH , \quad (1.9)$$

где A – площадь водосбора, км²;

$\phi_1, \phi_2, \lambda_1, \lambda_2$ – координаты крайних точек водосбора, м;

$\Delta H = H_{\max} - H_{\min}$ – разность, соответственно, максимальной и минимальной абсолютных отметок поверхности водосбора, м.

Функция распределения годовых норм атмосферных осадков для территории Беларуси имеет вид

$$\overline{X} = 0,090\phi + 0,051\lambda + 1,163H + 545,6 .$$

Распределение атмосферных осадков на территории Беларуси определяется, главным образом, циклонической деятельностью. Внутриматериковое образование осадков составляет небольшую долю. А так как циклоническая деятельность постепенно затухает в направлении северо-запада на юго-восток, то количество атмосферных осадков и продолжительность их выпадения снижаются по пути влагонесущих потоков, нарушая плавное распределение осадков. На возвы-

шенностях, особенно на наветренных склонах, выпадает наибольшее количество осадков. На подветренных склонах, равнинах, прилежащих к ним, и в низинах атмосферных осадков выпадает меньше.

По степени увлажнения почти вся территория относится к зоне достаточного увлажнения, только южная и юго-восточная части относятся к зоне неустойчивого увлажнения.

На рис. 1.4 представлена пространственная структура годовых величин атмосферных осадков, которая в основном определяется характером подстилающей поверхности.

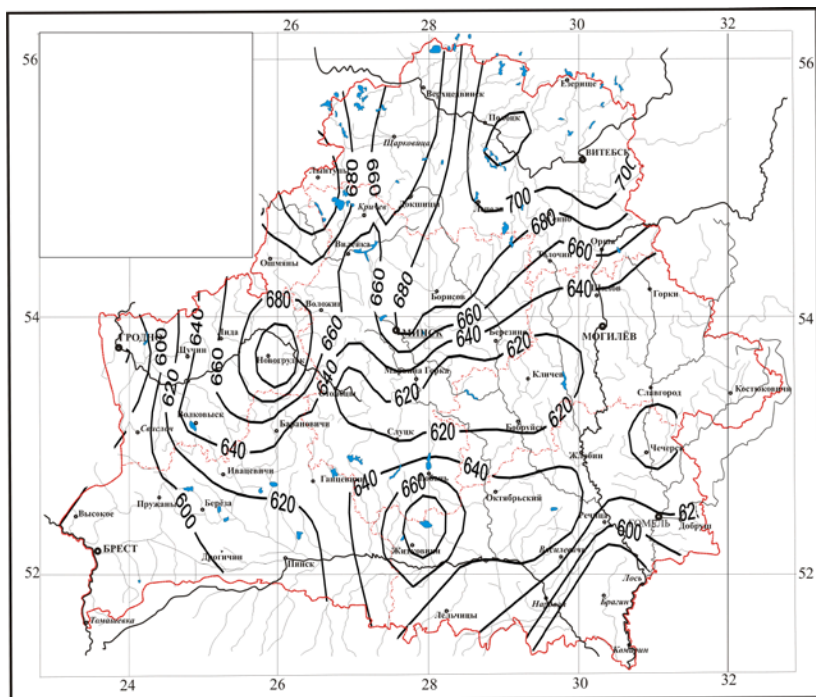


Рис. 1.4. Пространственная структура среднемноголетних годовых атмосферных осадков Беларуси, мм

Зоны с повышенным количеством выпадения осадков приурочены к повышенным участкам местности (Новогрудок) или большим скоплениям воды (Браславские озера на северо-западе Беларуси и Червоное озеро на юге Полесья), которые формируют локальный режим выпадения атмосферных осадков.

1.3.2. Испарение

Испарение является главным источником поступления водяного пара в атмосферу, в результате чего происходит круговорот воды на Земле. Оно является также основной составляющей водного баланса территорий речных бассейнов, озер, водохранилищ и других водных объектов. В настоящее время расчеты испарения приобретают важное значение в связи с оценкой и изменением водного баланса и водных ресурсов стран, отдельных территорий для проектирования и эксплуатации инженерных систем.

В отличие от других составляющих влагооборота на Земле – атмосферных осадков и речного стока, по которым имеются относительно многочисленные по территории и длительные по времени ряды наблюдений, данных по испарению не имеется. Поэтому большое значение приобретает изучение процесса испарения, методов его измерения и расчета.

Испарение с поверхности воды, снега и льда. Испарение с поверхности воды определяется в основном метеорологическими факторами, т. е. дефицитом влажности воздуха и скоростью ветра. Дефицит влажности воздуха d представляет собой разность между упругостью насыщения e_0 при температуре испаряющей поверхности и фактической упругостью водяного пара e над испаряющей поверхностью, т. е. $d = e_0 - e$. Знак дефицита влажности, рассчитанного по температуре поверхности воды, и его абсолютное значение определяют направление и количество водяного пара вблизи этой поверхности. Если $(e_0 - e) > 0$, то происходит испарение, при $(e_0 - e) < 0$ – конденсация (сублимация) водяного пара на испаряющую поверхность, в случае $(e_0 - e) = 0$ наблюдается равновесие водяного пара над поверхностью воды.

Повышение температуры поверхности воды увеличивает e_0 и при неизменной упругости водяного пара в воздухе e приводит к увеличению дефицита влажности воздуха, а следовательно, и испарения.

Если температура поверхности воды ниже температуры воздуха, то $e_0 < e'_0$, и в зависимости от упругости пара в воздухе e может иметь место любой из процессов: испарение, конденсация или равновесие пара над водой. При температуре ниже 0°C вода может быть твердой (лед, снег) или оставаться жидкой (переохлажденная вода). При температуре воды ниже 0°C дефицит влажности надо определять с учетом не только температуры, но и фазового состояния испаряющей поверхности, а именно: для переохлажденной воды $d_B = e_{0B} - e$. Известно, что при одной и той же температуре испаряющей поверхности упругость насыщения надо льдом меньше, чем над переохлажденной

водой, поэтому при одинаковой температуре поверхности и упругости пара в воздухе испарение с поверхности переохлажденной воды больше, чем с поверхности льда. Таким образом, при рассмотрении условий испарения с поверхности льда или снега, зная температуру его поверхности, температуру и относительную влажность воздуха, необходимо использовать выражение

$$d_{\text{л}} = e_{0\text{л}} - \frac{r \cdot e_{0\text{в}}}{100}, \quad (1.10)$$

где $e_{0\text{л}}$ – упругость насыщения надо льдом при температуре его поверхности;

$e_{0\text{в}}$ – упругость насыщения над переохлажденной водой при температуре воздуха.

Испарение с поверхности почвы. Испарение с поверхности почвы, лишенной растительности, прежде всего, определяется ее влажностью, так как сухая почва не испаряет влаги. Испарение с поверхности влажной почвы зависит от дефицита влажности воздуха и интенсивности вертикального и горизонтального переноса водяного пара. Поэтому испарение с поверхности почвы, лишенной растительности, при влажности почвы, равной полной влагоемкости, близко к испарению с водной поверхности и определяется теми же факторами. Такая влажность почвы в естественных условиях наблюдается после весеннего таяния снега и длительного выпадения жидких атмосферных осадков. При просыхании почвы испарение с ее поверхности уменьшается. При этом на него начинают оказывать большое влияние влажность почвы, зависящая от притока воды в жидком или парообразном состоянии. Приток воды к поверхностному слою почвы в свою очередь определяется глубиной залегания грунтовых вод, высотой капиллярного поднятия, зависящего от механического состава и структуры почв. При влажности почвы, равной неполной влагоемкости, испарение происходит не только с поверхности, но и из толщи почво-грунта с поверхности капиллярных менисков и твердых частиц (пленочной воды).

В засушливой зоне при глубине залегания грунтовых вод менее 25 см испарение с поверхности почвы составляет свыше 40–50 % испарения с поверхности воды, при глубине 75 см – около 10 %, а при глубине 2 м – менее 5 %. Интенсивность испарения с почвы выражают эмпирическими региональными зависимостями от глубины залегания вод либо от влажности почвы.

Испарение с почвы, покрытой растительностью. Испарение с почвы, покрытой растительностью, носит более сложный характер, поскольку происходит не только с самой почвы, но и с листьев расте-

ний (*транспирация*), а также с поверхности растительного покрова, орошенного атмосферными осадками. Такое испарение носит название *суммарного*.

Суммарное испарение с почвы, покрытой растительностью, и его составляющие зависят от большого числа факторов, главными из которых остаются влажность почво-грунтов, дефицит влажности воздуха и интенсивность вертикального и горизонтального переноса водяного пара.

Испарение части атмосферных осадков, задержанных поверхностью растительного покрова, определяется количеством этой влаги, а сам процесс испарения ее мало отличается от процесса испарения с водной поверхности. Эту составляющую суммарного испарения невозможно определить без специальных измерений, поэтому ее часто включают в транспирацию, под которой понимают суммарный расход влаги растением на испарение. Максимальная интенсивность транспирации наблюдается при достаточном (оптимальном) увлажнении почвы, которое происходит в том случае, когда капиллярное поднятие над уровнем грунтовых вод достигает нижней части корневой системы растений.

Увеличение или уменьшение влажности почвы по отношению к ее оптимальным значениям для данного вида растительности приводит к уменьшению транспирации. На транспирацию лесной растительностью, помимо влажности почво-грунтов и метеорологических условий, оказывают влияние возраст, состав и размер площади лесного массива.

Методы расчета испарения. Существующие расчетные схемы суммарного испарения включают ряд эмпирических параметров, точность определения которых существенно влияет на величины испарения, поэтому во всех случаях необходим анализ погрешностей и сопоставление полученных результатов с измеренными данными значений суммарного испарения и воднобалансовых исследований.

Метод водного баланса заключается в определении испарения по разности между приходными и расходными составляющими. Этот метод наиболее распространен и применяется для определения испарения как с водоемов, так и с участков суши, начиная от небольших площадей и кончая речными бассейнами.

При *расчете испарения с водоемов* используется уравнение баланса вида

$$E = X + Y'_{\text{пов}} + Y'_{\text{подз}} - Y''_{\text{пов}} + Y''_{\text{подз}} \pm \Delta H, \quad (1.11)$$

где E – испарение;

X – осадки на поверхность водоема;

$Y'_{\text{пов}}, Y''_{\text{пов}}$ – приток и сток поверхностных вод;

$Y'_{\text{подз}}, Y''_{\text{подз}}$ – приток и сток подземных вод;

ΔH – изменение уровня воды в водоеме за расчетный интервал времени.

При *расчете испарения с речных водосборов* за расчетный период уравнение водного баланса имеет вид

$$E = X - Y \pm \Delta U, \quad (1.12)$$

где E – испарение с поверхности водосбора;

Y – сток реки (поверхностный и подземный);

ΔU – изменение запасов влаги в речном бассейне.

При *расчете суммарного испарения с малых площадей суши* уравнение водного баланса слоя почвы имеет вид

$$E = X - Y_{\text{пов}} \pm \Delta U - V, \quad (1.13)$$

где E – суммарное испарение за расчетный период;

X – сумма осадков;

$Y_{\text{пов}}$ – сток поверхностных вод;

ΔU – изменение содержания влаги в слое почвы за расчетный период;

V – количество влаги, просочившейся вниз из рассматриваемого слоя почвы за расчетный период.

Метод водного баланса дает достаточно точные результаты при надежном определении его составляющих. Использование этого метода для расчета испарения с незамкнутых малых водосборов требует детального учета содержания влаги в почве и ее количества, расходуемого на питание подземных вод.

Расчет испарения с поверхности снега производится по формуле

$$E = (e_{\text{п}} - e_2)(0,18 + 0,10u_{10}), \quad (1.14)$$

где E – суточная сумма испарения с поверхности снежного покрова, мм/сут;

$e_{\text{п}}$ – максимальная упругость водяного пара над льдом, вычисленная по температуре поверхности снега, мбар;

e_2 – упругость водяного пара на высоте 2 м, мбар;

u_{10} – скорость ветра на высоте флюгера, м/с.

При определении испарения с поверхности снега за месяц и более продолжительные сроки применяется упрощенная формула

$$E = 0,37nd_2, \quad (1.15)$$

где n – число суток в расчетном периоде.

Распределение испарения по территории Беларуси. Годовая величина суммарного испарения изменяется в небольших пределах и составляет 520–590 мм. Увеличиваясь с севера к центру страны, величина суммарного испарения достигает максимального значения и затем убывает к югу, так как на севере оно ограничено тепловыми ресурсами, а на юге – водными. Внутригодное распределение суммарного испарения для всей рассматриваемой территории характеризуется максимумом в июне (100–120 мм/мес) и минимумом в декабре, что соответствует экстремальным значениям теплоэнергетических ресурсов (рис. 1.5).

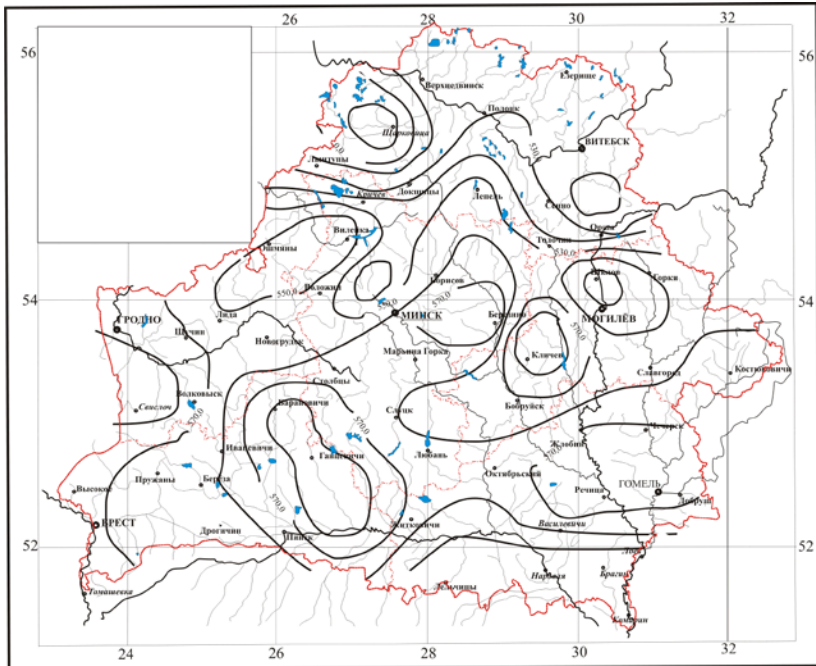


Рис. 1.5. Карта годового суммарного испарения на территории Беларуси, мм

1.3.3. Подземные воды

Подземные воды верхней части земной коры находятся в жидком, твердом и парообразном состоянии. Они заполняют промежутки и по-

ры обломочных горных пород, трещины в скальных породах, карстовые полости в растворимых породах; являются важным источником питания рек и водоемов, особенно в меженные периоды.

В зависимости от характера залегания, режима, условий движения и связи их с поверхностными водами, подземные воды обычно подразделяются на почвенные, почвенно-грунтовые, грунтовые и межпластовые воды, как безнапорные, так и напорные (артезианские).

Почвенные воды представляют собой вид подземной воды, содержащейся в почвенной толще, гидравлически не связанной с нижележащими грунтовыми водами. В большинстве случаев они находятся в парообразном, гигроскопическом и пленочном состоянии. Однако после весеннего таяния снега или продолжительных дождей в результате инфильтрации поверхностных вод влажность почв может достигнуть полной влагоемкости. В этом случае почвенные воды будут находиться в гравитационном состоянии.

Почвенно-грунтовые воды – подземные воды водоносного пласта (горизонта), поверхность или капиллярная зона которого постоянно или периодически находится в почвенной толще.

Грунтовые воды представляют собой вид безнапорных подземных вод первого от поверхности постоянно существующего водоносного горизонта, лежащего ниже почвенного слоя и имеющего свободную поверхность, давление на которую равно атмосферному. Если между водоносным горизонтом и поверхностью земли (в зоне аэрации) линзообразно залегают водоупорные породы, то при инфильтрации поверхностных вод на них образуются временные водоносные горизонты, не имеющие сплошного распространения. Подземные воды этих локальных водоносных горизонтов, называемые *верховодкой*, периодически накапливаются за счет интенсивной инфильтрации поверхностных вод и исчезают в результате испарения и перетекания в более глубокие горизонты.

Зеркало грунтовых вод в сглаженной форме повторяет рельеф земной поверхности, поэтому движение грунтовых вод в основном направлено к понижениям рельефа (речные долины, озерные котловины), где и происходит их разгрузка. Залегание подземных вод на склоне речных долин схематически представлено на рис. 1.6.

Разновидностью безнапорных грунтовых вод является вода, заполняющая трещины и поры в растворимых горных породах, карстовые полости и каналы, образующиеся в результате растворения горных пород (известняков, доломитов, гипсов, каменной соли и др.).

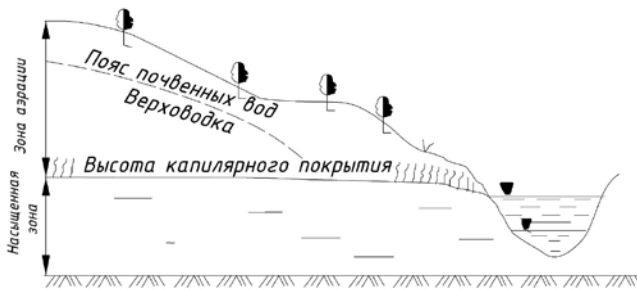


Рис. 1.6. Залегание подземных вод

Межпластовые, или *пластовые*, воды представляют собой подземные воды, находящиеся в пластах горных пород, ограниченных двумя водоупорными слоями – кровлей (верхний водоупор) и подошвой, или ложем (нижний водоупор). Площадь распространения межпластовых вод не всегда совпадает с областью их питания – территорией, на которой происходит инфильтрация поверхностных вод. Поступление воды в этом случае происходит в местах выхода водоносных слоев на поверхность земли.

Если межпластовые воды заполняют не всю толщу водоносного слоя и имеют свободную водную поверхность, то они не обладают напором и носят название *безнапорных межпластовых вод*. Если межпластовые воды полностью заполняют породу между двумя водонапорными слоями и находятся под гидростатическим давлением, они называются *напорными межпластовыми*, или *артезианскими*, водами. Артезианские воды формируются в определенных геологических структурах (синеклизах, прогибах, мульдах, грабенах, впадинах и т. д.), сформировавшихся преимущественно осадочными породами.

Большое влияние на подземный сток в реки оказывает сезонное промерзание почв и грунтов. Глубина сезонного промерзания в пределах Беларуси составляет 0,6–0,8 м.

Режим грунтовых вод. Формирование речного стока тесно связано с режимом подземного притока к береговой зоне и условиями разгрузки в речное русло.

Подземный приток к береговой зоне русел рек определяется в основном запасами грунтовых вод в речном бассейне, которые в первом приближении можно оценить средним уровнем грунтовых вод. Изменение во времени запасов грунтовых вод зависит главным образом от осадков и испарения, а также от режима их стока в реки и водоемы. Температура лишь косвенно влияет на испарение, характер осадков

(жидкие, твердые) и условия поглощения их почвой (талые и мерзлые). Конденсация влаги в почвах и грунтах в большинстве районов не оказывает большого влияния на режим грунтовых вод.

Увеличение запасов зависит от водно-физических свойств почво-грунтов, так как они определяют степень инфильтрации поверхностных вод. В речных бассейнах, поверхность которых сложена лесными, песчаными или структурными почвами, обладающими большой водопроницаемостью, происходит усиленная инфильтрация поверхностных вод и значительное пополнение запасов грунтовых вод. В речных бассейнах, поверхность которых представлена глинами, суглинками и неструктурными почвами со значительно меньшими коэффициентами инфильтрации, отмечается небольшое пополнение запасов грунтовых вод.

Степень пополнения запасов грунтовых вод при прочих равных условиях зависит и от влажности почв и грунтов зоны аэрации. Изменение запасов грунтовых вод во времени может быть приближенно оценено изменением уровней грунтовых вод. Колебания уровней подземных вод можно подразделить на многолетние, сезонные и эпизодические. Многолетние колебания средних годовых уровней грунтовых вод обусловлены различием осадков и испарения за отдельные годы, не имеющим закономерного характера. Чередования многоводных и маловодных лет вызывает соответствующее изменение уровней грунтовых вод.

Амплитуда колебаний средних годовых уровней грунтовых вод в многолетнем периоде обычно меньше амплитуды их сезонных колебаний. Сезонные колебания уровней грунтовых вод имеют закономерный характер: в большинстве районов Беларуси наиболее высокие уровни наблюдаются весной после окончания таяния снега. Наиболее низкие уровни грунтовых вод отмечаются летом и зимой. При этом зимний минимум характерен для северных районов в связи с глубоким промерзанием. В южных районах минимум приурочен к летнему периоду вследствие интенсивного испарения. Типовое изменение уровней грунтовых вод представлено на рис. 1.7.

Эпизодические колебания уровней грунтовых вод наблюдаются после оттепелей, а также после выпадения ливневых дождей летом и могут иметь значительную амплитуду.

Подземное питание рек. Согласно классификационной схеме подземное питание рек в основном состоит из грунтового и артезианского. В свою очередь грунтовое питание обычно подразделяют на сезонное и постоянное.

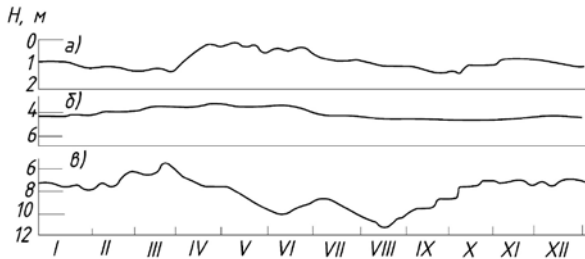


Рис. 1.7. Изменение уровней грунтовых вод в различных природных зонах: а – избыточного увлажнения; б – умеренного увлажнения; в – недостаточного увлажнения

Сезонное грунтовое питание обеспечивается временными скоплениями гравитационных вод зоны аэрации типа верховодки. Сезонное грунтовое питание носит непостоянный характер и связано в основном с периодами интенсивной инфильтрации талых и дождевых вод весной и осенью. Среди других видов подземного питания равнинных рек со значительными площадями водосборов и глубокими эрозионными врезами сезонное питание играет второстепенную роль. При неглубоком эрозионном врезе малых рек зоны достаточного и избыточного увлажнения сезонное грунтовое питание может иметь относительно большое значение.

Постоянное грунтовое питание осуществляется из основных водоносных горизонтов грунтовых вод на всю глубину дренирования речной долины. Постоянный грунтовый сток обеспечивает более или менее стабильный приток вод в реку, обычно в течение всего года. Исключение составляют сравнительно короткие периоды, в которые высокие воды половодий в руслах рек могут приостановить этот приток. Динамика постоянного грунтового питания в этот период определяется наличием или отсутствием гидравлической связи подземных и поверхностных вод, а следовательно, режимом грунтовых и речных вод.

Постоянный грунтовый сток является одним из главных источников подземного питания рек, служит естественным регулятором поверхностного стока и в основном обеспечивает минимальные летние и зимние расходы воды.

Артезианское питание рек обусловлено поступлением глубоких напорных подземных вод различных типов: артезианских, карстовых, трещинно-жильных и других – и осуществляется в области разгрузки этих вод восходящим стоком.

В ряде случаев напорные водоносные пласты разгружаются непосредственно в долину реки или ложе водоема и тогда в зависимости от

фильтрационных свойств пород водоносного горизонта и соотношения гидравлических напоров артезианское питание может быть значительным. В других случаях это питание осуществляется более сложными путями: вначале разгрузкой напорных вод в верхний безнапорный водоносный горизонт либо перетеканием в него через относительно водонепроницаемую кровлю, а затем артезианские воды совместно с грунтовыми безнапорными водами разгружаются в реки.

Подземное питание из напорных водоносных горизонтов по сравнению с постоянным грунтовым питанием имеет небольшое значение.

В особый класс выделяет *потери речного стока* на питание подземных вод (отрицательное подземное питание), которые подразделяют на сезонные и постоянные.

Сезонные, или временные, потери происходят в периоды прохождения на реках половодий и паводков. В это время в зависимости от высоты паводков, их продолжительности, а также водопроницаемости пород, слагающих берега, большая или меньшая часть речных вод поступает в водоносные горизонты грунтовых вод. При спаде уровней воды в реке эти воды, за исключением небольших потерь, возвращаются в реку. Постоянные потери речного стока могут формироваться при различной взаимосвязи речных и подземных вод, например, потери поверхностных вод на питание водоносных горизонтов (рис. 1.8).

Некоторая часть речных вод теряется на питание грунтовых, карстовых, а иногда и артезианских вод (рис. 1.8, *а*). Нередко потери речного стока вызываются особенностями геологического строения долины реки; при наклонном простирании безнапорных водоносных пластов один из берегов реки питается его водами, а другой, наоборот, питает водоносный горизонт (рис. 1.8, *б*).

Потери речных вод наблюдаются в случае близкого и параллельного расположения двух водотоков на разных высотных уровнях. Междуречный массив, сложенный водопроницаемыми породами, будет питаться из реки, находящейся на более высоких отметках; река, расположенная на более низких отметках, будет питаться подземными водами, поступающими транзитным путем через этот междуречный массив (рис. 1.8, *в*).

Взаимосвязь подземных и поверхностных вод. В зависимости от условий залегания и типа подземных вод, влияния климатических факторов и особенностей гидрологического режима водотоков происходит питание поверхностных водотоков подземными водами или, наоборот, речные воды пополняют запасы подземных вод. Формы взаимосвязи подземных и поверхностных вод в природных условиях весьма разнообразны.

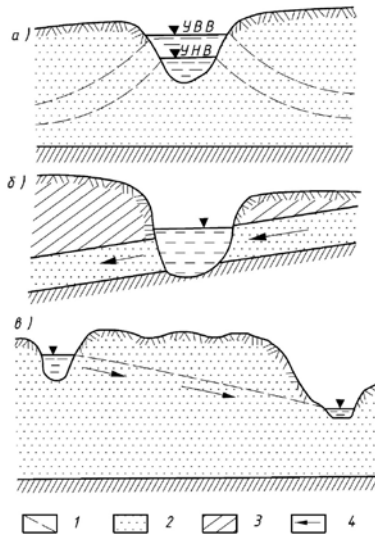


Рис. 1.8. Схема потерь речного стока на питание грунтовых вод: 1 – положение зеркала грунтовых вод; 2 – водоносные слои; 3 – водоупорные или слабопроницаемые пласты; 4 – направление движения подземных вод

По характеру гидравлической связи поверхностных и подземных вод в сочетании с гидрогеологическими условиями можно выделить три основные схемы связи: 1) гидравлическая связь отсутствует; 2) осуществляется постоянная гидравлическая связь; 3) имеет место временная гидравлическая связь.

1. Отсутствие гидравлической связи поверхностных и подземных вод обычно обусловлено геологическим строением и характером водопроницаемости пород. Особенности геологического строения заключаются в том, что кровля водоупорных пород, на которых формируются безнапорные грунтовые воды, залегает выше максимальных уровней воды в водоеме или водотоке (рис. 1.9, а).

Водоносные горизонты грунтовых вод, не имеющие гидравлической связи с рекой, обладают режимом стока, близким к поверхностному стоку, отличаясь от него только тем, что пик подземного стока выражен менее резко и наступает он несколько позже, чем пик речного половодья. Этот тип режима подземного стока называется *нисходящим*. Он приводит к увеличению подземного питания реки в период половодья. Режим подземного стока в таких условиях соответствует

режиму источников, разгружающихся в долину реки на уровнях, превышающих максимальный уровень воды в реке. Наибольшее увеличение расходов подземного потока характеризуется коэффициентом динамичности, который показывает, во сколько раз увеличивается подземный сток в реку по сравнению со своими минимальными значениями. Объем подземного питания реки (водоема) в этом случае будет равен сумме объемов воды, поступающих из источников непосредственно в водоток или водоем.

2. Постоянная гидравлическая связь поверхностных и подземных вод, зависящая как от характера водотока или водоема и их режима, так и от геологического строения прибрежной полосы.

Поверхностные водотоки в течение почти всего года дренируют грунтовые воды, за исключением коротких периодов высоких вод, когда создаются условия подпора и поверхностные воды начинают по-полнять водоносные горизонты грунтовых вод (рис. 1.9, б).

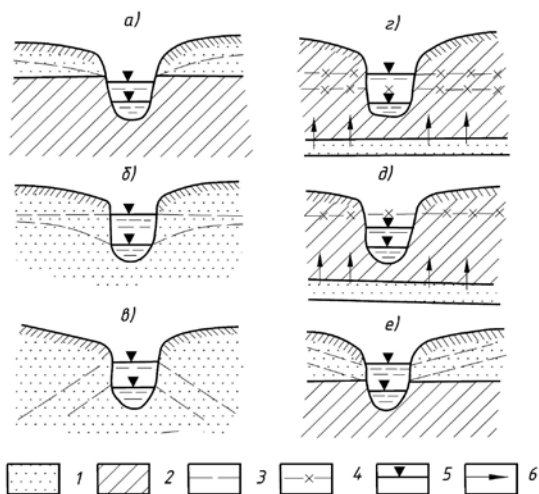


Рис. 1.9. Схема гидравлической связи грунтовых и речных вод:
 1 – водоносные слои; 2 – водонепроницаемые или слабопроницаемые пласты; 3 – положение зеркала грунтовых вод;
 4 – пьезометрические поверхности напорных вод;
 5 – уровни речных вод; 6 – направление движения подземных вод

Положение уровней подземных вод изменяется вследствие подпора, фильтрации поверхностных вод в водоносные горизонты и передачи гидростатического напора. Обычно эти виды воздействия проявля-

ются одновременно. В качестве примера рассмотрим процесс в прибрежной полосе реки во время прохождения половодья (рис. 1.10, а).

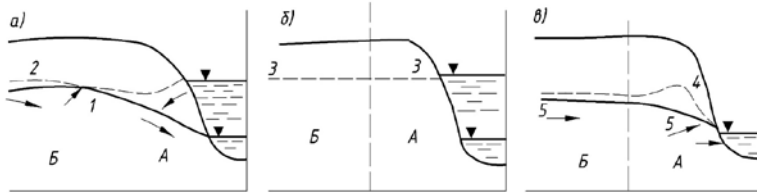


Рис. 1.10. Схема формирования подпора в период подъема (а, б) и спада (в) половодья: 1 – депрессионная поверхность грунтовых вод в межень; 2–3 – подпор грунтовых вод; 4 – «скачок» уровня грунтовых вод, 5 – депрессионная поверхность вод при спаде половодья

В период межени депрессионная поверхность грунтовых вод 1 полого наклонена к урезу воды в реке и река дренирует водоносный горизонт. Уже в начальный период половодья или паводка создается некоторый подпор грунтовых вод 2 с инфильтрацией речных вод в водоносный горизонт. С увеличением подъема воды в реке все больше увеличивается подпор грунтовых вод и усиливается фильтрация речных вод в прибрежную полосу. Одновременно с этим гидростатическое давление высоких вод начинает передаваться грунтовым водам. Если паводок нарастает быстро, а это имеет место в подавляющем большинстве случаев, на пике паводка создаются условия, когда в полосе его влияния образуется как бы две зоны: зона А с уклоном грунтовых вод в сторону берега, подъем уровня в которой происходит с участием фильтрации речных вод, и зона Б с уклоном грунтовых вод к водотоку, подъем уровня в которой происходит благодаря влиянию подпора и передачи гидростатического давления (рис. 1.10, а).

При длительном стоянии высоких вод и благоприятных литологических условиях залегания водоносного горизонта объем воды, образовавшийся в зоне А, будет постоянно растекаться в сторону водоносного горизонта грунтовых вод и еще больше повышать уровень последних. В особо благоприятных условиях (длительный паводок, высокая водопроницаемость пород) вода из зоны А может полностью профильтроваться в зону Б, и новая депрессионная поверхность 3 с наклоном от водотока займет повышенное положение, характеризующее подпорное влияние поверхностных вод на грунтовые воды (в обеих зонах) (рис. 1.10, б).

В дальнейшем при спаде паводка уровни грунтовых вод в при-

брежной полосе в зоне *A* снижаются резко, в зоне *B* – медленно (рис. 1.10, б). В зависимости от водопроницаемости пород, слагающих водоносный горизонт 4, уровень последнего будет постепенно снижаться, «скачок», образовавшийся в зоне *A*, будет медленно выполаживаться и отступать вглубь полосы в зону *B* до тех пор, пока депрессионная поверхность грунтовых вод не займет новое положение 5, соответствующее положению уровня дренирования.

Влияние высоких вод на равнинных реках может распространяться вглубь береговой полосы на расстояние от десятков метров до нескольких километров. Размеры зон *A* и *B* зависят главным образом от литологического состава пород береговой полосы, подъема паводочного горизонта и длительности воздействия паводка. Чем лучше фильтрационные свойства пород береговой полосы, чем выше подъем паводочного горизонта и чем длительнее прохождение паводка, тем дальше от берега распространяется влияние высоких вод водотока.

Зоны *A* и *B* по размерам неодинаковы. Зона *A*, как правило, значительно меньше зоны *B* и распространена вглубь берега от нескольких метров до десятков, редко сотен метров. Размеры зоны *B* могут достигать нескольких километров.

Поверхностные водотоки в течение всего года питают водоносные горизонты подрусловых грунтовых вод и грунтовых вод прибрежной полосы (см. рис. 1.9, в). В периоды высоких вод размеры питания увеличиваются и уровни подземных вод повышаются. Этот тип гидравлической связи широко развит в аридных пустынных и полупустынных областях, в горных и особенно закарстованных районах.

Поверхностные водотоки в течение всего года получают питание из неглубоких горизонтов подземных, главным образом напорных, вод (см. рис. 1.9, г, д).

В период межени пьезометрические уровни напорных вод, как правило, выше уреза воды в водотоке в силу чего напорные воды разгружаются в него. Во время прохождения половодья могут быть два случая соотношения уровней поверхностных и подземных вод: 1) уровень поверхностных вод устанавливается выше пьезометрического уровня напорных подземных вод (см. рис. 1.9, г), чем создается постоянная разность напоров, вызывающая подпор подземных вод, прекращение разгрузки напорных вод и фильтрацию поверхностных вод в напорные водоносные горизонты; 2) уровень поверхностных вод ниже пьезометрического уровня подземных вод (см. рис. 1.9, д), тогда разгрузка напорных вод в поверхностные водотоки продолжается, хотя и несколько сокращается. После спада высоких вод размеры разгрузки напорных вод восстанавливаются.

3. Временная или периодическая гидравлическая связь поверхностных и подземных вод вызывает неоднозначный режим подземного стока. Так, если поверхность водонепроницаемого слоя залегает выше меженного уровня воды в реке, но ниже уровня воды в половодье, то при низких уровнях будет происходить одностороннее питание реки грунтовыми водами (рис. 1.9, *e*). В периоды половодья уровни воды в реке, располагаясь в течение длительного времени выше кровли водопора водоносного горизонта, будут вызывать подпор подземных вод.

Смешанный тип гидравлической связи поверхностных и подземных вод формирует подпорнисходящий, или нисходящеподпорный, режим подземного стока. Питание реки подземными водами в период половодий вначале увеличивается, а затем постепенно сокращается, но не прекращается. Это объясняется тем, что в этот период запасы водоносных горизонтов обычно интенсивно пополняются за счет инфильтрации атмосферных осадков и талых вод.

Следует иметь в виду, что подземный сток в реки представляет собой многофакторное, сложное явление. Однако наиболее значительное влияние на размер и интенсивность подземного стока оказывает характер гидравлической взаимосвязи, гипсометрическое положение водоносных горизонтов подземных вод, напор подземных вод и уровень дренирования водоносных горизонтов по всей длине водотока.

