

А.А. ЛУЧШЕВА
ПРАКТИЧЕСКАЯ
ГИДРОЛОГИЯ



А. А. ЛУЧШЕВА

ПРАКТИЧЕСКАЯ ГИДРОЛОГИЯ

**Допущено
Министерством высшего
и среднего специального
образования СССР
в качестве учебного пособия
для студентов
гидрометеорологических специальностей
высших учебных заведений**



ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ ЛЕНИНГРАД 1976

Рецензенты: д-р техн. наук, проф. А. И. Чеботарев

Одесский гидрометеорологический институт

Рассмотрены современные методы расчета гидрографических и гидрометеорологических характеристик бассейна, годового стока рек и его изменчивости, внутригодового распределения стока, максимального стока весенних и дождевых паводков, минимального стока. Приведены примеры воднобалансовых расчетов, взаимосвязи поверхностных и подземных вод, деформации русла и т. д. Упражнения составлены по схеме; исходные данные, содержащее задание с указанием последовательности его выполнения и решение.

Предназначается в качестве учебного пособия для студентов гидрометеорологических вузов и университетов; может быть использована специалистами гидрогеологического, гидромелиоративного и гидротехнического профиля. (По плану Министерства высшего и среднего специального образования СССР.)

The modern methods for the estimation of the hydrographical and hydro-meteorological basin characteristics, the annual river runoff and its changeability, the annual runoff distribution, the maximum spring and rain flood runoff, the minimum runoff are considered. The examples of the water balance estimations, correlation of the surface and base water, deformation of the river bed etc. are given. The exercises are made according to the design: the given data, the contents of the task with the indication of its accomplishing order and the solving of the task.

The book is intended as a training facility for the students of hydro-meteorological colleges; it may be also useful for the specialists in hydrogeology, land — reclamation and hydraulic engineering. (According to the plan of the Higher and Secondary Special Education Ministry of the USSR.)

ПРЕДИСЛОВИЕ

Цель настоящего учебного пособия — ознакомить студентов с основными приемами и расчетами по обработке гидрологических данных. Пособие составлено в соответствии с программами курсов «Общая гидрология» и «Речной сток», читаемых в гидрометеорологических институтах и университетах.

В книге систематизированы применяемые в настоящее время в СССР рекомендации и методические указания, разработанные Государственным гидрологическим институтом, а также другими ведомствами. Используются работы отдельных авторов, опубликованные в трудах, монографиях и статьях.

В 1972 г. изданы «Указания по определению расчетных гидрологических характеристик. СН 435—72»,¹ утвержденные Государственным комитетом Совета Министров СССР по делам строительства и одновременно Государственным гидрологическим институтом, опубликовано «Руководство по определению расчетных гидрологических характеристик»,² являющееся некоторым дополнением к Указаниям. В связи с этим многие методы, применявшиеся ранее, отменены и дальнейшие расчеты должны производиться согласно этим нормативам. В данном пособии автор стремился методически изложить последовательность расчетов в соответствии с упомянутыми Указаниями и Руководством, приводя дополнительные пояснения.

Указания и Руководство снабжены большим количеством карт и номограмм, по которым можно производить расчеты для любых географических зон СССР. В данном пособии нет возможности привести приложения в таком же объеме, в связи с чем в книгу включены только выкопировки из карт для рассматриваемых в упражнениях районов и частично приводятся некоторые табличные приложения.

¹ Л., Гидрометеиздат, 1972. 18 с. с приложениями.

² Л., Гидрометеиздат, 1973. 109 с. с приложениями.

В Указаниях и Руководстве рассматриваются следующие элементы расчета, по которым и составлены упражнения настоящего пособия: уровень воды, годовой сток и его внутригодичное распределение, максимальные и минимальные расходы воды. Кроме перечисленных разделов, в пособии рассматриваются гидрографические характеристики реки и ее бассейна, гидрометеорологические элементы: осадки, дефицит влажности, испарение с поверхности суши и водоемов.

В пособии приведены приемы выявления связи между элементами гидрометеорологического режима с применением статистических методов.

За последние годы большое внимание уделяется взаимосвязи режима поверхностных и подземных вод, в связи с чем в пособии приведены некоторые упражнения с использованием методических указаний, разработанных в этом направлении.

На основании данных воднобалансовых исследований составлены примеры расчета русловых и бассейновых водных балансов.

Вопросы охраны природы нашли отражение в упражнениях, связанных с мелиоративными работами, расчетами разбавления сточных вод, и в некоторых расчетах, связанных с экономической эффективностью водоохраных мероприятий.

В целях ограничения объема пособия большая часть исходных данных и таблицы текущей обработки приведены в сокращенном виде, но с сохранением их форм и итоговых данных, необходимых для решения поставленных задач. Приведенная систематизация порядка вычислений поможет студентам выполнять аналогичные расчеты для других районов.

Автор считает приятным долгом выразить благодарность профессору Г. В. Железнякову и кандидату геолого-минералогических наук Е. П. Кийко за ряд ценных замечаний при подготовке рукописи.

ВВЕДЕНИЕ

В связи с возрастающей потребностью в воде народного хозяйства, использованием ее энергии, необходимостью строительства больших водохранилищ, оросительных каналов перед гидрологией встал ряд новых больших задач. На IV Всесоюзном гидрологическом съезде были отмечены достижения гидрологической советской науки и намечена программа разработки новых теоретических и практических вопросов. В этой общей задаче немалая роль отводится подготовке гидрологов, владеющих современными методами расчетов.

В настоящее время предложено большое количество различных методов расчета и формул для вычисления гидрологических характеристик. В гидрологии широко используются эмпирические формулы, основанные на обобщении материалов наблюдений, полученных в определенных физико-географических условиях.

Для производства гидрологических расчетов следует использовать справочные материалы, опубликованные Главным управлением Гидрометеослужбы при Совете Министров СССР:

- 1) Справочники «Ресурсы поверхностных вод СССР»;
- 2) Материалы по максимальному стоку талых вод рек СССР (Л., Гидрометеониздат, 1967);
- 3) Материалы по максимальному стоку дождевых паводков на реках СССР (Л., Гидрометеониздат, 1972);
- 4) Материалы по расчетным характеристикам дождевых осадков (Л., Гидрометеониздат, 1969);
- 5) Каталог отметок наивысших уровней воды рек и озер СССР (Л., Гидрометеониздат, 1970);
- 6) Материалы по минимальному стоку рек СССР (Л., Гидрометеониздат, 1971);
- 7) гидрологические ежегодники.

Сведения о климате опубликованы в климатических справочниках и трудах Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова. В «Руководстве по определению расчетных гидрологических характеристик» приведены следующие рекомендации к расчетам:

а) при наличии данных гидрометрических наблюдений — непосредственно по этим данным;

б) при недостаточности данных — путем приведения их к многолетнему периоду по рекам-аналогам с более длинными рядами наблюдений;

в) при отсутствии наблюдений — косвенными методами: по формулам или картам, основанным на обобщении совокупности данных наблюдений сети гидрологических станций, расположенных в однородном по условиям формировании стока районе, или по данным наблюдений рек-аналогов.

Во всех случаях выполнения расчетов следует произвести анализ исходных материалов наблюдений, который включает проверку:

1) степени соответствия наблюдаемого режима реки в створе поста естественному ее режиму (отсутствие или наличие в русле реки или на водосборе искусственных сооружений, приводящих к нарушению естественного режима реки);

2) полноты и надежности наблюдений за уровнем воды. Частота наблюдений в периоды половодья и паводков должна обеспечивать регистрацию высшего уровня воды за период половодья или паводка;

3) причин, обусловивших высокий уровень воды: высокий паводок (половодье), затор или зажор, подпор от нижерасположенной плотины, сброс воды из вышерасположенного водохранилища, прорыв плотины и т. д.;

4) полноты учета стока на пойме и притоках в расчетном створе;

5) способа измерений наибольших расходов;

6) правильности экстраполяции кривых расходов воды до наивысших и низших уровней воды;

При выборе рек-аналогов для расчета стока по малоизученным или неизученным рекам необходимо стремиться к удовлетворению следующих требований:

а) сходства климатических условий;

б) синхронности колебаний стока во времени;

в) однородности условий формирования стока, выражающейся в однотипности рельефа, почво-грунтов, гидрогеологических факторов (дренирования подземных вод), близкой степени покрытости водосбора лесами и болотами, однотипной распаханности и т. д.

Чтобы избежать ненужных затрат времени и труда и по возможности облегчить вычислительную работу при расчетах, необходимо руководствоваться следующими рекомендациями и правилами:

1. Точность гидрологических расчетов должна соответствовать заданной точности конечных результатов, необходимых для решения той или иной практической задачи. Следовательно, производство различного рода расчетов не следует усложнять, если

Таблица 1

Основные обозначения, размерность основных характеристик, применяемых при гидрологических расчетах

Наименование характеристик	Обозначение	Единицы измерения	Точность определения	Пример округления
Абсолютная влажность воздуха	e	ммБ	0,1	2,1; 12,3
Абсолютная шероховатость	Δ	—	1	1; 15; 137
Время	t	с	1	32° 15'
Влагозапасы.	w	мм	1° 1'	0,100; 0,060; 0,008;
Долгота	λ	° /	0,1—0,0000008	0,00008; 0,000008
Гидравлическая крупность	α	м/с	до 0,01 м при $R < 4,99$	0,39; 4,86; 10,3
Гидравлический радиус	R	м	до 0,1 м при $R > 4,99$	
Глубина реки	h	м	до 0,01 м при $h < 4,99$	0,24; 4,73; 5,3
в точке	$h_{\text{ср}}$	м	до 0,1 м при $h > 4,99$	12,4
средняя	$h_{\text{наиб}}$	м		17,7
наибольшая	D	ммБ;	0,1	0,3; 4,5
Дефицит влажности	L	мм	0,1; 1	3,5; 11; 124; 1035
Длина реки	E	км	1	5, 38, 124
Испарение	E_s	мм	1	10, 45, 131
с суши	E_0	мм	1	3, 42
с водной поверхности		мм		
Испаряемость		мм		
Кoeffициенты:		—		
асимметрии:	C_s	—	0,01	0,24; 1,26
вариацни	C_p	—	0,01	0,18; 0,63
корреляции	r	—	$\pm 0,01$	0,35; 0,93; —0,87
регрессии	$R_{x/y}, R_{y/x}$	—	0,01	0,82; 1,35; 2,48
объемного расширения льда	β	—	0,000165	—

Наименование характеристик	Обозначение	Единицы измерения	Точность определения	Пример округления
теплопроводности льда	k_d	кал/(с·см·°С)	0,00540	—
Шези	C	$m^{0,5}/c$	0,1	7,9; 12,4; 67,5
переходные шероховатости	k	—	0,01	0,54; 0,81; 0,98
Модуль стока	n	—	0,005	0,025; 0,080; 0,200
	M	л/(с·км ²)	0,01; 0,1; 1	0,08; 3,24; 11,5; 16
	q	м ³ /(с·км ²)	0,1; 1	0,2; 2,5
Модуль стока, вероятность превышения которого $P\%$	M_p	л/(с·км ²)	0,01; 0,1; 1	0,07; 3,75; 11,5; 24
Модульный коэффициент	K	—	0,01	0,64; 1,45
Модуль подземного стока	$M_{подз}$	л/(с·км ²)	0,01; 0,1; 1	0,08; 3,75; 11,3
Мутность	ρ	г/м ³	До трех значащих цифр, но не точнее 0,1	0,8; 7,5; 94,3; 185
Объем стока воды	W	м ³ /год; м ³ /сутки	0,1·10 ⁶ ; 1·10 ⁶	54,5·10 ⁶ ; 345·10 ⁶ , 1080·10 ⁶
Объем стока наносов	P_r	т/год	0,01·10 ⁶ ; 1·10 ⁶	0,02·10 ⁶ ; 18·10 ⁶
Обеспеченность, вероятность превышения	P	%	0,01; 0,1; 1	0,01; 0,5; 75; 99,99
Относительная влажность	r	%	1	5; 83
Отклонение ординат кривой обеспеченности от среднего значения для обеспеченности в процентах	Φ_p	%	±0,01	1,43; —0,95
Ошибка коэффициента корреляции	E_r	—	±0,01	0,03; —0,20
Осадки	X	мм	1	12; 134
Порядковый номер членов ряда	m	—	1	7; 38
Площадь бассейна (водосбора)	F	км ²	Две и три значащие цифры	0,014; 9,25; 58,2; 104; 1010; 12500
Площадь водного сечения	ω	м ²	До трех значащих цифр, но не точнее 0,01	0,04; 0,67; 1,25; 55,1; 135; 1 020; 14 500

Наименование характеристик	Обозначение	Единицы измерения	Точность определения	Пример округления
Расход воды	Q	л/с; м ³ /с	До трех значащих цифр при $Q < 1$ м ³ /с и до двух значащих цифр при $Q > 1$ м ³ /с, но не точнее 0,001 м ³ /с	0,003; 0,037; 0,17; 5,03; 10,8; 94,7; 645; 1 130; 12 600
Расход подземных вод	$Q_{подз}$	л/с; м ³ /с	То же	
Расход воды, вероятность превышения которого $P\%$	Q_p	л/с; м ³ /с	„	
Расход взвешенных наносов	R_0	кг/с	До двух значащих цифр, но не точнее 0,01	32; 119; 2100
Радиационный баланс	R	ккал/см ² год	1	10; 25; 80
Северная широта	φ	град., мин.	1° 1'	43° 18'
Слой годового стока	Y	мм	До двух и трех значащих цифр	53; 124
Слой стока половодья	h	мм	То же	
Скорость ветра	u	м/с	0,1	0,5; 3,8
Скорость течения	v	м/с	До трех значащих цифр, но не точнее 0,01 м/с	0,03; 0,45; 1,3
Смоченный периметр	γ	м	0,1	0,8; 6,5; 54,3; 745; 1070
Среднее квадратическое отклонение	σ	—	0,01	0,97; 1,23
Температура воды	t_w	°С	0,001; 0,01; 0,1	0,057; 0,58; 1,07; 7,9; 25,6
Температура воздуха	$t_{возд}$	°С	0,1; 0,5	1,0; 1,5; 2,0
Уклон	I	‰	Две значащие цифры, но не точнее 0,001	0,003; 0,63; 0,28; 1,2
Ускорение свободного падения	g	м/с ²	0,01	9,81
Уровень воды:	H	см	1	—5; 7; 20; 104; 1069
над нулем графика в абсолютных отметках		м абс.	0,001 и 0,01	32,65; 141,24; 121,698
Число членов ряда	n, N	—	1	16; 62
Ширина реки	B	м	До трех значащих цифр, но не точнее 0,1 м	0,7; 8,4; 57,5; 762; 2080

Продолжительность периодов

название	период	вид	В периоде содержится:					секунд	
			суток	часов	минут	полных	в принятом сокращении		
Год		Обычный Высокосный Средний	365	8760	525 600	31 536 000	31,54 · 10 ⁶		
			366	8784	527 040	31 622 400	31,62 · 10 ⁶		
			365,25	8766	525 960	31 557 600	31,56 · 10 ⁶		
Месяц		Февраль обычного года Февраль високосного года Апрель, июль, сентябрь, ноябрь Январь, март, май, июль, август Октябрь, декабрь, средний	28	672	40 220	2 419 200	2,42 · 10 ⁶		
			29	696	41 760	2 505 600	2,51 · 10 ⁶		
			30	720	43 200	2 592 000	2,59 · 10 ⁶		
			31	744	44 640	2 678 400	2,68 · 10 ⁶		
			30,43	730,5	43 830	2 629 800	2,63 · 10 ⁶		
			8	192	11 520	691 200	6,9 · 10 ⁵		
Декада		Последняя — февраля обычного года Последняя — февраля високосного года	9	216	12 960	777 600	7,8 · 10 ⁵		
			10	240	14 400	864 000	8,6 · 10 ⁵		
Неделя		Полная Последняя — января, марта, мая, Июля, августа, октября, декабря	11	264	15 840	950 400	9,5 · 10 ⁵		
			7	168	10 080	604 800	6,0 · 10 ⁵		
Сутки		Календарные	1	24	1 440	86 400	8,64 · 10 ⁴		

путем применения более простых приемов можно получить результат, удовлетворяющий поставленным задачам.

2. Точность конечных результатов вычислений не может быть больше точности исходных данных. Поэтому прежде чем переходить к вычислениям, необходимо получить ясное представление о том, какова точность исходных данных. Чтобы облегчить ориентировку в этом вопросе, в табл. 1 приведены сведения о точности основных величин и характеристик, используемых в гидрологических расчетах.

Если в исходных данных указано излишнее число цифр, следует пользоваться правилом округления.

Например, округляемые числа: 17,84; 17,75; 17,85; 17,86. Соответственно округленные: 17,8; 17,8; 17,8; 17,9.

3. При всех промежуточных вычислениях следует оставлять на одну цифру больше того числа, которое отвечает точности конечного результата. Так, например, если должен быть определен расход с точностью до $1 \text{ м}^3/\text{с}$, то все промежуточные вычисления следует производить с точностью до $0,1 \text{ м}^3/\text{с}$.

В табл. 2 приведены примеры сокращения продолжительности периодов.

4. Для сокращения времени, необходимого для вычислений, следует привлекать вспомогательные средства, а именно применять графические методы вычислений, логарифмирование, счетную линейку, счетные машины, пользоваться таблицами квадратов, кубов, корней, приведенными в специальных справочниках.

5. Все вычисления должны производиться под непрерывным контролем, который своевременно обнаруживает ошибку. Основной формой контроля должна явиться проверка при помощи обратных действий. Очень важной формой контроля являются повторные вычисления, выполненные другим лицом, причем если первый цикл вычислений производился по таблицам или линейке, то контроль следует произвести на арифмометре или счетной машине, и наоборот.

Следует отметить, что в гидрологических расчетах и при обработке гидрометрических материалов все бланки имеют две подписи: «составил» и «проверил», причем проверка должна проходить не выборочно, а полностью. Для обеспечения надлежащего контроля исполнитель первичной обработки всегда должен подробно указывать, какие приемы, формулы и методические указания были положены в основу.

1. ГИДРОГРАФИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ РЕКИ И ЕЕ БАССЕЙНА

Упражнение 1.1. Определить гидрографические характеристики бассейна р. Луговой.

Дано: схема бассейна (учебная) М 1:100 000 (рис. 1.1).

Требуется: 1. Нанести линии водоразделов р. Луговой и ее притоков.

2. Определить площади водосборов р. Луговой и ее притоков.

3. Составить график нарастания площади водосбора.

4. Определить для водосбора р. Луговой: а) длину, б) среднюю ширину, в) коэффициент вытянутости водосбора, г) среднюю высоту, д) уклон, е) коэффициент асимметрии.

5. Составить гипсографическую кривую водосбора.

6. Определить лесистость, озерность и заболоченность водосбора.

7. Определить коэффициент развития длины водораздельной линии.

Решение: 1. Топографические карты, которые используются для определения гидрографических характеристик, подразделяются в зависимости от масштаба на следующие градации: крупномасштабные карты масштабов до 1:100 000 включительно, среднемасштабные карты масштабов 1:200 000, 1:300 000 и мелкомасштабные — карты масштабов 1:500 000 и 1:1 000 000. При чтении масштабов следует помнить, что число метров в 1 см масштаба равно числу, на два нуля меньшему указанного в масштабе (например, при масштабе 1:100 000 в 1 см содержится 1000 м, или 1 км).

Ошибка при использовании топографических карт зависит и от масштаба карты. С изменением масштаба карты изменяются количественно гидрографические характеристики.

Рельеф на карте изображается горизонталями, а их сечение зависит от масштаба, как это указано в табл. 1.1.

Линия водораздела главной реки и ее притоков по топографическим картам, где рельеф изображен горизонталями, проводится по наивысшим отметкам с учетом косвенных признаков. При определении границ малых водосборов (до 100 км²) в ус-

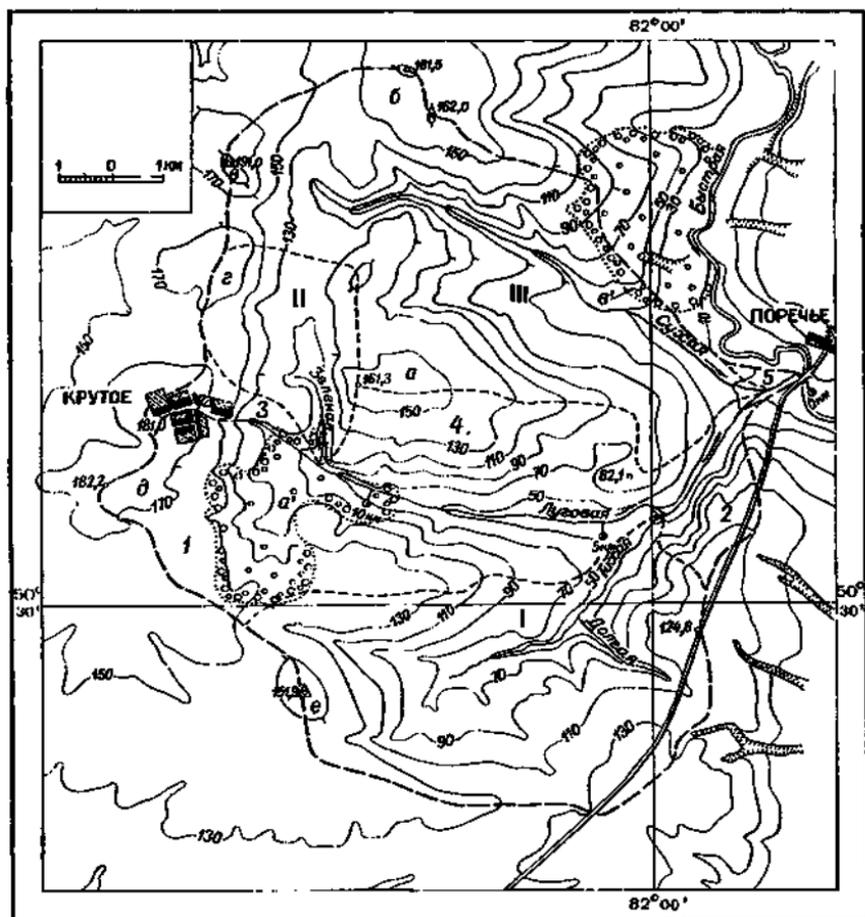


Рис. 1.1. Бассейн р. Луговой.

Таблица 1.1

Сечение рельефа в зависимости от масштаба карты

Масштаб	Сечение рельефа, м	Масштаб	Сечение рельефа, м
1 : 25 000	5	1 : 300 000	20
1 : 50 000	10	1 : 500 000	50
1 : 100 000	20	1 : 1 000 000	100
1 : 200 000	40		

човних равнинного рельефа следует пользоваться картами масштаба крупнее 1 : 100 000. При определении линии водораздела

в озерных, заболоченных районах следует использовать материалы аэрофотосъемки.

Карта водосбора р. Луговой представлена в горизонталях с абсолютными отметками и сечением рельефа через 20 м. Водораздельная линия бассейна должна проходить по наивысшим точкам бассейна (наивысшая точка в данном бассейне имеет отметку 191,00 м абс., а отметка устья р. Луговой +5,62 м абс.). Водораздельная линия проводится с учетом горизонталей и берг-штрихов, а также с ориентировкой на высотные отметки внутри и вне контура бассейна.

Река Луговая имеет правый приток р. Тихую (I) и два левых притока — р. Зеленую (II) и р. Сухую (III). Бассейн р. Луговой делится водораздельными линиями на три бассейна притоков и три межприточных пространства. Главную водораздельную линию рекомендуется наносить цветным карандашом, а частные водоразделы — черным. На рис. 1.1 все водоразделы обозначены пунктиром. Межприточные пространства нумеруются от истока к устью вначале по правому берегу (1, 2), а затем по левому (3, 4, 5).

2. Бассейном реки называется часть земной поверхности, включая толщу почво-грунтов, откуда данная река получает питание [100]. Бассейн каждой реки включает в себя поверхностный и подземный водосборы.

Поверхностный водосбор представляет собой площадь земной поверхности, с которой происходит сток вод в реку или речную сеть.

Подземный водосбор образуют толщи почво-грунтов, из которых вода поступает в речную сеть. Поверхностный и подземный водосборы в общем случае не совпадают.

Разделение границ поверхностного и подземного водосборов вызывает большое затруднение, и часто при расчетах принимается только поверхностный водосбор, не делая различия между терминами «речной бассейн» и «речной водосбор».

Ошибки, возникающие при определении только площади поверхностного водосбора, значительны для малых рек при условии распространения карста. На плоских равнинах, где имеются бессточные области, эта часть земной поверхности не включается в водосборную площадь реки.

Определение площадей водосборов производится по картам, масштабы которых приведены в табл. 1.2.

Определение площадей любых контуров, изображенных на топографических картах¹ (площадей водосборов и межприточных пространств, лесов, озер, болот), производится различными способами: графическим, планиметрированием, способом взвешивания и фотоэлектрическим.

¹ Изложенные ниже способы определения площадей могут быть применены и к определению площадей контуров на планах и на других графических построениях.

Масштабы карт, используемые для определения площадей водосборов

Характер рельефа водосбора	Площадь водосбора, км ²	Масштабы карт			
		планы или аэрофото-съемки	1 : 100 000	1 : 200 000 1 : 300 000	1 : 500 000 1 : 1 000 000
Равнинные водосборы со слабовыраженным рельефом	100	+			
	100—1 000		+		
	1 000—10 000			+	
	> 10 000				+
Равнинные водосборы, значительно изрезанные речной и овражно-балочной сетью	20	+			
	20—200		+		
	200—10 000			+	
	> 10 000				+
Горные реки	10	+			
	10—100		+		
	100—10 000			+	
	> 10 000				+

Графический способ рекомендуется применять при определении малых площадей размером 1—2 дм² и в тех случаях, когда для определения площадей приходится пользоваться картами, бывшими в употреблении, и способ планиметрирования дает большие ошибки.

При использовании этого метода заготавливается специальная палетка из органического стекла, целлулоида или кальки. На палетку наносится сетка с ячейками со стороной по 2 мм. В зависимости от масштаба карты, по которой определяется площадь контура, находится цена деления каждой ячейки в км². Палетка наносится на контур и отсчитывается число полных ячеек и части неполных (на глаз). Отсчет числа ячеек в контуре рекомендуется производить дважды; если расхождение между двумя числами ячеек не превышает 2%, то окончательный результат принимается как среднее значение из двух отсчетов. Общее число ячеек в контуре, умноженное на цену деления, дает площадь контура.

Из перечисленных способов определения площадей бассейнов, лесов, озер, болот и межприточных пространств наиболее распространенными в настоящее время являются графический и способ планиметрирования. Способы взвешивания и фотоэлектрический редко применяются и в пособии не рассматриваются. Так показал анализ большого количества материалов, произведенный ГГИ, следует руководствоваться следующим: а) в равнинных районах, где трудно точно выделить линии водораздела, определение площадей малых бассейнов следует производить по

планам или аэрофотоснимкам; б) в равнинных районах, изрезанных речной и овражной сетью, при площадях водосборов 300—500 км² и более можно определить площади по картам среднего масштаба; в) в горных районах с явно выраженными водоразделами площади размером 100—300 км² можно определить по картам среднего масштаба; г) площади 10 тыс. км² и более можно определить по картам мелкого масштаба с точностью $\pm 1-2\%$ относительно данных, полученных по картам крупного и среднего масштабов.

Независимо от способа определения площадей необходимо произвести следующие подготовительные работы:

1) если водосбор реки располагается на многих листах карты М 1 : 300 000, то следует на карте М 1 : 1 000 000 наметить границы водосбора и нанести рамки листов рабочей карты; 2) на рабочей карте точно черточкой перпендикулярно к реке наметить замыкающий створ, до которого определяется площадь, проверив его по координатам; 3) нанести на карту красным карандашом линии водоразделов: общую всего водосбора и водосбора притоков, после чего на карте от истока к устью пронумеровать межприточные пространства.

Определение площадей водосборов способом планиметрования производится в следующем порядке:

а. Проверяется планиметр, у которого ролик должен свободно вращаться и разность между двумя обводами не должна превышать 1/200.

При обводе какой-либо фигуры необходимо следить за неподвижностью полюса планиметра. Обвод следует производить плавно, без перерыва, с одинаковой скоростью. При планиметровании углы между рычагами не должны быть менее 30° и более 150°. Отсчет состоит из четырех цифр. Первая снимается с циферблата, две следующие — со счетного колеса и последняя — с верньера. Обвод контура производится при двух положениях полюса относительно обводного рычага: полюс — право, полюс — лево. Расхождение не должно превышать значений, указанных в табл. 1.3.

Таблица 1.3

Расхождение в числе делений планиметра при двух обводах

Число делений планиметра	Разность в числе делений
до 150	2
150—600	4
600—1000	6
1000—1400	8
1400—1800	10
1800—2200	12

В последнее время полярный планиметр усовершенствован и имеет основной и дополнительный механизмы. Преимущество нового планиметра (ПП-2к) заключается в том, что количество обводов уменьшается в 2 раза.

б. Определение цены деления планиметра. Выбирается какая-либо правильная фигура (прямоугольник, квадрат, круг), которая обводится планиметром при положении полюса вне фигуры. Цена деления планиметра вычисляется по формуле

$$K = \frac{A}{B}, \quad (1.1)$$

где A — площадь выбранной фигуры в масштабе карты (или любого построения); B — площадь этой же фигуры в единицах планиметра.

При измерении площадей бассейнов рек коэффициент планиметра определяется для каждой широтной зоны. Широтной зоной называется часть поверхности земного сфероида, ограниченная двумя смежными параллелями. Часть зоны между двумя смежными меридианами называется трапецией. Математическое значение площадей географических трапеций приводится в приложениях к работе [74].

При работах с планами крупного масштаба 1:100 000 или 1:200 000, на которых даны линии километровой сетки, для определения цены деления планиметра обводится не трапеция, а часть ее — квадрат со стороной, равной 10 см. Площадь такого квадрата при масштабе 1:100 000 = 100 км², а при масштабе 1:25 000 = 6,25 км².

При вычислении цены деления планиметра составляется табл. 1.4. Цена деления планиметра записывается до четырех значащих цифр.

Таблица 1.4

Определение цены деления планиметра

Масштаб карты 1:100 000

Планиметр «Геофизика» № 1916

Размер обводимой фигуры	Наименование отсчетов	Площадь фигуры B в единицах планиметра			средняя разность	Площадь фигуры A в масштабе карты, км ²	Цена деления $K = \frac{A}{B}$ км ² /ед.
		отсчеты по планиметру					
		1	2	3			
Квадрат со сторонами 10×10 см = 100 см ²	Начальный	6435	8435	3528	—	—	—
	Конечный	7361	9358	4451	—	—	—
	Разность	926	923	923	924	100	0,1082

Ошибка при планиметрировании вычисляется по формуле

$$\Delta = \frac{n - n'}{n_{\text{ср}}}, \quad (1.2)$$

где $n - n'$ — разность отсчетов; $n_{\text{ср}}$ — среднее значение отсчетов.

Проверим условие точности обвода. Разность отсчетов $926 - 923 = 3$ при среднем значении 924. Ошибка равна $\frac{3}{924} < \frac{1}{200}$. Если указанное соотношение не удовлетворяет, то обвод повторяется.

в. Определение площадей водосборов р. Луговой и ее притоков. Планиметрирование площади может быть произведено при положении полюса планиметра вне или внутри контура. Если полюс внутри контура, то необходимо определить «постоянное число» планиметра.

Постоянное число планиметра определяется по формуле

$$q = \frac{F}{K} - n, \quad (1.3)$$

где F — площадь заданной известной фигуры; K — цена деления планиметра; n — средняя разность отсчетов при обводе данной фигуры при положении полюса планиметра внутри выбранной фигуры (величина n может быть со знаком минус, если колесико счетного ролика вращалось в сторону убывания цифр).

Площадь контура вычисляется по следующим формулам: при положении полюса вне контура

$$F = K(n_2 - n_1), \quad (1.4)$$

при положении полюса внутри контура

$$F = K[(n_2 + q) - n_1], \quad (1.5)$$

где K — цена деления планиметра; n_1 — начальный отсчет; n_2 — конечный отсчет; q — постоянное число планиметра.

Как указывалось выше, водосбор р. Луговой состоит из водосборов трех притоков и пяти межприточных пространств. Планиметрирование начинаем с площадей правого берега; полюс планиметра — вне контура. Записи результатов планиметрирования и вычисление площадей приведены в табл. 1.5.

По полученным данным площадь водосбора правого берега $F_{\text{пр}} = 58,6 \text{ км}^2$, левого берега $F_{\text{л}} = 63,4 \text{ км}^2$, а в сумме $F_{\text{общ}} = 122 \text{ км}^2$. Для контроля обводится вся площадь $F = 121,9 \text{ км}^2$. Результаты планиметрирования в данном случае хорошие и увязки производить не надо. В случае расхождения свыше $1/100$ от общей площади водосбора невязка распределяется пропорционально частным площадям и при большой невязке измерения необходимо повторить.

Если при измерении площадей водосбора по карте масштаба $1 : 100\,000$ бассейн занимает одну или несколько трапеций полностью и несколько частично, то площади полных трапеций определяются по таблицам, а площади неполных трапеций, входящих в контур бассейна, определяются планиметрированием с последующим контролем и увязкой результатов планиметриро-

Ведомость определения площади бассейна

р. Луговая, планиметр № 1916

Наименование площадей	Отсчет	Отсчеты по планиметру			Средняя разность $f_2 - f_1$	Цена деления k км ² /сд	Площадь $F = k (f_2 - f_1)$ км ²
		1	2	3			
Правый берег							
Межприточное пространство 1	Начальный	1 212	2646	4476	200	0,1082	21,6
	Конечный	1 413	2847	4675			
	Разность	201	201	199			
...
$F = 58,6$							
Левый берег							
Межприточное пространство 3	Начальный	2 244	2281	3526	15	0,1082	1,62
	Конечный	2 259	2296	3561			
	Разность	15	15	15			
...
$F = 63,4$							
Весь бассейн р. Луговой	Начальный	9 462	7438	7553	1127	0,1082	121,9
	Конечный	10 621	8564	8680			
	Разность	1 129	1126	1127			
$F = 122$							

вания с математической площадью каждой трапеции. Цена деления планиметра вычисляется в этом случае как частное от деления математической площади трапеции на число делений планиметра.

Пример. Определить площадь водосбора р. Зеленой по карте масштаба 1 : 100 000, приведенной на рис. 1.2. Бассейн по широтным зонам делится на площади с f_1 по f_{12} . Площади f_3 , f_7 и f_8 занимают полностью три трапеции.

На рис. 1.2 приведена координатная сетка с делением по широте φ через $20'$, по долготу λ через $30'$, и соответствующие этой сетке математические площади трапеций f км² равны¹: $f_3 = 1132,97$; $f_7 = 1142,96$; $f_8 = 1142,96$ км². Остальные части площади бассейна, неполностью расположенные в трапециях, определяются следующим образом. Определим площадь части

¹ При работе с картами других масштабов и координатных сеток следует площади трапеций определять по таблицам, приведенным в учебниках по геодезии.

бассейна f_{11} (на схеме эта часть заштрихована). Площадь всей трапеции, часть которой составляет площадь f_{11} , равна 1152,96 км². Для определения f_{11} вычисляется коэффициент планиметра $K = \frac{A}{B} = 0,9384$, при определении которого значение A

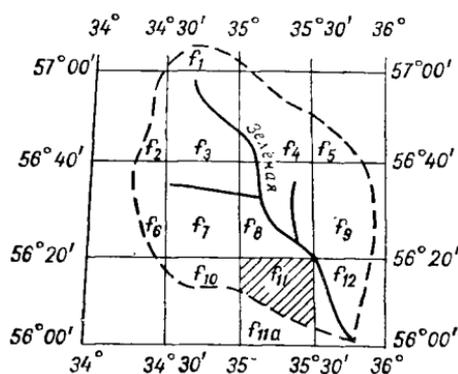


Рис. 1.2. Схема к вычислению площадей бассейна реки по таблицам площадей трапеций земного сфероида.

принимается как математическая площадь трапеции 11, а B — площадь этой трапеции в единицах деления планиметра. Установив цену деления планиметра для данной трапеции, обводим площади f_{11} и f_{11a} и производим вычисления (табл. 1.6).

Поправка вычисляется как разность математической площади трапеции и полученной планиметрированием. В данном случае она равна $\Delta p = 1152,96 - 1145,81 = 7,16$ км². Величина поправки разбрасывается на каждый контур пропорционально его площади.

Общая величина поправки в данном примере составляет 0,62%. Расхождение менее 1%.

3. Для составления графика нарастания площади водосбора по длине реки необходимо знать расстояния от устья (в километрах) до впадения правого и левого притоков и площади водосбора до этих пунктов. Способы измерения длин рек даны в упражнении 1.2. Здесь же приведены вычисленные данные. Для построения графика нарастания площади водосбора р. Луговой составляется табл. 1.7.

Для построения графика (рис. 1.3) назначаются масштабы: вертикальный 1 см = 10 км² и горизонтальный 1 см = 1 км.

Таблица 1.6

Ведомость измерения участка № 11 площади бассейна р. Зеленой

М 1 : 100 000, площадь трапеции 11 1152,96 км². Планиметр № 1916.

Цена деления $K = 0,9384$ км²/ед.

№ бассейна	Средняя разность	Измеренная площадь, км ²	Поправка Δp км ²	Окончательная площадь $F + \Delta p$ км ²
f_{11}	814	763,86	+4,78	768,64
f_{11a}	407	381,95 1145,81	2,37 +7,15	384,32 1152,96

Таблица 1.7

Расстояние по р. Луговой от ее устья до мест
впадения притоков

Название рек	Приток какого берега	Расстояние до впадения притока, км
Сухая	л	0,88
Тихая	п	3,58
Зеленая	л	11,00
Луговая	—	14,70

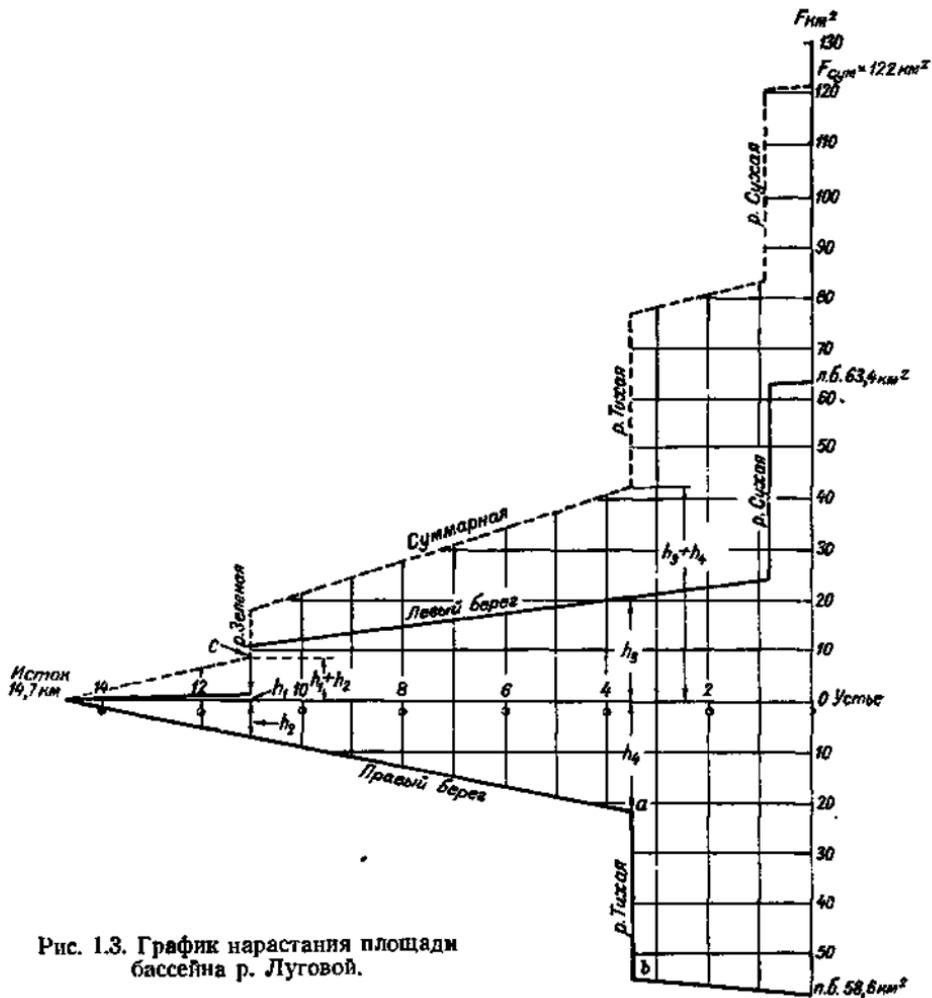


Рис. 1.3. График нарастания площади
бассейна р. Луговой.

Построение на графике ведется для правого берега вниз от линии длины реки, для левого берега — вверх от нее.

На рис. 1.3 для правого берега откладывается расстояние от устья р. Луговой до впадения первого притока р. Тихой $l = 3,58$ км. Площадь межприточного пространства от истока р. Луговой до р. Тихой по табл. 1.5 равна $21,6$ км². Эта площадь откладывается на расстоянии $3,58$ км от устья (точка a). От истока до точки a проводится наклонная линия. Водосбор р. Тихой имеет площадь $F = 33,4$ км², а в сумме с уже отложенным межприточным пространством l (на расстоянии $3,58$ км от устья) нарастание площади $F = 55,0$ км². Откладывая вниз от горизонтальной линии на расстоянии $3,58$ км от устья значение $F = 55$ км², получим точку b , которая соединяется вертикальной линией с точкой a . Притоков на правом берегу больше нет, следовательно, дальнейшее нарастание площади происходит только за счет межприточного пространства 2. Общая площадь правого берега $F = 58,6$ км². Это значение на шкале соединено наклонной линией с точкой b . Таким образом, на графике наклонными линиями изображается нарастание площадей межприточных пространств, а вертикальными линиями — площадей водосборов притоков. Для левого берега построение производится аналогично. При построении графика можно рекомендовать составление вспомогательной табл. 1.8.

Суммарный график нарастания площади водосбора строится следующим образом (построение графика производится вверх от линии длины реки). При впадении р. Зеленой на левом берегу на 11 -м км от устья межприточное пространство составляет h_1 ($1,62$ км²), на этом же расстоянии от устья нарастание площади правого берега h_2 , определенное графически ($7,00$ км²). Следовательно, до впадения р. Зеленой общее нарастание площади межбассейновых пространств равно $h_1 + h_2 = 1,62 + 7,00 = 8,62$ км². Откладывая это значение на 11 -м км от устья, получим точку c , а затем от нее откладываем вверх значение площади бассейна р. Зеленой $F = 8,98$ км². Эти построения повторяются для всех притоков правого и левого берегов.

По графику нарастания площади водосбора можно в любом пункте реки определять суммарную площадь водосборов по каждому берегу.

4. Длиной водосбора называется расстояние по прямой от истока до устья реки. Длину водосбора определяют циркулем до водораздельной линии. В данном примере $L = 12,8$ км.

Средняя ширина водосбора вычисляется по формуле

$$B = \frac{F}{L}, \quad (1.6)$$

где F — площадь водосбора, км²; L — длина, км.

Таблица 1.8

Данные к построению графика нарастания площадей
в бассейне р. Луговой

Наименование площади	Расстояние от устья, км	Площадь, км ²	
		<i>F</i>	ΣF
Правый берег			
Межприточное прост- ранство 1	—	21,6	21,6
р. Тихая	3,58	33,4	55,0
Межприточное прост- ранство 2	—	3,57	58,6
Левый берег			
Межприточное прост- ранство 3	—	1,62	1,62
р. Зеленая	11,0	8,98	10,6
Межприточное прост- ранство 4	—	13,7	24,3
р. Сухая	0,88	38,7	63,0
Межприточное прост- ранство 5	—	0,43	63,4

Для р. Луговой

$$B_{\text{ср}} = \frac{122}{12,8} = 9,53 \text{ км.}$$

Коэффициент вытянутости водосбора δ определяется по формуле

$$\delta = \frac{L^2}{F}, \quad (1.7)$$

где L — длина реки, км (см. упражнение 1.2); F — площадь водосбора, км².

$$\delta = \frac{14,7^2}{122} = 1,77.$$

При определении средней высоты водосбора применяются три способа: а) детальный, б) упрощенный, в) по гипсографической кривой.

а. В детальном способе средняя высота водосбора вычисляется по формуле

$$H_{\text{ср}} = \frac{f_1 H_1 + f_2 H_2 + \dots + f_n H_n}{F}, \quad (1.8)$$

где f_1, f_2, \dots, f_n — частные площади водосбора, заключенные между горизонталями, км²; H_1, H_2, \dots, H_n — средние высоты между горизонталями, км; F — площадь водосбора, км². Можно вычисления по формуле (1.8) вести в метрах.

В данном примере площади определены планиметрированием между горизонталями, проведенными через 20 м. Цена деления планиметра принята та же, что и при определении площадей частных водосборов $k = 0,1082$. Таблица записей планиметрирования составляется аналогично табл. 1.5; окончательные результаты планиметрирования даны в табл. 1.9.

Таблица 1.9

Площади водосбора р. Луговой
между горизонталями

№ п/п	Отметки горизонталей, м	Площадь водосбора, км ²
1	191—190	0,32
2	190—170	3,03
⋮	⋮	⋮
11	10—5,62	0,97

Для вычисления средней высоты водосбора $H_{\text{ср}}$ по формуле (1.8) следует составить табл. 1.10.

Таблица 1.10

Данные к вычислению средней высоты водосбора р. Луговой

№ п/п	Отметки горизонталей, м	Площадь водосбора f м ²	Средняя высота между горизонталями, h м	Произведение fh
1	191—190	320	190,50	60 060
2	190—170	3030	180,00	545 400
⋮	⋮	⋮	⋮	⋮
11	10—5,62	970	7,81	7 575
Сумма				12 896 935

Подставляя полученные значения в формулу (1.8), имеем:

$$H_{\text{ср}} = \frac{12\,896,94}{122} = 106 \text{ м.}$$

б. Упрощенный способ определения высоты водосбора основан на подсчете средней высоты отдельных площадок, на которые разбивается площадь водосбора на данной карте. Порядок работы следующий. На лист карты накладывается палетка, предварительно разделенная на клетки со сторонами 1 или 0,5 см, с таким расчетом, чтобы на окраинах водосбора было наименьшее количество неполных клеток. Палетка разбивается на ряды, и в каждом квадратике ряда глазомерной интерполяцией между горизонталями определяется средняя высота местности, условно относимая к центру квадратика. Если граница водораздела проходит по части квадратика, то центр несколько сместится. Полученная средняя высота для каждой клетки палетки записывается в ведомость, и сумма высот всех клеток, деленная на число клеток, дает среднюю высоту бассейна.

Как показано в работах ГГИ, применение упрощенного способа сокращает затраты труда на определение средней высоты по сравнению с детальным способом в 9 раз при ошибках, не превышающих 1,3%. Некоторые примеры сложных случаев применения упрощенного способа приведены в сборниках работ по гидрологии № 9—11 (Изд. ГГИ, 1970—1973 гг.).

в. Расчет по гнзисографической кривой см. на стр. 29.

Средний уклон водосбора вычисляется по формуле

$$I = \frac{h \left(\frac{l_0 + l_1}{2} + \frac{l_1 + l_2}{2} + \dots + \frac{l_{n-1} + l_n}{2} \right)}{F}, \quad (1.9)$$

где h — превышение между горизонталями (или сечение рельефа) в метрах (или км); $l_0, l_1, l_2, \dots, l_n$ — длина горизонталей в метрах (или км); F — площадь водосбора в м² (или км²).

Длины горизонталей рекомендуется определять курвиметром КС; площадь водосбора определяется согласно указаниям п. 2 данного упражнения. Значение h обычно бывает постоянным. Если местность имеет слабовыраженный уклон, то, кроме основных горизонталей, проводятся промежуточные и тогда h на некоторых участках может иметь разные значения. Например, на карте масштаба 1 : 100 000 сечение рельефа, согласно табл. 1.1, должно быть 20 м, а промежуточные горизонталели могут быть проведены через 10 и 5 м. В данном примере промежуточных горизонталей нет, но значение h не везде постоянное, как это указывается ниже.

Сечение рельефа h для данного примера 20 м или 0,020 км. Наивысшая отметка водосбора 191,00 м, первая горизонталь 190; отметка замыкающего створа 5,62 м, а ближайшая горизонталь имеет отметку 10 м. Следовательно, значение $h_1 = 191 - 190 = 1,00$ м или 0,001 км, а $h_n = 10 - 5,62 = 4,38$ м, или 0,00438 км.

Следует отметить, что линия водораздела пересекает вершины, ограниченные замкнутыми горизонталями, и внутри водосбора

могут быть участки замкнутых горизонталей. Некоторые вершины имеют абсолютные отметки, а в некоторых их нет.

Рассмотрим на рис. 1.1 участки, обозначенные *a*, *б*, *в*, *г*, *д* и *е*. Участок *a* ограничен горизонталью 150, а отметка центра 161,3 м, значение h_a примем $161,3 - 150,0 = 11,3$ м = 0,01130 км. Участок *б* ограничен горизонталью 150, а на водораздельной линии отметки 162,0 и 161,5 м, принимая среднее 161,75 значение h_b будет равно $161,75 - 150,00 = 11,75$ м, или 0,01175 км. Участок *в* совпадает с наивысшей точкой бассейна и, как было указано выше, превышение $h_v = 0,00100$ км. Участок *г* ограничен горизонталью 170 м и в центре его отметки нет; принимаем несколько условно для центра вершины отметку 175,0 м, получим превышение $h_r = 175,0 - 170,0 = 5,0$ м, или 0,0050 км. На участках *д* и *е*, согласно вышеизложенному, получим $h_d = 181,6 - 170,0 = 11,6$ м = 0,01160 км и $h_e = 151,9 - 150,0 = 1,9$ м = 0,00190 км. Длины горизонталей в пределах водосбора для участков *a*, *б*, *в*, *г*, *д* и *е* приведены в табл. 1.11 с соответствующими индексами.

Таблица 1.11

Длины горизонталей водосбора р. Луговой

Горизонталь		Горизонталь	
отметка, м	длина, км	отметка, м	длина, км
190	0,68	150	
170 _в	1,90	130	33,0
170 _г	2,20	110	53,2
170 _д	4,46	90	48,1
150 _а	4,30	70	44,0
150 _б	4,10	60	29,7
150 _е	1,10	30	9,10
		10	2,40

Вычисление среднего уклона водосбора производится в табл. 1.12 с выделением участков замкнутых горизонталей.

Подставляя вычисленные значения в формулу (1.9), имеем

$$I_{\text{ср}} = \frac{4,9199}{122} = 0,04032, \text{ или } 40,3\text{‰}.$$

Для вычисления среднего уклона поверхности водосбора И. В. Буслаев рекомендует формулу

$$I_{\text{ср}} = 1,57 \frac{hlm}{2F}, \quad (1.10)$$

где h — сечение рельефа по карте, км; l — сторона сетки, которой покрыт водосбор, км; m — число пересечений горизонталь-

Ведомость к вычислению среднего уклона водосбора

№ п/п	Отметка горизонтали, м	Длина горизонтали l км	$\frac{l_{n-1} + l_n}{2}$ км	Превышение между горизонталями h км	$\frac{l_{n-1} + l_n}{2} h$ км ²
1	170	8,56	15,28	0,0200	0,2410
2	150	22,0			
...
9	10	2,40	1,20	0,00438	0,0052
10	5,62	0,00			
Участки	Сумма				4,8122
	<i>a</i>	161,30	0,0	2,15	0,01130
		150а	4,30		
	...	151,90	0,0
	<i>e</i>	150е	1,10	0,55	0,00190
Сумма					0,1077

Общая сумма $4,8122 + 0,1077 = 4,9199$ км²

ных и вертикальных сторон сетки с горизонталями (число пересечений должно быть достаточно большим, порядка нескольких сотен); F — площадь водосбора, км².

Для определения числа пересечений m площадь водосбора на рис. 1.1 разбивается на квадраты параллельными прямыми, проводимыми через интервал, в данном примере равный $1 \text{ см} = 1 \text{ км}$. Такая сетка с квадратами может быть изготовлена из кальки и наложена на площадь водосбора.

Для данного примера число пересечений по горизонтальным линиям 147 и по вертикальным — 159, в сумме общее число $m = 306$ (вспомогательная калька не приводится).

Значение сечения рельефа принимаем $h = 0,02$ км. Уклон по формуле (1.10) равен

$$I = 1,57 \frac{0,02 \cdot 1 \cdot 306}{2 \cdot 122} = 0,0393 = 39,3\text{‰}$$

Для учета крутизны и расчлененности рельефа А. Н. Бефани рекомендует геоморфологический фактор стока

$$\Phi = \frac{l}{\sqrt{I}}, \quad (1.11)$$

где l — длина склонов, метры; I — уклон склонов, ‰.

е. Коэффициент асимметрии водосбора, характеризующий неравномерность распределения площадей правой и левой части водосбора, вычисляется по формуле

$$a = \frac{F_{л} - F_{п}}{\frac{F_{л} + F_{п}}{2}}, \quad (1.12)$$

где $F_{л}$ и $F_{п}$ — площади левого и правого берегов.

В данном примере, подставляя известные значения, имеем

$$a = \frac{63,4 - 58,6}{\frac{122}{2}} = \frac{4,8}{61} = 0,08.$$

5. Гипсографическая кривая дает наглядное представление о размещении площадей водосбора по высотным зонам. Вна-

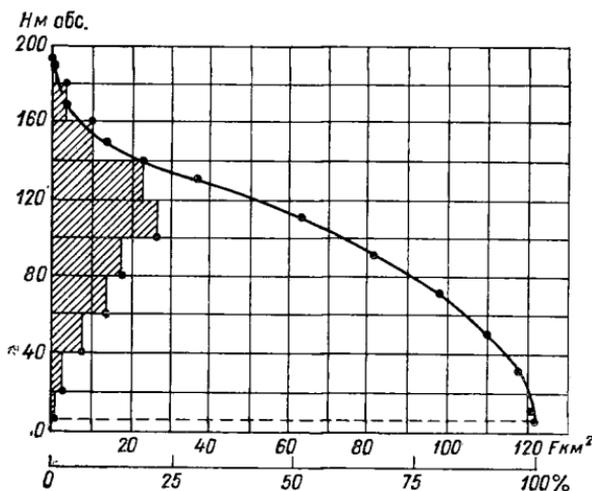


Рис. 1.4. Гипсографическая кривая бассейна р. Луговой.

чале строится график распределения площадей водосбора по высотным зонам. По данным табл. 1.12 наносятся значения площадей, относя их к середине высотных интервалов. Например, для интервала 190—170 м значение площади 3,03 км² относится к уровню 180 и т. д. На рис. 1.4 получился ступенчатый график (заштрихован).

Кривая нарастания площади водосбора по высотным зонам строится на основании суммирования данных графика распределения площадей. Для удобства построения составляется вспомогательная табл. 1.13.

Гипсографическая кривая строится на рис. 1.4 по данным граф 2 и 4 табл. 1.13. В отличие от графика распределения пло-

К построению гипсографической кривой водосбора р. Луговой

№ п/п	Высота водосбора, м	Площадь, соответствующая высоте, f км ²	Нарастание площади с уменьшением высоты, км ²
1	191	0,00	0,00
2	190	0,32	0,32
12	5,62	0,97	122

щадей, точки гипсографической кривой откладываются в конце (низ) интервала. Под масштабом площадей на рис. 1.4 нанесена шкала процентов из расчета $F = 122 \text{ км}^2 = 100\%$.

На рис. 1.4 видно, что 50% площади водосбора р. Луговой находится примерно на отметке 115,00 м.

По гипсографической кривой можно решать ряд задач.

а. Определить среднюю высоту водосбора по формуле

$$H_{\text{ср}} = \frac{F'}{F}, \quad (1.13)$$

где F' — площадь, ограниченная осями координат и гипсографической кривой, м · км² или м³; F — общая площадь водосбора, км² или м².

Площадь F' по данным планиметрирования при цене деления планиметра (данные отсчетов планиметра не приводятся) $K = 0,02164 \text{ м} \cdot \text{км}^2/\text{ед.}$, равна $F' = K(n_2 - n_1) = 0,02164 \cdot 596 = = 12897 \text{ м} \cdot \text{км}^2$.

Средняя высота водосбора по формуле (1.13) равна

$$H_{\text{ср}} = \frac{F'}{F} = \frac{12,897 \cdot 10^5}{122 \cdot 10^5} = 105,72 = 106 \text{ м.}$$

Полученный результат совпадает с вычисленным ранее по формуле (1.8).

б. Определить абсолютную отметку высоты водосбора, выше которой располагается 25% его площади. На рис. 1.4 эта отметка соответствует 133 м абс.

в. Определить процент площади водосбора между заданными высотными зонами, например 80—100 м.

В данном случае высоте 100 м соответствует 59% площади, а высоте 80 м — 74%, следовательно, заданной зоне соответствует $74 - 59 = 15\%$.

б. На площади водосбора F км² могут быть расположены озера, болота и лесные массивы, количественно характеризующиеся площадями $F_{\text{оз}}$, $F_{\text{бол}}$ и $F_{\text{лес}}$ км².

Вводятся коэффициенты:

$$\text{озерности } f_{\text{оз}} = \frac{F_{\text{оз}}}{F} 100\%, \quad (1.14)$$

$$\text{заболоченности } f_{\text{бол}} = \frac{F_{\text{бол}}}{F} 100\% \quad (1.15)$$

$$\text{лесистости } f_{\text{лес}} = \frac{F_{\text{лес}}}{F} 100\%. \quad (1.16)$$

Взвешенный коэффициент озерности водосбора вычисляется по формуле

$$f_{\text{взв. оз}} = \frac{F_{\text{оз1}}f_1 + F_{\text{оз2}}f_2 + \dots + F_{\text{озn}}f_n}{F^2}, \quad (1.17)$$

где $F_{\text{оз1}}, F_{\text{оз2}}, \dots, F_{\text{озn}}$ — площади зеркал озер, км²; f_1, f_2, \dots, f_n — площади водосборов озер, км² (в которые включаются площади зеркал); F — площадь водосбора реки до замыкающего створа, км².

Следует проверить, чтобы сумма f_1, f_2, \dots, f_n была увязана с общей площадью водосбора F . При отсутствии сведений о площадях водосборов f_1, f_2, \dots, f_n отдельных озер коэффициент озерности равен

$$f_{\text{оз}} = \frac{\sum F_{\text{оз}}}{F} 100\%. \quad (1.18)$$

Площади лесов, болот, озер и водохранилищ определяются по картам; рекомендуемые масштабы в табл. 1.14.

Таблица 1.14

Масштабы карт для определения площадей озер, болот и леса

Объект	Предел площади, км ²	Масштаб карт	
		1 : 100 000	1 : 200 000 — 1 : 300 000
Озера	<100	+	
	>100		+
Болота	<300	+	
	>300		+
Лес	Отдельные изолированные участки	+	
	Крупные массивы		+

Количество озер площадью более 1 км² подсчитывается по картам среднего масштаба, а менее 1 км² — по картам крупного масштаба. Площадь озер в 1 см² независимо от масштаба определяется палеткой или планиметром.

Площади болот по картам мелкого масштаба определять нельзя. При учете влияния заболоченности на сток следует не только вычислить коэффициент заболоченности, но и выяснить тип болот (моховые, травяные, облесенные, открытые и др.). Кроме собственно болот, т. е. избыточно увлажненных территорий, следует выделить периодически увлажненные участки. Подробно с учетом заболоченных территорий на водосборе и озер малого размера следует ознакомиться по Методическим указаниям [53].

Площади лесов можно определять только по картам крупного и среднего масштаба. Площадь лесов рекомендуется измерять палеткой с размерами клеток 4 и 25 мм², применяя методику, изложенную в работе ГГИ [71].

Лес на водосборе р. Луговой (см. рис. 1.1) имеется в верховьях (a') и на левобережье р. Сухой (b').

Планиметрируя участки залесенности, имеем для $a' = 7,25$ км² и $b' = 1,19$ км². Коэффициент лесистости для водосбора р. Луговой равен

$$f_{\text{лес}} = \frac{8,44}{122} 100 = 6,92\%$$

Озерность и заболоченность на водосборе р. Луговой отсутствуют, но порядок вычисления ясен из вышеизложенного. При наличии в водосборе закарстованных участков вводится коэффициент закарстованности f_k , %.

7. Развитие длины водораздельной линии водосбора определяется по формуле

$$m = \frac{S}{S'}, \quad (1.19)$$

где S — длина водораздельной линии, км; S' — длина окружности круга, площадь которого равна площади водосбора, км.

Длина окружности

$$S' = 2\pi R. \quad (1.20)$$

Площадь круга

$$F = \pi R^2, \quad (1.21)$$

отсюда

$$R = \sqrt{\frac{F}{\pi}}. \quad (1.22)$$

Подставляя значение R в формулу (1.20), имеем

$$S' = 2\pi \sqrt{\frac{F}{\pi}}. \quad (1.23)$$

Для водосбора р. Луговой исходные данные следующие: $F = 122 \text{ км}^2$, $S = 43,7 \text{ км}$ (см. табл. 1.15), $\pi = 3,14$. Подставляя эти величины в формулу (1.19), имеем:

$$m = \frac{43,7}{2 \cdot 3,14 \cdot \sqrt{\frac{122}{3,14}}} = \frac{43,7}{6,28 \cdot 6,23} = 1,12.$$

Упражнение 1.2. Определить гидрографические характеристики р. Луговой.

Дано: схема водосбора р. Луговой (см. рис. 1.1).

Требуется: 1. Определить положение истока и устья.

2. Определить длину р. Луговой и ее притоков.

3. Составить список рек водосбора р. Луговой и гидрографическую схему реки.

4. Определить коэффициенты извилистости реки, густоту речной сети и уклон реки.

Решение: 1. Географические координаты истока и устья, а также расчетных створов на реке определяются по картам масштаба $1 : 100\,000$ с точностью до $1'$, а для карт более крупного масштаба с точностью до $10''$. Координаты центров озер определяются по их геометрическому центру.

На карте условными знаками отмечаются точки истока и устьев всех рек водосбора, а значения их координат записываются в табл. 1.15.

2. Длина рек измеряется по планам масштаба $1 : 10\,000$ и крупнее. Применение карт масштаба $1 : 300\,000$ допускается в случаях, если ширина реки в масштабе карты $3\text{—}5 \text{ мм}$. Длинной реки могут быть: 1) линия фарватера — линия, проходящая по наибольшей глубине, 2) линия судового хода (несколько короче за счет спрямления извилин), 3) средняя линия реки, изображенная на карте, являющаяся более короткой, чем две предыдущие линии. За длину реки, изображенной на карте двойной линией, следует принимать длину средней линии. Если река протекает через озеро или водохранилище, имеющие то же название, в длину реки включается длина этого озера или водохранилища.

Измерение длины реки производится циркулем или усовершенствованным курвиметром КС. При определении циркулем устанавливается постоянный раствор 1 или 2 мм и периодически этот раствор проверяется. На листе плотной бумаги прочерчивается тонкая линия длиной $30\text{—}50 \text{ мм}$ и по этой линии несколько раз проходят циркулем, получая соответственно $30\text{—}50$ отложений при регулировании микровинтом положение раствора в 1 мм.