1.4. Гидрология рек

Река – это водоток сравнительно больших размеров, как правило, постоянный, питающийся стоком атмосферных осадков со своего водосбора и текущий в разработанном им русле.

К рекам обычно относят лишь постоянные и относительно крупные водотоки с площадью бассейна не менее 50 км². Водотоки меньшего размера называют *ручьями*. Исходя из приведенного определения, к рекам не могут быть отнесены даже крупные, но временные водотоки; водотоки, не имеющие водосбора; водотоки с искусственным руслом, т. е. каналы. В табл. 1.6 представлены крупнейшие реки земного шара и их характеристики.

В зависимости от условий формирования режима различают реки равнинные, горные, озерные, болотные, карстовые, в зависимости от размера – большие, средние и малые. Иногда выделяют реки с зональным, аazonальным и полизональным режимом.

Таблица 1.6. Крупнейшие реки земного шара

Реки	Площадь бассейна, тыс. км ²	Длина, км	Средний годовой сток воды, км ³
Амазонка	6915	6280	6930
Конго (Заир)	3820	4370	1414
Миссисипи	3220	5985	580
Ла-Плата	3100	4700	725
Обь	2990	3650	395
Нил	2870	6670	731
Енисей	2580	3490	610
Лена	2490	4400	532
Нигер	2090	4160	270
Амур	1855	2820	355
Янзы	1800	5520	995
Макензи	1800	4240	350
Ганг	1730	3000	1230
Волга	1360	3350	239
Замбези	1330	2660	106
Св. Лаврентия	1290	3060	439
Нельсон	1070	2600	86
Оранжевая	1020	1860	15,3
Ориноко	1000	2740	91,4

По *размеру реки* подразделяют на следующие виды:

– *большая река* протекает в пределах нескольких географических зон. Режим ее отражает особенности этих зон и потому зависит от определяющих его факторов, меняющихся не только во времени, но и по территории. Сток больших рек является трансграничным в пределах отдельных географических зон и часто по величине не свойственным им. Условно к категории больших рек относят равнинные реки, имеющие площадь водосбора больше 50 тыс. км²;

– *средняя река* протекает в пределах одной географической зоны. Сток ее формируется в более или менее однородных физико-географических условиях, она получает все виды питания в том характерном соотношении, которое свойственно данному физико-географическому району, и вследствие большого эрозионного русла полностью дренируют подземные воды в пределах своего бассейна. Изменение стока средней реки по территории подчиняется закону географической зональности. Условно к категории «средняя река» относят равнинные реки с площадью водосбора в пределах 2–50 тыс. км²;

– *малая река* формирует сток в течение всего года или кратковременно прерывающийся вследствие истощения запасов дренируемых ее подземных вод. Сток малых рек иногда может значительно отличаться от зональной ее величины в данном районе вследствие влияния мест-

ных факторов. Он может быть как больше, так и меньше ее. Четкой границы между реками средней и малой и между малой рекой и ручьем не существует. Условно к категории «малая река» относят равнинные реки с площадью водосбора в пределах 1–2 тыс. км²;

– *ручьи* имеют площадь водосбора менее 50 км².

По условиям протекания реки подразделяются на следующие виды: равнинные – величина числа Фруда меньше 0,1 ($Fr = V^2/gh$; $Fr = 1$ – критическое значение); полугорные – $Fr = 0,1-1,0$; горные – $Fr > 1,0$.

По источникам питания – реки с снеговым питанием, дождевым, ледниковыми подземным.

По водному режиму, т. е. 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, а по ледовому режиму – реки замерзающие и незамерзающие.

1.5. Морфология и морфометрия реки и ее бассейна

Морфометрические характеристики водосбора. *Водосбор реки* – это часть земной поверхности и толщи почв и грунтов, откуда река получает питание. Поскольку питание рек может быть поверхностным и подземным, различают *поверхностный* и *подземный водосборы*, которые могут не совпадать. *Бассейн реки* – это часть суши, включающая данную речную систему и ограниченная водоразделом. Обычно водосбор и бассейн реки совпадают. Однако бывают случаи и их несовпадения.

Площадь водосбора A является одной из основных характеристик, от которой зависит речной сток, и она входит в основные гидрологические расчеты и формулы. Для ее определения на карте проводят линию водораздела и измеряют ограниченную площадь планиметром.

В практике гидрологических расчетов часто необходимо знать изменение площади водосбора по длине реки. С этой целью строят график нарастания площади водосбора (рис. 1.11), на котором по оси абсцисс откладывается длина реки в виде прямой линии в принятом масштабе, а по оси ординат – площади водосбора главной реки между притоками и площадь водосборов самих притоков.

Длина водосбора L измеряется по карте как расстояние по прямой от устья реки (закрывающего створа) до самой удаленной точки водосбора. В случае изогнутости бассейна прямая заменяется ломаной, каждый отрезок которой повторяет главные изгибы русла.

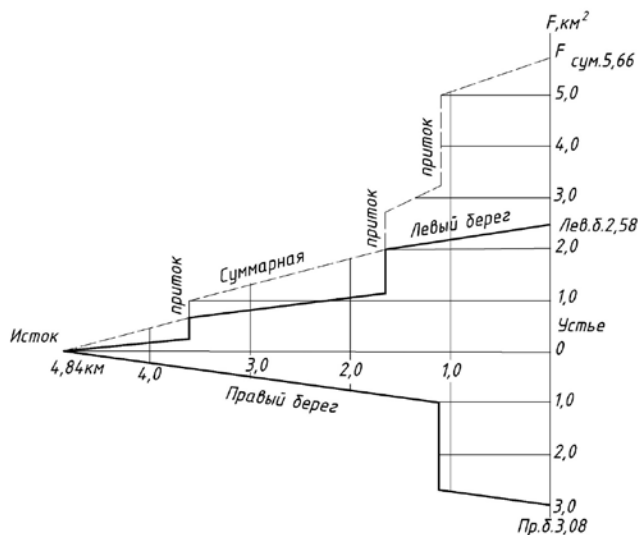


Рис. 1.11. График нарастания площади бассейна реки

Средняя ширина водосбора $V_{\text{ср}}$ определяется делением площади водосбора A на его длину L :

$$V_{\text{ср}} = \frac{A}{L}. \quad (1.16)$$

Наибольшая ширина водосбора V_{max} — это длина наибольшего перпендикуляра к линии длины водосбора, измеряемая по карте.

Коэффициент асимметрии водосбора является мерой асимметрии речного водосбора и определяется по формуле

$$K_a = \frac{A_{\text{л}} - A_{\text{пр}}}{0,5(A_{\text{л}} + A_{\text{пр}})}. \quad (1.17)$$

Иногда коэффициент асимметрии речного водосбора определяется по отношению

$$K_a = \frac{A_{\text{л}}}{A_{\text{пр}}}. \quad (1.18)$$

Речные водосборы обычно имеют грушевидную форму и характеризуются сужением в верховьях и расширением в нижней части. Кон-

фигурация бассейна характеризуется *коэффициентом развития длины водораздельной линии водосбора* K_r , представляющим собой отношение длины водораздельной линии L_s к длине окружности круга L_s , площадь которого равна площади водосбора:

$$K_r = \frac{L_s}{L_s} = \frac{L_s}{2\sqrt{\pi A}} = 0,282 \frac{L_s}{\sqrt{A}}. \quad (1.19)$$

Наименьшее возможное значение коэффициента K_r равно единице; с его увеличением форма речного бассейна больше отличается от формы круга.

Коэффициент вытянутости водосбора определяется как

$$\delta = \frac{L_6^2}{A}. \quad (1.20)$$

Гипсографическая кривая дает наглядное представление о распределении площади водосбора по высотным зонам (рис. 1.12).

Для ее построения в зависимости от диапазона высот назначаются высотные интервалы и измеряются площади, заключенные в них. По данным этих измерений строится график распределения площадей по высотным зонам, показывающий их размеры в соответствующих высотных интервалах (заштрихованная часть рис. 1.12).

Последовательно суммируя площади каждой зоны от наивысших отметок и относя их к нижним границам высотных интервалов, получим гипсографическую кривую, которая показывает, какая площадь водосбора расположена выше или ниже любой высотной отметки.

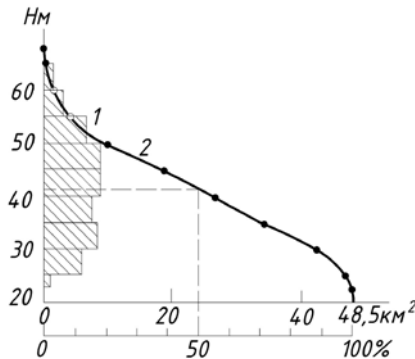


Рис. 1.12. График распределения площадей по высотным зонам (1) и гипсографическая кривая (2) бассейна реки

Средняя высота водосбора $H_{\text{ср}}$ является одной из важнейших морфометрических характеристик, особенно в горных районах, так как она в неявном виде характеризует основные составляющие водного баланса, а также и другие элементы гидрометеорологического режима. Среднюю высоту водосбора можно определить по гипсографической кривой (рис. 1.12) путем измерения площади, ограниченной самой кривой и осями координат, и деления ее на площадь водосбора, или вычислением по формуле

$$H_{\text{ср}} = \frac{1}{A} \sum_{i=1}^n H_i a_i, \quad (1.21)$$

где A – площадь водосбора, км²;

H_i – полусуммы отметок смежных горизонталей (или средние высоты этих интервалов), м;

a_i – площади между соседними горизонтами (или в пределах высотных интервалов), км².

Средний уклон водосборов оказывает большое влияние на скорость стекания дождевых или талых вод по склонам водосборов и поэтому влияет на максимальные расходы воды, продолжительность паводков или половодий, склоновую эрозию и сток наносов. Средний уклон водосбора $I_{\text{в}}$ вычисляется по формуле

$$I_{\text{в}} = \frac{\Delta H}{A} \sum_{i=1}^n (0,5(\ell_k + \ell_{k+1})), \quad (1.22)$$

где ΔH – сечение горизонталей, км;

ℓ_k и ℓ_{k+1} – длина между смежными горизонталями, км;

Леса, болота и озера существенно влияют на режим гидрометеорологических элементов, поэтому возникает необходимость измерения их доли в общей площади водосбора. *Коэффициенты лесистости* $a_{\text{л}}$, *заболоченности* $a_{\text{б}}$, и *озерности* $a_{\text{оз}}$ вычисляются как отношения площадей лесов, болот, озер к площади водосбора A :

$$a_{\text{л}} = \frac{A_{\text{л}}}{A}; \quad a_{\text{б}} = \frac{A_{\text{б}}}{A}; \quad a_{\text{оз}} = \frac{A_{\text{оз}}}{A}, \quad (1.23)$$

где $A_{\text{л}}$, $A_{\text{б}}$, $A_{\text{оз}}$ – площади, занятые лесами, болотами, озерами, км².

Физико-географические и геологические характеристики бассейна. *Географическое положение* водосбора определяется широтой и долготой крайних точек водосбора, а иногда – его расположением по отношению к горным хребтам и другим водосборам. Географическое

положение тесно связано с климатическими условиями.

Геологическое строение водосбора играет весьма существенную роль в формировании поверхностного и подземного стока. Так как водно-физические свойства различных почв и грунтов оказывают большое влияние на потери атмосферных осадков при их просачивании, близкое залегание водоупора вызывает заболачивание, наличие карстовых пород значительно меняет гидрологический режим.

Рельеф водосбора оказывает влияние на его климатические условия, включая температуру воздуха, количество и распределение осадков и испарения, и тем самым играет большую роль в процессе формирования стока.

Климатические условия оказывают решающее влияние на процессы формирования стока и определяют водный режим водоемов. Наибольшее влияние на режим водоемов оказывают атмосферные осадки и испарение с поверхности водосбора. Атмосферные осадки определяют количество воды, поступающей на поверхность водосбора, а испарение – потери воды с его поверхности. Таким образом, сток с водосбора является функцией осадков и испарения, а остальные физико-географические характеристики водосбора влияют на сток в меньшей степени. Причем их влияние на сток связано с их же влиянием на осадки и испарение.

Растительный покров обычно характеризуется сведениями о его основных видах (лесах, лугах, сельскохозяйственных культурах и т. п.) с указанием размеров занимаемых ими площадей. Из всех видов растительности наибольшее влияние на сток оказывает лесистость водосбора, так как она увеличивает количество атмосферных осадков примерно на 10 % по сравнению с безлесными территориями. В результате облесенные водосборы имеют больший сток. Испарение с поля и леса примерно одинаково.

Почвенный покров определяет интенсивность просачивания атмосферных осадков, тем самым существенно влияет на формирование поверхностного и подземного стока.

Водные объекты на площади водосбора в основном представлены озерами, водохранилищами и прудами. Они уменьшают сток за счет большого испарения по сравнению с сушей, но в то же время регулируют сток во времени.

Гидрографическая сеть. Система постоянных рек и временных водотоков, озера и болота, находящиеся на данной территории, образуют *гидрографическую сеть* этой поверхности суши.

Русловая сеть является частью гидрографической сети и представляет собой совокупность русел всех водотоков в пределах рассматри-

ваемой территории. В современной гидрографической (русловой) сети выделяют следующие основные звенья (рис. 1.13).

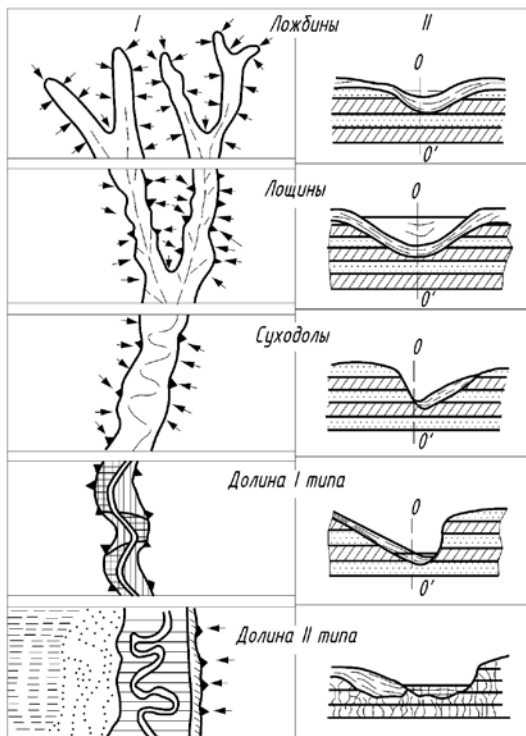


Рис. 1.13. Схема основных звеньев гидрографической сети:
I – основные звенья сети; II – поперечные профили

Самым верхним звеном гидрографической сети являются *ложбины стока* – эрозийные образования, впоследствии занесенные толщей покровной породы. В настоящее время они представляют собой слабо-выраженные вытянутые впадины с пологими, обычно задернованными склонами, невыраженным дном и прямолинейным профилем. Площади водосбора их невелики, как правило, не превышают $0,05 \text{ км}^2$. По ложбинам происходит сток атмосферных осадков и плоскостной смыв частиц почвы, характеризующейся отсутствием сосредоточенного размыва.

Слияние ложбин приводит к образованию следующего звена гидрографической сети – *лощин*, которые являются более выраженным

эрозионным образованием. Лощины по сравнению с ложбинами имеют вследствие более сосредоточенного размыва высокие и крутые склоны. Как на дне лощины, так и на ее склонах могут образоваться промоины, рвы и овраги, т. е. проявления берегового и донного размыва. Площади водосбора лощин обычно превышают $0,05 \text{ км}^2$.

Суходолы являются переходным звеном к речным долинам и имеют асимметричное поперечное сечение. У суходолов хорошо выражен, в отличие от лощин, береговой и донный размыв, вызывающий появление извилистости русла. Площади водосборов суходолов обычно превышают $1,0\text{--}1,5 \text{ км}^2$.

Слияние суходолов в свою очередь приводит к образованию *речных долин*, являющихся завершающим звеном развития эрозионных процессов. Здесь происходит непрерывное чередование размывов и намывов русла (поймы) соответственно особенностям процесса транспорта наносов. Речные долины обычно подразделяются на две группы: *беспойменные* и *пойменные*.

Таким образом, верхние звенья гидрографической сети – ложбины, лощины и суходолы, занимающие более 90 % ее длины, являются областями формирования жидкого и твердого стока постоянных и временных водотоков. На поверхности водосбора, занятого этими звеньями гидрографической сети, происходят необратимые процессы плоскостного смыва, берегового и донного размыва почв и коренных пород и вынос разрушенного твердого материала текучими водами. Нижние звенья гидрографической сети – различные типы долин рек – в основном являются путями транспорта этих наносов, поступивших с верхних звеньев гидрографической сети.

Речная сеть представляет собой часть русловой сети, состоящей из отчетливо выраженных русел постоянных водотоков (рис. 1.14). Совокупность рек, сливающихся вместе и выносящих свои воды в виде общего потока, называют *речной системой*.

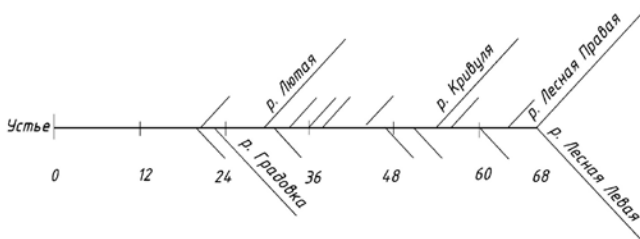


Рис. 1.14. Гидрографическая схема р. Лесная

В системе рек, собирающих сток с данного бассейна, различают *главную реку*, впадающую в море или озеро, и ее притоки. Реки, непосредственно впадающие в главную реку, называются *притоками первого порядка*, далее следуют *притоки второго порядка* и т. д.

Такая классификация притоков называется нисходящей (от главной реки) и применяется при гидрографических описаниях. Недостатком ее является включение в один порядок притоков различной категории – от малых рек с площадями водосборов, равными единицам и десяткам километров, до больших рек с площадями водосборов, равными сотням тысяч квадратных километров и более, т. е. рек, совершенно различных как по размерам водосборов, так и по водоносности.

Начало реки называется *истоком*, т. е. это то место на земной поверхности, откуда она берет начало. Истоком реки может являться озеро (р. Абабица), болото (р. Неман), место слияния двух рек (р. Мухавец, берет начало от слияния двух каналов Муха и Вец; р. Лесная, берет начало при слиянии р. Правая Лесная и р. Левая Лесная). Небольшие реки и ручьи берут начало из родников. Нередко реки пересыхают в верховьях, и тогда за начало реки принимают место появления выраженного русла.

Следует отметить, что положение истока реки часто бывает неопределенным, особенно когда главная река образуется из двух и более рек.

Устьем реки называется место впадения ее в море, озеро или в другую реку. При впадении реки одним потоком устьем считается точка, лежащая на середине по отношению к урезам воды принимающей ее реки, озера или моря. Если река впадает двумя рукавами, то за устье принимается устье более крупного рукава. Поэтому при указании истока реки и устья требуется приводить географические координаты, которые определяются по картам с точностью до 1'. На рис. 1.15 приведена речная сеть р. Лесная.

Так, координаты устья р. Лесная равны $52^{\circ}10'$ с. ш. и $23^{\circ}30'$ в. д., а истока $52^{\circ}26'$ с. ш. и $23^{\circ}54'$ в. д.

По рисунку речные системы подразделяются на следующие типы: *радиальная, центростремительная, древовидно-дендрическая, перистая, прямоугольная, решетчатая и параллельная.*

Морфометрические характеристики реки. К морфометрическим характеристикам относятся длина реки, коэффициент извилистости и густота речной сети.

Длиной реки L называется расстояние по реке от устья до истока, измеренное по карте. Измерение следует проводить от устья реки, как более определенной точки, чем исток, по картам крупного масштаба.

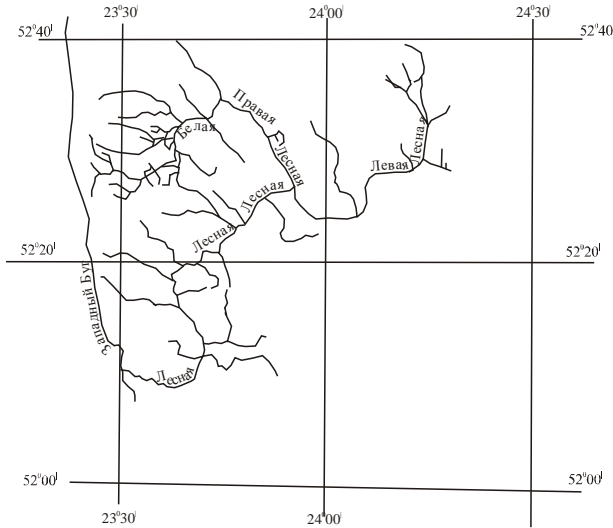


Рис. 1.15. Речная сеть р. Лесная

Извилистость реки характеризуется коэффициентом извилистости и определяется по формуле

$$K_u = \frac{L}{\ell}, \quad (1.24)$$

где ℓ – длина линии, соединяющей исток и устье, км.

Если отдельные участки реки имеют разное направление течения, то коэффициенты извилистости определяют для каждого из этих участков реки, имеющих более или менее общее направление течения, принимая за исток и устье соответственно начало и конец каждого участка, а за длину реки – длину соответствующего участка реки. Средний коэффициент извилистости реки в этом случае рассчитывается как средневзвешенное значение из коэффициентов извилистости всех участков реки.

Густота речной сети определяет условия стока атмосферных осадков, питания грунтовыми водами и представляет собой длину речной сети, приходящуюся на 1 км^2 площади какой-либо территории. Для речных бассейнов густота речной сети ρ определяется как отношение суммы длин всех водотоков ΣL к водосборной площади реки A , т. е.

$$\rho = \frac{\sum_{i=1}^n L_i}{A}. \quad (1.25)$$

Густота речной сети в основном зависит от климата, геологического строения местности и рельефа. По густоте речной сети можно приближенно оценить среднюю длину склонов $\ell_{\text{скл}}$ при допущении заложения водотока посредине водосбора

$$\ell_{\text{скл}} = \frac{1}{2\rho} = \frac{A}{2\sum_{i=1}^n L_i}. \quad (1.26)$$

Средняя длина склонов водосбора оказывает большое влияние на процесс добегания атмосферных осадков в гидрографическую сеть, на формирование потерь, инфильтрацию и эрозию склонов.

Долина и русло реки. *Речной долиной* называют узкие, вытянутые, большей частью извилистые полые формы рельефа, имеющие общий уклон от верховьев к низовьям. Две долины никогда не пересекаются, а сливаются в одну общую полую форму. Основными частями долины являются дно и склоны.

Дно, или *ложе*, – самая низкая часть долины. Повышенные участки суши, ограничивающие с боков дно долины, называются *склонами*. Места сопряжения дна долины со склонами имеют более или менее заметный излом в поперечном профиле и называются *подошвой склонов*. Полоса сопряжения склонов долины с прилегающей местностью называется *бровкой* долины. У зрелых долин имеются относительно горизонтальные площадки, располагающиеся уступами по высоте в пределах дна и склонов долины, называемые *террасами*. Терраса, расположенная в пределах дна долины и периодически заливаемая речными водами во время половодья или паводков, называется *пойменной террасой*, или просто *поймой*. Счет террас ведется снизу вверх, при этом за первую террасу принимается пойма. Часть дна долины, занятая водами реки, называется *руслом*.

Пойма обычно подразделяется на три части: а) наиболее возвышенный береговой вал, непосредственно прилегающий к руслу реки, называется *прирусловой поймой*; б) средняя часть поймы, обычно более низкая и ровная, называется *центральной поймой*; в) наиболее пониженная часть, прилегающая к коренному берегу, называется *при-террасной поймой*. Она обычно находится под воздействием делювиальных и грунтовых вод коренного берега, способствующих ее забола-

чиванию. Самая нижняя по течению часть долины, где склоны расходятся в стороны и перестают ограничивать с боков ложе, называется *устьем*, или *выходом из долины*. Линия, соединяющая самые глубокие точки дна речной долины, называется *тальвегом*, который обычно совпадает с линией *фарватера* (линией, соединяющей наибольшие глубины) речного русла.

Типы речных долин. Речные долины образуются в результате эрозионной деятельности рек. Однако начальная стадия формирования большинства речных долин определяется тектоническим рельефом. По характеру поперечного профиля для Беларуси выделяют следующие основные типы долин:

1) *корытообразные* (трог) – широкие долины, имеющие в поперечном сечении U-образную форму, или форму корыта, с крутыми склонами и с широким пологовогнутом дном. Переход от крутых склонов к пологовогнутому дну совершается плавно. На определенной высоте над дном долины склоны сразу становятся отлогими – здесь наблюдается излом, называемый плечом трога. Корытообразная форма возникает в горных долинах, бывших сначала эрозионными, а затем занятых древним или современным оледенением; они создаются вследствие эродирующего действия ледника на ложе и склоны долины, которые подвергаются ледниковой обработке до высоты бока ледника;

2) *трапецевидные* – широкие долины с прямыми или выпуклыми склонами. Разновидностью этого типа является *ящикообразная* долина с широким и плоским дном и крутыми склонами. Это наиболее распространенная форма долин в равнинных условиях.

В природе встречаются и другие формы речных долин, занимающих промежуточное положение.

Морфометрическими характеристиками долины являются ее ширина, длина, глубина вреза, количество, высота и ширина террас, уклоны склонов и дна, высота и ширина поймы, площадь ее поперечного сечения и уклон.

Руслом реки называется выработанное речным потоком ложе, по которому осуществляется сток речных вод без затопления поймы. Та часть русла, по которой проходит сток в период низких (меженных) вод, носит название *коренного*, или *меженного*, русла. Во время весенних половодий или дождевых паводков речные воды не вмещаются в русло и затапливают пойму; часть дна долины, периодически затапливаемая речной водой, носит название *пойменного*, или *паводочного*, русла. В долинах рек, периодически или эпизодически пересыхающих, возникают сухие русла.

В плане русла равнинных рек имеют извилистую форму. *Извилины*

(изгибы), или *меандры*, речного русла подразделяются на свободные и врезанные. Свободные меандры – речные меандры, слабоуглубленные в поверхность, на которой заложилась река, или в поверхность дна долины. Они свойственны либо очень молодой реке, еще не успевшей углубить долину, либо реке, сформировавшей достаточно широкую пойму. В обоих случаях меандры не окаймлены высокими берегами и могут легко смещаться под воздействием размывающей деятельности потока в пределах дна долины. Часто такую извилистость рек называют *гидрографической*. В результате тектонического поднятия или понижения базиса эрозии свободные меандры могут переходить во врезанные меандры. Врезанные, или долинные, меандры – меандры реки, углубленные в первичную поверхность и ограниченные изгибами коренных берегов долины. Часто такую извилистость рек называют *орографической*. При устойчивом базисе эрозии врезанные меандры постоянно смещаются вниз по долине, срезая выступы склонов, и превращаются в свободные меандры.

В зависимости от извилистости русла закономерно изменяются и его глубины. Более глубокие места, называемые *плесами*, расположены в петле излучины у вогнутого участка берега, а более мелкие, *перекаты* – на относительно прямолинейных участках русла между соседними плесами. Таким образом, в соответствии с извилистостью русла равнинные реки представляют собой чередование плесов и перекатов на всем своем протяжении.

Продольный профиль реки. Продольный профиль вырабатывается под влиянием большого числа факторов, главными из них являются степень сопротивляемости пород и грунтов размыву, в которые заключено русло реки, уклон ее долины и водоносность самой реки, представляющие собой линию пересечения дна реки вертикальной плоскостью, проходящей через фарватер. Продольный профиль характеризуется не только уклонами дна, но и уклонами водной поверхности. В этом случае продольный профиль водной поверхности реки представляет собой линию пересечения ее вертикальной плоскостью, проходящей через фарватер. Уклон дна и водной поверхности реки определяется как

$$I = \frac{h_1 - h_2}{L}, \quad (1.27)$$

где h_1 и h_2 – отметки дна или водной поверхности в начале и конце заданного участка;

L – расстояние между началом и концом участка по линии фарватера.

Уклон реки, являясь безразмерной величиной, обычно выражается десятичной дробью, либо в промилле (‰ – тысячные доли). Например, средний уклон р. Припять составляет 0,00007, или 0,07 ‰. Иногда падение дается в метрах на километр длины – это относительное падение, численно соответствующее уклону в промилле.

Продольный профиль всей реки очень близок по своим очертаниям к продольному профилю речной долины. В своем развитии он проходит ряд стадий. В стадии юности и ранней молодости речной долины продольный профиль недостаточно выработан и в местах выхода более твердых пород имеет изломы, в которых расположены пороги, стремнины, водопады. *Порог* – это короткий мелководный каменистый или скалистый участок в русле реки, образуемый выходами плотных горных пород. *Стремнина*, быстрина – порожистый участок реки, иногда значительной протяженности, с большим падением и очень большими скоростями течения воды. Русло реки на таких участках нередко бывает загромождено обломками горных пород. *Водопад* – падение воды реки с уступа, пересекающего речное русло. Вода может падать по нескольким уступам, образуя серию водопадов (каскад).

В начальной стадии формирования продольного профиля реки на разных ее участках интенсивно идут процессы русловой эрозии, как глубинной, так и боковой. Глубинная эрозия представляет собой врезание водотока в вертикальном направлении в толщу грунта. Боковая эрозия ведет лишь к расширению русла или к перемещению этого русла в горизонтальном направлении в пределах речной долины. Глубинная эрозия зависит от положения базиса эрозии, т. е. поверхности, на уровне которой река теряет свою живую силу и ниже которой она не может углубить свое ложе. Базисы эрозии могут быть постоянными или общими, как, например, уровень моря или озера, куда впадает река, либо временными, или местными, например высотный уровень каменной, трудноразмываемой гряды, которую пересекает река. При больших превышениях дна реки над базисом эрозии происходит интенсивная глубинная эрозия, а при небольших – боковая эрозия.

Типы продольных профилей. Из большого многообразия продольных профилей рек можно выделить четыре основных типа (рис. 1.16):

1) *плавновогнутый* – характеризуется вогнутой кривой гиперболического вида, более крутой в верховьях реки и пологий в низовьях. Наиболее распространен в равнинных районах с легкоразмываемыми грунтами;

2) *прямолинейный* – характеризуется относительно одинаковыми уклонами на всем протяжении реки. Наблюдается главным образом у малых рек;

3) *выпуклый*, или *сбросовый*, – характеризуется пониженными уклонами в верховье и повышенными в низовье реки; встречается редко;

4) *ступенчатый* – образующийся при наличии промежуточных базисов эрозии в виде трудноразмываемых пород в русле реки или в форме котловин проточных озер или водохранилищ.

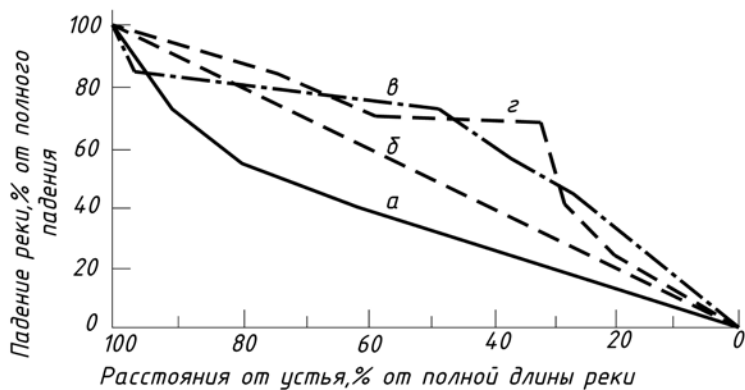


Рис. 1.16. Типы продольных профилей рек:
 а – плавновогнутый; б – прямолинейный;
 в – выпуклый; г – ступенчатый

Общий характер продольного профиля реки на большом ее протяжении очень мало зависит от местных переломов профиля дна и от колебаний уровня воды, так как их влияние значительно меньше, чем изменение высотных элементов самого профиля. Если рассматривать продольный профиль на относительно небольшом участке реки более детально, то оказывается, что он представляет собой кривую очень сложного вида. При этом продольный профиль дна реки остается более или менее постоянным, продольный же профиль водной поверхности изменяется в зависимости от интенсивности подъема и спада уровней и степени наполнения русла.

Основные морфометрические характеристики русла. К основным морфометрическим характеристикам русла относятся: площадь поперечного сечения (ω , м²); ширина русла (B , м); максимальная глубина русла (h_{\max} , м). Средняя глубина русла определяется как $h_{\text{ср}} = \omega/B$, м ($h_{\text{ср}} \approx 2/3 h_{\max}$). Длина *смоченного периметра* (χ , м) – это длина подводного контура поперечного сечения речного русла. *Гидравлический радиус* $R = \omega/\chi$.

1.6. Водный и радиационный баланс речных водосборов

Водный баланс участка суши является проявлением закона сохранения и превращения материи применительно к процессу влагообмена поверхности с атмосферой и за некоторый расчетный промежуток времени количественно представляется равенством суммы приходных сумме расходных статей или элементов.

На рис. 1.17 представлена общая схема влагообмена на уровне земной поверхности, в некотором аэрированном расчетном слое почвы h_p , в аэрированном слое почвогрунта между зеркалом грунтовых вод и поверхностью почвенного слоя $h_{гв} - h_p$, а также в слое почвогрунта, насыщенного грунтовыми водами над водоупором. На этой же схеме показана эпюра глубинного распределения влажности почвы в слое аэрации – от *уровня грунтовых вод* (УГВ) до дневной поверхности земли. В соответствии с взаимодействием гравитационных и капиллярных сил влажность почвы в зоне аэрации меняется от $V_{ПВ}$ – полной влагоемкости на поверхности контакта с УГВ до $V_{НВ} = I$ – наименьшей влагоемкости на высоте капиллярной каймы $h_{КК}$ до V_D – влажности почвы у дневной поверхности земли.

В соответствии с приведенной схемой частные уравнения водного баланса принимают следующий вид:

для дневной поверхности земли –

$$X_1 + Y_1 + A_1 + C = E + Y_2 + A_2; \quad (1.28)$$

для расчетного почвенного слоя h_p –

$$A_2 + G_1 + W_H + U_1 = A_1 + G_2 + W_K + U_2; \quad (1.29)$$

для слоя почвогрунта $h_{гв} - h_p$ –

$$D_1 + U_2 + S_1 + Q_1 = D_2 + U_1 + S_2 + Q_2; \quad (1.30)$$

для слоя почвогрунта, насыщенного водой –

$$P_1 + D_2 = P_2 + D_1. \quad (1.31)$$

Уравнение водного баланса участка суши для всего слоя водообмена от дневной поверхности земли до водоупора представляется в общем виде:

$$X_1 + C + W_H - W_K + Q_1 - Q_2 = E + Y_2 - Y_1 + G_2 - G_1 + S_2 - S_1 + P_2 - P_1. \quad (1.32)$$

Обозначив суммарный сток с участка суши как

$$Y = (Y_2 - Y_1) + (G_2 - G_1) + (S_2 - S_1) + (P_2 - P_1), \quad (1.33)$$

и учитывая, что в большинстве случаев внутрипочвенный сток не наблюдается, можно принять

$$(G_2 - G_1) + (S_2 - S_1) = 0, \quad (1.34)$$

и тогда уравнение (1.32) с учетом выражений (1.33) и (1.34) запишется в следующем виде:

$$X_1 + C + W_H - W_K + Q_1 - Q_2 = E + Y. \quad (1.35)$$

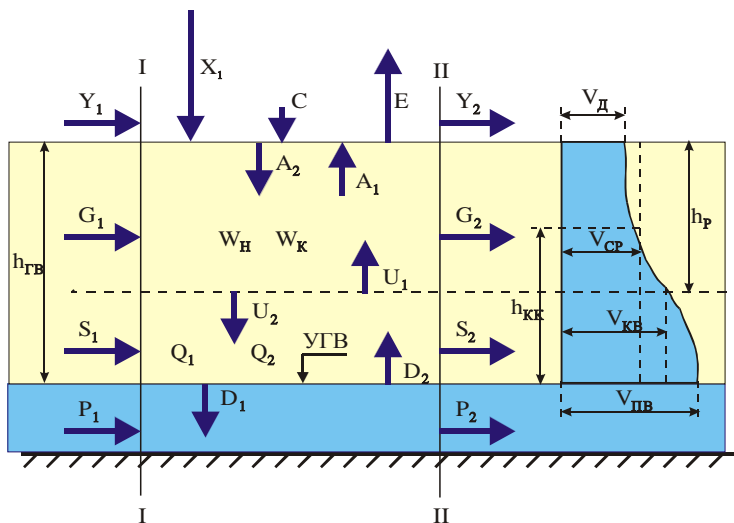


Рис. 1.17. Схема влагообмена: X_1 – сумма атмосферных осадков; C – конденсация водяных паров воздуха, не учитываемая осадкомерами; E – суммарное испарение; Y_1 и Y_2 – приток и отток поверхностных вод; G_1 и G_2 – приток и отток почвенной влаги в слое h_p ; S_1 и S_2 – приток и отток почвенной влаги в слое $h_{ГВ} - h_p$; P_1 и P_2 – приток и отток грунтовых вод; W_H и W_K – влагозапасы в расчетном слое почвы h_p на начало и конец расчетного промежутка времени; Q_1 и Q_2 – влагозапасы в слое почвы $h_{ГВ} - h_p$ на начало и конец расчетного промежутка времени; A_1 и A_2 – влагообмен между почвой и воздухом на уровне дневной поверхности; U_1 и U_2 – влагообмен между слоями почвы $h_{ГВ} - h_p$; D_1 и D_2 – влагообмен между почвенным слоем аэрации и слоем насыщения; $V_{Д} = W_{ДВ}/W_{НВ}$ – относительная полная влагоемкость почвы; $V_{КВ} = W_{КВ}/W_{НВ}$ – относительная капиллярная влагоемкость почвы; $V_{СР} = W_{СР}/W_{НВ}$ – относительная средняя влажность слоя аэрации; $V_{НВ} = 1$ – относительная наименьшая влагоемкость

Поскольку количество влаги от конденсации воздушных паров воздуха по сравнению с измеренными атмосферными осадками в большинстве случаев несравненно мало и с той или иной степенью точности может быть учтено в общей их сумме, можно записать: $X = X_1 + C$.

В случае когда наблюдается равенство $h_p = h_{тв}$, или когда ниже расчетного почвенного слоя влагозапасы практически не меняются, что имеет место при глубоком залегании УГВ, т. е. когда $Q_1 - Q_2 = 0$, уравнение (1.35) примет вид

$$X + W_H - W_K = E + Y. \quad (1.36)$$

При близком залегании УГВ часто можно наблюдать явление их подпора. В этих случаях приток грунтовых вод с внешней области питания на рассматриваемый участок суши настолько обильный, что не успевает весь транзитом стекать за его пределы. При этом поднимается УГВ, подпирая зону капиллярной каймы, иногда до дневной поверхности. Вследствие этого часть грунтовой воды расходуется на процесс суммарного испарения, а при выклинивании ее на дневную поверхность – и на поверхностный сток.

В таком случае атмосферные осадки расходуются только на суммарное испарение и поверхностный сток. Грунтовый же сток представлен лишь транзитным потоком P_2 , меньшим величины P_1 .

Уравнение водного баланса в данном случае примет вид:

$$X + W_H - W_K + P_1 - P_2 = E + Y. \quad (1.37)$$

Как видно, во всех формулах уравнения водного баланса участка суши в левой части сосредоточены приходные элементы, в сумме составляющие водные ресурсы данного участка, в правой части уравнения неизменно представлены две расходные статьи – суммарное испарение и суммарный сток.

Обозначая водные ресурсы или суммарное увлажнение величиной H , уравнение водного баланса кратко можно записать в общем виде

$$H = E + Y. \quad (1.38)$$

Теоретическими пределами изменения величины стока являются следующие: $0 \leq Y \leq H$. Нижним пределом суммарного испарения является нуль, а верхний предел величины E из уравнения (1.38) не очевиден. Можно лишь сказать, что в условиях низкой влагообеспеченности, но высокой теплообеспеченности верхним пределом суммарного испарения является количество атмосферных осадков. В условиях высокого увлажнения верхний предел изменения суммарного испарения ограничен ресурсами тепла.

В уравнениях водного баланса содержится элемент процесса влагообмена как суммарное испарение, интенсивность которого непосредственно зависит от теплоэнергетических ресурсов климата. Это обуславливает необходимость рассматривать задачу водного баланса совместно с теплоэнергетическим балансом земной поверхности, процесс влагообмена ее с атмосферой – в единстве с процессом теплообмена.

Радиационный баланс участка суши. Как и любой физический процесс изменений и превращений, процесс теплообмена (рис. 1.18) в любой точке пространства и за любой промежуток времени вообще характеризуется балансом статей прихода и расхода энергии, иначе говоря, законом сохранения энергии при ее изменениях и превращениях.

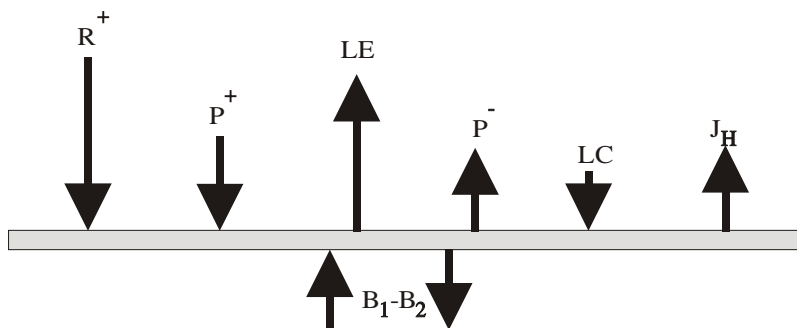


Рис. 1.18. Схема теплообмена

Закон сохранения энергии в процессе теплообмена между земной поверхностью и воздухом в соответствии со схемой, приведенной на рис. 1.18, записывается в виде

$$R^+ + P^+ + B_1 - B_2 = LE + P^- + J_H - LC, \quad (1.39)$$

где R^+ – радиационный баланс – разность между поглощенной коротковолновой (прямой и рассеянной) радиацией Солнца и балансом длинноволнового излучения (излучения земной поверхности за минусом противозлучения атмосферы) в дневные и частично в сумеречные часы суток;

P^+ – положительная составляющая турбулентного теплообмена – тепло, приходящее на участок суши в связи с движением воздуха – адвентивное тепло;

$B_1 - B_2$ – изменение запасов тепла в деятельном слое почвогрунта – теплообмен в почве;

LE – расход тепла на суммарное испарение;

P – расход тепла на нагревание воздуха – турбулентный теплообмен;

J_H – длинноволновое (эффективное) излучение земной поверхности в ночные часы суток;

LC – тепло конденсации;

L – скрытая теплота испарения воды.

Уравнение (1.39) значительно упрощается, если принять следующие обозначения:

- теплоэнергетические ресурсы

$$LE_0 = R^+ + P^+ + B_1 - B_2, \quad (1.40)$$

- суммарный теплообмен

$$T = P^- + J_H - LC. \quad (1.41)$$

Тогда оно примет вид

$$LE_0 = LE + T. \quad (1.42)$$

Величина E_0 является эквивалентом теплоэнергетических ресурсов процесса теплообмена (испаряемость), выражаемым слоем воды, который мог бы испариться при расходе на процесс испарения всех тепловых ресурсов. Величина T представляет собой суммарный теплообмен на нагревание приземного воздуха и на ночное эффективное излучение земной поверхности, частично компенсируемое противоизлучением атмосферы и теплом конденсации водяных паров воздуха на охлажденных элементах земной поверхности.

В уравнении (1.42) величины LE_0 и T характеризуются теоретическими пределами изменения:

$$LE_0 \geq LE \geq 0 \quad \text{и} \quad LE_0 \geq T \geq 0. \quad (1.43)$$

Из уравнения водного баланса в общем виде (1.38) имеем, что теоретическими пределами изменения его элементов являются:

$$\begin{cases} E \rightarrow 0 \quad \text{и} \quad Y \rightarrow 0 & \text{при} \quad H \rightarrow 0; \\ E \rightarrow E_0 \quad \text{и} \quad Y \rightarrow \infty & \text{при} \quad H \rightarrow \infty. \end{cases} \quad (1.44)$$

В первом случае суммарное испарение ограничено ресурсами увлажнения деятельной земной поверхности, во втором случае – теплоэнергетическими ресурсами климата. Энергетический предел суммарного испарения – величину E_0 принято называть максимально воз-

можным испарением (испаряемостью). В действительности из-за неидеальности радиационных и теплофизических свойств испаряющих поверхностей всегда наблюдается некоторый расход тепла на турбулентный теплообмен и эффективное излучение, т. е. в действительности всегда выполняется неравенство

$$T \rightarrow T_{\min} > 0. \quad (1.45)$$

Итак, процесс тепловлагообмена системы земля – воздух для любого речного водосбора за любой промежуток времени характеризуется балансами прихода и расхода влаги и тепла, выражаемыми уравнениями (1.38) и (1.42), неразрывно взаимосвязанными единым элементом – суммарным испарением, обуславливающим в значительной мере биологический процесс на Земле.

Взаимосвязь радиационного и водного балансов. В балансовых уравнениях (1.38) и (1.42) содержатся пять элементов, в том числе общий элемент – суммарное испарение.

Выразим все элементы балансовых уравнений в относительных величинах:

$$\frac{H}{E_0} = \beta_H; \quad \frac{E}{E_0} = \beta_E; \quad \frac{Y}{E_0} = \beta_Y; \quad \frac{T}{LE_0} = \psi; \quad \frac{Y}{H} = \eta. \quad (1.46)$$

С учетом этих обозначений уравнение водного баланса (1.38) примет вид

$$\beta_E = (1 - \eta)\beta_H, \quad (1.47)$$

а уравнение теплоэнергетического баланса предстанет в форме

$$\beta_E = 1 - \psi, \quad (1.48)$$

где η – коэффициент стока воды;

ψ – коэффициент расхода тепла на турбулентный обмен и ночное длинноволновое излучение.

Уравнения (1.47) и (1.48) удовлетворяют следующим граничным условиям

$$\left. \begin{aligned} \beta_E \rightarrow 0 & \text{ при } \psi \rightarrow 1, \eta \rightarrow 0 \text{ и } \beta_H \rightarrow 0 \\ \beta_E \rightarrow 1 & \text{ при } \psi \rightarrow 0, \eta \rightarrow 1 \text{ и } \beta_H \rightarrow \infty \end{aligned} \right\} \quad (1.49)$$

Первое условие указывает на ограничение суммарного испарения ничтожными ресурсами увлажнения при наличии значительных тепло-

энергетических ресурсов, что практически присуще условиям пустынь. Второе условие указывает на ограничение суммарного испарения ресурсами тепла, несоизмеримыми со значительным избытком увлажнения.

Учитывая общность граничных условий (1.49) балансовых уравнений (1.47) и (1.48), путем исключения из них величины β_E найдем:

$$\beta_H = \frac{1-\psi}{1-\eta}. \quad (1.50)$$

Полученное выражение представляет собой общий вид уравнения связи элементов водного и теплоэнергетического балансов с атмосферой за любой расчетный промежуток времени.

Из уравнения (1.50) определяется коэффициент стока воды

$$\eta = 1 - \frac{1-\psi}{\beta_H}. \quad (1.51)$$

Из-за отсутствия массовых данных об элементах, определяющих величины ψ и η за отдельные внутригодовые промежутки времени, уравнение связи (1.51) трудно применимо в практических расчетах. Поэтому возникает необходимость разработки других, частных форм уравнения связи балансовых элементов, которые полностью удовлетворяли бы общим граничным условиям (1.49). Тогда с учетом обозначений (1.46) уравнение (1.38) примет вид

$$\beta_H = \beta_E + \beta_Y. \quad (1.52)$$

Дифференцируя балансовое уравнение (1.42) по величине отношения ресурсов влаги и тепла, имеем:

$$\frac{\partial \beta_E}{\partial \beta_H} + \frac{\partial \beta_Y}{\partial \beta_H} = 1. \quad (1.53)$$

Как видно из полученного дифференциального уравнения, первые производные частных уравнений связи или тангенсы углов между касательными к ним и осью β_H дополняют друг друга до единицы.

В соответствии с этим частные производные $\frac{\partial \beta_E}{\partial \beta_H}$ и $\frac{\partial \beta_Y}{\partial \beta_H}$ должны быть некоторыми функциями количественных характеристик водных и теплоэнергетических ресурсов и физико-географических условий формирования суммарного испарения и стока. Поскольку физико-

географических условий формирования суммарного испарения и стока в природе множество, частное их влияние на процесс тепловлагообмена полностью учесть практически невозможно. В таких случаях при математическом описании природных процессов используют аппроксимирование.

Как известно, наряду с водными ресурсами, определяющим фактором процесса влагообмена между земной поверхностью и воздухом является недостаток его насыщения, испаряющая способность. Поэтому $1 - \beta_E$ может с некоторой степенью точности представить величину относительного недостатка насыщения. С учетом этого искомая функция $\beta_E(\beta_H)$ может быть аппроксимирована схемой

$$\frac{\partial \beta_E}{\partial \beta_H} = (1 - \beta_E^n)^m. \quad (1.54)$$

В зависимости (1.54) m и n – параметры, интегрирующие влияние физико-географических условий формирования суммарного испарения и стока. Приняв $m = (n + 1)/n$ после интегрирования уравнения (1.54) и некоторых преобразований, получим частное уравнение связи

$$\beta_E = (1 + \beta_H^{-n})^{-\frac{1}{n}}. \quad (1.55)$$

С учетом принятых обозначений

$$E = E_0 \left(1 + \left(\frac{X + W_H - W_K}{E_0} \right)^{-n} \right)^{-\frac{1}{n}}. \quad (1.56)$$

Аналогично решается и уравнение относительно стока:

$$Y = X + W_H - W_K - E_0 \left(1 + \left(\frac{X + W_H - W_K}{E_0} \right)^{-n} \right)^{-\frac{1}{n}}. \quad (1.57)$$

1.7. Характеристики речного стока, их интерпретация и картирование

Рассмотрим наиболее часто употребляемые характеристики речного стока.

Объем стока W (м^3 , км^3) – количество воды, стекающей с водосбора за какой-либо интервал времени (сутки, месяц, год и т. д.). Определяется по формуле

$$W = \overline{QT}, \quad (1.58)$$

где \overline{Q} – средний расход за расчетный период времени, м³/с;

T – число секунд в том же периоде времени.

Модуль стока M (л/(с · км²)) или q (м³/(с · км²)) – количество воды, стекающей с единицы площади водосбора в единицу времени. Определяется по формуле

$$M = \frac{\overline{Q} \cdot 10^3}{A} \quad \text{или} \quad q = \frac{\overline{Q}}{A}, \quad (1.59)$$

где A – площадь водосбора, км²;

10^3 – переводной коэффициент из кубических метров в литры.

Наряду с максимальными и минимальными модулями стока по аналогичным формулам рассчитываются средние модули стока за различные периоды времени (сутки, месяц, сезон, год и т. д.). Для этого в них подставляются значения соответствующих расходов воды.

Слой стока y (мм) или h (мм) – количество воды, стекающей с водосбора за какой-либо интервал времени, равное толщине слоя, равномерно распределенного по площади этого водосбора. Определяется по формуле

$$y = \frac{W}{A \cdot 10^3} = \frac{\overline{QT}}{A \cdot 10^3}, \quad (1.60)$$

где 10^3 – коэффициент размерности;

T – число секунд в расчетном периоде.

Если в предыдущую формулу подставить число секунд в миллионах, то его можно записать в следующем виде:

$$y = \frac{\overline{QT}' \cdot 10^6}{A \cdot 10^3} = \frac{\overline{QT}' \cdot 10^3}{A} = T' \overline{M}, \quad (1.61)$$

где \overline{M} – средний модуль стока за период T' , млн. с.

Таким образом, это соотношение для года будет иметь вид

$$y_r = 31,5 \cdot \overline{M}_r, \quad (1.62)$$

где y_r – слой годового стока, мм;

\overline{M}_r – средний модуль годового стока, л/(с · км²);

31,5 – число миллионов секунд в среднем за год.

Для месяца

$$y_m = 2,63 \cdot \overline{M}_m, \quad (1.63)$$

где y_m – слой стока за месяц, мм;

M_m – средний модуль месячного стока, л/(с · км²);

2,63 – число миллионов секунд в среднем за месяц.

Коэффициент стока α – отношение слоя стока к количеству выпавших на площадь водосбора осадков, обусловивших возникновение стока. Определяется по формуле

$$\alpha = y / x, \quad (1.64)$$

где y – слой поверхностного стока, мм;

x – атмосферные осадки, вызвавшие этот сток, мм.

Модульный коэффициент k представляет собой отношение любой стоковой характеристики к своей норме или средней за многолетний период. Модульный коэффициент стока любого года может быть получен из следующих соотношений:

$$k(i) = \frac{Q(i)}{Q_0} = \frac{M(i)}{M_0} = \frac{W(i)}{W_0} = \frac{y(i)}{y_0}, \quad (1.65)$$

где Q_i, M_i, W_i, y_i – сток за любой год из ряда наблюдений;

Q_0, M_0, W_0, y_0 – норма стока.

Аналогично модульные коэффициенты могут быть подсчитаны для рядов максимального, минимального, месячного и сезонного стока.

Значения модульных коэффициентов могут быть большими единицы (многоводные годы), близкими или равными единицы (средние по водности годы) и меньшими единицы (маловодные годы). Чем больше амплитуда значений модульных коэффициентов ряда стоковой характеристики, тем больше ее изменчивость. Среднее значение модульного коэффициента за многолетний период равно единице.

Коэффициент естественной зарегулированности стока φ выражает степень неравномерности внутригодового распределения стока и определяется по гидрографу (рис. 1.19), исходя из соотношения базисного объема стока к годовому:

$$\varphi = \frac{\varpi_1}{\varpi}, \quad (1.66)$$

где ϖ_1 – площадь нижней части гидрографа, ограниченная сверху линией среднего годового расхода воды и снизу осями координат (заштрихованная часть рис. 1.19);

ω – площадь всего гидрографа, ограниченная линией гидрографа и осями координат.

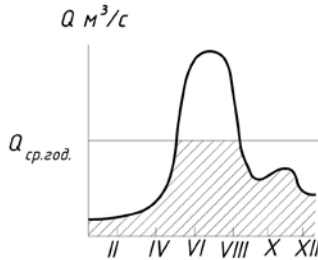


Рис. 1.19. Схема определения коэффициента естественной зарегулированности стока

Значения ω_1 и ω , умноженные на масштабные коэффициенты по обьему осям гидрографа, дают соответственно объемы базисного (нижней части гидрографа) и годового стока.

В целях установления закономерностей пространственного распределения характеристик речного стока и определения их в случае отсутствия гидрологических наблюдений на реках производится картирование характеристик речного стока, не зависящих от размера площади водосбора. Картирование основано на допущении плавного изменения характеристик по территории в соответствии с распределением климатических и других физико-географических факторов. К таким характеристикам речного стока, пространственное распределение которых часто представлено в виде карт, следует отнести модули и слои сезонного и годового стока, коэффициенты стока, коэффициенты изменчивости слоя стока половодья и годового стока и др.

Особенностью картирования характеристик речного стока является то обстоятельство, что изображаемые на карте их значения относятся не к точке измерения (как при картировании климатических характеристик), а к целому водосбору, так как расход воды, измеренный в гидрометрическом створе, представляет собой осредненный сток со всего речного бассейна. Это создает условность картирования характеристик речного стока, ибо их значения относят к условным точкам – центрам тяжести водосборов, отражающих в какой-то степени средние условия их формирования. Погрешность определения характеристик речного стока по карте тем больше, чем больше градиент изменения их по территории и чем больше площадь водосбора. Поэтому большие бассейны рек, имеющие разные значения характеристик в отдельных

частях бассейна, при построении карты не рассматриваются, а служат лишь для контроля надежности построения.

Из особенностей построения карт вытекает и способ определения характеристик по ним. Для того чтобы определить значение характеристики речного стока, сначала на карте оконтуривают рассматриваемый водосбор до замыкающего створа (проводят водораздельную линию), затем находят центр его тяжести, который наносят на карту. В тех случаях, когда в пределах водосбора проходят одна-две изолинии или водосбор находится между двумя изолиниями, характеристика речного стока определяется для центра тяжести водосбора путем линейной интерполяции между изолиниями. При пересечении водосбора несколькими изолиниями определяется средневзвешенное значение характеристики речного стока y_{cp} по формуле

$$y_{cp} = \frac{y_1 a_1 + y_2 a_2 + \dots + y_n a_n}{a_1 + a_2 + \dots + a_n} = \frac{\sum_{i=1}^n y_i a_i}{A}, \quad (1.67)$$

где y_i – средние значения характеристики речного стока между соседними изолиниями;

a_i – площади, ограниченные соседними изолиниями и линией водораздела;

A – площадь водосбора до замыкающего створа.

Норма и колебания годового стока. *Норма годового стока* называется среднее его значение за многолетний период с неизменными ландшафтными географическими условиями и одним уровнем хозяйственной деятельности в бассейне реки.

Длительность многолетнего периода, необходимого для определения нормы стока, должна быть такой, при которой дальнейшее увеличение ряда значений годового стока практически не меняет ее значения. Приближенное значение нормы стока, наиболее близкое к действительному, может быть получено из ряда, включающего наибольшее число полных циклов колебаний водности реки.

Норма годового стока имеет большое значение при практических расчетах речного стока и водохозяйственном проектировании, так как она определяет потенциальные водные ресурсы речного бассейна или района. Норма годового стока является устойчивой гидролого-климатической характеристикой данного района, но нельзя считать ее неизменной. Если под влиянием изменения климатических условий или антропогенных факторов (создание водохранилищ, вырубка лесов и т. д.) изменяются средние количества осадков и испарения для данного

географического ландшафта, то изменится и норма годового стока.

Норма годового стока может быть выражена в виде среднего годового расхода воды Q_0 ($\text{м}^3/\text{с}$), среднего годового объема стока W_0 (м^3), среднего годового слоя стока y_0 (мм).

Факторы, влияющие на норму стока. Главными факторами, определяющими норму стока рек, имеющих постоянное грунтовое питание, являются климатические условия (осадки и испарение). Этот вывод можно записать в виде

$$y_0 = x_0 - E_0. \quad (1.68)$$

Норма стока является функцией нормы осадков и испарения, т. е. гидрометеорологических компонентов географического ландшафта, отражающих то соотношение тепла и влаги, которое свойственно данной географической зоне. Все остальные элементы ландшафта, или факторы подстилающей поверхности, влияют на норму стока не непосредственно, а через осадки и испарение.

Как правило, изменение нормы стока под влиянием факторов подстилающей поверхности, к которым следует отнести рельеф, почвы, растительный покров, озерность, заболоченность, закарстованность и размеры водосбора, не превышает $\pm 10 - 25$ %. Рассмотрим влияние каждого из перечисленных факторов на норму стока рек, имеющих постоянное грунтовое питание (полностью дренирующих подземный сток).

Влияние рельефа. Норма годового стока в возвышенных районах увеличивается с повышением местности, что определяется изменением компонентов уравнения водного баланса. Осадки с повышением местности возрастают до известного предела, а затем уменьшаются вследствие истощения запасов влаги в верхних слоях атмосферы. Испарение, наиболее значительное в низких местах, убывает с высотой вследствие понижения температуры и уменьшения радиационного баланса.

Почвы как элемент географического ландшафта имеют зональное распределение. Различные почвы обладают неодинаковыми водно-физическими свойствами и, в частности, разной водопроницаемостью. Водопроницаемые почвы быстро поглощают атмосферные осадки, которые, просачиваясь в почву, менее подвергаются испарению. На малопроницаемых почвах при прочих равных условиях выпавшая атмосферная влага задерживается на поверхности и более интенсивно испаряется. Таким образом, влияние почв отражается на норме стока через испарение.

Лес имеет важное водорегулирующее значение, однако по вопросу о его водоохранной роли существовали и существуют разные взгляды:

одни исследователи утверждали, что лес увеличивает речной сток, другие отстаивали противоположное мнение.

Влияние леса на норму стока может быть вызвано его воздействием на количество осадков и испарение.

В настоящее время считается, что имеет место увеличение нормы осадков над лесом в среднем на 10–12 %. На рис. 1.20 приведена схема, характеризующая процесс изменения водорегулирующего действия леса в течение всего цикла развития древостоя.

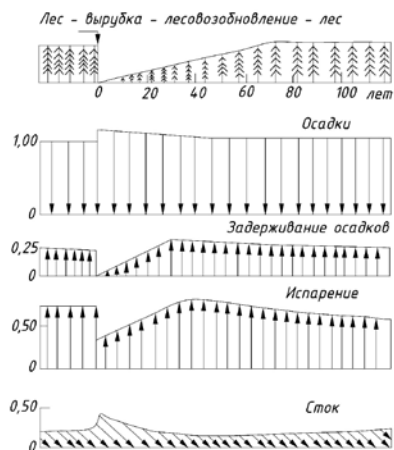


Рис. 1.20. Схема преобразования элементов водного баланса для всего периода развития древостоя

Влияние озер, сточных или проточных, расположенных в пределах речного бассейна, выражается в уменьшении нормы годового стока вследствие повышенного испарения с водной поверхности по сравнению с испарением с суши. Снижение нормы годового стока Δy под влиянием озер может быть установлено по выражению

$$\Delta y = (E_{\text{в}} - E_{\text{с}}) a_{\text{оз}}, \quad (1.69)$$

где $E_{\text{в}}$ и $E_{\text{с}}$ – норма испарения с водной поверхности и суши, мм;
 $a_{\text{оз}} = A_{\text{оз}}/A$ – озерность бассейна ($A_{\text{оз}}$ – площадь зеркала озер, км²;
 A – площадь водосбора реки, км²).

Снижение нормы годового стока под влиянием озер в зоне избыточного и достаточного увлажнения, где испарение с водной поверхности близко к испарению с суши, незначительно, так как добавочные

потери на испарение с поверхности озер относительно невелики. В условиях недостаточного увлажнения, где испарение с водной поверхности значительно превышает испарение с суши, озера могут существенно уменьшить норму годового стока.

Влияние болот на норму годового стока в основном определяется различием нормы испарения по сравнению с незаболоченной территорией, расположенной в одинаковых или близких физико-географических условиях. В зоне избыточного увлажнения чисто болотные водосборы по сравнению с незаболоченными (исключая лесные водосборы с высоким бонитетом древостоя), имеют более высокую норму испарения. Различие испарения с болотных и незаболоченных водосборов в большей мере зависит от типов болотных микроландшафтов и физико-географических условий и состава растительности незаболоченных водосборов, поэтому она может изменяться в широких пределах.

Влияние размера площади водосбора. Как известно, сток рек формируется в русловой сети за счет поверхностного и подземного притока с водосбора. Норма поверхностного стока, выраженная в виде слоя или модуля стока, в одних и тех же физико-географических условиях не зависит от размера водосбора. Норма же подземного стока зависит от размера водосбора, определяющего степень дренирования грунтовых вод речной долиной.

Малые реки, как правило, имеют незначительное подземное питание или не имеют его. Следствием этого является уменьшенное значение нормы годового стока.

Общая схема изменения нормы стока малых рек с изменением площади водосбора представлена на рис. 1.21. Из рисунка виден противоположный ход изменения кривой M_0/M_3 малых водосборов (где M_3 – зональная норма стока в виде модуля, определяемая по карте; M_0 – норма стока малого водосбора для районов, где реки имеют подземное питание (кривые I), и для районов, где грунтовое питание рек вследствие глубокого залегания подземных вод недостаточно или отсутствует (кривая II).

Влияние карста. Карст оказывает большое влияние на норму годового стока малых рек из-за несовпадения поверхностного и подземного водосборов. Если подземный водосбор больше поверхностного, то в этом случае река дренирует карстовые воды смежных водосборов и имеет повышенную норму годового стока. Если подземный водосбор меньше поверхностного, то норма годового стока такой реки будет меньше, чем норма годового стока незакарстованной реки, вследствие оттока карстовых вод в смежные водосборы.

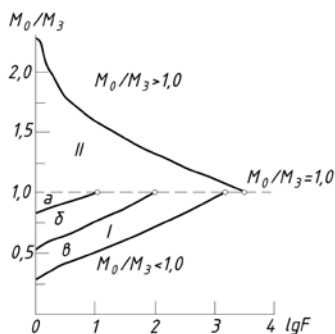


Рис. 1.21. Зависимость $M_0 = f(A)$ для различных районов:
 I – районы умеренного и достаточного увлажнения
 с $M_0/M_3 < 1,0$; II – районы недостаточного увлажнения
 с $M_0/M_3 > 1,0$

Отклонения норм годового стока закарстованных и незакарстованных рек в одном и том же районе могут достигать 100 % и более в зависимости от степени превышения (уменьшения) подземного водосбора над поверхностным.

1.8. Режим речного стока

Изменение во времени уровней, расходов и объемов воды в реках представляет собой водный режим реки. В нем выделяются годовые циклы, отражающие внутригодовое изменение климатических элементов и неравномерности поступления поверхностных и подземных вод в реку в течение года, а также изменения от года к году, обусловленные многолетними колебаниями стока.

Годовой цикл водного режима рек подразделяется на характерные фазы: половодье, паводки, межень (летняя и зимняя).

На реках Беларуси, питающихся преимущественно талыми водами, особенно ярко выражена фаза весеннего половодья. Летняя и зимняя межени обычно разделены периодом дождевых паводков. На рис. 1.22 представлен типовой гидрограф, характерный для рек Беларуси.

Типовой гидрограф стока – осредненный за ряд лет хронологический график колебания стока в году, отражающий общие черты, свойственные годовому циклу колебаний расходов и потому закономерно проявляющийся почти ежегодно.

Половодье – значительное и относительно длительное увеличение водоносности реки, ежегодно повторяющееся в данных климатических условиях в один и тот же сезон года, обычно сопровождающееся выходом воды из русла и затоплением поймы.

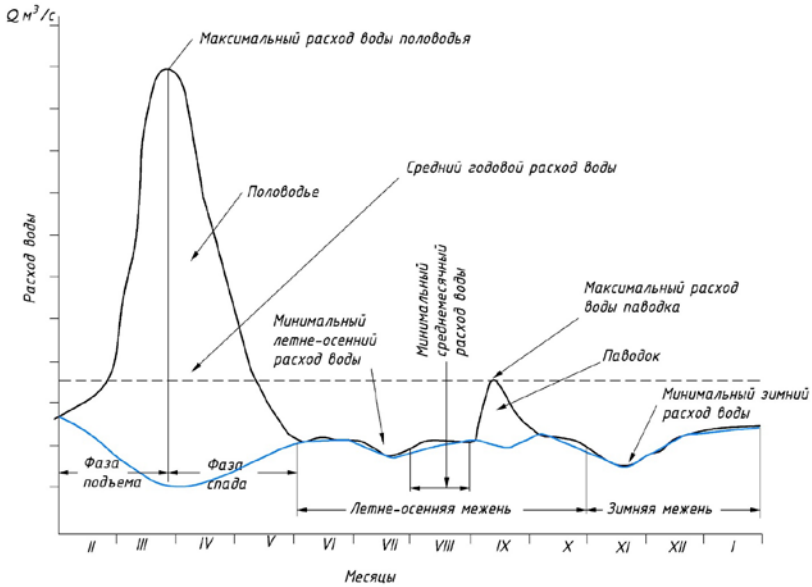


Рис. 1.22. Типовой гидрограф стока

Половодье на реках Беларуси вызывается весенним таянием снега. Сток на реках Беларуси за период половодья составляет свыше 50 % годового стока, а в отдельных районах достигает 60–80 % и даже 80–100 %.

Начало половодья обычно определяют однозначно по гидрографу – по дате интенсивного увеличения расхода воды. Значительно сложнее определить его конец, особенно при формировании дождевых паводков на спаде волны половодья. В этом случае правильнее всего принимать за конец спада половодья дату, в которую пройдет через замыкающий створ остаток талой воды с наиболее удаленной части водосбора. Для этого необходимы данные о сходе снега и скорости перемещения волны половодья.

Продолжительность половодья зависит от продолжительности водоотдачи из снега и времени добегания талых вод со всего водосбора до замыкающего створа или устья реки. Поэтому она для малых рек в основном определяется продолжительностью водоотдачи из снега, а для больших рек – в основном временем добегания талых вод со всего водосбора. Продолжительность половодья для малых рек колеблется в широких пределах, так как продолжительность водоотдачи зависит от снегозапасов и интенсивности таяния, меняющихся под воздействием

как зональных, так и азональных факторов. На больших реках продолжительность половодья в нижнем течении составляет два-три месяца.

Паводки представляют собой сравнительно кратковременное, но интенсивное увеличение расходов и уровней воды, возникающее в результате быстрого таяния снега при оттепели, обильных дождях, попусках воды из водохранилищ. В отличие от половодий, паводки могут кратковременно повторяться в любое время года. Дождевые паводки формируются стокообразующими дождями, интенсивность выпадения которых выше интенсивности потерь стока. На любом водосборе объем и максимальный расход паводочного стока зависят от характеристик дождя (слоя осадков, их интенсивности и продолжительности) и влагонасыщенности водосбора к началу дождя (дефицита влаги в почве и наличия воды на поверхности).

При малоинтенсивных, хотя и продолжительных дождях почва в состоянии поглотить всю воду и значительные паводки не образуются. Наиболее опасными являются интенсивные и продолжительные ливни и ливневые дожди, особенно если они следуют друг за другом в течение нескольких дней. В этом случае каждый последующий дождь будет более эффективным с точки зрения формирования стока, так как насыщенность водосбора влагой постепенно повышается.

Межень, меженный период, – это фаза водного режима продолжительностью не менее 10 дней, ежегодно повторяющаяся в одни и те же сезоны, характеризующаяся малой водностью. Межень обусловлена периодами сухой и морозной погоды, когда водность реки поддерживается главным образом грунтовым питанием при сильном уменьшении или прекращении поверхностного стока. В умеренных и высоких широтах различают летнюю и зимнюю межень.

Меженный сток зависит как от климатических условий (осадков и испарения), так и главным образом от количества и характера грунтового питания рек. В свою очередь грунтовое питание зависит от факторов, которые определяют наличие и емкость наземных и подземных аккумуляторов влаги. Наземными аккумуляторами стока являются озера и в некоторой степени болота. Подземными аккумуляторами стока являются почво-грунты бассейна, представляющие собой естественные подземные водохранилища, часто содержащие огромное количество воды, обеспечивающие сток рек в меженные периоды. В зоне избыточного и достаточного увлажнения, где грунтовые воды залегают неглубоко, даже малые реки с неглубоким врезом долины в теплый период года получают устойчивое грунтовое питание, обеспечивающее меженный сток. В холодный период года малые реки этой зоны часто промерзают, что связано с истощением запасов дренируемых ими подземных вод и увеличением толщины льда, перекрывающего

живое сечение реки. Что касается средних и больших рек, то их межженный сток зимой уменьшается в связи с сезонным промерзанием почв и грунтов. Поэтому в зоне избыточного и достаточного увлажнения сток рек в зимнюю межень ниже, чем в летнюю.