Река на карте разбивается засечками на участки в соответствии с образцами извилистости, приведенными на рис. 1.5.

В данном примере реки относятся к извилистости типа I. Для каждого участка определяется коэффициент извилистости

Журнал измерения длины р. Луговой
 Раствор циркуля $\sigma=0,10$ км

Место засечки	Координаты		Число отложений М				Измеренная длина участка $L' = a \cdot M$ км	Коэффициент изысканности $K_{из}$	Вычисленная длина $L = K_{из} \cdot a \cdot M$ км	Расстояние от устья, км
	Ф с. ш.	λ в. д.	от устья	между засечками		среднее				
				1-е измерение	2-е измерение					
Устье	50°32'30"	82°02'30"	0,0	8,9	8,8	8,85	0,88	0,88	0,00	
р. Сухая	50 32 20	82 01 40	8,9	27,1	26,8	27,0	2,70	2,70	0,88	
р. Тихая	50 31 10	82 00 20	36,0	79,0	74,0	74,0	7,40	7,40	3,58	
р. Зеленая	50 31 30	81 54 40	110,0	36,8	37,3	37,0	3,70	3,70	11,0	
Кюсток	50 32 00	81 52 00	146,8						14,7	
Длины притоков р. Луговой и водораздельной линии										
р. Сухая, устье—исток	50 34 40	81 54 40	—	100,8	101,3	101,0	10,1	10,1	—	
.....	
р. Долгая, устье—исток	—	—	—	27,0	27,3	27,2	27,2	2,72	2,72	
Водораздельная линия			438	436	437	437	43,7	43,7	—	

$K_{изв}$. Измерение длины производится 2 раза: вначале от устья до истока, фиксируя число отложений до каждой засечки, а затем в обратном направлении определяется дважды число отложений между засечками и вычисляется среднее M .

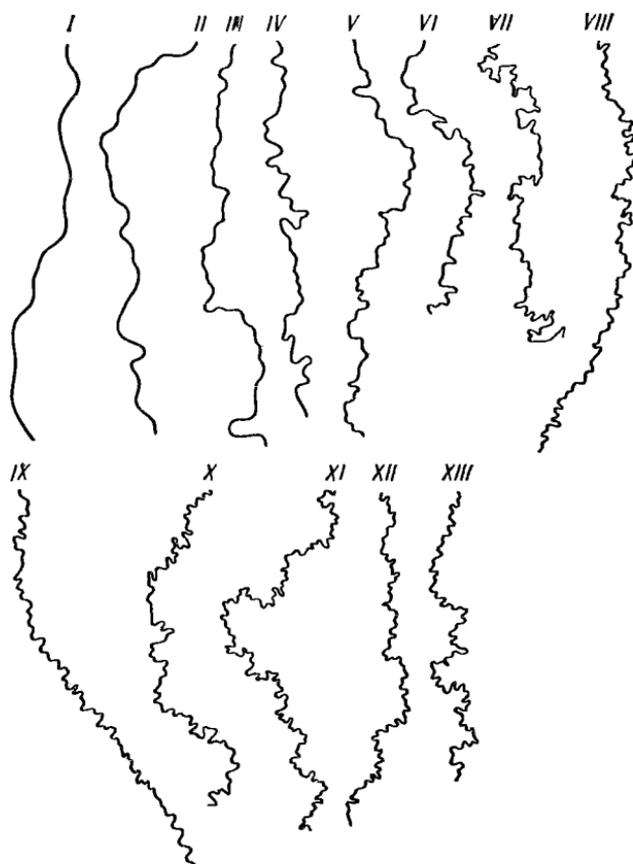


Рис. 1.5. Образцы извилистости рек.

Тип образца . . .	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	XIII
Коэффициент . . .	1,00	1,01	1,03	1,05	1,07	1,11	1,13	1,17	1,20	1,24	1,29	1,32	1,35

Расхождение в количестве растворов циркуля по двум измерениям не должно превышать 2%. Запись производится в «Журнале измерения длины реки» (табл. 1.15).

Масштаб карты в данном примере 1:100 000, или 1 см = 1 км; следовательно, раствор циркуля в 1 мм в масштабе карты равен 0,10 км (1 мм раствора циркуля a при масштабе 1:25 000 равен 0,025 км и при масштабе 1:50 000 равен 0,05 км). Измеренная длина реки на каждом участке вычисляется как

произведение Ma в км. Окончательно вычисленная длина реки определяется по формуле:

$$L = k_{\text{изв}} Ma. \quad (1.24)$$

В курвиметре КС циферблат счетного механизма d разбит на 50 основных частей и каждое из них разделено на два. Конструкция курвиметра такова, что обводное колесико значительно уменьшено и это позволяет производить обводку линией большей извилистости. При работе с курвиметром стрелка счетного механизма показывает путь a в см.

Значение одного деления курвиметра a в см в зависимости от масштаба карты имеет следующие величины:

Масштаб	1 : 100 000	1 : 50 000	1 : 25 000
a км	1,00	0,50	0,25

При измерении курвиметр следует держать вертикально и вести «на себя», установив начальный отсчет на значение «0». Измерения производятся дважды, как это указывалось при работе с циркулем. Расхождение между отсчетами не должно превышать: 0,1—0,2 деления на 10 см, 0,3—0,4 на 25 см и 0,5—0,7 на 50 см пройденного пути.

При изготовлении курвиметр проверяется, и в свидетельстве дается поправка $\pm \Delta l$ на одно деление циферблата. Периодически поправку надо проверять.

Длина реки в км вычисляется по формуле

$$L = a \pm (a + \Delta l), \quad (1.25)$$

где a — отсчеты по курвиметру с учетом масштаба карты.

Длины рек следует измерять только по картам крупного масштаба. По картам среднего масштаба измерение следует проводить при средней извилистости и если река изображена двумя линиями. По мелкомасштабным картам можно измерить длину рек, имеющих ширину не менее 0,5 см в масштабе карты.

Если имеется необходимость (как исключение) измерить длину по картам среднего и мелкого масштаба, то рекомендуется вводить поправочные коэффициенты, приведенные в табл. 1.16.

Километраж на картах дается следующий: для масштаба 1 : 100 000 — через 5 км, для масштаба 1 : 200 000 — 10 км и для масштаба 1 : 500 000 — 25 км и закрепляется тушью специальным условным знаком. В данном примере для основной реки километраж разбит через 5 км. Километраж разбивается от нанесенных на карте засечек откладыванием необходимого количества растворов циркуля от засечек до требуемого километра. В данном примере засечками, близкими к заданному делению километража, являются устье р. Тихой на расстоянии 3,58 км

Значения поправочных коэффициентов при измерениях длин рек по картам разных масштабов

Коэффициент извилистости; изображение реки на карте	Значение поправки, на которую необходимо умножить длину реки, полученную по карте масштаба			
	1 : 200 000	1 : 300 000	1 : 500 000	1 : 1 000 000
Масштаб 1 : 100 000 (река в одну линию) $k_{изв} = 1,00 \div 1,03$	1,01	1,04	1,06	1,15
Масштаб 1 : 100 000 (река в одну линию) $k_{изв} = 1,05 \div 1,17$	1,07	1,13	1,21	1,26
Масштаб 1 : 100 000 (река в одну линию) $k_{изв} = 1,20 \div 1,35$	1,15	1,28	1,42	1,53
Масштаб 1 : 100 000 (река в две линии); М 1 : 300 000 и 1 : 1 000 000 (река в одну линию)	1,07	1,14	1,27	1,44
Масштаб 1 : 100 000 и 1 : 300 000 (река в две линии); М 1 : 1 000 000 (река в одну линию)	1,01	1,03	1,06	1,09
На картах всех трех масштабов река в две линии	1,01	1,01	1,03	1,03

и устье р. Зеленой на расстоянии 11,0 км. Число необходимых отложений растворов циркуля от засечек определяется по формуле

$$x = \frac{l}{k_{изв} a}, \quad (1.26)$$

где l — расстояние в сантиметрах по масштабу карты от засечки до требуемого километра; $k_{изв}$ — поправочный коэффициент на извилистость по рис. 1.5; a — рабочий раствор циркуля в сантиметрах; в данном случае $a = 0,1$ км.

Приведем расчет для определения положения 5-го километра на р. Луговой. Ближайшая засечка устья р. Тихой имеет расстояние 3,58 км. Следовательно, $l = 5,00 - 3,58 = 1,42$ км, а в масштабе карты 1 см = 1 км $l = 1,42$ см, $k_{изв} = 1,00$. Подставляя эти величины в формулу (1.26), определяем число отложений растворов циркуля в 1 мм от устья р. Тихой до 5-го километра

$$x_5 = \frac{1,42^2}{1,00 \cdot 0,1} = 14,2.$$

Аналогичный расчет произведем для 10-го километра

$$x_{10} = \frac{1,00}{1,00 \cdot 0,1} = 10,0.$$

Величину $x_5 = 14,2$ откладываем по р. Луговой вверх от впадения р. Тихой и получаем местоположение 5-го километра, а вели-

числу $x_{10}=10,0$ откладываем от устья р. Зеленой вниз по р. Луговой и получаем местоположение 10-го километра.

3. Список рек водосбора составляется по образцу табл. 1.17 и содержит сведения, которые получены выше и в упражнении 1.1.

Гидрографическая схема реки представлена на рис. 1.6. На горизонтальной линии откладывается общая длина р. Луговой и отмечаются расстояния по табл. 1.17 до впадения всех притоков 1-го порядка. Под произвольным углом наклона к прямой в точках впадения притоков откладывается в масштабе длина притоков. Для р. Тихой наносится приток 2-го порядка р. Долгая. На схеме выписывается длина рек. По основной реке отмечаются населенные пункты, водохозяйственные посты и гидростворы.

4. Коэффициент извилистости реки определяется по формуле

$$k_{\text{изв}} = \frac{L}{AB}, \quad (1.27)$$

где L — вычисленная длина всей реки или участка в километрах с учетом извилистости; AB — длина прямой в километрах, соединяющей исток и устье (или концы участка реки).

Для р. Луговой $L=14,7$ км, $AB=12,6$ км, следовательно, $k_{\text{изв}} = \frac{14,7}{12,6} = 1,17$.

Коэффициент густоты речной сети бассейна (D км/км²) определяется по формуле

$$D = \frac{\sum L}{F}, \quad (1.28)$$

где $\sum L$ — длина всех поверхностных водотоков водосбора, км; F — площадь всего водосбора, км².

Подставляя в формулу (1.28) данные из табл. 1.17, получаем коэффици-

Таблица 1.17

Список рек водосбора р. Луговой

№ п/п	Название реки	Куда впадает, с какого берега	Расстояние от устья, км	Координаты				Длина, км	Площадь водосбора, км ²
				истока		устья			
				с. ш.	в. д.	с. ш.	в. д.		
1	р. Луговая	р. Быстрая (л)	—	50°32'00"	81°52'00"	50°32'30"	82°02'30"	122	
...	
5	р. Сухая	р. Луговая (л)	0,88	50°34'40"	81°54'40"	50°32'20"	82°01'40"	38,7	

циент густоты речной сети водосбора р. Луговой

$$D = \frac{14,7 + 1,80 + \dots + 10,1}{122} = \frac{35,72}{122} = 0,29 \text{ км/км}^2.$$

В некоторых случаях определяется густота не только постоянно действующей речной сети водосбора, но и временно действующей овражно-балочной сети, в связи с чем необходимо произвести дополнительные измерения длин оврагов и балок.

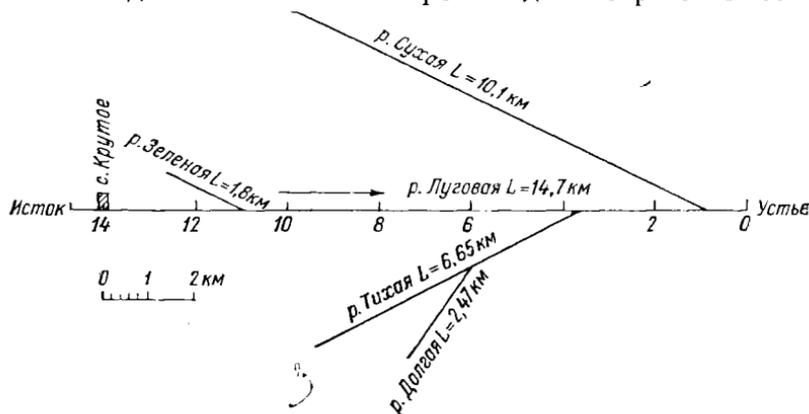


Рис. 1.6. Гидрографическая схема р. Луговой.

Уклон реки на отдельных участках, выражаемый в относительных единицах, равен падению уровня в метрах на 1 м длины реки

$$I = \frac{\Delta H}{L_1}, \quad (1.29)$$

где ΔH — разность отметок уровней в метрах на рассматриваемом участке; L_1 — длина участка, метры.

Средний уклон для нескольких последовательно расположенных участков равен

$$I = \frac{\sum \Delta H}{L_2}, \quad (1.30)$$

где $\sum \Delta H$ — сумма падений уровня на участке, L_2 — суммарная длина участков.

Если длину реки принять в километрах, то уклон выражается в м/км, или промилле, и обозначается знаком ‰. Формула для определения приближенного значения уклона всей реки имеет вид

$$I = \frac{H_n - H_0}{L}, \quad (1.31)$$

где H_n — абсолютная отметка истока, метры; H_0 — отметка устья; L — длина реки, метры.

Для р. Луговой отметка истока $H_{\text{и}} = 181,00$ м абс., отметка устья $H_0 = 5,62$ м абс. при длине реки $L = 15\,000$ м, средний уклон равен

$$I = \frac{181,00 - 5,62}{15\,000} = 0,01168, \text{ или } 11,7 \text{ м/км} = 11,7\text{‰}$$

Упражнение 1.3. Вычислить полную и удельную мощность реки.

Дано: средний многолетний расход воды реки в устье $Q = 680$ м³/с; $F = 85\,400$ км²; падение реки от истока до устья $H = 221$ м, общая длина реки $L = 1003$ км.

Требуется: рассмотреть формулы расчета мощности и выразить ее в лошадиных силах и кВт.

Решение: мощность реки может быть вычислена для всей ее длины (кадастровая, или полная, мощность), для отдельного участка, а также на единицу ее длины (удельная мощность).

Для вычисления кадастровой мощности или мощности реки на участке используется формула

$$N = \gamma QH, \quad (1.32)$$

где γ — объемный вес воды, равный 1 т/м³; Q — расход воды, м³/с; H — падение в метрах.

Мощность реки может быть выражена также в лошадиных силах (1 л. с. — 0,075 тм/с) или киловаттах (1 кВт = 1,36 л. с.):

$$N = \frac{QH}{0,075} = 13,33QH \text{ л. с.}, \quad (1.33)$$

$$N = \frac{13,33QH}{1,36} = 9,8QH \text{ кВт}. \quad (1.34)$$

Так как уклоны реки обычно заметно изменяются от истоков к устью, то полная, или кадастровая, мощность реки обычно вычисляется путем суммирования мощностей, полученных для отдельных участков по формуле

$$N = \sum_1^n 9,80Q_i H_i \text{ кВт}, \quad (1.35)$$

где N — полная, или кадастровая, мощность реки; Q_i — средний многолетний расход воды на отдельном участке, м³/с; H_i — падение уровня воды на участке, метры.

Удельная мощность реки вычисляется по формуле

$$N_{\text{уд}} = \frac{N}{L}, \quad (1.36)$$

где N — кадастровая мощность или мощность на участке, кВт или л. с.; L — длина реки или участка, километры.

Можно вычислить отношение кадастровой мощности реки к площади бассейна

$$N_{\text{бас}} = \frac{N}{F} \text{ л. с./км}^2 \text{ или кВт/км}^2, \quad (1.37)$$

где N — полная мощность реки, кВт/км или л. с/км; F — площадь бассейна, км².

Для данного примера полная мощность реки: $N = 13,33QH = 13,33 \cdot 680 \cdot 221 = 200\,323$ л. с. или $N = 9,8QH = 9,8 \cdot 680 \cdot 221 = 147\,274$ кВт.

Удельная мощность реки: $N_{\text{уд}} = \frac{200\,323}{1003} = 199,7$ л. с/км² или $N_{\text{уд}} = \frac{147\,274}{1003} = 146,8$ кВт/км.

Отношение мощности реки к площади бассейна равно: $N_{\text{бас}} = \frac{200\,323}{85\,400} = 2,34$ л. с/км² или $N_{\text{бас}} = \frac{147\,274}{85\,400} = 1,72$ кВт/км².

2. ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ БАССЕЙНА

2.1. Атмосферные осадки и дефицит влажности

Упражнение 2.1. Ввести поправки к измеренным атмосферным осадкам.

Дано: 1. За май измеренная сумма жидких осадков $X = 48$ мм, осадки выпадали в течение 14 дней.

2. Дефицит влажности $d = 3,8$ мб.

3. Скорость ветра на высоте 2 м $u_{2,0} = 4,0$ м/с.

4. Доля жидких осадков с интенсивностью до 0,03 мм/мин $V = 55\%$.

Требуется: рассмотреть методику учета поправок и рассчитать исправленную месячную сумму осадков.

Решение: атмосферные осадки являются главным компонентом в уравнении водного-баланса суши. Установлено, что измерение осадков осадкомерными приборами дает заниженную величину, поэтому в измеренное значение вводятся следующие поправки:

а) ветровая поправка ΔX_u — учитывает то обстоятельство, что снежинки и капли дождя с усилением ветра минуют приемную поверхность прибора;

б) поправка на смачивание ΔX_c — учитывает то количество осадков, которое не попадает в измерительный стакан, а остается на стенках стакана и осадкомерного ведра;

в) поправка на испарение ΔX_e — компенсирует ту часть попавших в осадкомер осадков, которая испаряется из него в промежуток времени между прекращением осадков и их измерением.

В «Справочнике по климату СССР» (часть IV) начиная с 1967 г. и позже публикуются данные об осадках с учетом ветровой поправки.

В работе А. П. Бочкова [4] приводятся рекомендации о введении поправок, которые рассматриваются ниже. Поправочный

ветровой коэффициент к жидким осадкам выражается зависимостью

$$k_{ж} = f(N, u_{2,0}), \quad (2.1)$$

где N — параметр, представляющий собой долю жидких осадков с интенсивностью до 0,03 мм/мин от общего количества осадков за дождь, и выражается в %; $u_{2,0}$ — скорость ветра на высоте 2,0 м.

Ветровая поправка $k_{ж}$ для жидких осадков определяется по графику (рис. 2.1). Для данного примера, как показано на рис. 2.1, $k_{ж} = 1,08$.

Значение поправки ΔX_u получают путем следующего расчета. Вся сумма осадков $X_1 = 48$ мм; 0,01 от этой величины равна 0,48, а 0,08 будет составлять $\Delta X_u = 3,84$ мм. Поправочный ветровой коэффициент для твердых (t) и смешанных осадков (c) выражается зависимостью

$$k_{t,c} = f(u_{2,0}, t), \quad (2.2)$$

где $u_{2,0}$ — скорость ветра на высоте 2,0 м; t — температура для твердых осадков $t < -2^\circ\text{C}$ и для смешанных $t \geq -2^\circ\text{C}$. Ветровая

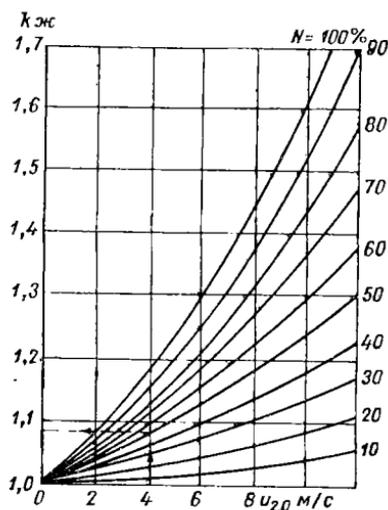


Рис. 2.1. Зависимость ветрового коэффициента $k_{ж}$ от $u_{2,0}$.

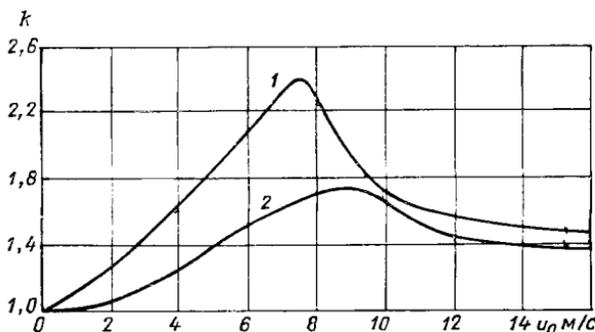


Рис. 2.2. Зависимость ветрового коэффициента для твердых (1) и смешанных (2) осадков от скорости ветра u_0 .

поправка для твердых и смешанных осадков определяется по рис. 2.2. В работе [4] приведена расчетная таблица к этому графику. Поправка на смачивание для жидких и смешанных осадков равна +0,2 мм и для твердых 0,1 мм на каждый случай из-

мерения осадков со слоем 0,05 мм и более. Для данного примера $\Delta X_c = 0,2 \text{ мм} \times 14 \text{ дней} = 7 \text{ мм}$. Поправка на испарение для жидких и смешанных осадков вводится в зависимости от дефицита влажности и скорости ветра на высоте 2 м. В сокращенном виде эта зависимость приведена в табл. 2.1.

Таблица 2.1

Среднее суточное испарение (мм) из осадкомера в зависимости от d мб и $u_{2,0}$ м/с

Дефицит влажности d мб	Скорость ветра $u_{2,0}$ м/с			
	≤ 2	≤ 4	≤ 6	≤ 8
0--10	0,0--0,1	0,0--0,1	0,0--0,2	0,0--0,2
11--20	0,1--0,3	0,2--0,4	0,2--0,4	0,2--0,6
21--30	0,3--0,5	0,3--0,6	0,4--0,7	0,6--0,9
31--40	0,5--0,6	0,6--0,8	0,7--0,9	0,9--1,1

Для данного примера за одни сутки можно принять испарение равным 0,1 мм и за 14 суток оно равно 1,4 мм. Для твердых осадков поправка на испарение принимается 4% измеренных осадков. Есть указание, что если нет данных о дефиците и скорости ветра на высоте 2 м, то поправку на испарение для жидких осадков можно также принять равной 4% измеренной суммы осадков.

Для данного примера по табл. 2.1 испарение за сутки равно 0,1 мм и за 14 суток оно равно 1,4 мм.

Исправленная сумма осадков для суточных и месячных осадков может быть вычислена по формулам:

$$X = X_1 + \Delta X_u + \Delta X_e + \Delta X_c \quad (2.3)$$

или

$$X = X_1(k + 0,04) + \Delta X_c \quad (2.4)$$

где X_1 — измеренная сумма осадков; k — поправочный коэффициент на влияние ветра ($k_{ж}$, $k_{т}$, k_c); $0,04 = 4\%$ — поправка на испарение.

Для данного упражнения по формуле (2.3) исправленное количество осадков за май равно $X = 48 + 3,84 + 1,4 + 7 = 60,7$ мм. По формуле (2.4) $X = 48(1,08 + 0,04) + 7 = 60,2$ мм.

Как видно из полученных данных, поправка на испарение с учетом дефицита влажности и скорости ветра уточняет исправленную величину по сравнению с осредненным значением поправки на испарение, принимаемой 4% общей измеренной суммы.

Упражнение 2.2. Вычислить средний многолетний годовой сток осадков на водосборе различными методами.

Дано: 1. Схема водосбора р. Дона у г. Георгиу-Деж (рис. 2.3).

2. Годовые суммы осадков, приведенные к многолетнему периоду 1881—1940 гг., по данным метеостанций, расположенных на водосборе р. Дона и вне его (табл. 2.2).

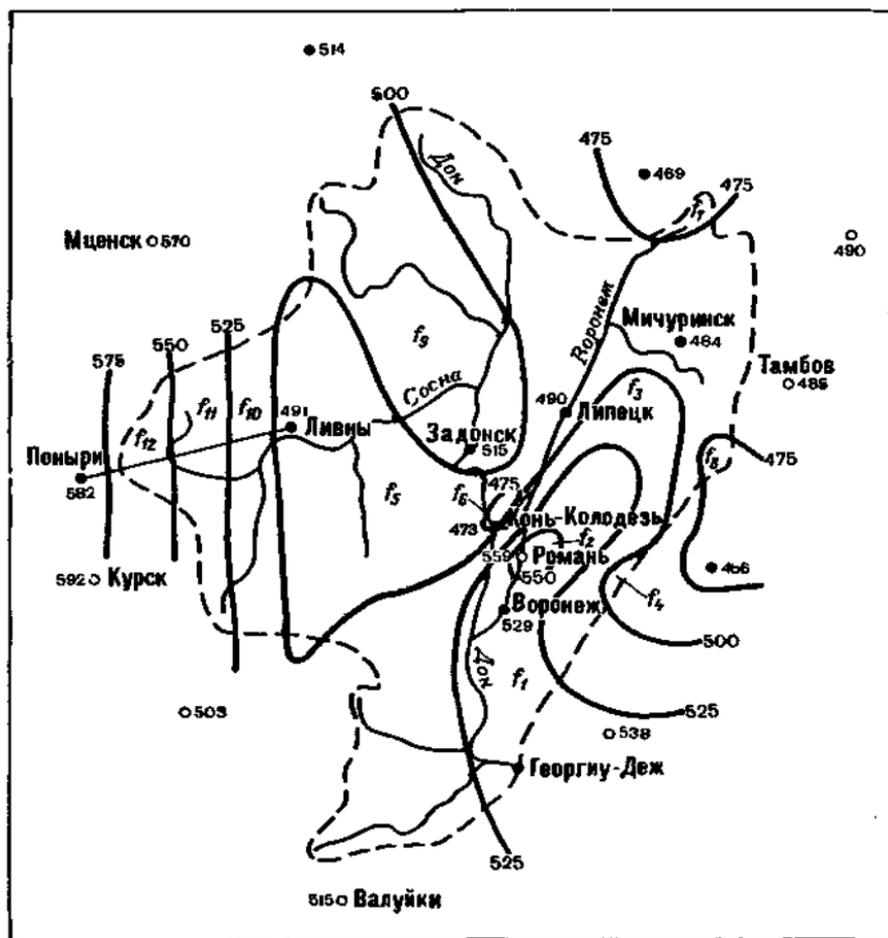


Рис. 2.3. Определение среднего многолетнего количества осадков в бассейне р. Дона у г. Георгиу-Деж по изогетам.

Требуется: для водосбора р. Дона у г. Георгиу-Деж рассчитать слой осадков следующими методами: а) среднего арифметического, б) изогнет, в) квадратов.

Решение: водосбор р. Дона у г. Георгиу-Деж относится к равнинным водосборам. Годовые суммы осадков на водосборе колеблются от 466 до 559 мм. Нормы осадков - на станциях Курск, Поньри, Мценск повышаются, достигая 592 мм. Стан-

Таблица 2.2

Годовые суммы осадков (мм)

№ п/п	Наименование станции	Среднее годовое количество осадков, мм
1	Курск	592
2	Поныри	582
...
18	Валуйка	515
Сумма		9265

ции, расположенные вне водосбора, находятся на равнинной местности и отстоят от водораздела не более чем на 45—65 км.

а. При расчете по методу среднего арифметического средний слой осадков на водосборе вычисляется по формуле

$$X_0 = \frac{\sum_{i=1}^n X_i}{n}, \quad (2.5)$$

где $\sum_{i=1}^n X_i$ — сумма годовых осадков по станциям, принятым для расчета; n — число станций.

По табл. 2.2 имеем

$$X_0 = \frac{9265}{18} = 515 \text{ мм.}$$

б. Изогипеты — линии (в миллиметрах), соединяющие на карте места с одинаковым количеством атмосферных осадков за выбранный период времени (месяц, сезон, год, многолетний период). Для проведения изогипет задаются их сечением (интервалами), устанавливаемыми в зависимости от амплитуды колебания осадков. Сечение может быть через 50, 25, 20, 10, 5 мм. При колебании осадков на водосборе от 466 до 592 мм принимается сечение 25 мм; следовательно, проводятся следующие изогипеты: 475, 500, 525 и 550 мм.

Для проведения изогипет производится интерполяция осадков между ближайшими станциями, считая, что изменение их между станциями происходит равномерно. Интерполяция применяется аналитическая и графическая.

Рассмотрим пример аналитической интерполяции. Для станций Задонск и Липецк годовые значения осадков соответственно 515 и 490 мм. При заданном сечении между этими станциями пройдет изогипета 500 мм. На рис. 2.3 измеряется линейкой расстояние по прямой между этими станциями; оно равно 22 мм.

Разность показаний станций равна $515 - 490 = 25$ мм. Расстояние на карте на 1 мм осадков равно $22 : 25 = 0,88$ мм. От ст. Липецк, где $X_0 = 490$ мм, до изогиеты 500 мм надо прибавить 10 мм осадков, что в переводе на расстояние равно $0,88 \cdot 10 = 8,8$ мм. Следовательно, отложив на карте от ст. Липецк по прямой расстояние 8,8 мм, определим точку прохождения изогиеты 500 мм. Аналогично интерполируется расстояние между всеми станциями.

Пример графической интерполяции рассматривается для станций Ливны и Поньры. Заготавливается калька (рис. 2.4), на которой проводится ряд параллельных линий на произвольном расстоянии: 3—8 мм. На каждой линии выписывается значение осадков через принятые сечения изогиет, например 450, 475, ...

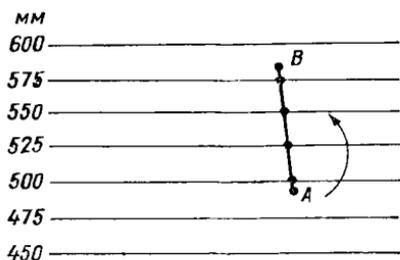


Рис. 2.4. Вспомогательная калька к графической интерполяции.

... 600. К ст. Ливны (рис. 2.3) прикладывается калька и между линиями 475 и 500 определяется значение 491, соответствующее точке А. Далее калька поворачивается в левую сторону вокруг точки А по направлению стрелки до тех пор, пока между линиями 575—600 не определится положение ст. Поньры со значением осадков, равным 582 (точка В). В направлении по прямой линии от ст. Ливны к ст. Поньры (линия АВ) в точках пересечения с линиями 575—600 определится положение ст. Поньры со значением осадков, равным 582 (точка В). В направлении по прямой линии от ст. Ливны к ст. Поньры (линия АВ) в точках пересечения с линиями 500, 525, 550, 575 на рис. 2.3 получается положение искоемых изогиет. Сечения изогиет, изобат или любых интерполируемых значений для большей точности следует принимать кратными 0,1; 0,2; 1; 10; 20; 50 и соответственно надписывать вспомогательную кальку.

Для вычисления среднего многолетнего количества осадков определяются планиметрированием площади, заключенные между изогиетами, в делениях планиметра или в км².

Не приводя таблицы данных планиметрирования, заметим, что при планиметрировании площадей f_1 и f_5 в них включены площади, замкнутые изогиетами f_2 и f_6 , которые планиметрируются отдельно, и на эти величины уменьшаются значения площадей f_1 и f_5 .

Средний многолетний слой осадков в миллиметрах по методу изогиет вычисляется по формуле

$$X_0 = \frac{X_1 f_1 + X_2 f_2 + \dots + X_n f_n}{f_1 + f_2 + \dots + f_n}, \quad (2.6)$$

где X_1, X_2, \dots, X_n — средние значения осадков по изогистам; f_1, f_2, \dots, f_n — площади между изогистами.

Для вычисления X_0 по формуле (2.6) рекомендуется составить вспомогательную табл. 2.3.

Таблица 2.3

К расчету слоя осадков по формуле (2.6) для водосбора

р. Дон — г. Георгиев-Деж

Значения изогист, мм	X_i мм	f_i в делениях планиметра	$X_i f_i$
525—550	537,5	102	54 825
550—559	554,5	6	3 327
550—575	562,5	16	9 000
	Сумма	1186	598 246

Подставляя данные из табл. 2.3 в формулу (2.6), получим средний многолетний слой осадков

$$X_0 = \frac{598\,246}{1186} = 504 \text{ мм.}$$

в. Для определения среднего многолетнего слоя осадков по методу квадратов наносится сетка квадратов (рис. 2.5), размеры которых устанавливаются в зависимости от величины водосбора и количества метеорологических станций. В данном примере сторона квадрата принята равной примерно 67 км, а площадь квадрата 4489 км². Общее число квадратов, на которые разбит водосбор, 22 (квадраты за водораздельной линией не учитываются).

Для каждого квадрата вычисляется среднее количество осадков как среднее арифметическое из показаний всех станций в квадрате. В случае если станция находится на границе двух квадратов, ее показания следует учесть в этих смежных квадратах. Например, количество осадков по ст. Мичуринск $X = 484$ мм относится к квадратам 7 и 12.

Если в квадрат не попадает ни одна станция, количество осадков для такого квадрата определяется по интерполяции между соседними станциями или между квадратами и у полученного значения осадков в квадрате ставится знак Δ . Полученное для квадрата значение осадков выписывается в его центре и обводится кружком. Средний слой осадков вычисляется по формуле

$$X_0 = \frac{\sum_1^n X'_i}{n'} \quad (2.7)$$

где $\sum_1^n X'_i$ — сумма средних значений осадков для квадратов, мм;
 n' — число квадратов.

В данном примере $X_0 = \frac{11\ 094}{22} = 504$ мм.

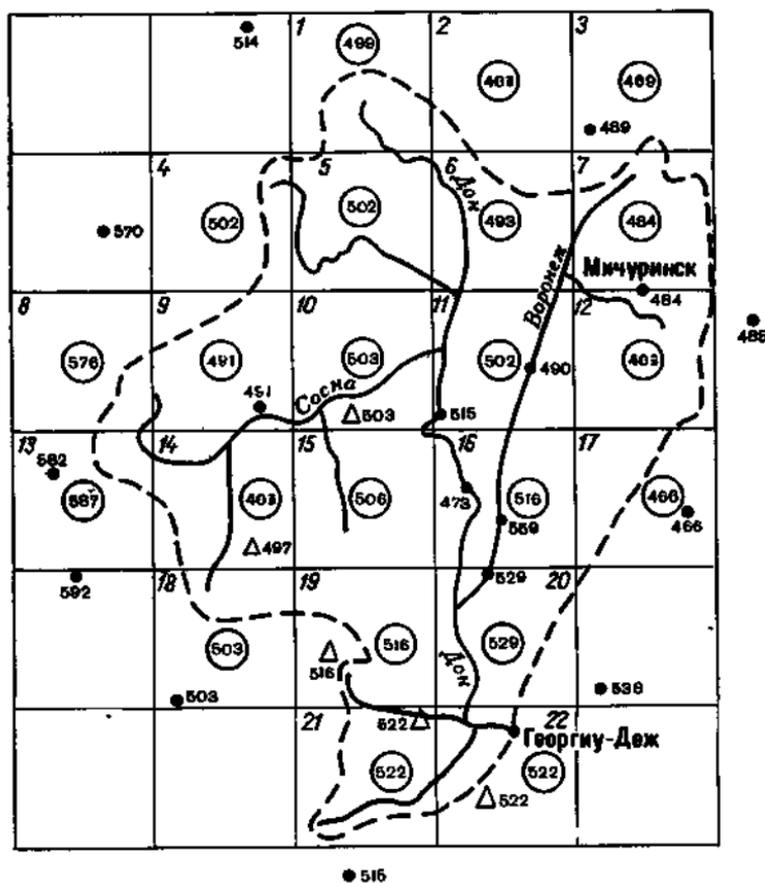


Рис. 2.5. Определение среднего многолетнего количества осадков в бассейне р. Дона у г. Георгию-Деж методом квадратов.

Как видно, для равнинных водосборов с небольшим изменением осадков между станциями значения слоя осадков, полученные разными методами, близки между собой (табл. 2.4).

На рис. 2.6 приведена карта среднего годового количества осадков по территории СССР, которая может быть использована при выполнении упражнений по воднобалансовым расчетам.

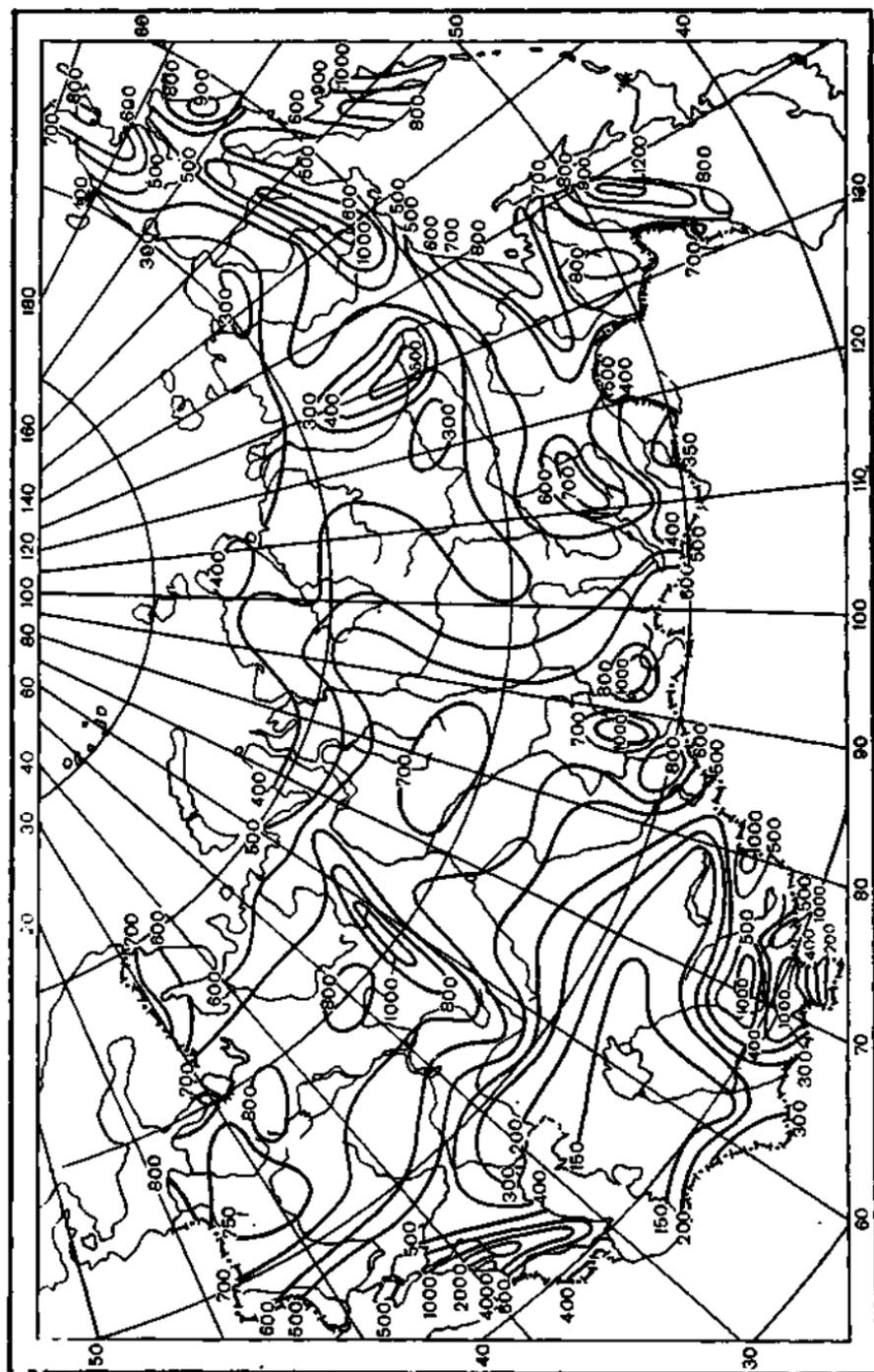


Рис. 2.6. Среднее годовое количество осадков на территории СССР в мм.

Таблица 2.4

Сопоставление слоя годовых осадков, полученных различными методами

Метод	X_0 мм
	р. Дон — г. Георгию-Дез.
Среднего арифметического	515
Изогьет	504
Квадратов	504

Упражнение 2.3. Определить средние месячные и годовое значения дефицита влажности.

Дано: сведения о температуре и влажности воздуха (табл. 2.5) по ст. Красновидово, расположенной в верховьях Москвы-реки.

Таблица 2.5

Средние температуры воздуха и фактическая упругость водяного пара по ст. Красновидово 1881—1930 гг.

Элемент	I	II	III	IV	V	VI	VII
Средняя температура	-10,4	-9,6	-5,1	3,4	11,5	15,2	17,6
Фактическая упругость водяного пара, мм	2,1	2,1	2,8	4,6	7,4	10,1	11,9
e мб	2,8	2,8	3,7	6,1	9,9	13,5	15,9

Элемент	VIII	IX	X	XI	XII	Среднее многолетнее
Средняя температура	15,5	10,2	3,9	-2,5	-8,1	3,4
Фактическая упругость водяного пара, мм	10,8	7,8	5,4	3,8	2,6	6,0
e мб	14,4	10,4	7,2	5,1	3,5	8,0

Требуется: 1. Определить насыщающую упругость водяного пара.

2. Вычислить дефицит влажности D в мм и мб.

Решение: 1. Насыщающая упругость водяного пара E в миллиметрах определяется в зависимости от средней месячной температуры воздуха по специальным таблицам и выписывается в табл. 2.6.

Таблица 2.6

Месяц	$t_{\text{ср}}^{\circ} \text{C}$	e мм	E мм	Дефицит влажности $D = E - e$	
				мм	мб
I	-10,4	2,1	2,078	0	0
II	-9,6	2,1	2,205	0,1	0,13
III	-5,1	2,8	3,135	0,3	0,40
IV	3,4	4,6	5,851	1,2	1,60
V	11,5	7,4	10,182	2,8	3,73
VI	15,2	10,1	12,959	2,8	3,73
VII	17,6	11,9	15,101	3,2	4,27
VIII	15,5	10,8	13,214	2,4	3,20
IX	10,2	7,8	9,337	1,5	2,00
X	3,9	5,4	6,059	0,6	0,80
XI	-2,5	3,8	3,810	0	0
XII	-8,1	2,6	2,491	0	0
				Сумма $D_{\text{ср}}$	19,86 1,66

2. Дефицит влажности определяется по формуле

$$D = E - e, \quad (2.8)$$

где E — насыщающая упругость водяного пара, мм; e — фактическая упругость водяного пара, мм.

Если дефицит влажности получается отрицательным (для зимних месяцев), то результат следует заменять нулем.

Ввиду того что насыщающая упругость паров воздуха, определенная по средней месячной температуре, не всегда соответствует средней месячной упругости, вычисленной по отдельным срокам, при точных расчетах в вычисленное значение дефицита влажности вводятся поправки Ольдекопа (в данном примере этот специальный вопрос не рассматривается).

Для перевода значения дефицита из миллиметров в миллибары следует пользоваться специальными таблицами. Единица давления в системе СИ обозначается Па (паскаль) $= 1 \text{ н/м}^2 \approx 7,5 \cdot 10^{-3}$ мм ртутного столба.

Упражнение 2.4. Рассчитать среднее многолетнее месячное испарение с поверхности суши.

Дано: температура, влажность, осадки за апрель для пункта с координатами $\varphi = 54^{\circ} 10'$ и $\lambda = 37^{\circ} 40'$ (табл. 2.7).

Требуется: рассчитать испарение для г. Москвы и для указанного пункта в зоне лиственных лесов методами: а) процентных отношений по типовым схемам и б) комплексным.

Решение: а. Метод процентных отношений заключается в применении разработанного по типовым схемам процентного (от годовой суммы) соотношения испарения по месяцам для различных геоботанических зон СССР (табл. 2.8).

Пример расчета среднего месячного испарения (за апрель) комплексным методом для пункта с координатами $\varphi=51^{\circ}10'$; $\lambda=37^{\circ}40'$ (зона лиственных лесов)

№ строки	Условные обозначения элементов и формулы	Единица измерения	Апрель	Тот.	Холодный период	№ строки	Условные обозначения элементов и формулы	Единица измерения	Апрель	Тот.
1	Исходные данные расчета (первичные)					13	Первое приближение			
2	Температура воздуха t	°С	4,4			14	$\frac{w_1 b}{w_1 b + X - Y}$	мм	200	
3	Влажность e	ммб	6,6			15	$c = \frac{w_1 b}{w_1 b + X - Y}$	мм	174	
4	Осадки X	мм	44 + 198	678	209	16	$w_2 = \frac{c}{a}$ при $\frac{w_1 + w_2}{2} < w_0$	мм	252	
	Сток Y	мм	164	164		17	$w_2 = \frac{w_1 + X - Y - E_0}{w_1 + w_2} \geq W_0$ при $\frac{w_1 + w_2}{2} \geq W_0$	мм	223	
5	Производные данные (вторичные)					18	Второе приближение			
6	e_t	ммб	8,4			19	$\frac{w_1 b}{w_1 b + X - Y}$	мм	193	
7	$d = (e_t - e)$	ммб	1,8			20	$c = \frac{w_1 b}{w_1 b + X - Y}$	мм		
8	E_0	мм	51	588	11	21	$w_2 = \frac{c}{a}$ при $\frac{w_1 + w_2}{2} < w_0$	мм		
9	w_0	мм	200			22	$w_2 = \frac{w_1 + X - Y}{w_1 + w_2} \geq W_0$ при $\frac{w_1 + w_2}{2} \geq W_0$	мм	220	
10	$2w_0$	мм	400			Результаты				
11	$\frac{E_0}{2w_0}$	мм	0,128			23	$\frac{w_1 + w_2}{2 w_0}$	мм	206	
12	$a = 1 + \frac{E_0}{2w_0}$	мм	1,128			24	$E = E_0 \frac{w_1 + w_2}{2}$ при $\frac{w_1 + w_2}{2} < w_0$	мм		
	$b = 1 - \frac{E_0}{2w_0}$	мм	0,872				$E = E_0$ при $\frac{w_1 + w_2}{2} \geq w_0$	мм	51	515

Распределение суммарного испарения с поверхности суши
 (% от годовой суммы)

Геообластная зона	Европейская территория СССР											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Хвойные леса	0	0,5	2	6	17	25	22	15	8	4	0,5	0
Смешанные и лиственные леса, лесостепи	0,5	1	3	9	18	20	18	13	9	5	3	0,5
Степи	1	1	3	11	19	20	15	12	8	5	3	1
Западная Сибирь												
Хвойные леса	0	0	1	5	16	25	24	17	9	3	0	0
Лиственные леса, лесостепи	0	1	2	6	18	23	20	15	9	5	1	0
Степи	1	1	3	9	17	20	20	16	9	4	1	1
Восточная Сибирь и Дальний Восток												
Северо-таежные леса	0	0	1	3	11	32	28	18	6	1	0	0
Средне-южно-таежные леса	0	0,5	2	6	16	24	23	17	8	3	0,5	0
Лиственные леса	0,5	0,5	4	8	14	18	18	16	11	6	2	1
Степи и лесостепи	1	2	2	8	14	19	19	17	10	5	2	1

Годовая сумма испарения для г. Москвы $E=490$ мм. Принимая по табл. 2.8 распределение для второй геоботанической зоны ЕТС, получим значения испарения с суши за апрель $490 \cdot 9 = 44,1$ мм. Следует отметить, что приведенное испарение можно рассматривать не для черты г. Москвы, а для пригородов.

Аналогично рассчитывается испарение за каждый месяц, получив предварительно годовое испарение для любого пункта с карты (рис. 2.7).

б. Комплексный метод позволяет определять средние многолетние месячные суммы испарения за теплый период года, если известны: осадки X , сток Y , температура воздуха t_{cp} и влажность воздуха e мб.

Расчет производится по формулам:

$$E = E_0 \frac{w_1 + w_2}{2w_0} \text{ при } \frac{w_1 + w_2}{2} < w_0, \quad (2.9)$$

$$E = E_0 \text{ при } \frac{w_1 + w_2}{2} \geq w_0, \quad (2.10)$$

где E и E_0 — месячные суммы испарения и испаряемости, w_1 и w_2 — продуктивные влагозапасы в метровом слое почвы соответственно в начале и конце месяца; $\frac{w_1 + w_2}{2}$ — средние за месяц продуктивные влагозапасы; w_0 — критические продуктивные влагозапасы в метровом слое почвы, при которых и выше их испарение равно испаряемости.

Испаряемостью называется максимально возможное испарение при данных метеорологических условиях с достаточно увлажненной подстилающей поверхности. Практически за испаряемость принимается испарение с водной поверхности или поверхности грунта при полном его увлажнении.

Продуктивные влагозапасы в конце месяца вычисляются по формулам:

$$w_2 = \frac{c}{a} \text{ при } \frac{w_1 + w_2}{2} < w_0, \quad (2.11)$$

$$w_2 = w_1 + X - Y - E_0 \text{ при } \frac{w_1 + w_2}{2} \geq w_0, \quad (2.12)$$

где

$$c = w_1 b + X - Y, \quad (2.13)$$

$$b = 1 - \frac{E_0}{2w_0}, \quad (2.14)$$

$$a = 1 + \frac{E_0}{2w_0}, \quad (2.15)$$

где X и Y — средние многолетние месячные суммы осадков и стока.

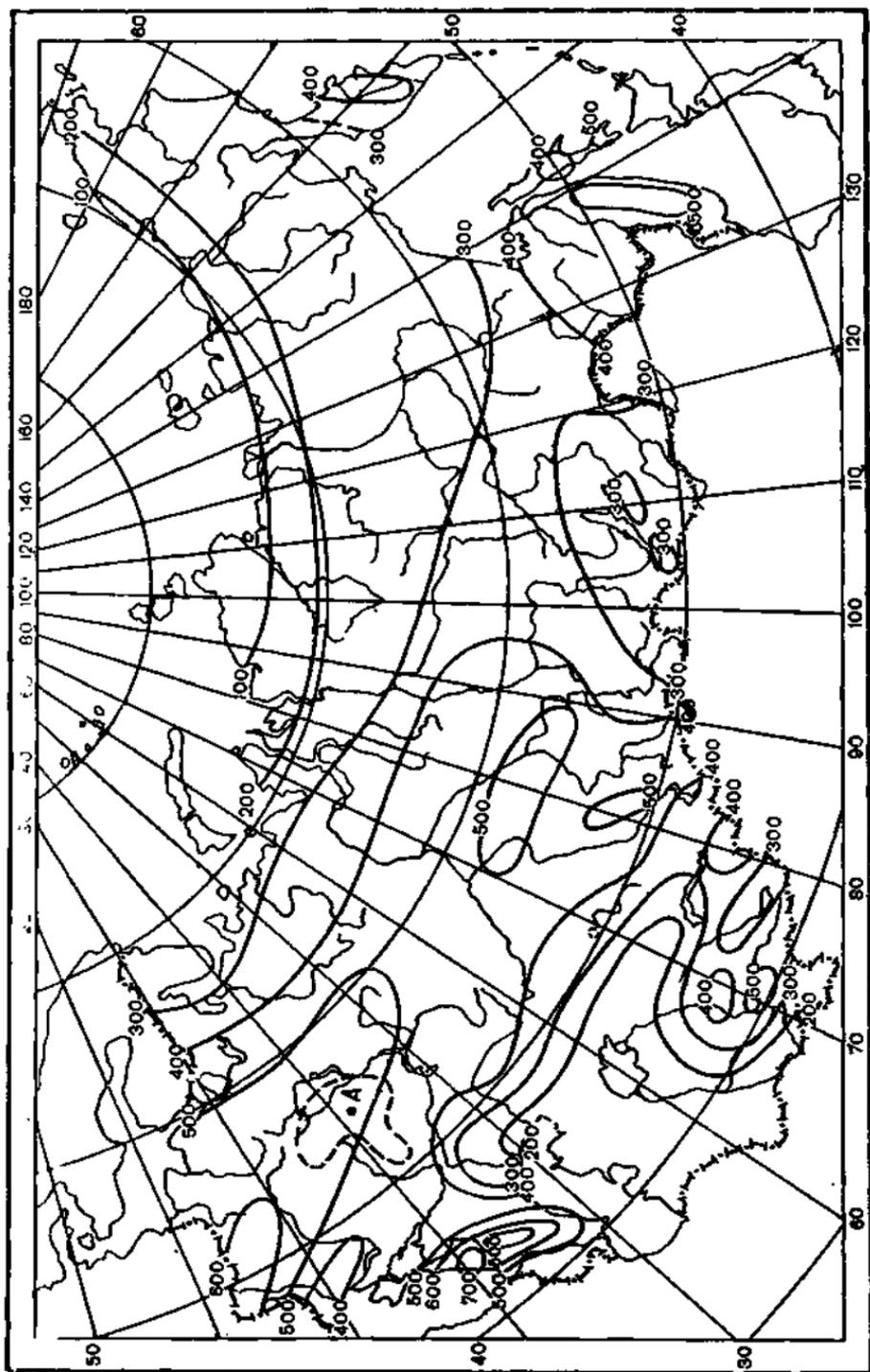


Рис. 2.7. Среднее годовое испарение с поверхности суши (в миллиметрах слоя воды).

Метод не применяется для горных районов (выше 1500 м) и для участков, влажность которых сильно завышена. Средняя квадратическая относительная ошибка этого метода около 25%. Расчет можно производить по показаниям данного пункта, а при определении испарения для водосбора — методами осреднения, рассмотренными в упражнении 2.2. В данном упражнении приведен пример расчета (табл. 2.7) для апреля из работы [78]. Расчет проводится с первым и вторым приближением.

В строках 1—4 табл. 2.7 приведены исходные данные из «Справочников по климату СССР». При расчете за год определяется начало и конец теплого периода. В данном примере температура марта $-4,8^{\circ}\text{C}$, по абсолютной величине больше температуры апреля ($+4,4^{\circ}\text{C}$), поэтому март не включается в теплый период. Температура ноября $-1,8^{\circ}\text{C}$ по абсолютной величине меньше температуры октября ($+4,7^{\circ}\text{C}$), поэтому ноябрь включается в теплый период. Годовая сумма осадков 678 мм и сумма осадков за холодный период 209 мм вносятся в строку 3.

Величина Y за год определяется согласно упражнению 5.1. Модуль стока с карты $M=5,2$ л/(с·км²), при переводе в слой $Y=31,5 \cdot 5,2=164$ мм. В строках 5—12 рассчитываются производные (вторичные) данные. Величина e_t — упругость насыщающего водяного пара; вычисляется по температуре воздуха $t_{\text{ср}}=+4,4^{\circ}\text{C}$, $e_t=8,4$ мб. Величина $d=e_t-e=8,4-6,6=1,8$ мб.

По рис. 2.8 для зоны лиственных лесов графически определяется $E_0=51$ мм. Аналогично подсчитывается сумма E_0 за год, равная 588 мм, и записывается в табл. 2.7. Из суммы осадков за холодный период 209 мм вычитается сумма испаряемости за холодный период ($E_{\text{от}}=0$, $E_{\text{отII}}=2$ мм, $E_{\text{отIII}}=9$ мм и $E_{\text{отIV}}=0$), равная 11 мм, $209-11=198$. Полученная величина прибавляется к осадкам за апрель $44+198$ мм. За холодный период разность между осадками и испаряемостью равна 198 мм. Годовая сумма стока 164 мм меньше этой разности, поэтому считаем, что весь сток произойдет в течение первого теплого месяца, т. е. апреля. Если годовая норма стока больше зимних осадков, то остаток распределяется по месяцам теплого периода пропорционально количеству осадков.

В строку 8 выписываются критические влагозапасы согласно табл. 2.9.

Для апреля $w_0=200$ мм. В строке 9 величина критических продуктивных запасов удваивается. В строке 10 определяется отношение $E_0/2w_0$, а в строках 11 и 12 вычисляется значение a и b по формулам (2.14) и (2.15).

Расчет первого приближения производится в строках 13—17. Продуктивные влагозапасы для начала первого месяца теплого периода w_1 определяются по координатам пункта по карте, приведенной в работе [77] (в данном пособии она не приведена); $w_1=200$ мм. Дальнейшие расчеты в строках 15—17 производятся по формулам (2.11)—(2.13).

В первую очередь значение ω_2 определяется по формуле (2.12); $\omega_2 = 223$ мм. Правильность выбора формулы проверяется сопоставлением $\frac{200 + 223}{2}$ и 200; в данном случае $\frac{\omega_1 + \omega_2}{2} > \omega_0$. Следовательно, расчет надо вести по формуле (2.12); по-

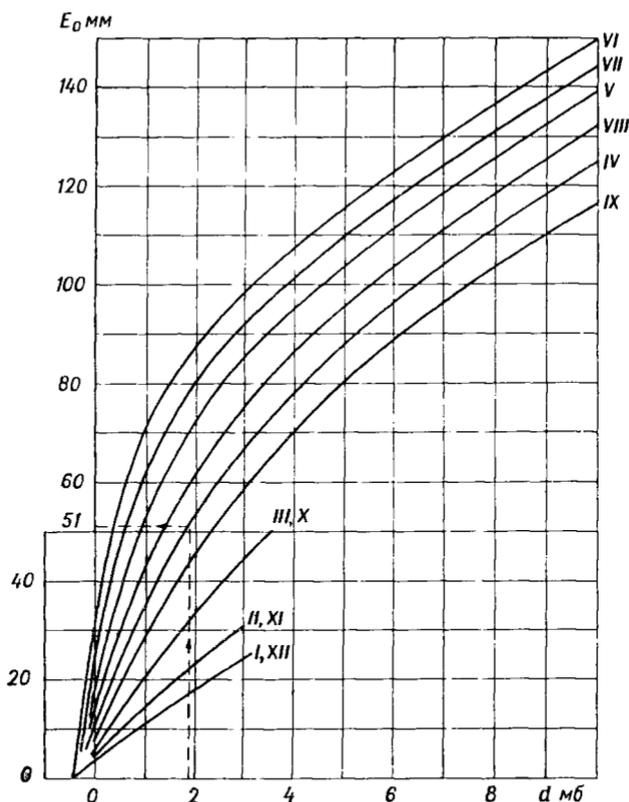


Рис. 2.8. Зависимости средней многолетней месячной испаряемости E_0 от средней многолетней месячной разности $d = e_1 - e$ для зоны лиственных лесов.

лучаем значение $\omega_2 = 227$ мм. Если бы велись расчеты далее для мая, то полученная величина $\omega_2 = 227$ мм принималась бы за ω_1 для мая и т. д.

Влагозапасы в начале теплого периода $\omega_1 = 200$ мм, а в конце теплого периода (ноябрь) $\omega_2 = 193$ мм, т. е. получились не равными. Следовательно, величина ω_1 для начала апреля была установлена недостаточно точно.

Далее начинается расчет по второму приближению — строки 18–22. Влагозапасы для апреля принимаются вычисленными по

Средние за месяц критические продуктивные влагозапасы в метровом слое почвы (в миллиметрах) в зависимости от средней многолетней месячной температуры воздуха для разных геоботанических зон

Номер зоны на карте [95]	Зона	При $t < 10^\circ\text{C}$ весной	В первом месяце с $t > 10^\circ\text{C}$	Во втором месяце с $t > 10^\circ\text{C}$	В последующие месяцы	В первом месяце осенью с $t < 3^\circ\text{C}$	Во втором и последующих месяцах с $t < 3^\circ\text{C}$
1—6	Тундры, лесотундры, хвойные, смешанные и лиственные леса, лесостепи и степи Сибири при наличии вечной мерзлоты	200	200	200	200	200	200
1—4	Тундры, лесотундры, хвойные, смешанные и лиственные леса	200	170	150	150	170	200
5	Лесостепи	170	170	120	120	140	170
6—7	Степи и полупустыни	170	170	120	100	120	170
8	Пустыни *	150	150	150	150	150	150

* Для месяцев с испаряемостью $E_0 > 200$ мм/мес. следует брать $w_0 = 300$ мм.

первому приближению — для ноября 193 мм. В результате вычисления второго приближения по месяцам видно, что для конца июля значение влагозапасов w_2 во втором приближении совпадает с соответствующим значением w_2 в первом приближении, следовательно, расчеты можно закончить.

Результаты расчета приведены в строках 23—24. Средние влагозапасы $\frac{w_1 + w_2}{2} = \frac{193 + 220}{2} = 206$ мм. В строке 24 вычисляется E по формулам (2.9) и (2.10) в зависимости от соотношения $\frac{w_1 + w_2}{2}$ и w_0 . Испарение за апрель равно 51 мм. Годовая сумма испарения получена суммированием месячных величин и в данном примере $E_T = 515$ мм.

Проверка правильности выполненных расчетов E_T для года производится по формуле

$$E_T = X_T - Y_T, \quad (2.16)$$

где X_T и Y_T — соответственно годовые осадки и сток.

В данном примере имеем $515 = 678 - 164 = 514$ (расхождение в 1—2 мм допускается).

Проверка для каждого месяца теплого периода производится по формуле

$$E_M = X_M - Y_M - (w_2 - w_1), \quad (2.17)$$

Для апреля получим $E_m = 51 = 242 - 164 - (220 - 193) = -51$ мм. Как видно, указанные условия выполнены.

Кроме комплексного метода, для расчетов испарения за отдельные месяцы с орошаемых земель предложен тепло-водно-балансовый метод, приведенный в работе С. И. Харченко [80], и расчетные схемы с применением уравнения теплового баланса, кратко изложенные А. И. Чеботаревым [83].

2.2. Испарение с поверхности суши и водоемов

Упражнение 2.5. Рассчитать среднее годовое суммарное испарение с поверхности суши.

Дано: расчет произвести для районов: водосбора р. Оки у г. Горького; метеорологической станции г. Киев, для которой годовые значения температуры воздуха $t_{cp} = 5,6^\circ\text{C}$ и влажности $e = 8,9$ мб; для г. Москвы при среднем годовом значении осадков $X = 740$ мм.

Требуется: рассчитать испарение по: 1) карте испарения, 2) температуре и влажности воздуха, 3) уравнению связи.

Решение: испарение с поверхности суши и речных бассейнов есть суммарное испарение за год с разнородных участков, характер поверхности которых изменяется по территории и во времени. Испарение складывается из испарения с поверхности почвы, воды, снега, осадков, задержанных растительностью, и транспирации растений. Испарение с поверхности суши является основной расходной составляющей водного баланса. В данном методе при расчете среднего годового испарения не рассматриваются отдельные виды испарения с поверхности суши, а определяется суммарное испарение.

Методика расчета испарения с поверхности суши изложена в работах [67] и [78] и сокращенно приведена в данном упражнении и упражнениях 2.6 и 2.7. При определении среднего годового испарения рассматриваются три способа: а) использование карты испарения, б) расчет испарения по температуре и влажности воздуха, в) при наличии данных по осадкам и радиационному балансу — по уравнению связи.

1. Карта испарения (см. рис. 2.7), составленная в ГГИ [78], может быть использована для участков суши значительных размеров. При построении карты испарение для водосборов определялось по разности осадков и стока.

Определение испарения по карте для значительных по размерам бассейнов и территорий производится аналогично определению модулей стока по карте, изложенному в упражнении 5.2. Для небольших водосборов или при приближенных расчетах на карту наносится точка центра тяжести водосбора и путем интерполяции между изолиниями находится испарение в миллиметрах слоя.

Для центра водосбора р. Оки у г. Горького в точке А (см. рис. 2.7) по интерполяции $E=500$ мм.

Ошибка вычисления испарения по карте для равнинной территории составляет 12%, для горных районов и Крайнего Севера возрастает до 20% и для слабоизученных районов достигает 40%.

2. Расчет по температуре и влажности воздуха производится для районов избыточного и достаточного увлажнения.

Метеорологическая станция должна быть репрезентативной, причем под репрезентативностью понимается степень представительности пункта, в котором сезонный ход элементов гидрометеорологического режима на территории в непосредственной близости от станции согласуется со средним ходом этих элементов на большей территории.

Станции должны быть удалены от водоемов и рек. Для районов сухих степей и полупустынь этот метод неприменим. Испарение определяется по номограмме (рис. 2.9). Для метеостанции г. Киев при $t_{cp}=5,6^{\circ}\text{C}$ и $e=8,9$ мб, как показано стрелками на рис. 2.9, $E=520$ мм.

Для получения среднего испарения для водосбора аналогичные определения производятся по нескольким пунктам, и при равномерном их распределении оно вычисляется по способу среднего арифметического, а при неравномерном — по методу среднего взвешенного по формуле

$$E = \sum f_i E_i, \quad (2.18)$$

где $f_i = S_i/S$; S_i — часть площади, относящаяся к данной метеорологической станции; S — площадь водосбора (площади) в км² или в делениях планиметра; E_i — испарение по номограмме для данной станции.

3. Среднее годовое испарение (см/год) вычисляется по уравнению связи М. И. Будыко [67], которое имеет вид

$$E = \sqrt{\frac{RX}{l} \left(1 - l \frac{R}{Xl} \right) \text{th} \frac{Xl}{R}}, \quad (2.19)$$

где X — годовая норма осадков, мм/год; R — средний многолетний радиационный баланс для увлажненной поверхности, ккал/см²·год; l — удельная теплота парообразования (скрытая теплота испарения), ккал/г.

Метод применим для естественно увлажненных почво-грунтов равнинной территории СССР. Увлажненность учитывается осадками X , а свойство подстилающей поверхности — величиной радиационного баланса R .

При вычислении испарения используется номограмма (рис. 2.10), составленная по уравнению (2.19). Ошибка расчета по номограмме 17%. Величина радиационного баланса по территории СССР определяется по карте (рис. 2.11). Для г. Москвы

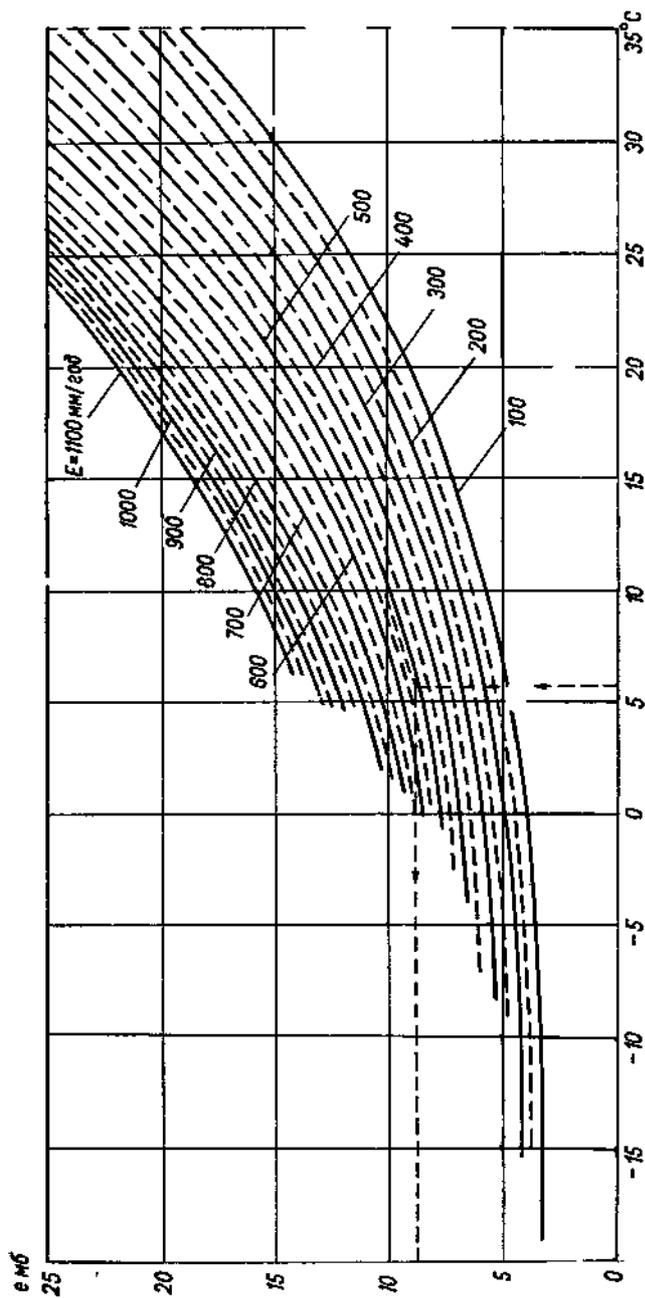


Рис. 2.9. Номограмма для вычисления среднего многолетнего годового испарения по средней годовой температуре T и влажности e воздуха.

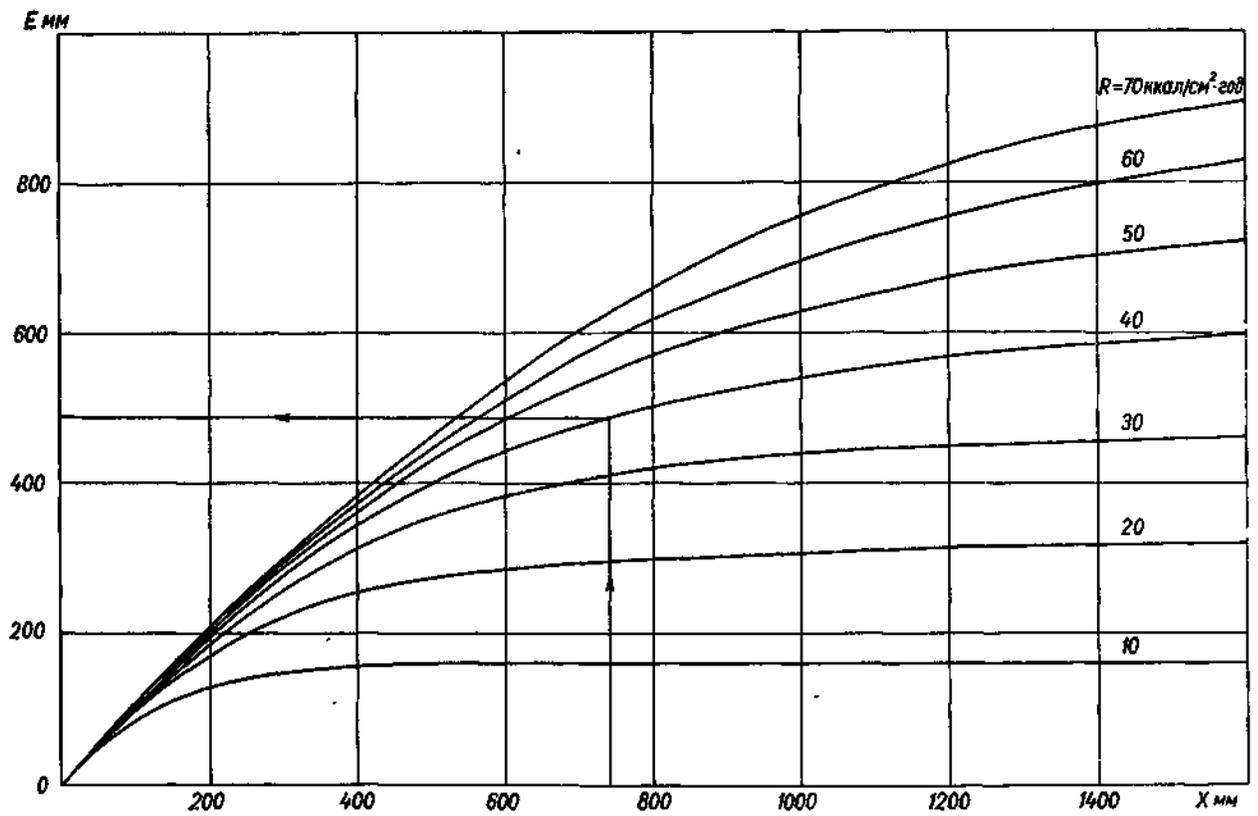


Рис. 2.10. Номограмма для вычисления среднего многолетнего годового испарения E по осадкам X и радиационному балансу увлажненной поверхности R .

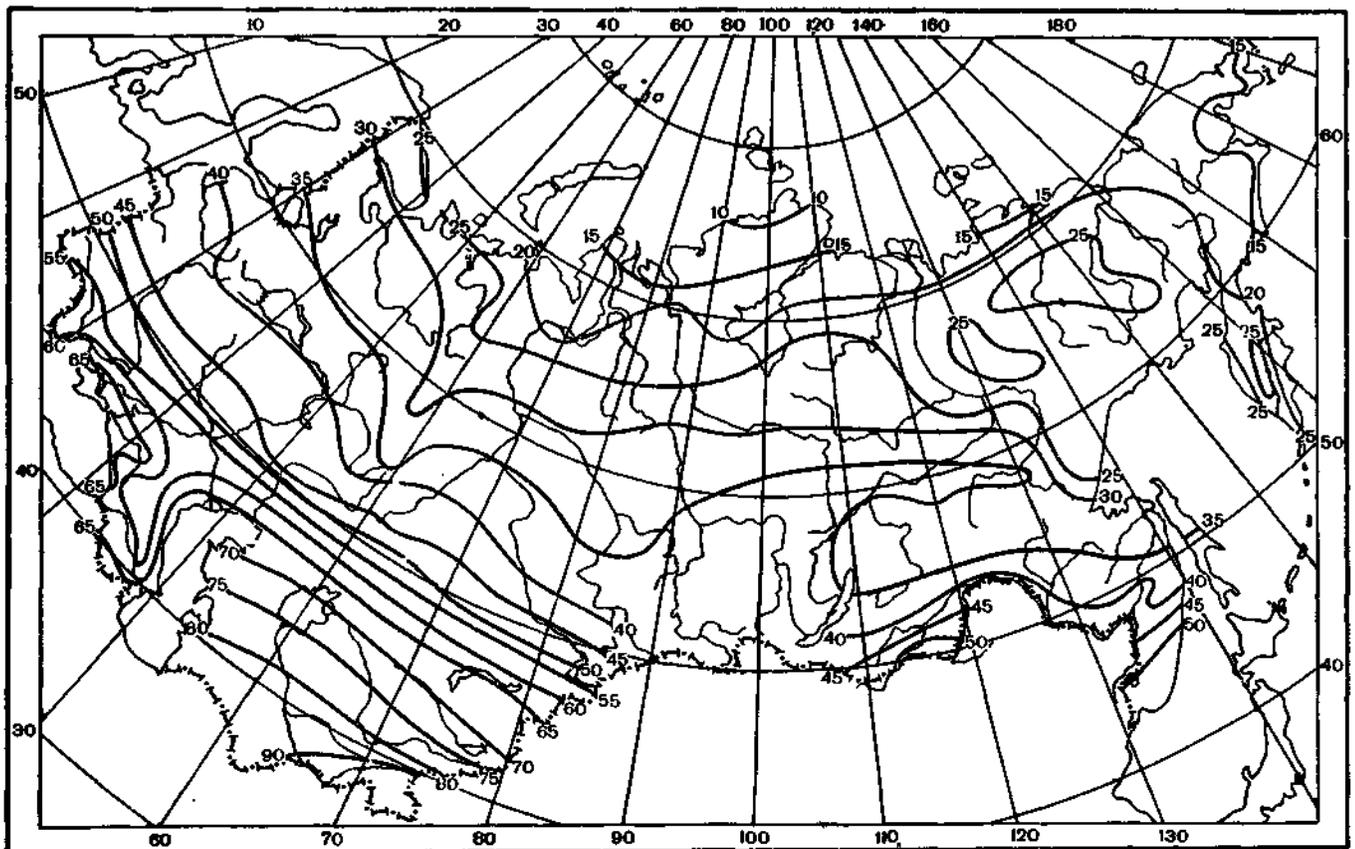


Рис. 2.11. Радиационный баланс увлажненной поверхности в $\text{kcal/cm}^2 \cdot \text{год}$.

по рис. 2.11 значение $R = 39,5$ ккал/см². По номограмме на рис. 2.10 при $X = 740$ мм $E = 490$ мм.

Расчеты испарения приведенным способом производятся для каждой станции, расположенной на водосборе, а среднее значение определяется изложенными выше способами с учетом площадей.

Для участков водосбора, где расположены орошаемые поля, низинные болота, карстовые участки, пески, крутые склоны, пользование номограммой допустимо только, если эти участки в речном бассейне составляют не более 5—10% площади водосбора.

Упражнение 2.6. Рассчитать испарение с поверхности водоема.

Дано: 1. Водоем расположен в районе с координатами $43^{\circ} 30'$ с. ш. и $43^{\circ} 37'$ в. д. Площадь водоема $11,8$ км².

2. Сведения о метеорологическом режиме за май—август 1970 г. приведены по данным ближайшей метеорологической станции (табл. 2.10).

Таблица 2.10

Метеорологические элементы режима за 1970 г.

Месяц	V	VI	VII	VIII
Средняя месячная температура воздуха $t^{\circ}\text{C}$	11,1	13,7	16,2	16,8
Температура воды $t_{\text{в}}^{\circ}\text{C}$	12,3	15,4	20,1	17,8
Влажность воздуха e мб	13,3	15,3	17,4	16,8
Скорость на высоте флюгера u м/с	2,1	2,2	2,0	2,0

3. Повторяемость направления ветра в %

С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ
8	15	18	6	5	35	7	6

- Требуется: 1. Рассчитать скорость ветра над водоемом.
2. Вычислить среднюю влажность воздуха над водоемом.
3. Вычислить испарение за период с мая по август.

Решение: 1. Расчет испарения с поверхности водоема производится согласно «Указаниям по расчету испарения с поверхности водоемов» [77]. Все водоемы разделены на три группы: малые, средние и большие. К первой группе относятся водоемы округлой или квадратной формы площадью до 5 км² и со средней длиной разгона воздушного потока не более 2—3 км. Ко второй группе относятся водоемы площадью от 5 до 40 км² и к третьей группе — озера и водохранилища площадью свыше 40 км².

Для водоемов всех групп испарение E_0 мм вычисляется по формуле

$$E_0 = 0,14n(e_0 - e_{200})(1 - 0,72u_{200}), \quad (2.20)$$

где e_0 — среднее значение максимальной упругости водяного пара, вычисленное по температуре поверхности воды в водоеме,

мб; e_{200} — среднее значение упругости водяного пара (абсолютной влажности воздуха) над водоемом на высоте 200 см, мб; u_{200} — средняя скорость ветра над водоемом на высоте 200 см в м/с; n — число суток в расчетном интервале времени.

Для расчета средней скорости ветра над водоемом используются материалы наблюдений по флюгеру двух-трех метеорологических станций, одна из которых принимается опорной, а остальные считаются контрольными и выбираются таким образом, чтобы они отличались от опорной по степени их защищенности. За опорную принимается станция с наиболее длинным рядом наблюдений (не менее 15—20 лет). Средняя скорость ветра над водоемом на высоте 200 см вычисляется по формуле

$$u_{200} = k_1 k_2 k_3 u_{\text{ф}}, \quad (2.21)$$

где k_1 — коэффициент, учитывающий степень защищенности метеорологической станции на суше, по приложению 2 Указаний [77] (в пособии не приводится) для данных условий $k_1 = 1,3$; k_2 — коэффициент, учитывающий характер рельефа в пункте наблюдения (табл. 2.11); для данных условий $k_2 = 1,0$; k_3 — коэффициент, учитывающий среднюю длину воздушного разгона над водоемом $L_{\text{ср}}$ при различной его защищенности, принимаемой по табл. 2.12; $u_{\text{ф}}$ — скорость ветра на высоте флюгера за расчетный интервал времени, м/с.

Таблица 2.11

Значения коэффициента k_2

Характеристика рельефа в районе метеостанции	k_2
Вершина крутого холма	0,75
Вершина пологого холма или верхняя часть склона	0,9
Равнина, весьма широкая долина	1,0
Нижняя часть склона, дно нешироких и неглубоких долин, котловин, ложин	1,1
Дно глубоких долин, котловин, ложин	1,3

Таблица 2.12

Значения коэффициента k_3

Растительность на берегах водоема		Средняя длина разгона воздушного потока, км								
название	средняя высота, м	0,05	0,1	0,2	0,5	1	2	3	5	10
Трава	0,1	0,97	0,98	0,99	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
старник	5	0,40	0,55	0,70	0,85	0,95	0,95	1,00	1,00	1,00
лес	20	0,15	0,25	0,40	0,60	0,75	0,85	0,90	0,95	1,00

Средняя длина разгона воздушного потока есть среднее взвешенное расстояние по водному зеркалу водоема с учетом повторяемости направления ветра. Для определения средней длины разгона воздушного потока на плане водоема строятся две системы прямоугольных сеток из параллельных профилей, ориентированных в первом случае с севера на юг и с запада на восток, а во втором — с северо-запада на юго-восток и с северо-востока на юго-запад. Расстояние между профилями выбирается

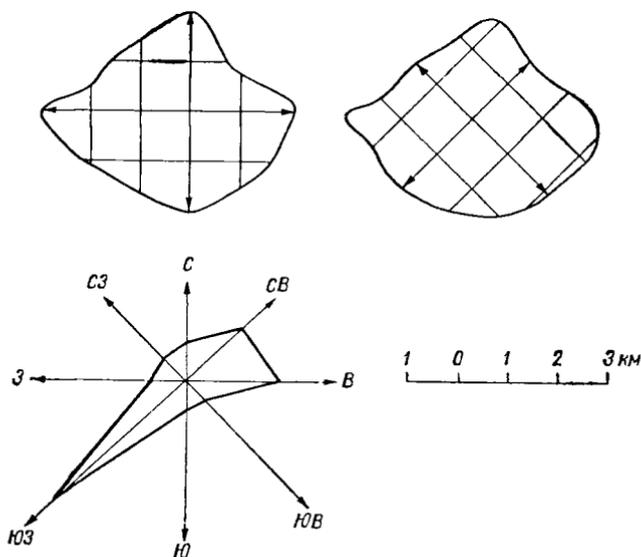


Рис. 2.12. Роза ветров и план водоема с профилями для определения средней длины разгона воздушного потока.

с таким расчетом, чтобы они пересекали участки водоема с характерными для него сужениями и расширениями. На рис. 2.12 представлены две сетки для рассматриваемого водоема и нанесены розы ветров по повторяемости направления ветра. Средняя длина разгона по направлению профиля L_i вычисляется как среднее арифметическое из длин всех профилей этого направления. Для всей акватории водоема средняя длина разгона вычисляется по формуле

$$L = \frac{1}{100} [L_{C-Ю} (N_C + N_{Ю}) + L_{З-В} (N_З + N_В) + L_{CЗ-ЮВ} (N_{CЗ} + N_{ЮВ}) + L_{СВ-ЮЗ} (N_{СВ} + N_{ЮЗ})], \quad (2.22)$$

где $L_{C-Ю}$, $L_{З-В}$ и т. д. — средняя длина разгона воздушного потока по соответствующим направлениям профилей, км; N_C ,

$N_3, N_{Ю}$ и т. д. — сумма повторяемостей направлений ветра для двух взаимно противоположных румбов, проценты.

На рис. 2.12 по масштабу определяются длины всех профилей по заданным направлениям; среднее их значение равно: $L_{С-Ю} = 2,67$; $L_{СВ-ЮЗ} = 4,07$ км; $L_{В-З} = 3,5$ км и $L_{ЮВ-СЗ} = 3,5$ км.

Средняя длина разгона вычисляется по формуле (2.22)

$$L_{cp} = \frac{1}{100} |2,67(8+5) + 3,5(15+35) + 3,5(7+18) + 4,07(6+6)| = 3,11 \text{ км.}$$

Коэффициент k_3 по табл. 2.12 при $L=3,11$ будет равен $k_3 = 1,0$.

Значения скорости ветра на высоте 200 см по формуле (2.21) приведены в табл. 2.13.

Таблица 2.13

	Расчет скорости ветра			
	V	VI	VII	VIII
u_{cp} м/с	2,1	2,2	2,0	2,0
$k_1 k_2 k_3$	1,3	1,3	1,3	1,3
u_{200} м/с	2,73	2,86	2,60	2,60

2. Средняя влажность воздуха над водоемом на высоте 200 см в мб рассчитывается по формуле

$$e_{200} = e'_{200} - (0,8e_0 - e'_{200}) M, \quad (2.23)$$

где e'_{200} — средняя за расчетный интервал времени влажность воздуха, измеренная на метеостанции, мб; e_0 — максимальная упругость пара за этот же интервал времени, определяемая по температуре поверхности воды в водоеме, мб; M — коэффициент трансформации, учитывающий среднее изменение влажности в зависимости от температуры воды $t_{0в}$, температуры воздуха t_{200} и длины разгона потока, по табл. 2.14.

Значения M по табл. 2.14 при $t_0 \approx t'_{200}$ и длине разгона 3,11 км по интерполяции равно $M = 0,19$. Значения e_0 и e_{200} по формуле (2.23) приведены в табл. 2.15.

3. Вычисление испарения по формуле (2.20) с водоема за май—август приведено в табл. 2.16.

При детальных вычислениях испарения, а также внутригодового его распределения и испарения различной обеспеченности следует использовать рекомендации, приведенные в работе [77].

Упражнение 2.7. Определить среднее многолетнее испарение с водоема по карте.

Дано: 1. Карта среднего многолетнего испарения с водной поверхности (рис. 2.13).

Значения коэффициента трансформации M

Соотношение температуры воды и воздуха	Средняя длина разгона, км									
	0,1	0,2	0,5	1	2	5	10	20	50	100
$t_0 \approx t'_{200}$	0,02	0,03	0,08	0,12	0,16	0,23	0,28	0,34	0,44	0,51
$t_0 < t'_{200}$ на 4° и более	0,03	0,06	0,13	0,18	0,24	0,33	0,38	0,45	0,53	0,60
$t_0 > t'_{200}$ на 10° и более	0,01	0,02	0,03	0,05	0,07	0,10	0,15	0,19	0,23	0,37

Таблица 2.15

Величины e_0 и e_{200}

Значение	V	VI	VII	VIII
e_0 мб	14,31	17,50	23,54	20,39
e_{200}	12,94	14,06	17,66	15,70

Таблица 2.16

Расчет испарения (мм)

Величина	V	VI	VII	VIII
n (число суток)	31	30	31	31
$0,14 n$	4,34	4,20	4,34	4,34
e_0	14,31	17,50	23,54	20,39
e_{200}	12,94	14,06	17,66	15,70
u_{200}	2,73	2,86	2,60	2,60
$0,72 u_{200}$	1,96	2,06	1,87	1,87
E мм	18	44	73	58

2. Водоем расположен в лесостепной зоне, координаты 55° с. ш. и 55° в. д., глубина водоема $h = 10$ м, площадь водоема $2,0$ км².

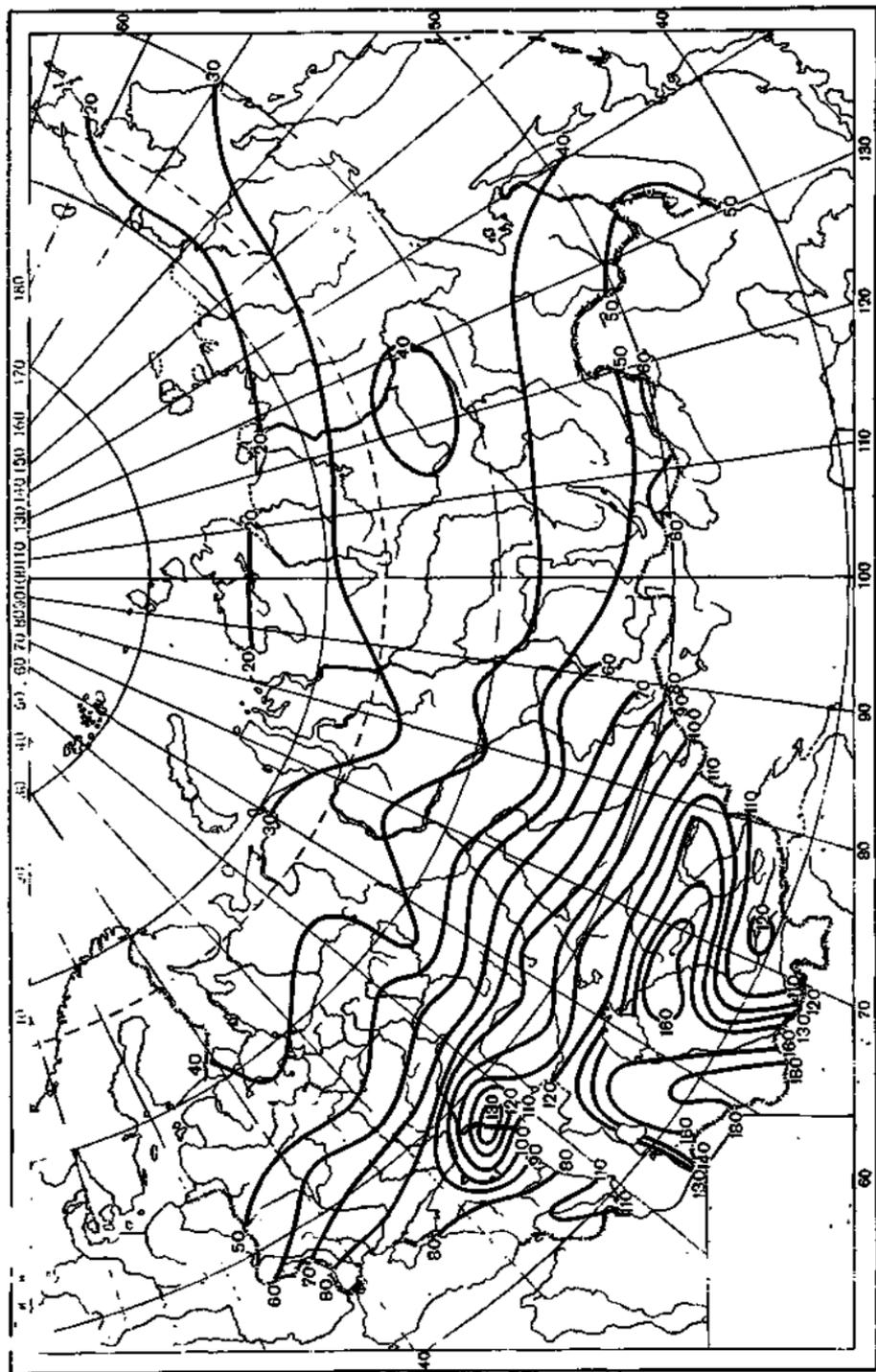


Рис. 2.13. Среднее многолетнее испарение с водной поверхности испарительного бассейна площадью 20 м^2 в см.

3. Длина разгона $L = 2,0$ км.

Требуется: 1. Определить испарение по карте E_{20} .

2. Установить коэффициенты k_n , $k_{защ}$ и β и рассчитать испарение для заданного пункта.

Решение: 1. Испарение с водоема с использованием карты вычисляется по формуле

$$E = E_{20} k_n k_{защ} \beta, \quad (2.24)$$

где E_{20} — испарение, снятое с карты, мм; k_n — поправочный коэффициент на глубину водоема по табл. 2.17; $k_{защ}$ — поправочный коэффициент на защищенность водоема по табл. 2.18.

Таблица 2.17

Поправочные коэффициенты на глубину водоема k_n

Местоположение водоема	Глубина водоема, м					
	2	5	10	15	20	≥ 25
Тундровая и лесная зона	1,00	0,99	0,97	0,95	0,94	0,92
Лесостепная зона	1,00	0,98	0,96	0,95	0,94	0,92
Степная зона	1,00	0,96	0,95	0,94	0,93	0,93
Зона полупустынь	1,00	1,00	0,99	0,98	0,98	0,97
Зона пустынь	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00

Таблица 2.18

Коэффициенты уменьшения испарения с защищенных водоемов $k_{защ}$

$h/L_{ср}$	0,01	0,03	0,05	0,07	0,10	0,20	0,30	0,40	0,50
$k_{защ}$	0,96	0,89	0,84	0,80	0,76	0,70	0,64	0,57	0,51

Коэффициент β — поправочный коэффициент на площадь водоема — определяется по табл. 2.19.

Таблица 2.19

Поправочные коэффициенты β на площадь водоема

Площадь водоема, км ²	0,01	0,05	0,1	0,5	1,0	2,0	5,0
Коэффициент β	1,03	1,03	1,11	1,18	1,21	1,23	1,26

По карте на рис. 2.13, согласно координатам водоема, $E_{20} = 550$ мм.

2. Коэффициент $k_n = 0,96$; при отношении $h/L = 10/2000 = 0,01$ коэффициент $k_{защ} = 0,96$; при площади $2,0$ км² $\beta = 1,23$.

3. Испарение с водоема по формуле (2.24) равно

$$E_0 = 550 \cdot 0,96 \cdot 0,96 \cdot 1,23 = 621 \text{ мм.}$$

3. СТАТИСТИЧЕСКИЕ СВЯЗИ, ПРИМЕНЯЕМЫЕ ПРИ РАСЧЕТАХ СТОКА

3.1. Графические и аналитические способы определения связи характеристик стока

Упражнение 3.1. Установить графическим и аналитическим способами связь между модулями стока р. Поль у д. Савинской и с. Эрликс.

Дано: 1. Средние годовые модули стока р. Поль (табл. 3.1).

2. Площади бассейна: р. Поль — д. Савинская $F = 350 \text{ км}^2$
и р. Поль — с. Эрликс $F = 533 \text{ км}^2$.

Таблица 3.1

Средние годовые модули стока р. Поль

Год	Модуль стока, л/(с·км ²)		Год	Модуль стока, л/(с·км ²)	
	д. Савинская (у)	с. Эрликс (х)		д. Савинская (у)	с. Эрликс (х)
1940	3,80	3,34	1947	6,63	5,29
1941	6,34	5,35	1948	4,89	4,17
1942	5,90	5,00	1949	1,40	0,80
1943	5,20	4,00	1950	2,20	1,70
1944	5,99	4,74	1951	2,90	2,15
1945	3,30	2,67	1953	6,37	4,75
1946	4,31	3,67			

Требуется: 1. Рассмотреть виды связи между переменными величинами.

2. Подобрать линейные уравнения следующими способами: а) избранных точек, б) наименьшей средней ошибки, в) наименьших квадратов.

Решение: 1. При рассмотрении каких-либо гидрологических явлений, обусловленных природными зональными условиями, возникает необходимость определения связи между ними. Каждый признак явления определяется рядом факторов. Переменная величина имеет то или иное значение под воздействием нескольких условий и является функцией этих условий.

Связь между варьирующими переменными может быть представлена в виде: а) таблицы, б) графика, в) уравнения. Ниже приведен порядок установления различных форм связи.

Табличная форма. Взаимосвязанные значения могут быть сопоставлены за сезоны, месяцы, декады и пр. Так, рассматривая значения модулей стока р. Польш (табл. 3.1), видим, что модуль стока у д. Савинской больше, чем у с. Эрликс, что объясняется различием площадей бассейна. В представленном ряду амплитуда модулей достаточно высока: у д. Савинской $6,63 - 1,40 = 5,23$ л/(с·км²) и у с. Эрликс $5,35 - 0,80 = 4,55$ л/(с·км²). Недостатком данного ряда является его небольшая продолжительность (13 лет), так как для большей надежности установления связи ряд должен иметь не менее 20 значений.

Просмотр табличного материала показывает, что взятые для анализа модули стока взаимосвязаны, но табличное выражение зависимости не дает возможности точно находить промежуточные значения модуля стока р. Польш у д. Савинской по значению модуля стока у с. Эрликс.

Графическая форма определения связи имеет очень широкое применение в гидрологии. Если в конечном счете связь будет представлена в виде уравнения, все равно необходимо предварительно произвести графический анализ. Графические построения зависимостей колебания уровня и расхода воды в реке от времени $H=f(t)$, $Q=f(t)$, графическое сопоставление хода осадков за год с линией гидрографа, анализ комплексного графика широко применяемого в гидрометрии дают наглядное представление о ходе взаимосвязанных явлений.

В данном упражнении рассмотрен график связи в прямоугольной системе координат по данным табл. 3.1. Масштабы для построения графиков следует выбирать таким образом, чтобы линия связи проходила примерно под углом 45°. Каждой паре значений модулей стока у д. Савинская и с. Эрликс соответствует на графике одна точка.

Как видно из рис. 3.1, точки легли с некоторым разбросом, но все же в их расположении отчетливо видна общая тенденция увеличения значений $u_{\text{Сав}}$ с увеличением $x_{\text{Эрл}}$.

При достаточно тесной связи отпадает необходимость выяснения влияния других переменных на связь.

В данном примере отсутствуют точки, резко отклоняющиеся от общего направления. После указанного анализа графической связи задача сводится к выравниванию рядов и проведению линейной связи. Необходимо провести прямую с таким расчетом, чтобы она прошла возможно ближе ко всем нанесенным на графике точкам.

При данном разбросе точек сделать это трудно, и положение линии всегда будет в известной мере случайным. В таких случаях для более точного и объективного построения линии связи применяется следующий прием. Предварительно все точки разбиваются на группы, а затем для каждой группы вычисляется центр тяжести. Все точки можно разбить на 4 группы со значе-

ниями модулей стока по створу у с. Эрликс: 1) до 2,0, 2) от 2,0 до 3,50, 3) от 3,50 до 4,50 и 4) от 4,50 до 5,50 л/(с·км²). Вычисленные значения центров тяжести приведено в табл. 3.2.

Полученные координаты центров тяжести наносятся на рис. 3.1 условным обозначением — треугольниками. Прямая линия связи проводится с таким расчетом, чтобы она прошла возможно ближе к четырем точкам. Эта прямая и будет искомой.

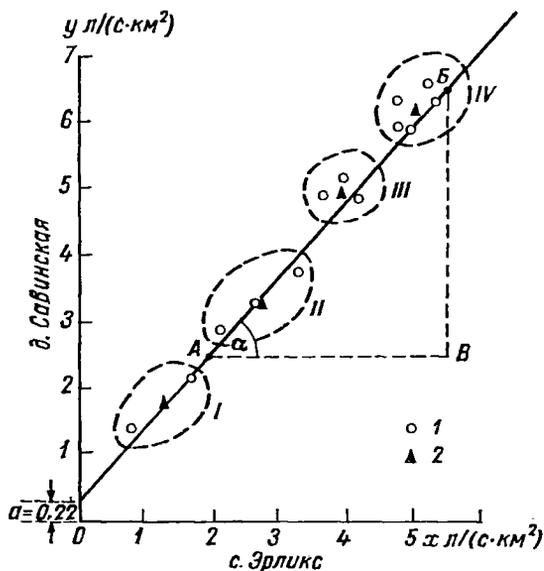


Рис. 3.1. График связи годовых модулей стока р. Поль у д. Савинской и с. Эрликс по данным за 1940—1953 гг.

1 — наблюдаемые значения, 2 — центры тяжести групп.

В некоторых случаях прямую линию связи можно строить, не вычисляя центры тяжести, а просто на глаз.

Графические линейные зависимости могут иметь три вида у р а в н е н и й, представленные на рис. 3.2.

Прямая имеет уравнение

$$y = a + bx, \quad (3.1)$$

где a — расстояние точки пересечения прямой с осью ординат от начала координат (положительное значение); b — тангенс угла, образуемого полученной прямой с осью x , $b = \operatorname{tg} \alpha$.

В случае если прямая связи выходит из начала координат, постоянная a обращается в нуль, то уравнение имеет вид

$$y = bx. \quad (3.2)$$

Вычисление значений центров тяжести групп

№ п/п	Группа 1			№ п/п	Группа 2			№ п/п	Группа 3			№ п/п	Группа 4		
	год	М л/(с. км²)			год	М л/(с. км²)			год	М л/(с. км²)			год	М л/(с. км²)	
		у	х			у	х			у	х			у	х
1	1949	1,40	0,80	1940	3,80	3,34	1943	5,20	4,00	1941	6,34	5,35			
2	1950	2,20	1,70	1945	3,30	2,67	1946	4,91	3,67	1942	5,90	5,00			
				1951	2,30	2,15	1948	4,89	4,17	1944	5,99	4,74			
										1947	6,63	5,29			
										1953	6,37	4,75			
Сумма		3,60	2,50		10,0	8,16		15,0	11,8		31,2	25,1			
		2	2		3	3		3	3		5	5			
Среднее		1,80	1,25		3,33	2,72		5,00	3,93		6,24	5,02			

Если прямая проходит ниже начала координат, то уравнение имеет вид

$$y = bx - a. \quad (3.3)$$

Для данного случая из рис. 3.2 видно, что уравнение будет иметь вид $y = a + bx$.

2. Подбор линейного уравнения к полученной графической связи вида $y = a + bx$ сводится к определению постоянных a и b . В данном примере разберем три основных способа.

а. Способ избранных точек. Подбор уравнения к прямой связи способом избранных точек можно провести двумя приемами.

1) На рис. 3.1 на прямой намечены две точки A и B . Для каждой точки определяем координаты: точка A $y_A = 2,50$; $x_A = 2,0$; точка B $y_B = 6,50$ и $x_B = 5,50$. Уравнения примут вид:

$$2,50 = a + 2,00b,$$

$$6,50 = a + 5,50b.$$

Отсюда $a = 2,50 - 2,00b$, $6,50 = 2,50 - 2,00b + 5,50b$ и получим $4,00 = 3,5b$; отсюда

$$b = \frac{4,00}{3,50} = 1,14.$$

Значение $a = 2,50 - 2,00 \times 1,14 = 0,22$. Тогда уравнение будет иметь вид

$$y = 0,22 + 1,14x.$$

2) Угловой коэффициент b , равный тангенсу угла наклона к оси x , можно определить по отношению катетов прямоугольного треугольника AB

$$b = \frac{BB'}{AB'} = \frac{4,00}{3,50} = 1,14.$$

Величина a определяется на рис. 3.1 по величине отрезка, отсеченного прямой на оси y . В данном примере $a = 0,22$.

Угол α может быть измерен непосредственно транспортиром. На рис. 3.1 $\alpha = 48^\circ 50'$, $\operatorname{tg} \alpha = 1,14$.

б. Способ наименьшей средней ошибки. Ряд значений y и x из табл. 3.1 расположим в возрастающем порядке (табл. 3.3). Полученный ряд делится на две части, но так как ряд имеет нечетное число членов — 13, то в одной части будет шесть значений, а в другой семь. Для каждой части в табл. 3.3 подсчитываются суммы.

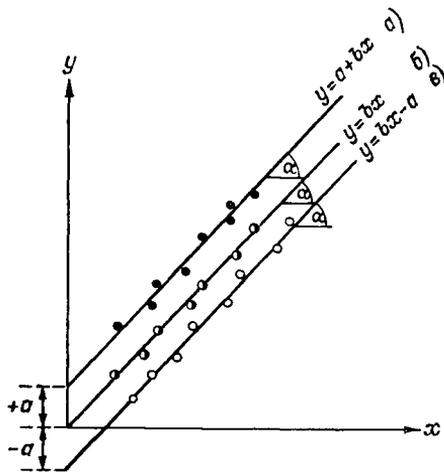


Рис. 3.2. Типы линейных связей.

Расчет сумм

№ п/п	у	х	№ п/п	у	х		
1	1,40	0,80	7	4,90	4,00		
...		
6	4,89	3,67	13	6,63	5,35		
Σ ₁ у = 18,49		Σ ₁ х = 14,33		Σ ₂ у = 41,34		Σ ₂ х = 33,3	

$$\Sigma y = 59,82 \quad \Sigma x = 47,63$$

$$n = 13$$

$$\text{Среднее } 4,60$$

$$3,66$$

Принимаем форму прямолинейной связи с уравнением вида

$$y = a + bx.$$

Для определения значений a и b применяются формулы:

$$a = \frac{\Sigma y}{n} - \frac{\Sigma x}{n} b, \quad (3.4)$$

$$b = \frac{n_1 \Sigma_2 y - n_2 \Sigma_1 y}{n_1 \Sigma_2 x - n_2 \Sigma_1 x}, \quad (3.5)$$

где n — общее число рассматриваемых значений, в данном примере $n = 13$; n_1 и n_2 — число значений y и x в первой и второй частях ряда, в данном случае $n_1 = 6$, $n_2 = 7$; Σ_1 и Σ_2 — первая и вторая суммы y и x ; Σy и Σx — общие суммы всего ряда по y и x .

Подставляя известные значения в формулу (3.4), из табл. 3.3 имеем:

$$a = \frac{59,82}{13} - \frac{47,63}{13} b; \quad a = 4,60 - 3,66b.$$

Значение b по формуле (3.5) равно:

$$b = \frac{6 \cdot 41,34 - 7 \cdot 18,49}{6 \cdot 33,3 - 7 \cdot 14,33} = 1,19.$$

Значение $a = 4,60 - 3,66 \cdot 1,19 = 0,28$.

Таким образом, зависимость между x и y будет иметь вид

$$y = 0,28 + 1,18x.$$

Расчет коэффициентов a и b в этом способе можно произвести, определив уравнения для первой и второй половины ряда.

Уравнение для первой половины ряда:

$$18,49 = 6a + 14,33b,$$

для второй половины:

$$41,34 = 7a + 33,30b.$$

Разделив первое уравнение на 6, а второе на 7, получим:

$$3,08 = a + 2,39b,$$

$$5,90 = a + 4,76b.$$

Сделав соответствующие преобразования, получим зависимость, аналогичную предыдущей

$$y = 0,28 + 1,18x.$$

в. Способ наименьших квадратов. Для пояснения способа на рис. 3.3 представлено четыре точки, для которых надо определить уравнение связи типа $y = a \pm bx$. Задача сводится к под-

бору такого уравнения, по которому прямая связи AB проводится так, чтобы сумма квадратов отрезков ординат была бы наименьшей.

Значения коэффициентов a и b вычисляются по формулам (3.6) и (3.7):

$$b = \frac{n \sum xy - \sum x \sum y}{n \sum x^2 - (\sum x)^2}, \quad (3.6)$$

$$a = \frac{\sum y - b \sum x}{n}, \quad (3.7)$$

где значения x , y и n те же, что и ранее.

Для расчета коэффициентов a и b составляется табл. 3.4.

Подставляя полученные результаты в формулы (3.6), (3.7), имеем

$$b = \frac{13 \cdot 248,96 - 47,63 \cdot 59,83}{13 \cdot 199,93 - 47,63^2} = 1,17,$$

$$a = \frac{59,83 - 1,17 \cdot 47,63}{13} = 0,31.$$

Таким образом, все три способа дают близкие, но не тождественные результаты. Получены три уравнения: $y = 0,22 + 1,14x$, $y = 0,28 + 1,18x$ и $y = 0,31 + 1,17x$. Для проверки

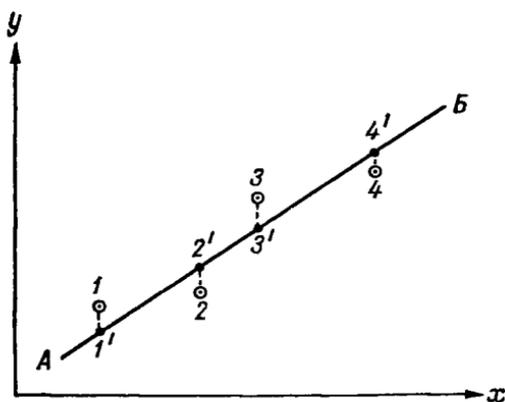


Рис. 3.3. Пояснения к способу наименьших квадратов.

$$y = 0,42x + 0,08; \quad x = 1,57y + 1,80; \quad r = 0,81 \pm 0,05.$$

Вычисления по способу наименьших квадратов

№ п, п	у	х	ух	х ²
1	3,80	3,34	12,70	12,16
...
13	6,37	4,75	30,26	22,56
Сумма	59,83	47,63	248,96	199,93

полученных уравнений задаемся значением $x_1=4,00$ л/(с·км²) и, подставив в три уравнения, получим соответственно: $y_1=4,78$ л/(с·км²), $y_2=5,00$ л/(с·км²) и $y_3=4,99$ л/(с·км²). Колебание значений y в пределах 1,8—2,2%. Способ наименьших квадратов считается более надежным, но, как видно из приведенного выше примера, он является одновременно и более трудоемким.

Полученные уравнения связи могут быть использованы для восстановления пропусков в наблюдениях по одному из створов и приведения материалов наблюдений по этому створу к многолетнему периоду.

Например, для р. Поль у д. Савинской отсутствуют наблюдения за стоком в 1952 г., а в створе с. Эрликс они производились и $x=5,62$ л/(с·км²). Воспользуемся уравнением связи, полученным по способу наименьших квадратов: $y=0,31+1,17x$, получим $y=0,31+1,17 \cdot 5,62=6,78$ л/(с·км²).

Используя изложенные в данном упражнении способы, можно восстановить пропуски в наблюдениях не только по стоку, но и по осадкам, температуре воздуха, испарению и другим гидрологическим и метеорологическим элементам. Для этого необходимо найти уравнения связи между соответствующими величинами, только следует помнить, что ряды должны быть достаточно большими и включать экстремальные значения.

3.2. Корреляционные зависимости двух и трех переменных

Упражнение 3.2. Установить корреляционную связь между модулями грунтового и поверхностного стока в бассейне р. Сож у г. Гомеля.

Дано: средние годовые модули стока (табл. 3.5).

Требуется: 1. Нанести значения модулей стока y и x на график связи.

Годовые модули стока

р. Сож — г. Гомель, за 1922—1940, 1946—1949 гг.

Год	Модуль стока, л/(с·км ²)		Год	Модуль стока, л/(с·км ²)	
	грунтовый у	поверхност- ный х		грунтовый у	поверхност- ный х
1922	1,3	3,8	1934	2,6	5,7
1923	1,5	4,1	1935	2,6	6,0
1924	1,6	3,3	1936	3,1	5,7
1925	1,7	4,1	1937	3,3	5,9
1926	2,0	4,3	1938	3,1	6,7
1927	2,1	4,2	1939	2,7	6,7
1928	2,4	4,5	1940	2,8	7,7
1929	2,3	5,2	1946	3,4	7,7
1930	2,4	5,2	1947	3,5	7,9
1931	1,7	5,4	1948	3,7	8,1
1932	1,4	5,5	1949	3,7	9,2
1933	1,6	5,7			
			Сумма	56,5	132,6
			<i>n</i>	23	23
			Среднее	2,46	5,76

2. Произвести графическую медианную проверку связи.

3. Оценить тесноту связи между модулями грунтового и поверхностного стока для чего: а) определить коэффициент корреляции и его предельную ошибку ϵ_r , б) составить уравнения регрессии x по y и y по x и вычислить средние квадратические ошибки уравнений.

4. Провести прямые регрессии по полученным уравнениям.

Решение. Корреляция — способ выявления статистических связей между несколькими переменными величинами. Под статистическими связями подразумеваются такие, в которых каждому значению одной величины соответствует несколько значений другой.

Для оценки тесноты связи между исследуемыми значениями используется коэффициент корреляции r .

Коэффициент корреляции изменяется от 0 до $\pm 1,0$. Чем больше абсолютное значение коэффициента корреляции, тем теснее связь между рассматриваемыми величинами. Значения коэффициента корреляции, равные или близкие к нулю, свидетельствуют об отсутствии связи между величинами, значения, равные или близкие к $\pm 1,0$, — о наличии очень тесной связи, а при значении $r = \pm 1,0$ — о функциональной связи. Положительные значения коэффициента корреляции указывают на наличие прямой связи между явлениями, при которой с увеличением одной величины увеличивается и вторая (например, чем больше запас воды в снеге к моменту таяния, тем выше уровень весеннего

половодья). Отрицательные значения коэффициента корреляции соответствуют обратной связи, при которой с увеличением одного значения второе уменьшается (например, с ростом испарения в бассейне сток уменьшается).

Принято считать, что достаточная для практических целей теснота связи определяется значениями коэффициента корреляции не менее $r = \pm 0,75$. При более низких значениях коэффициента корреляции использовать связи для расчетов не рекомен-

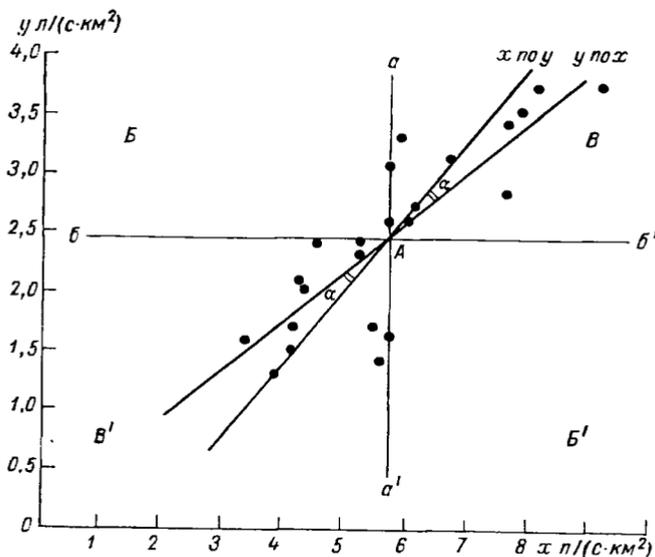


Рис. 3.4. График корреляционной связи модулей грунтового и поверхностного стока.

$$y = -0,42x + 0,08; \quad x = 1,57y + 1,80; \quad r = 0,81 \pm 0,05.$$

дуется. Надежность полученного значения коэффициента корреляции зависит от величины его ошибки. Одновременно с вычислением r определяется и его вероятная ошибка ϵ_r , причем чем меньше ошибка, тем надежнее полученное значение r . Из формулы (3.15) видно, что чем больше число членов ряда n и чем больше r , тем меньше ошибка ϵ_r , и наоборот. Приведенные ниже формулы расчета r будут иметь достаточно точные результаты, если число наблюдений $n \geq 25$.

1. На рис. 3.4 нанесены значения модулей по данным табл. 3.5. Согласно указаниям по анализу рассеяния точек на графике, приведенным в упражнении 3.1, видим, что связь между точками имеет линейный корреляционный характер: с увеличением x увеличивается y ; сильно отклоняющихся точек нет, так что можно приступить к корреляционным расчетам.

2. Графическая медианная проверка производится следующим образом. Вычисляется среднее значение модулей стока за последующий ряд лет: $y_{\text{ср}} = 2,46 \text{ л}/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$, $x_{\text{ср}} = 5,76 \text{ л}/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$ (табл. 3.5). По этим значениям на рис. 3.4 определяется точка A , через которую проводятся две взаимно перпендикулярные медианные линии. Если связь между явлениями прямая, т. е. с увеличением x увеличивается y , то точки будут располагаться в квадрантах B и B' . Если связь обратная, то точки будут располагаться в квадрантах B и B' , как это показано на рис. 3.5.

По рис. 3.4 подсчитывается число точек в одном из квадрантов, содержащих их наибольшее количество. В данном примере наибольшее число точек оказалось в квадранте B' и оно равно 11. Точки, которые попадают на линию aa' и bb' , не учитываются. Можно задать вероятность связи, например, 5 и 1%. Вывод о существовании корреляционной связи можно сделать, если наибольшее число точек в квадранте больше, чем предел при заданной вероятности, приведенный в табл. 3.6.

В данном примере подтверждается наличие корреляционной связи, так как полученное наибольшее число точек в квадранте, равное 11, больше, чем предел при заданной вероятности, приведенный для общего числа точек, равный 23.

Проверка наличия корреляционной связи производится по коэффициенту срединной корреляции r_{mc} , который определяется по формуле

$$r_{mc} = \frac{4 \text{ (общее число точек в любом квадранте)}}{N} - 1, \quad (3.8)$$

где N — общее число точек.

Для данного случая в квадранте B число точек $n = 8$, $N = 23$ и по формуле (3.8) получим

$$r_{mc} = \frac{4 \cdot 8}{23} - 1 = 1,39 - 1,0 = 0,39.$$

Значимость коэффициента срединной корреляции проверяется по абсолютной величине r_{mc} и данных табл. 3.7. В данном случае критические пределы значимости равны при обеспеченности 5% 0,508 и при 1% 0,640. Следовательно, значимость $r_{mc} = 0,39$, меньшая 0,508 и 0,640, удовлетворяет заданным условиям.

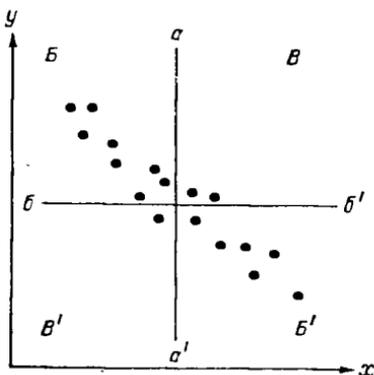


Рис. 3.5. Пример расположения точек при обратной связи.

Пределы числа точек n , попадающих в любой квадрат

Общее число точек	Квадраты				Общее число точек	Квадраты				Общее число точек	Квадраты			
	нижний предел		верхний предел			нижний предел		верхний предел			нижний предел		верхний предел	
	5%	1%	5%	1%		5%	1%	5%	1%		5%	1%	5%	1%
8-9	0	-	4	-	32-33	4	3	12	13	66-69	12	11	21	23
10-11	0	0	5	5	34-35	5	4	12	13	70-73	13	12	23	24
12-13	0	0	6	6	36-37	5	4	13	14	74-77	14	12	21	26
14-15	1	0	6	7	38-39	6	5	13	14	78-81	15	13	25	27
16-17	1	0	7	8	40-41	6	5	14	15	82-85	16	14	26	28
18-19	1	1	8	8	42-43	6	5	15	16	86-89	16	15	27	29
20-21	2	1	8	9	44-45	7	6	15	16	90-93	17	16	29	31
22-23	2	2	9	9	46-49	8	7	16	17	94-97	18	17	30	31
24-25	3	2	9	10	50-53	8	7	17	19	98-99	19	18	31	32
26-27	3	2	10	11	54-57	9	8	18	20	100-101	19	18	31	32
28-29	3	3	11	11	58-61	10	9	19	21	110-111	21	20	24	35
30-31	4	3	11	12	62-65	11	10	20	22					

Таблица 3.7

Пределы значимости для коэффициента срединной корреляции

N	0%	1%	N	5%	1%
8—9	0,943	—	32—33	0,409	0,518
10—11	0,820	1,000	34—35	0,395	0,501
12—13	0,732	0,910	36—37	0,382	0,485
14—15	0,667	0,831	38—39	0,371	0,471
16—17	0,615	0,759	40—41	0,360	0,457
18—19	0,573	0,718	42—43	0,350	0,445
20—21	0,538	0,676	44—45	0,341	0,434
22—23	0,508	0,640	46—47	0,332	0,433
24—25	0,483	0,608	48—49	0,325	0,413
26—27	0,461	0,582	50—51	0,317	0,404
28—29	0,442	0,558	52—53	0,304	0,396
30—31	0,425	0,537	54—55	0,298	0,388

3. а) Для оценки тесноты связи между модулями следует провести ряд расчетов в табл. 3.8.

Таблица 3.8

Определение корреляционной связи между модулями грунтового и поверхностного стока

р. Сож — г. Гомель, за 1922—1940 и 1946—1949 гг.

№ п/п	Годы	Модуль, л/(с·км ²)		$\Delta y = (y - y_0)$	$\Delta x = (x - x_0)$	Δy^2	Δx^2	$\Delta y \cdot \Delta x = (y - y_0) \times (x - x_0)$	$\Delta y + \Delta x = (y - y_0) + (x - x_0)$	$(\Delta y + \Delta x)^2 = \Delta y^2 + 2\Delta y \cdot \Delta x + \Delta x^2$
		y	x							
1	1922	1,3	3,8	-1,16	-1,87	1,34	3,49	2,17	-3,03	9,17
2	1923	1,5	4,1	-0,96	-1,57	0,92	2,45	1,51	-2,53	6,39
...
23	1949	3,2	9,2	1,24	3,53	1,54	12,4	4,38	4,77	22,7
Сумма		56,5	132,6	-0,02	-0,01	13,17	49,59	21,50	—	105,76
n		23	23							
Среднее		2,46	5,76							

При вычислении $\sum \Delta y$ и $\sum \Delta x$ должны стремиться к нулю. В данном случае получены небольшие отклонения $-0,02$ и $-0,01$. По мере вычисления следует производить построчный контроль по формуле:

$$(\Delta y + \Delta x)^2 = \Delta y^2 + 2\Delta y \Delta x + \Delta x^2. \quad (3.9)$$

Для первой строчки построчный контроль равен:

$$1,34 + 2 \cdot 2,17 + 3,49 = 9,17.$$

Общий контроль таблицы производится по итоговым данным (графа «Сумма»)

$$\sum \Delta y^2 + 2 \sum \Delta y \Delta x + \sum \Delta x^2 = \sum (\Delta y + \Delta x)^2. \quad (3.10)$$

Общий контроль получен:

$$13,17 + 2 \cdot 21,50 + 49,59 = 105,76.$$

Совпадение результатов свидетельствует о том, что вычисления были выполнены правильно.

Коэффициент корреляции вычисляется по формулам:

$$r_{xy} = \frac{\sum \Delta y \Delta x}{\sqrt{\sum \Delta y^2 \sum \Delta x^2}}, \quad (3.11)$$

$$r_{xy} = \frac{\sum \Delta y \Delta x}{n \sigma_y \sigma_x}, \quad (3.12)$$

где Δy и Δx — отклонения отдельных значений модулей стока y и x от их средних многолетних значений y_0 и x_0 ; n — число лет наблюдений; σ_y и σ_x — средние квадратические отклонения, вычисленные по формулам:

$$\sigma_y = \sqrt{\frac{\sum \Delta y^2}{n-1}}, \quad (3.13)$$

$$\sigma_x = \sqrt{\frac{\sum \Delta x^2}{n-1}}. \quad (3.14)$$

Подставим полученные из табл. 3.8 значения в эти формулы:

$$\sigma_x = \sqrt{\frac{49,59}{22}} = \sqrt{2,25} = 1,5 \text{ л/(с} \cdot \text{км}^2\text{)},$$

$$\sigma_y = \sqrt{\frac{13,17}{22}} = \sqrt{0,5986} = 0,77 \text{ л/(с} \cdot \text{км}^2\text{)}.$$

Коэффициент корреляции по формуле (3.11)

$$r_{xy} = \frac{21,50}{\sqrt{13,17 \cdot 49,59}} = 0,81.$$

Проверим по формуле (3.12)

$$r_{xy} = \frac{21,50}{23 \cdot 1,5 \cdot 0,77} = \frac{21,50}{26,6} = 0,81.$$

Значения r_{xy} получились равными.

Для оценки достоверности полученного значения коэффициента корреляции вероятная ошибка вычисляется по формуле:

$$\varepsilon_r = \pm 0,674 \frac{1-r^2}{\sqrt{n}}, \quad (3.15)$$

$$\varepsilon_r = \pm 0,674 \frac{1-0,81^2}{\sqrt{23}} = \pm 0,05.$$

Таким образом, значение коэффициента корреляции $r_{xy} = 0,81 \pm 0,05$; он свидетельствует о достаточно тесной связи между модулем грунтового и поверхностного стока.

б) Уравнения регрессии вычисляются по формулам:

$$y - y_0 = R_{y/x} (x - x_0), \quad (3.16)$$

$$x - x_0 = R_{x/y} (y - y_0), \quad (3.17)$$

где $R_{y/x}$ и $R_{x/y}$ — коэффициенты регрессии, определенные по формулам:

$$R_{x/y} = r_{xy} \frac{\sigma_x}{\sigma_y}, \quad (3.18)$$

$$R_{y/x} = r_{xy} \frac{\sigma_y}{\sigma_x}. \quad (3.19)$$

В данном случае $R_{x/y} = 0,81 \frac{1,5}{0,77} = 1,57$ и $R_{y/x} = 0,81 \frac{0,77}{1,5} = 0,42$. Подставив полученные значения $R_{x/y}$ и $R_{y/x}$ в формулы (3.16) и (3.17), получим

$$y - 2,46 = 0,42 (x - 5,67)$$

$$x - 5,67 = 1,57 (y - 2,46).$$

Решая эти уравнения относительно x и y , получим:

$$y = 0,42x + 0,08,$$

$$x = 1,57y + 1,80.$$

Средние квадратические ошибки уравнений регрессии вычисляются по формулам:

$$\sigma_{x/y} = \pm \sigma_x \sqrt{1 - r_{xy}^2}, \quad (3.20)$$

$$\sigma_{y/x} = \pm \sigma_y \sqrt{1 - r_{xy}^2}. \quad (3.21)$$

Подставляя известные значения, получим:

$$\sigma_{x/y} = \pm 1,5 \sqrt{1 - 0,81^2} = 0,84 \text{ и } \sigma_{y/x} = \pm 0,77 \sqrt{1 - 0,81^2} = 0,46.$$

4. Прямые регрессии проводятся по полученным уравнениям обычным способом. Уравнение прямой регрессии y по x имеет вид $y = 0,42x + 0,08$. Задасмся двумя произвольными значениями $x_1 = 2,0$ л/(с · км²); $x_2 = 8,0$ л/(с · км²); подставляя в уравнения, получим: $y_1 = 0,42 \cdot 2,0 + 0,08 = 0,92$ л/(с · км²) и $y_2 = 0,42 \cdot 8,0 + 0,08 = 3,44$ л/(с · км²). На рис. 3.4 по полученным точкам проводим прямую y по x .

Уравнение прямой регрессии x по y имеет вид $x = 1,57y + 1,80$. Задасмся произвольными значениями $y_1 = 1,5$ л/(с · км²); $y_2 = 3,3$ л/(с · км²); подставляя в уравнения, получим $x_1 = 1,57 \cdot 1,5 + 1,80 = 4,16$ л/(с · км²), $x_2 = 1,57 \cdot 3,3 + 1,80 = 6,98$ л/(с · км²). На рис. 3.4 по полученным точкам проводим прямую x по y .

Линиями регрессии являются две пересекающиеся под некоторым углом линии. Угол α между линиями регрессии будет больше, если точки связи располагаются более широкой полосой, и уменьшается с увеличением тесноты связи. Две линии регрессии сольются в случае функциональной связи. Чем меньше угол между линиями регрессии, тем больше точность определения искомой величины по соответствующему значению другой и тем выше коэффициент корреляции.

Проведенные линии связи являются объективным отражением связи между модулями грунтового и поверхностного стока. Рассмотренный в данном упражнении метод установления корреляционной связи может быть использован для восстановления пропусков наблюдений, удлинения ряда наблюдений по одному из известных элементов. Например, наблюдения по грунтовому стоку с 1944 по 1945 г. не производились. Значения поверхностного стока за 1944 и 1945 гг. были восстановлены по аналогии с учетом уравнений водного баланса: 1944 г. — 5,4 л/(с · км²) и 1945 г. — 4,9 л/(с · км²).