Что касается перемерзания рек, то оно связано не только с истощением запасов грунтовых вод, но и с увеличением толщины льда, перекрывающим живое сечение русел малых рек. Так как толщина льда зависит в основном от климатических условий, то предел площадей водосборов промерзающих рек также является в некоторой степени функцией географических координат и увеличивается с запада на восток.

1.9. Термический и ледовый режим рек

Термический режим рек формируется в результате теплообмена водной массы с окружающей средой, который происходит по границе раздела воды с атмосферой и грунтами. Теплообмен протекает различно при открытой водной поверхности и при ледяном покрове.

Для бесприточного участка с открытой водной поверхностью баланс тепла речных вод в общем виде за интервал времени t может быть записан уравнением

$$S_B + S_{CP} + S_{ИА} - S_{ИВ} \pm S_{ТА} \pm S_{ИК} \pm S_{ЛР} + S_{ГВ} \pm S_{ОС} \pm S_{Л} + S_{КЭ} - S_{Н} = \pm S_t, \quad (1.70)$$

где S_B – тепло, поступающее вместе с водой через верхний створ;

S_{CP} – суммарная солнечная радиация, поглощенная водой;

$S_{ИА}$ – встречное излучение атмосферы, поглощенное водой;

$S_{ИВ}$ – потери тепла поверхностью воды путем длинноволнового излучения;

$S_{ТА}$ – турбулентный обмен тепла с атмосферой;

$S_{ИК}$ – тепло, затрачиваемое на испарение или выделяемое при конденсации;

$S_{ЛР}$ – теплообмен с ложем реки;

$S_{ГВ}$ – тепло, поступающее с грунтовыми водами;

$S_{ОС}$ – тепло, поступающее с жидкими осадками или затрачиваемое на таяние твердых осадков;

$S_{Л}$ – тепло, выделяемое при образовании льда или затрачиваемое при его таянии на месте;

$S_{КЭ}$ – тепло, выделяемое при рассеянии кинетической энергии;

$S_{Н}$ – тепло, уносимое вместе с водой через нижний створ;

S_t – изменение запаса тепла в водной массе за время t на бесприточном участке реки.

Роль составляющих в уравнении неодинакова. Наибольший удель-

ный вес имеют следующие составляющие: S_B , $S_{СР}$, $S_{ИА}$, $S_{ИВ}$, $S_{ТА}$, $S_{ИК}$ и $S_{Н}$, роль остальных значительно меньше, при этом некоторые из них ($S_{ЛР}$, $S_{ГВ}$, $S_{ОС}$, $S_{Л}$) настолько малы, что не всегда учитываются в общем балансе тепла речных вод.

При наличии ледяного покрова интенсивность теплообмена между атмосферой и водной массой резко снижается. Лед и выпадающий на него снег уже при толщине 10–20 см практически прекращают доступ к воде лучистой энергии Солнца и исключают встречное излучение атмосферы, прекращаются конденсация и испарение с водной поверхности, нарушается турбулентный обмен тепла между водной массой и атмосферой. В результате теплообмен осуществляется через толщу ледяного и снежного покрова путем теплопроводности.

Соотношения между составляющими теплового баланса меняются вместе с метеорологическими условиями. В среднем же каждому сезону свойственны определенные соотношения между приходом и расходом тепла, что и обуславливает типические черты температурного режима речных вод. Перенос тепла в толщу потока, поступающего на поверхность раздела воды с атмосферой и грунтами, осуществляется главным образом в процессе турбулентного перемешивания, свойственного рекам. Некоторую роль в распространении тепла вглубь потока, особенно в застойных участках рек, играет непосредственное проникновение солнечной энергии в воду. При составлении уравнения теплового баланса все его составляющие должны быть выражены в одинаковых единицах: в виде количества тепла (джоули) либо в форме теплового потока, отнесенного к единице поверхности ($\text{Дж}/(\text{см}^2 \cdot \text{сут})$, $\text{Дж}/(\text{см}^2 \cdot \text{год})$).

Процессы и факторы, влияющие на температуру воды в реках.

Нагревание и охлаждение воды в реках происходит под влиянием теплообмена, совершающегося между массой воды и окружающей ее средой, выражением чего является тепловой баланс участка реки.

Перенос тепла от поверхности раздела в толщу водной массы осуществляется в результате турбулентного перемешивания.

Некоторую роль в распространении тепла вглубь, помимо перемешивания, особенно в застойных участках рек, играет непосредственное проникновение солнечной энергии в воду. Таким путем в зависимости от мутности и цвета воды на глубину 1 м проникает от 1 до 30 %, а на глубину 5 м – от 0 до 5 % падающей на поверхность воды лучистой энергии. Таким образом, проникающее в форме лучистой энергии солнечное тепло непосредственно нагревает только самые верхние слои водоема.

Процесс теплообмена существенно изменяется в течение суток и по

времени года с изменением метеорологических условий и высоты солнца. В соответствии с изменением теплового потока ход температуры воды имеет периодический характер. Днем, весной и летом преобладает возрастание температуры, ночью, осенью и зимой – уменьшение.

Особенно существенные изменения в процесс теплообмена вносит появление ледяного и снежного покрова. С его возникновением теплообмен с атмосферой резко уменьшается: прекращается турбулентный теплообмен и влагообмен с атмосферой и проникновение в воду лучистой энергии. В это время непосредственный обмен теплом между водной массой и атмосферой осуществляется только путем теплопроводности сквозь лед и снег.

Распределение температуры по живому сечению реки. Турбулентный характер течения в реках, обуславливающий непрерывное перемешивание водных масс, создает условия для выравнивания температуры по живому сечению реки. В большинстве случаев летом температура у берегов бывает несколько выше, чем на середине реки, а осенью наоборот. В летнее время днем вода на поверхности несколько теплее, чем у дна, ночью же температура у дна несколько выше. При установлении ледяного покрова более низкие температуры (0°C) наблюдаются у поверхности воды.

Изменение температуры воды во времени. Изменение интенсивности теплового потока, поступающего в воду, и расходования полученного тепла в течение суток и года вызывает соответствующие колебания температуры воды. *Суточный ход* температуры воды наиболее четко выражен в теплую часть года. Основным фактором, определяющим амплитуду суточных колебаний температуры воды, является водность реки: чем больше водность реки, тем меньше суточная амплитуда. Кроме водности, амплитуда колебаний температуры воды зависит также от широты места. Суточные амплитуды колебания температуры воды в значительной степени зависят от условий погоды: при ясной погоде они больше, при пасмурной – меньше.

Годовой ход температуры воды характеризуется следующими особенностями. В течение зимних месяцев температура воды весьма мало отличается от 0°C и практически принимается равной 0°C . В этот период реки покрыты льдом и поверхность воды не соприкасается с воздухом. С повышением температуры воздуха и очищением реки ото льда температура воды начинает довольно быстро повышаться, достигая максимума в июле – августе. После этого температура воды понижается, и к моменту появления ледовых образований на реке снова становится приблизительно равной 0°C . Обычно падение температуры

во вторую половину лета происходит медленнее, чем нарастание ее от нулевых значений до максимальных. В первую половину периода, свободного ото льда, как правило, температура воды ниже температуры воздуха; во вторую половину этого периода соотношение между ними обратное.

Ледовый режим рек. При охлаждении воды до $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ и продолжающейся после этого отдаче тепла с водной поверхности на реках возникают ледовые образования – реки вступают в *фазу зимнего режима*. За начало зимнего периода условно принимают установление отрицательных температур воздуха, сопровождающихся возникновением на реке ледовых образований. Концом зимнего периода считают момент очищения реки ото льда. Для многих рек отождествление конца зимнего периода с моментом очищения их ото льда зачастую может оказаться нецелесообразным, так как часто даже максимум весеннего половодья сопровождается ледоходом или значительная часть паводка проходит поверх льда. Поэтому правильнее с точки зрения выделения зимней фазы стока за момент окончания зимнего режима принимать момент начала первой интенсивной прибыли весенней воды.

Период жизни реки, связанный с ледовыми явлениями, может быть разделен на три характерные части: *замерзание реки*, включающее время осеннего ледохода, *ледостав* и *вскрытие* реки.

Замерзание. Появлению ледяных образований на реках предшествует период времени с отрицательным тепловым балансом, приводящим к охлаждению поверхности воды до $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ и ниже. Последнее раньше всего наступает на мелководных участках близ берегов, а также в застойных местах, поэтому они являются первыми очагами ледяных образований. Здесь возникают *забереги* – полосы льда, смерзшиеся с берегами реки при незамерзшей основной части водного пространства. Забереги бывают первичные, постоянные и наносные. Первичные забереги возникают в тихие морозные ночи; днем при повышении температуры воздуха они обычно исчезают или взламываются волнением. По мере усиления морозов образуются постоянные забереги. Они постепенно растут в ширину и толщину до тех пор, пока не наступит ледостав. На крупных реках во время осеннего ледохода плывущие по реке лед и шуга прибывают к берегу, примерзают к нему и образуют наносные забереги, обычно с неровной поверхностью.

Одновременно с заберегами, а иногда несколько позже, на реках появляется *сало* – поверхностные первичные ледяные образования, состоящие из иглообразных и пластинчатых кристаллов в виде пятен или тонкого сплошного слоя. При обильном выпадении снега на неза-

мерзшую водную поверхность образуется *снежура*, плывущая комковатыми скоплениями, еле возвышающимися над водой, в виде рыхлой несмерзающей массы.

На многих реках перед началом ледостава формируется *внутриводный лед* – скопление первичных ледяных кристаллов, образующихся в толще воды и на дне русла при переохлаждении воды в потоке до сотых долей градуса ниже нуля. Переохлаждение воды начинается в поверхностном слое, но затем благодаря турбулентному перемешиванию распространяется на всю глубину. Степень переохлаждения и скорость его распространения ко дну будут тем больше, чем ниже температура воздуха и больше скорости потока. Процесс кристаллизации льда в переохлажденной воде значительно ускоряется при внесении в нее кристалликов льда (снежинок, твердых частиц), являющихся зародышами или центрами дальнейшей кристаллизации. Эти зародыши могут быть занесены с поверхности воды в толщу и ко дну потока благодаря турбулентному перемешиванию или непосредственно там образовываться. Такие зародыши во множестве появляются внутри воды, соприкасаясь с выступами дна, прикрепляются к ним и, омываемые переохлажденной водой, продолжают расти. Скопление и рост подобных зародышей на дне реки и на подводных предметах дают начало образованию рыхлого *донного льда*.

Процесс кристаллизации переохлажденной воды значительно ускоряется в относительно неподвижном придонном слое толщиной, соизмеримой с высотой выступов неровностей дна, где скорости потока практически равны нулю. При кристаллизации выделяется тепло, которое препятствует этому процессу, если нет поблизости среды, способной поглощать его. При турбулентном движении водной массы тепло, выделяемое при кристаллизации, быстро уносится потоком и процесс кристаллизации развивается дальше. Вот почему местами усиленного и массового образования шуги и донного льда являются пороги и участки реки с быстрым турбулентным течением, которые не замерзают в течение зимы и вследствие этого являются местами усиленного выхолаживания воды и своего рода «фабриками» шуги и донного льда.

Условия образования внутриводного льда следующие: 1) переохлаждение воды ниже 0°C хотя бы на сотые доли градуса; 2) наличие ядер кристаллизации (зародышей); 3) быстрое течение воды, способствующее выравниванию температуры в живом сечении, переносу ядер кристаллизации вглубь потока и уносу тепла, выделяемого при кристаллизации; 4) наличие относительно неподвижного слоя, в котором происходит кристаллизация.

Образование внутриводного льда нередко создает большие затруднения при эксплуатации мостов, дамб, водопропускных труб, так как скопление этого льда их забивает.

Одна из весьма распространенных форм ледяных образований на реках, связанных с внутриводным льдом, – шуга. *Шугой* называется всплывший на поверхность внутриводный лед в виде комьев, ковров, венков и подледных скоплений, в массе которого часто содержится сало, снежура и мелкобитый лед. Шуга может находиться в состоянии движения на поверхности и внутри водного потока – *шугоход* или в неподвижном состоянии под ледяным покровом – *подледная шуга*. Обычно шуга формируется в период, предшествующий ледоставу. Во время ледостава она образуется лишь на участках, свободных от ледяного покрова, где создаются условия, благоприятные для возникновения внутриводного льда.

На шугоносных реках нередко образуются зажоры. *Зажор* – это скопление шуги с включением мелкобитого льда в русле реки подо льдом, вызывающее стеснение водного сечения и связанный с этим подъем уровня воды.

Зажоры образуются в местах расположения перекатов, островов и других суженных участков русла, чаще всего на северных и озерных реках, забивая живое сечение русла подо льдом на 50 % и более. Выше зажора уровень воды резко поднимается, взламывая ледяной покров, и вызывает затопление прилегающих участков долины. Для борьбы с зажорными явлениями прибегают к взрывным и ледокольным работам.

Плывущие по реке льдины и ледяные поля, сформировавшиеся в результате смерзания обломившихся заберегов, снежуры и шуги, образуют *осенний ледоход*. Осенний ледоход наблюдается не на всех реках. Отсутствие его характерно для малых рек и даже сравнительно крупных рек при их малой водности.

На реках Беларуси осенний ледоход бывает ежегодно и протекает сравнительно спокойно. На отдельных участках (крутые повороты, сужение русла) образуются *заторы* – скопление льдин в русле реки во время ледохода, вызывающие стеснение водного сечения и связанный с этим подъем уровня воды. Подъемы уровня при осенних заторах относительно невелики вследствие малой водности реки в этот период.

Ледостав. *Ледостав* – это наличие неподвижного ледяного покрова на поверхности реки. Малые реки, как правило, замерзают раньше больших, и ледяной покров на них образуется без осеннего ледохода путем срастания заберегов, поэтому он обычно относительно гладкий.

На больших реках часто формирование ледостава связано с возникновением заторов льда, вызывающих подпор и уменьшение скоро-

сти течения. Выше заторов при отрицательной температуре воздуха происходит смерзание отдельных льдин в ледяные поля, которые срываются с берегами, образуя на этом участке реки ледостав (*ледяную перемычку*). Ледяные перемычки постепенно удлиняются, главным образом вверх по течению, пока вся река не покроется сплошным ледяным покровом.

Ледостав при отсутствии заторов образуется на больших равнинных реках на различных участках одновременно: сначала на плесах с малыми скоростями течения, а затем на перекатах.

В ледяном покрове иногда сохраняются участки открытой воды, называемые *полянками*, образующиеся под влиянием динамических и термических факторов. Полянки сохраняются иногда в течение всей зимы и являются очагами возникновения шуги, скопления которой подо льдом образуют зажоры. Полянки термического происхождения возникают либо под влиянием относительно теплых грунтовых вод или сброса промышленных вод.

Ледяной покров изолирует воду от атмосферы в термическом отношении и выполняет роль регулятора в теплообмене между водой и воздухом.

Увеличение или уменьшение толщины льда определяется тепловым балансом его нижней поверхности. При его расчете для случая сплошного ледяного покрова используются лишь два слагаемых: S_{TA} – расход тепла в атмосферу через лед и снежный покров путем теплопроводности и $S_{л}$ – приход тепла в результате замерзания воды. Приток тепла из массы воды к ее поверхности относительно мал, и им пренебрегают для упрощения решения уравнения баланса тепла. Отсюда следует, что удельная теплота льдообразования в этом случае равна теплоотдаче в атмосферу через снежно-ледяной покров.

Интенсивность теплопотока, проходящего через снежно-ледяной покров dS за время t , можно приближенно выразить следующим уравнением:

$$dS = \frac{\lambda_{л} t_{л}}{h_{л} + \frac{\lambda_{л} h_{с}}{\lambda_{с}}} dt, \quad (1.71)$$

где $t_{л}$ – температура верхней поверхности льда или снега на льду;

$h_{л}$ и $h_{с}$ – толщина льда и высота снега на льду;

$\lambda_{л}$ и $\lambda_{с}$ – коэффициенты теплопроводности льда и снега.

Количество тепла, выделяемое при замерзании воды, составляет

$$dS_{\text{л}} = \rho_{\text{л}} L dh, \quad (1.72)$$

где $\rho_{\text{л}}$ – плотность льда;

L – удельная теплота льдообразования;

dh – приращение толщины льда.

Так как температура воды подо льдом не может опуститься ниже 0°C , убыль тепла dS должна компенсироваться теплотой замерзания $dS_{\text{л}}$, т. е.

$$\rho_{\text{л}} L dh = \frac{\lambda_{\text{л}} \cdot t_{\text{л}}}{h_{\text{л}} + \frac{\lambda_{\text{л}} \cdot h_{\text{с}}}{\lambda_{\text{с}}}} dt. \quad (1.73)$$

Интегрируя это уравнение в предположении стационарности процесса (при постоянной $t_{\text{л}}$), получаем

$$h_{\text{л}} = \sqrt{\left(h_{\text{л}0} + \frac{\lambda_{\text{л}} h_{\text{с}}}{\lambda_{\text{с}}} \right)^2 + \frac{2\lambda_{\text{с}} t_{\text{л}}}{L\rho_{\text{л}}} - \frac{\lambda_{\text{л}} h_{\text{с}}}{\lambda_{\text{с}}}}, \quad (1.74)$$

где $h_{\text{л}0}$ – начальная толщина льда.

Если за единицу времени принять сутки (86 400 с), то при $\lambda_{\text{л}} = 0,0222 \text{ Дж}/(\text{см} \cdot \text{с} \cdot \text{К})$, $\lambda_{\text{с}} = 0,0015 \text{ Дж}/(\text{см} \cdot \text{с} \cdot \text{К})$, $L = 335 \text{ Дж}/\text{г}$, $\rho = 0,92 \text{ г}/\text{см}^3$ получим толщину льда в сантиметрах

$$h_{\text{л}} = \sqrt{(h_{\text{л}0} + 14,8h_{\text{с}})^2 + 12,5\sum t_{\text{л}} - 14,8h_{\text{с}}}. \quad (1.75)$$

Формула позволяет рассчитывать толщину льда, если известны ежедневные средние значения отрицательной температуры поверхности льда или снега на льду (при наличии снега), начальная толщина льда и высота снега на льду.

Для начала процесса нарастания льда, когда $h_{\text{л}} = h_{\text{с}} = 0$, формула упростится до вида

$$h_{\text{л}} = 3,54\sqrt{\sum t_{\text{л}}}. \quad (1.76)$$

Температура поверхности льда $t_{\text{л}}$ принимается равной средней суточной температурой воздуха t_2 , так как между ними существует линейная связь с коэффициентом пропорциональности k . Выражение примет вид

$$h_{\text{л}} = 3,54k\sqrt{\sum t_2}. \quad (1.77)$$

Вскрытие рек. С наступлением положительного теплового баланса поверхности снега в весенний период начинается таяние снега на льду и берегах реки и на льду появляется вода, сначала у берегов, затем снег на всем ледяном покрове пропитывается талой водой, которая способствует таянию льда. Наиболее интенсивно таяние льда происходит вдоль берегов как за счет притока талых вод с водосбора реки, так и за счет потока тепла от берегов, которые нагреваются быстрее. Из-за подъема уровня воды лед несколько вспучивается и талая вода стекает с поверхности льда к берегам. Вдоль берегов образуется понижение, по которому течет вода, способствующая разрушению ледяного покрова и образованию *закраин* – полос открытой воды вдоль берегов, образующихся перед вскрытием в результате таяния льда и повышения уровня воды.

При дальнейшем подъеме уровня ледяной покров отрывается от берегового льда и лежит на воде, почти не скрепленный с берегами.

Местами в ледяном покрове появляются *промоины* – небольшие открытые участки воды в ледяном покрове, образовавшиеся перед вскрытием в местах с быстрым течением. Процесс разрушения ледяного покрова завершается быстрее на перекатах, где лед тоньше, чем на плесах, и создает там условия для *подвижки льда* – небольших перемещений ледяного покрова на отдельных участках реки. Таких подвижек бывает несколько. В результате ледяные поля смещаются и фронтальная часть их крошится. Большое напряжение, испытываемое ледяными полями при сдвиге, вызывает образование трещин и дальнейшее их разрушение. Появляются *разводья* – участки открытой воды в ледяном покрове, образовавшиеся в результате подвижек льда, отличающихся от трещин большой шириной. При дружной весне одна-две подвижки обычно приводят к ледоходу. Но часто подвижки повторяются несколько раз с интервалами до недели и более, прежде чем начнется ледоход.

В процессе вскрытия реки преобладает термический фактор. Так, вскрываются главным образом реки, текущие с севера на юг. Вскрытие их начинается снизу и продвигается вверх по течению. Ледоход несколько опережает волну половодья и проходит относительно спокойно. Затопы льда редки и не так мощны, хотя и превосходят затопы, наблюдающиеся в период осеннего замерзания. В низовьях таких рек ледоход чаще представляет собой движение разрозненных льдин и продолжается от 10 до 20 дней.

Иначе протекает вскрытие на больших реках, текущих с юга на север. Здесь доминирующим фактором разрушения льда являются механические силы, вызванные интенсивным притоком воды. Половодье раньше начинается в верховьях, и талая вода, продвигаясь по реке,

встречает еще прочный лед, смерзшийся с берегами. Под напором возрастающих расходов воды лед вспучивается, трескается и распадается на отдельные льдины. Ледоход начинается при высоких уровнях, идет очень бурно и сопровождается мощными заторами; продолжительность его не превышает недели. Заторы льда вызывают большие подпорные подъемы уровня.

Свои особенности вскрытия имеют малые реки, которые обладают значительным грунтовым питанием, и как следствие этого на них образуется тонкий ледяной покров с мощным слоем снега. Вскрытие таких рек сводится главным образом к таянию снежного покрова и заполнению русла тальми водами. Местный ледостав на них быстро взламывается и исчезает, создавая лишь редкий ледоход.

На реках, вытекающих из озер, наблюдается ледоход, обязанный своим происхождением выносу озерного льда в реку.

1.10. Термический режим рек Беларуси

В термическом режиме рек ярко выражены два периода – открытой поверхности воды и ледостава, когда температура воды остается почти постоянной, близкой к нулю. Поскольку при ледоставе температура воды не измеряется, настоящая характеристика относится только к периоду открытой водной поверхности.

Температура воды рек находится в прямой зависимости от климатических условий, источника питания, а также от направления течения реки, скорости течения и глубины потока. Если исключить влияние местных факторов, главным образом грунтового питания, то в распределении среднемесячных температур воды по территории обнаруживается некоторая зональность: наиболее высокие температуры наблюдаются преимущественно на реках юга, а более низкие – в северной части (рис. 1.23).

На реках, текущих в южном направлении, нарастание температуры происходит вниз по течению. В весенний период температура воды в нижнем течении постоянно выше, чем в верховьях; переход рек к зимнему режиму происходит с севера на юг; вскрытие обычно начинается с юга.

Реки, текущие в широтном направлении, имеют весьма небольшую разницу как в значениях температур, так и в сроках перехода, хотя и прослеживается некоторое общее повышение температуры от истока к устью, главным образом в связи с увеличением водности.

В годовом ходе температуры воды ясно выражено нарастание ее от вскрытия рек до августа, затем наблюдается спад, продолжающийся до появления ледяных образований.

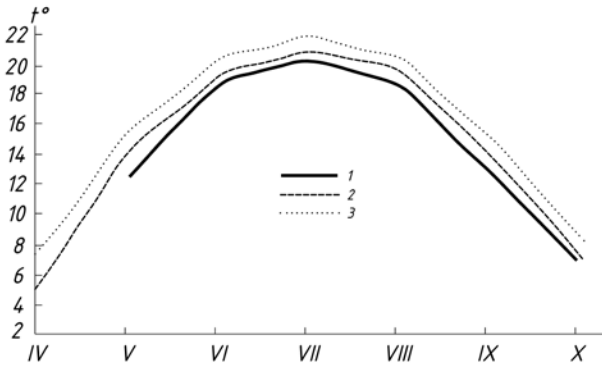


Рис. 1.23. Годовой ход среднемесячной температуры воды:
 1 – р. Западная Двина у г. Витебск; 2 – р. Днепр у г. Рогачев;
 3 – р. Припять у г. Мозырь

Сопоставление средних многолетних значений среднемесячных температур показывает, что наибольший прирост ее наблюдается в апреле и мае. В апреле (по сравнению с мартом) она увеличивается на 5–8°, в мае – на 6–8°. В июне интенсивность нагрева воды замедляется и средний прирост составляет 4–6°; в июле он не превышает 1,5°. Июльская температура воды чаще всего достигает годового максимума, после чего наблюдается спад по 4–6° в месяц, и только в августе она ниже, чем в июле, на 1–2°. Максимальная температура воды июля по данным срочных наблюдений на отдельных реках достигает 28,4–30,3°.

Карта температуры воды средних и малых рек по гидрологическим районам приведена на рис. 1.24.

Суточная амплитуда зависит от водности реки, источника питания, характера погоды, высоты и продолжительности стояния солнца над горизонтом. На реках с малой водностью имеет место интенсивное нагревание и охлаждение воды, что вызывает большое колебание температуры в течение суток. Чем больше масса воды, тем медленнее происходит процесс нагревания и охлаждения, а следовательно, и меньше амплитуда.

Наибольшее колебание температуры происходит в период с апреля по август. Начиная с сентября оно резко уменьшается. Днем температура воды на середине реки ниже, чем у берегов, а в период охлаждения – выше.

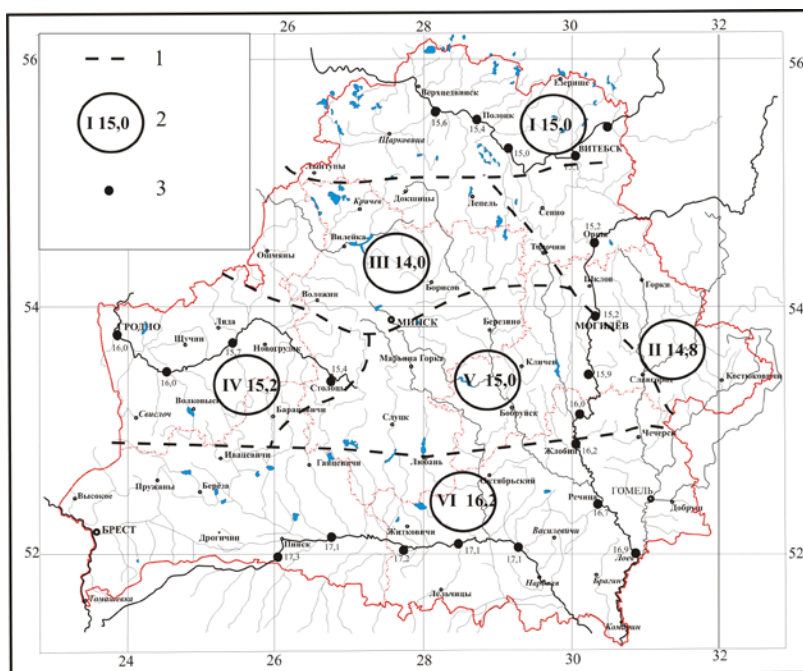


Рис. 1.24. Средняя многолетняя температура воды средних и малых рек за теплый период (май – октябрь) по районам и рекам:
 1 – границы районов; 2 – температура воды рек района;
 3 – температура воды у поста

1.11. Ледовый режим рек Беларуси

Замерзание. Наступления первых ледяных образований на средних и малых реках территории происходит преимущественно во второй половине ноября и только в IV гидрологическом районе – в первой декаде декабря. При раннем похолодании в отдельные годы первые ледяные образования наблюдаются уже в последней декаде октября, а в IV и VI гидрологических районах – в первой декаде ноября. Наиболее позднее появление на реках ледяных образований обычно происходит в третьей декаде декабря. На отдельных реках они иногда могут наступить значительно раньше или позже указанных сроков, т. е. в первой декаде октября или во второй половине января.

Осенний ледоход на подавляющем большинстве рек обычно начинается во второй половине ноября, а на реках IV гидрологического района – в первой декаде декабря. На многих средних и малых реках

территории осенний ледоход бывает не ежегодно. На отдельных реках ледяной покров образуется путем смерзания заберегов без осеннего ледохода.

Продолжительность осеннего ледохода колеблется в больших пределах – от 1 до 100 дней. На большинстве средних и малых рек I, III, IV гидрологических районов ледоход наблюдается в течение 5–15 дней. На реках II, V, VI районов ледоход чаще всего отсутствует более чем в 50 % всех случаев.

Ледостав на средних и малых реках чаще всего устанавливается во второй декаде декабря, лишь на реках I и II районов – на несколько дней раньше – в первой декаде декабря. При раннем похолодании ледяной покров может иногда образоваться в последних числах октября, а в теплую зиму – в феврале или, как исключение, даже в первой декаде марта.

Средняя продолжительность ледостава не превышает 140 дней, причем на реках со значительным грунтовым питанием она колеблется от 34 до 90 дней. Наряду с этим в затяжные зимы ледостав на некоторых реках может продолжаться 160–168 дней.

На крупных реках спустя несколько дней после первых ледяных образований почти ежегодно начинается осенний ледоход. В зависимости от погодных условий на реках нередко имеет место повторный ледоход и кратковременный ледостав.

Большие реки чаще всего покрываются льдом в первой-второй декаде декабря, а в отдельные зимы – в конце октября или даже в феврале. Средняя многолетняя продолжительность ледостава на этих реках составляет от 53 до 140 дней.

Ледяной покров. Ледостав на реках Беларуси обычно начинается с образования отдельных ледяных перемычек вследствие остановки и смерзания подвижного льда или расширения заберегов в благоприятных для этого местах.

Значительное влияние на процесс замерзания оказывает водность реки, скорость течения воды, ширина, глубина и извилистость русла. Нарастание льда идет преимущественно с нижней поверхности. Более интенсивный прирост происходит в первые 2–3 декады после установления устойчивого ледостава и при отсутствии снежного покрова. Максимальный прирост льда на реках составляет 1–3 см в сутки. Наибольшей толщины достигает обычно во второй половине февраля – первой половине марта, затем нарастание замедляется, что объясняется установлением равновесия между теплопропускной способностью снежно-ледяного покрова и теплопритоком из воды. Нарастание льда находится в прямой зависимости от понижения температуры воздуха. На интенсивность прироста льда заметное влияние оказывает

высота снежного покрова. С увеличением высоты снега на льду интенсивность нарастания льда заметно снижается. В период оттепелей прирост льда в значительной мере происходит с поверхности за счет таяния и смерзания снежного покрова.

В целом на реках Беларуси в обычные зимы ледостав преимущественно сплошной и только на отдельных участках (в местах с быстрым течением, выхода теплых ключей, сброса промышленных вод) нередко образуются полыньи, которые иногда не замерзают даже в суровые зимы.

В периоды оттепелей бывают временные вскрытия рек, а в суровые зимы отдельные небольшие реки местами перемерзают.

Толщина льда на реках Беларуси в зависимости от суровости зим и влияния местных факторов изменяется в довольно широких пределах. Если средняя максимальная толщина льда на средних и малых реках IV гидрологического района составляет 22–35 см, то в остальных районах она колеблется от 21 до 63 см. Максимальная толщина в холодные и продолжительные зимы на отдельных реках достигает 100–121 см, и только на реках IV района не превышает 85 см.

Вскрытие. С наступлением весной положительных температур воздуха начинается таяние и разрушение ледяного покрова, лед становится рыхлым и быстро теряет свою прочность.

Вскрытие средних и малых рек происходит почти одновременно на всем протяжении и преимущественно во второй половине марта. Реки I гидрологического района вскрываются чаще всего в первой декаде апреля. Разрушение ледяного покрова, как правило, сопровождается весенним ледоходом, который обычно продолжается 4–6 дней. При ранней и неустойчивой весне ледохода на многих реках не бывает, лед тает на месте, а иногда прерывистый редкий ледоход может растягиваться до 50–70 дней.

Очищение ото льда рек III–VI гидрологических районов обычно происходит в третьей декаде марта, а рек I и II гидрологических районов – в первой декаде апреля. Однако в отдельные годы в зависимости от суровости зимы и характера весеннего периода очищение некоторых рек от ледяных образований может произойти в начале года или в последних числах апреля. Вскрытию больших рек обычно предшествует подвижка льда, а за несколько дней до этого у берегов часто образуются закраины.

Продолжительность весеннего ледохода колеблется в значительных пределах и в среднем многолетнем разрезе составляет 3–12 дней, а в некоторые годы с небольшими перерывами ледоход затягивается до 85 дней.

Очищение больших рек ото льда происходит преимущественно во второй декаде марта – второй декаде апреля. Однако в зависимости от характера зимы и весны очищение может произойти в январе или начале мая.

Средняя продолжительность периода с ледовыми явлениями на средних и малых реках составляет 89–156 дней, на крупных – от 106 до 164 дней; наибольшая – соответственно 129–196 и 139–192, наименьшая – 9–189 и 36–125 дней.

На реках с неустойчивым ледовым режимом ледяные образования обычно появляются в конце ноября – начале декабря, а очищение происходит во второй половине марта – первых числах апреля. Число дней с ледовыми явлениями в среднем составляет 41–101, из которых на ледостав приходится от 13 до 39.

Зажоры и заторы льда. Образование зажоров обусловлено морфологическими и гидродинамическими условиями (извилистость русла, глубина, уклон, скорость течения). От сочетания всех условий зависят вероятность возникновения, место формирования, а также масштабы зажорных явлений.

Характерной особенностью ледового режима рек территории является образование значительных масс шуги в осенний период и наличие полыней в период ледостава, являющихся источником образований шуги. Как правило, ледоставу предшествует мощный и длительный шугогоход.

На крупных реках – Западной Двине, Немане, Днепре и Припяти, а также на преобладающем большинстве средних и малых рек зажоры образуются в основном при установлении ледостава. Кроме того, на ряде рек наблюдаются зажоры и в период ледостава, на участках наличия полыней.

Максимальная высота зажорного подъема достигает 80–110 см. Образование заторов льда на реках обусловлено, как правило, следующими факторами: толщиной и прочностью льда к моменту ледохода, характером подъема уровня воды в этот период, морфометрическими особенностями русла и в некоторой степени направлением течения реки.

Как правило, заторы образуются в те годы, когда зима более суровая, толщина льда значительная, а весна дружная.

2. ГИДРОМЕТРИЯ

Характеристики водотоков, используемые при проектировании, строительстве и эксплуатации сооружений на дорогах, не могут быть получены в полном объеме без гидрометрических измерений, особенно во вновь осваиваемых районах. Объем и характер гидрометрических работ определяется также стадией проектирования.

В настоящее время гидрометрические работы проводятся наземными средствами и с использованием методов аэрогидрометрии. Некоторые виды работ могут быть легко проведены наземными способами, например наблюдение за уровнями рек. Но для некоторых измерений, особенно в период паводков, половодья и ледохода, предпочтительнее использовать способы аэрогидрометрии. Развитие техники аэрофото съемок и дешифрирования их материалов в последнее десятилетие резко увеличило объем аэрогидрометрических изысканий.

2.1. Организация гидрометрических работ и техника безопасности

Гидрометрические изыскания проводят в три этапа (периода): подготовительный, полевой и камеральный.

Подготовительный период используется для сбора и предварительного изучения исходных данных по району будущего строительства. Это сведения о бассейне реки и ее системе, почерпнутые из карт, материалов гидрологических и метеостанций, водомерных постов и др. Важную информацию содержат данные об условиях эксплуатации существующих поблизости мостов, а также о строящихся и проектируемых. На этом этапе также изучаются данные о расположенных в интересующем проектировщиком районе крупных населенных пунктах и различных гидротехнических сооружениях, особенно о бытовом режиме реки.

На подготовительной стадии составляется план проведения гидрометрических работ.