Подставляя значения x в уравнение $y = 0,42x + 0,08$, получим $y_{1944} = 0,42 \cdot 5,4 + 0,08 = 2,35$ л/(с · км²), $y_{1945} = 0,42 \cdot 4,9 + 0,08 = 2,14$ л/(с · км²). Учитываем ошибку уравнения $\sigma_{x/y} = 0,46$. Следовательно, $y_{1944} = 2,35 \pm 0,46$ л/(с · км²), $y_{1945} = 2,14 \pm 0,46$ л/(с · км²).

Упражнение 3.3. Рассчитать уравнение линейной корреляции трех переменных.

Дано: основные характеристики водосборов, расположенных в одном географическом районе (табл. 3.9).

Требуется: 1. Построить график связи между исследуемыми тремя переменными.

2. Определить параметры уравнения множественной корреляции.

3. Составить уравнение регрессии и определить его среднюю квадратическую ошибку.

4. Составить уравнение регрессии с использованием детерминантов, или определителей.

Площади водосборов, среднемноголетние модули стока и коэффициенты вариации годового стока водосборов Лужско-Плюсского гидрологического района

№ п/п	Река — пункт	F км ²	$Ig F$	M л/(с·км ²)	$C_{вр}$
1	Луга — г. Луга	2 360	3,37	6,6	0,36
2	Луга — с. Толмачево	5 990	3,78	7,4	0,29
3	Луга — с. Киноши	11 900	4,08	7,8	0,32
4	Луга — г. Кингисепп	12 200	4,09	7,6	0,26
5	руч. Чернецкий — д. Ситенка	10,2	1,01	8,6	0,37
6	Саба — с. Райково	1 280	3,11	7,3	0,31
7	Долгая — с. Загорье	777	2,89	8,3	0,33
8	Плюсса — клх «Красная Заря»	266	2,42	7,4	0,35
9	Плюсса — д. Плюсса	1 440	3,16	7,2	0,29
10	Плюсса — д. Брод	5 090	3,71	7,6	0,28
11	Плюсса — г. Сланцы	6 340	3,80	7,9	0,27
12	Люта — д. Котоши	640	2,81	9,0	0,25
13	Яна — д. Лавынь	746	2,87	7,9	0,26
14	Руя — д. Малые Рожки	219	2,34	9,2	0,23
15	Черма — д. Якушино	32,8	1,52	9,6	0,37

5. Построить прямые уравнения регрессии (абака).

6. Рассмотреть пример использования полученного уравнения регрессии.

Решение: 1. При исследовании гидрологических явлений встречаются случаи, когда на одну переменную величину одновременно оказывает влияние несколько переменных. Для решения таких задач используются методы множественной корреляции трех переменных величин, т. е. когда одна зависимая величина y является функцией независимых переменных x_1 и x_2 .

Для пятнадцати водосборов Лужско-Плюсского гидрологического района рассчитана связь коэффициента вариации годового стока $C_{вр}$, логарифма площади водосбора $Ig F$ и среднего многолетнего модуля стока M .

На рис. 3.6 в выбранном масштабе наносятся величины y ($C_{вр}$) и x_2 (M) и около каждой точки выписывается значение x_1 ($Ig F$). Точки связи на рисунке ложатся разбросанно, но указывают на наличие обратной связи между исследуемыми величинами.

2. Уравнение линейной множественной корреляции (уравнение плоскости регрессии) имеет вид

$$y = ax_1 + bx_2 + c. \quad (3.22)$$

Уравнение (3.22) можно представить в виде

$$y - \bar{y} = a(x - \bar{x}_1) + b(x_2 - \bar{x}_2), \quad (3.23)$$

где \bar{y} , \bar{x}_1 , \bar{x}_2 — средние значения соответствующих величин за рассматриваемый период; a , b , c — постоянные величины — параметры уравнения, которые необходимо определить.

Для вычисления параметров корреляционной связи составляется табл. 3.10. В ней по имеющемуся ряду исследуемых величин вычисляются их

средние значения \bar{y} , \bar{x}_1 , \bar{x}_2 . Отклонения значений $C_{\text{вг}}$, $\lg F$ и M для каждого водосбора от их средних значений определяются так: $\Delta y = y_i - \bar{y}$, $\Delta x_1 = x_{1i} - \bar{x}_1$ и $\Delta x_2 = x_{2i} - \bar{x}_2$. Построчная проверка вычислений производится по формуле

$$\begin{aligned} (\Delta y + \Delta x_1 + \Delta x_2)^2 &= \Delta y^2 + \\ &+ \Delta x_1^2 + \Delta x_2^2 + 2\Delta y \Delta x_1 + \\ &+ 2\Delta x_2 \Delta y + 2\Delta x_1 \Delta x_2. \end{aligned} \quad (3.24)$$

Значения $(\Delta y + \Delta x_1 + \Delta x_2)^2$ записаны в последней графе табл. 3.10. Подставим для примера в уравнение (3.24) числа из первой строки табл. 3.10 и получим: $0,0036 + 0,1369 + 1,8496 + 2 \times$

Рис. 3.6. Зависимость коэффициента вариации годового стока y рек Лужско-Плюсского гидрологического района от среднего многолетнего модуля стока x_2 и логарифма площади водосбора x_1 .

$\times 0,022 + 2(-0,0816) + 2(-0,5032) = 0,8649$, т. е. значение, записанное в последней графе.

Общий контроль вычисления табл. 3.10 производится по формуле:

$$\begin{aligned} \sum (\Delta y + \Delta x_1 + \Delta x_2)^2 &= \sum \Delta y^2 + \sum \Delta x_1^2 + \sum \Delta x_2^2 + \\ &+ 2 \sum \Delta y \Delta x_1 + 2 \sum \Delta y \Delta x_2 + 2 \sum \Delta x_1 \Delta x_2. \end{aligned} \quad (3.25)$$

В данном примере $0,0294 + 11,27 + 9,62 + 2(-0,3306) + 2(-0,0494) + 2(-6,42) = 7,3194$.

Совпадение результатов подтверждает правильность вычислений.

Полный, или сводный, коэффициент корреляции определяется по формуле

$$R = \sqrt{\frac{r_{yx_1}^2 + r_{yx_2}^2 + 2r_{yx_1}r_{yx_2}r_{x_1x_2}}{1 - r_{x_1x_2}^2}}, \quad (3.26)$$

где r_{yx_1} , r_{yx_2} и $r_{x_1x_2}$ — частные коэффициенты парной корреляции по формулам:

$$r_{yx_1} = \frac{\sum \Delta y \Delta x_1}{\sqrt{\sum \Delta y^2 \sum \Delta x_1^2}}, \quad (3.27)$$

$$r_{yx_2} = \frac{\sum \Delta y \Delta x_2}{\sqrt{\sum \Delta y^2 \sum \Delta x_2^2}}, \quad (3.28)$$

$$r_{x_1x_2} = \frac{\sum \Delta x_1 \Delta x_2}{\sqrt{\sum \Delta x_1^2 \sum \Delta x_2^2}}. \quad (3.29)$$

Полный коэффициент корреляции обладает следующими свойствами:

а) значение R всегда положительно и изменяется в пределах $0 \leq R \leq 1$;

б) если R равно 0, то y не может быть линейно связано с x_1 и x_2 — возможна нелинейная корреляционная связь;

в) если $R = 1$, y связано с x_1 и x_2 функционально, и чем ближе значение R к единице, тем корреляционная связь теснее.

Свойства частных коэффициентов при множественной корреляции аналогичны свойствам коэффициента корреляции двух переменных величин.

По формулам (3.27), (3.28) и (3.29) вычисляются частные коэффициенты:

$$r_{yx_1} = \frac{-0,3303}{\sqrt{0,0294 \cdot 11,27}} = -\frac{0,3306}{\sqrt{0,331338}} = -\frac{0,3306}{0,575} = -0,58,$$

$$r_{yx_2} = \frac{-0,0494}{\sqrt{0,0294 \cdot 9,62}} = \frac{-0,0494}{\sqrt{0,304}} = -0,16,$$

$$r_{x_1x_2} = \frac{-6,42}{\sqrt{11,27 \cdot 9,62}} = \frac{-6,42}{\sqrt{10,3}} = -0,62.$$

Отрицательные коэффициенты корреляции r_{yx_1} , r_{yx_2} и $r_{x_1x_2}$ указывают на обратную связь между явлениями, т. е. с увеличением площади водосбора и модуля стока коэффициент вариации годового стока уменьшается.

Расчет параметров уравнения множественной регрессии коэффициентов многолетнего модуля стока M л/(с·км²) речных водо

№ п/п	Река — пункт	$C_{ог}$	$\lg F$	M	$\Delta C_{ог}$	$\Delta \lg F$	ΔM
		y	x_1	x_2	$\Delta y =$ $= y_i - \bar{y}$	$\Delta x_1 =$ $= x_{1i} - \bar{x}_1$	$\Delta x_2 =$ $= x_{2i} - \bar{x}_2$
1	Луга — г. Луга	0,36	3,37	6,6	0,06	0,37	-1,36
2	Луга — с. Толма- чево	0,29	3,78	7,4	-0,01	0,78	-0,56
...
14	Руя — д. Малые Рожки	0,23	2,34	9,2	-0,07	-0,66	1,24
15	Черна — д. Яку- шино	0,37	1,52	9,6	0,07	-1,48	1,64
	Сумма	—	—	—	—	—	—
	Среднее	0,30	3,00	7,96			

Средние квадратические отклонения σ_y , σ_{x_1} , σ_{x_2} вычисляются по формулам:

$$\sigma_y = \sqrt{\frac{\sum \Delta y^2}{n-1}}, \quad (3.30)$$

$$\sigma_{x_1} = \sqrt{\frac{\sum \Delta x_1^2}{n-1}}, \quad (3.31)$$

$$\sigma_{x_2} = \sqrt{\frac{\sum \Delta x_2^2}{n-1}}. \quad (3.32)$$

Подставляя в приведенные формулы соответствующие значения, получим:

$$\sigma_y = \sqrt{\frac{0,0294}{14}} = 0,046, \quad \sigma_{x_1} = \sqrt{\frac{11,27}{14}} = 0,89,$$

$$\sigma_{x_2} = \sqrt{\frac{9,62}{14}} = 0,83.$$

Полный коэффициент корреляции по формуле (3.26)

$$R = \sqrt{\frac{r_{yx_1}^2 + r_{yx_2}^2 - 2r_{yx_1}r_{yx_2}r_{x_1x_2}}{1 - r_{x_1x_2}^2}} =$$

$$= \sqrt{\frac{0,34 + 0,026 - 2[(-0,58)(-0,16)(-0,62)]}{1 - (-0,62)^2}} = 0,88.$$

вариации годового стока $C_{\text{вг}}$, площади водосборов $\lg F$ и среднего
сборов Лужско-Плюского гидрологического района

$(\Delta C_{\text{вг}})^2$	$(\Delta \lg F)^2$	$(\Delta M)^2$	$\Delta C_{\text{вг}} \cdot \Delta \lg F$	$\Delta C_{\text{вг}} \cdot \Delta M$	$\Delta \lg F \Delta M$	$\frac{\Delta C_{\text{вг}} + \Delta \lg F + \Delta M}{+ \Delta M}$	$\frac{(\Delta C_{\text{вг}} + \Delta \lg F + \Delta M)^2}{+ \Delta M}$
Δy^2	Δx_1^2	Δx_2^2	$\Delta y \Delta x_1$	$\Delta y \Delta x_2$	$\Delta x_1 \Delta x_2$	$\frac{\Delta y + \Delta x_1 + \Delta x_2}{+ \Delta x_2}$	$\frac{(\Delta y + \Delta x_1 + \Delta x_2)^2}{+ \Delta x_2}$
0,0036	0,1369	1,8496	0,0222	-0,0816	-0,5032	-0,93	0,8649
0,0001	0,6084	0,3136	-0,0078	0,0056	-0,4368	0,21	0,4410
...
0,0049	0,4356	1,5376	0,0462	-0,0868	-0,8184	0,51	0,2601
0,0049	2,1904	2,6896	0,1036	0,1148	-2,4272	0,23	0,0529
0,0294	11,27	9,62	-0,3306	-0,0494	-6,42	-	7,3194

Вероятная ошибка сводного коэффициента корреляции вычисляется по формуле:

$$\epsilon_R = 0,67 \frac{1 - R^2}{\sqrt{n}}, \quad (3.33)$$

$$\epsilon_R = 0,67 \frac{1 - 0,78}{\sqrt{15}} = 0,67 \frac{0,22}{3,88} = 0,03.$$

Следовательно, R находится в пределах

$$R \pm \epsilon_R = 0,88 \pm 0,03 = \begin{cases} 0,91 \\ 0,85 \end{cases}.$$

Предельные значения коэффициента корреляции

$$R \pm 4\epsilon_R = 0,88 \pm 0,12 = \begin{cases} 1,00 \\ 0,76 \end{cases}.$$

Полученное значение $R_{y/x_1, x_2} = 0,88$ значительно больше, чем частный коэффициент корреляции между основными переменными $C_{\text{вг}}$ и $\lg F$ ($r_{y/x_1} = -0,58$), что свидетельствует о том, что введение третьей переменной M значительно уточняет связь.

3. Формулы вычисления параметров уравнения регрессии (3.23) следующие:

$$a = \frac{\sigma_y}{\sigma_{x_1}} \cdot \frac{r_{yx_1} - r_{yx_2} r_{x_1x_2}}{1 - r_{x_1x_2}^2}, \quad (3.34)$$

$$b = \frac{\sigma_y}{\sigma_{x_2}} \cdot \frac{r_{yx_2} - r_{yx_1} r_{x_1x_2}}{1 - r_{x_1x_2}^2}. \quad (3.35)$$

Уравнение регрессии (3.23) может быть переписано в общем виде

$$y - \bar{y} = \frac{\sigma_y}{\sigma_{x_1}} \cdot \frac{r_{yx_1} - r_{yx_2} r_{x_1x_2}}{1 - r_{x_1x_2}^2} (x_1 - \bar{x}_1) + \\ + \frac{\sigma_y}{\sigma_{x_2}} \cdot \frac{r_{yx_2} - r_{yx_1} r_{x_1x_2}}{1 - r_{x_1x_2}^2} (x_2 - \bar{x}_2). \quad (3.36)$$

Подставляя в формулы значения входящих в них величин, получим:

$$a = \frac{0,046}{0,89} \cdot \frac{-0,58 - 0,16 \cdot 0,62}{1 - (-0,62)^2} = \frac{0,046}{0,89} \cdot \frac{-0,48}{0,62} = -0,039,$$

$$b = \frac{0,046}{0,83} \cdot \frac{-0,16 - 0,58 \cdot 0,62}{1 - (-0,62)^2} = \frac{0,046}{0,83} \cdot \frac{-0,52}{0,62} = -0,046.$$

Подставив значения \bar{y} , \bar{x}_1 , \bar{x}_2 , a и b в уравнение (3.36), получим

$$y - 0,30 = -0,039(x_1 - 3,00) + (-0,046)(x_2 - 7,96)$$

и, решив уравнение относительно y , имеем:

$$y = -0,039x_1 - 0,046x_2 + 0,78$$

или

$$C_{вр} = -0,039 \lg F - 0,046M + 0,78.$$

Средняя квадратическая ошибка данного уравнения регрессии, или, иначе говоря, среднее квадратическое отклонение точек от плоскости регрессии, вычисляется по формуле

$$S_y = \sigma_y \sqrt{1 - R^2}. \quad (3.37)$$

Подставляя значения, получим:

$$S_y = 0,046 \sqrt{1 - 0,78} = 0,022.$$

4. В работе А. В. Рождественского и А. И. Чеботарева [70] приведено упрощенное уравнение регрессии с использованием детерминантов, или определителей. Рассмотрим случай трех переменных. В случае трех переменных, если известны \bar{y} , \bar{x}_1 , \bar{x}_2 , полученные вышеизложенным способом коэффициенты корреля-

ции r_{yx} , r_{yx_1} и r_{yx_2} и средние квадратические отклонения σ_y , σ_{x_1} , σ_{x_2} уравнения (3.23) записываются в виде

$$y - \bar{y} = k_1(x_1 - \bar{x}_1) + k_2(x_2 - \bar{x}_2). \quad (3.38)$$

Для определения коэффициентов уравнения регрессии k_1 и k_2 предложен следующий порядок записи со значением определителя и его миноров D_{yx_1} , D_{yx_2} и $D_{x_1x_2}$:

$$D = \begin{vmatrix} 1 & r_{yx_1} & r_{yx_2} \\ r_{yx_1} & 1 & r_{x_1x_2} \\ r_{yx_2} & r_{x_1x_2} & 1 \end{vmatrix} = 1 - r_{yx_1}^2 - r_{yx_2}^2 - r_{x_1x_2}^2 + 2r_{yx_1}r_{yx_2}r_{x_1x_2}, \quad (3.39)$$

$$D_{yx_1} = \begin{vmatrix} r_{yx_1} & r_{x_1x_2} \\ r_{yx_2} & 1 \end{vmatrix} = r_{yx_1} - r_{yx_2}r_{x_1x_2}, \quad (3.40)$$

$$D_{yx_2} = - \begin{vmatrix} r_{yx_1} & 1 \\ r_{yx_2} & r_{x_1x_2} \end{vmatrix} = - [r_{yx_1}r_{x_1x_2} - r_{yx_2}] = r_{yx_2} - r_{yx_1}r_{x_1x_2}, \quad (3.41)$$

$$D_{yy} = \begin{vmatrix} 1 & r_{x_1x_2} \\ r_{x_1x_2} & 1 \end{vmatrix} = 1 - r_{x_1x_2}^2. \quad (3.42)$$

Минор представляет собой часть исходного определителя, у которого в рассматриваемом случае трех переменных вычеркнута первая строка и столбец, соответствующий переменной, указанной в обозначении минора. Например, минор D_{yx_1} представляет исходный определитель D , у которого вычеркнута первая строка и второй столбец: минор D_{yx_2} получается вычеркиванием в определителе D первой строки и третьего столбца и минор D_{yy} означает исходный определитель D , у которого вычеркнута первая строка и первый столбец.

Коэффициенты уравнения регрессии (3.38) с введением миноров вычисляются по формулам:

$$k_1 = \frac{\sigma_y}{\sigma_{x_1}} \cdot \frac{D_{yx_1}}{D_{yy}}, \quad (3.43)$$

$$k_2 = \frac{\sigma_y}{\sigma_{x_2}} \cdot \frac{D_{yx_2}}{D_{yy}}. \quad (3.44)$$

Уравнение регрессии (3.38) может быть переписано в виде

$$\begin{aligned} (y - \bar{y}) &= \frac{\sigma_y}{\sigma_{x_1}} \cdot \frac{r_{yx_1} - r_{yx_2}r_{x_1x_2}}{1 - r_{x_1x_2}^2} (x_1 - \bar{x}_1) + \\ &+ \frac{\sigma_y}{\sigma_{x_2}} \cdot \frac{r_{yx_2} - r_{yx_1}r_{x_1x_2}}{1 - r_{x_1x_2}^2} \cdot (x_2 - \bar{x}_2). \end{aligned} \quad (3.45)$$

Определитель D по формуле (3.39) имеет вид:

$$D = \begin{vmatrix} 1 & -0,58 & -0,16 \\ -0,58 & 1 & -0,62 \\ -0,16 & -0,62 & 1 \end{vmatrix} = 1 - (-0,58)^2 - (-0,16)^2 - \\ - (-0,62)^2 + 2(-0,58)(-0,16)(-0,62) = 1 - 0,336 - 0,0256 - \\ - 0,380 + 2(-0,0637) = 0,13,$$

$$D_{yx_1} = \begin{vmatrix} -0,58 & -0,62 \\ -0,16 & 1 \end{vmatrix} = -0,58 - (-0,16)(-0,62) = -0,48,$$

$$D_{yx_2} = -0,16 - (-0,58)(-0,62) = -0,52,$$

$$D_{yy} = 1 - (-0,62)^2 = 1 - 0,38 = 0,62.$$

Полный коэффициент корреляции равен

$$R = \sqrt{1 - \frac{D}{D_{yy}}}. \quad (3.46)$$

Полный коэффициент корреляции R всегда больше парных коэффициентов корреляции, входящих в определитель D .

Полный коэффициент корреляции по формуле (3.46) равен

$$R = \sqrt{1 - \frac{D}{D_{yy}}} = \sqrt{1 - \frac{0,13}{0,62}} = 0,88.$$

При известных значениях $\sigma_y = 0,046$; $\sigma_{x_1} = 0,89$ и $\sigma_{x_2} = 0,83$ коэффициенты регрессии уравнения по формулам (3.43) и (3.44) равны:

$$k_1 = \frac{\sigma_y}{\sigma_{x_1}} \cdot \frac{D_{yx_1}}{D_{yy}} = \frac{0,046}{0,89} \cdot \frac{-0,48}{0,62} = -0,039,$$

$$k_2 = \frac{\sigma_y}{\sigma_{x_2}} \cdot \frac{D_{yx_2}}{D_{yy}} = \frac{0,046}{0,83} \cdot \frac{-0,52}{0,62} = -0,46.$$

Как видно из полученных расчетов, полный коэффициент корреляции и коэффициенты регрессии полностью совпадают с приведенными расчетами в пункте 2 решения.

Подставив значения \bar{y} , \bar{x}_1 , \bar{x}_2 , k_1 и k_2 в уравнение (3.38), получим $y - 0,30 = -0,039(x_1 - 300) + (-0,046)(x_2 - 7,96)$ и, решив его относительно y , имеем

$$y = -0,039x_1 - 0,046x_2 + 0,78,$$

или

$$C_{vr} = -0,039 \lg F - 0,046M + 0,78.$$

Как видно из сопоставления рассчитанного уравнения, по пунктам 1—3 решения получены одинаковые уравнения.

Среднее квадратическое отклонение полученной связи равно

$$\sigma_y = \sigma_y \sqrt{1 - R^2} = 0,046 \sqrt{1 - 0,88^2} = 0,02.$$

5. Полученное уравнение $C_{вр} = -0,039 \lg F - 0,046M + 0,78$ представляет собой уравнение регрессии. При постоянном (заданном) значении одного переменного (например, $\lg F$) уравнение регрессии превращается в уравнение прямой. Полученная прямая может быть представлена графически. Графическое решение уравнения, в котором искомая величина зависит от определяющих ее двух переменных, называется абакой. При построении абаки искомая величина, в данном случае коэффициент вариации годового стока $C_{вр}$, откладывается по оси ординат; одна из определяющих переменных — по оси абсцисс (в данном случае M), а вторая переменная представляется в виде системы изолиний в плоскости xy .

Построим для примера на рис. 3.6 четыре прямые регрессии для следующих значений $\lg F$: 1, 2, 3, 4 (примерно равным крайним и среднему значению $\lg F$ в рассматриваемом районе).

а. Значение $\lg F = 1$. Для построения прямой необходимо иметь две точки, примем $M_1 = 6,0$ и $M_2 = 10,0$ л/(с · км²) и решим уравнение:

$$C_{вр_1} = -0,039 \cdot 1 - 0,046 \cdot 6,0 + 0,78 = 0,46,$$

$$C_{вр_2} = -0,039 \cdot 1 - 0,046 \cdot 10,0 + 0,78 = 0,28.$$

По полученным двум точкам $M_1 C_{вр_1}$ и $M_2 C_{вр_2}$ проводится на рис. 3.6 прямая регрессии.

б. Значение $\lg F = 2$. Решается уравнение при тех же значениях M_1 и M_2 , что и в предыдущем случае:

$$M_1 = 6,0 \text{ л/(с · км}^2\text{)} \quad C_{вр_3} = -0,039 \cdot 2 - 0,046 \cdot 6,0 + 0,78 = 0,42,$$

$$M_2 = 10,0 \text{ л/(с · км}^2\text{)} \quad C_{вр_4} = -0,039 \cdot 2 - 0,046 \cdot 10,0 + 0,78 = 0,24.$$

По полученным точкам проводится вторая прямая.

в. Значение $\lg F = 3$. Решение то же:

$$M_1 = 6,0 \text{ л/(с · км}^2\text{)} \quad C_{вр_5} = -0,039 \cdot 3 - 0,046 \cdot 6,0 + 0,78 = 0,38,$$

$$M_2 = 10,0 \text{ л/(с · км}^2\text{)} \quad C_{вр_6} = -0,039 \cdot 3 - 0,046 \cdot 10,0 + 0,78 = 0,20.$$

г. Значение $\lg F = 4$. Решение то же:

$$M_1 = 6,0 \text{ л/(с · км}^2\text{)} \quad C_{вр_7} = -0,039 \cdot 4 - 0,046 \cdot 6,0 + 0,78 = 0,34,$$

$$M_2 = 10,0 \text{ л/(с · км}^2\text{)} \quad C_{вр_8} = -0,039 \cdot 4 - 0,046 \cdot 10,0 + 0,78 = 0,16.$$

По полученным точкам проводятся третья и четвертая прямые. Прямые с некоторым приближением согласуются с наблюдаемыми значениями $\lg F$, выписанными у точек на рис. 3.6.

6. Для практического использования полученного уравнения линейной корреляции трех переменных рассмотрим водосбор р. Лемовжа — д. Хотисжа, который входит в бассейн р. Луги. Площадь водосбора $F = 986 \text{ км}^2$; $\lg 986 = 2,99$; средний многолетний модуль стока $M = 7,6 \text{ л}/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$. По известным данным необходимо определить коэффициент вариации годового стока $C_{вр}$. Решение может быть получено по уравнению регрессии или графически по рис. 3.6.

При аналитическом решении получим

$$C_{вр} = -0,039 \cdot 2,99 - 0,046 \cdot 7,6 + 0,78 = 0,31.$$

Графически по рис. 3.6, интерполируя между прямыми, как это показано стрелками, находим величину $C_{вр} = 0,31$.

Метод множественной корреляции при переменных более решается с использованием стандартных программ на ЭВМ.

4. УРОВЕНЬ ВОДЫ

4.1. Определение характерных уровней и дат их наступления

Упражнение 4.1. Определить характерные уровни р. Неман — пгт Мосты за многолетний период.

Дано: 1. Годовая таблица уровней (табл. 4.1).

2. Годовые таблицы уровней (гидрологический ежегодник, т. 4, вып. 3. Бассейн Балтийского моря).

Требуется: 1. Составить график колебания уровней воды р. Неман — пгт Мосты за 1960 г.

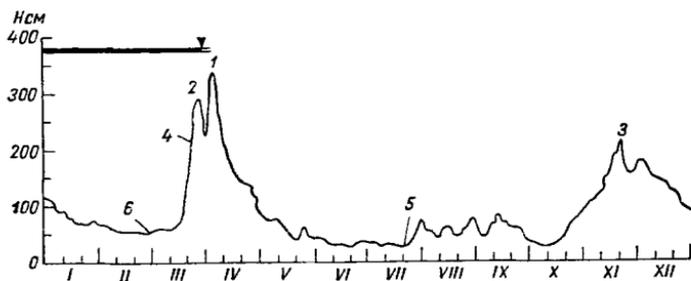


Рис. 4.1. График колебания уровней воды р. Неман — п. Мосты, 1960 г.

Характерные уровни: 1 — высший за год, 2 — высший весеннего ледохода, 3 — высший летне-осеннего периода, 4 — высший при ледяном покрове, 5 — низший открытого русла, 6 — низший при ледяном покрове.

2. Произвести выборку характерных уровней за период 1922—1962 гг. и обработать полученные данные.

Решение: 1. На рис. 4.1 в выбранном масштабе строится график колебания с указанием ледовых фаз. На линии уровня обозначены стрелками и номерами характерные уровни, перечень которых приведен в пункте 2 данного решения.

Для определения характерных уровней за многолетний период графики колебания уровня строятся за каждый год.

Таблица 4.1

р. Немап — п-т Мосты, 1960 г. Ежедневные уровни
Высота нуля графика 105,58 м БС

Число	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
1	112	66	64	332	72	44	30	58	42	23	93	176
2	114	66	64	330	70	42	32	54	40	27	93	176
...
19	66	57	221	132	41	20	27	56	57	62	212	123
20	67	57	268п	128	39	21	23	57	53	68	208	125
21	67	56	283п	121	38	22	20	60	48	78	204	122
22	67	55	282.	119	40	24	20	66	44	81	196	120
23	66	58	273:	103	40	28	20	74	42	82	186	118
...
29	70	65	3180	77	51	24	76	52	28	86	170	101)х
30	70	70	333	76	47	28	72	48	29	90	176	98);
31	68	334	334	47	47	28	64	45	51	92	154	94)х
Средний	82	59	159	172	56	28	35	57	75	51	214	137
Высший	115	68	336	332	81	45	77	75	92	92	93	176
Нижший	63	52	54	76	38	20	19	43	28	20	93	94

Средний годовой 87. Высший 336 30. 31/III. Низший 19 22, 23/VII, 18/III—1/IV; 11, 12/XI наблюдения многосрочные. 17/III лед подняло; 17—21/III — закрыты 20, 21/III — разводья, 22/III ледостав с разводьями в 400 м. 28/III ледостав выше поста на 1,5 км.

2. Характерными уровнями годового цикла водности являются: а) высшие (весеннего ледохода, летне-осеннего периода, зимнего периода при ледяном покрове и без него); б) низшие уровни (зимние, периода открытого русла); в) годовые средние уровни и годовая амплитуда; г) уровень начала осеннего ледохода. Для всех этих элементов определяются средние уровни и устанавливаются средние, ранние и поздние даты по образцу табл. 4.2. Средние даты характерных уровней определяются согласно указаниям упражнения 8.1. При выборке характерных уровней следует иметь в виду, что годовая таблица содержит средние суточные уровни. В конце таблицы помещены наивысшие и наинизшие уровни по срочным наблюдениям.

Вычисленные средние, крайние уровни и даты за многолетний период на реках могут быть полезны при проектировании коммунального водоснабжения, транспортного, промышленного и другого использования поверхностных вод района.

Упражнение 4.2. Определить сроки наступления и продолжительность ледовых явлений по материалам многолетних наблюдений р. Ветлуга — г. Шарья.

Дано: Годовые таблицы уровней воды за 1936—1945 гг. (гидрологический ежегодник, т. 4, вып. 0—4. Бассейн Волги).

Требуется: 1. Определить крайние и средние даты наступления: первой подвижки льда, начала и конца весеннего ледохода, очищения реки ото льда, появления первого сала и заберегов, начала осеннего ледохода и ледостава.

2. Вычислить продолжительность: весеннего ледохода и осеннего ледохода, сала и заберегов, периода, свободного ото льда.

Решение: 1. Все перечисленные выше даты выбираются по годовым таблицам уровней за каждый год и записываются в табл. 4.3. За весь период наблюдений выбираются крайние даты, а средние вычисляются согласно указаниям упражнения 8.1. В случае отсутствия ледовых явлений в табл. 4.3 записывается «нб» (не было).

2. Продолжительность периода, свободного ото льда, устанавливается с момента очищения реки ото льда (весной) до появления первого сала (или заберегов). Следует иметь в виду, что для полного представления о возможных средних и крайних датах наступления ледовых явлений ряд наблюдений в 10 лет недостаточен.

При отсутствии осеннего ледохода на реке в графе «Начало осеннего ледохода» ставится «нб», а рядом в скобках — дата наступления устойчивых заберегов или кратковременного ледостава. Если эти явления (забереги и временный ледостав) отсутствуют, в скобках приводится дата предледоставного дня. Период, свободный ото льда, в таких случаях исчисляется по дате, заключенной в скобки, кроме случаев, когда никаких ледовых явлений, предшествовавших ледоставу, не было. В последнем

Характерные уровни
р. Неман — пгт. Мосты,
Высота нуля гра

Характеристика			Высшие					
			за год		весеннего ледохода		летне-осеннего периода	
			уровень	дата	уровень	дата	уровень	дата
1922	
1960	Уровень	средн.	87		266		87	
		высший	336	30, 31/III	283	21/III	214	18/XI
		низший	19	27, 29/IV	219	25/III	19	22—23, VI
1962	Уровень	
		средн.	384		299		157	
		высший	794	22/IV 1958	568	17/IV 1958	284	16/XI 1930
	низший	190	4/III 1959	127	14/III 1948	72	5/V 1964	
	Даты	средн.		3/IV		24/III		1/IX
		ранняя		9/1 1925		9/1 1925		9/V 1927
		поздняя		10/XII 1928		17/IV 1958		23/XI 1923

ни воды (см)

1922—1962 гг.

фика 105,58 м БС

уровни				Низшие уровни				Уровень начала осеннего ледохода		Годовая амплитуда, $\frac{\text{см}}{\text{год}}$
зимнего периода				засой		период открытого русла		уровень	дата	
при ледяном покрове		без ледяного покрова		уровень	дата	уровень	дата			
уровень	дата	уровень	дата					уровень	дата	уровень
...	...	142	...	67	...	35	...	106	28/XII	...
19/III	336	30, 31/III	...	81/XII	336	31/III	...	—	—	...
11/II	19	22—23/VI	...	52	11/II	19	22—23/VII	—	—	...
...
...	...	152	...	59	...	23	...	91	...	367
26/III 1947	262	9/1 1926	...	107	15—17/II 1924	60	13/VII 1927	180	20/XI 1933	$\frac{784}{1958}$
14/II 1933	40	9, 10/XII 1961	...	6	13/XI 1942	-14	23, 24/VII 1969	16	20/XI 1961	$\frac{177}{1923}$
24/II	...	16/XII	29/XII	...	29/VII	...	29/XI	...
15/XII 1924	...	13/XI 1943	6/XI 1953	...	12/VI 1946	...	2, XI 1963	...
9/IV 1931	...	5/II 1948	6/III 1932	...	1/X 1947	...	1/1 1950	...

Даты наступления и продолжительность ледовых явлений на р. Велуге у г. Шарья за 1936—1945 гг.

Год	Весенний период						Осенний период						Продолжительность периода, число суток от начала, дни
	первая половина льда	начало ледокола	конец ледокола	продолжительность ледокола	оттаивание реки ото льда	первое поплавание сала	продолжительность сала, дни	первое поплавание заборов	продолжительность заборов, дни	начало осеннего ледокола	продолжительность ледокола, дни	установление ледо-става	
1936	23/IV	26/IV	27/IV	2	28/IV	нб	—	20/XI	1	20/XI	1	21/XI	206
...
1945	30/IV	1/V	3/V	3	4/V	21/X	1	22/X	19	22/X	9	18/XI	171
Средняя	21/IV	23/IV	25/IV	3	26/IV	—	—	7/XI	—	—	—	10/XI	193
Ранняя (максим.)	7/IV	10/IV	12/IV	5	13/IV	21/X	3	22/X	19	—	—	27/X	216
Поздняя (миним.)	1/IV	2/IV	6/V	1	7/V	19/XI	1	22/XI	1	—	—	23/XI	171

случае для вычисления периода, свободного ото льда, принимается дата начала ледостава.

Упражнение 4.3. Построить кривые повторяемости (частоты) и продолжительности (обеспеченности) уровней р. Венты у х. Абава за 1965 г.

Д а н о: годовая таблица уровней воды (табл. 4.4).

Таблица 4.4

Ежедневные уровни воды р. Вента — х. Абава, 1965 г.

Высота нуля графика 2,27 м БС

Число	I	II	...	XI	XII
1	87	116		-30	-20
...
31	122				32
Средний	184	84	...	39	29
Высший	300	119	...	202	80
Низший	113	46	...	-30	-20

Средний годовой 40. Высший 515, дата 24/III. Низший 51, дата 23/VI.

Требуется: 1. Составить ведомость повторяемости (частоты) и продолжительности (обеспеченности) уровней воды за 1965 г.

2. Построить указанные кривые.

Решение: 1. Кривые повторяемости и продолжительности могут быть построены для любой гидрологической величины: уровня, расхода воды, стока и т. д.; для различных периодов: многолетнего, отдельного года, периодов весеннего половодья и ледохода, межени и т. д.

Повторяемостью уровня называется число случаев (дней или лет) появления уровня в пределах какого-либо заданного интервала. Повторяемость, выраженная в процентах от общей длительности рассматриваемого периода, называется частотой.

Продолжительностью стояния уровня называется число дней (или лет) в расчетном периоде, когда наблюдались уровни выше или равные данному уровню. Продолжительность, выраженная в процентах от всего расчетного периода, называется обеспеченностью ($P\%$).

Для составления ведомости повторяемости и продолжительности стояния уровней вся амплитуда колебания в пределах рассматриваемого периода разбивается на некоторые интервалы, например по 10, 20, 40, 50 см, а затем производится выборка

числа дней появления уровня в каждом интервале. Суммируя в порядке нарастающего итога значения повторяемости, получим величины, характеризующие продолжительность стояния уровня в течение рассматриваемого периода.

Амплитуда колебания уровня воды р. Венты — х. Абава по табл. 4.4 равна 566 см. Всю амплитуду разбиваем на интервалы по 40 см, начиная со значения уровня 520 см и кончая значением уровня —80 см. По табл. 4.4 определяем помесечно число дней стояния уровней в пределах каждого интервала. Проще выборку числа дней производить за каждый месяц для всех интервалов (а не по отдельным интервалам за год в целом). Следует проверять строку «Итого», в которой при вертикальном суммировании должно получиться число дней в месяце.

Повторяемость уровней за год для каждого интервала определяется суммированием числа случаев для данного интервала за все месяцы. Например, для интервала 520—480 см повторяемость равна трем дням, а для интервала (—1) и (—40) см — 128 дням (табл. 4.5, графа 14). Повторяемость за год в днях равна 365.

Частота уровня (или относительная повторяемость) вычисляется в процентах по отношению к 365 дням и записывается в графу 15 табл. 4.5.

Продолжительность стояния уровня в днях вычисляется как сумма повторяемости. Для интервала 520—480 см повторяемость и обеспеченность равны трем дням, или 0,82%; для интервала 479—440 см повторяемость равна одному дню, а обеспеченность уровней выше 440 см равна четырем дням, или 1,09%.

Для последнего интервала (—41) и (—0,80) продолжительность стояния уровней равна 365 дней, что соответствует обеспеченности 100%.

2. Построение кривых повторяемости и продолжительности уровней (рис. 4.2) производится: в днях по данным граф 1, 14, 16 табл. 4.5 и в процентах по данным граф 15 и 17. Повторяемость откладывается в середине интервала, продолжительность относится к концу интервала. Как видно из табл. 4.5 и рис. 4.2, кривая обеспеченности является интегральной по отношению к кривой частоты.

Кривые частоты и обеспеченности уровня могут быть использованы при решении ряда практических задач, например:

а) можно определить значение уровня воды обеспеченностью 50%, т. е. уровень, ниже которого в течение 183 дней (50% от 365 дней) вода в р. Венте у х. Абава не опускалась. Значение такого уровня определяется по кривой, как это показано на рис. 4.2; уровень равен —8 см.

Аналогично изложенному по кривой можно определить уровень различной продолжительности в днях: 30, 90, 180, 270, 365.

б) можно определить, сколько дней в году был обеспечен уровень, равный 50 см. Как показано на рис. 4.2, уровень воды

Ведомость повторяемости (частоты) и продолжительности (обеспеченности) уровней
р. Вейта — х. Абава, 1965 г.

Интервалы уровня над нулем графика, см	Число дней стояния уровня в интервале по месяцам												Повторяемость (частота)		Продолжи- тельность (обеспече- нность)		
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	дни	%	дни	%	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
520—480			3											3	0,82	3	0,82
...		
79—40		8	11	10	2							3	16	44	12,05	133	36,43
39—0			7	1	5		1	6			8	14	42	42	11,51	175	47,94
(-1)—(-40)					24	14	23	19	28		14	16	16	128	35,06	303	83,00
(-41)—(-80)						16	7	6	2	31				62	16,99	365	100,00
Итого	31	28	31	30	31	30	31	31	30	31	31	30	31	365	100		

р. Венты у х. Абава не опускался ниже 50 см в течение 120 дней в году. Для определения наивысших и наименьших уровней заданной обеспеченности строятся кривые обеспеченности по разработанной методике гидрологических расчетов за большой ряд лет. Согласно Указаниям СН 435-72 [76], достаточным считается ряд не менее 20 лет при условии, что этот период включает годы, в которые наблюдались высокие ($P \leq 4\%$) и низкие ($P \geq 96\%$) половодья или паводки.

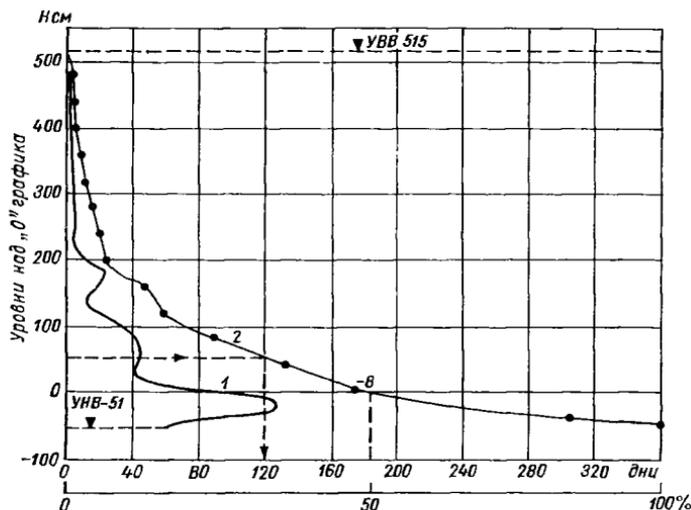


Рис. 4.2. Кривые повторяемости (частоты, 1) и продолжительности (обеспеченности, 2) уровня воды р. Вента — х. Абава, 1965 г.

Если ряд гидрометрических наблюдений менее 20 лет, то производится удлинение ряда по кривым связи соответственных уровней.

Если не представляется возможным удлинить ряд, то строится кривая обеспеченности по короткому ряду наблюдений и вводится поправочный коэффициент по формуле

$$k_n = \frac{H_{PN}}{H_{Pn}}, \quad (4.1)$$

где H_{PN} и H_{Pn} — расчетные наивысшие уровни воды обеспеченностью $P\%$ по пункту-аналогу с многолетним рядом N и по водомерному посту с коротким рядом наблюдений n .

Расчетный уровень H'_{PN} с учетом поправочного коэффициента вычисляется по формуле

$$H'_{PN} = k_n H_{Pn}. \quad (4.2)$$

При введении поправочного коэффициента уровни по обоим постам приводятся над условным нулем отсчета, за который принимается средний меженный уровень.

Для рек, наивысшие уровни которых наблюдаются в разные сезоны года, вероятность превышения рассчитывается для снегового половодья и дождевого паводка.

Упражнение 4.4. Произвести сглаживание хронологического графика средних годовых расходов воды р. Тобол — г. Кустанай. Дано: средние годовые расходы воды (табл. 4.6).

Таблица 4.6

Вычисление средних ординат сглаженных кривых колебания средних годовых расходов воды

р. Тобол — г. Кустанай, 1939—1957 гг.

Год	Средние годовые расходы Q м ³ /с	1	2	...	16	17
1939	1,88	25,1 (17,3)	42,4 (46,4)	17,9 (15,6)
1940	4,55					
1941	58,2					
1942	64,5					
...	...					
1954	6,78					
1955	5,22				6,93 (6,50)	
1956	8,78					
1957	39,7					

Требуется: 1. Построить график колебания расходов.

2. Рассчитать ординаты сглаженных кривых колебаний расходов и произвести их построение.

Решение: 1. На рис. 4.3 в выбранном масштабе наносятся точки расходов, которые соединяются прямыми линиями (*a*). Как видно, за первые одиннадцать лет, с 1939 по 1949 г., наблюдались два периода по пять-шесть лет с большими подъемами расходов, а затем происходило снижение стока.

2. Сглаживание полученной ломаной линии можно приближенно произвести на глаз, проводя осредненную кривую, однако при этом может быть допущен субъективный подход, поэтому сглаживание следует производить по расчетным ординатам.

При построении сглаженной кривой каждая ордината y_n (в данном случае расход Q м³/с), соответствующая определенному году, заменяется средним значением из y_n и двух соседних ординат: y_{n-1} и y_{n+1} . Следовательно, средняя ордината может быть вычислена по формуле

$$y_{cp} = \frac{1}{3}(y_{n-1} + y_n + y_{n+1}). \quad (4.3)$$

При большой неравномерности применяется формула

$$y_{\text{ср}} = \frac{1}{4}(y_{n-1} + 2y_n + y_{n+1}). \quad (4.4)$$

При таком сглаживании допускается, что ординаты данных наблюдений $y_1, y_2, y_3 \dots$ располагаются через одинаковый промежуток времени, в данном случае через год. Применение такого способа расчета осредненных ординат можно использовать при анализе месячных, декадных, пентадных наблюдений.

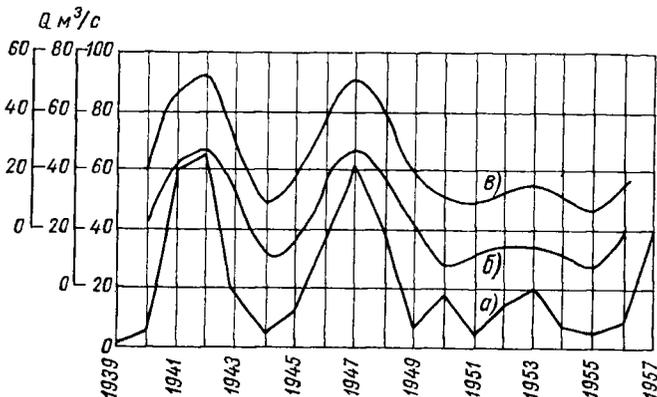


Рис. 4.3. Сглаживание хронологического графика колебаний средних годовых расходов воды р. Тобол — г. Кустанай.

а — кривая измеренных расходов; б) $y = \frac{1}{3}(y_{n-1} + y_n + y_{n+1})$; в) $y = \frac{1}{4}(y_{n-1} + 2y_n + y_{n+1})$.

В табл. 4.6 для 1940 г. по формуле (4.3) ордината $y = \frac{1}{3}(1,88 + 4,55 + 58,2) = 21,5 \text{ м}^3/\text{с}$, а по формуле (4.4) $y = \frac{1}{4}(1,88 + 2 \cdot 4,55 + 58,2) = 17,3 \text{ м}^3/\text{с}$; последние значения приведены в скобках. На рис. 4.3 откладываются ординаты для каждого года и проводятся две сглаженные плавные линии (рис. 4.3 б и в), которые сохраняют общую тенденцию изменения расходов за рассматриваемый период. Из сопоставления линий б и в видно, что существенных различий уточнение ординат по формуле (4.4) не внесло.

4.2. Расчет наивысших уровней рек при наличии, отсутствии или недостаточности данных гидрометрических наблюдений

Упражнение 4.5. Рассчитать наивысший уровень заданной вероятности превышения р. Москвы у г. Звенигорода по данным о высших мгновенных уровнях за многолетний период.

Дано: 1. Наивысшие мгновенные наблюдаемые уровни в сантиметрах над нулем графика (табл. 4.7).

2. Отметка нуля графика поста 132,89 м абс.

3. Наивысший исторический уровень наблюдался в 1908 г. высотой 840 см (с вероятностью его превышения, установленной приближенно $P=0,2\%$).

Требуется: рассчитать наивысший максимальный уровень вероятностью превышения $P=0,1\%$ двумя способами по: а) эмпирической кривой обеспеченности; б) аналитической кривой обеспеченности.

Решение: а. Расчетные наивысшие уровни определяются по кривым обеспеченности ежегодных высших уровней. Если наивысшие уровни наблюдаются в разные фазы водного режима, вычисления проводятся для талых и дождевых вод отдельно.

Для построения эмпирической кривой обеспеченности предварительно максимальные уровни располагаются в убывающем порядке (табл. 4.7). Для каждого уровня вычисляется вероятность превышения по формуле (5.16).

Имеющийся ряд наивысших уровней имеет достаточную продолжительность (47 лет) при амплитуде колебания, равной $786 - 277 = 509$ см.

Для оценки ряда вычисляется среднее квадратичное отклонение и ошибка по формулам:

$$\sigma_x = \sqrt{\frac{\sum (H - H_{\text{ср}})^2}{n - 1}}, \quad (4.5)$$

$$\sigma = \pm 0,674 \sigma_x, \quad (4.6)$$

где H — уровень каждого члена ряда; $H_{\text{ср}}$ — средний уровень за n лет наблюдений.

В табл. 4.7 вычисляется $H_{\text{ср}} = \frac{\sum_1^n H_i}{n} = \frac{27\,526}{47} = 586$ см и проводится расчет $\sum (H - H_{\text{ср}})^2$.

По формуле (4.5) $\sigma_x = \sqrt{\frac{497\,848}{46}} = 105$ см.

Ошибка среднего значения ряда получена равной $\sigma = \pm 0,674 \cdot 105 = \pm 71$ см, что составит 11% .

На клетчатку (рис. 4.4) наносится исторический уровень $H = 840$ см при $P = 0,2\%$. В данном примере при тесном расположении точек проведение на глаз плавной осредненной кривой не представляет затруднений (кривая проведена сплошной линией). Полученную эмпирическую кривую можно проэкстраполировать до заданной вероятности превышения (обеспеченности) $P = 0,1\%$ при условии, что известен исторический уровень. Участок экстраполяции от $P = 2,1\%$ до $P = 0,1\%$ обозначен пунктиром. Экстраполяционный участок совпадает с положением исторического

№ п/п	Год	Наивысший уровень H см	Наивысший уровень в убывающем порядке H см	Вероятность превышения $P = \frac{m}{n+1} 100\%$
1	1924	668	786	2,1
...
47	1970	590	277	97,9
Сумма			27 526	—
n			47	
$H_{\text{ср}}$			586	

уровня. Значение наивысшего уровня вероятности превышения 0,1%, полученное графически с кривой, можно принять $H_{0,1\%} = 850$ см.

б. Для построения аналитической кривой обеспеченности наивысших уровней применяется метод моментов, который рекомендуется для расчета при условии отсутствия значительно отклоняющихся точек от осредненной эмпирической кривой в верхней ее части, что наблюдается на рис. 4.4. Вычисление параметров аналитической кривой обеспеченности $H_{\text{ср}}$, C_v и C_s производится по принятым правилам (см. гл. 5).

По данным табл. 4.7 $H_{\text{ср}}=586$ см. Коэффициент вариации по формуле (5.19) равен $C_v = \sqrt{\frac{\sum(K-1)^2}{n}} = \frac{1,889}{47} = 0,20$. Отно-

сительная средняя квадратическая ошибка коэффициента изменчивости по формуле (5.21) равна $\epsilon_{C_v} = \sqrt{\frac{1+C_v^2}{2n}} \cdot 100\% = \sqrt{\frac{1+0,20^2}{94}} \cdot 100 = 10,5\%$.

Если ошибка $\epsilon_{C_v} = 10 \div 15\%$, то длина ряда считается достаточной, в данном примере ϵ_{C_v} удовлетворяет этому условию.

Коэффициент асимметрии C_s вычисляется по приближенной

формуле (5.22) $C_s = \frac{\sum_{i=1}^n (K-1)^3}{(n-1)C_v^3} = \frac{-0,298}{446 \cdot 0,20^3} = -0,80$.

печенности наивысших уровней
город, 1924—1970 гг.

$H - H_{\text{ср}}$	$(H - H_{\text{ср}})^2$	$K = \frac{H}{H_{\text{ср}}}$	$(K - 1)$	$(K - 1)^2$	$(K - 1)^3$
200	40 000	1,34	0,34	0,1156	0,0393
...
-309	95 481	0,47	-0,53	0,2809	-0,1489
—	497 848	46,98	-0,02	1,889	-0,296

Ошибки коэффициента асимметрии C_s при низких значениях C_v очень велики, даже при больших рядах наблюдений, и поэтому при подсчете C_s лучше использовать метод подбора.

При отрицательном значении коэффициента асимметрии относительные отклонения от середины ординат кривой обеспеченности следует определять по приложению 1.

В табл. 4.8 производится подсчет ординат при различных соотношениях $C_s = 2C_v$, $C_s = 3C_v$ и $C_s = 4C_v$. Ординаты вычисляются от 0,1 до 99,9%, но в табл. 4.8 приведены значения только до 10%.

На рис. 4.4, где была получена эмпирическая кривая, проведены три ветви аналитической кривой обеспеченности при различных значениях C_s . Как видно, на участке от 5 до 80% все четыре кривые совпадают. Наилучшее совпадение в верхней части кривой с эмпирическими точками и экстраполяционным участком эмпирической кривой (пунктир) получено при значении $C_s = -3C_v = -0,60$. Напомним, что по формуле (5.22) значение $C_s = -0,80$. В нижнем участке к эмпирической кривой ближе подходит кривая при $C_s = -4C_v$. За расчетный наивысший уровень вероятностью превышения $P = 0,1\%$ можно принять $H_{0,1\%} = 850$ см, полученное по эмпирической кривой и подтвержденное аналитическим расчетом при $C_v = 0,20$ и $C_s = -3C_v$; абсолютное значение расчетного уровня равно $H_{0,1\%} = 132,89 + 8,50 = 141,39$ м абс.

В случае если максимальные уровни весеннего половодья наблюдаются в период ледовых явлений и для створа имеется кривая $Q = f(H)$, строятся две кривые обеспеченности: одна для

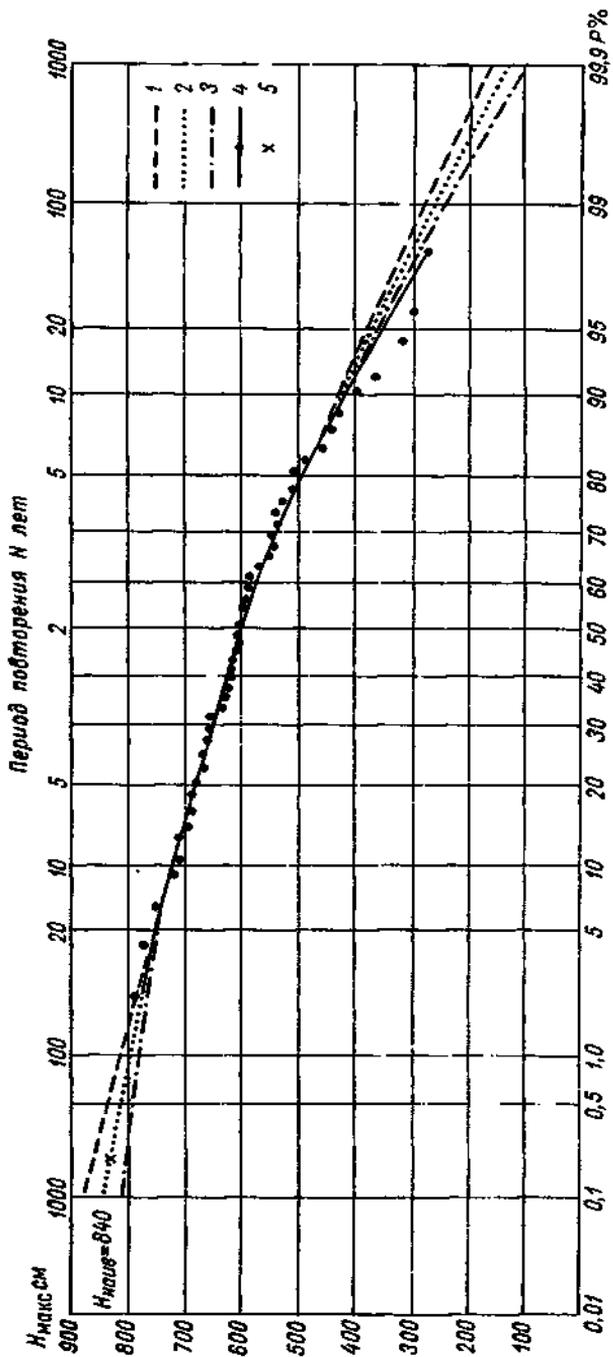


Рис. 4.4. Кривые обеспеченности наивысших уровней р. Москва — г. Звенигород за 1924—1970 гг. $C_p = 0.20$, $H_{\text{cp}} = 586$.
 1) $C_p = -2C_p$, 2) $C_p = -3C_p$, 3) $C_p = -4C_p$, 4) эмпирическая кривая, 5) исторический уровень 1908 г.

**Вычисление ординат аналитической кривой обеспеченности
наивысших уровней**

р. Москва — г. Звенигород, $C_v=0,20$ и $H_{cp}=586$ см

		P%			
		0,1	1	5	10
$C_s = -2C_v = -0,40$	Φ	2,54	2,03	1,52	1,23
	ΦC_v	0,51	0,41	0,30	0,25
	$K_p = \Phi C_v + 1$	1,51	1,41	1,30	1,25
	$H_p = K_p H_{cp}$	885	812	749	720
$C_s = -3C_v = -0,60$	Φ	2,27	1,88	1,45	1,20
	ΦC_v	0,45	0,38	0,29	0,24
	$K_p = \Phi C_v + 1$	1,45	1,38	1,29	1,24
	$H_p = K_p H_{cp}$	850	809	756	727
$C_s = -4C_v = -0,80$	Φ	2,02	1,74	1,38	1,17
	ΦC_v	0,40	0,35	0,28	0,23
	$K_p = \Phi C_v + 1$	1,40	1,35	1,28	1,23
	$H_p = K_p H_{cp}$	820	791	750	721

максимальных уровней независимо от начала ледовых явлений, вторая при свободном состоянии русла.

Наивысшие уровни восстанавливаются по максимальным расходам весеннего половодья и кривым $Q=f(H)$. Разность между уровнем одной и той же обеспеченности дает поправку $\Delta H_{з}$, а если это вызвано заберегами, то $\Delta H_{з}$. Если ряд гидрометрических наблюдений не отвечает поставленным требованиям, то производится удлинение по кривым связи соответственных уровней за одновременный период наблюдений.

Если эмпирическая кривая обеспеченности наивысших уровней строится по короткому ряду n и не представляется возможным удлинить ряд, то вводится поправочный коэффициент для приведения к многолетнему периоду N . Коэффициент K вычисляется по формуле

$$K_a = \frac{H_{PaN} - H_{0a}}{H_{Pan} - H_{0a}}, \quad (4.7)$$

где H_{PaN} — уровень воды вероятностью превышения $P\%$, вычисленный за многолетний период N лет; H_{Pan} — за короткий период n ; H_{0a} — средний меженный уровень воды за период открытого русла.

Расчетный наивысший уровень заданной вероятностью превышения, приведенный к многолетнему периоду в исследуемом створе, вычисляется по формуле

$$H_{PN} = K_a (H_{Pn} - H_0) + H_0, \quad (4.8)$$

где H_{PN} , H_{Pn} , H_0 — уровни в исследуемом створе.

Упражнение 4.6. Вычислить наивысший уровень заданной вероятности превышения $P = 1\%$ в условиях ледовых явлений на р. Истра — с. Павловская Слобода при отсутствии наблюдений.

Дано: 1. Максимальный расход вероятностью превышения $P = 1\%$ $Q_{1\%} = 250 \text{ м}^3/\text{с}$.

2. Переходный коэффициент $K_{\text{зим}} = 0,87$.

Требуется: 1. Вычислить расход заданной вероятности превышения $Q_{1\%}$ с учетом ледовых явлений.

2. Определить поправку для уровня $\Delta H_{\text{л}}$.

3. Вычислить наивысший уровень $H_{1\%}$.

Решение: 1. При недостаточности или отсутствии наблюдений за наивысшими уровнями и невозможности удлинения ряда для определения уровней заданной вероятности превышения в период свободного состояния русла используются кривые расходов $Q = f(H)$ и значения равнообеспеченных расходов.

Для расчетного створа строится кривая $Q = f(H)$, которая затем экстраполируется в соответствии с морфометрическими и гидравлическими характеристиками русла методами, изложенными в работе [49]. Максимальный расход заданной вероятности $Q_{1\%}$ рассчитывается согласно упражнению 7.6 и приведен в исходных данных. Соответствующий этому расходу уровень воды $H_{1\%}$ определяется по кривой $Q = f(H)$ и равен $H_{1\%} = 550 \text{ см}$.

Если известно, что максимальный уровень на этом участке наступит в период ледовых явлений (л) или заторов (з), то к рассчитанному уровню вводится поправка $\Delta H_{\text{л}}$ или $\Delta H_{\text{з}}$.

2. Поправка на ледовые явления вычисляется по формуле

$$\Delta H_{\text{л}} = H_{Q'_P} - H_{Q_P}, \quad (4.9)$$

где $H_{Q'_P}$ — уровень воды, соответствующий по кривой $Q = f(H)$ расходу Q'_P

$$Q'_P = \frac{Q_P}{K_{\text{зим}}}, \quad (4.10)$$

где Q_P — максимальный расход вероятностью превышения $P\%$; H_{Q_P} — уровень воды, соответствующий расходу по кривой $Q =$

$= f(H)$; $K_{зим}$ — переходный коэффициент, учитывающий изменение условий потока во время ледохода,

$$K_{зим} = \frac{Q_{зим}}{Q_{лет}}, \quad (4.11)$$

где $Q_{зим}$ — расход воды, измеренный при ледовых образованиях; $Q_{лет}$ — расход воды, соответствующий уровню при $Q_{зим}$ по кривой $Q = f(H)$ свободного летнего периода. $K_{зим}$ является характеристикой пропускной способности русла и изменяется во времени и от уровня $K_{зим} = f(T)$ и $K_{зим} = f(H)$. При отсутствии наблюдений и невозможности расчета $K_{зим}$ определяется по аналогии со смежными реками или принимается равным 0,8–0,9.

3. Для данных условий $Q'_{1\%} = \frac{Q_{1\%}}{0,87} = \frac{250}{0,87} = 287 \text{ м}^3/\text{с}$. По кривой $Q = f(H)$ по расходу $Q'_{1\%}$ определяется соответствующий ему уровень $H_{1\%} = 600 \text{ см}$. Поправка $\Delta H_{л} = H'_{1\%} - H_{1\%} = 600 - 550 = 50 \text{ см}$.

Если на участке наблюдаются заторы и отсутствует систематический ряд наблюдений, то проводятся специальные рекогносцировочные обследования.

Ориентировочные значения поправок $\Delta H_з$ (без учета навалов льда) принимаются в зависимости от характера заторов следующими: при особо мощных заторах — до 3–5 м, средних заторах — до 2–3 м и слабых — до 1–2 м.

Упражнение 4.7. Перенести значение наивысшего уровня вероятностью превышения $H_{1\%}$, рассчитанное по данным многолетних наблюдений, из одного пункта в другой.

Дано: 1. График связи соответственных уровней р. Ясной — с. Заречье и с. Крутое за 1958 г. (рис. 4.5).

2. Расход воды р. Ясной — с. Заречье, рассчитанный по данным многолетних наблюдений вероятностью превышения 1%, $Q = 135 \text{ м}^3/\text{с}$.

3. На участке реки N в пункте A наивысший уровень по многолетним данным $H_{1\%} = 261,73 \text{ м абс}$. Выше по течению на расстоянии $L = 3 \text{ км}$ расположен створ B ; уклон на участке $B - A = 0,0004$.

Требуется: рассмотреть три способа переноса наивысшего уровня заданной вероятности превышения.

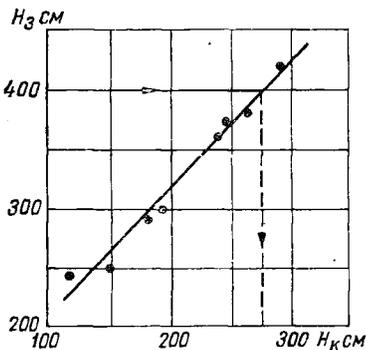


Рис. 4.5. Связь соответственных уровней р. Ясной у с. Заречье $H_з$ и с. Крутого $H_к$.