Полевой период используется для проведения изыскательских работ, включающих камеральные, необходимые для контроля измерений. Как правило, гидрометрические работы проводятся одновременно с другими полевыми инженерными изысканиями, что имеет как преимущества при организации и обеспечении полевых работ, так и недостатки. Например, сроки указанных работ обычно не совпадают с временем половодья, поэтому при необходимости гидрометрические работы производятся самостоятельно.

К моменту наступления половодья следует провести разбивку и оборудование гидрометрических створов и водомерных постов, топографическую съемку выбранного участка, в том числе и подводную. Намечают промерные вертикали.

В некоторых случаях невозможно провести гидрометрические работы в период половодья и паводков. Часть характеристик, в том числе ледового режима, в это время не могут быть получены, поэтому иногда гидрометрические работы проводят в зимний период.

Камеральный период служит для обработки материалов изысканий, составления и выпуска отчетных документов.

При подготовке, проведении гидрометрических работ и камеральной обработке обязательно должны учитываться требования точности. Характеристики потока зависят от разнообразных факторов, поэтому погрешность измерений может колебаться в очень широких пределах – от долей процента до 10–15 %, а погрешность определения характеристик стока с малых водосборных бассейнов нередко составляет десятки процентов.

Базирующиеся на гидрологических данных гидравлические, прочностные и другие расчеты имеют обычно довольно высокую точность, поэтому для этого этапа проектирования необходима достаточно точная исходная гидрологическая информация. При невозможности ее получения нужно хотя бы оценить погрешность имеющихся данных.

2.2. Организация водомерных наблюдений

2.2.1. Выбор участка реки для наблюдений за уровнями воды

Выбор участка реки и места для установки постовых устройств осуществляется в зависимости от целей и задач наблюдений. Во всех случаях место гидрологических наблюдений должно удовлетворять двум основным условиям:

- режим реки в выбранном месте должен быть характерным по возможности для большого участка реки;
- выбранный участок должен быть удобен для наблюдений, обеспечивая наибольшую возможную их точность в данных условиях.

Кроме этого необходимо, чтобы на выбранном участке реки не было рукавов, протоков, островов и отмелей и отсутствовал подпор (например, со стороны гидротехнических сооружений). Русло выбранного участка реки должно быть прямолинейным, длиной не менее пяти ширин русла, а в межень иметь примерно симметричное поперечное сечение. Глубины и уклоны не должны иметь заметных изменений по

длине, при этом берега и русло реки должны быть устойчивыми.

Выбору участка реки должно предшествовать предварительное всестороннее ознакомление с районом по литературным данным, архивным материалам и другим источникам и рекогносцировочное обследование реки.

В результате предварительного ознакомления с материалами по району предполагаемого гидрологического поста необходимо выявить:

- основные черты гидрологического режима реки: характер колебаний уровня, расход и мутность, характер ледовых явлений и т. п.;
- гидрографические и морфометрические характеристики участка;
- современное состояние и перспективы развития хозяйства;
- наличие знаков геодезической сети, высотных реперов, пунктов триангуляции и полигонометрии, могущих служить для планово-высотной привязки геодезической основы участка;
- наличие крупномасштабных карт, планов, профилей реки и т. п.;
- современное состояние путей сообщения и средств связи.

По результатам предварительного анализа намечается один или несколько участков реки, после чего производится рекогносцировка местности и окончательный выбор участка.

Рекогносцировочное обследование производится не только в пределах намеченного участка, а значительно шире. Длина участка рекогносцировочного обследования определяется местными условиями и особенностями водного объекта. Рекогносцировка участка обычно выполняется во время летней межени, когда наилучшим образом можно охарактеризовать рельеф русла, поймы и берегов, растительность, грунты и т. п. Характеристика состояния реки в половодье и зимний период выявляется путем опроса местного населения.

В процессе рекогносцировки участка производятся следующие виды работ:

- общий осмотр участка;
- визуальная съемка с промерами глубин, определениями скоростей и уклонов;
- выявление основных характеристик гидрологического режима реки путем опроса местного населения.

Задачей глазомерной съемки при рекогносцировочных обследованиях является корректировка крупномасштабных карт с фиксацией изменений, прошедших в рельефе и глубинах русла, очертаний берегов, характере рельефа и растительности на пойме и т. д. Особое внимание должно быть уделено выявлению условий движения потока воды в паводок и половодье, для чего необходимо установить урезы воды при наивысших уровнях.

При глазомерной съемке производится промер глубин по стрежню в пределах длины обследуемого участка и на нескольких поперечных профилях в характерных сечениях русла; в тех же профилях изменяются скорости течения. На участке производится также определение уклона водной поверхности.

По результатам рекогносцировочного обследования оформляются следующие материалы:

1) выкопировка с карты крупного масштаба, исправленной и дополненной по материалам рекогносцировки. На выкопировке показывают выбранный участок в виде контура, урезы при наивысшем уровне, контуры меженного русла и коренных берегов, основные элементы рельефа поймы и ситуации (рис. 2.1);

2) оперечные профили на характерных сечениях русла;

3) описание обследованного участка реки и выбранного участка гидропоста, которое включает:

сведения об основных чертах гидрологического режима реки и данные по морфологии участка дополнительно к тем, которые показаны на выкопировке;

сведения о водохозяйственном использовании реки;

заключение о пригодности участка реки для организации на нем гидрологических наблюдений.

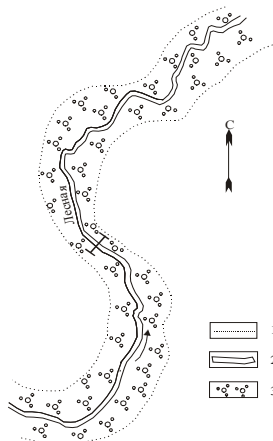


Рис. 2.1. План визуальной съемки в районе намеченного участка гидрологического поста:

- 1 – граница намеченного участка;
2 – урез воды при наивысшем уровне;
3 – кустарники

2.2.2. Топографические работы при организации гидрологических постов

После выбора участка реки под гидрологический пост производится его топографическая съемка с целью получения плана участка с нанесенными на нем планово-высотными характеристиками водного объекта и прилегающей к нему местности для размещения и оборудования постовых устройств.

Для гидрологических постов в основном выполняется *полуинструментальная* съемка участка, которая включает в себя:

- прокладку планово-высотной основы с определением направления и длин линий и высотных отметок;
- нивелировку профилей и промеры глубин;
- измерение скоростей и направлений поверхностных течений;
- глазомерную съемку ситуации и составление плана;
- описание участка.

Плановой и высотной основой съемки служат магистраль и поперечники. Границы съемки по ширине реки должны быть выше отметок самого высокого (исторического) уровня, а протяженности принимаются для рек шириной менее 100 м равными пятикратной ширине реки межженного русла, а на более крупных реках – равными 2–3 ширинам реки.

Масштаб съемки M принимается с таким расчетом, чтобы межженное русло реки занимало на планшете полосу шириной не менее 4–5 см. Значения масштабов в зависимости от ширины русла B следующие:

B , м	50	50–100	100–500
M	1:1000	1:2000	1:5000

После завершения съемочных работ оформляются топографический план (рис. 2.2) и поперечные профили русла с использованием общепринятых обозначений.

После того как нанесены все элементы ситуации, на плане и поперечном профиле русла намечают расположение постовых сооружений и устройств и производят их горизонтальную привязку, нивелировку знаков съемочной сети и высотного обоснования.

При проведении топографических работ сначала создается съемочная геодезическая сеть, которая представлена висячим теодолитным ходом вдоль берега реки. После выполнения этих работ производится нивелирование точек теодолитного хода по IV классу.

Съемка ситуации выполняется геодезическими методами с помощью тахеометрической или мензуральной съемок.

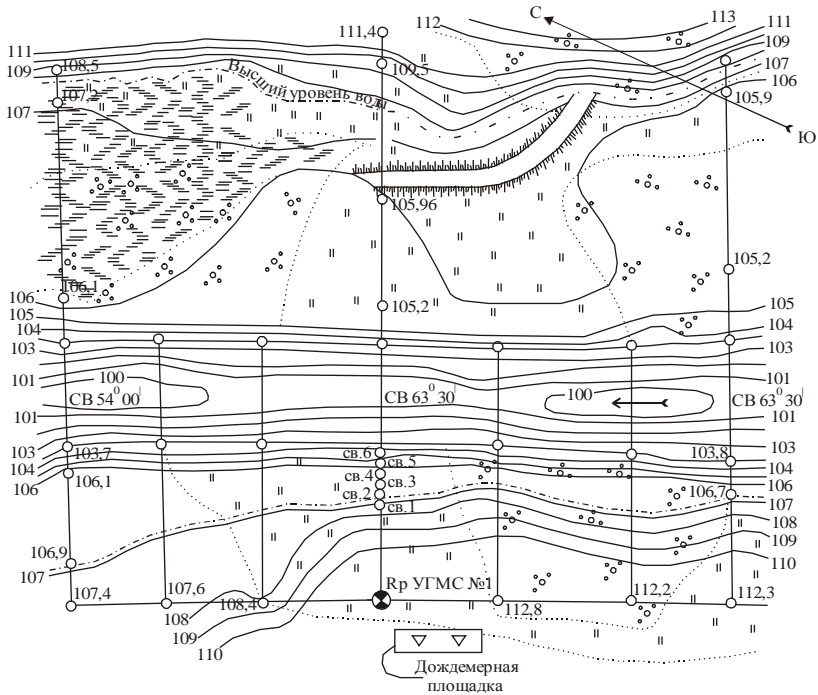


Рис. 2.2. План участка гидрологического поста

2.2.3. Устройство водомерного поста

Водомерные (уровенные) посты входят в состав оборудования *гидрологических постов* – пунктов на водном объекте, оборудованных устройствами и приборами для проведения систематических гидрологических наблюдений. Водомерный пост состоит из водомерных устройств для срочных наблюдений высоты уровня воды или непрерывной регистрации его колебаний и реперов, позволяющих надежно установить высотное положение всех водомерных устройств поста.

Уровень воды – высота водной поверхности над фиксированной горизонтальной плоскостью сравнения. Для каждого водомерного поста при его устройстве назначается *нуль-графика* – условная горизонтальная плоскость сравнения, принимаемая за нуль отсчета при измерении уровня воды и проходящая приблизительно на 0,5 м ниже самого низкого уровня воды в створе поста.

В зависимости от назначения водомерные посты подразделяются

на *основные, гидростворные, гидропрогностические, уклонные, специального назначения.*

По сроку действия водомерные посты бывают *постоянные, временные, передвижные.*

По конструкции устройства для наблюдений за уровнем воды – *простейшие* (речные, свайные, речно-свайные, передаточные) и *автоматизированные.*

Водомерные устройства всех видов должны обеспечивать возможность удобного производства наблюдений за уровнями воды с точностью до 1 см по всей возможной амплитуде его колебаний с запасом 0,25–0,5 м выше и ниже крайних исторических значений уровня, выявленных по естественным меткам и опросу.

После установления вопроса о назначении и сроке действия организуемого водомерного поста необходимо определиться с его конструкцией.

Речные посты преимущественно устраивают на участках с необрывистыми скальными берегами, а также на гидротехнических сооружениях, где может быть обеспечена полная сохранность рейки, неизменность положения ее нуля и доступность для снятия отсчетов. Рейки прикрепляются по возможности заподлицо с поверхностью стены или другого вида опоры либо в специальной нише в вертикальном положении при помощи крепежных деталей, чтобы можно было заменить любое из звеньев. При опасности повреждений рейки пловущими предметами она должна быть дополнительно ограждена специальным защитным сооружением. При малой амплитуде колебаний уровня воды (до 2–3 м) и на участках рек с умеренно крутыми берегами целесообразно устраивать речные посты, помещая рейки в ковше-котловане, вырытом на берегу и свободно сообщающемся с рекой посредством канавы или трубы.

На рис. 2.3 приведены варианты речных водомерных постов.

Установка реек в вертикальном положении вблизи отлогих берегов связана с некоторыми затруднениями. Более просто на откосе можно укрепить наклонные рейки. Они особенно удобны на откосах с бетонным покрытием и лестничными спусками. Возможен также вариант установки наклонной рейки на искусственно укрепленном береговом откосе (рис. 2.4). Разметка рейки производится в зависимости от угла ее наклона к горизонту α . Если цена деления по вертикали равна h , то длина одного деления наклонной рейки составит

$$\ell = \frac{h}{\sin \alpha}. \quad (2.1)$$

Свайные посты устраиваются на участках рек с пологим берегом там, где устройство речного поста невозможно.

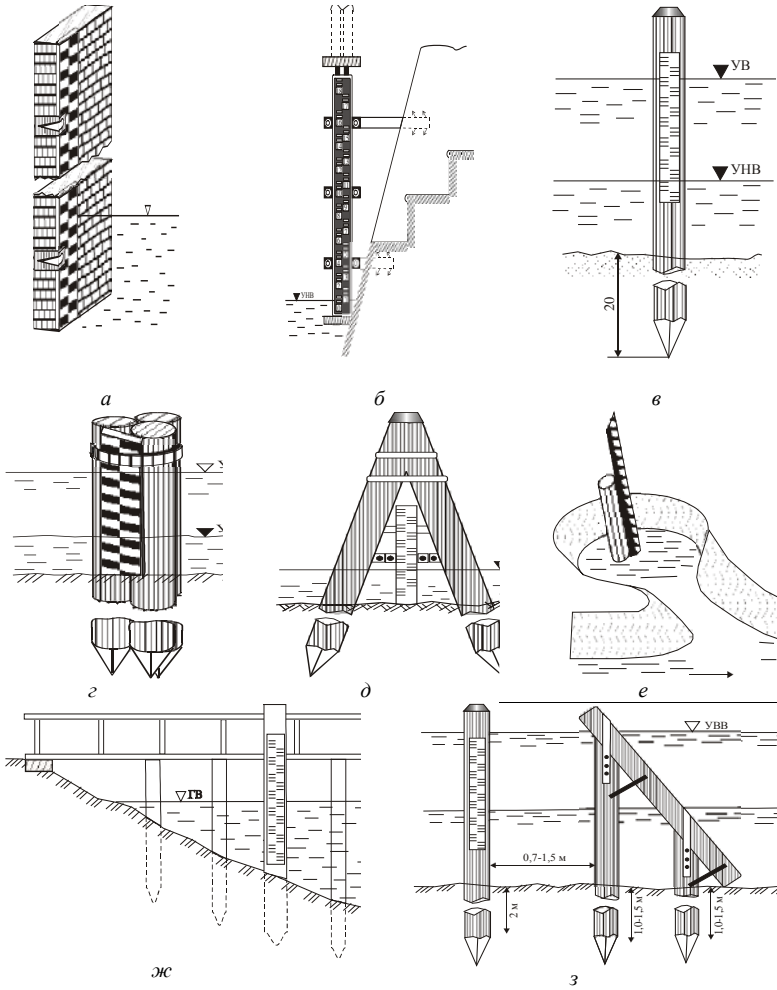


Рис. 2.3. Речной водомерный пост: *а* – на каменной стенке; *б* – на мостовом устье; *в* – на одиночной свае; *г*, *д* – на кусте свай; *е* – на свае в ковше; *ж* – на свае мостика; *з* – на одиночной свае с ледорезом

Серийно выпускаемая металлическая свая ПИ-20 состоит из чугунного винта, металлической трубы и головки (рис. 2.3, *в*). Труба заполнена битумом, а все части скрепляются заклепками. В грунт свая заворачивается специальным ключом так, чтобы над поверхностью земли возвышалась только ее головка. После установки сваи окрашиваются и

нумеруются по порядку – от контрольного репера вниз, начиная с верхней.

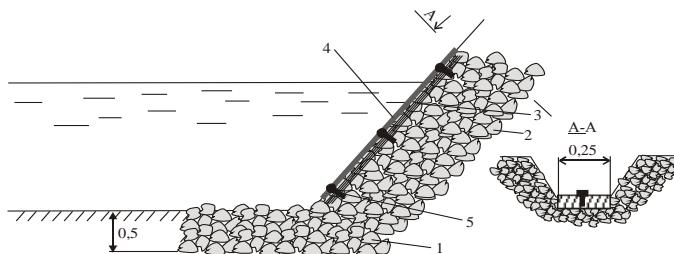


Рис. 2.4. Схема установки наклонной рейки на искусственном береговом укреплении: 1 – упор из каменной наброски; 2 – щебеночная подготовка 0,15 м; 3 – бетонная подготовка 0,1 м; 4 – рейка; 5 – болты, закладываемые при устройстве щебеночной подготовки

Постовые постоянные водомерные рейки могут быть металлические, эмалированные, чугунные и деревянные (рис. 2.5). На посту устанавливают рейки, прошедшие государственную аттестацию.

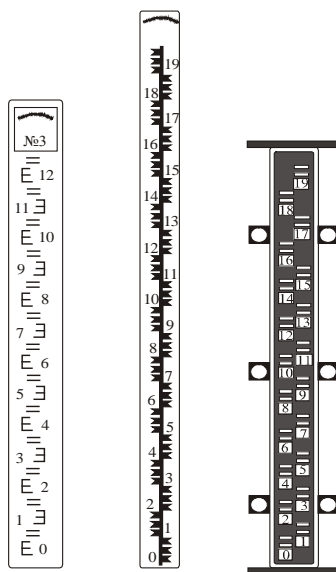


Рис. 2.5. Постоянные водомерные рейки: а – металлическая; б – эмалированная; в – чугунная

Сваи, образующие пост, устанавливаются в одном, перпендикулярном к течению реки створе. Сваи могут быть заводского изготовления металлические винтовые (или подготовляемые на месте) или деревянные (рис. 2.6).

Водомерный пост оборудуется двумя реперами: основным и контрольным.

Основной репер служит для периодических проверок высоты контрольного репера, может быть стенным или грунтовым и устанавливается в месте, безусловно обеспечивающем долговременную сохранность и неизменность его высоты.

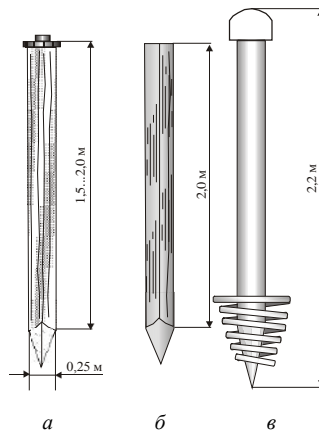


Рис. 2.6. Водомерные сваи: *а* – деревянная; *б* – металлическая; *в* – стандартная винтовая

Контрольный репер служит для систематических проверок высотного положения нулей измерительных устройств и, как правило, устраивается грунтовым открытого типа. Он устанавливается в створе водомерного поста, возможно ближе к измерительным устройствам, но вне зоны затопления высокими водами, в месте, обеспечивающем сохранность и неизменность его высоты. На рис. 2.7 представлены конструкции знаков съемочной сети.

Высота уровня воды на свайных устройствах измеряется *переносными рейками*, которые ставятся на штырь деревянной или металлической сваи, ближайшей к берегу из числа затопленных.

Переносные рейки размечают через 1 см. Они могут быть деревянные – брусок ромбического сечения длиной 1,10 м, но чаще применяются металлические рейки двух типов: рейка ГР-104 (рис. 2.8), изго-

товленная из дюралюминиевой трубки диаметром 25 мм с деревянной ручкой, и рейка с успокоителем ГР-23.

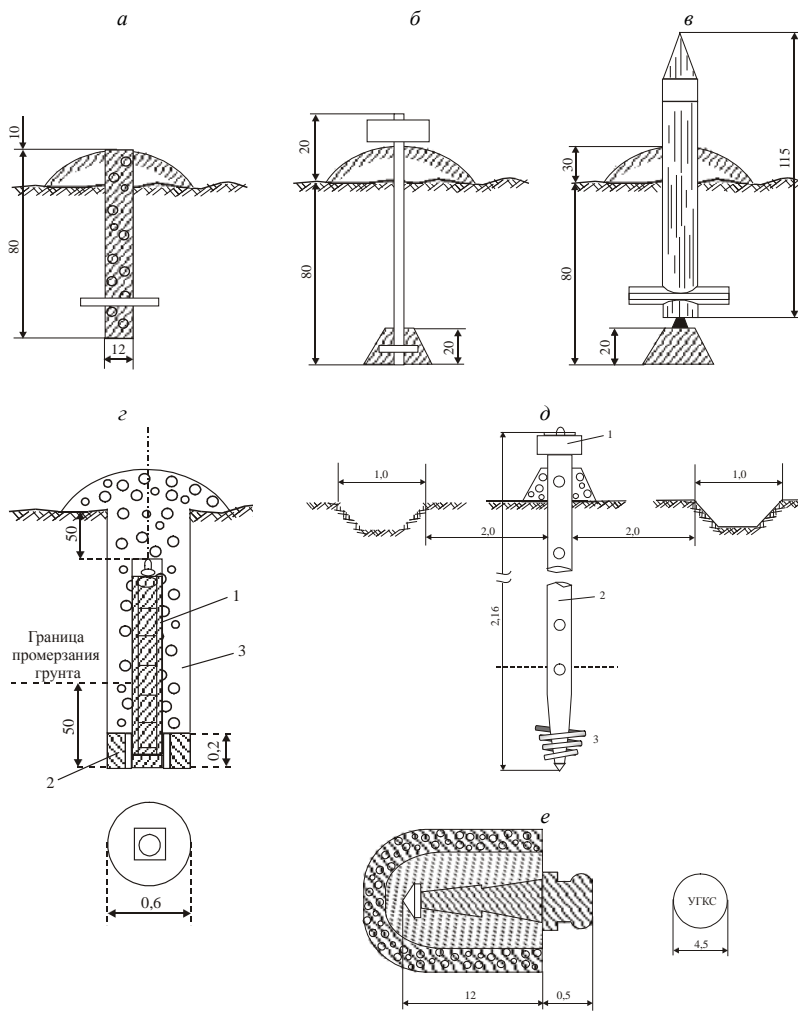


Рис. 2.7. Долговременные знаки закрепления съемочных сетей и реперы гидрологических постов (размеры даны в см): *а* – бетонный пилон; *б* – отрезок железной трубы с бетонным монолитом; *в* – деревянный столб с крестовиной на бетонном монолите; *г* – потайной грунтовый репер: 1 – пилон; 2 – якорь-плита; 3 – котлован; *д* – стандартный грунтовый репер: 1 – головка; 2 – металлическая труба; 3 – винт; *е* – репер-марка



Рис. 2.8. Переносная рейка ГР-104

Схема свайного гидрологического поста приведена на рис. 2.9.

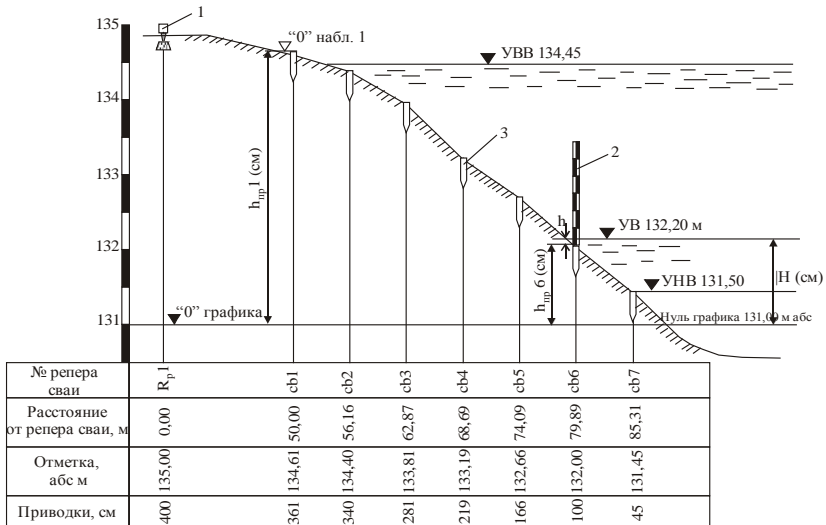


Рис. 2.9. Схема свайного водомерного поста: 1 – репер; 2 – рейка; 3 – свая № 4

Кроме обычных рек на постах устанавливаются так называемые максимальные рейки, предназначенные для измерения наивысших уровней воды между сроками наблюдений.

Максимальная стандартная рейка ГР-45 представляет собой трубу с отверстиями. Во внутреннюю полость рейки вставляется шток с сантиметровыми делениями. Перед опусканием в трубу стержень-указатель покрывают разведенным в воде мелом. Высота уровня определяется по границе смытого раствора мела по делениям на стержне. Диапазон измерения составляет 1,5 м.

По способу расположения максимальные рейки могут устанавливаться на сваю с помощью специальных скоб и болтов или ввинчиваться в грунт посредством винтового наконечника (рис. 2.10). После ввинчивания сваи необходимо определить нивелировкой отметку ее головки и вычислить отметку (и приводку) нуля наблюдения.

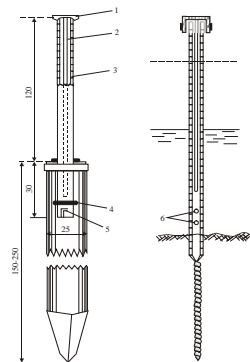


Рис. 2.10. Типы максимальных реек: 1 – головка; 2 – стержень-указатель; 3 – труба; 4 – скоба; 5 – болт; 6 – отверстия

Смешанные речно-свайные устройства целесообразно устраивать при резких переломах берега или вблизи набережных и мостовых устоев. Оборудование включает несколько свай, забитых в пологой части берегового откоса, и реек, устанавливаемых на сваях или стенах сооружений (рис. 2.11).

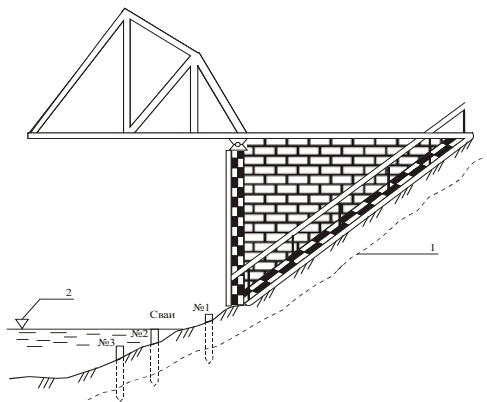


Рис. 2.11. Смешанный водомерный пост:
1 – горизонт промерзания грунта; 2 – низший уровень воды

2.2.4. Наблюдения за уровнем и продольным уклоном водной поверхности

Уровень воды – один из наиболее измеряемых элементов водного режима – фиксируется один или несколько раз в сутки.

Частота измерений зависит от характера колебаний уровня: она должна быть такой, чтобы по результатам срочных наблюдений можно было с достаточной точностью определить суточный уровень воды и установить его самое высокое и самое низкое положение.

Высота уровня воды на неавтоматизированных постах обычно измеряется с погрешностью 1 см.

Наиболее просто высота уровня определяется по речным устройствам. Для этого отсчитывается деление рейки, ближайшее к поверхности воды. Если уровень находится по середине между делениями, записывается четное из них. При волнении фиксируются высшее и низшее деления рейки, достигаемые колеблющейся поверхностью.

На свайном устройстве высота уровня воды измеряется переносной рейкой, которая ставится вертикально на головку ближайшей к берегу затопленной сваи. Все результаты измерений фиксируются в специальном журнале.

Продольный уклон водной поверхности – падение напора в направлении динамической оси потока, отнесенное к расстоянию между пунктами измерений высоты уровня. В гидравлическом смысле уклон является градиентом полной энергии потока, который в соответствии с дифференциальным уравнением неравномерного движения представляется в виде

$$I = I_v + I_T + I_{MC}, \quad (2.2)$$

где I_v – градиент скоростного напора;

I_T – уклон трения;

I_{MC} – градиент потерь напора на преодоление местных сопротивлений.

По уравнению (2.2) можно определить лишь уклон в окрестности отдельно взятого створа, так называемый *местный (локальный) уклон* водной поверхности (рис. 2.12).

В гидрологических расчетах принято выделять достаточно протяженные участки квазиравномерного движения, пренебрегая незначительными нарушениями призматичности русла. Для такого участка определяется так называемый *частный уклон* водной поверхности ($I_ч$), который характеризует в совокупности потери энергии на трение и преодоление местных сопротивлений.

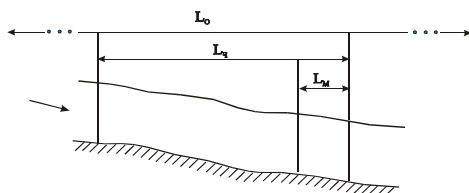


Рис. 2.12. Схема к определению уклонов свободной поверхности:
 L_0 , $L_ч$, $L_м$ – базисы измерения соответственно общего, частного и местного уклонов

Уклон, определенный для всей реки, называется *общим уклоном* реки (I_0).

Уклоны водной поверхности определяются геодезическими методами. На исследуемом участке реки одновременно забивают кольца вровень с водной поверхностью через 50–100 м, а также во всех характерных точках перелома водной поверхности. Отметки площадок колец определяют нивелированием IV класса, двойным ходом от репера основного поста, а сам уклон вычисляется по формуле

$$I = \frac{H_B - H_H}{L}, \quad (2.3)$$

где H_B , H_H – отметки уровня воды соответственно в верхнем и нижнем створах;

L – расстояние между уклонными постами.

Обычно уклон выражается десятичной дробью или в промилле (в тысячных долях), т. е. падение уровня в метрах на 1 км.

Участок для измерения местного уклона должен сохранять призматичность русла. Наблюдения за уклонами должны выполняться в различные фазы гидрологического режима с охватом полной амплитуды измерения уровня с тем, чтобы получить зависимость $I = f(H)$.

Уклон (I) в полевых условиях нужно измерять с точностью до 5–10 %. В связи с этим измеряемое падение уровня воды должно быть порядка 20 см на равнинных реках, длина базиса обычно колеблется в пределах 0,1–8 км.

Первичная обработка данных об уровнях воды H начинается с того, что высота уровня над нулем поста за каждый срок вычисляется как сумма отсчета H_0 и приводки $H_{пр}$ сваи или нулевого деления стационарной рейки. Затем по данным срочных наблюдений определяется средний уровень воды ($H_{ср}$). Его значение при двусрочных наблюдениях получается как взвешенная сумма срочных значений за 8 и 20 ч

$$H = a_1 H_8 + a_2 H_{20}, \quad (2.4)$$

где $a_1 = a_2 = 0,5$ – коэффициенты пропорциональности.

При многосрочных наблюдениях $H_{\text{Ср}}$ вычисляют как среднее взвешенное по продолжительности интервалов наблюдений.

2.2.5. Наблюдения за термическим режимом рек

Наблюдения за температурой воды производятся на всех гидрологических постах, где измеряется высота уровня, и включают:

- систематические ежедневные измерения температуры воды в постоянной точке в створе водомерного поста или другом месте по указанию станции;

- специальные измерения температуры воды, связанные с измерением явлений шугообразования и шугохода.

Систематические измерения температуры воды ведутся ежедневно в 8 и 20 ч, начиная с первых оттепелей и признаков таяния снега на льду весной, и прекращаются осенью после 3–5 суток измерений при устойчивом ледоставе.

На реках с неустойчивым ледовым режимом измерения температуры воды ведутся в течение года. Место для измерений температуры воды в реках выбирают в створе или вблизи поста в прибрежной части на проточном месте с глубиной не менее 0,3–0,5 м. При ширине реки менее 10 м температура воды измеряется на стрежне, а при малых глубинах – в самом глубоком месте реки. Для измерения температуры воды используются ртутные термометры с погрешностью отсчета 0,1 °С. Наблюдения над температурой воды ведут, кроме того, на шугоносных реках при изучении условий шугообразования и шугохода.

Первичная обработка результатов наблюдений над температурой воды выполняется наблюдателем в полевой водомерной книжке и включает в себя следующие операции:

- введение в отсчеты инструментальных поправок;
- вычисление средних суточных значений температуры воды по исправленным отсчетам в 8 и 20 ч;
- вычисление средних декадных и выборка наибольших за месяц значений температуры воды.

Наблюдения над температурой воздуха производятся на гидрологических постах и станциях при удалении от метеорологических станций на расстояние более 30–50 км и на тех станциях и постах, где сведения о температуре воздуха необходимы для службы гидрологических прогнозов или для других гидрологических исследований и расчетов.

2.2.6. Визуальные наблюдения за состоянием водных объектов

Для полной характеристики водного режима, кроме измеряемых элементов, необходимо знать общее состояние водных объектов и происходящих на них процессах, которые наблюдаются визуально. Полный перечень этих процессов достаточно многообразен. Основными являются водная растительность, ветер, осадки и русловые процессы.

Водная растительность, создающая сопротивление движению потока воды и тем самым вызывающая повышение уровня, заболачивание пойм и заиление русла, встречается на всех водных объектах.

Наблюдения за развитием водной растительности ведутся ежедневно, а в начале каждой декады обследуется участок реки в районе расположения поста. Результаты записываются в специальную книжку, где указывается вид водной растительности, ее распространение по руслу реки, густота и состояние, отмечается характер зарастания (сплошное, пятнами, по берегам).

Должны приниматься во внимание и изменения гидравлических и морфологических условий: образование или размыв отмелей, кос, осередков, островков; расчистки русла; дноуглубительные работы; образование новых протоков-рукавов; вынос большого количества наносов и отложений конуса в устьях притоков; обвалы или оползни берегов; периоды попусков – сбросов воды из вышерасположенных водоемов и другие явления.

Состояние поверхности водоема оценивается визуально, направление ветра определяется по отношению к течению реки. При выпадении атмосферных осадков сведения о них заносятся в полевую книжку с указанием вида осадков и их интенсивности.

2.3. Измерение глубин и русловые съемки

Измерения глубин рек являются основной частью всех гидрометрических работ и производятся для составления поперечных и продольных профилей, планов участков рек, озер и водохранилищ. Полученные материалы могут быть использованы для проектирования и строительства гидротехнических сооружений, целей судоходства и лесосплава, измерения расходов воды и наносов, изучения русловых процессов и т. д. При большом объеме работ применяют термин «промерные работы». В состав промерных работ входит непосредственно измерение глубин, а также определение плановых координат промерных точек и измерение уровня воды.

В связи с тем, что уровень воды является величиной динамической, глубины, измеряемые в разное время, имеют различную величину. Для устранения этих различий при обработке материалов измерений глубины приводят к одному расчетному (условному) уровню, соответствующему определенному моменту времени.

2.3.1. Средства и методы для измерения глубин и профилей дна

Глубина водного потока – это расстояние по вертикали от дна до поверхности воды. Существует большое количество методов и приборов для измерения глубин и профилей дна. В зависимости от глубин и скоростей живого сечения определяют и приборы, необходимые для замера глубины. При небольших глубинах (до 1 м) используют водомерную рейку, а при глубине до 5–6 м и относительно небольшой скорости течения – *гидрометрическую штангу* или *наметку*. При больших глубинах применяют ручной или механический лот.

Гидрометрическая штанга представляет собой круглый металлический шест длиной 3, 4, 6 м, состоящий из двух частей, диаметром 2 см с 5-сантиметровым делением. Штанга заканчивается железным диском (поддоном) диаметром до 10 см во избежание погружения в илистое дно (рис. 2.13, а).

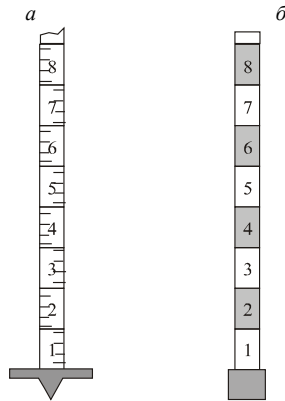


Рис. 2.13. Гидрометрическая штанга с поддоном (а) и гидрометрическая наметка (б)

Наметка представляет собой деревянный шест круглого сечения диаметром 4–6 см, длиной 5–7 м. Нижний конец заделывается в железный башмак, который помогает своим весом погружать наметку в

воду и предохраняет ее нижний конец от повреждений. Наметку размечают на дециметры и окрашивают в белый и красный цвета водостойкой краской. Нулевое деление совпадает с нижней поверхностью башмака (рис. 2.13, б).

Лот ручной представляет собой металлический груз массой 2–6 кг конической или пирамидной формы, подвешенный на размеченном, предварительно растянутом капроновом лотлине (шнуре) или на мягком стальном канате (тросе).

Лот механический состоит из трех основных частей: лебедки со счетчиком; каната для опускания груза; груза обтекаемой формы.

Для измерения глубин и других гидрометрических работ чаще всего применяют лебедки гидрометрические.

Во время промеров глубин в водотоках, имеющих значительную скорость течения (более 1,5 м/с), лотлинь отклоняется от вертикального положения, и измеренная глубина получается завышенной. При отклонении троса на угол более 10° в измеренные величины необходимо вводить поправки. Схема к определению поправок на относ лотлиня приведена на рис. 2.14.

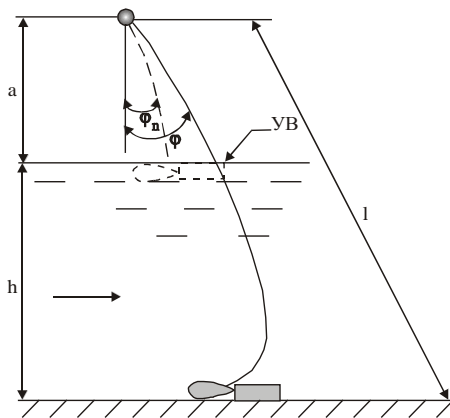


Рис. 2.14. Схема к определению поправок на относ лотлиня течением

В настоящее время в практике широко используются промерные эхолоты, обеспечивающие высокую точность измерения глубин и большую производительность. Действие эхолота основано на посылке ультразвуковых импульсов от вибратора-излучателя в водную среду и приеме отраженных от дна импульсов (эха) вибратором-приемником.

Принцип измерения глубины представлен на рис. 2.15.

Из геометрических соотношений получается формула для определения глубины

$$h = \sqrt{\left(\frac{Vct}{2}\right)^2 - \left(\frac{\ell}{2}\right)^2} + d, \quad (2.5)$$

где Vc – скорость распространения звука в воде, м/с;

t – время прохождения импульса от вибратора-излучателя до дна и обратно до вибратора-приемника, с;

ℓ – расстояние между вибраторами, м;

d – глубина погружения вибраторов.

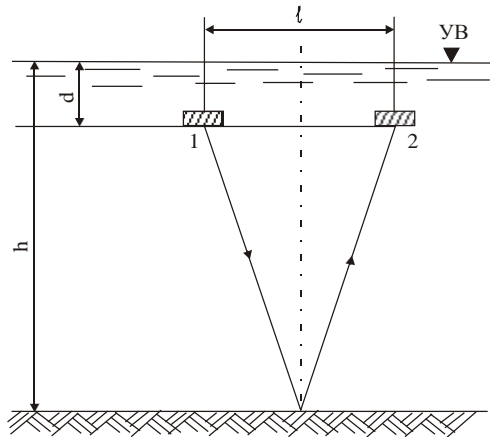


Рис. 2.15. Схема измерения глубины акустическим методом:
1 – вибратор-излучатель; 2 – вибратор-приемник

2.3.2. Способы выполнения промерных работ

В зависимости от поставленной задачи и от местных условий промерные ходы располагаются:

- по поперечным профилям;
- по косым галсам;
- по продольным профилям;
- смешанным способом.

При выполнении промерных работ параллельно ведется наблюдение за уровнем воды. Для этого используются ближайшие гидрометрические посты, по которым в начале и в конце каждого промерного

хода записываются значения высоты уровня.

Координаты промерных точек могут быть определены следующими методами:

- по натянутому вдоль створа тросу от постоянного начала по урезу воды;

- засечками промерных точек с берега теодолитом или кипрегелем на мензуле;

- засечками секстантом с промерного судна ориентиров на берегу;

- радиогодезическими методами.

Одновременно с промерами берут пробы грунтов дна из поверхностного слоя, а также определяется наличие водной растительности.

Промеры по поперечным профилям позволяют достаточно точно определить положение промерных точек и выявить распределение глубин по заранее установленному направлению. Для промеров по поперечникам вдоль реки на одном из ее берегов устраивают магистраль. Поперечники разбивают перпендикулярно магистрали и закрепляют кольями на линии магистрали и урезах берега. Расстояние между поперечниками назначают в зависимости от ширины реки, характера рельефа дна и требуемой детальности промеров. Обычно поперечники назначают через $1/2$ – $1/3$ ширины реки при ширине до 100 м и через $1/3$ – $1/4$ при ширине реки до 1000 м.

Количество промерных точек на поперечнике назначают в зависимости от целей промерных работ и характера дна. Для нормальных условий на реках шириной 10–50 м назначают 10–20 промерных точек, а при ширине 100–300 м – 20–30 промерных точек.

При ширине реки до 300 м и скорости течения менее 1,5 м/с промеры выполняются по натянутому, предварительно размеченному тросу.

На реках шириной более 300 м положение промерных точек на профиле определяют засечками с берега с помощью геодезических инструментов – теодолита, кипрегеля на мензуле.

Промеры проводят с лодки, передвигающейся по линии створа поперечника. Засечки производятся по сигналу, подаваемому из лодки. Если положение вертикалей определены заранее, то измерения осуществляются по команде с берега.

Промеры по косым галсам применяют при больших скоростях течения, когда удержаться в линии створа трудно. *Галс* – это траектория движения лодки под действием течения.

При промерах по косым галсам (рис. 2.16) лодка сносится течением, пересекает реку под углом 15 – 30° . При большой ширине реки используют систему перекрестных косых галсов. Засечки положения промерных точек на галсе производят с базиса двумя угломерными инструментами.

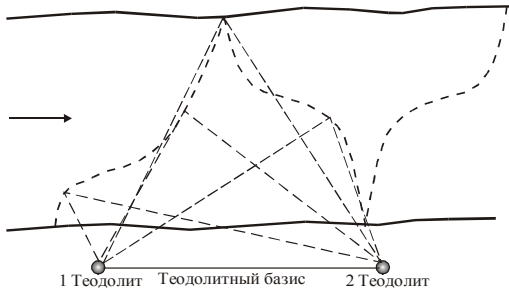


Рис. 2.16. Схема промеров по косым галсам

При больших скоростях течения и значительных глубинах применяется также способ промеров по продольным профилям (продольникам). Глубины обычно измеряют лотом. Положение промерных точек на продольнике определяют засечками с базиса двумя угломерными инструментами, так же как при промерах по косым галсам.

2.3.3. Обработка результатов промерных работ

Для построения поперечного профиля необходимы следующие сведения:

- местоположение профиля по отношению к магистрали;
- способ определения координат промерных точек;
- наименование прибора, которым измеряли глубины;
- время начала и окончания промеров;
- отсчет уровня на ближайшем водомерном посту;
- отметка уровня воды на профиле;
- состояние погоды и реки в период промера.

По глубинам и расстояниям между промерными вертикалями строят поперечный профиль русла. По горизонтальной оси откладывают расстояния, а по вертикальной – глубины. Вертикальный масштаб принимают в 10–20 раз больше горизонтального.

Построение поперечного профиля показано на рис. 2.17.

Для каждого профиля вычисляют следующие морфометрические характеристики:

- площадь водного сечения F , которая определяется по формуле

$$F = \sum_{i=1}^n \frac{h_i + h_{i+1}}{2} b_{i+1}, \quad (i = 0, 1 \dots n), \quad (2.6)$$

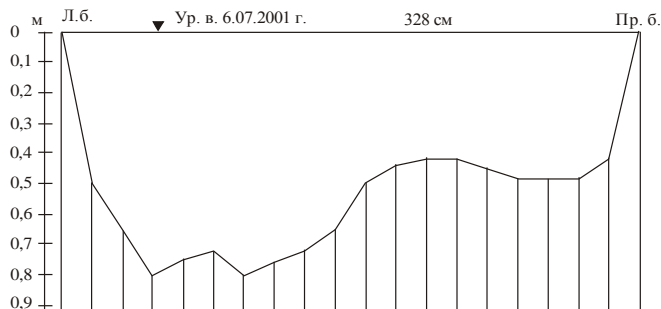
где h_i, h_{i+1} – глубины на i и $i + 1$ вертикали, м;

b_{i+1} – расстояние между вертикалями, м.

Площадь поперечного сечения разделяется на площади живого сечения и мертвого пространства.

Основные характеристики

Н, см	328
F, м ²	10,46
B, м	22
h _{ср.} , м	0,484
h _{макс.} , м	0,8
x м	19,52
R, м	0,54



№ точек	Ур. л. в.	Ур. п. б.
Расстояние от постоянн. начала, м	3	22
Глубины, м	0	0
Отметки дна, м	130,0	130,0
Грунт		

Рис. 2.17. Поперечный профиль реки

Площадь водного сечения при открытом русле равна площади поперечного сечения и при ледоставе – разности между площадью поперечного сечения и площадью погруженного льда.

Площадь живого сечения – это та часть водного сечения, где скорость течения больше порога чувствительности прибора, которым измеряли скорость ($V > 0,03$ м/с).

Площадью мертвого пространства – это та часть площади водного сечения, где скорость течения меньше чувствительности прибора, т. е. практически отсутствует.

Ширина водотока B – это расстояние между урезами по поверхности воды:

$$B = \ell_n - \ell_0, \quad (2.7)$$

где ℓ_0 – расстояние от постоянного начала до ближнего уреза воды, м;

ℓ_n – расстояние от постоянного начала до дальнего берега, м.

Рассмотрим один из способов, применяемый на участках водотоков

сравнительно небольшой длины. Во всех точках, где ранее нивелировкой были определены отметки рабочего уровня, одновременно забивают колышки вблизи уреза воды вровень с поверхностью воды. После этого нивелировкой определяют отметки поверхности колышков, в результате чего получают отметки поверхности колышков, а вместе с тем и отметки мгновенного уровня воды на всем исследуемом участке. Для получения срезки ΔH необходимо определить разность отметок рабочего уровня H и мгновенного условного уровня h , т. е. $\Delta H = H - h$.

Морфометрические характеристики профиля водного сечения изменяются в зависимости от высоты уровня воды. При наличии профиля водного сечения можно построить кривую зависимости площади водного сечения от уровня. Для этой цели площадь профиля расчлениают с определенным шагом горизонтальными прямыми, а затем определяют площади для различных уровней. Пример зависимости площади поперечного сечения от уровня воды приведен на рис. 2.18.

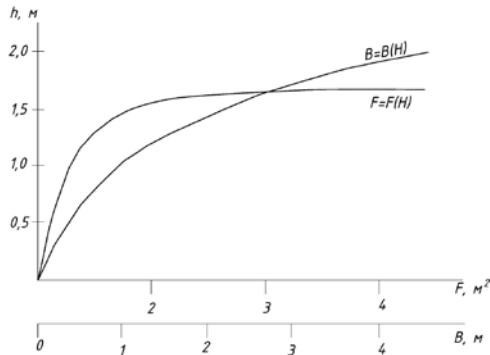


Рис. 2.18. Кривые зависимости водного сечения и ширины реки от уровня воды

Составление плана реки в горизонталях или изобатах. Для составления плана реки в горизонталях или изобатах необходимо привести промеры к условному уровню и нанести на план урезы воды при этом уровне. При построении плана русла реки в горизонталях линии урезков воды соответствуют максимальным отметкам, а если план строится в изобатах, то линия урезков воды – это изобаты с нулевыми глубинами. Выписав на плане отметки дна (или глубин) по всем промерным профилям, проводят горизонтали или изобаты. Сечение изолиний выбирают исходя из масштаба съемки. Например, при масштабе 1:1000 и 1:2000 – через 0,25 или 0,5 м. Точки наибольших глубин со-

единяют плавной линией, называемой *линией наибольших глубин*. На рис. 2.19 приведен пример построения плана реки.

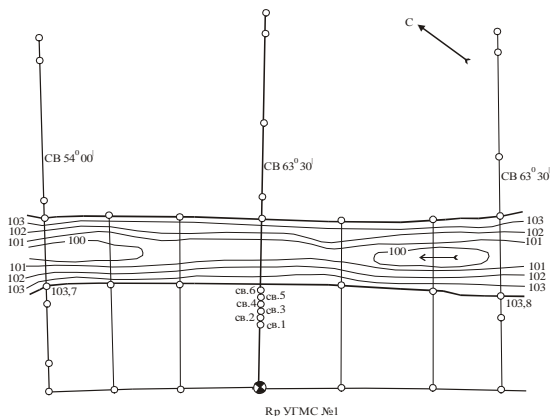


Рис. 2.19. План участка реки

Составление продольного профиля. Продольный профиль составляют на основании данных нивелировок и промеров, выполненных на участке реки. Результаты промеров должны быть приведены к условному уровню. По продольному профилю можно судить об изменении глубин, падений и уклонов реки на отдельных ее участках, а также о высоте берегов, границах их затопления высокими водами.

На продольном профиле (рис. 2.20) по горизонтальной оси откладывают расстояния до поперечников, на которых делались промеры и нивелировки, а по вертикальной оси – значения отметок дна реки, уровень условный и уровень высоких вод, а также отметки бровок правого и левого берегов реки.

Под профилем помещают таблицу, в которой дают числовые значения характеристик, положенных в основу построения профиля. Масштабы для профиля подбирают с таким расчетом, чтобы изменения характеристик были отчетливо видны на чертеже.

Обработка результатов промеров водоемов. Обработка результатов промеров состоит из следующих работ: приведение промеров к условному уровню; нанесение на контурный план водоема на кальке измеренных глубин; вычисление отметок дна в точках промеров; проведение на кальке изолиний; перенесение изолиний на основной план водоема; вычисление морфометрических характеристик водоема.

Координаты промерных точек определяются геодезическими методами.

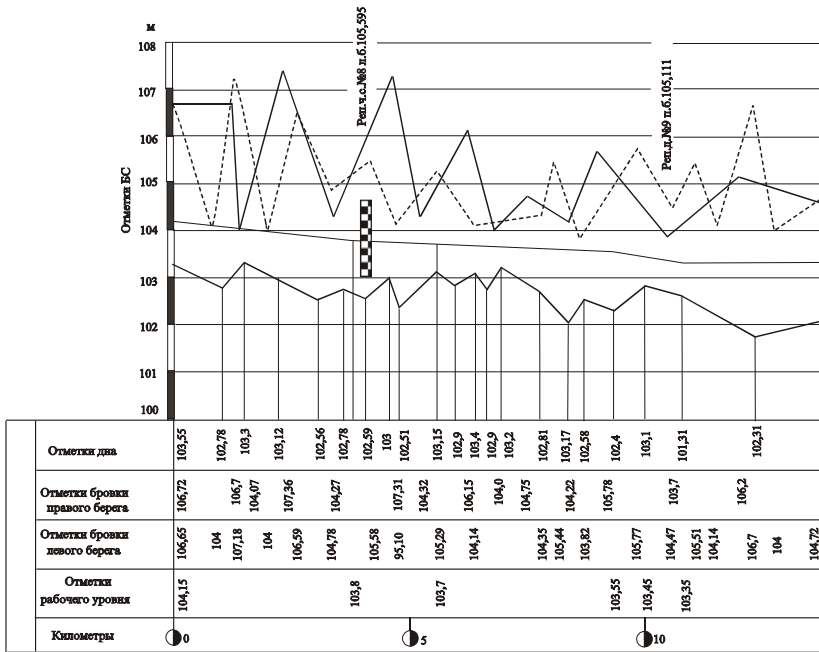


Рис. 2.20. Продольный профиль участка реки

Основным фактором, определяющим точность измерения площади водного сечения русла, является степень дискретизации профиля, т. е. количество промерных вертикалей.

Оценка суммарной относительной средней квадратической погрешности определения площади водного сечения F определяется по формуле

$$\bar{\sigma}_F = \sqrt{\frac{m^2(m+1)}{2^{2m}(N+1)^3} + \frac{2\sigma_h^{-2}}{N+1}}, \quad (2.8)$$

где $\bar{\sigma}_h = \sqrt{\frac{-2}{\sigma_H} + \frac{-2}{\sigma_M} + \frac{-2}{\sigma_D}}$ – суммарная средняя квадратическая погрешность измерения глубин, состоящая из инструментальной погрешности $\bar{\sigma}_H$, морфометрической погрешности $\bar{\sigma}_M$ и деформационной погрешности $\bar{\sigma}_D$;

m – коэффициент, зависящий от формы русла;
 N – количество промерных вертикалей.

2.4. Измерение скоростей течения воды

2.4.1. Распределение скоростей течения воды в русле

Измерение скоростей течения чаще всего связано с определением расходов воды, а также при рассмотрении вопросов, связанных с судоходством и лесосплавом, строительством мостов и гидротехнических сооружений, решением ряда научных и практических задач.

В русловых потоках – реках, каналах – наблюдается турбулентный режим движения воды, который характеризуется перемешиванием водных масс, вызывающих пульсацию скоростей как по величине, так и по направлению.

В связи с пульсацией скоростей различают мгновенную и местную скорости в течении потока. *Мгновенной скоростью* u_t называется скорость в данной точке потока в данный момент времени. Скорость течения в точке потока, осредненная за достаточно продолжительный период времени, называется *местной скоростью* u .

Распределение скоростей течения воды в речном потоке может быть весьма разнообразным в зависимости от типа реки, морфологических особенностей, шероховатости русла, уклона водной поверхности и др. При всем разнообразии влияющих факторов существуют некоторые общие закономерности в распределении скоростей по глубине и ширине реки.

Распределение местных скоростей u в вертикальной плоскости, перпендикулярной к живому сечению потока, называется *профилем скоростей* – $u = u(y)$, или эпюрой скоростей на вертикали, где y – расстояние от дна потока (рис. 2.21).

Наиболее существенные различия в профиле скоростей наблюдаются в открытом потоке и потоке с ледяным покровом. Влияние нижней поверхности льда на скорости u аналогично влиянию дна. Положение максимальной скорости u_{\max} зависит от соотношения шероховатости дна к нижней поверхности льда.

При равномерном или близком к нему движении эпюра скоростей описывается зависимостью

$$u = u_{\max} + u_* \ln \frac{\eta}{R}, \quad (2.9)$$

где $u_* = \sqrt{ghI}$ – кинематическая скорость на вертикали;

I – уклон поверхности воды;

$\eta = y/k$ – относительная (безразмерная) глубина, отсчитываемая от дна потока;

k – переменный параметр.

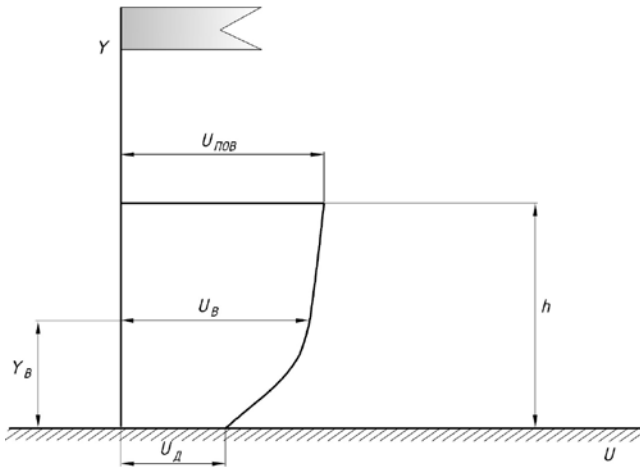


Рис. 2.21. Эпюра скоростей течения на вертикали

Средняя скорость на вертикали составляет:

$$u_B = \frac{q}{h} = \frac{1}{h} \int_0^h u dy = \int_0^1 u d\eta, \quad (2.10)$$

где q – расход воды на вертикали, равный площади профиля скоростей (рис. 2.22).

После интегрирования выражения (2.10) и с учетом формулы (2.9) получим:

$$u_B = u_{\max} - \frac{u_*}{k}. \quad (2.11)$$

Средняя скорость для всего потока определяется как

$$u = \frac{1}{F} \int_0^B q db, \quad (2.12)$$

где F – площадь поперечного сечения реки.

Аналогично определяются средние поверхностные и донные скорости потока.

Очевидно, что $u_d < u < u_{\text{пов}} < u_{\text{max}}$. Это наиболее характерные скорости в живом сечении речного потока.

2.4.2. Методы и классификация приборов для измерения скоростей течения воды

В настоящее время для измерения скорости течения воды чаще всего используют гидрометрические вертушки. При измерении скорости течения воды методом регистрации скорости плавущего тела применяют поплавки, как поверхностные, так и глубинные. Скорость течения принимают равной скорости движения поплавка. С помощью гидрометрических трубок определяют местную скорость в отдельных точках потока. Метод основан на регистрации величины скоростного напора. В некоторых случаях с целью измерения мгновенных скоростей в отдельных точках потока используются приборы, в которых имеется чувствительный элемент, позволяющий исследовать пульсацию скоростей. Метод, основанный на принципе теплообмена, используется главным образом в лабораторных условиях для измерения мгновенных скоростей. Применение ультразвука для измерения скорости течения воды основано на том, что ультразвуковые колебания в движущей среде равны векторной сумме скорости звука и скорости самой силы.

Гидрометрические поплавки применяются для измерения скорости течения потока на поверхности и на различных глубинах, а также для измерения средней скорости на вертикали, где невозможно измерить ее гидрометрическим прибором из-за малой глубины и помех в потоке. В зависимости от назначения и устройства поплавки делятся на поверхностные, глубинные и поплавки-интеграторы.

Поверхностные поплавки применяются для измерения скоростей и направлений течений на поверхности водных объектов. В качестве поверхностных поплавков можно использовать бруски дерева, пластмассовые бутылки, частично заполненные водой, и другие плавающие предметы, например, отдельные льдины. Для лучшей видимости их иногда снабжают флажками, а для устойчивости снизу подвешивают груз (рис. 2.22).

К недостаткам поверхностных поплавков следует отнести ограниченность их применения: в маловетренную погоду и при небольших скоростях течения (менее 0,5 м/с).

Глубинные поправки применяются для измерения малых скоростей течения (менее 0,15 м/с), изучения направления течения на некоторой глубине, а также определения границ мертвого пространства. Глубинный поплавок состоит из двух связанных нитью верхнего (поверхностного) поплавка и нижнего (глубинного), погруженного на глубину h (рис. 2.23).

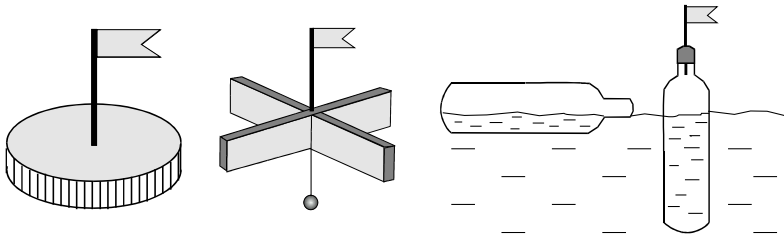


Рис. 2.22. Типы поверхностных поплавков

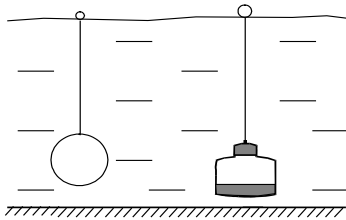


Рис. 2.23. Типы глубинных поплавков

Гидрометрические шесты позволяют определить среднюю скорость на глубине на некотором участке потока. Гидрометрический шест представляет собой деревянный шест длиной $0,94h$ (h – глубина вертикали) со смещенным центром тяжести (рис. 2.24).

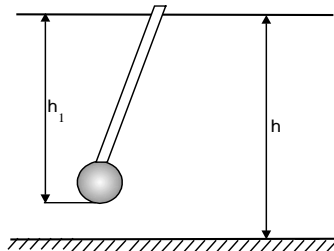


Рис. 2.24. Гидрометрический шест

Поплавки-интеграторы (рис. 2.25) изготавливают из деревянных, пробковых или целлулоидных шариков диаметром 30–35 мм, заполненных воском или парафином.

Поплавок-интегратор занижает измеряемую скорость, так как, поднимаясь из нижних слоев в слои большей скорости течения, воспринимает скорость соответствующего слоя вследствие инерции.

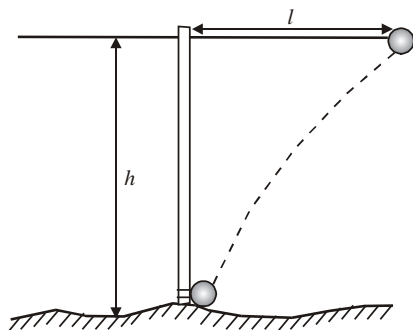


Рис. 2.25. Гидрометрический поплавок-интегратор

Гидрометрическая вертушка – основной прибор для измерения скорости течения в различных точках сечения потока. В настоящее время имеется несколько конструкций гидрометрических вертушек: ГР-21, ГР-21М, ГР-99, микровертушки.

Вертушка (рис. 2.26) состоит из ходовой части, корпуса, сигнального устройства, стабилизатора направления. Главным ее узлом является ходовая часть, состоящая из оси, лопастного винта, контактного механизма, находящегося во внутренней камере, заполненной маслом. Корпус вертушки служит для соединения основных частей вертушки (ходовая часть и стабилизатор) и крепления ее на штативе или тросе. Стабилизатор является направляющим для установки прибора против течения. Сигнальное устройство передает сигналы от винта вертушки к звонку или лампочке.

При вращении лопастного винта через определенное количество оборотов звенит звонок или загорается лампочка.

По способу опускания в воду вертушки подразделяются на штанговые, тросовые и универсальные.

Принцип действия вертушек основан на вращении лопастного винта под давлением движущейся воды. Скорость вращения лопастного винта с осью вертушки находится в прямой зависимости от скорости течения. С этой целью вертушку необходимо тарировать.

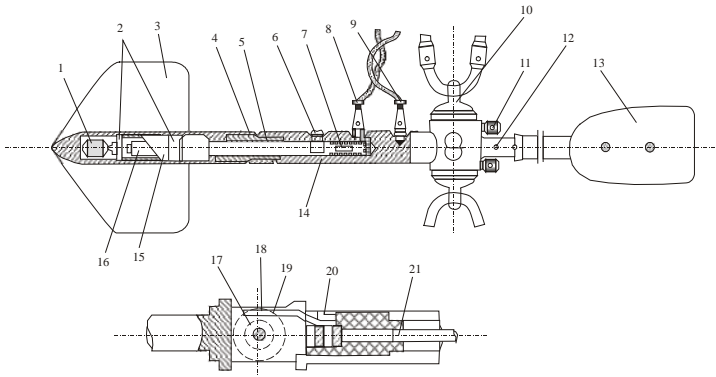


Рис. 2.26. Устройство гидрометрической вертушки ГР-21М:
 1 – осевая гайка; 2 – шарикоподшипники; 3 – лопастной винт;
 4 – зажимная муфта; 5 – ось; 6 – винт стопорный; 7 – гнездо штепселя;
 8 – изолированная клемма; 9 – клемма, соединенная с корпусом;
 10 – вертлюг; 11 – зажимные винты; 12 – винт стабилизатора;
 13 – стабилизатор; 14 – корпус; 15 – наружная втулка;
 16 – внутренняя распорная втулка; 17 – червячная шестеренка;
 18 – контактный штифт; 19 – контактная пружина; 20 – контактный винт;
 21 – токопроводящий стержень

Для установки вертушки в потоке на нужной глубине требуются следующие принадлежности: штанга, груз, канат, гальванические элементы, провод звонковый, визир, гидрометрические лебедки.

На рис. 2.27 представлен общий вид тарировочной кривой. Тарировочная кривая является официальным документом вертушки, из которого видно, что если число оборотов лопастного винта в одну секунду равно 0,17, то скорость течения составляет 0,05 м/с, а если число оборотов 0,46, то скорость равна 0,12 м/с.

Гидрометрическая штанга служит для крепления на ней вертушки. Штангу опускают с упором в дно реки или подвешивают на гидрометрическом мостике или пароме. Подвесные штанги удерживаются на весу специальными штангодержателями. Применение штанги ограничивается скоростью течения и глубиной водного потока. Так, при глубине потока более 3 м и скорости потока более 1,5 м/с использование штанги запрещается. В этом случае гидрометрические вертушки опускаются на стальном тросе с помощью гидрометрических лебедок и гидрометрических грузов, которые уменьшают отклонение каната от вертикали.

Таблица 2.1. Расстояние между скоростными вертикалями

Ширина реки, м	Расстояние между скоростными вертикалями, м
Менее 20	От 0,5 до 2,0
20–30	2,0
30–40	3,0
40–60	4,0
60–80	6,0
80–100	8,0
100–200	10,0

Примечание. При ширине реки более 5 м число скоростных вертикалей должно быть не менее 8, а при ширине реки менее 5 м русло реки обязательно упорядочивается и число скоростных вертикалей может быть уменьшено до 5.

При глубине водотока на вертикали менее 1 м скорость потока измеряется в двух точках: на 0,2 и 0,8 рабочей глубины (рис. 2.28).

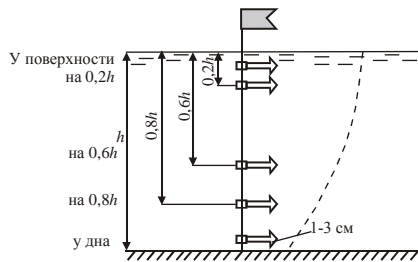


Рис. 2.28. Расположения вертушки на вертикали при детальном способе измерения

При ледяном покрове или водной растительности скорости измеряются в трех точках на вертикали: 0,15; 0,50 и 0,85 рабочей глубины, а при малых глубинах – в одной точке: 0,50 рабочей глубины.

Основной способ предусматривает измерение расхода при меньшем количестве скоростных вертикалей (не менее пяти) и точек на вертикали (две-три).

При *сокращенном способе* измерения расхода скорости на вертикали измеряются в двух точках: 0,2 и 0,8 рабочей глубины или в одной точке – 0,6 рабочей глубины (допускается измерять скорость в точке 0,2h).

Продолжительность измерения скорости течения в каждой точке вертикали должна быть достаточной для осреднения во времени пульсационных измерений. На практике принято время осреднения не ме-

нее 100 с, что в большинстве случаев позволяет достаточно точно определить величину местной скорости.

Средняя скорость на вертикали в зависимости от состояния реки и числа точек измерения определяется по следующим формулам.

При открытом, не заросшем водной растительностью русле:

$$V_{\text{cp}} = 0,05V_{\text{пов}} + 0,347(V_{0,2} + V_{0,6}) + 0,173V_{0,8} + 0,083V_{\text{дн}}; \quad (2.13)$$

$$V_{\text{cp}} = \frac{1}{36}(17V_{0,2} + 3V_{0,6} + 16V_{0,8}); \quad (2.14)$$

$$V_{\text{cp}} = 0,5(V_{0,2} + V_{0,8}); \quad (2.15)$$

$$V_{\text{cp}} = V_{0,6}; \quad (2.16)$$

$$V_{\text{cp}} = kV_{0,2}. \quad (2.17)$$

На рис. 2.29 приведена эпюра распределения средней скорости по ширине реки.

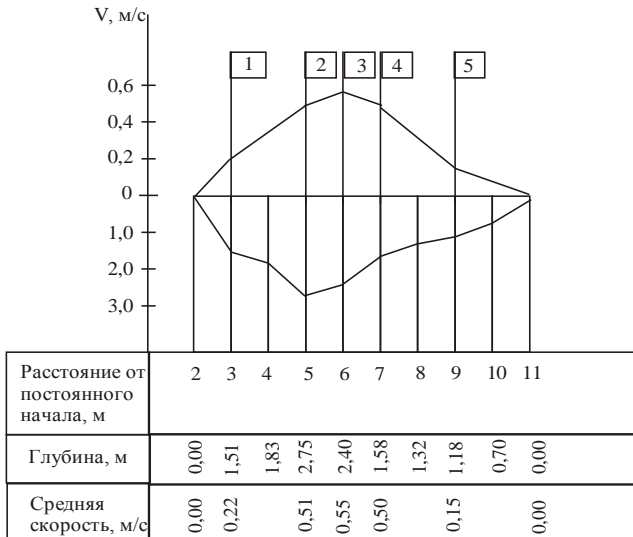


Рис. 2.29. Эпюра распределения средней скорости по ширине реки:
1 – скорость потока; 2 – глубина потока

В случае измерений скорости потока в трех точках (0,2; 0,6 и 0,8h) средняя скорость аналитически вычисляется по формуле для двух точек. Измеряемое значение скорости в точке 0,6h используется только для построения годографа при графической обработке.

При заросшем водной растительностью русле и наличии ледяного покрова

$$V_{cp} = 0,1(V_{пов} + 2V_{0,2} + 2V_{0,4} + 2V_{0,6} + 2V_{0,8} + V_{дн}) ; \quad (2.18)$$

$$V_{cp} = 0,33(V_{0,15} + V_{0,5} + V_{0,85}) ; \quad (2.19)$$

$$V_{cp} = 0,5(V_{0,2} + V_{0,8}) ; \quad (2.20)$$

$$V_{cp} = kV_{0,5} . \quad (2.21)$$

Переходной коэффициент k принимается приближенно равным 0,9.

По результатам расчета строится эпюра распределения скоростей по ширине реки (см. рис. 2.29).

2.4.4. Измерение скорости течения воды с помощью гидрометрических поплавков

Точность поплавочных измерений существенно ниже, чем вертущечных, поэтому поверхностные полавки применяются при рекогносцировочных обследованиях рек, при отсутствии или неисправности вертушки или в тех случаях, когда использование вертушки невозможно, например, при ледоходе или аварийном состоянии гидрометрической переправы. Чтобы избежать влияния ветра на точность измерения скорости воды, поплавочные наблюдения проводят при штиле или небольшом ветре (2–3 м/с). На больших реках поплавочные измерения могут производиться при скорости ветра до 5 м/с.

Измерения выполняются в следующем порядке. Выбирается относительно прямолинейный открытый участок с однообразными глубинами, шириной и продольным уклоном водной поверхности на протяжении 3–5-кратной ширины реки. По берегу параллельно основному направлению течения прокладывается магистраль и перпендикулярно к ней разбивается три створа: верхний, средний и нижний. Расстояния между крайними створами назначаются одинаковыми и так, чтобы продолжительность хода полавка была не менее 20 с. Выше по течению на расстоянии 5–20 м разбивают пусковой створ, закрепленный вехами, с которого пускают полавки, что позволяет им приобрести скорость течения воды при подходе к верхнему створу, остальные створы также закрепляют вехами. На основном створе при ширине реки 75–100 м натягивают размеченный трос. Измерение расстояний по тросу должно проводиться с точностью до 5 %. Расположение тросов показано на рис. 2.30. Затем на пусковом створе забрасывают в реку последовательно 10–20 поплавков (на узких реках – с берега, на широких – с лодки).

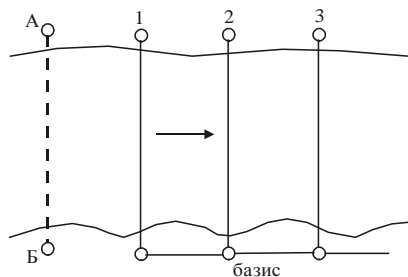


Рис. 2.30. Расположение створов для измерения скорости течения воды поплавками:
 1 – верхний створ; 2 – основной створ;
 3 – нижний створ; *АВ* – пусковой створ

При прохождении поплавка через нижний створ засекается движение. По полученным данным строится график распределения продолжительности хода поплавков по ширине реки на среднем створе для определения средних скоростей на скоростных вертикалях (рис. 2.31).