Решение: перенесение значения наивысшего уровня расчетной вероятности превышения от створа с длительным рядом наблюдений к другому створу в пределах одного участка производится для уровней при свободном состоянии реки в зависимости от протяженности участка, его приточности, уклонов водной поверхности и морфометрии русла тремя способами: а) по кривым расходов воды $Q=f(H)$, б) по кривым связи соответствующих уровней воды, в) по уклону водной поверхности.

Рассмотрим каждый из предложенных способов.

а. Кривые $Q=f(H)$. Перенос расчетных уровней по кривым $Q=f(H)$ применяется на бесприточных участках при наличии опорного пункта с многолетним рядом наблюдений. На р. Ясной — с. Заречное по данным многолетних наблюдений получен расход воды вероятностью превышения $P=1\%$, $Q_{1\%} = 135 \text{ м}^3/\text{с}$ (см. упражнение 7.6).

На участке р. Ясной на расстоянии 30 км от опорного пункта с. Заречное открыт временный водомерный пост с. Крутое, на котором проводятся параллельные с опорным пунктом наблюдения за уровнем. По данным одновременных наблюдений определены соответствующие уровни; на рис. 4.5 представлен их график связи.

Используя график связи, представленный на рис. 4.5, можно составить табл. 4.9, в которой с использованием кривой $Q=f(H)$ будут выписаны уровни и расходы пункта с. Заречье, а для с. Крутого выписаны уровни, определенные по графику связи на рис. 4.6, как это указано стрелками.

Таблица 4.9

Значение уровней и расходов р. Ясной

с. Заречье		с. Крутое
$H_З \text{ см}$	$Q_З \text{ м}^3/\text{с}$	$H_К \text{ см}$
400	95,0	275
350	60,0	248
300	30,5	180
250	12,8	140

По данным табл. 4.9 строится кривая $Q_З=f(H_К)$ (рис. 4.7), которую можно экстраполировать до $Q_{1\%} = 135 \text{ м}^3/\text{с}$ и соответственно определить уровень вероятностью превышения $H_{1\%}$ для поста с. Крутое, который в данном случае равен $H_{1\%} = 294 \text{ см}$.

Применяя изложенный способ, можно определить уровни для нескольких пунктов по реке, и, приведя их к абсолютной си-

стеме, построить профиль водной поверхности для уровня заданной вероятности превышения.

б. Кривые связи соответственных уровней. Рассматривается продолжительный период одновременных наблюдений на опорном посту *A* и посту *B*; при этом должно быть освещено наблюдениями не менее 80% многолетней амплитуды в опорном створе. Строится график связи соответственных уровней. Для пункта *A* определяется по указаниям упражнения 5.2

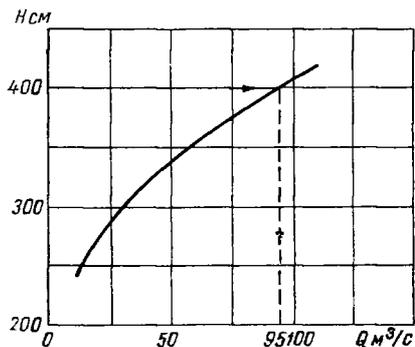


Рис. 4.6. Кривая $Q=f(H)$ р. Ясной — с. Заречье.

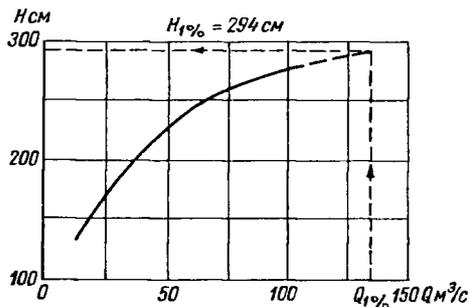


Рис. 4.7. Кривая $Q_3=f(H_K)$ р. Ясной — с. Крутое.

уровень заданной вероятности превышения $H_{1\%A}$ и по графику связи находится соответственный ему уровень $H_{1\%B}$.

в. Уклон водной поверхности. Перенос наивысшего уровня заданной вероятности превышения по уклону водной поверхности производится на участках $L=1\div 3$ км по формуле

$$H_{P\%B} = H_{P\%A} \pm IL, \quad (4.12)$$

где $H_{P\%A}$ и $H_{P\%B}$ — расчетные наивысшие уровни вероятностью превышения $P\%$ в опорном пункте *A* и расчетном пункте *B* в единой системе отметок; $H_{P\%A}$ — получено по данным многолетних наблюдений; I — уклон водной поверхности между створами *A* и *B*; L — расстояние между пунктами *A* и *B* в метрах.

Если пункт *B* расположен выше по течению, то второй член формулы (4.12) имеет знак плюс, если ниже — знак минус.

По исходным данным упражнения наивысший уровень в пункте *B* вероятностью превышения $H_{1\%}$ равен

$$H_{1\%B} = H_{1\%A} + 0,0004 \cdot 3000 = 262,93 \text{ м абс.}$$

5. ГОДОВОЙ СТОК

5.1. Расчет годового стока по данным гидрометрических наблюдений

Упражнение 5.1. Вычислить средний многолетний годовый сток р. Оки у г. Калуги по данным наблюдений.

Дано: 1. Средние годовые расходы воды (табл. 5.1); $F = 54\,930 \text{ км}^2$.

Таблица 5.1

Средние годовые расходы воды
р. Ока — г. Калуга, 1882—1970 гг.

№ п/п	Год	$Q_i \text{ м}^3/\text{с}$
1	1882	299
2	1883	408
...
89	1970	450
	Сумма	26 220
	n	89
	Q_0	296

2. Среднее многолетнее количество осадков на водосборе $X_0 = 550 \text{ мм}$.

Требуется: 1. Вычислить среднее многолетнее значение стока, выраженное через расход, модуль, объем и слой стока с оценкой степени точности.

2. Определить средний многолетний коэффициент стока.

3. Вычислить модульные коэффициенты за многоводный и маловодный годы.

Решение: 1. Среднее многолетнее значение стока вычисляется в следующей последовательности: а. расход воды $Q \text{ м}^3/\text{с}$ — количество воды в м^3 , протекающее через поперечное сечение русла в единицу времени (секунду). Различают: мгновенный расход на какой-либо момент года; средний расход за заданный период времени (суточный, пентадный, декадный, месячный, годовой), равный частному от деления объема стока за

этот период на его длительность в секундах или частному от деления суммы средних суточных расходов на число суток. В данном упражнении рассмотрим средний многолетний расход Q_0 , который определяется по формуле

$$Q_0 = \frac{\sum_{i=1}^n Q_i}{n}, \quad (5.1)$$

где Q_i — средний годовой расход с порядковым в ряду наблюдений номером i ; n — число лет гидрометрических наблюдений. Индекс нуль означает, что характеристика стока относится к многолетнему ряду.

Для данного примера по табл. 5.1 и формуле (5.1) получим

$$Q_0 = \frac{26\ 220}{89} = 296 \text{ м}^3/\text{с}.$$

Для оценки степени точности среднего многолетнего значения стока вычисляется средняя квадратическая ошибка средней многолетней величины ряда по формуле

$$\varepsilon_{Q_0} = \pm \frac{C_v}{\sqrt{n}} 100\%, \quad (5.2)$$

где C_v — коэффициент изменчивости годового стока; n — число членов ряда.

Методика определения коэффициента изменчивости (вариации) C_v при наличии данных наблюдений изложена в упражнении 5.2. Коэффициент изменчивости годового стока р. Оки у г. Калуги $C_v = 0,26$, вычисленный за период $n = 89$. Подставляя в формулу (5.2) известные значения, имеем

$$\varepsilon_{Q_0} = \frac{0,26}{\sqrt{89}} \cdot 100 = 2,75\%.$$

Для определения ошибки ε_{Q_0} можно пользоваться табл. 5.2.

В абсолютном измерении ошибка равна

$$\frac{\varepsilon_{Q_0} Q_0}{100} = \frac{2,75 \cdot 296}{100} = 7,1 \text{ м}^3/\text{с}.$$

Длина ряда считается достаточной [71] для определения Q_0 , если $\sigma_Q \leq 5-10\%$. Величина среднего многолетнего расхода при этом условии называется нормой стока. Значение ошибки σ_{Q_0} в данном случае дает основание считать $Q_0 = 296 \text{ м}^3/\text{с}$ нормой стока р. Оки у г. Калуги. При расчете среднего многолетнего стока необходимо проанализировать ряд наблюдений, который должен включать многоводные и маловодные годы.

Нормой гидрологических величин [19] называется среднее арифметическое значение характеристик гидрологического

Таблица 5.2

Значение средней квадратической ошибки ϵ_{Q_0} % в зависимости от числа членов ряда n и коэффициента изменчивости C_v

C_v	n							
	2	5	10	20	40	60	80	100
0,10	7,1	4,5	3,2	2,2	1,6	1,3	1,1	1,0
0,15	10,6	6,7	4,7	3,4	2,4	1,3	1,7	1,5
0,20	14,2	8,9	6,4	4,5	3,2	2,6	2,2	2,0
0,25	17,8	11,1	7,8	5,6	4,0	3,2	2,8	2,5
0,30	21,2	13,4	9,5	6,7	4,8	3,9	3,4	3,0
0,40	28,3	17,8	12,6	8,9	6,3	5,3	4,5	4,0
0,50	35,4	22,2	15,8	11,2	7,9	6,4	5,6	5,0
0,60	42,5	25,8	19,0	13,4	9,5	7,8	6,7	6,0
0,70	49,6	31,2	22,1	15,7	11,1	9,0	7,8	7,0
0,80	56,7	35,6	25,3	17,9	12,7	10,3	8,9	8,0
0,90	63,9	40,1	28,5	20,1	14,3	11,6	10,1	9,0
1,00	71,0	44,5	31,6	22,4	15,8	12,9	11,2	10,0
1,20	85,2	53,5	38,0	26,8	19,0	15,5	13,4	12,0
1,40	99,4	62,3	44,3	31,4	22,1	18,1	15,7	14,0

режима за многолетний период такой продолжительности, при увеличении которой полученное среднее значение существенно не меняется. В качестве возможного критерия продолжительности указанного многолетнего периода принимается условие включения в этот период четного числа многолетних циклов изменения рассматриваемой величины.

Изменение средней квадратической ошибки годового стока в зависимости от географических зон по Д. Л. Соколовскому [73] представлено в табл. 5.3.

Таблица 5.3

Приближенные значения средней квадратической ошибки годового стока σ_{Q_0} по зонам в процентах

Географическая зона	Среднее значение C_v	Число лет наблюдений				
		10	20	30	50	100
Лесная	0,25	7,8	5,6	4,6	3,5	2,5
Лесостепная	0,35	11,1	7,9	6,4	4,9	3,5
Степная	0,60	19,0	13,2	10,9	8,5	6,0
Полупустынная	1,0	31,6	22,5	18,1	14,0	10,0

Бассейн р. Оки у Калуги можно отнести к лесной зоне и при полученном фактическом значении $C_v = 0,26$ подсчитанная ошибка $\epsilon_{Q_0} = 2,75\%$ для 89-летнего ряда находится в допустимых пределах.

б. Модуль стока M_0 л/(с·км²), или q м³/(с·км²) — количество воды в литрах или кубических метрах, стекающее в секунду с квадратного километра площади водосбора, — определяется по формулам:

$$M_0 = \frac{Q_0 \cdot 10^3}{F}, \quad (5.3)$$

$$q_0 = \frac{Q_0}{F}. \quad (5.4)$$

Из формулы (5.3) можно получить

$$Q_0 = \frac{M_0 F}{10^3}, \quad (5.5)$$

где F — площадь водосбора, км².

Для данного примера:

$$M_0 = \frac{296 \cdot 10^3}{54\,930} = 5,38 \text{ л/(с} \cdot \text{км}^2\text{)},$$

$$q_0 = \frac{296}{54\,930} = 0,0054 \text{ м}^3\text{/(с} \cdot \text{км}^2\text{)}.$$

в. Средний многолетний объем стока W м³/год — количество воды, стекающее с водосбора за год (можно вычислить за сутки, декаду, месяц),

$$W_0 = Q_0 T, \quad (5.6)$$

где T — число секунд в году; $T = 86\,400 \cdot 365 = 31,5 \cdot 10^6$ (если объем стока вычисляется за сутки, декаду, месяц, то число секунд принимается по табл. 2).

Объем стока можно выразить через модуль стока

$$W_0 = \frac{M_0 F}{10^3} 31,54 \cdot 10^6 = M_0 F \cdot 31,54 \cdot 10^3 \text{ м}^3\text{/год}, \quad (5.7)$$

откуда и модуль стока можно вычислить по формуле

$$M_0 = \frac{W_0 \cdot 10^3}{F \cdot 31,54 \cdot 10^6} = \frac{W_0}{F \cdot 31,54 \cdot 10^3} \text{ л/(с} \cdot \text{км}^2\text{)}. \quad (5.8)$$

Для данного примера значение W_0 по формулам (5.6) и (5.7) равно:

$$W_0 = 296 \cdot 31,54 \cdot 10^6 = 9324 \cdot 10^6 \text{ м}^3\text{/год},$$

$$W_0 = 5,38 \cdot 54\,930 \cdot 31,54 \cdot 10^3 = 9324 \cdot 10^6 \text{ м}^3\text{/год}.$$

Средний многолетний слой стока Y_0 мм за год образуется при условии, если весь объем стока за год распределить равномерным слоем по всей площади водосбора.

Слой стока за любой период времени можно вычислить по формуле

$$Y = \frac{\sum_{i=1}^n Q_i \cdot 86,4}{F}, \quad (5.9)$$

где Y — слой стока за период, мм; F — площадь водосбора, км²; 86,4 — переводной коэффициент; n — число суток в периоде.

Слой стока за месяц Y мм вычисляется по формуле

$$Y = \frac{Q_{\text{ср}} T}{F \cdot 10^3}, \quad (5.10)$$

где $Q_{\text{ср}}$ — средний месячный расход воды, м³/с; T — число секунд в месяце по табл. 2; F — площадь водосбора, км².

Средний многолетний слой стока можно вычислить по формуле

$$Y_0 = \frac{W_0 \cdot 10^3}{F \cdot 10^6} = \frac{W_0}{F \cdot 10^3}. \quad (5.11)$$

Для данного примера $Y_0 = \frac{9324 \cdot 10^6}{54930 \cdot 10^3} = 170$ мм/год.

Между слоем, модулем и объемом стока существует зависимость

$$Y_0 = \frac{W_0}{F \cdot 10^3} = \frac{M_0 \cdot F \cdot 31,54 \cdot 10^3}{F \cdot 10^3} = 31,54 M_0 \text{ мм/год}. \quad (5.12)$$

Для р. Оки у г. Калуги $Y_0 = 31,54 \cdot 5,38 = 170$ мм/год.

Из формулы (5.12) можно получить соотношение, которое используется при пересчетах модуля стока через величину слоя:

$$M_0 = \frac{Y_0}{31,54} = \frac{1}{31,54} Y_0 = 0,0317 Y_0 \text{ л/(с} \cdot \text{км}^2), \quad (5.13)$$

$$M_0 = 0,0317 \cdot 170 = 5,38 \text{ л/(с} \cdot \text{км}^2).$$

2. Средний многолетний коэффициент стока η_0 определяется как отношение высоты слоя Y_0 мм за какой-либо период к количеству осадков X_0 мм за этот же период (год, зимний, весенний периоды)

$$\eta_0 = \frac{Y_0}{X_0}. \quad (5.14)$$

Для водосбора р. Оки у г. Калуги годовое среднее многолетнее значение коэффициента стока равно

$$\eta_0 = \frac{170}{550} = 0,31.$$

Коэффициент стока колеблется от 0 до 1,0, причем на его значение большое влияние оказывает испарение, характер подсти-

лающей поверхности водосбора и ряд физико-географических, геоморфологических, почвенных и других факторов.

Коэффициент стока для значительного по размерам водосбора следует вычислять для большого периода времени, так как только за большой период будет учтена трансформация осадков на водосборе.

3. Модульные коэффициенты K могут быть получены из соотношений:

$$K_i = \frac{Q_i}{Q_0}; \quad \frac{M_i}{M_0}; \quad \frac{W_i}{W_0}; \quad \frac{Y_i}{Y_0}, \quad (5.15)$$

где Q_i, M_i, W_i, Y_i — сток за какой-либо период; Q_0, M_0, W_0, Y_0 — сток за многолетний период.

Значение K в многоводный год больше единицы, в маловодный год меньше единицы.

Для р. Оки у г. Калуги (табл. 5.1) 1908 г. был многоводным с расходом $Q=540$ м³/с и 1921 г. — маловодным с расходом $Q=138$ м³/с. Следовательно, модульные коэффициенты соответственно равны $K_{1908} = \frac{540}{296} = 1,82$; $K_{1921} = \frac{138}{296} = 0,47$. Среднее значение модульного коэффициента за ряд лет равно единице.

Это видно из следующих соотношений: $K_i = \frac{Q_i}{Q_0}$, $Q_0 = \frac{\sum Q_i}{n}$,

следовательно, среднее значение $K_{i\text{cp}} = \frac{\sum K_i}{n} = \frac{\sum Q_i/n}{\sum Q_i/n} = 1,0$.

Упражнение 5.2. Определить годовой сток р. Оки у г. Калуги при достаточно продолжительном ряде наблюдений вероятностью превышения $P=75, 90$ и $99,9\%$ с определением параметров кривой обеспеченности методом моментов.

Дано: 1. $F=54\,930$ км².

2. Средние годовые расходы воды (табл. 5.4).

Требуется: 1. Построить эмпирическую кривую на клетчатке вероятности.

2. Вычислить параметры аналитической кривой обеспеченности средних годовых расходов с оценкой точности их определения: а) средний многолетний расход Q_0 , б) коэффициент изменчивости C_v , в) коэффициент асимметрии C_s .

3. Вычислить ординаты аналитической кривой.

4. Построить аналитическую кривую и определить средние годовые расходы вероятностью ежегодного превышения $75; 90$ и $99,9\%$.

Решение. 1. Колебания годового стока во времени обусловлены влиянием большого числа факторов, что вызывает необходимость при изучении этих колебаний применять методы математической статистики. При достаточно продолжительных и репрезентативных рядах наблюдений расчеты годового стока, согласно «Указаниям по определению расчетных гидрологических характеристик СН-435—72» [76] и «Руководству по

Вычисление методом моментов параметров кривой обеспеченности
 годового стока

р. Ока — г. Калуга, 1936—1970 гг.

m	Год	Q_i ср м ³ /с	Q_i ср. год в убываю- щем порядке	Вероятность превышения $P = \frac{m - 0,3}{n + 0,4} \cdot 100\%$	$K = \frac{Q_i}{Q_c}$	$(K - 1)$	$(K - 1)^2$	$(K - 1)^3$
1	1936	281	450	1,9	1,65	0,65	0,4225	0,2746
2	1937	304	376	4,7	1,38	0,38	0,1444	0,0549
35	1970	450	177	98,1	0,65	-0,35	0,1225	0,0439
Сумма		9531			35,03	-0,01	2,0056	4,2472

$$n = 35$$

$$Q_0 = 272$$

определению расчетных гидрологических характеристик» [71], рекомендуется производить по кривым обеспеченности.

Обеспеченностью гидрологической величины называется вероятность того, что рассматриваемое значение гидрологической величины может быть превышено среди совокупности всех возможных ее значений.

Различают вероятность ежегодного превышения для явлений, наблюдаемых только один раз в году; вероятность превышения среди совокупности всех возможных значений для явлений, которые могут наблюдаться несколько раз в году; вероятность превышения в рассматриваемом фиксированном пункте; вероятность превышения на рассматриваемой территории в любом пункте.

Обеспеченностью годового стока P может быть названо среднее число лет (выраженное в процентах или долях от общего числа лет), в котором годовая сток будет равен или больше данного.

Кривая обеспеченности (или кривая вероятности превышения) — это интегральная кривая, показывающая обеспеченность или вероятность превышения (в процентах или в долях от единицы) данной величины среди общей совокупности ряда. При расчетах параметров кривых обеспеченности значения гидрологической величины рассматривается в виде статистического ряда, т. е. ряда, расположенного в убывающем порядке.

Гидрологической величиной, обеспеченность которой определяется в этом разделе, является годовая сток.

Кривые обеспеченности или кривые вероятности превышения могут быть построены в виде эмпирических (наблюденных) и аналитических (теоретических) кривых.

Эмпирические кривые обеспеченности годового стока строятся по вероятности превышения $P\%$ эмпирических точек, вычисленных для каждого члена ряда величин годового стока по формуле

$$P = \frac{m - 0,3}{n + 0,4} 100\%, \quad (5.16)$$

где m — порядковый номер члена ряда величин стока, расположенных в убывающем порядке; n — общее число членов ряда.

В табл. 5.4 средние годовые расходы Q_i располагаются в убывающем порядке, причем если за период наблюдений было два или более одинаковых расхода, то они повторяются так, что число n остается одинаковым для хронологического ряда и ряда, расположенного в убывающем порядке.

В табл. 5.4 вероятность превышения первого расхода в убывающем ряду $Q = 450 \text{ м}^3/\text{с}$ равна $P = \frac{m - 0,3}{n + 0,4} 100 = \frac{1 - 0,3}{35 + 0,4} 100 = 1,9\%$. Для упрощения расчетов рекомендуется значения P определять по приложению 4.

Кривые обеспеченности (эмпирическая и аналитическая) в целях повышения точности строятся на специальных клетчатках вероятности. Если значения эмпирических точек, а в дальнейшем и аналитические величины наносить в простых координатах, то верхний и нижний участки кривых получаются изогнутыми, что затрудняет их экстраполяцию.

При коэффициенте изменчивости $C_v \leq 0,5$ наиболее целесообразно использовать клетчатку вероятности с умеренной асимметричностью, при $C_v > 0,5$ — со значительной асимметричностью. При отсутствии готовых бланков клетчаток можно построить клетчатку по таблицам, приведенным в [39], [47].

На клетчатке с умеренной асимметричностью (рис. 5.1) выбирается вертикальный масштаб для значений Q_i , причем максимальное значение Q принимается большим, чем значение расхода для первого члена ряда, в данном примере более, чем $Q = 450 \text{ м}^3/\text{с}$. По вертикальной оси можно откладывать модульные коэффициенты $K = \frac{Q_i}{Q_0}$. По горизонтальной нижней оси откладывается обеспеченность в процентах, а по верхней оси — период повторения лет N .

По значениям Q_i и $P\%$ из табл. 5.4 на рис. 5.1 наносятся эмпирические точки. Как видно, точки вероятности имеют некоторый разброс при обеспеченности менее 20% и более 90% и ограничены пределами 1,9 и 98,1%.

2. Аналитические кривые обеспеченности применяются для сглаживания и экстраполяции эмпирических кривых. Теоретическими схемами аналитических кривых обеспеченностей,

применяемых при гидрологических расчетах случайных величин, являются схемы биномиального и трехпараметрического гамма-распределения. Теоретические обоснования этих методов изложены в работах М. А. Великанова [9], Д. Л. Соколовского [73], В. Г. Андреянова [2], С. Н. Крицкого и М. Ф. Менкеля [43], А. В. Рождественского и А. И. Чеботарева [70]. В данном учебном пособии приведены лишь практические указания к построению эмпирических и аналитических кривых обеспеченности.

Параметрами аналитических кривых обеспеченности являются: средний многолетний годовой сток Q_0 , коэффициент изменчивости (вариации) C_v и коэффициент асимметрии C_s . Ме-

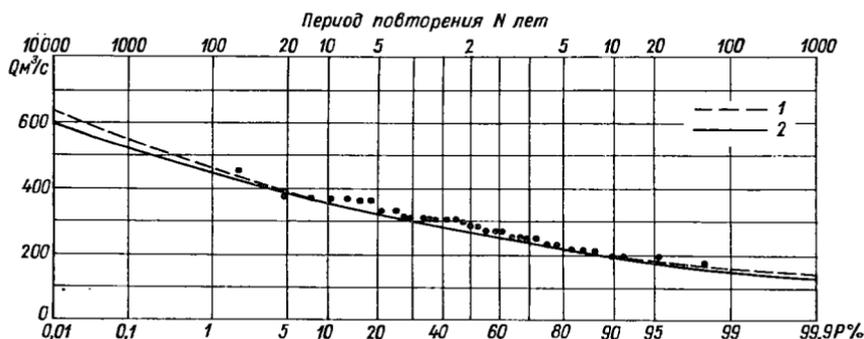


Рис. 5.1. Эмпирическая и теоретическая кривые обеспеченности годового стока р. Ока — г. Калуга за 1936—1970 гг.

1) $C_s=0,86$, 2) $C_s=2C_v$.

тоды вычисления C_v и C_s зависят от коэффициента изменчивости C_v : а) при $C_v < 0,5$ применяется метод моментов, б) при $C_v > 0,5$ используется метод наибольшего правдоподобия, в) графо-аналитический метод применяется в случае использования биномиальной кривой обеспеченности при любом значении C_v .

В данном упражнении для определения C_v и C_s применяется метод моментов, два других метода изложены в упражнении 5.3.

а. По данным табл. 5.4, где средние годовые расходы расположены в убывающем порядке, вычисляется первый параметр по формуле (5.1)

$$Q_0 = \frac{\sum_1^n Q_i}{n} = \frac{9531}{35} = 272 \text{ м}^3/\text{с}.$$

Ошибка средней многолетней величины ряда по формуле (5.2) $\sigma_{Q_0} = \frac{C_v}{\sqrt{n}} 100 = \frac{0,24}{35} 100 = 4,06\%$. Коэффициент $C_v=0,24$

для данного ряда получен по формуле (5.20).

Следует отметить, что в упражнении 5.1 для р. Оки у г. Калуги при $n=89$ лет среднее многолетнее значение $Q_0=296 \text{ м}^3/\text{с}$, $C_v=0,26$ и ошибка $\sigma_{Q_0}=2,75\%$. С уменьшением ряда до 35 лет (с исключением из ряда наивысшего расхода 1908 г. $Q=540 \text{ м}^3/\text{с}$) уменьшилось среднее многолетнее значение и соответственно увеличилась ошибка его определения, хотя и удовлетворяется условие, поставленное в упражнении 5.1.

б. Метод моментов для определения коэффициентов изменчивости и асимметрии применительно к биномиальному закону распределения аналитической кривой обеспеченности рекомендуется применять при $C_v \leq 0,5$ и при отсутствии значительно отклоняющихся точек от осредненной эмпирической кривой в верхней ее части.

Прежде чем приступить к вычислению параметров по методу моментов, следует ориентировочно оценить значение C_v для данного водосбора по рис. 5.2. Водосбор р. Оки у г. Калуги по карте ограничен изолинией $C_v=0,30$, следовательно, можно применить метод моментов.

Коэффициент изменчивости (вариации) C_v — безразмерный статистический параметр, характеризующий изменчивость случайной величины во времени.

Коэффициент изменчивости вычисляется из следующего соотношения:

$$C_v = \frac{\sigma}{x_0}, \quad (5.17)$$

где σ — среднее квадратическое отклонение по формуле

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (x_i - x_0)^2}{n}}, \quad (5.18)$$

где x_i — значение отдельного члена ряда; x_0 — среднее значение ряда; n — число членов ряда.

Преобразовывая формулы (5.17) и (5.18), имеем

$$C_v = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (K_i - 1)^2}{n}}, \quad (5.19)$$

где K_i — модульный коэффициент (в данном случае годового стока).

При числе членов ряда $n < 30$ формула (5.19) имеет вид

$$C_v = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (K_i - 1)^2}{n - 1}}. \quad (5.20)$$

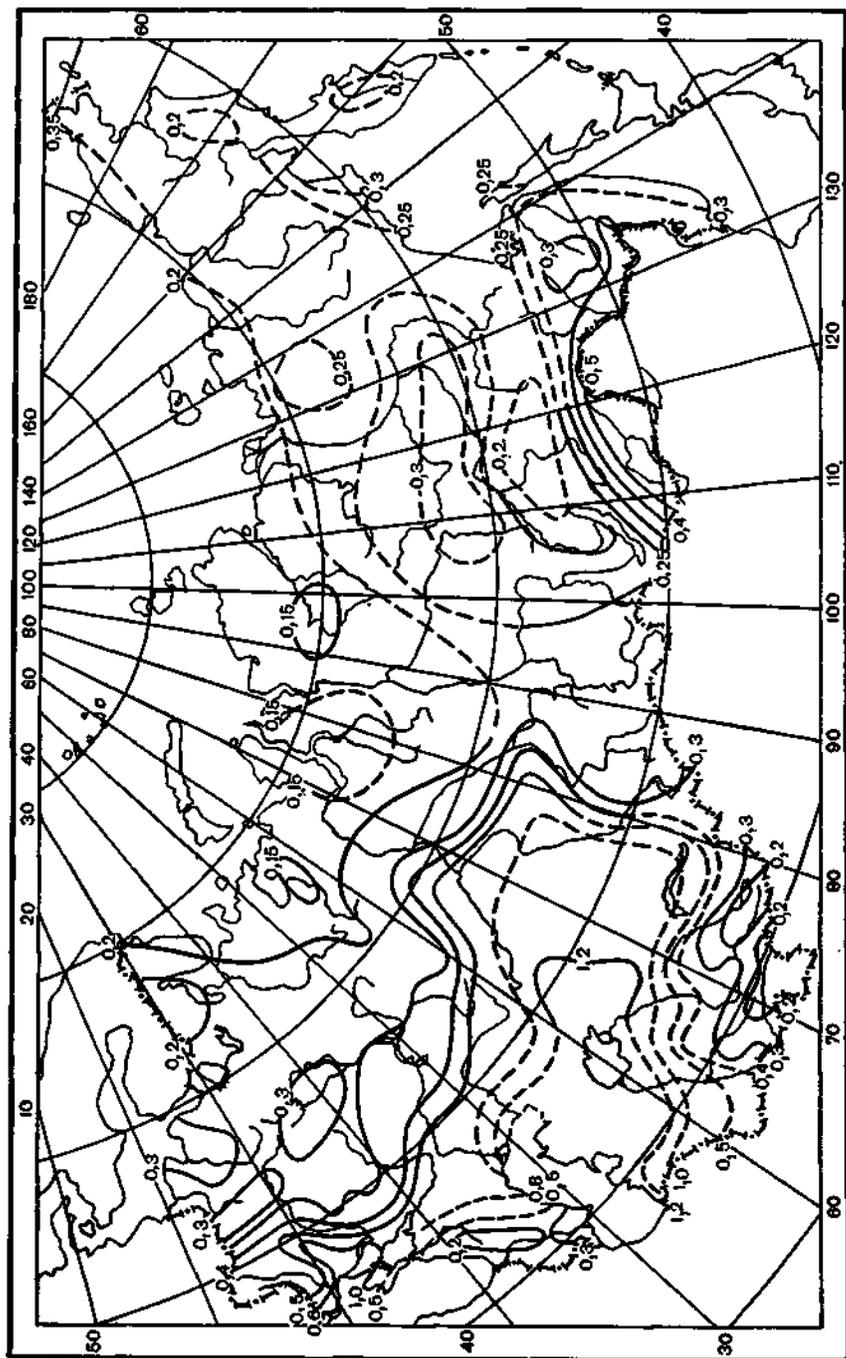


Рис. 5.2. Коэффициент изменчивости годового стока рек СССР.

Для вычисления C_v в табл. 5.4 производятся вычисления $K = \frac{Q_i}{Q_0}$, $(K_i - 1)$, $(K_i - 1)^2$ и $(K_i - 1)^3$ (последний член ряда будет использован при расчете C_s). Для контроля следует найти величину $\sum K_i$, которая должна быть равной или близкой числу n членов ряда. В данном случае $\sum K = 35,08$, а $n = 35$. Расхождение в 0,08 можно считать допустимым. Это расхождение может быть еще меньше, если K определять с точностью до 0,001 или 0,0001, но такая точность значительно усложнила бы вычисления и практически нецелесообразна. Как указывает В. Г. Андреев [2], при большой продолжительности ряда точность вычисления $(K - 1)^2$ и $(K - 1)^3$ достаточна до двух значащих цифр, которые можно получить, пользуясь логарифмической линейкой. Величины $K - 1$ дают отклонения модульного коэффициента данного года от среднего модульного коэффициента $K = 1$. Контроль вычисления $K - 1$ состоит в том, что величина $\sum (K - 1)$ должна быть равной или близкой к нулю. В данном примере $\sum (K - 1) = -0,01$, что можно считать допустимым. Выполняя дальнейшие вычисления $(K - 1)^2$ и $\sum (K - 1)^2$, получаем значение C_v по формуле (5.20)

$$C_v = \sqrt{\frac{\sum (K - 1)^2}{n - 1}} = \frac{2,0056}{34} = 0,24.$$

Напомним, что по рис. 5.2 ориентировочная величина C_v была оценена как 0,30, а в упражнении 5.1 при вычислении по данным ряда в 89 лет $C_v = 0,26$. При вычислении коэффициента изменчивости C_v по методу моментов относительная средняя квадратическая ошибка вычисляется по формуле

$$\varepsilon_{C_v} = \sqrt{\frac{1 + C_v^2}{2n}} \cdot 100\% \quad (5.21)$$

Можно пользоваться табл. 5.5.

Таблица 5.5

Средние квадратические ошибки ε_{C_v} %, вычисленные по формуле (5.21)

C_v	Число лет наблюдений									
	10	20	30	40	50	60	70	80	90	100
0,20	23	16	13	11	10	9,3	8,6	8,1	7,6	7,2
0,30	23	17	14	12	10	9,6	8,8	8,3	7,8	7,4
0,40	24	17	14	12	11	9,8	9,1	8,5	8,0	7,6

$$\text{Значение } \varepsilon_{C_v} = \sqrt{\frac{1 + C_v^2}{2n}} \cdot 100 = \sqrt{\frac{1 + 0,24^2}{2 \cdot 35}} \cdot 100 = 12,3\%.$$

Если ошибка $\epsilon_{C_v} \leq 10-15\%$, то длина ряда считается достаточной; в данном примере ϵ_{C_v} удовлетворяет этому условию.

в. Коэффициент асимметрии C_s — безразмерный статистический параметр, характеризующий степень несимметричности ряда рассматриваемой случайной величины относительно его среднего значения.

Коэффициент асимметрии C_s определяется путем подбора, исходя из условия наилучшего соответствия аналитической и эмпирической кривых обеспеченности с последующей проверкой полученного для данной реки соотношения C_s/C_v по рекам-аналогам. Как показали гидрологические расчеты речного стока, соотношения C_s и C_v колеблются в пределах, приведенных в табл. 5.6.

Таблица 5.6

Пределы соотношения C_s и C_v при расчетах речного стока

C_s/C_v	C_s/C_v
1,0	3,0
1,5	3,5
2,0	4,0
2,5	

Существует приближенная формула определения C_s , используемая при большом числе значений,

$$C_s = \frac{\sum_{i=1}^n (K-1)^3}{(n-1) C_v^3} \quad (5.22)$$

Для данного ряда $C_s = \frac{4,2472}{34 \cdot 0,0143} = 0,86$.

Относительная средняя квадратическая ошибка коэффициента асимметрии при асимметричном расположении ряда вычисляется по формуле

$$\sigma_{C_s} = \frac{\sqrt{\frac{6}{n}} \sqrt{1 + 6C_v^2 + 5C_v^4}}{C_s}$$

Для данного примера

$$\sigma_{C_s} = \frac{\sqrt{\frac{6}{35}} \sqrt{1 + 6 \cdot 0,24^2 + 5 \cdot 0,24^4}}{0,86} \cdot 100 = 55,7\%$$

Ошибка вычисления коэффициента C_s получена большой, и для выбора расчетной аналитической кривой обеспеченности применяем метод подбора. Для второго варианта расчета примем соотношение $C_s=2C_v$. Окончательно принятые параметры равны: $Q_0=272 \text{ м}^3/\text{с}$; $C_v=0,24$; $C_s=0,86$ и $C_s=2C_v$.

3. Вычисление ординат аналитической кривой обеспеченности по методу моментов производится при $C_s=0,86$ и $C_s=2C_v$ последовательно в следующем порядке.

По вычисленному значению $C_s=0,86$ по приложению 3 определяются нормированные отклонения от среднего значения ординат биномиальной кривой обеспеченности при разной обеспеченности и записываются в табл. 5.7; значения этих ординат принято обозначать буквой Φ . Если значения C_s не совпадают со значением C_s в первой графе приложения, то величину Φ следует находить интерполированием. В данном примере такая интерполяция проведена между значениями при $C_s=0,80$ и $C_s=0,90$ соответственно для значения $C_s=0,86$.

Таблица 5.7

Ординаты аналитической кривой обеспеченности годовых расходов
р. Ока — г. Калуга, $Q_0=272 \text{ м}^3/\text{с}$, $C_v=0,24$, 1936—1970 гг.

C_s	Величина	0,01	0,1	1	3	5	...	99	99,9
0,86	Φ	5,64	4,32	2,93	2,20	1,85	...	-1,69	-1,95
	ΦC_v	1,35	1,01	0,70	0,53	0,46	...	-0,40	-0,47
	$K_P = \Phi C_v + 1$	2,35	2,04	1,70	1,53	1,46	...	0,60	0,53
$\geq C_v$	$Q_P = K_P Q_0$	639	551	462	416	387	...	163	133
	K_P	2,16	1,91	1,64	1,50	1,43	...	0,53	0,42
	$Q_P = K_P Q_0$	588	520	446	408	390	...	144	114

Ввиду того что отклонения ординат от середины пропорциональны C_v , все значения Φ следует умножить на $C_v=0,24$.

Величины ΦC_v представляют собой отклонения ординат кривой обеспеченности от среднего значения ряда. Чтобы получить ординаты кривой обеспеченности K_P , к значениям ΦC_v следует прибавить единицу $K_P = \Phi C_v + 1$, так как среднее значение модульного коэффициента $K = 1,0$. Ординатами кривой обеспеченности могут быть расходы различной обеспеченности, вычисленные по формуле

$$Q_P = K_P Q_0. \quad (5.23)$$

В табл. 5.7 приведен расчет ординат обеспеченности K_P при соотношении $C_s=2C_v$ по приложению 2, пользование которым не

требует пояснений, а также вычислены величины Q_P по формуле (5.23).

4. Построение аналитических кривых обеспеченности годовых расходов при $C_s = 0,86$ и $C_s = 2C_v$ производится на клетчатке с умеренной асимметричностью (рис. 5.1). Кривые могут быть построены по ординатам K_P и Q_P . В данном примере кривые строятся в ординатах Q_P , как это уже было выполнено на рис. 5.1, для значений эмпирических точек.

После проведения кривых необходимо проанализировать, какая из аналитических кривых наиболее соответствует расположению эмпирических точек. Наилучшее совпадение, особенно в крайних участках кривой, получено у кривой, построенной при $C_s = 0,86$, что указывает на правильность выбранных параметров, в то время как у кривой, рассчитанной по $C_s = 2C_v$, расходы при малой и большой обеспеченности несколько занижены, что может привести к ошибке при оценке многоводных и маловодных расходов.

Если общее направление эмпирических точек не совпадает с аналитическими кривыми, необходимо проверить вычисления методом подбора соотношений C_s и C_v , изменить величину параметра C_s и построить новую аналитическую кривую обеспеченности.

Расходы заданной обеспеченности равны: $Q_{75\%} = 223 \text{ м}^3/\text{с}$, $Q_{90\%} = 196 \text{ м}^3/\text{с}$ и $Q_{99,9\%} = 138 \text{ м}^3/\text{с}$.

Как видно из приложений 2 и 3, ординаты аналитических кривых обеспеченностей можно считать до $P = 99,9\%$. Клетчатка вероятности составлена до $P = 99,99\%$. Убедившись, что выбранная аналитическая кривая соответствует эмпирическому распределению, можно в случае необходимости проэкстраполировать кривую до значения $P = 99,99\%$ по общему ходу аналитической кривой в нижнем ее участке.

Повторяемостью гидрологической величины, например годового стока, называется число лет N , в течение которых годовой сток повторяется в среднем один раз. На клетчатке вероятности, приведенной на рис. 5.1, верхняя горизонтальная шкала имеет надпись: «Период повторения N лет», и шкала имеет разграфку: в центре клетчатки 2, а затем влево и вправо до 10 000. Как видно, верхняя и нижняя шкалы связаны между собой следующими соотношениями:

а) при обеспеченности $P \leq 50\%$

$$N = \frac{100}{P}, \quad (5.24)$$

б) при обеспеченности $P > 50\%$

$$N = \frac{100}{100 - P}. \quad (5.25)$$

Повторяемость при обеспеченности: $P = 75\%$, $N = \frac{100}{100 - 75} = 4$, т. е. 1 раз в 4 года; $P = 90\%$, $N = \frac{100}{100 - 90} = 10$, т. е. 1 раз в 10 лет; при $P = 99,9\%$, $N = \frac{100}{100 - 99,9} = 1000$, т. е. 1 раз в 1000 лет.

Для определения повторяемости, а также характеристики года можно воспользоваться данными табл. 5.8, вычисленными по формулам (5.24) и (5.25).

Таблица 5.8

Связь обеспеченности, повторяемости и характеристики года

Обеспеченность, %	Характеристика года	Повторяемость, 1 раз в N лет	Обеспеченность, %	Характеристика года	Повторяемость, 1 раз в N лет
0,01	Катастрофически многоводный	10 000	75	Средний маловодный	4
0,1	То же	1 000	90	То же	10
1	Очень многоводный	100	95	Маловодный	20
3	Многоводный	33	97	„	33
5	„	20	99	Очень „ маловодный	100
10	Средний многоводный	10	99,9	Катастрофически маловодный	1 000
25	То же	4	99,99	То же	10 000
50	Средний (медианный)	2			

Как видно из приведенного примера, в табл. 5.8 при высоких и низких значениях обеспеченности, например 0,1 и 99,9%, повторяемость получена одинаковой и равна 1000, только в первом случае она характеризует катастрофически многоводный год, во втором случае — катастрофически маловодный. Объясняется это тем, что вероятность появления лет с большими и малыми расходами одинакова.

Упражнение 5.3. Определить годовой сток Северского Донца у г. Белая Калитва при достаточно продолжительном ряде наблюдений вероятностью превышения $P = 75, 95$ и 97% с определением параметров кривой обеспеченности методами наибольшего правдоподобия и графо-аналитическим.

Дано: средние годовые расходы воды (табл. 5.9).

Требуется: 1. Вычислить средний многолетний годовой расход и вероятность превышения $P\%$ наблюдаемых величин стока.

Вычисление методом наибольшего правдоподобия параметров кривой обеспеченности годового стока

р. Северский Донец — г. Белая Калитва, за период 1934—1941, 1947—1962 гг.

m	Год	$Q_{\text{ср. год}}$ м ³ /с	$Q_{\text{ср. год}}$ в убываю- щем по- рядке	Вероятность превышения $P = \frac{m - 0,3}{n + 0,4} 100\%$	$K_I = \frac{Q_I}{Q_0}$	$\lg K_I$	$K_I \lg K_I$
1	2	3	4	5	6	7	8
1	1934	106	271	4,0	1,84	0,4014	1,013
24	1962	67,8	54,9	96,0	0,371	-0,4318	-0,160
Сумма n		3526			24	-1,103	1,072
Среднее		24					
		147					

2. Построить эмпирические кривые обеспеченности наблюдаемых величин стока.

3. Рассчитать методом наибольшего правдоподобия и графо-аналитическим методом: а) параметры аналитических (теоретических) кривых обеспеченности, б) ошибки определения параметров, в) ординаты кривых обеспеченности, г) построить кривые обеспеченности.

4. Определить наиболее достоверное значение годового стока вероятностью превышения $P = 75, 95$ и 97% .

Решение: 1. Вычисление параметров аналитической кривой обеспеченности производится, кроме разобранных в упражнении 5.2 метода моментов, методами наибольшего правдоподобия и графо-аналитическим.

Метод наибольшего правдоподобия разработан применительно к кривой трехпараметрического гамма-распределения и используется для районов, где изменчивость годового стока $C_v > 0,5$. Аналогично указанию упражнения 5.1 перед вычислением параметров C_v и C_s по этому методу следует ориентировочно оценить значение C_v для выбранного водосбора по карте (рис. 5.2). Водосбор Северского Донца ограничен изолинией $C_v = 0,50$, следовательно, можно применить для расчета метод правдоподобия. Графо-аналитический метод применяется при использовании биномиальной кривой распределения при любом значении C_v . В данном упражнении рассмотрены два метода определения параметров кривой обеспеченности на примере ряда средних годовых расходов. В разделе «Требуется» п. 1 и 2 одинаково необходимы для двух методов, а дальнейшие расчеты будут проведены раздельно по каждому методу.

Средний многолетний сток, выраженный через расход Q_0 , согласно формуле (5.1), по данным табл. 5.9

$$Q_0 = \frac{\sum_{i=1}^n Q_i}{n} = \frac{3526}{24} = 147 \text{ м}^3/\text{с}.$$

Для вычисления вероятности превышения P наблюдаемых значений стока значения средних годовых расходов в табл. 5.9 располагаются в убывающем порядке. Вероятность превышения вычисляется по формуле (5.16) или приложению 4 (графа 5 табл. 5.9).

2. Эмпирические кривые обеспеченности при $C_v > 0,5$ строятся на клетчатке вероятности со значительной асимметричностью. На рис. 5.3 и 5.4 приведены две клетчатки, используемые в дальнейшем для двух рассматриваемых методов. По вертикальной оси откладываются модульные коэффициенты $K_i = Q_i/Q_0$, вычисленные в табл. 5.9 (можно по вертикальной оси откладывать расходы). На рис. 5.3 нанесены значения вероятности превышения, по точкам которых не проводится эмпирическая кривая; этот рисунок будет использован для метода наибольшего правдоподобия.

На рис. 5.4 по тем же наблюдаемым значениям вероятности превышения проводится сглаженная эмпирическая кривая обеспеченности, которая будет использована для графо-аналитического метода. Необходимо отметить, что проведение сглаженной кривой, особенно в крайних ее участках, требует большой тщательности.

3. Метод наибольшего правдоподобия.

а. В табл. 5.9 рассчитываются $\lg K_i$, произведение $K_i \lg K_i$ и общие суммы этих значений. Контролем таблицы является равенство числа членов ряда $n = 24$ и суммы графы 6. Для вычисления статистик λ_2 и λ_3 применяются формулы:

$$\lambda_2 = \frac{\sum_{i=1}^n \lg K_i}{n-1}, \quad (5.26)$$

$$\lambda_3 = \frac{\sum_{i=1}^n K_i \lg K_i}{n-1}. \quad (5.27)$$

По формулам (5.26) и (5.27) $\lambda_2 = \frac{-1,103}{23} = -0,0480$ и $\lambda_3 = \frac{1,072}{23} = 0,0466$.

Определение коэффициентов изменчивости C_v и асимметрии C_s производится по номограммам [71, прил. 1а и 1б), составленным как функции статистик λ_2 и λ_3 применительно к кривым

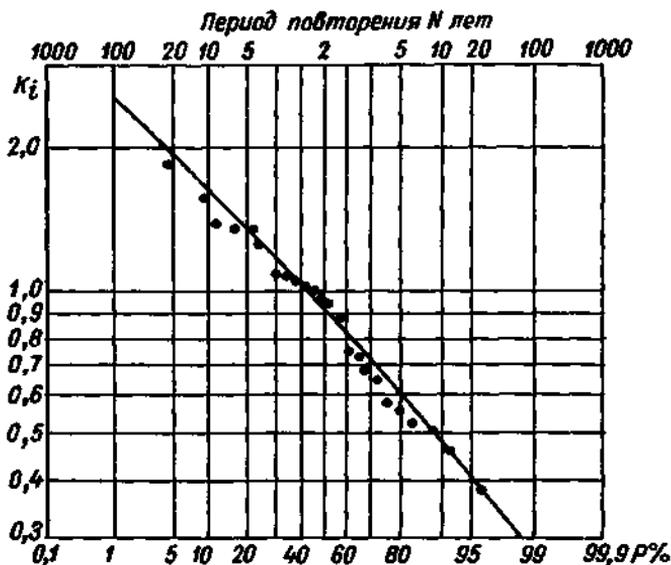


Рис. 5.3. Кривая обеспеченности годового стока р. Северский Донец — г. Белая Калитва по методу наибольшего правдоподобия при $Q_0=147$ м³/с, $C_v=0,46$, $C_s=3C_v$.

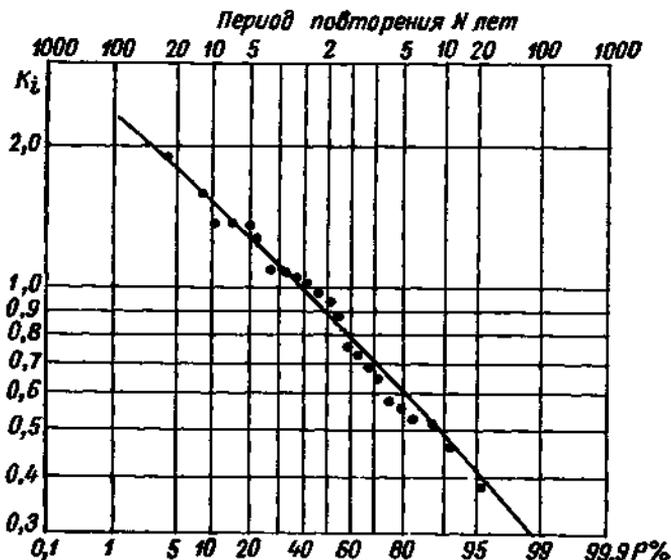


Рис. 5.4. Кривая обеспеченности годового стока р. Северский Донец — г. Белая Калитва по графо-аналитическому методу при $Q_0=147$ м³/с, $C_v=0,44$ и $C_s=0,93$.

трехпараметрического гамма-распределения. Номограммы составлены для $C_v = 0,40 \div 0,70$; $C_v = 0,60 \div 0,90$ и $C_v = 0,85 \div 1,40$. Пользование номограммами пояснено на рис. 5.5 стрелками согласно значениям λ_2 и λ_3 данного упражнения.

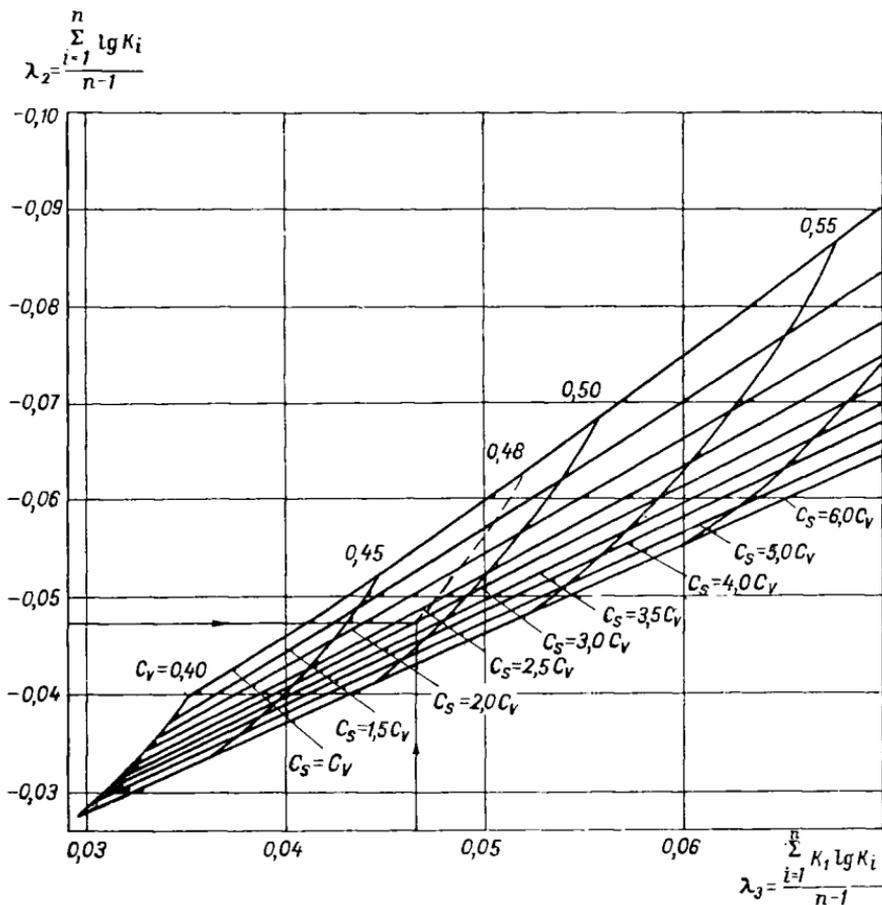


Рис. 5.5. Номограмма для вычисления параметров трехпараметрического гамма-распределения C_v и C_s методом приближенного наибольшего правдоподобия для $C_v = 0,40 \div 0,55$.

По номограммам получают значения C_v и соотношения C_s и C_v . Таким образом, по методу наибольшего правдоподобия параметры кривой обеспеченности $Q_0 = 147 \text{ м}^3/\text{с}$; $C_v = 0,48$; $C_s = 3C_v = 1,44$. Следует отметить, что полученное значение $C_v = 0,48$ близко к пределу $C_v = 0,50$ по условию применимости метода наибольшего правдоподобия.

б. Относительная средняя квадратическая ошибка среднего многолетнего значения годового стока по формуле (5.2) равна $\epsilon_{Q_0} = \pm \frac{C_v}{\sqrt{n}} 100\% = \frac{0,48}{\sqrt{24}} 100 = 9,8\%$.

Как указывалось в упражнении 5.1, если полученная ошибка находится в пределах $\leq 5-10\%$, значит, ряд наблюдений достаточен, чтобы Q_0 называлось нормой стока.

Относительная средняя квадратическая ошибка коэффициента изменчивости при определении C_v методом наибольшего правдоподобия определяется по формуле

$$\epsilon_{C_v} = \sqrt{\frac{3}{2n(3+C_v^2)}} 100\%, \quad (5.28)$$

где n — число членов ряда.

Для данного примера $\epsilon_{C_v} = \sqrt{\frac{3}{2 \cdot 24(3+C_v^2)}} 100\% = 13,9\%$.

Если ошибка ϵ_{C_v} находится в пределах $10-15\%$, рассматриваемый период наблюдений репрезентативен (представителен). В случае если вычисленные ошибки ϵ_{Q_0} и ϵ_{C_v} превышают указанные пределы, величины Q_0 и C_v приводятся к более длинному периоду.

в. Ординаты аналитической кривой обеспеченности K_P (отношение к среднему значению) по методу наибольшего правдоподобия определяются по приложению 3 и записываются в табл. 5.10.

Таблица 5.10

Ординаты аналитической кривой обеспеченности трехпараметрического гамма-распределения стока (метод наибольшего правдоподобия)

р. Северский Донец — г. Белая Калитва, $Q_0=147 \text{ м}^3/\text{с}$, $C_v=0,48$, $C_s=3C_v$

$P\%$	1	3	5	...	75	80	90	95	97	99
K_P	2,58	2,12	1,91	...	0,661	0,611	0,495	0,417	0,395	0,300
$Q_P = K_P Q_0$	379	312	278	...	97,1	89,8	72,8	61,3	57,8	44,1

Следует отметить, если C_v получено с точностью до 0,01, то величину K_P надо определять интерполяцией между значениями C_v . Например, расчетное число $C_v=0,48$ и $C_s=3C_v$ по приложению 2 для $P=1\%$ при $C_v=0,4$ $K_P=2,26$ и при $C_v=0,5$ $K_P=2,66$, искомое значение $K_P=2,58$.

В условии упражнения 5.3 задано определение расходов воды обеспеченностью 75; 95 и 97%, следовательно, вычисление ординат можно начать с 1% и продолжить до 99%; наблюдаемые значения обеспеченности находятся в пределах 4—96%.

Ординаты кривой обеспеченности Q_P , выраженные в м³/с, вычисляются по известным значениям K_P и Q_0 по формуле (5.23). Полученные значения записываются (с сокращением) в табл. 5.10.

г. Аналитическая кривая строится на клетчатке (рис. 5.4) по данным K_P из табл. 5.10. Как видно, аналитическая кривая хорошо согласуется с эмпирическими точками.

Графо-аналитический метод.

а. По сглаженной эмпирической кривой обеспеченности (рис. 5.4) определяются ее ординаты, т. е. модульные коэффициенты с вероятностью превышения $P=5, 50, 95\%$, равные $K_{5\%}=1,83; K_{50\%}=0,93; K_{95\%}=0,40$. Значения расходов соответствующей обеспеченности получаются из соотношений: $Q_{5\%}=K_{5\%} Q_0=1,83 \cdot 147=269$ м³/с; $Q_{50\%}=K_{50\%} Q_0=0,93 \cdot 147=137$ м³/с; $Q_{95\%}=K_{95\%} Q_0=0,40 \cdot 147=58,8$ м³/с. Если эмпирическая кривая обеспеченности построена в величинах расходов, заданные значения $Q_{5\%}, Q_{50\%}$ и $Q_{95\%}$ снимаются непосредственно с кривой. Коэффициент скошенности вычисляется по формуле

$$S = \frac{Q_{5\%} + Q_{95\%} - 2Q_{50\%}}{Q_{5\%} - Q_{95\%}}. \quad (5.29)$$

Последовательность всех вычислений приведена в табл. 5.11.

Таблица 5.11

Вычисление параметров кривой обеспеченности годового стока графо-аналитическим методом

р. Северский Донец — г. Белая Калитва, 1934—1941 и 1947—1962 гг.

Ординаты эмпирической кривой			S	C _s	Φ _{5%} - Φ _{95%}	Q _{5%} - Q _{95%}
Q _{5%}	Q _{50%}	Q _{95%}				
269	137	58,8	0,26	0,93	3,21	210,2
$\frac{Q_{5\%} - Q_{95\%}}{Q_{5\%} - \Phi_{95\%}}$	Φ _{50%}	σΦ _{50%}	Q' ₀ = Q _{5%} - σΦ _{50%}	C _v = $\frac{\sigma}{Q_0}$	Q ₀	Q ₀ - Q' ₀
65,5	-0,16	-10,5	148	0,44	147	1

По вычисленному значению коэффициента скошенности $S=0,26$ в приложении 3 определяется $C_s=0,93$, разность нормированных ординат биномиальной кривой $\Phi_{5\%} - \Phi_{95\%}=3,21$

и ордината биномиальной кривой обеспеченности $P=50\%$
 $\Phi_{50\%} = -0,16$.

Определяется разность между расходами, установленными по сглаженной эмпирической кривой (на рис. 5.1):

$$Q_{5\%} - Q_{95\%} = 269 - 58,8 = 210.$$

Среднее квадратическое отклонение вычисляется по формуле

$$\sigma = C_v Q'_0 = \frac{Q_{5\%} - Q_{95\%}}{\Phi_{5\%} - \Phi_{95\%}}. \quad (5.30)$$

Средний многолетний годовой сток равен

$$Q'_0 = Q_{50\%} - \sigma \Phi_{50\%}. \quad (5.31)$$

Коэффициент вариации вычисляется по формуле (5.30)

$$C_v = \frac{\sigma}{Q'_0}. \quad (5.32)$$

Производя последовательные вычисления в табл. 5.11, подставляя все известные значения в формулы (5.30), (5.31) и (5.32), получим параметры биномиальной кривой распределения по графо-аналитическому методу равными: $Q'_0 = 148 \text{ м}^3/\text{с}$, $C_s = 0,93$, $C_v = 0,44$. Напомним, что графо-аналитический метод при использовании биномиальной кривой распределения применяется при любом значении C_v .

Аналитическая кривая обеспеченности считается в достаточной мере соответствующей эмпирическому распределению при соблюдении следующего неравенства:

$$(Q_c - Q'_0) < 0,02Q_0.$$

В данном примере $0,02Q_0 = 0,02 \cdot 148 = 2,96 \text{ м}^3/\text{с}$, а полученная разность $Q_0 - Q'_0 = 147 - 148 = +1 \text{ м}^3/\text{с}$. Таким образом, условие соответствия выполнено.

б. Средняя квадратическая ошибка $\epsilon_{Q'_0}$ по формуле (5.2) равна

$$\epsilon_{Q'_0} = \pm \frac{0,44}{\sqrt{24}} \cdot 100 = 9,1\%.$$

Средняя квадратическая ошибка ϵ_{C_v} определяется по той же формуле (5.21), применяемой в методе моментов,

$$\epsilon_{C_v} = \sqrt{\frac{1 + C_v^2}{2n}} \cdot 100\% = \sqrt{\frac{1 + 0,44^2}{48}} \cdot 100 = 15,7\%.$$

Полученное значение $\epsilon_{Q'_0}$ удовлетворяет указанным выше требованиям, величина ошибки ϵ_{C_v} несколько превышает допустимый предел 15%.

в. Ординаты аналитической кривой обеспеченности K_P определены по приложению 2 и записываются с учетом интерполяции в табл. 5.12 (приводится с сокращением).

Таблица 5.12

Ординаты аналитической кривой обеспеченности биномиального распределения стока

р. Северский Донец — г. Белая Калитва, $Q_0=147$ м³/с, $C_v=0,44$ и $C_s=0,93$

$P\%$	1	3	5	...	75	80	90	95	97	99
Φ	3,00	2,23	1,86	...	-0,73	-0,85	-1,14	-1,34	-1,46	-1,64
ΦC_v	1,32	0,98	0,82	...	-0,32	-0,37	-0,50	-0,59	-0,64	-0,32
$K_P = \Phi C_v + 1$	2,32	1,98	1,82	...	0,68	0,63	0,50	0,41	0,36	0,28
$Q_P = K_P Q_0$	343	283	269	...	101	93,2	74,0	60,7	53,3	41,4

г. Аналитическая кривая обеспеченности строится на клетчатке (рис. 5.4) по данным ординат, приведенных в табл. 5.12, и хорошо согласуется с эмпирической кривой.

4. По условию упражнения требуется определить годовую сток вероятностью превышения $P=75; 95$ и 97% . Наилучшее соответствие эмпирических точек и аналитических кривых, полученных методами наибольшего правдоподобия и графо-аналитическим при обеспеченности $P > 70\%$, как видно из рис. 5.3 и 5.4, получается графо-аналитическим методом. В качестве расчетных расходов следует рекомендовать значения из табл. 5.12: $Q_{75\%} = 101$ м³/с, $Q_{95\%} = 60,7$ м³/с и $Q_{97\%} = 53,3$ м³/с.

Упражнение 5.4. Построить интегральные кривые стока в прямоугольных и косоугольных координатах для р. Хопра у г. Балашова.

Дано: средние месячные расходы (табл. 5.13).

Требуется: 1. Вычислить сток за каждый месяц и подсчитать сумму стока с начала периода.

2. Построить интегральные кривые стока с лучевыми масштабами: а) в прямоугольных и б) косоугольных координатах.

3. Рассмотреть примеры использования интегральных кривых.

Решение: 1. Вычисляется сток за каждый месяц. Зная средний месячный расход Q , сток W м³ за месяц определяется по формуле

$$W = QT, \quad (5.33)$$

где Q — средний месячный расход, м³/с; T — число секунд в месяце (см. табл. 2).