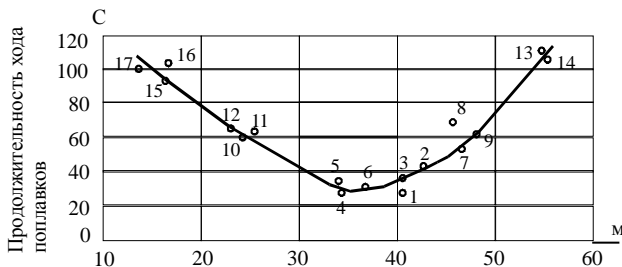


Рис. 2.31. Эюра продолжительности хода поплавков

Для каждой скоростной вертикали снимают с эюры продолжительность хода поплавка и вычисляют поверхностную скорость течения: $V_i = l/t$, где t – продолжительность хода поплавка, l – расстояние между верхним и нижним створами.

Глубинные поплавки применяют при очень малых скоростях течения (до 0,15–0,20 м/с), т. е. меньше удвоенной начальной скорости применяемой вертушки, когда измерения вертушки малонадежны. Глубинные поплавки применяются также для определения границ мертвого пространства.

При употреблении глубинных поплавков принято измерять скоро-

сти течения на вертикалях в следующих точках:

- при свободном от водной растительности русле и глубине на вертикали менее 0,5 м – в одной точке (0,6*h*); при глубине более 0,5 м – в двух точках (0,2 и 0,8*h*);

- при наличии водной растительности в русле выше и ниже створа и глубине на вертикали менее 0,5 м – в одной точке (0,5*h*); при глубине более 0,5 м – в трех точках (0,15; 0,5, 0,85*h*).

Скорости измеряют с лодки, устанавливаемой на якорь в линии створа. Створы для определения расстояния, пройденного глубинным поплавком, устраиваются из трех горизонтальных реек, располагаемых на лодке параллельно через 1 м (рис. 2.32).

Пуск поплавка производится при помощи шеста на 0,25–0,50 м выше верхнего створа. При работе с лодки поплавок должен пускаться так, чтобы он проходил мимо лодки не ближе 1 м от ее борта.

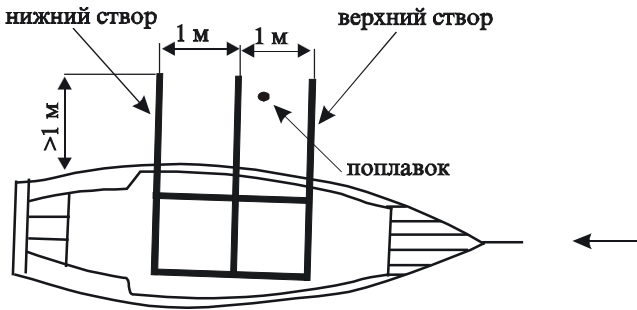


Рис. 2.32. Схема оборудования лодки для измерения скоростей глубинными поплавками

Скорость в точке вычисляется делением длины базиса – расстояния между створами (1 или 2 м) – на среднюю продолжительность хода поплавка.

Поплавки-интеграторы применяются при скорости течения воды 0,10–0,20 м/с и служат для измерения средней скорости на вертушках. Для измерения скорости на дно опускают шарик, прикрепленный ниткой к специальному устройству, состоящему из двух реек – вертикальной и горизонтальной. Поплавок закладывают в нижнюю часть рейки. Подняв накладку, освобождают поплавок, который всплывает. Определив расстояние по горизонтали от вертикальной рейки до точки всплытия поплавка и время всплытия, делят расстояние на время всплытия и получают среднюю скорость на вертикали.

При одновременном выпуске поплавков-интеграторов по всему живому сечению можно сразу определить среднюю скорость потока по формуле

$$v_{\text{ср}} = wF / \omega, \quad (2.22)$$

где w – площадь живого сечения;

F – площадь, ограниченная шириной водотока B и кривой, проведенной через точки выхода поплавков-интеграторов на поверхность воды;

ω – скорость вертикального подъема поплавков.

На небольших реках и каналах в качестве поплавков-интеграторов используют пузырьки воздуха, выходящие из перфорированного шланга, уложенного на дне водотока.

2.5. Определение расходов воды различными методами

2.5.1. Общие принципы определения расходов воды

Расходом воды называется ее объем, протекающий через поперечное (живое) сечение потока в единицу времени. Как правило, расход воды выражается в кубических метрах в секунду, а для малых водотоков, родников, ручьев и т. п. – в кубических дециметрах в секунду.

Существующие методы определения расхода воды можно разделить на *прямые* и *косвенные*.

К *прямым методам* измерения относится так называемый объемный (весовой) метод, основанный на измерении расхода воды посредством мерных сосудов с последующим делением объема воды в сосуде на время его наполнения. Этот способ применяют при контрольных замерах, градуировании водоизмерительных устройств и приборов, а также на мелиоративных системах при небольшом расходе воды.

На практике в основном пользуются косвенными способами измерения расхода воды. Особенностью косвенных методов определения расхода воды является то, что в них измеряется не сам расход, а отдельные элементы потока, при этом величина расхода получается путем вычисления.

Косвенные методы определения расхода воды можно разделить на три группы:

- по измеренным скоростям течения воды и площади поперечного сечения потока (метод «скорость – площадь»);

- с помощью мерных устройств (гидрометрических лотков, водосливов) по гидравлическим зависимостям;

- методами смешения (электролитический, тепловой, calorиметрический).

В настоящее время получили развитие два способа:

- интеграция скоростей по вертикали вертушками, а также посредством твердых, воздушных и жидкостных поплавков;
- интеграция поверхностных скоростей по ширине потока, а также ультразвуковыми установками.

Метод «скорость – площадь» во всех его разновидностях составляет метрологическую базу современной речной гидрометрии.

Из-за изменчивости гидравлических элементов во времени и пространстве расход воды не поддается прямым измерениям. Его значения получают в результате косвенных измерений элементов: расстояний, глубин и скоростей потока. На их основе расходы воды могут быть вычислены по следующей модели:

$$Q = \sum_{i=0}^N 0,5(V_i + V_{i+1})f_{i+1}, \quad (2.23)$$

где V_i, V_{i+1} – проекция средних скоростей на граничных вертикалях;

f_{i+1} – площадь между вертикалями.

Достоинство модели (2.23) перед другими подобными моделями заключается в том, что данная модель допускает различную степень дискретизации поля скоростей и глубины: количество промерных вертикалей, как правило, назначается в 2–3 раза больше, чем скоростных, кроме того, она дает более точные результаты.

2.5.2. Измерение расхода воды

При измерении расхода воды вертушкой производятся следующие виды работ: промер глубин по гидрометрическому створу; измерение скорости течения воды в отдельных точках живого сечения потока; нивелировка уклона водной поверхности.

При неустойчивом русле выполняются следующие требования:

- в случае возникновения вследствие плановой деформации русла на участке наблюдений косины струй, превышающей 10^0 , следует или перенести гидроствор в другое место, или изменить его направление так, чтобы оно было опять перпендикулярно общему направлению течения;
- при очень резкой деформации русла, когда данный участок реки для точного учета стока воды становится вообще непригодным, гидрометрический створ переносится на новое место;
- промеры глубин по гидроствору по ходу «туда» производятся пе-

ред измерением скорости на вертикалях, а по ходу «обратно» – после;
 - измерение скорости течения воды в точках на вертикали ведутся от дна к поверхности.

При измерении с мостов необходимо выполнять следующие требования:

- при выборе моста предпочтение следует отдавать тем из них, у которых ось моста расположена перпендикулярно направлению течения реки;

- выбор низовой или верховой стороны моста для измерений производится индивидуально для каждого моста с учетом преимуществ той или другой стороны;

- если русло реки под мостом загромождено крупными валунами или сваями и т. д., которые не могут быть удалены, а также при больших размывах дна мост не пригоден для измерений;

- в случае многопролетного моста каждый пролет следует рассматривать как отдельное русло. В каждом мостовом пролете назначается не менее трех скоростных вертикалей. Одна должна быть расположена в середине пролета моста, а две – вблизи стенок мостовых опор (берегового устоя), не ближе чем 0,5–1 м от них и обязательно вне зоны завихрения струй потока;

- для измерения с мостов необходимо иметь специальные лебедки с большим выносом стрелы;

- при измерении расхода воды с моста по правилам техники безопасности не допускается крепить приспособления за перила моста.

В практике зачастую вычисление расхода воды производят аналитическим способом. Вычисление расхода воды аналитическим способом производится в следующей последовательности:

1) определяется площадь отсеков между скоростными вертикалями f_i посредством планиметрирования частей поперечного профиля или аналитическим методом трапеций по формуле

$$f_j = \frac{1}{2} \sum_{i=0}^{N_j-1} (h_{i,j} + h_{i+1,j}) b_{i,j}, \quad (j=0, n), \quad (2.24)$$

где $h_{i,j}$ – глубина воды на i -й вертикали j -го отсека;

N_{j-1} – количество промерных вертикалей в отсеке (рис. 2.33);

$b_{i,j}$ – ширина между промерными вертикалями в j -м отсеке.

Результат вычисления записывается со следующими погрешностями: при $f_i < 10 \text{ м}^2$ – до $0,01 \text{ м}^2$; при $10 \leq f_i < 100 \text{ м}^2$ – до $0,1 \text{ м}^2$; при $f_i \geq 100 \text{ м}^2$ – до 1 м^2 ;

2) вычисляется средняя скорость на вертикали, средняя скорость

$V_{j,s}$ в отсеке между скоростными вертикалями вычисляется как полу-сумма скоростей V_j и V_{j+1} :

$$V_j = 0,5(V_j + V_{j+1}), \quad (j = 0, n); \quad (2.25)$$

3) частные расходы q_j находят как произведение $V_j f_j$, а полный расход – как

$$Q = \sum_{j=0}^{n+1} q_j; \quad (2.26)$$

4) вычисляемые значения расходов воды округляются до $10 \text{ м}^3/\text{с}$ при $Q \geq 1000 \text{ м}^3/\text{с}$, до первых значащих цифр – при $1 \leq Q < 1000 \text{ м}^3/\text{с}$, до $0,01 \text{ м}^3/\text{с}$ – при $0,1 \leq Q < 1 \text{ м}^3/\text{с}$.

Таким образом, расчетная формула для полного расхода через все живое сечение приобретает вид

$$Q = kV_0 f_0 + 0,5 \sum_{j=1}^{n-1} (V_j + V_{j+1}) f_j + k^1 V_n f_n. \quad (2.27)$$

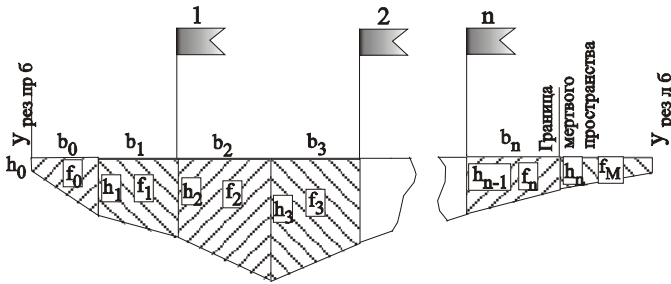


Рис. 2.33. Схема к вычислению частных площадей живого сечения

Если измерение проводили поплавками, запускаемыми по всей ширине водотока, то вычисления выполняют в такой последовательности:

1) по данным промеров глубин вычисляют площадь живого сечения по основному створу.

2) строят эпюру продолжительности хода поплавков, для каждой скоростной вертикали снимают с эпюры продолжительность хода поплавка и вычисляют поверхностную скорость.

3) вычисляют величину фиксированного расхода (Q_ϕ) по формуле (2.27).

4) вычисляют действительный расход (Q) воды по формуле

$$Q = Q_{\phi} K_1, \quad (2.28)$$

где K_1 – переходный коэффициент от фиктивного расхода к действительному.

Наиболее точно коэффициент K_1 определяется опытным путем, т. е. по данным измерения (5–6) расходов воды вертушкой и поплавками при уровнях воды, наиболее близких к уровню, при котором измерялся расход поплавками. Приняв расход, измеренный вертушкой, за действительный, величину переходного коэффициента находят из соотношения

$$K_1 = \frac{Q}{Q_{\phi}} \quad \text{или} \quad K_1 = \frac{v}{v_{\text{пов}}}, \quad (2.29)$$

где $v_{\text{пов}}$ – средняя поверхностная скорость.

При невозможности определить K_1 описанными выше способами, можно пользоваться эмпирическими формулами

$$K_1 = \frac{C}{C + 6}; \quad (2.30)$$

$$K_1 = 1 - \frac{\beta_* C}{\sqrt{g}} \sqrt{\frac{1}{Fr_1}}, \quad (2.31)$$

где C – коэффициент Шези, значения которого зависят от величины коэффициента шероховатости (n);

β_* – параметр формы живого сечения, учитывающий неравномерность распределения глубины по ширине потока;

g – ускорение свободного падения;

$Fr_1 = \frac{V_{\text{пов}}^2}{qh_{\text{cp}}}$ – число Фруда, отнесенное к средней поверхностной скорости.

Число Фруда (Fr_1) определяется по формуле

$$Fr_1 = \frac{v_{\text{пов}}^2}{nh_{\text{cp}}} \left(v_{\text{пов}} - \frac{Q_p}{F} \right). \quad (2.32)$$

Вычисление расхода воды, измеренного глубинными поплавками (или части расхода по вертикалям со скоростями течения менее 0,08–0,15 м/с), производится так же, как расхода, измеренного вертушкой.

2.5.3. Измерение расходов воды на малых реках

Применение метода «скорость – площадь» на малых водотоках сопряжено с рядом трудностей и помех, связанных с неустойчивостью дна и берегов, изначальной косоструйностью, малыми глубинами, а также большой изменчивостью расходов воды во времени, требующей повышенной частоты их измерений. В этих условиях наилучшие результаты дает применение контрольных русел и гидрологических расходомеров.

Контрольные русла (временные или постоянные) устраиваются для создания фиксированной формы поперечного сечения створа, исключая деформацию, что повышает точность измерения расходов воды. Они создаются путем крепления ложа и берегов реки каменной отмосткой или бетонным покрытием.

Гидрологические расходомеры – это водосливы, потоки, пороги, насадки и т. п., применяемые на реках и каналах. Эти сооружения относятся к типу транзитных расходомерных установок с высокой точностью. Средняя квадратическая погрешность их составляет 2–5 %, при этом можно достичь точность измерения расхода до $0,001 \text{ м}^3/\text{с}$, что в сочетании с простотой измерений дает возможность использовать гидрологические расходомеры для автоматизации учета стока малых рек. При этом в сочетании с самописцами уровня воды они обеспечивают непрерывную фиксацию расходов воды.

Водослив представляет собой преграду на пути движения потока в виде вертикальной стенки или порога, через которые переливается вода (рис. 2.34).

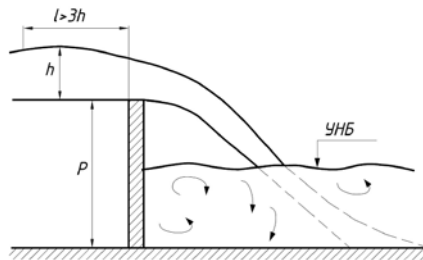


Рис. 2.34. Схема водослива с тонкой стенкой и его параметры

В зависимости от толщины этой преграды и формы ее продольного профиля выделяют водосливы с тонкой стенкой, широким порогом практического профиля. По очертаниям водосливного отверстия водо-

сливы подразделяются на прямоугольные, треугольные, трапециевидные, радиальные, параболические и т. п.

Водосливы с тонкой стенкой применяют главным образом как незатапливаемые водосливы $h_{н.б} < P_{н.б}$, где $h_{н.б}$ – глубина потока в нижнем бьефе; $P_{н.б}$ – высота порога со стороны нижнего бьефа.

Треугольный водослив с тонкой стенкой рекомендуется применять при больших колебаниях расхода воды. Наиболее распространены водосливы с центральным углом $\alpha = 90^\circ$ (рис. 2.35). Его биссектриса при установке должна оставаться вертикальной.

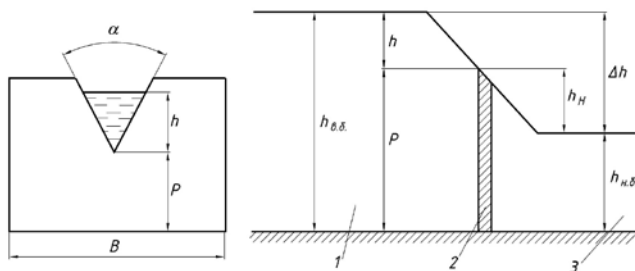


Рис. 2.35. Схема треугольного водослива с тонкой стенкой:
 α – вид спереди; δ – продольный разрез; 1 – подводящее русло (верхний бьеф);
 2 – стенка водослива; 3 – нижний бьеф

Рабочая формула водослива для расхода воды ($\text{м}^3/\text{с}$) имеет вид

$$Q = 2,361 C \text{tg} \frac{\alpha}{2} h_i^{5/2}, \quad (2.33)$$

где $h_i = h + \Delta h$ – приведенный напор над вершиной центрального угла в створе измерения уровня;

Δh – поправка на вязкость жидкости и поверхностное натяжение для треугольного водослива, убывает от 2,75 до 0,85 мм при возрастании α от 22,5 до 120° (при $\alpha = 90^\circ$ $\Delta h = 0,85$ мм);

C – коэффициент расхода, зависящий от угла α и соотношения высоты порога P , ширины подводящего русла B и напора h .

Диапазон измерения расходов воды в зависимости от размеров порога составляет 0,1–30 $\text{м}^3/\text{с}$.

Малые расходы воды измеряются треугольными водосливами с большей точностью, чем прямоугольными, так как у первых при одинаковых расходах получается больший напор. Минимальный напор,

ниже которого наблюдается прилипание струи к стенке водослива, $h_{\min} = 0,05$ м; следует принимать $h_{\max} = 0,6$ м. Расстояние от стенки водослива до створа измерения напора должно составлять $\ell = 3h_{\max}$. Из числа треугольных водосливов основными считаются водосливы с углом $\alpha = 90^\circ$.

Трапецидальный водослив с тонкой стенкой удобен для установки в каналах с пологими откосами (рис. 2.36). Для земляных русел предназначен водослив с углом наклона боковых граней $\alpha = 45^\circ$ ($\text{tg } \alpha = 1$).

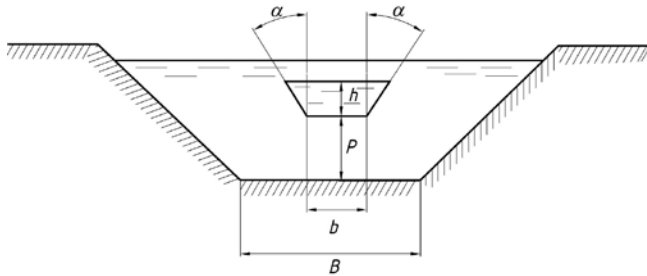


Рис. 2.36. Схема трапецидального водослива с тонкой стенкой

Расходы воды через такой водослив рассчитываются по формуле

$$Q = 1,86c_f b_0 h^{3/2}, \quad (2.34)$$

где $c_f = (b_0 + h) / (b_0 + 0,25h)$.

При $\alpha/2 = 14^\circ$ рабочая формула (2.33) примет вид

$$Q = 1,86b_0 h^{3/2}. \quad (2.35)$$

С помощью больших трапецидальных водосливов (при $b = 2$ м) могут быть измерены расходы воды до $10 \text{ м}^3/\text{с}$.

Водосливы с тонкой стенкой обеспечивают достаточно высокую точность измерения расходов воды. Среднеквадратическая относительная погрешность множителя в этой формуле составляет 2,5 %.

Стандартный водослив с широким порогом имеет горизонтальную прямоугольную поверхность и предназначен для применения в каналах трапецидального сечения с большим количеством взвешенных наносов. Верховая и низовая грани вертикальные, т. е. водослив имеет острые входную и выходную кромки (рис. 2.37), ширина порога $b = B$,

где B – ширина подводящего русла.

Параметры водослива принимаются следующими: $H \geq 0,06$ м; $b \geq 0,3$ м; $p_{в.б} > 0,15$ м; $0,15 \leq p_{в.б} / L \leq 4$, где L – длина порога водослива.

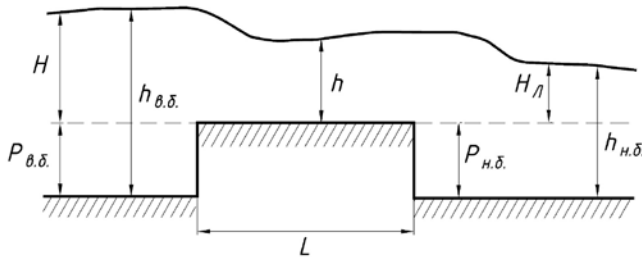


Рис. 2.37. Схема водослива с широким порогом прямоугольного профиля

Уравнение расхода воды записывается в виде

$$Q = \frac{2}{3\sqrt{3}} C_l C_v b \sqrt{2g} H^{3/2}, \quad (2.36)$$

где C_l – коэффициент истечения;

C_v – коэффициент, учитывающий влияние скорости в подводящем русле.

При наблюдении условий $0,1 \leq H/L \leq 0,4$; $0,15 \leq H/p_{в.б} \leq 0,6$ коэффициент $C_l = 0,864$.

При условиях $0,4 \leq H/L \leq 1,6$ и $H/p_{в.б} < 0,6$

$$C_l = 0,782 + 0,191H/L. \quad (2.37)$$

При $H/p_{в.б} < 0,6$ $C_v = 1$.

Значения C_v при $H/L < 0,85$ и $0,6 < H/p_{в.б} \leq 1,50$ изменяются от 1,011 до 1,123. Среднеквадратическая относительная погрешность произведения $C_l C_v$ составляет 3 %.

Зачастую для измерения расходов воды используют гидрометрические лотки. Гидрометрический лоток представляет собой сужающее поток устройство, благодаря которому на коротком участке потока происходит увеличение кинематической энергии, приводящее к образованию перепада уровней. Расход воды зависит от уровня воды (напора) перед сужением H при заданной ширине горловины b . По сравнению с водосливами гидрометрические лотки в меньшей сте-

пени искажают естественную зависимость между уровнями и расходами водотока и меньше препятствуют транспорту наносов.

На рис. 2.38 дана схема гидрометрического лотка Вентури. Он состоит из входной части, конфузора (сужающей части), горловины и выходного диффузора. Дно лотка горизонтальное, все поперечные сечения прямоугольные.

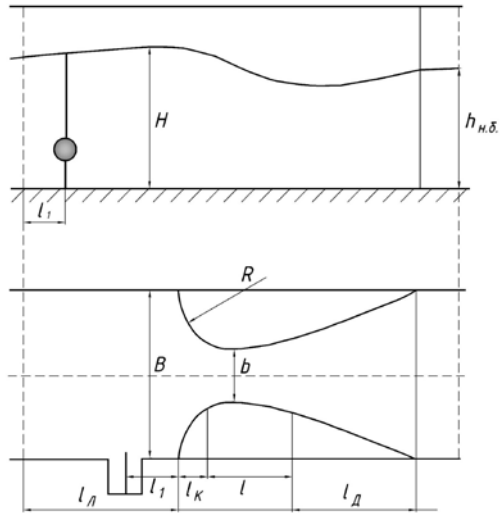


Рис. 2.38. Схема гидрометрического лотка Вентури

Формула для определения расхода воды Q ($\text{м}^3/\text{с}$) имеет вид

$$Q = 1,705 C_i C_v H^{3/2}. \quad (2.38)$$

Коэффициент C_i , зависящий от напора, определяется по формуле

$$C_i = \left(\frac{(H - 0,003l)b}{(b + 0,004l)H} \right)^{3/2}. \quad (2.39)$$

Коэффициент C_v , учитывающий влияние скорости подхода, зависит от степени сжатия потока горловиной лотка и определяется из уравнения

$$\left(\frac{2}{3\sqrt{3}} - \frac{b}{B} \right)^2 C_v^2 - C_v^{3,67} + 1 = 0. \quad (2.40)$$

Коэффициент C_v изменяется в пределах 1,000–1,147. Лоток должен работать, как незатопленный, что соблюдается при условии $h_{н.б.} / H \leq 0,80$.

Расходы воды (дебит) ключей и родников обычно невелик, что позволяет применять объемный способ их измерения. Суть метода заключается в том, что расход воды определяется как $Q = W / t$, где W – объем накопившейся воды за время t . Точность измерения зависит от времени наполнения сосуда t_0 , которое можно определить как

$$t_0 = \frac{100\Delta t}{\sigma_Q - \delta W}, \quad (2.41)$$

где Δt – погрешность отсчета времени, с;

σ_Q – допустимая погрешность измерения расходов воды;

δW – относительная погрешность определения объема нужного сосуда, %.

Объемный способ может быть использован в качестве рабочего эталона при градуировке лотков и водосливов, так как он позволяет обеспечить необходимый класс точности измерений, удовлетворяющий требованиям метрологической аттестации средств измерений.

При каптаже ключей и родников вода обычно отводится посредством металлических и пластмассовых труб, в этом случае при свободном истечении струи из кольцевого сечения трубопровода расход воды может быть определен по формуле

$$Q = 0,705lF\sqrt{g/h}, \quad (2.42)$$

где g – ускорение свободного падения;

l и h – геометрические параметры струи (рис. 2.39).

Измерение расхода воды в дренах имеет свои специфические особенности. В открытых горизонтальных коллекторах и дренах расход воды измеряют чаще всего объемным способом. Измерения производят не реже одного раза в день. Расход воды определяют делением объема мерного сосуда на время его наполнения. Модуль стока определяют путем деления расхода воды на площадь, осушаемую дренажной системой.

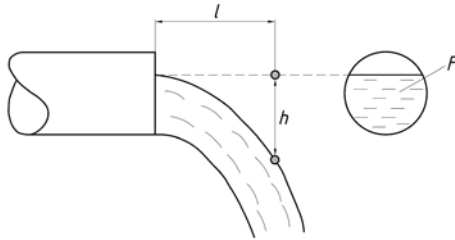


Рис. 2.39. Схема истечения воды из кольцевого трубопровода

При полном или частичном заполнении водой дренажного коллекторного устья для измерения стока определяют скорость движения воды в устьевой трубке и площадь ее поперечного сечения. С этой целью перед паводком к концу устьевой трубы 1 присоединяют небольшую контрольную трубку 2 диаметром 20–25 мм, как показано на рис. 2.40, измеряют расстояние l от устья трубы до места введения трубки. В эту трубу вводят хорошо видимый краситель и одновременно пускают секундомер. Отмечают время выхода красителя из устья. Расход воды определяют по формуле

$$Q = \frac{Fl}{t}, \quad (2.43)$$

где F – площадь сечения трубы, дм^2 ;

l – расстояние от контрольной трубки до устья, дм ;

t – время прохождения красителя, с .

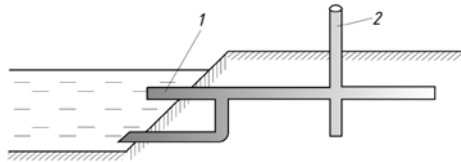


Рис. 2.40. Схема установки по контрольной трубе
при измерении расходов из полностью заполненного дренажного устья:
1 – устье системы, 2 – контрольная труба

Водомер для незатопленной закрытой дрены – это навесной прибор, позволяющий учитывать расход воды, поступающей по дрене в открытый коллектор. Водомер надевают на конец трубы дрены. Он состоит из кожуха и водоучитывающего прибора с самописцем расхода (рис. 2.41). Кожух имеет треугольный вырез по форме водослива, а

в дно кожуха заделан патрубок прибора. Вода из дрены поступает в кожух через щелевые отверстия, имеющиеся у основания дрены по длине кожуха. Основной расход вытекает через торцевое отверстие, а парциальный – через патрубок прибора.

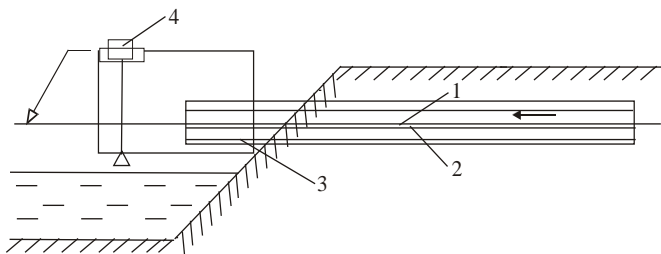


Рис. 2.41. Схема водомерного устройства для устья закрытой дрены:
1 – дрена; 2 – навесной кожух; 3 – перфорация дрены; 4 – водоучитывающий прибор

Находящийся в патрубке поршень прибора воспринимает давление воды, которое зависит от величины расхода. Это давление с помощью механизма прибора преобразуется в показание расхода на шкале.

Водомерное устройство измеряет расходы от 0,2 до 15 дм³/с с использованием одной шкалы и записывает эти расходы на ленту, которую заменяют через 5–6 дней. Погрешность в измерениях расхода прибором составляет 3–4 %.

2.5.4. Определение максимальных расходов воды по меткам уровней

Максимальные расходы воды паводков и половодий особенно редкой повторяемости часто приходится определять при отсутствии данных гидрометрических наблюдений. При этом используются метки уровня, остающиеся на берегах и дорожных сооружениях.

Формула для определения максимального паводкового расхода воды имеет вид

$$Q = \frac{F_p}{k_m} (h - h_b)^{\frac{2}{3}} \sqrt{\frac{gBl}{gBn_0^2 + 0,0026(h - h_b)^{\frac{4}{3}}}}, \quad (2.44)$$

где F_p – площадь живого сечения, м²;

k_m – коэффициент, учитывающий влияние изгибов потока;

h – средняя глубина потока, м;

h_b – высота волн над спокойным уровнем, м;

B – ширина водного потока, м;

I – гидравлический уклон;

n_0 – коэффициент шероховатости.

Расчетная площадь водного сечения рассчитывается как

$$F_p = F - Bh_b, \quad (2.45)$$

где F – площадь живого сечения в рассматриваемом створе, определенная по меткам уровня, оставшегося на берегах и прибрежных сооружениях.

Высоту волн над спокойным уровнем можно рассчитать как

$$h_b = 0,122hC\sqrt{\frac{I}{g}}, \quad (2.46)$$

где C – коэффициент Шези, определенный как $C = \frac{h^{\frac{1}{2}}}{n_0}$ (по Маннингу).

Коэффициент шероховатости n принимается по табл. 2.2.

Таблица 2.2. Унифицированная шкала коэффициентов шероховатости речных русел и пойм

n_0	Характеристика русел и пойм	
	Равнинные реки	Поймы
1	2	3
0,020	Прямолинейные русла канализованных рек в плотных грунтах с тонким слоем илистых отложений	–
0,025	Естественные земляные русла в благоприятных условиях, чистые, прямые, со спокойным течением	Ровная чистая пойма с низкой травой без сельскохозяйственного использования.
0,030	Гравийно-галечные русла в тех же условиях	Ровная пойма под пашней без посевов и пастбищ с низкой травой
0,040	Сравнительно чистые русла постоянных водотоков с некоторыми неправильностями в направлении струй, неровностями дна и берегов и внесением донных наносов	Ровная пойма, занятая зрелыми полевыми культурами, пастбищем с высокой травой и вырубками без побегов, небольшое количество староречных и мелких проток
0,050	Значительно засоренные русла больших и средних рек, частично заросшие или каменистые с неспокойным течением. Чистые русла периодических водотоков	Пойма, поросшая редким кустарником и деревьями (весной без листьев), изрезанная староречными протоками
0,065	Скалистые русла больших и средних рек. Русла периодических водотоков, засоренные и заросшие	Пойма, покрытая редким кустарником с лиственной или вырубками с развивающейся порослью

Окончание табл. 2.2

1	2	3
0,080	Речные русла, значительно заросшие, с промоинами и неровностями дна и берегов	Поймы, покрытые кустарником большой густоты (весной без листвы)
0,100	Русла рек сильно заросшие, загроможденные стволами деревьев и валунами	Поймы, занятые лесом при уровне ниже ветвей и кустарником средней и большой густоты с листвой
0,140	Реки болотного типа (заросли, кочки, во многих местах почти стоячая вода)	Поймы, покрытые лесом при затоплении ветвей и густым ивняком
0,200	–	Глухие, сплошь заросшие, трудно проходимые поймы таежного типа

Общий вид поперечного створа водотока приведен на рис. 2.42.

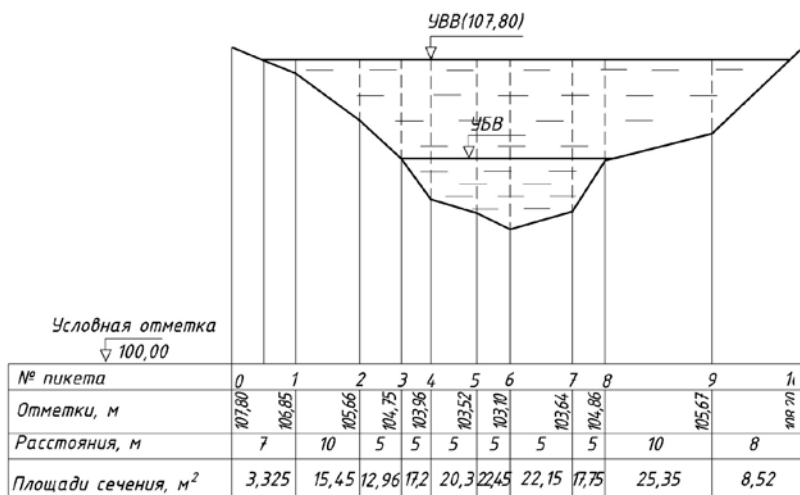


Рис. 2.42. Поперечный профиль створа водотока

2.6. Организация наблюдений за твердым стоком

2.6.1. Общие сведения о твердом стоке

Изучение твердого стока рек имеет важное научное и практическое значение. Оно имеет целью получить характеристики: а) годового стока взвешенных и донных наносов и растворенных веществ с распределением его внутри года; б) состава взвешенных и донных наносов по крупности частиц, содержания в них органических веществ; в) солево-

го состава растворенных веществ с их внутригодовым распределением ионов. Знание режима движения и качественного состава наносов необходимо для решения ряда практических задач для проектирования и эксплуатации автомобильных дорог дорожных сооружений.

Наносами называют твердые частицы минерального или органического происхождения, переносимые водотоками и течениями в озерах. Общее количество наносов, переносимое водотоком в единицу времени, называется твердым стоком (расходом наносов).

Транспортируемые водным потоком наносы разделяют на *взвешенные*, перемещающиеся в толще потока во взвешенном состоянии, и *донные (влекомые)*, которые перемещаются в придонном слое потока путем перекатывания, скольжения или сальтации (скачкообразно).

Такое деление является условным, так как частицы одной и той же крупности могут перемещаться как во взвешенном состоянии, так и путем влечения по дну в зависимости от скорости течения: чем больше скорость потока, тем более крупные частицы могут переходить во взвешенное состояние.

В зависимости от участия наносов в формировании русел и их элементов различают *руслоформирующие* и *транзитные* наносы. К первым относятся наносы более крупных фракций, которыми сформированы русла и донные отложения.

Наносы, формирующие русла рек, их поймы, дно озер и водохранилищ и находящиеся в данный момент в состоянии покоя, называются *аллювием*, а их верхний слой – *донными отложениями*. Верхний слой этих наносов подвергается постоянной переработке потоком, т. е. находится в активном взаимодействии с ним.

При измерении твердого стока отдельно учитывают расход взвешенных наносов R (кг/с), расход донных наносов G (кг/с) и расход растворенных веществ S (кг/с).