Для января 1951 г. объем стока равен

$$W = QT = 6,37 \cdot 2,68 \cdot 10^6 = 17,1 \cdot 10^6 \text{ м}^3.$$

Аналогично вычисляется сток за любой месяц.

Сумма стока за период вычисляется последовательным суммированием. Например, в табл. 5.13 за январь $17,1 \cdot 10^6$ м³, за январь плюс февраль $17,1 + 15,0 = 32,1 \cdot 10^6$ м³.

2. Интегральные кривые стока выражают последовательное накопление стока воды в рассматриваемом створе реки за определенный период времени. Кривые могут быть построены за декаду, месяц, год и за несколько лет. Большое применение интегральные кривые имеют при расчетах регулирования стока.

а. Интегральная кривая в прямоугольных координатах строится следующим образом.

На рис. 5.6 в выбранном масштабе по данным табл. 5.13 откладывается значение сумм стока $\sum W$ за каждый месяц, относя значения к концу месяца. Точки соединяются прямыми линиями. Участки кривой с крутым подъемом соответствуют весенним периодам нарастания стока, более пологие — межени, летней и зимней.

Тангенс угла α , образованного прямой, соединяющей начало и конец интегральной кривой с осью абсцисс, характеризует средний расход за весь период

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{\sum W}{T} = Q_{\text{ср.}} \quad (5.34)$$

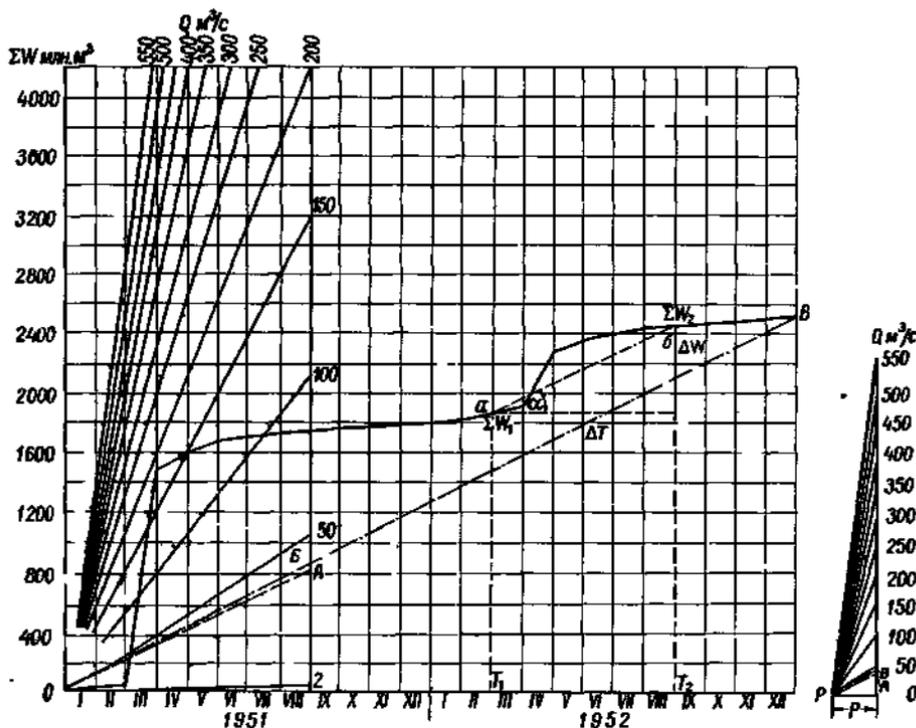


Рис. 5.6. Интегральная кривая стока в прямоугольных координатах р. Хопер — г. Балашов за 1951—1952 гг.

Сток р. Хопра у г. Балашова за период с января 1951 г.
по декабрь 1952 г.

Год, месяц	Q м ³ /с	W млн. м ³	$\sum W$ с начала периода, млн. м ³
1951			
I	6,37	17,1	17,1
II	6,21	15,0	32,1
XII	7,62	20,4	181,4
1952			
I	7,48	20,0	1834
II	18,3	45,9	1880
XI	8,60	22,3	2512
XII	7,27	19,5	2532

Если взять любой отрезок интегральной кривой, например на рис. 5.6 точки a и b , и соединить эти две точки, то получим прямоугольный треугольник со сторонами $\Delta \sum W$, ΔT и углом α . Тангенс α равен

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{\Delta \sum W}{\Delta T} = Q'_{\text{ср}}. \quad (5.35)$$

Из полученных соотношений видно, что если взять любой период на интегральной кривой, то средний расход за этот период может быть получен по формуле

$$Q = \operatorname{tg} \alpha \frac{m}{n}, \quad (5.36)$$

где m и n — принятые масштабы в единицах измерения по вертикальной и горизонтальной шкале. Средний расход за любой период времени по интегральной кривой можно определить графическим способом, для чего строится специальный лучевой масштаб.

Построение лучевого масштаба производится двумя способами.

Способ 1. Выбирается какой-либо период времени T в зависимости от длительности общего периода построения интегральной кривой стока. В данном примере для построения лучевого масштаба выбирается период времени T , равный восьми месяцам. Принимая число секунд в среднем за месяц равным $2,63 \cdot 10^6$, получим период

$$T = 2,63 \cdot 10^6 \cdot 8 = 21,04 \cdot 10^6 \text{ с.}$$

Из табл. 5.13 выбираются наименьшие и наибольшие средние месячные расходы и определяется амплитуда их колебания. Значения $Q_{\text{наим}} = 3,75$ м³/с и $Q_{\text{наиб}} = 548$ м³/с. Округлив расходы,

устанавливаем амплитуду колебания от 2 до 550 м³/с, которую подразделим на интервалы через 50 м³/с и рассчитаем сток (табл. 5.14).

Таблица 5.14

Данные для построения лучевого масштаба

Расход, Q м ³ /с	Сток за период $T=8$ мес. = $21,04 \cdot 10^6$ с	Расход, Q м ³ /с	Сток за период $T=8$ мес. = $21,04 \cdot 10^6$ с
2	42	300	6 312
50	1 052	350	7 364
100	2 104	400	8 416
150	3 156	450	3 468
200	4 208	500	10 520
250	5 260	550	11 572

На рис. 5.6 проводится ордината для $T=8$ мес., на которой по вертикальному масштабу 1 см = 200 млн. м³ откладывается по данным табл. 5.14 значение стока за период T для расходов 2; 50 и т. д. до 550 м³/с. При точках, соответствующих значениям стока для $T=8$ мес., выписываются значения расходов. Полученные точки соединяются прямыми линиями с началом координат на графике, в результате получается пучок прямых линий, образующих лучевой масштаб.

Точки, соответствующие величинам стока, для расходов более 200 м³/с на ординате (рис. 5.6) не показаны. В нижней части рисунка линии лучевого масштаба оборваны, чтобы не закрывать кривую стока.

Способ 2. Лучевой масштаб можно построить за пределами графика.

Основание лучевого масштаба, т. е. полюсное расстояние, можно определить по формуле

$$p = \frac{m_W}{m_Q m_T} \text{ см}, \quad (5.37)$$

где m_W — число единиц в 1 см вертикального масштаба для суммарного стока $\sum W \cdot 10^6$ м³; m_Q — число единиц в 1 см вертикального масштаба для расходов Q м³/с; m_T — число единиц в 1 см горизонтального масштаба за время T секунд.

Для данного примера:

$$m_W \text{ 1 см} = 200 \cdot 10^6 \text{ м}^3,$$

$$m_Q \text{ 1 см} = 50 \text{ м}^3/\text{с},$$

$$m_T \text{ 1 см} = 86\,400 \cdot 30 \cdot 1 \text{ с}.$$

Подставляя в формулу приведенные величины, имеем

$$p = \frac{200 \cdot 10^6}{50 \cdot 86\,400 \cdot 30 \cdot 1} = 1,54 \text{ см}.$$

На рис. 5.6 справа откладываем полюсное расстояние $\rho = 1,54$ см, а по ординате — значения расходов в принятом масштабе $1 \text{ см} = 50 \text{ м}^3/\text{с}$. Соединяя прямыми линиями точку полюса ρ , в которой сходятся все лучи веера расходов, с масштабными засечками 50, 100, 150 до $550 \text{ м}^3/\text{с}$, получаем лучевой масштаб.

б. При построении интегральных кривых стока в прямоугольных координатах за длительные периоды времени кривая стока вытягивается вверх и график становится неудобным для пользования. В этом случае кривую стока удобнее строить в косоугольной системе координат. В последнее время в практике гидрологических расчетов для построения интегральных кривых стока применяется более простой и требующий меньше времени прием построения кривой при помощи разностей стока. В этом случае кривая стока изображает нарастание разностей между колеблющимся расходом за какой-либо интервал времени и постоянным средним расходом данной реки за весь период времени построения кривой.

Для построения разностной интегральной кривой составляется табл. 5.15.

Таблица 5.15

К построению интегральной кривой в косоугольных координатах

№ п/п	Месяц, год	Средний месячный расход $Q \text{ м}^3/\text{с}$	Сток за месяц $W \approx QT \cdot 10^6 \text{ м}^3$	Сумма стока с начала периода $\sum W \cdot 10^6 \text{ м}^3$	Сумма равномерного стока с начала периода $\sum W' \cdot 10^6 \text{ м}^3$	Разность стока $\sum W - \sum W' \cdot 10^6 \text{ м}^3$
1	2	3	4	5	6	7
1	I 1951	6,37	17,1	17,1	105,5	-88,4 мин
2	II	6,21	15,0	32,1	211	-178,9
3	III	548	1469	1501	316	+1185
4	IV	45,3	117,3	1618	422	+1196 макс
12	XII	7,62	20,4	1814	1266	+548
13	I 1952	7,48	20,0	1834	1372	+462
14	II	18,3	45,9	1880	1477	+403
23	XI	8,60	22,3	2512	2426	+86
24	XII	7,27	19,5	2532	2532	0

Сумма стока в табл. 5.15 вычисляется аналогично суммам в табл. 5.13. Общая сумма стока за 2 года составляет 2532 млн. м^3 . Если этот сток распределить по месяцам равномерно за весь период, то средний месячный объем стока за 2 года будет равен

$$W = \frac{2532}{24} = 105,5 \text{ млн. м}^3.$$

Средний месячный равномерный расход

$$Q_{\text{ср}} = \frac{W_{\text{ср}}}{T} = \frac{105,5 \cdot 10^6}{30 \cdot 86400} = 40,8 \text{ м}^3/\text{с}.$$

В графу 6 табл. 5.15 вписывается сумма равномерно распределенного стока, который последовательно суммируется за каждый месяц. В графу 7 вписывается разность между суммой естественного и равномерного стока: $17,1 - 105,5 = -88,4$ и т. д.; разность может быть с положительным и отрицательным знаком.

Для построения интегральной кривой на рис. 5.7 выбирается горизонтальный масштаб времени в зависимости от продолжительности периода построения интегральной кривой (1 см может соответствовать 1, 2, 5, 10 месяцам). Вертикальный масштаб

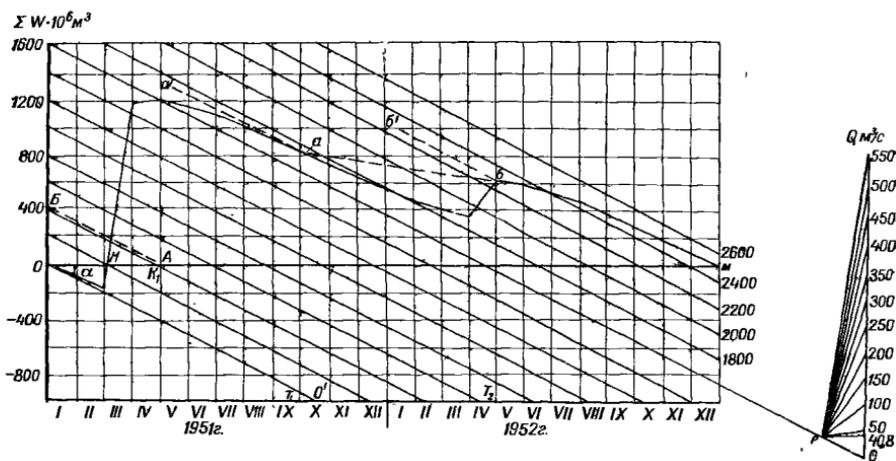


Рис. 5.7. Интегральная кривая стока в косоугольных координатах р. Хопер — г. Балашов за 1951—1952 гг.

принимается в зависимости от амплитуды положительных и отрицательных разностей расходов (табл. 5.15). В данном примере разности составляют от 1196 до $-88,4$ млн. м^3 .

На рис. 5.7 проводится нулевая линия OM , от которой вверх и вниз наносится выбранный вертикальный масштаб. От линии OM откладываются разности стока, соответствующие каждому месяцу; полученные точки соединяются, образуя сокращенную интегральную кривую стока.

Для отсчетов объемов стока по интегральной кривой надо построить косые лучи, которые являются линиями равных суммарных объемов. По линии OM (условно принятой при построении разностей стока за нулевую) находим точку A , соответствующую любому месяцу, например апрелю 1951 г. На вертикальной шкале находим точку B , соответствующую объему суммарного равномерного стока за период январь—апрель 1951 г. По табл. 5.15 $\Sigma W' = 422$ млн. м^3 . Соединяя точки A и B , получим направление шкалы для отсчетов объемов стока.

Проводя линии, параллельные AB , через точки вертикальной шкалы 0, 200, 400, 600 и т. д. до максимального объема стока на данной кривой, т. е. $\sum W = 2600$ млн. m^3 , получим косую масштабную сетку. Значение объемов стока выписывается при масштабных линиях.

Направление нулевого косо́го луча проверяется следующим образом. Линию OM поворачивают вниз на угол α , значение которого можно определить из формулы (5.36)

$$\operatorname{tg} \alpha = Q_{\text{ср}} \frac{n}{m}. \quad (5.38)$$

Подставляя в формулу (5.38) известные значения $Q_{\text{ср}} = 40,8$ m^3/c , $n = 1 \cdot 30 \cdot 86400$ с и $m = 200 \cdot 10^6$ m^3 , получим

$$\operatorname{tg} \alpha = 40,8 \frac{1 \cdot 30 \cdot 86400}{200 \cdot 10^6} = 0,5288.$$

По найденному значению $\operatorname{tg} \alpha$ определим $\alpha = 27^\circ 48'$. Откладывая от точки O (рис. 5.7) угол $\alpha = 27^\circ 48'$ вниз от линии OM , получим направление нулевой линии масштаба объемов стока $00'$, которое совпадает с ранее полученным (см. рис. 5.6). При проведении косых лучей следует проверить, чтобы расстояния OK , KK_1 и т. д. были для всех лучей постоянны.

Отсчет объемов стока по косым масштабным линиям производится следующим образом. Возьмем на рис. 5.7, например, точку T_1 , соответствующую 1 октября 1951 г., проводим линию, параллельную оси ординат, до пересечения в точке a с кривой стока. Затем через эту точку проводим пунктиром линию aa' , параллельную масштабным линиям 1600 и $1800 \cdot 10^6$ m^3 , и считываем сток между этими линиями $W = 1750 \cdot 10^6$ m^3 . Аналогично производится отсчет и для точки T_2 , соответствующей 1 мая 1952 г., по линии bb' , где $W = 2240 \cdot 10^6$ m^3 . После построения линий масштабов для отсчетов объемов стока необходимо проверить, соответствует ли по масштабу отсчет стока для последней точки кривой M . На рис. 5.7 в точке M по масштабу отсчет $\sum W = 2532 \cdot 10^6$ m^3 , следовательно, масштаб построен верно.

Лучевой масштаб для определения средних расходов по интегральной кривой строится справа от графика. Для этой цели продолжаем какой-либо луч косо́го масштаба (в данном случае $\sum W = 1600 \cdot 10^6$ m^3) и в произвольной точке назначаем начальную точку масштаба расходов $Q = 0$ m^3/c .

Из полученной точки проводится линия, перпендикулярная линии OM , на которой откладываются масштабные деления для расходов. Масштаб расходов выбирается в зависимости от максимального среднего месячного расхода из табл. 5.15. В данном случае $Q_{\text{макс. ср}} = 548$ m^3/c .

Положение точки p (полюса лучевого масштаба) определяется следующим образом. На шкале средних расходов находят положение среднего расхода за весь период времени, взятый

для построения интегральной кривой. В нашем примере $Q_{\text{ср}} = 40,8 \text{ м}^3/\text{с}$.

Из точки, соответствующей $Q = 40,8 \text{ м}^3/\text{с}$, проводится линия, параллельная OM , до пересечения с косой линией масштаба (точка p). Соединяя засечки отложенных на масштабной линейке средних расходов с точкой p прямыми линиями, получаем лучевую масштаб графика.

Полюсное расстояние можно определить, кроме того, и по формуле (5.37). Подставляя в нее известные значения масштабов, получим величину полюсного расстояния

$$p = \frac{200 \cdot 10^6}{50 \cdot 1 \cdot 30 \cdot 86400} = 1,54 \text{ см.}$$

Полученная длина полюсного расстояния соответствует длине, определенной графическим способом (рис. 5.7).

3. По полученным интегральным кривым стока можно решать практические задачи.

Пример 1. Определить сток р. Хопра у г. Балашова за период 1 марта—1 сентября 1952 г. по разности ординат интегральной кривой. На рис. 5.7 отмечены точки T_1 и T_2 , которым соответствуют ординаты $\sum W_1 = 1880 \cdot 10^6 \text{ м}^3$ и $\sum W_2 = 2468 \times 10^6 \text{ м}^3$. Сток за период $\Delta \sum W = \sum W_2 - \sum W_1 = 2468 - 1880 = 588 \cdot 10^6 \text{ м}^3$.

Пример 2. Определить сток за период, указанный в примере 1, графически по кривой на рис. 5.7. При графическом способе определения стока за период вычисляется по формуле

$$\Delta \sum W = lm, \quad (5.39)$$

где l — длина отрезка, см; m — число единиц в 1 см вертикального масштаба.

В данном примере $l = 2,94 \text{ см}$; $m = 200 \cdot 10^6 \text{ м}^3$, следовательно, $\Delta \sum W = 2,94 \cdot 200 \cdot 10^6 = 588 \cdot 10^6 \text{ м}^3$.

Пример 3. Определить аналитически средний расход за период, указанный в примере 1.

Аналитически расход вычисляется по формуле

$$Q_{\text{ср}} = \frac{\sum W_2 - \sum W_1}{T_2 - T_1} = \frac{\Delta W}{\Delta T}. \quad (5.40)$$

$$T_1 = 1/\text{III} \text{ 1952 г. } \sum W_1 = 1880 \cdot 10^6 \text{ м}^3,$$

$$T_2 = 1/\text{IX} \text{ 1952 г. } \sum W_2 = 2468 \cdot 10^6 \text{ м}^3.$$

Период $\Delta T = 6 \text{ мес.}$; при переводе в секунды $\Delta T = 6 \cdot 30 \times 86400 = 15552 \cdot 10^3 \text{ с}$. Подставляя указанные значения в формулу (5.40), имеем:

$$Q_{\text{ср}} = \frac{2468 - 1880}{15552 \cdot 10^6} = 37,8 \text{ м}^3/\text{с}.$$

Пример 4. Определить средний расход графически по лучевому масштабу за тот же период. На рис. 5.6 пунктирная линия, соединяющая точки a и b , переносится параллельно на лучевой масштаб, причем на лучевом масштабе, построенном по первому способу, получаем линию OA , по второму PA . Пересечение этих линий с масштабными линейками определит значение среднего расхода, равное $38 \text{ м}^3/\text{с}$.

Пример 5. Определить по лучевому масштабу средний расход за весь период с января 1951 г. по декабрь 1952 г. На рис. 5.6 прямую OB , соединяющую начальную и конечную точки интегральной кривой, переносим параллельно до пересечения с начальными точками лучевых масштабов O и P ; как видно, лучи пересекают масштаб в точке B . Определяя графически значение Q в точке B по масштабной линейке, имеем $Q_{\text{ср}}=40,8 \text{ м}^3/\text{с}$.

В практической работе удобнее пользоваться масштабом, построенным вторым способом.

Пример 6. Определить средний расход за период 1 марта—1 сентября 1952 г. и 1 января 1951 г.—31 декабря 1952 г. по формуле (5.36) и рис. 5.6. Угол наклона прямой ab для среднего значения $\alpha=26^\circ$. Подставляя соответствующие значения в формулу (5.36), имеем

$$Q_{\text{ср}}=0,49 \frac{200 \cdot 10^6}{86400 \cdot 30 \cdot 1} = 37,8 \text{ м}^3/\text{с}.$$

Для среднего расхода за весь период угол наклона прямой OB $\alpha=28^\circ$, $\text{tg } \alpha=0,5317$. Подставляя в формулу (5.36), имеем

$$Q_{\text{ср}}=0,53 \frac{200 \cdot 10^6}{86400 \cdot 30 \cdot 1} = 40,8 \text{ м}^3/\text{с}.$$

Пример 7. Определить сток р. Хопра у г. Балашова по интегральной кривой в косоугольных координатах за период с 15 октября 1951 г. (T_1) по 1 мая 1952 г. (T_2). Точкам T_1 и T_2 на интегральной кривой соответствуют точки a и b , для которых сток по интегральной кривой равен $1770 \cdot 10^6$ и $2270 \cdot 10^6 \text{ м}^3$. Сток за рассматриваемый период $\sum \Delta W=2270 \cdot 10^6 - 1770 \times 10^6=500 \cdot 10^6 \text{ м}^3$.

Пример 8. Определить по лучевому масштабу интегральной кривой в косоугольных координатах средний расход за весь период построения кривой.

Переносим параллельно линию OM на рис. 5.7 к точке лучевого масштаба p , по вертикальной оси масштаба получаем точку $Q=40,8 \text{ м}^3/\text{с}$.

Упражнение 5.5. Оценить репрезентативность ряда годового стока.

Дано: 1. Сведения из упражнения 5.1 для р. Оки у г. Калуги.

2. Средние годовые расходы р. Камы у г. Перми за период 1889—1958 гг. (табл. 5.17).

Требуется: оценить репрезентативность ряда следующими методами:

1) по относительным средним квадратическим ошибкам статистических параметров: а) ошибке средней многолетней величины ряда расходов ϵ_{Q_0} , б) ошибке средней многолетней величины ряда при наличии корреляционной связи стока смежных лет, в) ошибке коэффициента изменчивости ϵ_{C_v} ;

2) путем сопоставления статистических параметров расчетного створа и створа-аналога;

3) путем применения разностных интегральных кривых стока.

Решение: репрезентативным рядом наблюдений какого-либо элемента гидрометеорологического режима называется представительность этого ряда, типично отражающая закономерности изменения этого элемента за рассматриваемый период на данной территории.

Репрезентативность пункта наблюдений изучаемого элемента — это степень представительности пункта с точки зрения отражения условий, характерных для более и менее значительной территории.

После того как на выбранном пункте накоплены данные наблюдений за каким-либо элементом, оценивается репрезентативность этих данных с применением статистических методов.

1. а. Относительная средняя квадратическая ошибка средней многолетней величины ряда расходов воды р. Оки у г. Калуги вычислена по формуле (5.2) в упражнении 5.1, равная $\epsilon_Q = 2,75\%$, и там же приведены условия репрезентативности ряда.

Продолжительность ряда n для определения среднего значения расходов с заданной точностью рассчитывается по формуле

$$n = \frac{C_v^2 \cdot 10^4}{\epsilon_{Q_0}^2}, \quad (5.41)$$

где C_v — коэффициент изменчивости, который может быть предварительно определен по карте (рис. 5.2); ϵ_{Q_0} — заданная точность расчета.

По формуле (5.41) составлена вспомогательная табл. 5.16.

С увеличением коэффициента изменчивости увеличивается число лет наблюдений, необходимое для определения стока с заданной точностью. Предположим, что сток р. Оки у г. Калуги при $C_v = 0,26$ надо рассчитать с заданной точностью $\epsilon_{Q_0} = 8\%$, при этом продолжительность ряда наблюдений по формуле (5.41) равна

$$n = \frac{0,26^2 \cdot 10^4}{8^2} = 11 \text{ лет.}$$

Число членов ряда n для вычисления среднего значения стока с заданной точностью $\epsilon_{Q_0}^0\%$ при разных значениях коэффициента изменчивости

C_v	$\epsilon_{Q_0}^0\%$						
	$\pm 4,0$	$\pm 5,0$	$\pm 6,0$	$\pm 7,0$	$\pm 8,0$	$\pm 9,0$	$\pm 10,0$
0,10	6	4	3	2	2	1	1
0,15	14	9	6	5	4	3	2
0,20	25	16	11	8	6	5	4
0,25	39	25	17	13	10	8	6
0,30	56	36	25	19	14	11	9
0,35	76	49	39	25	19	15	12
0,40	100	64	44	33	15	20	16
0,45	126	81	55	42	32	25	20
0,50	156	100	69	50	39	31	25
0,55	189	121	83	62	47	38	30
0,60	225	144	99	74	56	45	36
0,70	306	196	136	100	77	61	49
0,80	400	256	178	131	100	79	64
0,90	506	324	225	165	127	100	81
1,00	625	400	278	204	156	123	100

Следует иметь в виду, что ряд для определения более надежного значения среднего многолетнего стока надо увеличивать с учетом влияния многоводных и маловодных периодов.

б. Ошибка средней многолетней величины ряда при наличии корреляционной связи стока смежных лет определится по формуле

$$\epsilon_{Q_0} = \frac{100C_v}{\sqrt{n}} \sqrt{\frac{1+r}{1-r}}, \quad (5.42)$$

где r — коэффициент корреляции значений стока смежных лет. Формула (5.42) применяется, если $r > 0,2$.

Вычисление коэффициента корреляции величин расходов смежных лет р. Оки у г. Калуги производится согласно указаниям упражнения 3.2 с тем только изменением, что в графе 3 табл. 3.8 выписываются значения расходов (y) в хронологическом порядке начиная с 1882 г., а в графе 4 — значения расходов (x) со сдвигом на один год, т. е. с 1883 г.

Не приводя расчетной корреляционной таблицы укажем, что значение коэффициента корреляции расходов смежных лет для р. Оки у г. Калуги за период с 1882 по 1970 г. $r=0,18$. По условию применения формулы (5.42) оценка ряда по ней для данного примера не производится.

в. Относительные ошибки коэффициентов изменчивости ϵ_{C_v} зависят от методов определения коэффициентов C_v . Формула расчета ошибок ϵ_{C_v} , а также оценка их для установления репрезентативности ряда приведены в упражнении 5.2.

2. Метод сопоставления статистических параметров расчетного створа и створа-аналога для оценки репрезентативности ряда заключается в следующем. Устанавливается корреляционная зависимость между расходами расчетного створа и створа-аналога за период одновременных наблюдений. Если коэффициент корреляции $r \geq 0,8$, то можно применить метод сопоставления статистических параметров. Для пункта-аналога по данным за N лет рассчитываются параметры кривых обеспеченности, строится теоретическая кривая с проверкой ее эмпирическими значениями. Для расчетного створа такие же расчеты и построения производятся за n лет, причем должно быть соблюдено условие, что $N \gg n$. Если полученные статистические параметры совпадают, следовательно, период наблюдений n в расчетном створе репрезентативен.

3. Для оценки репрезентативности ряда используются разностные интегральные кривые стока по створу реки-аналога с периодом с 1880 по 1958 г. и при условии, что $N > 50$. Рассматриваемый метод используется для выбора из всего имеющегося ряда наблюдений более короткого ряда, репрезентативного как по среднему стоку, так и по коэффициенту изменчивости.

Разностная интегральная кривая характеризует изменения во времени нарастающей суммы (от начала наблюдений в пункте-аналоге) отклонений величин стока Q_{ia} от его средней многолетней величины Q_{0a} . При построении разностной интегральной кривой сток удобнее выражать в модульных коэффициентах $K \doteq Q_{ia}/Q_{0a}$ или $K = M_{ia}/M_{0a}$. Отклонение модульного коэффициента от его средней величины равно $K - 1$, так как среднее значение модульного коэффициента за ряд лет равно единице. При построении интегральной кривой вычисляется нарастающая сумма отклонений $\sum_{i=1}^t (K - 1)$. За начальный период суммирования можно брать первый год наблюдений (а можно начинать и с другого момента t).

Ординаты интегральных кривых вычисляются по уравнению

$$\sum_{i=1}^t (K_{ia} - 1) = f(t). \quad (5.43)$$

Для исключения влияния на модульные коэффициенты степени изменчивости стока при построении разностных интегральных кривых можно ординаты кривой вычислять по уравнению

$$\frac{\sum_{i=1}^t (K_{ia} - 1)}{C_v} = f(t). \quad (5.44)$$

Порядок построения разностных интегральных кривых начинается с составления данных табл. 5.17 [39].

Отклонения разностной интегральной кривой модульных коэффициентов
р. Кама — г. Пермь, 1881—1958 гг.

№ п/п	Год	Q_0 м ³ /с	$K_i = \frac{Q_i}{Q_0}$	$K_i - 1$	$\sum_{i=1}^t (K_i - 1)$	$\frac{\sum_{i=1}^t (K_i - 1)}{C_v}$
0	1880	—	—	—	—	—
1	1881	10,1	1,03	0,03	0,03	0,16
2	1882	11,2	1,15	0,15	0,18	0,35
...
78	1958	11,5	1,18	0,18	0,00	0,00
	Сумма	760,74	78,0			
	Среднее	9,76				

Для всех лет, расположенных в табл. 5.17 в хронологическом

порядке, вычисляются: $K_i = \frac{Q_i}{Q_0}$, $K_i - 1$, $\sum_{i=1}^t (K_i - 1)$ и $\frac{\sum_{i=1}^t (K_i - 1)}{C_v}$.

Последние три величины могут иметь положительное и отрицательное значение. Обязательным условием при составлении такого ряда является его непрерывность, так как в противном случае нарушается представление о циклических колебаниях стока. Если исследуемый ряд стока имеет пропуски, то их обязательно следует восстановить одним из методов, рассмотренных выше.

На рис. 5.8 строится разностная интегральная кривая откло-

нений от середины модульных коэффициентов $\frac{\sum_{i=1}^t (K_i - 1)}{C_v} = f(t)$.

Интегральные кривые имеют следующее свойство: тангенс угла α , образованного прямой, соединяющей две какие-либо точки интегральной кривой с осью абсцисс, характеризует среднюю величину подынтегральной функции за период m лет, заключенный между заданными точками. Это свойство положено в основу методики построения лучевого масштаба (см. упражнение 5.4)

$$\operatorname{tg} \alpha = (K - 1)_{\text{cp}} = \frac{\sum_{i=1}^{t_2} (K_i - 1) - \sum_{i=1}^{t_1} (K_i - 1)}{m}, \quad (5.45)$$

где t_1 и t_2 — время начальной и конечной ординат интегральной кривой; m — число лет в интервале времени $t_2 - t_1$.

Положение прямой, соединяющей точку кривой с ординатой, соответствующей начальному отсчету t_1 , с точкой конца периода t_2 , характеризует среднюю водность за этот период относительно среднего значения за весь многолетний период.

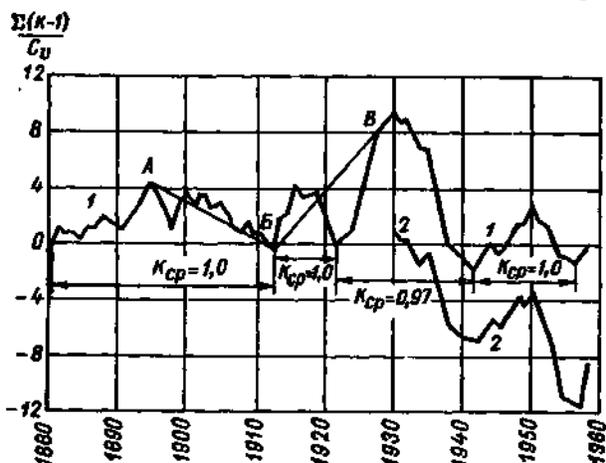


Рис. 5.8. Разностные интегральные кривые модульных коэффициентов годового стока р. Кама — г. Пермь (1) и у с. Волосницкого (2).

Как указано в работах В. Г. Андреянова [2], К. П. Воскресенского [15] и в Руководстве [71], устанавливается следующая зависимость водности периодов (табл. 5.18) по разностным интегральным кривым в зависимости от разности ординат

$$M = \frac{\sum_{i=1}^{t_2} (K_{ia} - 1)}{C_v} - \frac{\sum_{i=1}^{t_1} (K_{ia} - 1)}{C_v},$$

а также наклона прямой, соединяющей точки t_1 и t_2 .

Таблица 5.18

Характеристика водности периодов, устанавливаемая по разностной интегральной кривой

Характеристика водности периода	M	K_{cp}
Маловодный	< 0	< 1
Ближай к среднему	0	1
Многоводный	> 0	> 1

По полученной разностной интегральной кривой производится анализ цикличности колебаний годового стока.

На рис. 5.8 участок разностной интегральной кривой от точки *A* к точке *B* имеет наклон вниз и соответствует маловодной фазе, а участок от точки *B* к точке *B* соответствует многоводной фазе. За весь период водности р. Камы у г. Перми на рис. 5.8 можно выделить четыре полных цикла изменения водности: 1881—1913; 1914—1922; 1942—1956, для которых $K_{ср}=1,0$, и период 1923—1941 гг. $K_{ср}=0,97$. Водность каждого из этих периодов близка к водности р. Камы у г. Перми за весь период наблюдений $N=78$ лет. Получив такие данные по разностной интегральной кривой, можно сделать вывод о том, что подсчитанные за эти периоды средние расходы близки к норме этого короткого периода.

Если период одновременных наблюдений включает несколько циклов колебаний водности, то учитывается средний модульный коэффициент и устанавливается соотношение годового стока и многолетней нормы (в процентах). Если в водосборе р. Камы у г. Перми есть водосбор с коротким периодом наблюдений и необходимо определить для него норму стока, то нужно оценить водность этого короткого периода. Для этого следует на рис. 5.8 построить дополнительно такую же разностную интегральную кривую стока для этого створа. Одновременно строятся совмещенные хронологические графики колебания стока за одновременный период и график связи годовых модулей по расчетному створу и аналогу. Следует проанализировать полученные графические построения и убедиться в наличии связи стока этих двух створов.

На рис. 5.8 приведена разностная кривая для р. Камы у с. Волосницкого за период 1930—1958 гг. Как видно, период одновременных наблюдений совпадает с циклом по р. Каме у г. Перми с 1942 по 1956 г., за который $K_{ср}=1,0$.

Упражнение 5.6. Определить боковую приточность между смежными створами на р. Сура.

Дано: 1. Схема расположения постов на р. Сура и ее притоках на участке с. Траханиотово — г. Пенза (рис. 5.9).

2. В табл. 5.19 приведены площади водосборов, средние годовые расходы и модули за период одновременных наблюдений.

Требуется: определить боковую приточность: 1) по разности средних годовых расходов в нижнем и верхнем створах основной реки; 2) по среднему годовому расходу воды основных притоков; 3) по среднему модулю притоков на участке реки.

Решение: 1. Разность средних годовых расходов р. Суры у с. Траханиотово (Q_n) и г. Пензы (Q_n) определяет боковую приточность $Q_6=Q_n - Q_B=54,9 - 4,84=50,1 \text{ м}^3/\text{с}$.

Модуль стока боковой приточности вычисляется по формуле

$$M = \frac{(Q_n - Q_B) \cdot 10^3}{F_n - F_B} = \frac{Q_6 \cdot 10^3}{F_6} \quad (5.46)$$

Для данного примера

$$M_6 = \frac{50,1 \cdot 10^3}{15\,400 - 688} = \frac{50,1 \cdot 10^3}{14712} = 3,40 \text{ л/(с} \cdot \text{км}^2\text{)}.$$

Такой метод определения боковой приточности целесообразно применять на участке, где приращение стока составляет не менее 50% расхода воды в верхнем створе. В данном случае расход Q_H на 50% больше, чем Q_B , но на участке имеются притоки.



Рис. 5.9. Схема р. Суры с притоками на участке с Траханиотово — г. Пенза.

Таблица 5.19

Площади водосборов р. Суры и ее притоков, расходы воды и модули стока за период 1959—1962 гг.

№ п/п	Река	Пункт	F км ²	Q м ³ /с	M л/(с · км ²)	Примечание
1	Сура	с. Траханиотово	688	4,84	7,04	Сток восстановлен по связи
2	Сура	г. Пенза	15 400	54,9	3,56	
3	Кадада	с. Веденяпино	3 280	10,5	3,20	
4	Уза	с. Мордовские Нуржи	4 270	12,7	2,96	
5	Пенза	свх Ардынский	973	3,59	3,68	
6	руч. Веселый Дунай	с. Веселовка	8,40	0,021	2,50	

Таким образом, величину боковой приточности, полученную этим методом, для данного участка следует считать ориентировочной.

2. Боковую приточность можно определить по средним годовым расходам двух притоков Q_A и Q_B на участке реки

$$Q_6 = \frac{Q_A + Q_B}{2}. \quad (5.47)$$

Значение приточности по этому методу можно использовать при условии небольшого изменения годовых расходов притоков и их небольшого количества на участке. В данном примере имеем четыре притока и по этому методу боковая приточность не рассчитывается.

3. При наличии значительных притоков между створами основной реки, суммарный расход которых не менее 50% с частной площади водосбора, боковую приточность можно определить по формуле

$$Q_6 = \frac{F_n - F_b}{1000} M_n, \quad (5.48)$$

где Q_6 — расход боковой приточности, м³/с; M_n — средний многолетний модуль стока притоков, л/(с · км²); F_n и F_b — площади водосборов верхнего и нижнего створов главной реки, км².

Для данного примера по табл. 5.19 средний за период модуль стока притоков $M_n = \frac{3,20 + 2,96 + 3,68 + 2,50}{4} = 3,18$ л/(с · км²).

Подставляя в формулу (5.48) известные значения, имеем

$$Q_6 = \frac{15400 - 688}{1000} \cdot 3,18 = \frac{14712}{1000} = 46,7 \text{ м}^3/\text{с}.$$

Модуль боковой приточности равен $M_6 = \frac{46,7 \cdot 10^3}{14712} = 3,10$ л/(с · км²). Если модули стока отдельных притоков имеют различия, то вычисляется средневзвешенный модуль приточности по формуле

$$M_6 = \frac{M_1 F_1 + M_2 F_2 + \dots + M_n F_n}{F_1 + F_2 + \dots + F_n}, \quad (5.49)$$

где M_1, M_2, \dots, M_n — средние модули отдельных притоков, л/(с · км²); F_1, F_2, \dots, F_n — площади водосборов этих притоков, км².

Следует отметить, что при расчете боковой приточности по формуле (5.48) не учитывается приточность с небольших участков межбассейновых пространств.

Согласно рис. 5.9 и известных данных, расчет по формуле (5.49) дает следующее значение модуля боковой приточности р. Суры на рассматриваемом участке:

$$M_6 = \frac{M_3 F_3 + M_4 F_4 + M_5 F_5 + M_6 F_6}{F_3 + F_4 + F_5 + F_6} = \frac{26736}{8531,4} = 3,13 \text{ л}/(\text{с} \cdot \text{км}^2).$$

Таким образом, на заданном участке р. Суры рассчитанные различными методами модули боковой приточности получились равными: 3,40; 3,10; 3,13 л/(с · км²). Следует отметить, что не учитывалась приточность межбассейновых пространств. На данном участке р. Суры правобережная часть водосбора не имеет притоков. При расчетах приточности следует использовать более длительные ряды одновременных наблюдений на основной реке и притоках. При отсутствии данных наблюдений на притоках и притоков на участке реки средневзвешенный модуль боковой приточности определяется по карте ГГИ [76] и по формуле (5.48).

5.2. Расчет годового стока при недостаточности данных наблюдений

Упражнение 5.7. Определить графическим и графо-аналитическим методами средний многолетний сток р. Угры у с. Товарково вероятностью превышения 70, 80 и 97% при недостаточном периоде наблюдений.

Дано: 1. Расходы воды и модули стока по расчетному створу и створу на реке-аналоге за период одновременных наблюдений (табл. 5.20).

Таблица 5.20

Расходы воды и модули стока
р. Угра у с. Товарково и р. Ока у г. Калуги за 1937—1957 гг.
(перерыв 1942—1944 гг.)

№ п/п	Год	Расчетный створ (р. Угра—с. Товарково)		Створ-аналог (р. Ока—г. Калуга)	
		Q м ³ /с	M л/(с·км ²)	Q м ³ /с	M л/(с·км ²)
1	1937	82,9	5,42	304	5,54
19	1957	95,2	6,22	269	4,90
	Сумма	1570,1	102,55	5120	93,25
	n	19	19	19	19
	Среднее	77,4	5,40	269	4,91

2. Средний многолетний расход воды р. Оки у г. Калуги (створ-аналог) за период $N=89$ лет с 1882 по 1970 г. $Q_{0a}=296$ м³/с, $M_{0a}=5,38$ л/(с·км²). Амплитуда средних годовых расходов за весь период наблюдений равна 402 м³/с; $C_{va}=0,26$; среднее квадратическое отклонение расходов воды $\sigma_{Na}=2,75\%$ и соотношение $C_{sa}=2C_{va}$.

3. Площади водосборов: р. Угра—с. Товарково $F=15\ 300$ км² и р. Ока—г. Калуга $F=54\ 900$ км².

Требуется: 1. Привести параметры кривой обеспеченности к многолетнему периоду: а) графическим методом, б) графо-аналитическим методом.

2. Определить ординаты кривой обеспеченности и рассчитать модули заданной обеспеченности.

Решение: 1. Недостаточный период наблюдений—это такой, который не обеспечивает подсчет стока с требуемой точностью ($\sigma>5\%$). При недостаточности длины ряда наблюдений в расчетном створе или нерепрезентативности его производится приведение статистических параметров кривых обеспеченности годового стока Q_0 , C_v и C_s к многолетнему периоду по ряду стока реки-аналога графическим и графо-аналитическим методами. Каждый из этих методов основывается на относительно

гесной связи годового стока в расчетном створе и в створе реки-аналога. Введем обозначения: N — многолетний период наблюдений в створе реки-аналога; n — период одновременных непрерывных наблюдений в расчетном створе; a — индекс створа-аналога.

В данном примере для приведения к многолетнему периоду наблюдений по р. Угре у с. Товарково с $n=19$ лет выбирается створ-аналог р. Ока у г. Калуги с периодом наблюдений $N=89$ лет. Следует отметить, что р. Ока в этом створе является одной из наиболее изученных рек СССР с большим периодом наблюдений. Река Угра полностью входит в бассейн р. Оки, и физико-географические условия формирования стока одинаковы. Таким образом, выбранный створ является надежным аналогом. Рассматриваемая ниже методика может быть применима и для более короткого ряда в расчетном створе.

а. Графический метод применяется главным образом для определения среднего многолетнего значения расхода Q_0 или модуля стока M_0 в расчетном створе.

При наличии не менее шести значений годовых расходов за период одновременных наблюдений расчетного створа и створа-аналога строится график связи. График можно дополнить средними месячными и сезонными величинами.

По данным табл. 5.20 на рис. 5.10 нанесены значения модулей стока за период одновременных наблюдений. Если на графике связи откладываются значения модулей, то масштабы могут быть одинаковыми; если график связи строится в расходах, то масштабы могут быть разными, что надо учитывать при составлении уравнения и определении углового коэффициента. Расположение точек связи получено достаточно тесным и прямолинейным. Если имеются данные за одновременный период по нескольким створам рек-аналогов, то используется графическая зависимость с наибольшей продолжительностью и теснотой связи.

По полю точек проводится прямая связи; для ее уточнения можно использовать центры тяжести групп. Зависимость считается удовлетворительной, если отклонение большей части точек не превышает $\pm 15\%$.

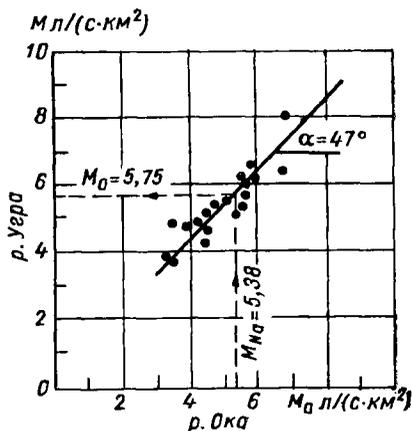


Рис. 5.10. Связь средних годовых модулей стока р. Ока — г. Калуга и р. Угра — с. Товарково за 1937—1957 гг.

По норме стока реки-аналога $M_{0a} = 5,38 \text{ л/(с} \cdot \text{км}^2)$ соответствующее ему значение модуля по расчетному створу определяется графически $M_0 = 5,75 \text{ м}^3/\text{с}$.

По полученной графической зависимости можно восстановить все годовые значения стока расчетного створа, а затем получить их среднее значение. Такой прием при очень большом количестве определений может привести к увеличению ошибок.

При графическом способе приведения среднего многолетнего значения модуля (или расхода) коэффициент изменчивости стока C_v в расчетном створе вычисляется по формулам:

$$C_v = A \frac{Q_{0a}}{Q_0} C_{va}, \quad (5.50)$$

$$C_v = A \frac{M_{0a}}{M_0} C_{va}, \quad (5.51)$$

где A — угловой коэффициент прямой, выражающий зависимость годового стока в двух створах; Q_{0a} , M_{0a} и C_{va} — средние многолетние значения годового стока и коэффициента изменчивости реки-аналога; Q_0 или M_0 — средние многолетние величины годового стока расчетного створа, полученные по рис. 5.10.

На рис. 5.10 $\alpha = 47^\circ$ и угловой коэффициент $A = \text{tg } \alpha = 1,07$. Подставим в формулу (5.51) известные значения и получим

$$C_v = 1,07 \frac{5,37}{5,75} 0,26 = 0,26.$$

При наличии прямолинейной связи между величинами годового стока коэффициент асимметрии C_s принимается равным коэффициенту асимметрии в створе аналога, в данном случае $C_s = 2C_v$.

Если в расположении точек на графике обнаруживается криволинейная зависимость, следует убедиться в том, что она не случайна, а объясняется характером колебания стока в выбранных створах. Статистические параметры в этом случае определяются в следующем порядке: а) по графику связи для расчетного створа определяются три ординаты $Q_{5\%}$, $Q_{50\%}$, $Q_{95\%}$, соответствующие ординатам, снятым с кривой обеспеченности, створа реки-аналога $Q_{5\%a}$, $Q_{50\%a}$, $Q_{95\%a}$ (или в модулях стока). По полученным значениям вычисляется коэффициент скошенности S по формуле (5.29). Параметры кривой обеспеченности: среднее квадратическое отклонение σ , средний многолетний годовой сток Q'_0 , C_v ; расходы заданной обеспеченности рассчитываются обычным способом, описанным выше. Средний многолетний сток можно определить по приближенной формуле

$$Q_0 = Q_n \frac{Q_{Na}}{Q_{na}} \quad (5.52)$$

или

$$M_0 = M_n \frac{M_{Na}}{M_{na}}. \quad (5.53)$$

Формулы (5.52) и (5.53) могут быть использованы при следующих условиях:

1) соотношение между средними расходами, вычисленными за короткий период n и период N лет по пункту-аналогу, заключается в пределах

$$0,8 < \frac{M_{Na}}{M_{na}} < 1,4; \quad (5.54)$$

2) соотношение между C_v в расчетном створе и C_{va} в створе реки-аналога заключается в пределах

$$0,8 < \frac{C_v}{C_{va}} < 1,2. \quad (5.55)$$

Коэффициенты C_v и C_s для дальнейших расчетов расходов заданной обеспеченности определяются по методике, изложенной в упражнении 5.2.

Проверим условие (5.54) и (5.55) для данного расчета:

$$0,8 < \frac{5,37}{4,31} < 1,4; \quad 0,8 < \frac{0,26}{0,26} < 1,2.$$

Следовательно, для определения среднего многолетнего значения стока расчетного створа можно применить формулу (5.53). Подставив известные значения, получим

$$M_0 = 5,40 \frac{5,38}{4,91} = 5,89 \text{ л/(с} \cdot \text{км}^2\text{)}.$$

При вычислении M_0 по формуле (5.53) коэффициент C_v можно определить по формуле (5.51).

6. Графо-аналитический метод приведения статистических параметров кривых обеспеченности годового стока Q_0 , C_v , C_s с использованием корреляционной зависимости применяется при условии:

1) амплитуда колебания годового стока реки-аналога должна быть освещена параллельными наблюдениями не менее чем на 70—80%,

2) период одновременных наблюдений должен быть не менее 10—15 лет,

3) теснота корреляционной связи определяется значением коэффициента корреляции $r \geq 0,80$.

Рассмотрим выполнение указанных условий.

1. Из исходных данных видно, что амплитуда колебания расходов за многолетний период по реке-аналогу составляет 402 м³/с. За период одновременных наблюдений с расчетным створом с 1937 по 1957 г. амплитуда колебания расходов равна

199 м³/с, что составляет 50% многолетней амплитуды и не удовлетворяет поставленным выше требованиям применимости графо-аналитического метода приведения. Однако если учесть, что наивысший расход р. Оки у г. Калуги Q=540 м³/с наблюдался только один раз за 89 лет (в 1908 г.), а за весь остальной период наблюдений (88 лет) амплитуда колебания годового стока 311 м³/с освещена в период одновременных наблюдений на 64%, то можно принять с некоторым допущением, что ряд удовлетворяет поставленному условию.

2. Период одновременных наблюдений $n=19$ лет удовлетворяет заданному условию.

3. Для определения корреляционной зависимости между модулями стока расчетного створа и створа реки-аналога, согласно указаниям упражнения 3.1, составляется табл. 5.21 с выполнением ее контроля.

Таблица 5.21

Определение корреляционной зависимости между модулями стока р. Угра — с. Товарково и р. Ока — г. Калуга, 1937—1957 гг. (перерыв 1942—1944 гг.)

№ п/п	Год	Модуль стока, л/(с·км ²)		$\Delta x = x - x_{cp}$	$\Delta y = y - y_{cp}$	Δx^2	Δy^2	$\Delta x \Delta y$	$\Delta x + \Delta y$	$(\Delta x + \Delta y)^2 = \Delta x^2 + \Delta y^2 + 2\Delta x \Delta y$
		р. Угра (x)	р. Ока (y)							
1	1937	5,42	5,54	0,02	0,63	0,0004	0,3969	0,0126	0,65	0,4225
2	1938	4,91	4,15	-0,49	-0,76	0,2401	0,5776	0,3724	-1,25	1,5625
...
19	1957	6,22	4,90	0,82	-0,01	0,6724	0,0001	-0,0082	0,81	0,6561
	Сумма	102,55	93,25			21,3225	19,1777	18,4001		78,0780
	Среднее	5,40	4,91							

Величины M_n и M_{na} — средние модули стока за одновременный период наблюдений, равные: $M_n = \frac{102,55}{19} = 5,40$ л/(с·км²)

и $M_{na} = \frac{93,25}{19} = 4,91$ м³/с.

Средние квадратические отклонения модулей стока σ_n и σ_{na} за период наблюдений n вычисляются по формулам (3.13) и (3.14):

$$\sigma_{na} = \sqrt{\frac{\sum \Delta y^2}{n-1}} = \sqrt{\frac{19,1777}{18}} = 1,032,$$

$$\sigma_n = \sqrt{\frac{\sum \Delta x^2}{n-1}} = \sqrt{\frac{21,3225}{18}} = 1,085.$$

Коэффициент корреляции вычисляется по формуле (3.12):

$$r = \frac{\sum \Delta x \Delta y}{n \sigma_{na} \sigma_n} = \frac{18,4001}{19 \cdot 1,032 \cdot 1,085} = 0,86.$$

Полученный коэффициент корреляции удовлетворяет условию $r \geq 0,8$.

Для использования графо-аналитического метода по корреляционной зависимости производятся следующие вычисления.

Приведенное значение среднего квадратического отклонения для расчетного створа σ_N вычисляется по формуле

$$\sigma_N = \frac{\sigma_n}{\sqrt{1 - r^2 \left(1 - \frac{\sigma_{na}^2}{\sigma_{Na}^2}\right)}}. \quad (5.56)$$

Подставляя в формулу (5.56) исходные данные, получим

$$\sigma_N = \frac{1,085}{\sqrt{1 - 0,86^2 \left(1 - \frac{1,032^2}{2,75^2}\right)}} = 1,57.$$

Приведенный средний многолетний годовой сток расчетного створа может быть выражен в виде расхода и модуля:

$$Q_0 = Q_n + r \frac{\sigma_N}{\sigma_{Na}} (Q_{0a} - Q_{na}), \quad (5.57)$$

$$M_0 = M_n + r \frac{\sigma_N}{\sigma_{Na}} (M_{0a} - M_{na}). \quad (5.58)$$

Подставим в формулу (5.58) известные значения:

$$M_0 = 5,40 + 0,86 \frac{1,57}{2,75} (5,38 - 4,91) = 5,62 \text{ л/(с} \cdot \text{км}^2).$$

Относительная средняя квадратическая ошибка приведенного среднего многолетнего годового стока для расчетного створа вычисляется по уравнению

$$\epsilon_{M_0} = \frac{100 \sigma_n}{M_0 \sqrt{n}} \sqrt{1 + r^2 \left(\frac{n}{N} \cdot \frac{\sigma_{Na}^2}{\sigma_{na}^2} - 1\right)}. \quad (5.59)$$

Для данного приведенного значения M_0 ошибка равна

$$\epsilon_{M_0} = \frac{100 \cdot 1,085}{5,62 \sqrt{19}} \sqrt{1 + 0,86^2 \left(\frac{19}{89} \cdot \frac{2,75^2}{1,032^2} - 1\right)} = 5,02\%.$$

Величина ошибки соответствует поставленным требованиям.

Приведенный коэффициент изменчивости годового стока в расчетном створе вычисляется по формуле (5.17):

$$C_v = \frac{\sigma_N}{Q_0} = \frac{1,57}{5,62} = 0,28.$$

Соотношение между C_s и C_v принимается по аналогу $C_s = 2C_v$.

Значения параметров кривой обеспеченности, рассчитанные различными методами и определенные по картам ГГИ [71, 76], приведены в табл. 5.22. Как видно, они различаются в пределах 2—4%.

Таблица 5.22

Параметры кривой обеспеченности годового стока
р. Угра — с. Товарково

Метод расчета	M_0 л/(с·км ²)	C_v
Графический	5,75	0,26
Приближенная формула (5.53)	5,89	0,26
Графо-аналитический (корреляционная зависимость)	5,62	0,28
Зависимость по картам ГГИ [71, 76]	5,70	0,28

Вычисление ординат аналитической кривой обеспеченности графо-аналитическим методом производится в табл. 5.23.

Таблица 5.23

Ординаты аналитической кривой обеспеченности годовых расходов
р. Угра — с. Товарково, $M_0 = 5,62$ л/(с·км²); $C_v = 0,28$; $C_s = 2C_v$;
1937—1941, 1945—1957 гг.

$P^0/0$	0,01	0,1	1	90	95	97	99	99,9
K_P	2,40	2,10	1,76	0,663	0,591	0,546	0,468	0,354
$M_P = K_P Q_0$. . .	13,5	11,8	9,89	3,73	3,32	3,07	2,63	1,99

Для установления соотношения эмпирических точек с рассчитанной аналитической кривой по исходным данным в табл. 5.24 приведены значения вероятности превышения наблюдаемых значений по приложению 4.

Построение аналитической кривой обеспеченности произведено по данным табл. 5.23 (в пособии кривая не приведена). Нанесенные точки вероятности превышения из табл. 5.24 подтвердили правильность параметров, определенных графо-аналитическим методом. Если получаются большие отклонения, то следует подобрать соотношения C_v и C_s .

Вероятность превышения (обеспеченность)
наблюдаемых значений годового стока
р. Угра — с. Товарково, 1937—1941,
1945—1957 гг.

m	Модуль стока в убывающем порядке, л/(с · км ²)	Вероятность превыше- ния $P = \frac{m - 0,3}{n + 0,4} 100\%$
1	8,04	3,6
2	6,66	8,8
3	6,41	13,9
...
19	3,40	96,4

По условию упражнения значения среднего многолетнего стока заданной обеспеченности равны: $M_{70\%} = 4,70$ л/(с · км²); $M_{90\%} = 4,22$ л/(с · км²) и $M_{97\%} = 3,07$ л/(с · км²).

Упражнение 5.8. Восстановить значения годового стока р. Угры у с. Товарково по данным наблюдений на реке-аналоге.

Дано: 1. Исходные данные упражнения 5.7.

2. За период наблюдений на р. Угре у с. Товарково нет сведений о расходах за 1942—1944 гг.

3. Модули стока р. Оки у г. Калуги $M_{1942} = 4,73$ л/(с · км²) и $M_{1944} = 4,24$ л/(с · км²).

Требуется: 1. Рассмотреть графическую связь и уравнение регрессии.

2. Восстановить модули стока р. Угры — с. Товарково за 1942 и 1944 гг.

Решение: 1. В случае если наблюдаются перерывы в наблюдениях или возникает необходимость восстановить длительный хронологический ряд значений стока, применяются графическая зависимость или уравнения регрессии.

Как указано в упражнении 5.7, аналогом для р. Угры — с. Товарково выбран створ р. Ока — г. Калуга.

На рис. 5.10 приведена графическая зависимость между модулями стока этих рек за период одновременных наблюдений. Уравнения прямой связи в общем виде имеют вид:

$$M_i = aM_{ia} \pm b, \quad (5.60)$$

$$Q_i = aQ_{ia} \pm b, \quad (5.61)$$

где Q_i и M_i — расходы и модули восстанавливаемого расчетного створа; Q_{ia} и M_{ia} — расходы и модули этого же года по створу-аналогу; a — угловой коэффициент прямой связи; b — отрезок, отсекаемый на оси ординат.

На характер графической связи оказывает влияние коэффициент вариации (рис. 5.11). Уравнение (5.60) составляется согласно упражнению 3.1

$$M_i = 1,07 M_{ia} + 0,15. \quad (5.62)$$

Уравнение регрессии имеет вид

$$M_i = M_n + r \frac{\sigma_n}{\sigma_{na}} (M_{ia} - M_{na}), \quad (5.63)$$

где M_i — модуль стока восстанавливаемого конкретного года расчетного створа; M_n и M_a — модули стока, вычисленные за

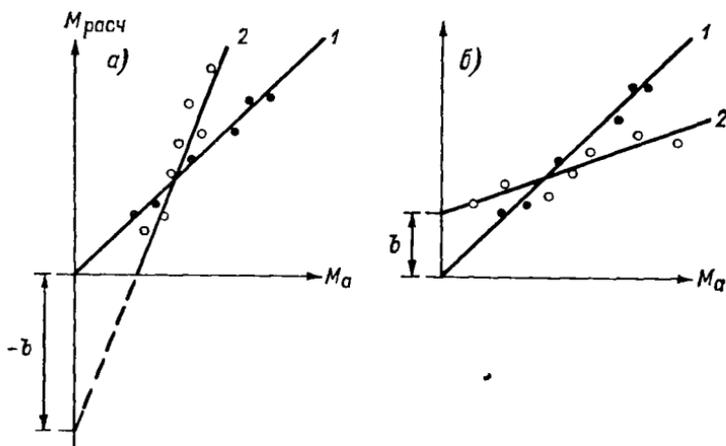


Рис. 5.11. Зависимость стока в расчетном створе и реки-аналога при различных соотношениях коэффициентов изменчивости.

а) 1 — линия связи при $C_{va} = C_v$, $M_0 = aM_{Na}$; 2 — линия связи при $C_{va} < C_v$, $M = aM_{Na} - b$; б) 1 — линия связи при $C_{va} = C_v$, $M = aM_{Na}$; 2 — линия связи при $C_{va} > C_v$, $M = aM_{Na} + b$.

период n лет в расчетном створе и створе реки-аналога; M_{ia} — модуль стока восстанавливаемого конкретного года реки-аналога; r — коэффициент корреляции между модулями стока расчетного створа и реки-аналога за n лет; σ_n и σ_{na} — средние квадратические отклонения модулей стока рассматриваемой реки и реки-аналога за n лет. Если уравнение (5.63) составляется в значениях расходов, то модули стока M заменяются расходами воды Q . Пользуясь известными величинами упражнения 5.7, уравнение (5.63) записывается в виде

$$M_i = 5,40 + 0,86 \frac{1,085}{1,032} (M_{ia} - 4,91).$$

2. Пропуск в наблюдениях по р. Угре у с. Товарково за 1942 и 1944 гг. восстанавливается по известным модулям стока за

ти годы по р. Оке у г. Калуги: $M_{1942a}=4,73$ л/(с · км²) и $M_{1944a}=4,24$ л/(с · км²). Ниже приведен расчет по уравнениям (5.62) и (5.63):

$$M_{1942} = 1,07 \cdot 4,73 + 0,15 = 5,21 \text{ л/(с · км}^2\text{)},$$

$$M_{1942} = 5,40 + 0,86 \frac{1,085}{1,032} (4,73 - 4,91) = 5,24 \text{ л/(с · км}^2\text{)},$$

$$M_{1944} = 1,07 \cdot 4,24 + 0,15 = 4,69 \text{ л/(с · км}^2\text{)},$$

$$M_{1944} = 5,40 + 0,86 \frac{1,085}{1,032} (4,24 - 4,91) = 4,79 \text{ л/(с · км}^2\text{)}.$$

Как видно из сопоставления полученных величин, оба метода восстановления стока дают близкие результаты. Восстановленные величины выписываются в ряд и заключаются в скобки, в отличие от фактически наблюдаемых величин. Указанными методами можно восстанавливать длительный ряд стока и затем вычислять среднее многолетнее его значение.

5.3. Расчет годового стока при отсутствии материалов наблюдений

Упражнение 5.9. Рассчитать значение годового стока р. Вятки у г. Кирова по карте среднего годового стока рек СССР.

Дано: 1. Выкопировка из карты среднего годового стока рек СССР (ГГИ) масштаба 1 : 10 000 000; изолинии стока даны

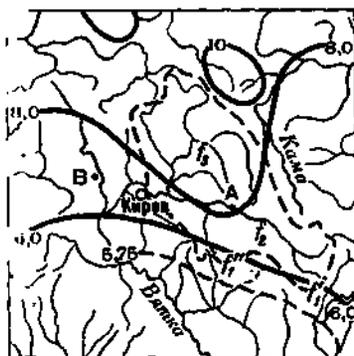


Рис. 5.12. Средний годовоой сток рек.

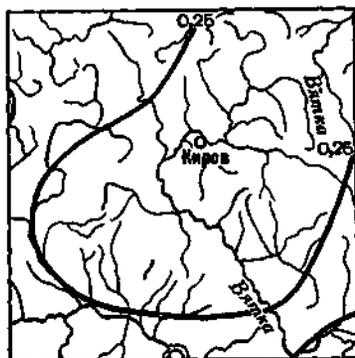


Рис. 5.13. Изменчивость годового стока рек.

2. модулях M л/(с · км²); водораздельная линия на рис. 5.12 проведена пунктиром.

2. $F=48\,300$ км².

3. Выкопировка из карты коэффициента изменчивости годового стока рек СССР (ГГИ) масштаба 1 : 10 000 000 (рис. 5.13).