Для оценки степени насыщения потока наносами используется понятие «мутность воды», т. е. содержание массы наносов в единице объема смеси воды с наносами (г/м^3). Мутность ρ (г/м^3) выражается зависимостью

$$\rho = \frac{\rho_n 10^6}{V}, \quad (2.47)$$

где ρ_n – вес наносов в пробе, г;

V – объем воды, дм^3 .

Измерение расхода донных наносов основано на определении элементарного их расхода, т. е. веса наносов, перемещающихся через единицу длины смоченного периметра русла за 1 с. Элементарный расход g ($\text{г/(м} \cdot \text{с)}$) выражается зависимостью

$$g = \frac{100 p_{\partial}}{t \ell}, \quad (2.48)$$

где p_{∂} – вес наносов в пробе, г;

t – продолжительность наблюдений, с;

ℓ – ширина входного отверстия прибора, см.

Измерение расхода растворённых веществ основано на определении минерализации воды, т. е. весового количества (сухого остатка) их в единице объема воды. Минерализация α (г/м³) выражается зависимостью

$$\alpha = \frac{p_c 10^6}{V}, \quad (2.49)$$

где p_c – вес сухого остатка, г;

V – объем воды, дм³.

Речные наносы состоят из частиц различной крупности и формы. В гидрометрии обычно принято деление наносов по размеру частиц (табл. 2.3).

Таблица 2.3. Классификация речных наносов по размеру частиц, мм

Фракции	Породы						
	Глина	Ил	Пыль	Песок	Гравий	Галька	Валуны
Мелкие	< 0,001	0,001–0,005	0,01–0,05	0,1–0,2	1–2	10–20	100–200
Средние	–	–	–	0,2–0,5	2–5	20–50	200–500
Крупные	–	0,005–0,01	0,05–0,1	0,5–1,0	5–10	50–100	500–1000

Для количественной характеристики смеси наносов производится их механический анализ. В качестве характеристик наносов используют среднюю крупность частиц, средневзвешенную крупность d_0 , медианную крупность d_{50} (при обеспеченности $p = 50$ % по кривой granulometric composition), коэффициент разнородности грунта j .

Крупность d_0 определяется по формуле

$$d_0 = \frac{\sum_{i=1}^n d_i p_i}{100}, \quad (2.50)$$

где d_i – среднеарифметическая крупность i -й стандартной фракции, мм;

p_i – процентное содержание i -й фракции по массе в составе пробы грунта;

n – количество классов фракции.

Коэффициент разнородности грунта рассчитывается по формуле

$$j = \frac{d_{90}}{d_{10}}, \quad (2.51)$$

где d_{10} и d_{90} – крупности частиц грунта, соответствующие обеспеченности $p = 10\%$ и $p = 90\%$.

Важной расчетной характеристикой является плотность ρ (кг/м³) грунтов и наносов, выражающая массу твердого вещества (скелета) грунта в единице его объема. Плотность речных наносов колеблется в пределах 2450–2760 кг/м³ и в среднем для расчетов принимается равной 2650 кг/м³.

По форме частиц грунты и наносы подразделяются на две группы: *глыбообразные* и *пластинкообразные*.

Форму частиц характеризуют коэффициентом θ , вычисляемым по формуле

$$\theta = \frac{d^2}{\ell b}, \quad (2.52)$$

где $d = \sqrt[3]{\frac{6W}{\pi}}$ – диаметр равновеликого частице шара;

W – объем частицы;

ℓ и b – соответственно длина и ширина частицы.

Для естественных наносов критерий θ изменяется от 0,48 для очень плоских частиц до 1,00 для шара.

Кроме классификации наносов по размеру частиц применяют также деление их по гидравлической крупности.

Гидравлической крупностью ω (м/с) называется скорость равномерного падения твердых частиц в неподвижной водной среде.

В зависимости от скорости ω , диаметра частиц d и кинетического коэффициента вязкости среды ν режимы осаждения могут быть ламинарными, переходными и турбулентными. Критерием режимов является число Рейнольдса $Re_d = \frac{\omega d}{\nu}$.

При ламинарном равномерном режиме осаждения частиц шаровой формы при $Re_d \leq 2$ гидравлическая крупность определяется по формуле

$$\omega = \frac{d^2(\gamma_n - \gamma)}{18\mu}, \quad (2.53)$$

где γ_n и γ – соответственно удельный вес наносов и воды, Н/м³;

μ – коэффициент динамической вязкости.

При турбулентном равномерном режиме и осаждении шарообразных частиц гидравлическая крупность определяется по формуле

$$\omega = 1,63 \sqrt{\left(\frac{\rho_n}{\rho} - 1\right)gd}, \quad (2.54)$$

где ρ_n и ρ – соответственно плотность наносов и воды, кг/м³.

2.6.2. Наблюдения за стоком взвешенных наносов

Приборы для отбора проб воды на мутность называются *батометрами*. Батометры по принципу действия подразделяются на батометры мгновенного и длительного заполнения. *Батометры мгновенного заполнения* применяют для исследования пульсации мутности путем последовательного взятия проб. При отборе проб батометрами мгновенного наполнения необходимо брать пробы в каждой точке с некоторой повторностью. Из приборов этого типа наиболее известен батометр Н. Н. Жуковского (рис. 2.43).

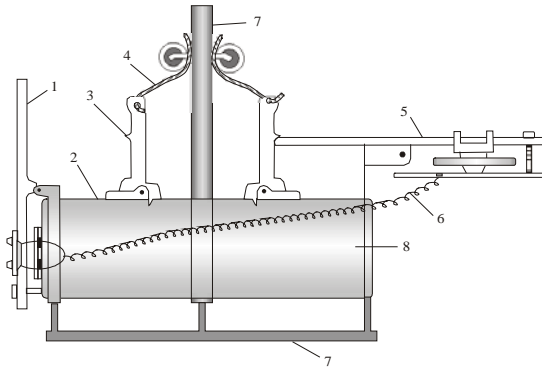


Рис. 2.43. Батометр Н. Н. Жуковского: 1 – крышка; 2 – полый цилиндр; 3 – спусковой механизм; 4 – шнур; 5 – открытая крышка; 6 – пружина; 7 – штанга

Батометр мгновенного наполнения Н. Н. Жуковского представляет собой металлический цилиндр 2, к которому на шарнирах прикреплены крышки 1 с резиновыми прокладками. При опускании прибора в воду на заданную глубину крышки находятся в открытом состоянии. Спусковой механизм 3 приводится в действие посылочным грузом, с

помощью пружин б крышки захлопываются. Затем батометр извлекают на поверхность, а пробы воды переливают в бутылки и отправляют в лабораторию.

Для погружения батометра на заданную глубину используются специальные лебедки. В настоящее время широко используются на сети гидрологических станций и постов батометр-бутылка на штанге (ГР-16, ГР-16М), батометр-бутылка в грузе (ГР-15М) и вакуумный батометр (ГР-61М).

На рис. 2.44 приведена схема батометра-бутылки на штанге, который состоит из литровой стеклянной бутылки, вставленной в металлическую обойму, прикрепленную к штанге с помощью муфты и винта под углом 25° к горизонтальной плоскости. Бутылка снабжена металлической головкой с двумя вставленными трубками, одна из которых отогнута по течению и служит для выпуска воздуха из бутылки во время ее наполнения, а другая направлена против течения и служит для забора воды. На обе трубки во время работы в зависимости от скорости течения навинчиваются наконечники различных диаметров.

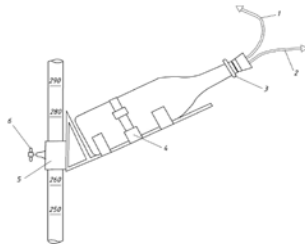


Рис. 2.44. Батометр-бутылка на штанге:
1 – воздухоотводящая трубка; 2 – водозаборная трубка;
3 – металлическая головка; 4 – обойма;
5 – муфта для штанги; 6 – зажимной винт

Вакуумный батометр ГР-61 (рис. 2.45) – наиболее совершенный прибор для взятия проб воды на определение мутности. Он является сетевым прибором гидрометслужбы. Принцип действия прибора основан на всасывании воды путем создания разрежения воздуха в вакуумной камере прибора со скоростью, близкой к местной скорости течения воды. Батометр можно применять как на штанге, так и на тресе.

В случае отсутствия стандартного батометра допускается брать пробы на мутность обычной литровой бутылкой с пробкой. К пробке прикрепляется шнур для выдергивания ее на заданной глубине. Бутылку укрепляют на штанге или грузе под углом 25° к горизонтали с помощью обоймы.

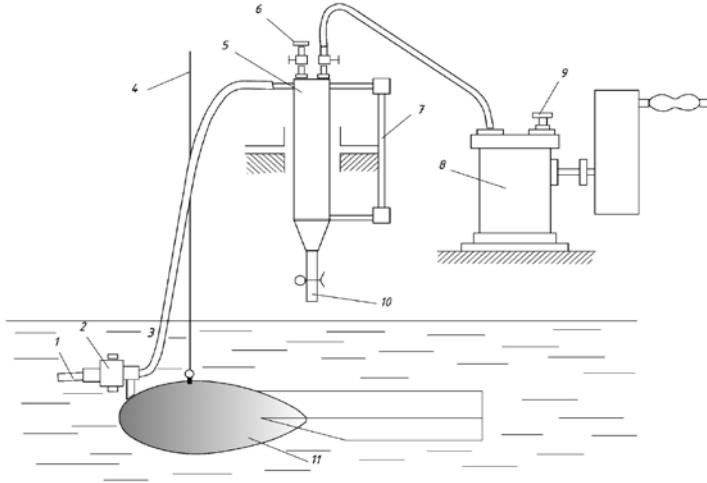


Рис. 2.45. Схема вакуумного батометра: 1 – заборный наконечник; 2 – держатель; 3 – резиновый шланг; 4 – трос; 5 – вакуумная камера; 6 – кран для выпуска воздуха; 7 – водомерное стекло; 8 – насос; 9 – отверстие для выхода воздуха; 10 – трубка для выпуска воды; 11 – гидрометрический груз

Пробы берутся точечным способом. Бутылка с закрытой пробкой опускается на заданную глубину, устанавливается горлышком навстречу течению, и с помощью шнура выдергивается пробка, после наполнения бутылки водой она извлекается на поверхность (рис. 2.46).

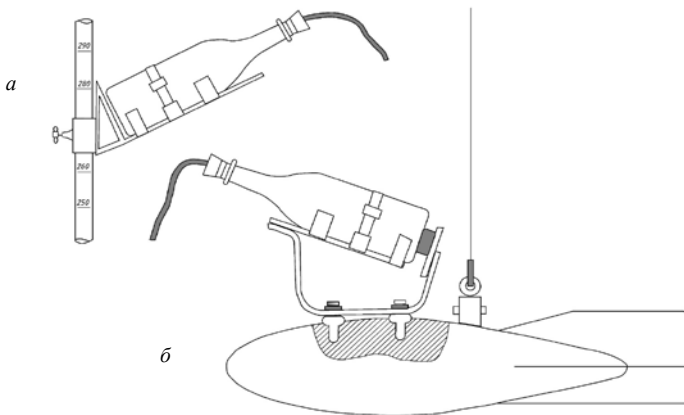


Рис. 2.46. Схема бутылки на штанге (а) и на грузе (б)

В настоящее время имеются многочисленные разработки приборов для измерения мутности фотометрическим методом. Эти приборы называются *фотомутномерами (консистометрами)*.

Работа фотомутнометра основана на измерении тока, возникающего в фотоэлементе под действием светового луча, проходящего через воду, содержащую взвешенные наносы.

2.6.3. Измерение расходов взвешенных наносов

Измерение расходов взвешенных наносов обычно совмещают с измерением расходов воды. Оно заключается в отборе проб воды для последующего определения веса содержащихся в ней наносов и вычисления мутности.

Следует отметить, что в разные периоды режима рек мутность различна. Она наибольшая в половодный и паводковый периоды. По длине реки мутность нарастает от истока к устью. По ширине она увеличивается к стержню, но зависит от наличия мест впадения притоков или поступления наносов из оврагов и балок. По глубине мутность возрастает ко дну.

Пробы воды со взвешенными наносами, отбираемые в реках в зависимости от их назначения, подразделяются на следующие виды:

- пробы воды на мутность, отбираемые по живому сечению при измерении расхода воды для определения расхода взвешенных наносов;
- единичные пробы воды на мутность, отбираемые ежедневно в постоянном месте живого сечения;
- контрольные единичные пробы воды на мутность, отбираемые при измерении расхода взвешенных наносов в том же постоянном месте живого сечения;
- пробы воды, отбираемые для определения крупности взвешенных наносов.

Расходы взвешенных наносов в гидрометрических створах измеряют точечным (многоточечный, основной, одноточечный), суммарным и интеграционным способами. Выбор способа зависит от таких факторов, как методика измерения расходов воды, тип батометра, продолжительность регулярных наблюдений за наносами, средняя мутность в реке, состояние водного объекта, рабочая глубины на вертикали.

При многоточечном (детальном) способе пробы на мутность берутся одновременно с определением скорости на каждой вертикали в пяти (у поверхности; $0,2h$; $0,6h$; $0,8h$ и у дна), двух ($0,2h$; $0,8h$) или одной ($0,6h$) точке и каждая проба обрабатывается самостоятельно. Взятые пробы в закрытых бутылках отправляются в лабораторию для филь-

трования и других операций по отделению воды и взвешенных наносов. На этикетке, наклеенной на бутылку, указывается место взятия пробы, номер вертикали, точки, глубина, дата.

Многоточечный метод служит основой для перехода на сокращенное количество вертикалей и точек на них.

Основной способ измерения расходов взвешенных наносов предусматривает отбор проб на мутность в двух точках: $0,2h$ и $0,8h$ на каждой скоростной вертикали как в период свободного русла, так и при наличии ледовых явлений, причем при средней мутности в реке от 100 до 20 г/м^3 измерение расхода взвешенных наносов производится только таким способом. На малых реках при недостаточных глубинах измерения производятся в одной точке $0,6h$. При наличии водной растительности – в точках $0,15h$; $0,5h$; $0,85h$, при малых глубинах – в точке $0,5h$.

Суммарный способ взятия проб при измерении расхода наносов принимается при средней мутности в живом сечении менее 50 г/м^3 . При суммарном способе пробы на мутность берутся на всех вертикалях в двух точках: $0,2h$ и $0,8h$. Пробы сливаются в один общий сосуд и отправляются на анализ. При средней мутности (по предварительным данным) менее 20 г/м^3 допускается объединять пробы, взятые на всех вертикалях по всему живому сечению. Объем суммарной пробы при этом должен быть не менее 10 дм^3 .

Интеграционный способ практически является более точным и может быть применен взамен точечного или суммарного, если имеющийся в наличии прибор по условиям глубины потока не может быть использован для взятия пробы в точке, или если быстро изменяются гидравлические характеристики потока, или если работа не обеспечена нужным количеством посуды.

При интеграционном способе проба берется на каждой скоростной вертикали путем постепенного перемещения батометра от поверхности до дна и обратно.

Сокращенный способ измерения расхода взвешенных наносов применяется в основном на больших и средних реках с устойчивым руслом. Он основан на установлении устойчивых связей между значениями средней мутности потока и мутности репрезентативной вертикали.

Взятые при измерении расходов наносов пробы воды на мутность подвергаются первичной обработке, заключающейся в выделении наносов из воды.

Выделение наносов из воды выполняется автоматически фильтрованием или фильтрованием с предварительным отстоем наносов.

2.6.4. Вычисление расходов взвешенных наносов

Вычисление расходов взвешенных наносов, измеренных детальным способом, производится графическим методом (рис. 2.47), а измеренных двухточечным, однотоочечным, суммарным и интеграционным способами – аналитическими методом.

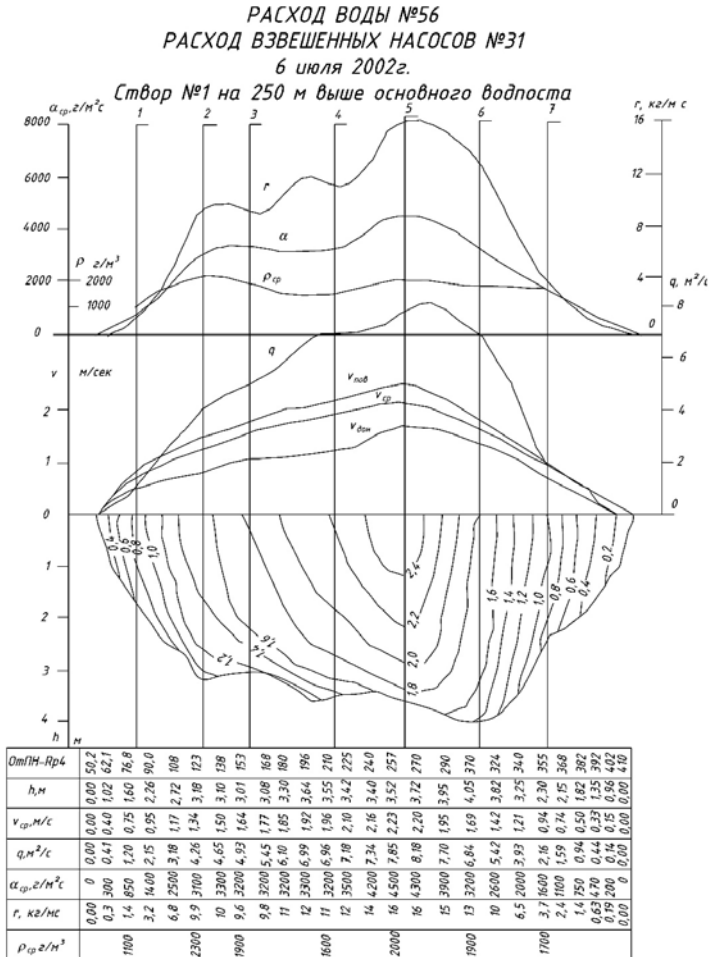


Рис. 2.47. Вычисление расхода взвешенных наносов графическим способом

Вычисление расхода взвешенных наносов аналитическим методом

производится по одной из двух формул в зависимости от взятия проб мутности.

При взятии проб мутности точечными способами сначала вычисляются единичные расходы взвешенных наносов α ($\text{г}/(\text{м}^3 \cdot \text{с})$) в отдельных точках путем умножения мутности на скорость течения. Затем вычисляются для каждой скоростной вертикали средние единичные расходы взвешенных наносов по соответствующим формулам

$$\alpha_{\text{ср}} = 0,5(\alpha_{0,2} + \alpha_{0,8}), \quad (2.55)$$

$$\alpha_{\text{ср}} = \alpha_{0,6}, \quad (2.56)$$

где $\alpha_{0,2}$, $\alpha_{0,6}$ и др. – единичный расход наносов в точках 0,2; 0,6 рабочей глубины и т. д.

Расход взвешенных наносов R ($\text{кг}/\text{с}$) вычисляется по формуле

$$R = 0,001 \left(k\alpha_1 f_0 + \left(\frac{\alpha_1 + \alpha_2}{2} \right) f_1 + \dots + \left(\frac{\alpha_{n-1} + \alpha_n}{2} \right) f_{n-1} + k\alpha_n f_n \right), \quad (2.57)$$

где $\alpha_1, \alpha_2, \dots, \alpha_n$ – средние единичные расходы взвешенных наносов на скоростных вертикалях № 1, 2, ..., n ($\text{г}/(\text{м}^3 \cdot \text{с})$);

k – коэффициент, зависящий от характера распределения скоростей в прибрежной зоне потока;

f_0 – площадь водного сечения между берегом и первой скоростной вертикалью, м^2 ;

f_1, f_2, \dots, f_{n-1} – площади водного сечения между вертикалями № 1, 2, ..., $n-1$, м^2 ;

f_n – площадь между вертикалью и берегом.

При взятии проб мутности суммарным или интеграционным способом по отдельным вертикалям, мутность пробы соответствует средней мутности по вертикали. В этом случае расход взвешенных наносов R ($\text{кг}/\text{с}$) вычисляется по формуле

$$R = 0,001 \left(\rho_1 Q_0 + \left(\frac{\rho_1 + \rho_2}{2} \right) Q_1 + \dots + \left(\frac{\rho_{n-1} + \rho_n}{2} \right) Q_{n-1} + \rho_n Q_n \right), \quad (2.58)$$

где $\rho_1, \rho_2, \dots, \rho_n$ – средние мутности воды соответственно на вертикалях № 1, 2, ..., n ;

Q_0 – частичный расход воды между берегом и первой скоростной вертикалью;

Q_1, \dots, Q_{n-1} – частичные расходы воды между соседними вертикалями;

Q_n – частичный расход воды между последней вертикалью и берегом.

По расходу взвешенных наносов R (кг/с) и расходу воды Q (м³/с) вычисляется средняя мутность $\rho_{\text{ср}}$ (г/м³) всего живого сечения потока

$$\rho_{\text{ср}} = \frac{1000R}{Q}. \quad (2.59)$$

Вычисление расхода воды взвешенных наносов графическим способом производится так же, как и расхода воды, только вместо эпюр средних скоростей на вертикалях по ширине реки строится эпюра средних единичных расходов взвешенных наносов $\alpha_{\text{ср}}$, а вместо эпюры элементарных расходов q – эпюра элементарных расходов взвешенных наносов $\alpha_{\text{ср}}h$, площадь которой с учетом вертикального и горизонтального масштабов графика и дает расход взвешенных наносов. Пример вычисления приведен на рис. 2.47.

2.6.5. Приборы для взятия проб и методика вычисления расхода донных наносов

Количество влекомых по дну наносов невелико и составляет 1–5 % от количества взвешенных наносов на равнинных реках.

Для взятия проб донных наносов применяются специальные приборы – наносоуловители, называемые донными батометрами. Батометр устанавливается на дно, где удерживается некоторое время, улавливая влекомые наносы на участке дна, по ширине, равной входному отверстию прибора. После подъема прибора определяют объем и вес пробы, а также проводят ее анализ.

Батометры для донных наносов подразделяются на две группы:

- батометры для мелких донных наносов (песок, гравий);
- батометры для крупных донных наносов (гравий, галька).

Среди батометров для мелких донных наносов в настоящее время наибольшее распространение получили батометры Б. В. Полякова и «Дон». Первый (рис. 2.48) состоит из трамплина 1, корпуса с ловушкой 2 и хвоста 3 для установки прибора по течению. По трамплину наносы поступают в съемную ванночку-ловушку с поперечными перегородками. Ловушка устанавливается в корпусе с крышками. При опускании прибора на дно крышки раскрываются, а при подъеме и натяжении тросов прибор закрывается.

Батометр Полякова применяется для песчаных наносов при скоростях течения 0,7–0,8 м/с, а батометр «Дон» – при скоростях течения до 1,5 м/с. Он улавливает наносы размером до 5 мм. Расход влекомых наносов определяется одновременно с определением расхода взвешенных наносов и расхода воды на том же гидрометрическом створе.

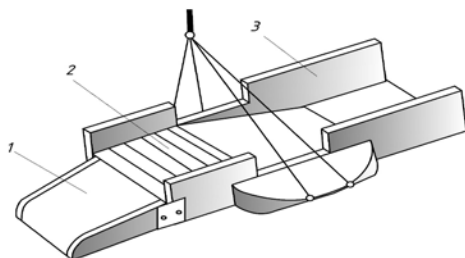


Рис. 2.48. Донный батометр Б. В. Полякова:
1 – трамплин; 2 – корпус с ловушкой; 3 – хвост

Батометр опускается на дно трамплином против течения. При наличии на дне гряд батометр устанавливается на верхнем скате. Время наблюдения на каждой вертикали определяется из расчета, чтобы было уловлено не менее 20–30 г наносов за один прием. На каждой вертикали производится 3–5 приемов измерения, а в расчет принимается среднее значение.

Для взятия проб донных наносов, состоящих из гравия и галечника, имеется несколько разновидностей батометров. Основной частью батометров этого вида являются сетчатые мешки или ящики.

Батометр-сетка ПИ-29 состоит из установленных на штанге сеточной ловушки и лебедки. Ловушка – сетчатый мешок и рамка – является заборной частью батометра. Размеры ячеек сетки мешка составляют 10×10 мм. В комплект входит также дополнительный сетчатый мешок с размерами ячеек 5×5 мм. Батометр-сетка ПИ-29 (рис. 2.49) предназначен для улавливания влекомых наносов крупностью от 5 до 100 мм при глубинах до 2 м и скорости течения до 4 м/с. Прибор рассчитан на работу со штангой длиной до 6 м.

Преимущество батометра ПИ-29 перед другими аналогичными приборами заключается в подвижности ловушки, что позволяет производить отбор проб на любой высоте от дна потока и вынимать ее при помощи лебедки без извлечения штанги.

Измерения расхода донных наносов проводятся на скоростных вертикалях и совмещаются с измерением расходов воды и взвешенных наносов. Выдержка батометра в точке принимается с таким расчетом, чтобы количество наносов в приборе находилось в пределах от 50–100 г (30–70 см³) до 750 г (500 см³). Продолжительность выдержки прибора не должна превышать 10 мин. После извлечения батометра из воды наносы из ловушки помещаются в мерный сосуд для определения объема пробы. Объем пробы по каждой повторности записывается отдельно в полевую книжку. Затем проба помещается в специальный

мешочек и направляется в лабораторию для определения массы и крупности наносов.

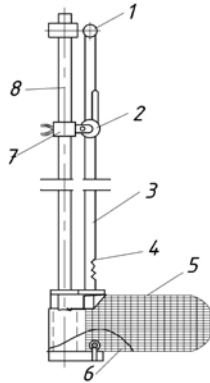


Рис. 2.49. Батометр-сетка ПИ-29:
1, 6 – ролики; 2 – лебедка; 3 – стальной канат;
4 – пружина; 5 – сетка; 7 – муфта;
8 – штанга гидрометрическая

Расход влекомых наносов обычно вычисляется аналитическим способом. Значение элементарных расходов донных наносов q (г/м · с) для каждой скоростной вертикали находят по формуле

$$q = \frac{m}{t\ell}, \quad (2.60)$$

где m – масса наносов, кг;

t – продолжительность отбора пробы, с;

ℓ – ширина входного отверстия, м.

Полный расход влекомых наносов G (кг/с) вычисляют по формуле

$$G = \frac{q_1}{2}b_0 + \frac{q_n}{2}b_n + \sum_{i=1}^n \frac{q_i + q_{i+1}}{2}b_i, \quad (2.61)$$

где b_0 и b_n – расстояние между крайними вертикалями и урезами воды или границами полосы движения наносов, м;

b_i – расстояние между i и $(i + 1)$ скоростными вертикалями, м;

q_i – элементарный расход на i -й вертикали, кг/(м · с).

По результатам наблюдений строятся комплексные графики результатов гидрометрических наблюдений в виде гидрографов. Гидрограф гидрометрической величины – это хронологический график изменения этой величины за рассматриваемый период (сутки, месяц, год

и т. д.). Могут строиться гидрографы стока (расхода воды), уровней, температуры, расходов донных и взвешенных наносов и т. д.

Построенные гидрографы используются при проектировании объектов транспортной инфраструктуры. Пример построения гидрографа стока приведен на рис. 2.50.

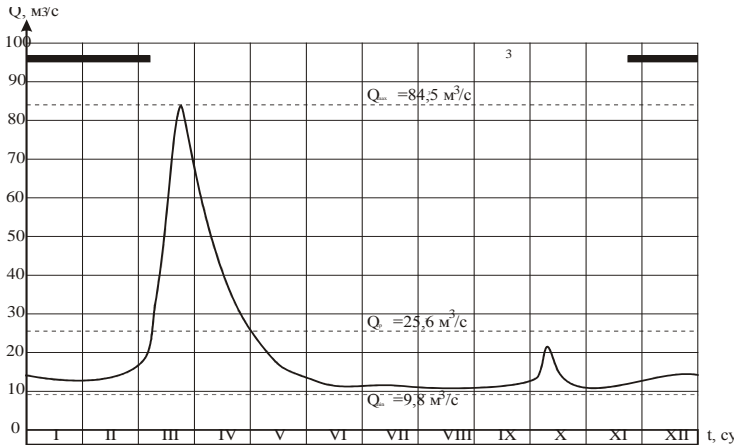


Рис. 2.50. Гидрограф стока р. Нача – с. Горовцы за 1973 г.

Характерными расходами воды являются: а) максимальный расход Q_{\max} (весеннего половодья или летне-осенних дождевых паводков); б) минимальный расход Q_{\min} (летне-осенней или зимней межени); в) годовой средний расход $Q_{\text{ср.}}$. Они наносятся на гидрограф стока с помощью горизонтальных линий с надписями на них соответствующих значений расходов.

Весной и осенью на реках наблюдаются различные ледовые образования. Нанесение ледовых явлений осуществляется на специально отведенной для этого горизонтальной линии шириной 4–6 мм над построенным гидрографом стока (рис. 2.51).

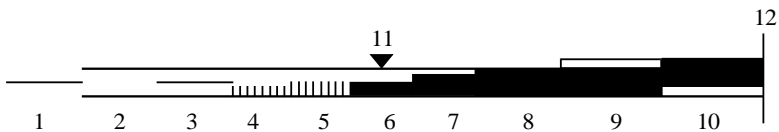


Рис. 2.51. Ледовые явления: 1 – сало; 2 – забереги; 3 – сало при заберегах; 4 – редкий шугоход; 5 – шугоход; 6 – редкий ледоход; 7 – ледоход; 8 – неподвижный ледяной кров (ледостав); 9 – вода течет поверх льда; 10 – закраины и лед подняло;

11 – дата зажора или затора; 12 – дата подвижки льда

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Быков, В. Д. Гидрометрия / В. Д. Быков, А. В. Васильев. – Л.: Гидрометеиздат, 1972. – 448 с.
2. Водные ресурсы Беларуси и их прогноз с учетом изменения климата / А. А. Волчек [и др.]; под общ. ред. А. А. Волчека, В. Н. Корнеева. – Брест: Альтернатива, 2017. – 239 с.
3. Водный кодекс Республики Беларусь [Электронный ресурс]: 30 апреля 2014 г., № 149-З: принят Палатой представителей 2 апреля 2014 г.: одобр. Советом Респ. 11 апреля 2014 г. // КонсультантПлюс. Россия / ЗАО «КонсультантПлюс». – Москва, 2017.
4. Волчек, А. А. Минимальный сток рек Беларуси: монография / А. А. Волчек, О. И. Грядунова. – Брест: Брест. гос. ун-т им. А. С. Пушкина, 2010. – 300 с.
5. Волчек, А. А. Паводки на реках Беларуси: монография / А. А. Волчек, Т. А. Шелест. – Брест: Брест. гос. ун-т им. А. С. Пушкина, 2016. – 199 с.
6. Георгиевский, Ю. М. Гидрологические прогнозы: учебник / Ю. М. Георгиевский, С. В. Шаночкин. – СПб.: Изд.-во РГГМУ, 2007. – 436 с.
7. Гидрологический мониторинг Республики Беларусь / А. И. Полищук [и др.]; под общ. ред. А. И. Полищука, Г. С. Чекан. – Минск: Книгазбор, 2009. – 268 с.
8. Карасев, И. Ф. Гидрометрия / И. Ф. Карасев, И. Г. Шумков. – Л.: Гидрометеиздат, 1985. – 385 с.
9. Константинов, Н. М. Гидравлика, гидрология, гидрометрия: учебник: в 2 ч. / Н. М. Константинов, Н. А. Петров, Л. И. Высоцкий. – Москва: Высш. шк., 1987. – Ч. 1: Общие законы. – 304 с.; – Ч. 2: Специальные вопросы. – 431 с.
10. Логинов, В. Ф. Весенние половодья на реках Беларуси: пространственно-временные колебания и прогноз / В. Ф. Логинов, А. А. Волчек, Ан. А. Волчек. – Минск: Беларус. навука, 2014. – 244 с.
11. Логинов, В. Ф. Водный баланс речных водосборов Беларуси / В. Ф. Логинов, А. А. Волчек. – Минск: Тонпик, 2006. – 160 с.
12. Лопух, П. С. Гідраграфія Беларусі / П. С. Лопух. – Минск: БГУ, 2004. – 204 с.
13. Лучшева, А. А. Сборник задач и руководство к практическим занятиям по основам гидравлики и гидрометрии / А. А. Лучшева, А. Е. Чаповский. – Москва: Недра, 1990. – 171 с.
14. Максименко, Ю. Л. Охрана водных ресурсов / Ю. Л. Максименко, Г. Н. Кудряшова. – Москва: АСВ, 2015. – 256 с.
15. Мировой водный баланс и водные ресурсы Земли / А. П. Копылов [и др.]. – Л., 1974. – 637 с.
16. Михайлов, В. Н. Гидрология: учебник для вузов / В. Н. Михайлов, А. Д. Добровольский, С. А. Добролюбов. – 2-е, 3-е изд., стер. – Москва: Высш. шк., 2007, 2008. – 463 с.
17. Российский гидрометеорологический энциклопедический словарь: в 3 т. / под ред. А. И. Бедрицкого. – Санкт-Петербург; Москва: Летний сад, 2009.

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	3
1. ОБЩАЯ ГИДРОЛОГИЯ	5
1.1. Круговорот воды в природе и водные ресурсы Земли.....	5
1.2. Водные ресурсы Республики Беларусь	9
1.3. Факторы формирования поверхностных вод суши	11
1.3.1. Атмосферные осадки	11
1.3.2. Испарение	21
1.3.3. Подземные воды.....	25
1.4. Гидрология рек	35
1.5. Морфология и морфометрия реки и ее бассейна	37
1.6. Водный и радиационный баланс речных водосборов.....	51
1.7. Характеристики речного стока, их интерпретация и картирование	58
1.8. Режим речного стока	66
1.9. Термический и ледовый режим рек	69
1.10. Термический режим рек Беларуси	78
1.11. Ледовый режим рек Беларуси.....	80
2. ГИДРОМЕТРИЯ	84
2.1. Организация гидрометрических работ и техника безопасности.....	84
2.2. Организация водомерных наблюдений	85
2.2.1. Выбор участка реки для наблюдений за уровнями воды	85
2.2.2. Топографические работы при организации гидрологических постов	88
2.2.3. Устройство водомерного поста	89
2.2.4. Наблюдения за уровнем и продольным уклоном водной поверхности	97
2.2.5. Наблюдения за термическим режимом рек.....	99
2.2.6. Визуальные наблюдения за состоянием водных объектов	100
2.3. Измерение глубин и русловые съемки.....	100
2.3.1. Средства и методы для измерения глубин и профилей дна.....	101
2.3.2. Способы выполнения промерных работ	103
2.3.3. Обработка результатов промерных работ	105
2.4. Измерение скоростей течения воды.....	110
2.4.1. Распределение скоростей течения воды в русле.....	110
2.4.2. Методы и классификация приборов для измерения скоростей течения воды	112
2.4.3. Измерение скорости течения воды с помощью гидрометрических вертушек	116
2.4.4. Измерение скорости течения воды с помощью гидрометрических поплавков	119
2.5. Определение расходов воды различными методами	122
2.5.1. Общие принципы определения расходов воды	122
2.5.2. Измерение расхода воды	123
2.5.3. Измерение расходов воды на малых реках	127
2.5.4. Определение максимальных расходов воды по меткам уровней	134
2.6. Организация наблюдений за твердым стоком.....	136
2.6.1. Общие сведения о твердом стоке.....	136
2.6.2. Наблюдения за стоком взвешенных наносов.....	140
2.6.3. Измерение расходов взвешенных наносов.....	143
2.6.4. Вычисление расходов взвешенных наносов	145
2.6.5. Приборы для взятия проб и методика вычисления расхода донных наносов	147
БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК.....	151