Требуется: 1. Определить приблизительно средний годовой сток по карте изолиний.

2. Определить средний годовой сток с учетом средневзвешенного его значения для водосбора.

3. Вычислить основные характеристики годового стока.

4. Оценить точность расчета среднего годового стока по карте ГГИ.

Решение: 1. Государственным гидрологическим институтом составлены карты годового стока в л/(с·км²) (рис. 5.14) и в миллиметрах слоя (рис. 5.15). Карты стока могут быть использованы при выполнении упражнений по воднобалансовым расчетам.

По картам можно определить сток для рек с площадями до 50 000 км², а если не наблюдается резких изменений рельефа и климатических условий, то и для больших площадей. При определении модулей стока по карте в зонах недостаточного увлажнения и для малых водотоков, не полностью дренирующих подземные воды, вводятся поправки согласно указаниям, изложенным в Руководстве [71].

На рис. 5.12 намечается центр водосбора и ставится точка А. Для более точного определения центра тяжести водосбор можно разделить на две части, проведя через принятый центр линию в любом направлении. Если площади двух частей (определенные в делениях планиметра) равны или близки между собой, центр установлен достаточно верно. Если точку А пересекает изолиния стока, то значение этой изолинии и следует принять за среднее многолетнее для всего водосбора. В данном примере точка А совпадает с изолинией 8,0 л/(с·км²) и, следовательно, приблизительно по карте годового стока можно принять это значение за среднее годовое для водосбора.

Если точка находится между изолиниями, то модуль стока определяется интерполяцией между значениями изолиний. Например, точка В (рис. 5.12) лежит между изолиниями 6,0 и 8,0 л/(с·км²). Расстояние между изолиниями по перпендикуляру через точку В $l=13$ мм. Следовательно, на 1 см расстояния модуль стока изменится на $2,00 : 13 = 0,15$ л/(с·км²). От изолинии 6,0 до точки В расстояние равно 5 мм и модуль в точке В равен: $6,0 + 5 \cdot 0,15 = 6,75$ л/(с·км²).

2. При пересечении водосбора несколькими изолиниями годовой сток определяется как средневзвешенное значение по формуле

$$M_{\text{ср}} = \frac{M_1 f_1 + M_2 f_2 + \dots + M_n f_n}{f_1 + f_2 + \dots + f_n}, \quad (5.64)$$

где M_1, M_2, \dots, M_n — средние значения стока между соседними изолиниями, пересекающими водосбор; f_1, f_2, \dots, f_n — площади водосбора между изолиниями и водоразделом (площади могут быть в км² или в делениях планиметра).

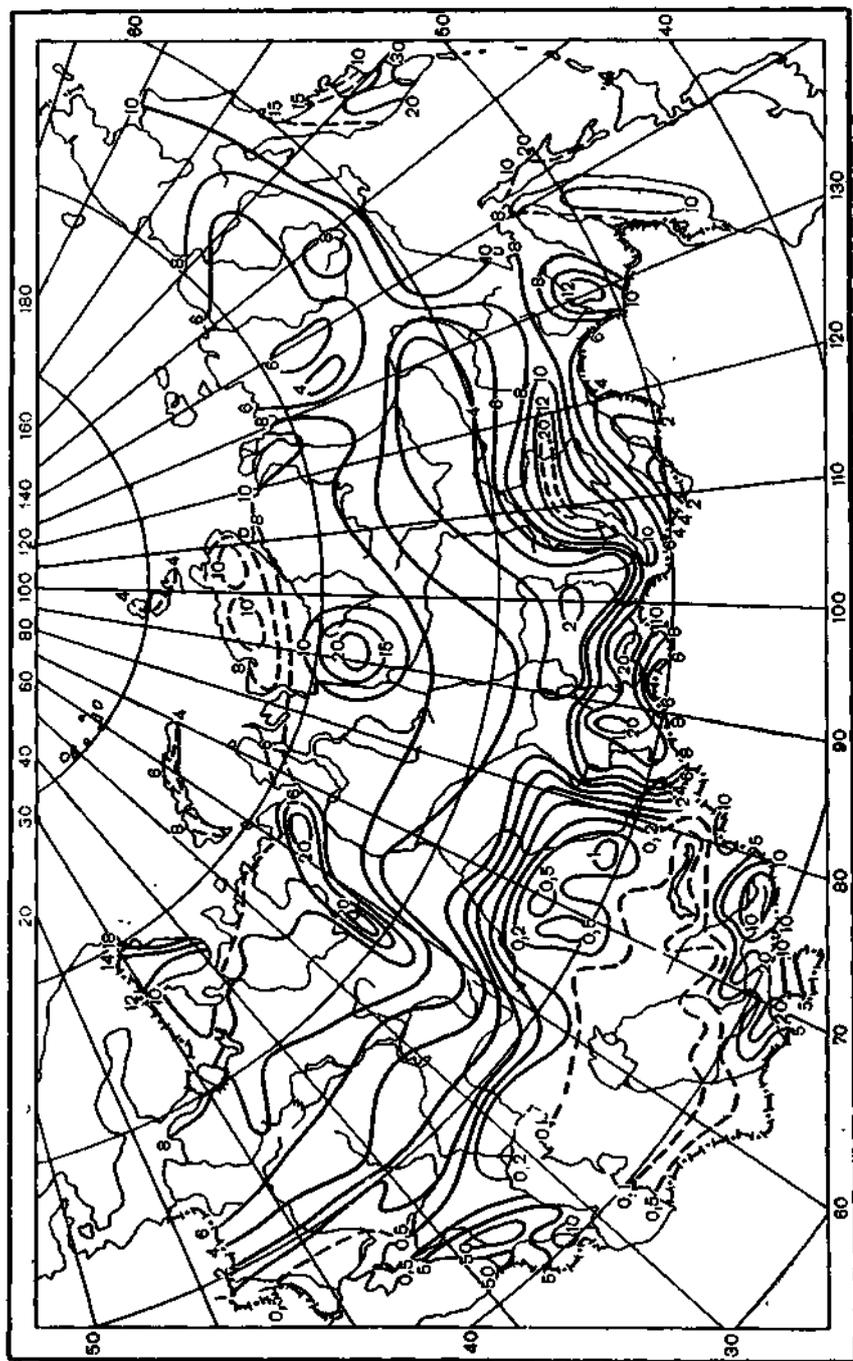


Рис. 5.14. Средний годовой сток рек СССР в л/с·км².

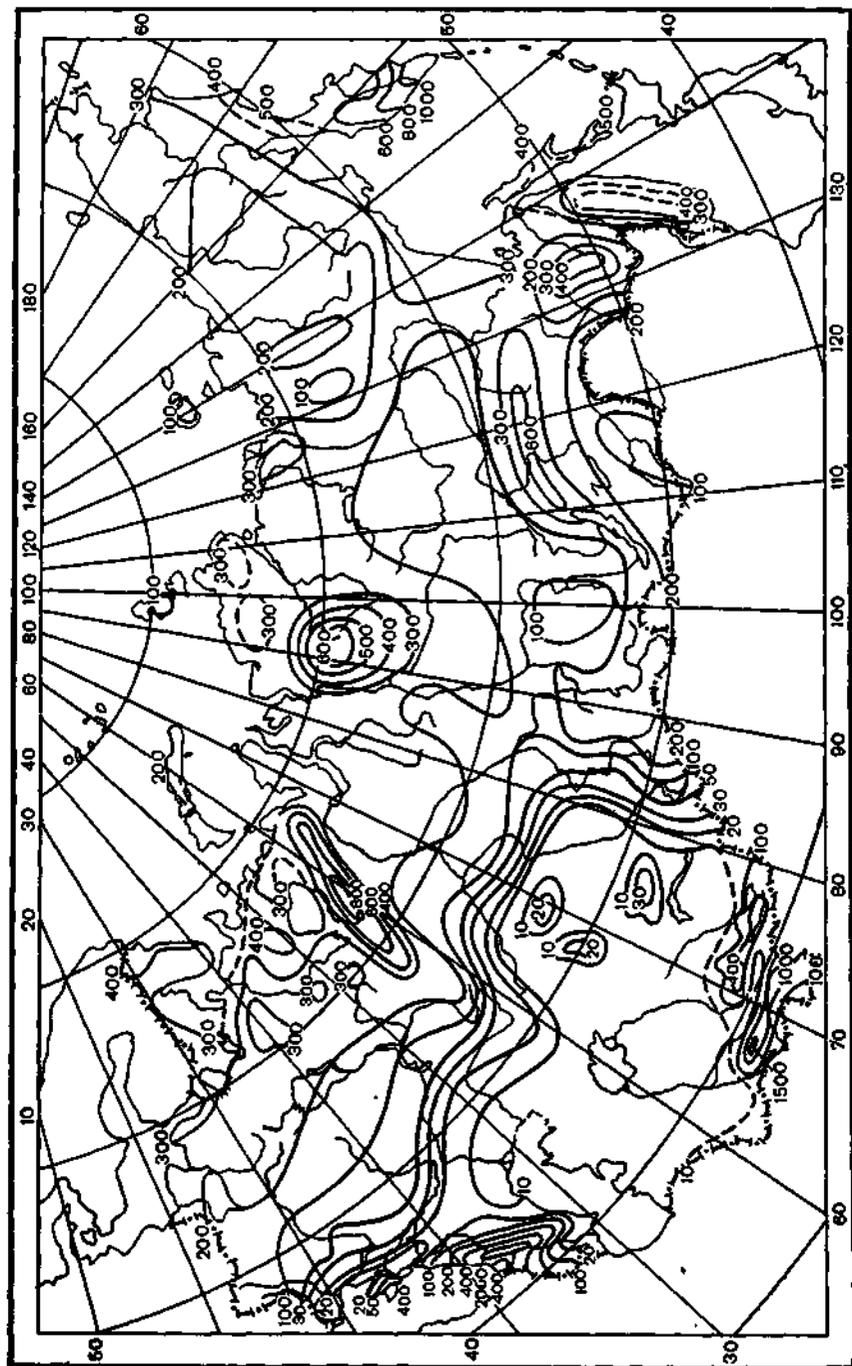


Рис. 5.15. Средний годовой сток рек СССР в мм.

Как видно из рис. 5.12, изолиния 6,0 л/(с · км²) выходит за пределы водораздельной линии, образуя два контура f'_1 и f''_1 ; изолинии 6,0; 8,0 и 10,0 образуют площади f_2 и f_3 . Площади между изолиниями определяются планиметрированием: $(f'_1 + f''_1) = 5$; $f_2 = 25$ и $f_3 = 26$ делений планиметра. Изолиния 4 л/(с · км²) расположена на большом расстоянии от контуров f'_1 и f''_1 и поэтому для большей точности расчета на рис. 5.12 проведена интерполяцией изолиния 5,75 л/(с · км²), значение которой будет принято далее. Для вычисления стока по формуле (5.64) предварительно составляется табл. 5.25.

Таблица 5.25

Вспомогательная таблица к расчету среднего годового стока
р. Вятка — г. Киров

Значение изолиний модуля стока, л/(с · км ²)	Среднее значение модуля M_i л/(с · км ²)	Площадь водосбора между изолиниями f_i	$M_i f_i$
5,75—6	5,90	5	29,5
6—8	7,00	25	175
8—10	9,00	26	234

Подставляя данные из табл. 5.25 в формулу (5.64), получим средний годово́й сток р. Вятки у г. Кирова

$$M_{\text{ср}} = \frac{29,5 + 175 + 234}{56} = \frac{438,5}{56} = 7,8 \text{ л/(с · км}^2\text{)}.$$

Но приближенному определению $M_{\text{ср}} = 8,0 \text{ л/(с · км}^2\text{)}$.

3. Основные характеристики стока имеют следующие значения по формулам, приведенным в упражнении 5.1:

а) средний многолетний расход воды

$$Q_{\text{ср}} = \frac{M_{\text{ср}} F}{1000} = \frac{7,8 \cdot 48\,300}{1000} = 377 \text{ м}^3/\text{с};$$

б) объем среднего многолетнего стока

$$W = Q_{\text{ср}} \cdot 31,5 \cdot 10^6 = 11\,876 \cdot 10^6 \text{ м}^3/\text{год};$$

в) слой стока

$$Y = \frac{W}{F \cdot 10^3} = \frac{11\,876 \cdot 10^6}{48\,300 \cdot 10^3} = 246 \text{ мм}.$$

4. Точность расчета среднего годового стока по карте ГГИ оценивается в зависимости от коэффициента изменчивости годового стока C_v , который при отсутствии наблюдений определяется по карте (см. рис. 5.13). Для водосбора р. Вятки у г. Кирова коэффициент изменчивости $C_v = 0,25$. В табл. 5.26 приведены средние ошибки расчета.

Оценка точности определения среднего многолетнего стока по карте ГГИ

Коэффициент изменчивости годового стока по карте	Средняя ошибка %	Коэффициент изменчивости годового стока по карте	Средняя ошибка %
0,15—0,20	8	0,60—0,70	15
0,40—0,50	10	1,00—1,50	25

Интерполируя значение ошибки для $C_v = 0,25$, получим, что значение среднего многолетнего расхода воды р. Вятки у г. Кирова $Q = 377 \text{ м}^3/\text{с}$ получено по карте с точностью $\pm 8,5\%$.

Упражнение 5.10. Рассчитать модуль годового стока для водосбора со значительной озерностью.

Дано: 1. Средний многолетний слой осадков $X = 565$ мм на водосборе р. Лакая — д. Лакая и испарения с водной поверхности $E_{в.п} = 452$ мм.

2. Относительная озерность водосбора $f_{оз} = 0,16$.

Требуется: 1. Определить модуль годового стока по карте изолиний.

2. Рассчитать модуль годового стока с учетом влияния озерности.

Решение: 1. Если на водосборе озера составляют более 5% его площади, то учитываются дополнительные потери стока на испарение с водной поверхности.

По карте изолиний модуля стока, представленной на рис. 5.14, для центра водосбора р. Лакая — д. Лакая интерполяцией определяется модуль годового стока $M = 6,4 \text{ л}/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$.

2. Модуль стока озерной реки M_1 рассчитывается по формуле

$$M_1 = M(1 - f_{оз}) + \frac{(X - E_{в.п}) f_{оз}}{31,5}, \quad (5.65)$$

где $f_{оз}$ — относительная озерность водосбора; X — осадки, миллиметры; $E_{в.п}$ — испарение с водной поверхности, миллиметры;

$\frac{1}{31,5}$ — переводной коэффициент от значений X и $E_{в.п}$ в миллиметрах к значению M в $\text{л}/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$.

Если на водосборе большое количество озер, то, вместо $f_{оз}$ вводится разность между $f_{оз}$ и относительной озерностью данного района $f_{оз.р.}$

Подставляя в формулу (5.65) для водосбора р. Лакая у д. Лакая средний многолетний модуль, получаем

$$M_1 = 6,4(1 - 0,16) + \frac{(565 - 452) 0,16}{31,5} = 5,95 \text{ л}/(\text{с} \cdot \text{км}^2).$$

Как видно из сопоставления M_1 и M , под влиянием озерности изменяется расчетное значение среднего многолетнего модуля стока.

Упражнение 5.11. Определить среднее многолетнее значение стока р. Белой в устье (приток р. Бухтормы, бассейн р. Иртыша) по связи модулей стока со средней высотой водосбора.

Дано: 1. $F=920 \text{ км}^2$, средняя высота водосбора $H_{\text{ср}}=1240 \text{ м}$.

Таблица 5.27

Средние многолетние модули горных притоков р. Иртыша

Река — пункт	$F \text{ км}^2$	$H_{\text{ср}} \text{ м}$	$M \text{ л/(с·км}^2\text{)}$
Уркоф — с. Жан-Тар	154	1175	14,6
Куручум — с. Вознесенское	5 230	1323	10,8
Бухторма — пос. Печи	6 820	1875	11,5
Бухторма — пос. Пещеры	15 370	1422	16,1
Кальджир — с. Черняевка	3 090	1250	5,5
Берель — 2,5 км от устья	720	2220	25,6

2. Средние многолетние модули стока для правобережных горных притоков верхнего участка р. Иртыша, приведенные к 52-летнему ряду (табл. 5.27) (по данным В. Г. Андреянова [2]).

Требуется: 1. Построить график связи M_0 со средней высотой водосбора.

2. Определить модуль стока M_0 и расход воды Q_0 р. Белой.

Решение: 1. Средний многолетний сток неисследованных горных рек следует определять по графикам связи стока со средней высотой водосбора, полученным по данным изученных рек. По данным табл. 5.27 строится зависимость $M=f(H_{\text{ср}})$ (рис. 5.16).

Для данного района зависимость увеличения стока с увеличением высоты водосбора достаточно четкая.

Если такая зависимость получена для крупных водосборов, а M_0 необходимо вычислить для водосбора с меньшей площадью, то рекомендуется провести дополнительные линии связи параллельно основной через точки, относящиеся к данной реке или другим близко расположенным водосборам при одинаковой его экспозиции и близких условиях формирования стока. Наиболее точные результаты при использовании зависимости $M=f(H_{\text{ср}})$ получаются при построении ее при наличии наблюдений на нескольких створах по длине реки.

2. Модуль стока р. Белой определяется графически по зависимости $M=f(H_{\text{ср}})$ на рис. 5.16. Зная отметку средней высоты

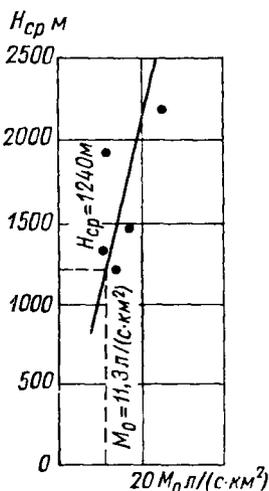


Рис. 5.16. Связь средних многолетних модулей стока со средней высотой бассейна.

Зная отметку средней высоты

водосбора $H_{\text{ср}}=1240$ м, определяем модуль стока $M_0=$
 $=11,5$ л/(с · км²). Средний многолетний расход

$$Q_0 = \frac{MF}{1000} = \frac{11,5 \cdot 920}{1000} = 10,6 \text{ м}^3/\text{с}.$$

Следует отметить, что на карте среднего годового стока (см. рис. 5.14) рассматриваемый водосбор ограничен изолиниями 10—15 л/(с · км²).

Коэффициенты изменчивости годового стока рек горных районов определяются по формуле

$$C_v = \frac{A_1}{H_{\text{ср}}^m}, \quad (5.66)$$

где A_1 и m определяются по зависимости $C_v = f(H_{\text{ср}})$ для изученных рек данного горного района.

Упражнение 5.12. Определить средний многолетний сток р. Дона у г. Георгиу-Деж по эмпирическим формулам.

Дано: средние многолетние значения для бассейна: осадки $X_0=502$ мм, дефицит влажности $d_0=2,85$ мм, испарение $Z_0=388$ мм.

Требуется: 1. Рассчитать средний многолетний сток Y_0 по формулам М. А. Великанова и Д. Л. Соколовского, Б. В. Полякова, П. С. Кузина, С. Н. Крицкого и М. Ф. Менкеля и уравнению водного баланса.

2. Сопоставить полученные данные.

Решение: 1. Расчеты по эмпирическим формулам производятся в случаях отсутствия данных гидрометрических наблюдений с использованием материалов наблюдений метеорологических станций. Формулы основаны на уравнении

$$Y_0 = X_0 \eta_0, \quad (5.67)$$

где η_0 — коэффициент среднего годового стока.

Для определения коэффициента стока η_0 применяются различные формулы.

Формула М. А. Великанова — Д. Л. Соколовского

$$\eta_0 = 1 - \sqrt{\frac{d_0}{4,8}}, \quad (5.68)$$

где d_0 — средний многолетний дефицит влажности воздуха для водосбора, миллиметры. Предельное значение $d_0=4,8$.

Для данного района коэффициент стока

$$\eta_0 = 1 - \sqrt{\frac{2,85}{4,8}} = 1 - 0,77 = 0,23.$$

Подставляя в формулу (5.67) известные значения, получим слой стока $Y_0=502 \cdot 0,23=115$ мм.

Формула Б. В. Полякова имеет вид

$$\eta_0 = k \frac{9}{d_0^3 + 9}, \quad (5.69)$$

где k — коэффициент, определенный по карте изолиний и для данного района равный 0,84.

Подставляя известные значения d_0 и k , получим

$$\eta_0 = 0,84 \frac{9}{2,85^3 + 9} = 0,23.$$

Следовательно, средний многолетний слой стока равен

$$Y_0 = 502 \cdot 0,234 = 117 \text{ мм.}$$

Формула П. С. Кузина имеет вид

$$\eta = 1 - X_0 a d_0, \quad (5.70)$$

где a — районный коэффициент, для Донбасса равный 0,000477 — 0,000494, для Украины 0,000549—0,000579, для Заволжья 0,000628—0,000654; остальные обозначения известны. Коэффициент a для данного водосбора принимаем равным 0,000530.

Подставляя значения d_0 , X_0 и a в формулу (5.70), получаем $a\eta_0 = 1 - 502 \cdot 0,000530 \cdot 2,85 = 1 - 0,76 = 0,24$. Следовательно, средний многолетний слой стока $Y_0 = 502 \cdot 0,24 = 120$ мм.

Формула С. Н. Крицкого и М. Ф. Менкеля имеет вид

$$\eta_0 = \frac{11}{d_0^3 \sqrt{d_0 + 11}}, \quad (5.71)$$

где обозначения известны.

Подставим исходные значения

$$\eta_0 = \frac{11}{2,85^3 \sqrt{2,85 + 11}} = 0,13,$$

соответственно $Y_0 = 502 \cdot 0,13 = 65$ мм. Для района р. Дона формула (5.71) дает заниженное значение Y_0 .

Уравнение водного баланса за многолетний период имеет вид

$$Y_0 = X_0 - Z_0. \quad (5.72)$$

По известным данным получим $Y_0 = 512 - 388 = 114$ мм.

2. Сопоставление результатов вычисления стока по различными формулам для расчетного створа приведено в табл. 5.28.

Как видно из приведенных данных, значения высоты слоя стока, полученные различными способами, близки между собой, за исключением Y_0 при вычислении h_0 по формуле (5.71).

Упражнение 5.13. Определить модули годового стока и расходы воды малых водосборов в зонах избыточного, переменного и недостаточного увлажнения при отсутствии гидрометрических наблюдений.

Таблица 5.28

Значения стока Y_0 для водосбора,
полученные различными способами

р. Дон — г. Георгию-Деж

Способ вычисления	Высота слоя стока, мм
Формула (5.68)	115
” (5.69)	117
” (5.70)	120
” (5.71)	65
” (5.72)	114
По наблюдениям за период 1895—1935; 1937—40; 1945— 47 гг.	116

Дано: 1. В табл. 5.29 приведены данные о водосборах.

Таблица 5.29

Сведения о водосборах

Зона увлажнения	Река — пункт	Площадь водосбора, км ²
Избыточного	Черная — с. Дербыши	33,0
Переменного	Горянка — с. Немешаево	34,4
Недостаточного	рук. р. Наурзум—Карасау— с. Смолокур	15,0

2. Карта среднего годового стока ГГИ (см. рис. 5.14).

Требуется: 1. Определить по карте модули стока для каждого водосбора.

2. Ввести поправочные коэффициенты.

Решение: 1. Зоны увлажнения на карте среднего годового стока определяются следующими изолиниями: избыточного — севернее изолинии стока $4 \text{ л}/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$; переменного (лесостепная и степная) — между изолиниями $4—0,5 \text{ л}/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$; недостаточного (сухостепная, пустынная) — южнее изолинии $0,5 \text{ л}/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$.

Данные водосборы имеют малую площадь, и по карте (рис. 5.14) средний годовой сток определяется для центра водосбора интерполяцией между изолиниями (см. упражнение 5.10). Для р. Черная — с. Дербыши $M_0=4,8 \text{ л}/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$, р. Горянка — с. Немешаево $M_0=1,83 \text{ л}/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$ и рук. Наурзум—Карасау — с. Смолокур $M_0=0,23 \text{ л}/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$.

2. Поправочные коэффициенты к значениям модулей, полученным по карте, вводятся в зависимости от зон увлажнения.

а. Для зоны избыточного увлажнения значение модуля стока $M_0=4,8$ л/(с · км²) сопоставляется с модулями стока группы рек данного района с площадями $F < 100$ км².

По материалам справочников и ежегодников установлено, что полученный модуль стока близок к модулям данного района.

б. Для зоны переменного увлажнения поправочные коэффициенты учитывают неполное дренирование реками подземных вод (табл. 5.30).

Таблица 5.30

Поправочные коэффициенты к величине среднего многолетнего стока, определенного по карте ГГИ (рис. 5.14), на неполное дренирование реками подземных вод

Районы	Поправочные коэффициенты при площади водосбора, км ²				
	10	20	50	100	500
Лесостепные и степные Европейская территория СССР (равнинная часть)	0,7	0,85	0,90	0,95	1,00
Волыно-Подольская возвышенность	—	—	0,55	0,60	0,80
Донецкая и Приазовская возвышенности	—	—	—	0,70	0,90
Сальские степи и Кумо-Манычская впадина, Заволжье	Поправки не вносятся				

Примечание. Для других районов коэффициенты приводятся в работе [71].

Для р. Горянка — с. Немешасво района ЕТС (равнинная часть) по табл. 5.30 поправочный коэффициент $k=0,87$, следовательно, исправленный модуль стока равен $M'_0=M_0k=1,83 \times$

$$\times 0,87=1,59 \text{ л/(с} \cdot \text{км}^2\text{)}. \text{ Расход воды } Q_0 = \frac{M'_0 F}{1000} = \frac{1,59 \cdot 34,4}{1000} = 54,7 \text{ м}^3/\text{с}.$$

в. Для зоны недостаточного увлажнения поправочные коэффициенты учитывают увеличение стока вследствие относительно меньших потерь с поверхности малых водосборов (табл. 5.31).

Для р. Наурзум-Карасау — с. Смолокур поправочный коэффициент определяется по табл. 5.31 для степных и полупустынных районов. При $F=15,0$ км² и $M_0=0,23$ л/(с · км²) по интерполяции коэффициент $k=3,10$. Следовательно, исправленный модуль стока $M'_0=M_0 k=0,23 \cdot 3,10=0,71$ л/(с · км²). Расход воды

$$Q_0 = \frac{15}{1000} = \frac{0,71 \cdot 15}{1000} = 0,001 \text{ м}^3/\text{с}.$$

Упражнение 5.14. Определить коэффициенты изменчивости и асимметрии годового стока для равнинных и горных условий при отсутствии данных наблюдений.

Поправочные коэффициенты к величине среднего многолетнего стока, определенного по карте ГГИ (рис. 5.14), на уменьшение потерь от испарения с поверхности водосборов и речных плесов

Сток по карте ГГИ, л/(с·км ²)	Поправочные коэффициенты при площади водосбора, км ²				
	10	30	50	100	250

Степные и полупустынные районы

(Молдавия, юг Украины, Крым, Приазовье, Прикаспийская и Арало-Каспийская низменность, Казахстан, Забайкалье)

0,5 и более	2,0	1,8	1,6	1,5	1,4
0,3	3,0	2,5	2,3	2,0	1,6
0,2	3,5	3,0	2,4	2,1	1,8
0,1 и менее	5,0	3,7	3,2	2,5	2,1

Пустынные районы

(Арало-Каспийская низменность). Наклонные глинистые равнины

0,1 и менее	—	—	3,6	2,9	1,0
-------------	---	---	-----	-----	-----

Плоские равнины с такыровидными землями, такырами

0,1 и менее	2,0	1,8	1,0	—	—
-------------	-----	-----	-----	---	---

Примечание. В табл. 5.30 и 5.31 на границах районов значения поправочных коэффициентов определяются интерполяцией.

Дано: 1. Равнинная безозерная река Пижма — д. Худяки (правый приток р. Вятки); $F=6950$ км²; $M_0=5,94$ л/(с·км²); $Y_0=187$ мм; $X_0=600$ мм; дефицит влажности $d_0=2,2$ мм;

коэффициенты корреляции между осадками и испарением $r_{xz}=0,95$ и между стоком и испарением $r_{yz}=0,79$;

коэффициент вариации осадков $C_{vx}=0,17$.

2. Горная река Чаткал в устье р. Терес имеет тип питания $\delta=0,67$;

относительная площадь водосбора, расположенная в активной зоне питания реки, $K=0,12$.

Требуется: 1. Определить коэффициент изменчивости C_v для А — равнинных рек а) по карте и б) по эмпирическим зависимостям и Б — горных рек (привести эмпирические зависимости для расчета).

2. Рассмотреть рекомендации к определению коэффициента асимметрии C_s .

Решение: 1. В упражнениях 5.9 и 5.13 рассмотрено определение среднего многолетнего значения Q_0 и M_0 в различных условиях при отсутствии наблюдений. В этих же условиях возникает необходимость оценить более точно изменчивость годового стока, т. е. определить второй и третий параметры кривой обес-

печешности C_v и C_s и рассчитать годовой сток с различной вероятностью превышения.

Колебания количества осадков и испарения, связанные с циркуляцией атмосферы, обуславливают изменчивость стока. Запасы подземных вод, подчиняясь закону зонального распределения, уменьшаются с севера на юг и это оказывает регулирующее влияние на годовой сток, в связи с чем коэффициент изменчивости C_v возрастает по мере увеличения засушливости климата.

На зарегулированность стока влияют местные факторы: размеры бассейна, озера, наличие карста, состав почво-грунтов, а в горных районах — расположение снежников, ледников и их экспозиция.

По многолетним данным установлено, что коэффициент изменчивости в географических зонах увеличивается с севера на юг и с уменьшением площадей водосбора.

Изменение C_v по территории СССР в зависимости от географических зон рассмотрено Д. Л. Соколовским [73] (табл. 5.32).

Таблица 5.32

Значение C_v годового стока для рек СССР

Зона	Коэффициент изменчивости	Примечание
Лесная	0,15—0,40	В зависимости от размеров бассейна и озерности
Лесостепная	0,30—0,60	—
Степная и засушливая	0,60—1,00	Верхний предел для рек степных и засушливых районов ЕТС и Азиатской территории СССР
Полупустынные районы	1,00—1,50	Район Сев. Казахстана
Горные районы	0,15—0,25	—

Такая географическая зональность изменения C_v отражена на карте коэффициента изменчивости, составленной ГГИ в 1972 г. (см. рис. 5.2).

Для расчета коэффициентов изменчивости неизученных рек предложено и большое число эмпирических зависимостей, в основу которых положено установление связи C_v с перечисленными выше факторами.

А. Равнинные реки.

а. Карта изменчивости годового стока рек СССР (см. рис. 5.2) составлена для рек с площадями от 1000 до 50 000 км² при условии отсутствия в водосборе озер, суммарная площадь которых составляет более 2—3% площади водосбора. Для площадей более 50 000 км² коэффициенты изменчивости годового стока определяются по аналогии с другими пунктами на данной реке или на других реках этого же района.

Для водосбора р. Пижмы коэффициент изменчивости по карте (см. рис. 5.13) принят 0,25.

б. Эмпирические зависимости определения коэффициента изменчивости для равнинных районов делятся на две группы:

— формулы полулогарифмического или степенного общего вида

$$C_v = a - f(\lg F) \text{ и } C_v = \frac{a_1}{f(F)}, \quad (5.73)$$

разработанные Д. Л. Соколовским, Д. Л. Соколовским — М. Э. Шевелевым, М. Э. Шевелевым, С. Н. Крицким и М. Ф. Менкелем, Н. Д. Антоновым и К. П. Воскресенским [73], и

— формулы, основанные на уравнении водного баланса и учитывающие влияние площади в неявном виде, разработанные Н. П. Чеботаревым и Л. К. Давыдовым [73].

Формула Соколовского имеет вид

$$C_v = a - 0,063 \lg(F + 1), \quad (5.74)$$

где a — географический параметр, выражающий зависимость C_v от климатических условий, определяемый для Европейской части СССР по карте изолиний [73]; F — площадь водосбора, км².

Параметр a для неизученной реки можно установить методом аналогии по данным близлежащих рек, для которых имеются многолетние сведения о стоке, по соотношению

$$a = C_{va} + 0,063 \lg(F + 1), \quad (5.75)$$

где C_{va} — коэффициент изменчивости стока реки-аналога; F_a — площадь бассейна реки-аналога.

Для данного примера географический параметр $a = 0,55$ и по формуле (5.74)

$$C_v = 0,55 - 0,063 \lg 6951 = 0,31.$$

Формула Соколовского — Шевелева — в развитие формулы (5.74) параметр a принимается в виде $a = a_1 - 0,29 \lg M_0$ и формула имеет вид

$$C_v = a_1 - 0,29 \lg M_0 - 0,063 \lg F. \quad (5.76)$$

Формула предложена для рек со средним модулем M_0 от 1,5 до 15,0 л/(с · км²) и значение $a_1 = 0,78$. Подставим известные значения в формулу (5.74)

$$C_v = 0,78 - 0,29 \lg 5,94 - 0,063 \lg (6950 + 1) = 0,31.$$

Для засушливых бассейнов Заволжья, Северного Казахстана Шевелев рекомендует исключить влияние площади и формула имеет вид

$$C_v = 0,78 - 0,29 \lg M_0. \quad (5.77)$$

Для рек водностью $M > 15$ л/(с · км²) параметр a_1 следует увеличить до 0,83.

Формула Шевелёва — для озерных бассейнов формула (5.77) преобразована следующим образом:

$$C_v = 0,78 - 0,29 \lg M_0 - 0,063 \lg (F + 1) - 0,08 \lg (f_{оз} + 1), \quad (5.78)$$

где $f_{оз}$ — степень озерности в % от всей площади.

В «Руководстве по определению расчетных гидрологических характеристик» [71] рекомендуется коэффициент $a_1 = 0,78$ уточнять по данным пунктов-аналогов по формуле

$$a_1 = C_{va} + 0,29 \lg M_{0a} + 0,063 \lg (F_a + 1) + 0,08 \lg (f_{оз} + 1). \quad (5.79)$$

Индексы «а» указывают на величины C_v , M_0 , F и $f_{оз}$, известные для водосбора-аналога. При отсутствии озер в водосборе формула (5.79) применяется без последнего члена.

Формула Крицкого и Менкеля — при отсутствии озерности рекомендуется формула

$$C_v = \frac{C}{F^{0,06} M_0^{0,27}}. \quad (5.80)$$

Величина C может быть определена по водосборам-аналогам или приближенно принимается равной 0,83.

Для данных условий получим

$$C_v = \frac{0,83}{6950^{0,06} 5,94^{0,27}} = 0,30.$$

Формула Антонова имеет вид

$$C_v = \frac{0,295 a_0^{0,89}}{(F + 1)^{0,076}}, \quad (5.81)$$

где d_0 — дефицит влажности воздуха в миллиметрах.

$$C_v = \frac{0,295 \cdot 2,2^{0,89}}{(6950 + 1)^{0,076}} = 0,30.$$

Формула Воскресенского — из формул степенного вида для безозерных водосборов рассматривается формула

$$C_v = \frac{A}{M_0^{0,4} (F + 1000)^{0,1}}, \quad (5.82)$$

где A — географический параметр, величина которого колеблется от 1 до 3 и более. Значение A можно определить методом аналогии из соотношения

$$A = C_{va} M_{0a}^{0,4} F_a^{0,1}. \quad (5.83)$$

Формула (5.82) рекомендуется Руководством [71] как основная при определении C_v годового стока.

Для данного примера, принимая $A=1,5$, значение C_v равно

$$C_v = \frac{1,5}{5,94^{0,4} (6950 + 1000)^{0,1}} = 0,29.$$

Формула Чеботарева — зависимость получена на основании уравнения водного баланса

$$C_{vY} = \frac{C_{vX}}{\eta^m}, \quad (5.84)$$

где C_{vY} и C_{vX} — коэффициенты изменчивости стока и осадков; η — коэффициент стока, равный $\frac{Y_6}{X_0}$; m — коэффициент, среднее значение которого 0,5.

Для данного примера $\eta = \frac{187}{600} = 0,31$ и при $C_{vX} = 0,17$ получим $C_{vY} = \frac{0,17}{0,31^{0,5}} = 0,31$.

Формула Давыдова — используя корреляционные зависимости между членами уравнения водного баланса: осадками X , стоком Y и испарением Z (с учетом $\pm \Delta U$), а именно r_{XZ} и r_{YZ} , получена зависимость

$$C_{vY} = \frac{C_{vX}}{\eta} A, \quad (5.85)$$

где η — коэффициент стока; A — определяется по формуле

$$A = \sqrt{\frac{1 - r_{XZ}^2}{1 - r_{YZ}^2}}. \quad (5.86)$$

Для данного примера при $A = \sqrt{\frac{1 - 0,96^2}{1 - 0,79^2}} = 0,54$ $C_v = \frac{0,17}{0,31} \cdot 0,54 = 0,29$.

Как указывает Д. Л. Соколовский [73], зависимость (5.85) для зон недостаточного увлажнения требует дополнительного уточнения.

Значения коэффициентов изменчивости годового стока, полученные различными способами для равнинного безозерного водосбора, приведены в табл. 5.33.

Как видно из табл. 5.33, вычисленные по различным формулам значения C_v имеют незначительные колебания. Заниженное значение C_v по карте можно объяснить некоторой схематизацией изолиний для водосбора малой величины.

Для водосборов с $F < 1000$ км² и водостоков, не полностью дренирующих подземные воды или имеющих повышенное среднее многолетнее значение стока вследствие меньших потерь, ко-

Значения C_v годового стока для р. Пижма —
д. Худяки

Способ определения	C_v
По карте (рис. 5.2)	0,25
$C_v = a - 0,063 \lg (F + 1)$	0,31
$C_v = a_1 - 0,29 \lg M_0 - 0,063 \lg F$	0,31
$C_v = \frac{C}{F^{0,06} M^{0,27}}$	0,30
$C_v = \frac{0,295 \cdot a_0^{0,89}}{(F + 1)^{0,076}}$	0,30
$C_v = \frac{A}{M^{0,4} (F + 1000)^{0,1}}$	0,29
$C_{vY} = \frac{C_{vX}}{\eta^m}$	0,31
$C_{vY} = \frac{C_{vX}}{\eta} A$	0,29

коэффициент изменчивости C_v определяется по приближенной формуле

$$C_v = C_{va} \frac{M_{0a}}{M_0}, \quad (5.87)$$

где C_{va} — коэффициент изменчивости створа реки-аналога; M_{0a} и M_0 — средние многолетние модули стока створов реки-аналога и расчетного.

Б. Горные реки. Значение коэффициента изменчивости годового стока рек горных районов зависит от высотного положения водосбора и связанного с ним распределения осадков, запасов снега и изменения подземного питания.

Обобщенная эмпирическая формула для горных районов имеет вид

$$C_v = \frac{A}{H_{ср}^m}, \quad (5.88)$$

где $H_{ср}$ — высота водосбора в метрах; A и m — коэффициенты, устанавливаемые на основании эмпирических зависимостей по изученным рекам горных районов. Для горных районов при наличии ледников, занимающих более 10% площади бассейна, устанавливаются районные зависимости C_v от степени оледенения водосборов.

Эмпирические зависимости для горных районов Средней Азии предложены В. Л. Шульцем, М. Н. Большаковым [3], Е. В. Петряшовой [59], И. С. Соседовым и ГГИ [69].

Формула Шульца имеет вид

$$C_v = \frac{E}{H_{cp}^{1,18}}, \quad (5.89)$$

где H_{cp} — высота водосбора, метры; E имеет среднее значение 2300. Величина E изменяется для Средней Азии: на юге $E = 2250$, в центре $E = 2600$ и на севере $E = 2100$.

В. Л. Шульц рекомендует эту формулу для водосборов с высотами: для юга и центра Средней Азии при $H_{cp} = 1500 \div 4000$ м; для севера при $H_{cp} = 2000 \div 4000$ м. Для водосборов при $H_{cp} > 4000$ м ориентировочно значение $C_v = 0,10 \div 0,15$.

В работе Е. В. Петряшовой [59] указывается, что на величину C_v оказывает влияние тип питания, определяемый В. Л. Шульцем по соотношению

$$\delta = \frac{W_{VII-IX}}{W_{III-VI}}, \quad (5.90)$$

где W_{VII-IX} — объем стока летнего половодья; W_{III-VI} — сток весеннего половодья. Установлено, что при $\delta < 0,4$ в питании реки не принимают участия ледники и вечные снега, а при $\delta > 0,4$ питание реки происходит за счет таяния ледников и вечных снегов.

Как указывает Петряшова, при $\delta < 0,4$ получены две зависимости:

для бассейна Сырдарьи

$$C_v = \frac{9,6}{H_{cp}^{0,44}}, \quad (5.91)$$

для Северного Тянь-Шаня

$$C_v = \frac{0,6}{H_{cp}^{0,6}}. \quad (5.92)$$

Для рек с питанием $0,4 < \delta < 2,4$ предложена зависимость

$$C_v = \frac{1}{4,47k + 3,36}, \quad (5.93)$$

где k — отношение активной площади водосбора F_a км² к общей площади F км².

Активная площадь для рек со снеговой линией на высоте 3500—3900 м — это площадь водосбора выше горизонтали 3000 м над уровнем моря, F_{3000} , а для рек с высотами снеговой линии выше 4000 м — площадь водосбора выше горизонтали 4000 м над уровнем моря, F_{4000} .

Снеговая линия — высотная граница, выше которой снег не стает полностью в течение летнего периода.

Для р. Чаткал в устье р. Терес коэффициент изменчивости по формуле (5.93) равен

$$C_v = \frac{1}{4,47 \cdot 0,12 + 3,36} = 0,19.$$

Формула Соседова — для горных рек Восточного Казахстана предложена зависимость

$$C_v = \frac{A}{H_{\text{ср}}^m F^n}, \quad (5.94)$$

где $H_{\text{ср}}$ — средняя высота водосбора, метры; F — площадь, км²; A , m , n — районные параметры: для северной части Восточного Казахстана $A=3,17$; $m=0,31$ и $n=0,044$; для Южного Казахстана $A=3,36$; $m=0,32$ и $n=0,084$.

Формула ГГИ — для полупустынных районов Центрального Казахстана предложена формула

$$C_v = \frac{3,1 - 0,26 \lg(F + 10)}{(h + 1)^{0,25}}, \quad (5.95)$$

где h — средний годовой или весенний слой стока, миллиметры.

2. Значение коэффициента асимметрии устанавливается по соотношению с коэффициентом изменчивости для рек-аналогов, по которым имеются ряды наблюдений.

Необходимо принять во внимание тип кривой обеспеченности, использованной для реки-аналога, так как биномиальной кривой и трехпараметрическому гамма-распределению соответствуют различные соотношения C_s/C_v .

При отсутствии хороших аналогов принимается среднее из отношения C_s/C_v , полученное для рек данного района.

При отсутствии данных по рекам-аналогам рекомендуется C_s принимать в зависимости от климатических условий:

а) для зоны избыточного и переменного увлажнения (арктической, тундровой, лесной, лесостепной, степной) $C_s=2C_v$;

б) для зоны недостаточного увлажнения при наличии лет с почти полным отсутствием стока $C_v=1,5C_v \div 1,8C_v$, в наиболее засушливых районах $C_s \approx 1,5C_v$.

После установления параметров кривой обеспеченности Q_0 , C_v и C_s при отсутствии наблюдений построение аналитической кривой обеспеченности и расчет расходов заданной вероятности превышения производится согласно указаниям упражнения 5.3. Следует только иметь в виду, что в этом случае не проводится согласование эмпирической кривой обеспеченности с эмпирическими точками вероятности превышения, что вызывает необходимость дополнительного сопоставления полученных расчетных величин с данными створа-аналога.

6. ВНУТРИГОДОВОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ СТОКА

6.1. Расчет внутригодичного распределения стока по сезонам и месяцам по данным наблюдений

Упражнение 6.1. Рассчитать распределение стока по сезонам года методом компановки по данным наблюдений на р. Швянтуйн — г. Укмярге за период 1947—1962 гг. при условии использования водных ресурсов для коммунального водоснабжения.

Дано: 1. Средние месячные и годовые расходы воды (табл. 6.1)

2. $F=5440$ км².

Таблица 6.1

Средние месячные расходы воды
р. Швянтуйн — г. Укмярге, 1947—1962 гг.

Год	I	II	III	...	XII	Средний годовой
1947	10,5	10,2	50,9	...	31,0	26,7
1962	29,8	27,0	19,9	...	51,8	60,1

Требуется: 1. Выделить сезоны.

2. Определить распределение стока по сезонам: а) вычислить эмпирическую обеспеченность для года, лимитирующих периодов и сезона; б) построить кривые обеспеченности; в) рассчитать распределение стока по сезонам для заданной вероятности превышения.

Решение: 1. При наличии данных гидрометрических наблюдений (не менее 10 лет) используется метод компановки распределения стока по периодам года, имеющего одинаковую вероятность (обеспеченность) превышения, равную, по условиям водопользования обеспеченности гарантированной отдачи воды. Методика расчета внутригодичного распределения стока изложена в работе [50].

Расчет внутригодичного распределения стока производится не за календарный год, а по водохозяйственным годам, т. е. год начинается с многоводного сезона. Сроки сезонов назначаются едиными для всех лет ряда с округлением их до целого месяца.

В зависимости от физико-географического района и типа водного режима выделяются три сезона (табл. 6.2).

Характеристика сезонов для рек с различным водным режимом

Тип режима	Сезон		
	I	II	III
Весеннее половодье	Весна	Лето—осень	Зима
Летнее половодье	Лето	Осень—зима	Весна
Весенне-летнее половодье	Весна—лето	Осень	Зима

Продолжительность многоводного сезона назначается с учетом раннего и позднего сроков наступления половодья. В зависимости от соотношения в разные сезоны года расходов речного стока и его хозяйственного использования определяются лимитирующие периоды и сезоны.

Лимитирующий период включает два относительно многоводных или маловодных сезона.

Лимитирующий сезон — наиболее неблагоприятный с точки зрения хозяйственного использования — входит в качестве составляющей в лимитирующий период.

При сельскохозяйственном водопотреблении или хозяйственно-питьевом водоснабжении лимитирующими периодами и сезонами являются маловодные периоды; при проектировании отвода избыточных вод для борьбы с наводнениями или при осушении лимитирующим периодом и сезонами внутри него являются многоводные периоды.

На рис. 6.1 приведен гидрограф р. Швянтойн — с. Укмярге за 1953-54 г. Водосбор расположен в районе 3 [71], для которого сроки и продолжительность сезонов следующие: весна с марта по май (3 месяца), лето—осень с июня по ноябрь (6 месяцев) и зима с декабря по февраль (3 месяца). Лимитирующий период [1] устанавливается с июня по февраль, лимитирующий сезон — с июня по июль и с января по февраль [9].

2. При расчете по методу компановки внутригодовое распределение принимается из условия равенства вероятности превышения стока за год, стока за лимитирующий период и внутри него за лимитирующий сезон. Вероятность превышения (расчетная обеспеченность) гарантированной отдачи воды назначается в соответствии с задачами водохозяйственного использования.

Примерная обеспеченность отдачи воды основных видов использования водных ресурсов следующая: водоснабжение (коммунальное промышленное, тепловых электростанций) 95—97%; судоходство по магистральным водным путям 90%; гидростанции крупные 95%, малые местного значения 75—85%; орошение регулярное 75—85%, лиманное 50% и меньше.

Согласно условию упражнения, внутригодовое распределение рассматривается для коммунального водоснабжения и поэтому расчетная вероятность превышения принимается $P=97\%$.

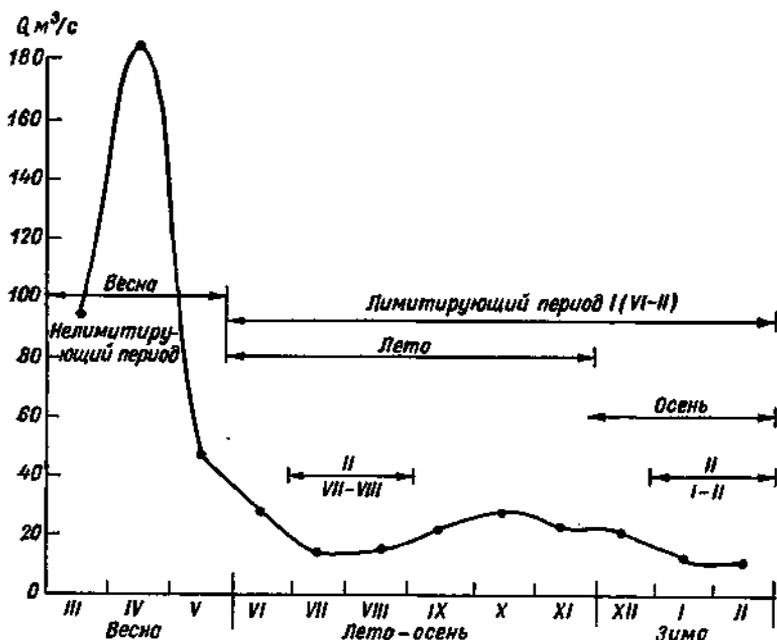


Рис. 6.1. Гидрограф р. Швянтойн — г. Укмярге за 1953-54 г.

а. В соответствии с установленными границами года лимитирующими периодом и сезоном по данным табл. 6.1 подсчитываются суммы месячных расходов. В табл. 6.3 приведен образец выборки данных.

Таблица 6.3

Суммы месячных расходов
р. Швянтойн — г. Укмярге, 1947-48—1961-62 гг.

Год	$\sum Q_{мес} \text{ м}^3/с$		
	годовые III — II	лимитирующие	
		период VI — II	сезон VI — VIII; I — II
1947-48	421,3	247,9	150,1
1961-62	375,7	209,3	97,6

Таблица 6.4

Суммы месячных расходов ΣQ м³/с и модульные коэффициенты K за год и лимитирующие период и сезон
р. Швянгойи — г. Укмярге, 1947-48—1961-62 гг.

№ в порядке убывания	Вероятность превышения $P\%$	Годовой сток (III—II)		
		год	$\Sigma Q_{\text{мес}}$	K_{Γ}
1	4,6	1956-57	707,7	1,44
15	95,5	1959-60	337,0	0,68
Средний за весь период		$\Sigma Q_{\text{мес. ср. г}}$	493,1	
То же в % от годового стока			100	
№ в порядке убывания	Вероятность превышения $P\%$	Лимитирующий период (VI—II)		
		год	$\Sigma Q_{\text{мес}}$	$K_{\text{л. п}}$
1	4,6	1954-55	419,0	1,54
15	95,5	1951-52	161,4	0,59
Средний за весь период		$\Sigma Q_{\text{мес. ср. л. п}}$	272,6	
То же в % от годового стока			55,3	
№ в порядке убывания	Вероятность превышения $P\%$	Лимитирующие сезоны (I—II; VII—VIII)		
		год	$\Sigma Q_{\text{мес}}$	$K_{\text{л. с}}$
1	4,6	1956-57	175,1	1,52
15	95,5	1953-54	65,7	0,57
Средний за весь период		$\Sigma Q_{\text{мес. ср. л. с}}$	115,6	
То же в % от годового стока			23,4	

В табл. 6.4 вычисленные выше суммы располагаются в убывающем порядке и для них устанавливаются эмпирические обеспеченности (вероятность превышения) P по формуле (5.16), используя приложение 4. В табл. 6.4 по каждому члену ряда для года и лимитирующих периода и сезона вычисляются модульные коэффициенты по формуле

$$K_m = \frac{\Sigma Q_{\text{мес. } m}}{\Sigma Q_{\text{мес. ср.}}}, \quad (6.1)$$

где K_m и $\sum Q_{\text{мес. } m}$ — модульный коэффициент и сумма месячных расходов m -ного члена ряда, а $\sum Q_{\text{мес. ср}}$ — среднее по всему ряду значение суммы месячных расходов. Модульные коэффициенты в табл. 6.4 имеют индексы: для года — K_g , лимитирующего периода $K_{л.п}$ и лимитирующего сезона — $K_{л.с}$.

б. Эмпирические кривые обеспеченности по данным табл. 6.4 строятся в модульных коэффициентах на одной клетчатке вероятности (рис. 6.2). По нанесенным эмпирическим точкам проводятся три плавные кривые.

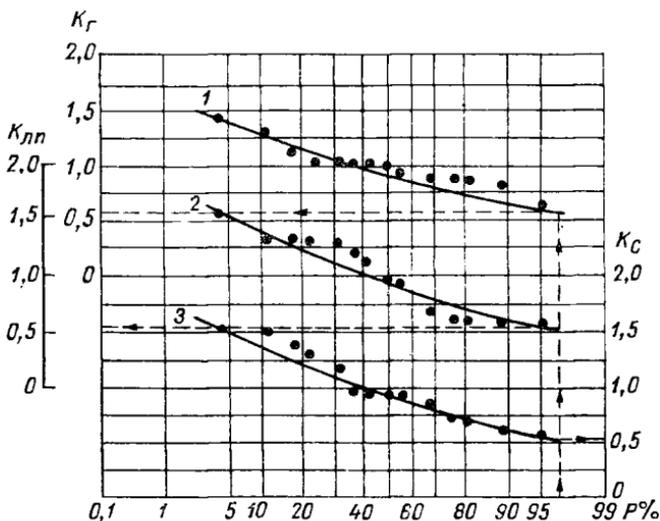


Рис. 6.2. Эмпирические кривые обеспеченности модульных коэффициентов р. Швянтойн — г. Укмярге за 1947 — 1962 гг.

1 — годового, 2 — лимитирующего периода, 3 — лимитирующего сезона.

При использовании метода компановки большое значение имеет увязка с использованием модульных коэффициентов K_g , $K_{л.п}$ и $K_{л.с}$ кривых обеспеченности модульных коэффициентов, представленных на рис. 6.2 (значения коэффициентов не сведены в таблицу, а нанесены непосредственно на рис. 6.2).

При расчете внутригодового стока методом компановки в качестве основного способа рекомендуется использовать эмпирические кривые обеспеченности; аналитические кривые обеспеченности можно применять с учетом неоднородности статистического ряда, используя указания работы [50].

в. Распределение по сезонам годового стока заданной вероятности превышения $P=97\%$ устанавливается определением стока за лимитирующие период и сезон той же вероятности превышения, которая принята для годового стока; вычисления производятся в следующем порядке.

1. Модульные коэффициенты K_{Γ} , $K_{л.п}$ и $K_{с}$ определяются графически по эмпирическим кривым при $P=97\%$, как это показано стрелками на рис. 6.2. Получено $K_{\Gamma 97\%}=0,56$, $K_{л.п 97\%}=0,53$ и $K_{с 97\%}=0,51$.

Далее модульные коэффициенты умножаются на соответственные средние многолетние суммы месячных расходов, приведенные в табл. 6.4, и определяются абсолютные значения стока заданной вероятности превышения:

за год

$$\sum Q_{\text{мес. г } 97\%} = K_{\Gamma 97\%} \sum Q_{\text{мес. ср. г}} = 0,56 \cdot 493,1 = 276 \text{ м}^3/\text{с},$$

за лимитирующий период

$$\sum Q_{\text{мес. л. п } 97\%} = K_{л.п 97\%} \sum Q_{\text{мес. ср. л. п}} = 0,53 \cdot 272,6 = 144 \text{ м}^3/\text{с},$$

за лимитирующий сезон

$$\sum Q_{\text{мес. л. с } 97\%} = K_{с 97\%} \sum Q_{\text{мес. ср. л. с}} = 0,51 \cdot 115,6 = 58,9 \text{ м}^3/\text{с}.$$

2. Сток третьего сезона (нелимитирующий период), не входящего в лимитирующий период, определяется по разности стока за год и лимитирующий период $\sum Q_{\text{мес. } 97\%(\Gamma-л.п)} = 276,1 - 144,5 = 131,6 \text{ м}^3/\text{с}$.

Сток за нелимитирующий сезон, входящий в лимитирующий период, устанавливается по разности стока лимитирующих периода и сезона

$$\sum Q_{\text{мес. } 97\% (л.п.-л.с)} = 144,5 - 58,9 = 85,6 \text{ м}^3/\text{с}.$$

3. По полученным значениям стока заданной вероятности превышения ($P=97\%$) определяются доли стока в % от годового (табл. 6.5).

При проектировании отвода избыточных вод для борьбы с наводнениями или при осушении болот, а также при создании

Таблица 6.5

Значения внутригодового сезонного стока вероятностью
превышения $P=97\%$

р. Швянтуйн — г. Укмярге, 1947—1962 гг.

Периоды и сезоны	Месяцы	$\sum Q \text{ м}^3/\text{с}$	Сток в % от годового
Год	III—II	493	100
Лимитирующий период	VI—II	144	29,5
Нелимитирующий период	III—V	132	26,7
Нелимитирующий сезон	IX—XI	85,6	17,5
Лимитирующий сезон	VI—VII; I—II	58,9	11,7

Средние месячные расходы Q
р. Швянтойн — г. Укмярге.

№ п/п	Годы	Весна				Лето —	
		III	IV	V	ΣQ	VI	VII
1	1947-48	50,9	91,5	31,0	173,4	14,9	13,9
15	1961-62	79,0	52,1	35,3	167,1	23,1	17,7

водохранилищ расчеты внутригодового распределения стока по сезонам производятся аналогично изложенному, только эмпирические кривые обеспеченности строятся для многолетних периода и сезона года.

Упражнение 6.2. Рассчитать методом компановки внутрисезонное распределение стока маловодной группы водности р. Швянтойн — г. Укмярге по данным наблюдений за период 1947—1962 гг.

Дано: исходные данные упражнения 6.1 (см. табл. 6.1).

Требуется: 1. Составить сводную таблицу расходов по сезонам.

2. Установить вероятность превышения $P\%$ (обеспеченность) и выделить группы водности.

3. Рассчитать внутрисезонное распределение стока в процентах для всех сезонов маловодной группы водности.

4. Составить сводную таблицу внутрисезонного распределения.

Решение: 1. В упражнении 6.1 для р. Швянтойн — г. Укмярге приняты сезоны: весна с марта по май, лето — осень с июня по ноябрь и зима с декабря по февраль. По данным табл. 6.1 выписываются средние месячные расходы в табл. 6.6 с распределением их по выделенным сезонам.

2. Внутрисезонное распределение стока по методу компановки принимается осредненным для каждой группы лет определенной водности. Выделяются три равные группы водности: многоводная, включающая годы с обеспеченностью стока за сезон 1—33%, средняя по водности 34—66% и маловодная 67—99%. Если число лет наблюдений менее 12—15, то деление сезонов на группы водности не рекомендуется и принимается типовое распределение для всех лет. Если число лет более 25—30, то из маловодной группы можно выделить очень маловодную обеспеченностью 90—99%, а из многоводной — очень многоводную обеспеченностью 1—10%. В данном упражнении выделяются только три основные группы.

Значения стока каждого сезона ΣQ из табл. 6.6 располагаются в убывающем порядке (табл. 6.7), устанавливается веро-

м³/с и суммы по сезонам
с 1947-48 по 1961-62 гг.

осень					Зима			
VIII	IX	X	XI	Σ Q	XII	I	II	Σ Q
14,6	14,3	17,2	20,7	95,6	31,0	46,2	75,1	152,3
20,6	21,1	22,5	22,5	127,5	25,0	28,8	27,0	81,8

ятность превышения $P\%$ по формуле (5.16) (приложение 4) и выделяются три группы водности: 1—33, 34—66, 67—99%.

3. Расчет внутрисезонного распределения следует производить в следующей последовательности.

Таблица 6.7

Сток в ΣQ м³/с по сезонам в убывающем порядке

№ в порядке убывания	$P = \frac{m - 0,3}{n + 0,4} 100\%$	Группа водности	Сезон		
			весна	лето — осень	зима
1	4,6	I	349,0	274,6	188,4
5	30,5		219,7	187,9	143,3
6	37,0		194,0	186,9	136,9
10	63,0	II	166,4	127,5	88,5
11	69,5		155,1	126,8	81,8
15	95,5	...	129,5	95,6	43,7

А. По сезонам для каждого года, вошедшего в эту группу, из табл. 6.7 в табл. 6.8 выписываются в порядке убывания по вертикали ΣQ, а по горизонтали также в порядке убывания — средние месячные расходы с указанием месяца.

Б. Обработка табл. 6.8 заключается в следующем: 1) вычисляются все суммы расходов и распределение их выражается в процентах (за 100% принимается сумма расходов за сезон); 2) для каждого порядкового месяца в графе «Итого по группе» выписывается месяц и число случаев их повторения; 3) месяц, наиболее часто повторяющийся, относится к процентному распределению, полученному выше; 4) на основании произведенной обработки данных наблюдений составляется сводная табл. 6.9.

Из табл. 6.9 видно, что весной 50% стока проходит в апреле, летом 25% стока в июне; с июля по ноябрь и зимой распределение равномерное, что указывает на устойчивость подземного

Расчет внутрисезонного распределения стока Q м³/с
р. Шляптовой

Зима

m	Год	ΣQ за сезон	Порядковый номер месяца от начала сезона					
			1		2		3	
			Q _{мес}	месяц	Q _{мес}	месяц	Q _{мес}	месяц
11	1961-62	81,8	29,8	I	27,0	II	25,0	XII
12	1955-56	63,5	22,9	II	20,9	II	19,7	XII
13	1951-52	59,9	21,1	XII	20,7	I	18,1	II
14	1959-60	55,1	21,0	II	18,2	I	15,9	XII
15	1953-54	43,7	21,2	XII	11,8	I	10,7	II
Итого по группе		304,0	116,0	I-2 II-1 XII-2	98,6	I-3 II-2	89,4	II-2 XII-3
Принятое распределение в % от сезонного стока		100	38,2	II	32,4	I	29,4	XII

Лето—

m	Год	ΣQ за сезон	Порядковый номер					
			1		2		3	
			Q _{мес}	месяц	Q _{мес}	месяц	Q _{мес}	месяц
11	1955-56	126,8	47,8	VI	18,7	VII	16,3	XI
12	1949-50	118,9	22,0	VIII	21,1	VII	19,6	IX
13	1959-60	107,1	24,4	XI	19,2	X	17,9	VI
14	1951-52	101,1	23,9	VI	18,3	VII	16,7	XI
15	1947-48	95,6	20,7	XI	17,2	X	14,9	VI
Итого по группе		549,9	138,8	VI-2 VIII-1 XI-2	94,5	VII-3 X-2	85,4	VI-2 IX-1 XI-2
Принятое распределение в % от сезонного стока		100	25,3	VI	17,2	VII	15,5	XI

по месяцам для маловодной группы сезонов
г. Укмярге

Весна

m	Год	Σ Q за сезон	Порядковый номер месяца от начала сезона					
			1		2		3	
			Q _{мес}	месяц	Q _{мес}	месяц	Q _{мес}	месяц
11	1957-58	155,1	72,0	III	54,5	IV	28,0	V
12	1954-55	146,3	80,9	IV	37,0	III	28,4	V
13	1948-49	135,5	59,4	IV	48,4	III	27,7	V
14	1951-52	129,6	54,1	III	48,9	V	26,6	IV
15	1952-53	128,5	81,7	IV	23,8	V	15,0	III
Итого по группе		696,0	348,1	III-2 IV-3	221,6	IV-1 III-2 V-2	126,3	III-1 IV-1 V-3
Принятое распределение в % от сезонного стока		100	50,0	IV	31,7	III	18,3	V

осень

месяца от начала сезона					
4		5		6	
Q _{мес}	месяц	Q _{мес}	месяц	Q _{мес}	месяц
15,4	X	14,6	VIII	14,0	IX
19,2	VI	18,7	X	18,3	XI
16,2	IX	14,8	VII	14,6	VIII
15,5	X	13,8	VIII	13,3	IX
14,6	VIII	14,3	IX	13,9	VII
80,9	VI-1 VIII-1 X-2	76,2	VII-1 VIII-2 XI-2	74,1	VII-1 VIII-1 XI-1
14,8	X	13,8	VIII	13,4	IX

Внутрисезонное распределение стока в процентах от сезонного для маловодной группы водности сезонов

Весна				Лето — осень								Зима			
III	IV	V	за сезон	VI	VII	VIII	IX	X	XI	за сезон	XII	I	II	за сезон	
31,7	50,0	18,3	100	25,3	17,2	13,8	13,4	14,8	15,5	100	29,4	32,4	38,6	100	

питания. Если возникает необходимость распределения стока по декадам, то расчеты производятся аналогично, только с большей детализацией вычислений.

Упражнение 6.3. Установить внутригодовое распределение стока методом выбора расчетного года по данным наблюдений. Дано: исходные данные упражнения 6.2.

Требуется: 1. Установить суммы месячных расходов за год, лимитирующий период и сезон.

2. Расположить суммы в убывающем порядке с выборкой вероятности превышения $P\%$.

3. Выбрать расчетный год и установить процентное распределение стока.

Решение: 1. Для малоответственных объектов строительства и при наличии ряда наблюдений не менее 20—25 лет допускается определять внутригодовое распределение стока методом выбора расчетного года из числа фактических лет наблюдений. В данном упражнении используется для примера расчетный ряд наблюдений в 15 лет.

Согласно указаниям упражнения 6.2, выбираются сроки лимитирующего периода и сезона и подсчитываются для каждого из них суммы месячных расходов (эта таблица расчета не приведена).

2. Вычисленные суммы располагаются в убывающем порядке с указанием года, и по формуле (5.16) определяется эмпирическая обеспеченность. Такой расчет может быть произведен для всех групп водности. В табл. 6.10 расположены расходы для маловодной группы водности ($P=67 \div 99\%$).

3. Из полученного ряда выбирается год, в котором обеспеченность для года, лимитирующих периода и сезона наиболее близки друг к другу, т. е. год, в котором все эти характеристики лежат ближе к одной строке. Для данного примера таким годом является 1949-50. Значения этого года в табл. 6.10 подчеркнуты.

Для выбранного фактического года 1949-50 в табл. 6.11 выписываются средние месячные расходы, вычисляются средние за сезоны в $\text{м}^3/\text{с}$; устанавливается распределение в процентах от годового стока.

Таблица 6.10

Суммы месячных расходов ΣQ м³/с за год, лимитирующие период и сезон в порядке убывания для маловодной группы водности

№ в порядке убывания	P%	Годовой сток		Лимитирующий период		Лимитирующий сезон	
		год	$\Sigma Q_{\text{мес}}$	год	$\Sigma Q_{\text{мес}}$	год	$\Sigma Q_{\text{мес}}$
...
10	63,0	1952-53	438,6	1961-62	209,3	1949-50	103,2
11	69,5	1947-48	421,3	1949-50	201,4	1961-62	97,6
12	76,0	1949-50	421,1	1955-56	130,3	1950-51	83,2
13	82,5	1957-58	419,7	1953-54	173,1	1951-52	81,0
14	89,0	1961-62	375,7	1954-55	162,2	1959-60	71,9
15	95,5	1959-60	337,0	1951-52	161,4	1953-54	65,7

Таблица 6.11

Расчетное распределение стока по месяцам и сезонам для маловодного года по выбранному фактическому 1949-50 году

Q	Месячный сток					Сезонный сток			Годовой сток
	III	IV	...	I	II	весна	лето — осень	зима	
м ³ /с	75,7	112	...	16,8	46,1	219,7	118,9	88,5	427,1
%	17,6	26,2	...	3,8	10,7	51,4	27,8	21,8	100

6.2. Расчет внутригодового распределения стока при отсутствии наблюдений

Упражнение 6.4. Рассчитать внутригодовое распределение стока для устья р. Караункур обеспеченностью 50 и 95% при отсутствии материалов наблюдений с использованием районной схемы распределения.

Дано: 1. «Ресурсы поверхностных вод СССР», том 14, вып. 1, 1969 г.

2. По крупномасштабной карте определена площадь водосбора $F=405$ км²; средневзвешенная высота $H_{\text{ср}}=2410$ м.

3. Площадь активной зоны бассейна $F_a=36,45$ км².

Требуется: 1. Определить внутригодовое распределение в % от годового по месяцам и сезонам.

2. Вычислить средние годовые расходы заданной обеспеченности $Q_{50\%}$ и $Q_{95\%}$.

3. Рассчитать средние месячные расходы воды в $\text{м}^3/\text{с}$ заданной обеспеченности.

Решение. 1. Река Караункур формируется на юго-западных склонах Ферганского хребта, входит в бассейн р. Тейтяксай и по данным районного распределения относится ко II району. Данные районного распределения приведены в «Ресурсах поверхностных вод СССР» [69] внутри района для зон по высоте над уровнем моря от 1400 до 3200 м и по водностям года: многоводной, средней, маловодной и очень маловодной.

По условию задания рассмотрим среднее распределение, что соответствует обеспеченности $P=50\%$, и очень маловодное ($P=95\%$). Внутригодое относительное распределение в % от годового стока получено интерполяцией для средневзвешенной высоты $H_{\text{ср}}=2410$ м между значениями для высотных зон $H=2400$ м и $H=2600$ м и приведено в табл. 6.12.

Таблица 6.12

Внутригодое распределение стока в устье р. Караункур при отсутствии наблюдений

Единицы измерения	III	IV	...	I	II	Весна III-VI	Лето VII-IX	Осень - зима X-II
-------------------	-----	----	-----	---	----	--------------	-------------	-------------------

Средний год $P=50\%$

% от годового	3,7	14,9	...	3,0	3,0	62,5	19,7	17,8
$\text{м}^3/\text{с}$	4,97	20,0	...	4,02	4,02	21,0	8,76	1,76

Очень маловодный $P=95\%$

% от годового	3,7	14,6	...	3,7	3,7	61,1	16,9	22,0
$\text{м}^3/\text{с}$	3,15	12,4	...	3,15	3,15	13,0	1,77	3,74

2. По условию на р. Караункур не имеется гидрометрических наблюдений. Для района, к которому принадлежит р. Караункур, на рис. 6.3 приведена зависимость $M_0=f(H_{\text{ср}})$. По графику модуль стока для $H_{\text{ср}}=2410$ м равен $M_0=28,0$ л/(с · км²). Средний годовой расход по формуле (5.5) равен

$$Q_0 = \frac{M_0 F}{1000} = \frac{28,0 \cdot 405}{1000} = 11,3 \text{ м}^3/\text{с}.$$

Для рек Средней Азии В. Л. Шульц тип питания характеризуется показателем δ , который вычисляется как отношение стока за июль — сентябрь к стоку за март — июль. В. Л. Шульц предложил районную формулу показателя типа питания

$$\delta = 0,0414 H_{\text{ср}}^{3,3}, \quad (6.2)$$

где $H_{\text{ср}}$ — средняя взвешенная высота бассейна в километрах.

Для р. Караункур $\delta = 0,0414 \cdot 2,41^{3,3} = 0,55$. Коэффициент вариации годового стока для рек Средней Азии вычисляется по формулам в зависимости от δ .

$$\text{Значение } k = \frac{F_a}{F} = \frac{36,45}{405} = 0,09 \text{ и}$$

коэффициент вариации годового стока по формуле (5.93) равен

$$C_v = \frac{1}{4,7 \cdot 0,09 + 3,37} = 0,26.$$

В материалах по стоку для изученных рек, приведенных в работе [69], подобран аналог р. Тсентясай, для которой соотношение $C_s = 2C_v$. Следовательно, для р. Караункур можно принять $C_s = 2 \cdot 0,26 = 0,52$.

По приложению 3 интерполированием определяются модульные коэффициенты $K_{50\%} = 0,981$ и $K_{95\%} = 0,626$ и соответствующие им средние годовые расходы $Q_{50\%} = 11,3 \cdot 0,981 = 11,2 \text{ м}^3/\text{с}$ и $Q_{95\%} = 11,3 \cdot 0,627 = 7,09 \text{ м}^3/\text{с}$.

3. Для перехода от относительного внутригодового распределения стока (в процентах от годового) к средним расходам воды для года заданной обеспеченности P значения относительного распределения умножаются для месяцев на $\frac{12Q_P}{100}$, для сезо-

нов на $\frac{12Q_P}{100n}$ и для декад на $\frac{36Q_P}{100}$, где n — число месяцев в данном сезоне, Q_P — годовой расход заданной обеспеченности. Например, для года $P = 50\%$ в марте расход $Q = \frac{3,7 \cdot 12 \cdot 11,2}{100} = 4,97 \text{ м}^3/\text{с}$ и для года $P = 95\%$ в августе рас-

ход $Q = \frac{4,6 \cdot 12 \cdot 7,09}{100} = 3,91 \text{ м}^3/\text{с}$ (табл. 6.12).

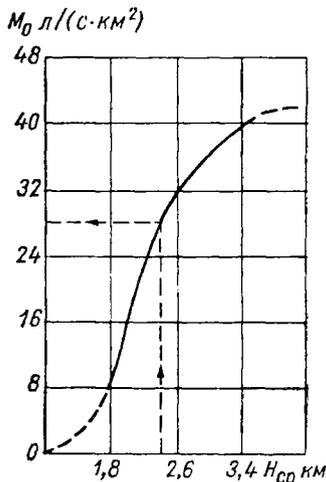


Рис. 6.3. Районная зависимость $M_0 = f(H_{\text{ср}})$ для рек Ферганской долины.

6.3. Построение средних кривых продолжительности (обеспеченности) суточных расходов воды

Упражнение 6.5. Построить среднюю кривую продолжительности (обеспеченности) суточных расходов воды р. Оки у г. Мурома при наличии материалов наблюдений.

Дано: характерные расходы воды (табл. 6.13).

Таблица 6.13

Характерные расходы воды ($\text{м}^3/\text{с}$)
р. Ока — г. Муром, за 1882—1918, 1920—1926 гг.

Год	Средний за год	Наиболь- ший	Продолжительность (обеспеченность) в течение дней					Наимень- ший
			30	90	180	270	365	
1882	976	7 080	2 750	786	575	458	362	359
1883	1 130	8 450	4 610	705	467	370	327	320
...
1925	680	4 040	1 740	692	402	300	213	200
1926	(1 310)	18 500	2 760	632	421	370	330	325
Сумма $n = 44$	42 333	405 160	122 880	26 853	18 993	15 679	12 578	12 582
Среднее	962	9 208	2 793	610	432	356	286	281

Требуется: 1. Определить средние расходы различной продолжительности.

2. Вычислить ординаты средней кривой продолжительности суточных расходов и построить кривую.

3. Определить степень естественной зарегулированности.

Решение: 1. Распределение стока в течение года может быть представлено по кривым продолжительности (обеспеченности) суточных расходов, которые дают представление о продолжительности стояния в течение года расходов воды, превышающих или равных данному.

Исходным материалом к упражнению является табл. 6.13, в которой приведены значения характерных расходов за ряд лет. Поясним составление этой таблицы за один год. Годовая таблица средних суточных расходов воды каждого года располагается в убывающем порядке; задаваясь продолжительностью $n=30, 90, 180, 270$ и 365 дней, определяются расходы, соответствующие выбранной продолжительности (см. упражнение 4.3). Полученные значения и выбранные за каждый год наибольшие и наименьшие расходы сводятся в табл. 6.13, где вычисляются средние значения за весь период наблюдений.

2. Для исключения больших чисел при дальнейшей обработке, а также для сравнимости материалов выбранного створа с данными по другим бассейнам расходы различной обеспеченности выражаются в модульных коэффициентах K , т. е. в долях от среднего многолетнего годового расхода $Q_0=962 \text{ м}^3/\text{с}$. Например, для расхода продолжительностью $n=30$ дней $K=\frac{2793}{962}=2,90$. Полученные таким образом значения приведены в табл. 6.14.

Таблица 6.14

Ординаты средней кривой продолжительности суточных расходов воды
(в долях от среднего многолетнего расхода)

р. Ока — г. Муром, 1882—1918, 1920—1926 гг.

Единицы измерения	Наибольший за период	Средний наибольший	Расходы, соответствующие продолжительности в днях					Средний наименьший	Наименьший за период
			30	90	180	270	355		
$\text{м}^3/\text{с}$	18 500 (1926 г.)	9208	2793	610	432	356	286	281	198 (1921 г.)
В долях от Q_0	19,2	9,57	2,90	0,63	0,45	0,37	0,30	0,29	0,20

Средняя кривая продолжительности суточных расходов строится на рис. 6.4 по данным табл. 6.14. Кривая продолжительности для средних наибольшего и наименьшего расходов нанесена сплошной линией, а для абсолютных значений этих расходов — пунктиром.

Требуется определить средний суточный расход р. Оки у г. Мурома при продолжительности периода времени $n=60$ дням. Как видно из рис. 6.4, при $n=60$ дням (точка A) модульный коэффициент равен 1,40 (точка B). Следовательно, при среднем многолетнем расходе $Q_0=962 \text{ м}^3/\text{с}$ средний суточный расход, соответствующий продолжительности 60 дней, $Q_{60}=962 \cdot 1,40=1347 \text{ м}^3/\text{с}$.

Если выразить продолжительность периода n в процентах, то соответственно можно получить значение расходов обеспеченностью 25, 50, 75% и любой иной заданной обеспеченности.

3. Характер кривой продолжительности отражает основные черты внутригодового хода стока и степень его естественной зарегулированности.

Показателем естественной зарегулированности стока является коэффициент ϕ , численно характеризующий долю устойчивого стока в годовом его объеме. Для определения коэффициента ϕ на рис. 6.4 проводится линия, соответствующая значению модульного коэффициента $K=1,00$ (величина среднего много-

летнего расхода). Полученная линия разделит площадь кривой продолжительности на две части (1 и 2, последняя заштрихована). Планиметрируя площади 1 и 2, можно определить площадь 2 в долях от общей площади и получить коэффициент за-

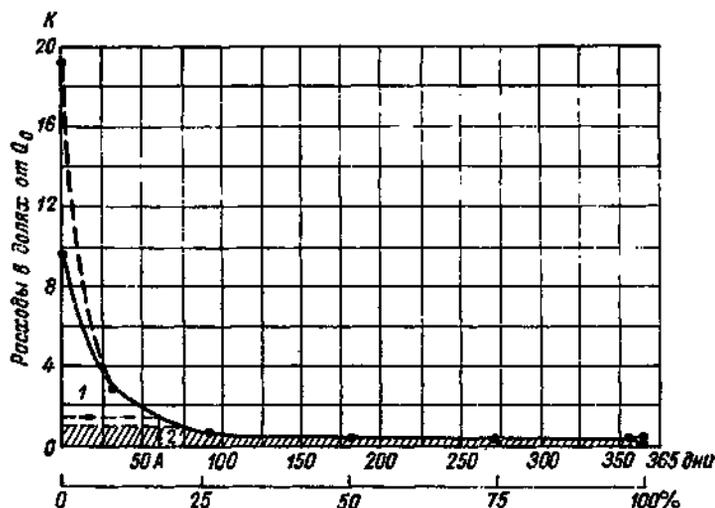


Рис. 6.4. Кривая продолжительности средних суточных расходов воды р. Ока — г. Муром за 1882—1926 гг.

регулируемости φ . В данном примере величина φ получена равной 0,53.

По степени естественной зарегулированности стока φ реки могут быть разделены на три группы: 1) слабозарегулированные $\varphi < 0,60$, 2) среднезарегулированные $\varphi = 0,60 \div 0,35$ и 3) сильно зарегулированные $\varphi > 0,75$.

Бассейн р. Оки у г. Муром, по данным наблюдений с 1882 по 1926 г., можно отнести к условиям слабой естественной зарегулированности.

7. МАКСИМАЛЬНЫЕ РАСХОДЫ ВОДЫ

7.1. Расчет максимальных расходов воды при наличии данных наблюдений

Упражнение 7.1. Определить максимальный расход талых вод р. Истры — г. Павловская Слобода при условии проектирования гидротехнического сооружения I класса.

Дано: максимальные расходы талых вод (табл. 7.1).

Таблица 7.1

Максимальные расходы талых вод
р. Истра — г. Павловская Слобода, 1935—1972 гг.

Год	$Q_{\text{макс}}$ м ³ /с	дата
1935	76,6	7/IV
1936	18 ₂	20/IV
...
1971	27,1	24/III
1972	61,0	9/IV

Требуется: 1. Построить на клетчатке вероятностей аналитическую кривую обеспеченности максимальных расходов с проверкой эмпирическими точками.

2. Вычислить максимальный расход с учетом гарантийной поправки для гидротехнического сооружения I класса.

Решение: 1. Расчеты производятся для мгновенных расходов воды. Если на реке максимальный расход наблюдается сутки и более, то в расчет принимаются средние суточные значения. При определении максимальных расходов по данным гидрометрических наблюдений за ряд лет предьявляются следующие требования: а) верхняя часть кривой $Q=f(H)$ должна быть обоснована фактическими измерениями или экстраполяция до наивысшего уровня подтверждена несколькими методами; б) отсутствие пропусков наблюдений максимальных расходов;

в) частота наблюдений должна обеспечивать регистрацию высшего уровня за период половодья; г) продолжительность периода наблюдений зависит от географической зоны и принимается в следующих пределах: лесостепная и лесная — 25 лет, лесостепная — 30 лет, степная — 40 лет, сухостепная и полупустынная — 50 лет и горная — 40 лет. В данном примере ряд наблюдений в 38 лет удовлетворяет указанным требованиям.

При построении кривой обеспеченности определяются параметры $Q_{\text{ср}}$, C_v и C_s и составляется табл. 7.2 (приведена с сокращением).

Таблица 7.2

Определение параметров кривой обеспеченности максимальных расходов
талых вод

р. Истра — г. Павловская Слобода, 1935—1972 гг.

m	Год	В убывающем порядке Q м ³ /с	$K = \frac{Q_{\text{макс}}}{Q_{\text{ср. макс}}}$	$K - 1$	$(K - 1)^2$	$P = \frac{m}{n+1} \cdot 100\%$
1	1947	242	1,97	0,97	0,9409	2,6
37	1971	27,1	0,22	-0,78	0,6084	94,9
38	1970	21,5	0,17	-0,83	0,6889	97,4
Сумма		4666,0	37,97	—	8,0075	—

$$n = 38$$

$$Q_{\text{ср}} = 123$$

Средний максимальный расход определяется по формуле (5.1)

$$Q_{\text{ср. макс}} = \frac{\sum_1^n Q_{\text{макс } i}}{n} = \frac{4666}{38} = 123 \text{ м}^3/\text{с.}$$

Таблицу 7.2 следует проконтролировать в соответствии с указанием упражнения 5.2.

Вероятность превышения $P\%$ максимальных расходов воды при построении кривых обеспеченности вычисляется по формуле (7.1) с использованием приложения 5 и записывается в табл. 7.2

$$P = \frac{m}{n+1} \cdot 100\% \quad (7.1)$$

где m — порядковый номер члена ряда максимальных расходов, расположенных в убывающем порядке; n — число членов ряда.

В случаях когда ежегодные величины максимумов разного происхождения наблюдаются в разные сезоны и не связаны между собой, вероятность превышения $P\%$ наивысшего годового расхода определяется по формуле

$$P = (P_1 + P_2 - P_1 P_2) \cdot 100, \quad (7.2)$$

где P_1 и P_2 — вероятность превышения максимальных расходов талых и дождевых вод в долях единицы.

Коэффициент вариации максимальных расходов C_v вычисляется по формуле (5.20)

$$C_v = \sqrt{\frac{\sum (K - 1)^2}{n}} = \frac{8,0075}{38} = 0,46.$$

Коэффициент асимметрии C_s при расчете максимальных расходов определяется в зависимости от происхождения максимального расхода: для расхода талых вод равнинных рек $C_s = (2,0 \div 2,5) C_v$; для дождевых расходов воды равнинных рек и горных с муссонным климатом $C_s = (3 \div 4) C_v$; для расходов воды горных рек $C_s = 4 C_v$.

Для данного района принимаем $C_s = 2 C_v = 0,92$.

Ординаты кривой обеспеченности вычислены по полученным параметрам согласно указаниям упражнения 5.2 с использованием приложения 2 (табл. 7.3).

Таблица 7.3

Ординаты кривой обеспеченности максимальных расходов

р. Истра — г. Павловская Слобода $Q_{ср} = 123 \text{ м}^3/\text{с}$, $C_v = 0,46$ и $C_s = 0,92$							
Обеспеченность, %/о	0,01	0,1	1	...	95	99	99,9
K	3,67	3,04	2,37	...	0,38	0,24	0,14
$Q_p = K Q_{ср}$	451	374	292	...	46,7	29,5	17,2

Аналитическая (теоретическая) кривая обеспеченности максимальных расходов построена по данным табл. 7.3 (рис. 7.1). Для контроля вычислений и оценки вероятной повторяемости наблюдаемых максимальных расходов на кривую обеспеченности наносятся точки фактически наблюдаемых (эмпирических) максимальных расходов обеспеченностью $P\%$ из табл. 7.2.

2. При проектировании гидротехнических сооружений различных классов расчетная ежегодная вероятность превышения максимальных расходов принимается по табл. 7.4.

Таблица 7.4

Расчетные вероятности ежегодного превышения максимальных расходов воды				
Класс сооружения . . .	I	II	III	IV
Расчетная вероятность превышения $P\%$. .	0,01	0,1	0,5	1

Классы речных гидротехнических сооружений назначаются специальными СН и П по проектированию сооружений. При расчете сооружений класса I ($P=0,01\%$) к расчетным максимальным расходам Q_P , следует прибавить гарантийную поправку ΔQ_P . Поправка вводится, чтобы избежать просчета в сторону преуменьшения максимального расхода вследствие того, что период гидрометрических наблюдений может не отражать всех характерных изменений режима. Гарантийная поправка вычисляется по формуле

$$\Delta Q_P = \frac{aE_P}{\sqrt{n}} Q_P, \quad (7.3)$$

где a — коэффициент, характеризующий гидрологическую изученность: $a=0,7$ для рск, расположенных в гидрологически изу-

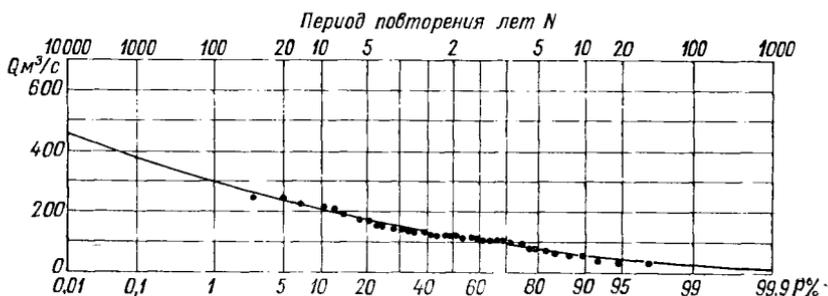


Рис. 7.1. Кривая обеспеченности максимальных расходов р. Истра — с. Павловская Слобода.

ченных областях, $a=1,5$ для слабоизученных территорий; E_P — величина, характеризующая изменчивость максимального расхода, определяемая по табл. 7.5; n — число лет наблюдений (если ряд был приведен к многолетнему периоду, то с учетом лет приведения); Q_P — расход, вычисленный по кривой обеспеченности по соотношению $Q_P = K Q_{cp}$ по заданному значению $P\%$ и коэффициенту вариации C_v .

Таблица 7.5

Величина E_P для расчета гарантийной поправки

Коэффициент изменчивости C_v	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6
$E_P=0,01\%$	0,25	0,45	0,64	0,80	0,97	1,12
Коэффициент изменчивости C_v	0,7	0,8	0,9	1,0	1,1	1,2
$E_P=0,01\%$	1,26	1,40	1,56	1,71	1,89	2,06

Гарантийная поправка вводится при условии, если она не превышает 20% расхода, определенного по кривой обеспеченности Q_P . Окончательный расчетный максимальный расход Q'_P , который принимается при проектировании гидротехнического сооружения, вычисляется по формуле

$$Q'_P = Q_P + \Delta Q_P. \quad (7.4)$$

Для первого класса сооружения, согласно табл. 7.5, максимальный расход с гарантийной поправкой рассчитывается для расчетной вероятности превышения $P=0,01\%$.

Водосбор р. Истры у г. Павловская Слобода расположен в гидрологически изученном районе, следовательно, принимаем $a=0,7$. По табл. 7.5 при $C_v=0,46$ значение $E_P=0,90$; период наблюдений $n=38$; $Q_{0,01\%}=451$ м³/с. Подставляя полученные значения в формулу (7.3), получим гарантийную поправку для I класса

$$\Delta Q_{0,01} = \frac{0,7 \cdot 0,9}{\sqrt{38}} \cdot 451 = 46,0 \text{ м}^3/\text{с}.$$

Относительное выражение гарантийной поправки к расходу обеспеченностью 0,01% равно

$$\frac{\Delta Q_{0,01}}{Q_{0,01}} = \frac{a E_P \cdot 100}{\sqrt{n}} = \frac{0,7 \cdot 0,9 \cdot 100}{\sqrt{38}} = 10,2\% < 20\%.$$

Полученная поправка $\Delta Q_{0,01} = 46,0$ м³/с находится в пределах 20% расхода Q_P , что удовлетворяет указанному выше условию. Таким образом, ряд наблюдений за максимальными расходами достаточен для надежного определения гарантийного расхода при проектировании гидротехнического сооружения I класса. Расчетный максимальный расход при проектировании гидротехнического сооружения I класса по формуле (7.4) равен $Q'_{0,01\%} = 451 + 46,0 = 497$ м³/с.

Упражнение 7.2. Определить параметры кривой обеспеченности максимальных расходов р. Дон — г. Георгну-Деж с учетом экстремального расхода воды.

Дано: 1. Максимальные расходы талых вод (табл. 7.6).

Таблица 7.6

Максимальные расходы талых вод

р. Дон — г. Георгну-Деж, 1917—1940, 1945—1947 гг.

Год	$Q_{\text{макс}}$ м ³ /с	Дата
1917	7710	13/IV
1918	2810	13/IV
1947	7750	6/IV

2. В результате учета исторических уровней установлено, что за пределами ряда систематических наблюдений 11/IV 1888 г. наблюдался экстремальный расход, равный 11 180 м³/с.

Требуется: вычислить параметры кривой обеспеченности с учетом экстремального расхода за N лет.

Решение: данные систематических гидрометрических наблюдений за расходами даже за большой период времени могут не включать исторических сведений о наивысшем уровне воды данной реки. Если известен наивысший исторический уровень (по меткам высоких вод, опросу населения или архивным данным), то, используя различные гидравлические методы экстраполяции, устанавливается расход воды при этом наивысшем уровне. После тщательного контроля и сопоставления полученных данных с соседними водосборами можно использовать сведения о наивысшем расходе при расчете максимальных расходов любой заданной обеспеченности.

При определении параметров Q_0 , C_v и C_s составляется табл. 7.7, в которой расходы располагаются в убывающем порядке. В первый порядковый номер ряда записываются наивысший расход 1888 г. $Q=11\,180$ м³/с. Вычисляется сумма

$$\sum_{n=2}^{n=28} Q_i = 104\,330 \text{ (без учета расхода } Q=11\,180 \text{ м}^3/\text{с}).$$

Таблица 7.7

Вычисление параметров кривой обеспеченности максимальных расходов с учетом экстремального расхода

р. Дон — г. Георгиу-Деж

m	Год	Q_i макс м ³ /с	$K = \frac{Q_i}{Q_c}$	$K-1$	$(K-1)^2$
1	1888	11 180	—	—	—
2	1947	7 750	1,91	0,91	0,8281
28	1925	1 280	0,32	-0,68	0,4624
	$\sum_{n=2}^{n=28}$	104 330	—	—	5,7271

Если экстремальный расход воды, установленный по историческим данным, наблюдался вне ряда гидрометрических наблюдений, то значения параметров Q_0 и C_v вычисляются по формулам:

$$Q_0 = \frac{1}{N} \left(Q_N + \frac{N-1}{n} \sum_{i=1}^n Q_i \right), \quad (7.5)$$

$$C_v = \sqrt{\frac{1}{N-1} \left[\left(\frac{Q_N}{Q_0} - 1 \right)^2 + \frac{N-1}{n} \sum_{i=1}^n \left(\frac{Q_i}{Q_0} - 1 \right)^2 \right]}, \quad (7.6)$$

где Q_0 — средний максимальный расход за N лет; N — период, в течение которого наибольший исторический максимальный расход не был превышен; Q_N — наибольший расход за N лет; n — число лет систематических наблюдений; $\sum_{i=1}^n Q_i$ — сумма максимальных расходов за n лет. Для данного примера $Q_0 = \frac{1}{60} (11\,180 + \frac{60-1}{27} \cdot 104\,330) = 4060$ м³/с. Средний максимальный расход за период систематических наблюдений, вычисленный по формуле (5.1), равен

$$Q_{\text{ср}} = \frac{\sum_{i=1}^n Q_i}{n} = \frac{104\,330}{27} = 3860 \text{ м}^3/\text{с}.$$

Для определения C_v следует выполнить вычисления в табл. 7.7. Подставляя в формулу (7.6) значения $\frac{Q_N}{Q_0} = \frac{11\,180}{4060} = 2,75$ и $\sum_{n=2}^n \left(\frac{Q_i}{Q_0} - 1 \right)^2 = 5,7271$, получим

$$C_v = \sqrt{\frac{1}{60-1} \left[(2,75-1)^2 + \frac{60-1}{27} \cdot 5,7271 \right]} = \sqrt{0,2646} = 0,51.$$

Значение коэффициента вариации без учета исторического расхода по формуле (5.19) равно

$$C_v = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n \left(\frac{Q_i}{Q_{\text{ср}}} - 1 \right)^2}{n}} = 0,49.$$

Сопоставление значений C_v , вычисленных с учетом экстремального расхода и без него, показывает, что в первом случае, как и следовало ожидать, изменчивость колебаний максимальных расходов больше.

Определение коэффициентов асимметрии C_s производится согласно указаниям упражнения 5.2.

Если необходимо рассчитать максимальные расходы различной обеспеченности, следует воспользоваться указаниями упражнения 5.3. Если экстремальный расход воды входит в состав ряда гидрологических наблюдений, а по историческим данным установлено, что на протяжении N лет этот расход не был превышен, то значения Q_0 и C'_v вычисляются по формулам:

$$Q_0 = \frac{1}{N} \left(Q_N + \frac{N-1}{n-1} \sum_{i=1}^{n-1} Q_i \right), \quad (7.7)$$

$$C'_v = \sqrt{\frac{1}{N-1} \left[\left(\frac{Q_N}{Q_0} - 1 \right)^2 + \frac{N-1}{n-1} \sum_{i=1}^{n-1} \left(\frac{Q_i}{Q_0} - 1 \right)^2 \right]}. \quad (7.8)$$

Расчет по формулам (7.7) и (7.8) в данном упражнении не производится.

Упражнение 7.3. Привести параметры кривой обеспеченности максимальных расходов воды к многолетнему ряду и рассчитать расход воды заданной обеспеченности.

Дано: 1. Максимальные расходы талых вод р. Оки у г. Каширы и с. Половского за период одновременных наблюдений (табл. 7.8).

Таблица 7.8

Максимальные расходы ($\text{м}^3/\text{с}$) р. Оки
1936—1953 гг.

№ п/п	Год	Q_x (г. Кашира)	Q_y (с. Половское)
1	1936	4130	5740
2	1937	7820	9200
18	1953	5300	6910

2. Средний максимальный расход р. Оки у г. Каширы за период 1881—1917 и 1922—1953 гг. при $N=69$ лет $\bar{Q}_{xN}=6640 \text{ м}^3/\text{с}$.

3. Среднее квадратическое отклонение максимального расхода р. Оки у г. Каширы за период $N=69$ лет $\sigma_{xN}=2920$.

Требуется: 1. Определить коэффициент корреляции между максимальными расходами р. Оки у г. Каширы и с. Половского за период одновременных наблюдений.

2. Определить средний многолетний максимальный расход р. Оки у с. Половского \bar{Q}_{yN} за $N=69$ лет.

3. Вычислить среднюю квадратическую ошибку приведенного максимального расхода р. Оки у с. Половского.

4. Определить коэффициенты вариации и асимметрии $C_{v_{yN}}$ и C_{syN}^N .

5. Вычислить максимальный расход р. Оки у с. Половского 1%-ной обеспеченности по параметрам кривой обеспеченности, приведенным к многолетнему ряду.

Решение: 1. Для определения коэффициента корреляции вычисления производятся согласно указаниям упражнения 3.2 (таблица расчета не приведена).

а. На рис. 7.2 строится график связи максимальных расходов воды за период одновременных наблюдений. Нанесенные точки располагаются достаточно тесно, подтверждая наличие корреляционной зависимости.

б. В результате вычислений получены значения: средние максимальные расходы р. Оки за период 1936—1953 гг. для

с. Половского $\bar{Q}_{yn} = 6480 \text{ м}^3/\text{с}$ и г. Каширы $\bar{Q}_{xn} = 5520 \text{ м}^3/\text{с}$; средние квадратические отклонения соответственно равны: $\sigma_{xn} = 2100$, $\sigma_{yn} = 2370$; коэффициент корреляции $r_{xy} = 0,98$; вероятная ошибка коэффициента корреляции $\epsilon_r = 0,01$. Следует отметить, что при использовании корреляционной зависимости для приведения коротких рядов к многолетнему периоду необходимо, чтобы расходы воды в рассматриваемых створах колебались синхронно и коэффициент корреляции был не ниже 0,8.

2. Средний многолетний максимальный расход р. Оки — с. Половское определяется по формуле

$$\bar{Q}_{yN} = Q_{yn} + r \frac{\sigma_{yN}}{\sigma_{xN}} (\bar{Q}_{xN} - \bar{Q}_{xn}), \quad (7.9)$$

где \bar{Q}_y — среднее значение максимального расхода р. Оки у с. Половского; \bar{Q}_x — среднее значение максимального расхода р. Оки у г. Каширы (река-аналог); σ_{yN} и σ_{xN} — средние квадратические отклонения максимальных расходов у расчетного створа с. Половского и пункта-аналога г. Каширы.

Среднее квадратическое отклонение по расчетному створу σ_{yN} вычисляется по формуле

$$\sigma_{yN} = \frac{\sigma_{yn}}{\sqrt{1 - r^2 \left(1 - \frac{\sigma_{xn}^2}{\sigma_{xN}^2}\right)}}. \quad (7.10)$$

Для данного примера

$$\sigma_{yN} = \frac{2370}{\sqrt{1 - 0,98^2 \left(1 - \frac{2100^2}{2920^2}\right)}} = 3210.$$

Средний многолетний расход р. Оки у с. Половского за $N = 69$ лет по формуле (7.9) равен

$$\bar{Q}_{yN} = 6480 + 0,98 \frac{3210}{2920} (6640 - 5520) = 7680 \text{ м}^3/\text{с}.$$

3. Средняя квадратическая ошибка среднего многолетнего расхода расчетного створа р. Оки у с. Половского вычисляется

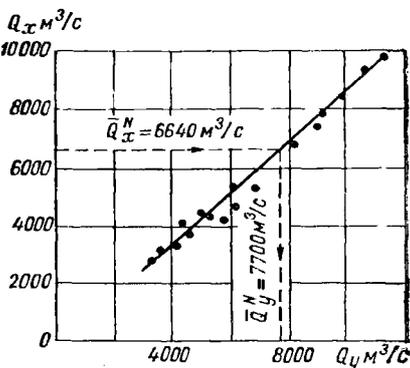


Рис. 7.2. Связь максимальных расходов р. Оки у г. Каширы (Q_x) и с. Половского (Q_y) за 1936–1953 гг.

по формуле

$$\bar{\sigma}_{yN} = \pm \frac{\sigma_y}{\sqrt{n}} \sqrt{1 - \frac{N-n}{N} r^2}, \quad (7.11)$$

$$\bar{\sigma}_{yN} = \pm \frac{3210}{\sqrt{18}} \sqrt{1 - \frac{69-18}{69} \cdot 0,98^2} = \pm 408.$$

Относительная ошибка равна 5,3%, что можно считать удовлетворительным.

4. Коэффициент вариации вычисляется по формуле (5.32), которая в обозначениях для данного примера имеет вид

$$C_{vyN} = \frac{\sigma_{yN}}{\bar{Q}_{yN}} = \frac{3210}{7680} = 0,42.$$

Коэффициент асимметрии принимаем по соотношению $C_s = 2C_v = 0,84$.

5. Максимальный расход 1%-ной обеспеченности $Q_{1\%}$. Оки у с. Половского по принятым параметрам $\bar{Q}_{yN} = 7680 \text{ м}^3/\text{с}$; $C_v = 0,42$ и $C_s = 2C_v$ определяется по соотношению $Q_{1\%} = K\bar{Q}_{yN}$, где K по приложению 2 равно 2,227,

$$Q_{1\%} = 2,227 \cdot 7680 = 17\,100 \text{ м}^3/\text{с}.$$

Следует отметить, что расчет параметров указанным выше способом необходимо сопровождать построением графика связи, как это показано на рис. 7.2.

В случае если за период одновременных наблюдений графическая зависимость получена достаточно тесной, можно применить графическое приведение к многолетней норме. В данном случае полученное на рис. 7.2 поле точек позволяет провести надежную прямую связи. По полученной прямой связи, зная $\bar{Q}_{yN} = 6640 \text{ м}^3/\text{с}$ для р. Оки у г. Каширы, графически определяется значение $\bar{Q}_{yN} = 7700 \text{ м}^3/\text{с}$. Как видно, в данном случае значение \bar{Q}_{yN} получилось близким к значению $\bar{Q}_{yN} = 7680 \text{ м}^3/\text{с}$, определенному по формуле (7.9).

Упражнение 7.4. Рассчитать максимальный расход весеннего половодья вероятностью превышения 1% в заболоченном водосборе.

Дано: 1. $F = 352 \text{ км}^2$.

2. Площадь болот $F_b = 141 \text{ км}^2$.

3. Максимальный расход весеннего половодья $Q_{\text{макс}} = 84,3 \text{ м}^3/\text{с}$.

Требуется: 1. Рассчитать значения коэффициентов заболоченности.

2. Рассчитать максимальный расход 1%-ной обеспеченности.

Решение: 1. Влияние заболоченности водосборов на весенний максимальный расход отмечалось многими исследователями. В работах Г. В. Железнякова и Н. Н. Захаровской [31], Г. В. Железнякова [25] рассмотрена зависимость между коэффициентом влияния болот δ , степенью заболоченности $f_{\delta} = F_{\delta}/F$ и вероятностью превышения максимального весеннего модуля стока (рис. 7.3).

Как видно из рис. 7.3, коэффициент влияния болот δ при $P=0,01; 1; 10\%$ вначале уменьшается, достигая минимума при $f_{\delta}=0,30 \div 0,35$, затем увеличивается и при $f_{\delta} > 0,7$ становится бо-

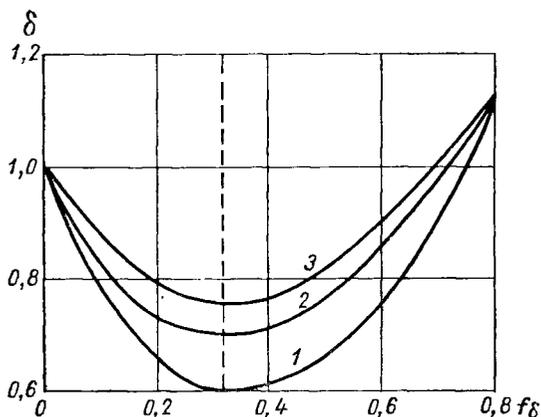


Рис. 7.3. Зависимость коэффициента влияния болот от степени заболоченности при вероятности превышения максимальных расходов 0,01% (1), 1% (2), 10% (3).

лее единицы. Для приведенных зависимостей составлены уравнения коэффициентов δ при различной вероятности превышения:

$$P_{0,01\%} \quad \delta = 1 - 2,2 \frac{F_{\delta}}{F} + 3 \left(\frac{F_{\delta}}{F} \right)^2, \quad (7.12)$$

$$P = 1\% \quad \delta = 1 - 1,6 \frac{F_{\delta}}{F} + 2,2 \left(\frac{F_{\delta}}{F} \right)^2, \quad (7.13)$$

$$P = 10\% \quad \delta = 1 - 1,4 \frac{F_{\delta}}{F} + 2,0 \left(\frac{F_{\delta}}{F} \right)^2. \quad (7.14)$$

Как видно из приведенных формул, параметры убывают с увеличением обеспеченности. Установлено, что при обеспеченности $P=50\%$ зависимости δ от $\frac{F_{\delta}}{F}$ не наблюдается.

2. Для данного примера при $f_{\delta} = \frac{F_{\delta}}{F} = \frac{141}{352} = 0,40$ по рис. 7.3

$\delta=0,63$. Значения максимального расхода $Q_{1\%}=\delta Q_{\max}=0,63 \cdot 84,3=53,1 \text{ м}^3/\text{с}$.

Упражнение 7.5. Определить основные характеристики половодья.

Дано: 1. Гидрограф периода половодья р. Ваги у д. Филявской за 1939 г. (рис. 7.4).

2. $F=13\,200 \text{ км}^2$, средний уклон $I=0,43\text{‰}$, длина реки $L=225 \text{ км}$.

Требуется: 1. Определить сроки характерных дат половодья.

2. Рассмотреть на гидрографе выделение долей половодья и характеристики его формы.

Решение: 1. Половодьем называется ежегодный и сравнительно длительный подъем воды в реках, вызываемый таянием снега на равнинах или таянием снега и льда в горах, а также выпадением дождей в условиях муссонного климата, сопровождаемый выходом

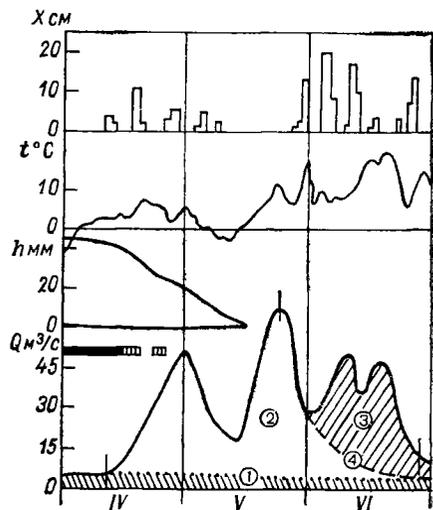


Рис. 7.4. Гидрограф половодья р. Вага — с. Филявское.

1 — грунтовой сток, 2 — снеговой, 3 — дождевой, 4 — кривая спада; X — осадки в бассейне, h — высота снега, t — температура воздуха, ледовые явления; вертикальные засечки на гидрографе — пик и окончание половодья.

воды из русла на пойму. Половодья рек, бассейны которых расположены в соответствующих физико-географических зонах, повторяются в один и тот же сезон один раз в год.

В период формирования половодья режим стока определяется режимом снеготаяния, связанным с ходом температуры воздуха, влиянием дождей, выпавших в период снеготаяния, а также режимом грунтовых вод.

а. Дата начала половодья t_n устанавливается по наименьшей переломной точке гидрографа перед подъемом половодья. На рис. 7.4 началом половодья t_n можно считать 13 апреля. Если на реке с неустойчивым ледоставом наблюдаются зимние паводки (с небольшими расходами и по времени отделенные от основной волны половодья), то они не входят в расчеты половодья.

б. Дата максимального расхода половодья t_{\max} — день с наибольшим средним суточным расходом. На рис. 7.4 точке t_{\max} соответствует 23 мая.

в. Дата окончания половодья t_k определяется сроками схода устойчивого снежного покрова S и продолжительностью добега талых вод τ от наиболее удаленной точки бассейна до замыкающего створа

$$t_k = \tau + S. \quad (7.15)$$

Величина τ вычисляется по формуле

$$\tau = \frac{L}{v} \text{ (сутки)}, \quad (7.16)$$

где L — расстояние от наиболее удаленной точки речной сети бассейна, км; v — скорость продвижения волны половодья, км/сут. Для равнинных рек принимается 50—70 км/сутки (0,6—0,8 м/с).

В данном примере к моменту окончания снегового стока появилось большое количество дождевых осадков, вследствие выпадения которых расходы воды в реке на спаде снегового половодья увеличились и выделение даты окончания снегового половодья затруднительно. Дата окончания снегового и дождевого паводка устанавливается в момент перехода к межени и отмечена на рис. 7.4 23 июня.

Продолжительность всего половодья T в сутках исчисляется от дат начала и конца половодья $T = t_k - t_n = 72$ дня. Продолжительность подъема половодья $T_{\text{п}} = t_{\text{н}} - t_{\text{макс}} = 41$ день. Продолжительность спада $T_{\text{с}} = t_k - t_{\text{макс}} = 32$ дня. Для небольших по размерам бассейнов даты отдельных фаз рассчитываются с точностью до часов, суток.

Генетическое расчленение гидрографа половодья заключается в выделении долей стока: поверхностного, грунтового. Грунтовым стоком называется сток подземных вод, не связанный своим происхождением с процессами текущего весеннего сезона. Если перед началом половодья расход воды повышен за счет зимнего паводка, то при отчленении грунтового стока следует ориентироваться на расход до начала зимнего паводка.

Одним из методов выделения грунтового стока является метод срезки на гидрографе паводочного стока. От наименьшего предвесеннего расхода проводится горизонтальная или наклонная линия до низшего расхода послепаводочного периода (подробнее см. в главе 9).

На гидрографе снеговой и дождевой сток разделяются проведением кривой истощения стока (4). Для проведения такой кривой на гидрографе усредняются кривые спада гидрографов половодий за годы с отсутствием осадков. После расчленения гидрографа определяются объемы стока: всего половодья W , подъема $W_{\text{п}}$, спада $W_{\text{с}}$, снегового $W_{\text{сн}}$, дождевого $W_{\text{д}}$, грунтового $W_{\text{гр}}$. Объемы могут быть получены планиметрированием выделенных на гидрографе площадей или аналитически по данным годовой таблицы средних суточных расходов. Для каждого

объема вычисляются слои стока в мм $h, h_{п}, h_c, h_d, h_{гр}$. Доля стока половодья в % в общем объеме годового стока определяется по отношению $\frac{h}{Y}$, где Y — слой годового стока данного водосбора.

2. Максимальный расход половодья характеризуется значением наибольшего среднего суточного расхода за период половодья. Если мгновенный расход больше среднего суточного на 10% и более, то он принимается за максимальный расход периода половодья. Максимальный расход талых вод (или расход половодья) при отсутствии фактических наблюдений определяется по специально разработанной методике, рассмотренной в упражнении 7.6.

По форме половодья разделяются на две группы: 1 — половодья с четко выраженной одновершинной волной, 2 — половодья с неясно выраженной, многовершинной растянутой волной. Число пиков характеризует компактность половодья. На рис. 7.4 представлена многовершинная волна половодья. Форма половодья, помимо пиков, характеризуется коэффициентами несимметричности, дружности и формы гидрографа.

Коэффициент несимметричности половодья k_s определяется по отношению

$$k_s = \frac{h_{п}}{h}, \quad (7.17)$$

где $h_{п}$ — слой стока за период подъема половодья (от начала до пика), мм; h — слой стока (всего половодья), мм.

Коэффициент дружности половодья k_d определяется по отношению

$$k_d = \frac{h_{\text{макс.сут}}}{h}, \quad (7.18)$$

где $h_{\text{макс.сут}}$ — слой стока за сутки с максимальным расходом.

Ввиду простоты расчетов определения долей объемов стока числовые значения не приводятся.

7.2. Расчет максимальных расходов воды при отсутствии данных наблюдений

7.2.1. Максимальные расходы талых вод равнинных рек

Упражнение 7.6. Рассчитать максимальный расход талых вод р. Оки у г. Белева с заданной вероятностью превышения $P = 5\%$.

Дано: 1. $F = 17\,500$ км². Уклон главной реки (от истока до замыкающего створа) $I = 0,21\%$.

2. В бассейне нет озер, водохранилищ и очень незначительная залесенность (4%).

Требуется: 1. Выделить природную зону района и рассмотреть общую формулу расчета.

2. Установить категорию рельефа и параметры n , k и μ .

3. Вычислить слой суммарного стока весеннего половодья заданной вероятности превышения, для чего определить: статистические параметры h_0 , C_v , C_s , ординату кривой обеспеченности $K_{5\%}$ и $h_{5\%}$.

4. Вычислить максимальный расход талых вод $Q_{5\%}$.

Решение: 1. Рассматриваемые методы расчета максимальных расходов талых вод равнинных рек при отсутствии и недостаточности наблюдений рекомендованы Указаниями [76] и применяются для Европейской территории СССР при площадях от очень малых (менее 1 км^2) до $20\,000 \text{ км}^2$ и для Азиатской до $50\,000 \text{ км}^2$ (за исключением участков рек с распластыванием волны паводка).

Если необходимо рассчитать максимальные расходы на больших площадях водосборов, то следует организовать полевые исследования.

К равнинным рекам относятся бассейны, расположенные в пределах равнин и плоскогорий с колебаниями высот не более 400 м , снеготаяние в которых происходит одновременно на большей части их площади.

В зависимости от физико-географических условий рассматриваются равнинные и горные районы, расположенные в различных природных зонах: а) лесной и тундровой, б) лесостепной и степной, в) засушливых степей и полупустынь. Границы природных зон приведены в работе [71].

Для определения природной зоны бассейна р. Оки у г. Белева на рис. 7.5 проведена граница зон данного района (выкопировка из карты [71]), по которой данный район относится к природной зоне II (лесостепная и степная).

Расчетный максимальный расход талых вод определяется по формуле

$$Q_P = q_P F = - \frac{k_0 h_P^\mu}{(F + 1)^n} \delta \delta_2 F, \quad (7.19)$$

где Q_P — расчетный мгновенный максимальный расход воды, вероятность превышения которого $P\%$, $\text{м}^3/\text{с}$; F — площадь водосбора до замыкающего створа, км^2 ; k_0 — параметр, характеризующий дружность половодья; q_P — модуль максимального

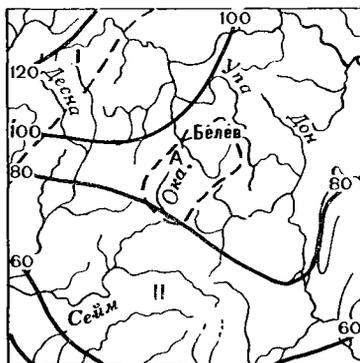


Рис. 7.5. Средний слой стока половодья в миллиметрах.

I — реки лесной зоны, II — реки лесостепной и степной зоны.

расчетного расхода воды, $\text{м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$; h_p — расчетный слой суммарного (без срезки грунтового питания) стока половодья той же вероятности превышения $P\%$, что и искомый максимальный расход воды, мм; μ — коэффициент, учитывающий неравенство статистических параметров слоя стока и максимальных расходов; n — показатель степени редукции (уменьшения) отношения q_p/h_p в зависимости от площади водосбора; δ — коэффициент, учитывающий снижение максимального расхода воды рек, зарегулированных озерами (δ_1) и водохранилищами (δ'_1); δ_2 — коэффициент снижения расхода в залесенных и заболоченных бассейнах.

Как видно, формула (7.19) приведена в общем виде и может быть упрощена при исключении влияния регулирования озерами, водохранилищами, болотами и лесами (влияние этих факторов разобрано в упражнении 7.7).

2. Установлены три категории рельефа бассейнов в зависимости от природных зон для равнинных и горных рек СССР.

Категория I включает реки, большей частью расположенные на холмистых и платообразных возвышенностях (Среднерусская, Струго-Красненская, Судомская, Среднесибирское плоскогорье и др.).

Категория II включает реки, в бассейнах которых холмистые возвышенности чередуются с понижениями.

Категория III включает реки, бассейны которых расположены на низменностях (Молого-Шекснинская, Мещерская, Белорусское Полесье, Приднепровская и др.), а также реки с заболоченными поймами.

Категория рельефа района определяется по гипсометрической карте в зависимости от колебаний относительных высот. Для определения категории рельефа можно использовать отношение средневзвешенного уклона главной реки $I\%_{00}$ к типовому уклону I_T :

$$\alpha = \frac{I}{I_T}, \quad (7.20)$$

$$I_T = \frac{\Delta e}{(F + 1)^{0,5}}, \quad (7.21)$$

где Δe — параметр осредненной региональной зависимости средневзвешенного уклона реки от площади водосбора; для равнинной части ЕТС $\Delta e \approx 25$.

Величину α можно представить в виде:

$$\alpha = \frac{I \sqrt{(F + 1)}}{25}. \quad (7.20')$$

Категория рельефа в зависимости от величины α определяется по табл. 7.9.

Таблица 7.9

Значения коэффициента α				
α	$> 1,0$	$1,0$	$0,5$	$< 0,5$
Категория рельефа	I	II	III	

Для данного примера

$$I_T = \frac{\Delta L}{(F + 1)^{0,5}} ;$$

$$\alpha = \frac{I}{I_T} = \frac{I \sqrt{(F + 1)}}{25} = \frac{0,21 \sqrt{17\,500 + 1}}{25} = 1,11.$$

Следовательно, рельеф водосбора можно отнести к категории I. Параметры n и k_0 выбираются в зависимости от природной зоны и категории рельефа по табл. 7.10.

Таблица 7.10

Параметры n и k_0 для равнинных рек

Природная зона	n	k_0 при категории рельефа		
		I	II	III
А. Лесная и тундровая				
Европейская территория СССР, Восточная Сибирь	0,17	0,010	0,008	0,006
Западная Сибирь	0,25	0,015	0,013	0,010*
Б. Лесостепная и степная				
Европейская территория СССР (без Северного Кавказа)	0,25	0,030	0,017	0,012
Северный Кавказ	0,25	0,030	0,025	0,015
Западная Сибирь	0,25	0,030	0,020	0,015
В. Засушливых степей и полупустынь				
Западный и Центральный Казахстан	0,35	0,060	0,040	0,030

* Для сильно заболоченных бассейнов с площадями водосборов более 10 000 км².

Водосбор р. Оки у г. Белева (см. рис. 7.5) относится к лесостепной и степной природным зонам. Можно принять параметры $n=0,25$ и для категории рельефа I значение $k_0=0,030$.

Параметр μ определяется в зависимости от природной зоны заданной вероятности превышения расхода по табл. 7.11.

Для данных условий природной зоны Б при $F > 200$ км² и $P = 5\%$ $\mu = 0,94$.

Значения коэффициентов μ

Природная зона	Вероятность превышения $P\%$					
	0,1	1	3	5	10	25
А. Лесная и тундровая Европейская территория СССР Восточная и Западная Сибирь	1,10	1,00	0,95	0,92	0,88	0,80
	1,04	1,00	0,98	0,96	0,91	0,89
Б. Лесостепная и степная при $F \geq 200 \text{ км}^2$ при $F < 200 \text{ км}^2$	1,05	1,00	0,96	0,94	0,92	0,87
	1,10	1,00	0,93	0,87	0,79	0,64
В. Засушливых степей и полупустынь	1,02	1,00	0,98	0,97	0,96	0,92

3. Слой стока половодья заданной вероятности превышения определяется по аналитической кривой обеспеченности, рассчитанной по биномиальному или трехпараметрическому гамма-распределению, статистические параметры которой h_0 , C_v , C_s . Рассмотрим определение этих параметров.

а. Средний многолетний слой стока половодья h_0 определяется по карте (рис. 7.5); для центра бассейна $h_0 = 90$ мм. В засушливых районах и в полупустынной зоне Западной Сибири и Казахстане к значениям h_0 , снятым с карты, вводятся поправочные коэффициенты по табл. 7.12.

Таблица 7.12

Поправочные коэффициенты к слою стока половодья

h_0 по карте, мм	Поправочные коэффициенты при площади водосбора, км ²				
	менее 10	100	500	1000	3000
менее 10	3,0	2,0	1,5	1,3	1,00
10-15	3,0-2,5	2,3-1,6	1,6-1,4	1,4-1,2	1,00
15-30	2,0-1,5	1,5-1,3	1,4-1,2	1,2-1,1	1,00
30-50	1,5-1,0	1,3-1,0	1,2-1,0	1,1-1,0	1,00

Детальное значение коэффициентов следует устанавливать по районным зависимостям $h_0 = f(F)$.

б. Коэффициент изменчивости C_v слоя стока для бассейнов с площадью водосбора более 200 км² снимается непосредственно с карты (рис. 7.6). Для данного водосбора для центра бассейна $C_v = 0,45$.

Для бассейнов с $F < 200$ км² к значениям C_v , снятым с карты, вводится поправочный коэффициент, повышающий значение C_v (табл. 7.13).

Поправочные коэффициенты к C_v

Площадь водосбора, км ²	Поправочный коэффициент	Площадь водосбора, км ²	Поправочный коэффициент
0—50	1,25	100—150	1,20—1,15
50—100	1,25—1,20	150—200	1,15—1,05

В данном примере поправочный коэффициент не вводится и C_v принимается равным 0,45.

в. Коэффициент асимметрии C_s принимается по соотношению $C_s=2C_v$ и $C_s=0,90$.

Для Северо-Запада и Северо-Востока СССР, где в формировании максимального расхода талых вод участвуют дождевые осадки, принимается соотношение $C_s=3C_v$. По приложению 2, при $C_v=0,45$ и $C_s=2C_v$ ордината биномиальной кривой обеспеченности $K_{5\%}=1,84$.

Расчетный слой стока $h_{5\%} = K_{5\%} h_0 = 1,84 \cdot 90 = 165$ мм.

4. Максимальный расход талых вод вычисляется по формуле (7.19) без учета δ и δ_2 .

Для определения $(F+1)^n$ можно использовать график степенной функции (рис. 7.7). Для данного примера $(17\,500+1)^{0,25}=11,8$. Подставим известные параметры в формулу (7.19):

$$Q_{5\%} = \frac{k_0 h_{5\%}^{\mu}}{(F+1)^n} F = \frac{0,030 \cdot 165 \cdot 0,94}{11,8} \cdot 17\,500 = 6890 \text{ м}^3/\text{с}.$$

Упражнение 7.7. Рассчитать максимальный расход талых вод р. Тулыя у с. Зосены (бассейн р. Гауи) с заданной вероятностью превышения $P=1\%$.

Дано: 1. $F=33,4$ км².

2. Заболоченность $f_5=15\%$, лесистость $f_{л}=32\%$, озерность $f_{оз}=10\%$.

3. Средний уклон $I=3,63\%$, $L=14,7$ км.

Требуется: 1. Установить значение коэффициентов δ и δ_2 в формуле (7.19).

2. Определить параметры n , k_0 и μ .

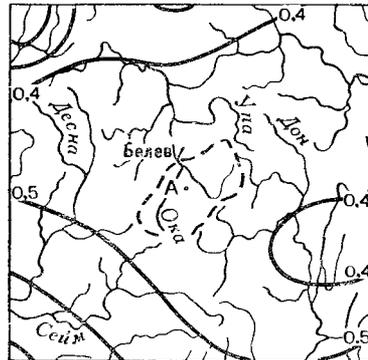


Рис. 7.6. Изменчивость слоя стока рек в половодье C_v (р. Ока).

3. Вычислить статистические параметры h_0 , C_v и C_k , ординаты кривой обеспеченности $K_{1\%}$ и $h_{5\%}$.

4. Вычислить максимальный расход талых вод $Q_{1\%}$.

Решение: 1. На водосборе р. Тулыя — с. Зосены водохранилищ нет, следовательно, в формуле (7.19) коэффициент δ

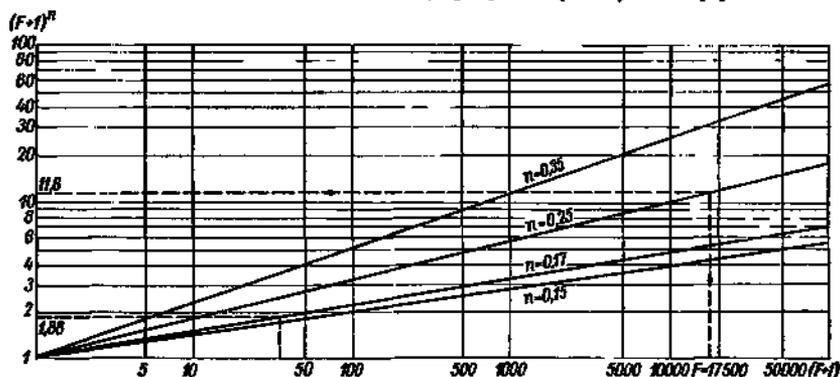


Рис. 7.7. График степенной функции $(F+1)^n$.

учитывает только зарегулированность озерами δ_1 и вычисляется по формуле

$$\delta_1 = \frac{1}{1 + cf'_{оз}}, \quad (7.22)$$

где $f'_{оз}$ — средневзвешенный коэффициент озерности (при отсутствии сведений о средневзвешенной озерности принимается величина относительной озерности $f_{оз}$, для данного водосбора $f_{оз} = 10\%$); c — коэффициент (табл. 7.14) зависит от среднего слоя половодья h_0 , определенного по рис. 7.8.

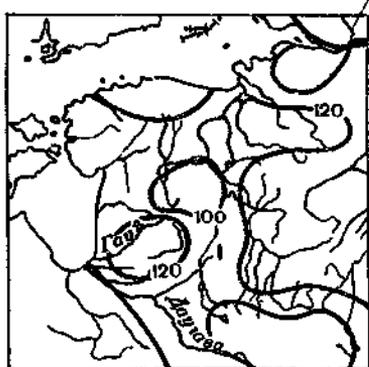


Рис. 7.8. Средний слой стока рек в половодье в миллиметрах.

Таблица 7.14				
h_0 мм	>100	100–50	50–20	20
c	0,2	0,2 0,3	0,3–0,4	0,4

Для данного примера по рис. 7.8 $h_0 = 120$ мм и значение c принимается равным 0,2. Величина коэффициента δ_1 по формуле

(7.22) равна

$$\delta_1 = \frac{1}{1 + 0,2 \cdot 10} = 0,33.$$

Если имеются сведения об емкости озера, то учитывается их регулирующее влияние, пропорциональное аккумуляции в озерах доле суммарного слоя половодья.

При оценке зарегулированности озерами следует учитывать следующие рекомендации:

а) при наличии в бассейне большого числа озер малой емкости, рассредоточенных по бассейну вне главного русла и его основных притоков (Западно-Сибирская низменность, зона тундры, некоторые бассейны Северо-Запада ЕТС и др.), принимается $\delta_1 = 0,8$ независимо от степени озерности;

б) при $f_{оз} > 2\%$ и расположении озер вне главных русел и его притоков δ_1 не вводится.

Если в бассейне расположены пруды, то при расчете максимального расхода с вероятностью превышения $P \leq 5\%$ их влияние не принимается во внимание, при $P > 5\%$ расчетный расход снижается на 10% ;

в) если в бассейне имеются водохранилища, то вводится поправочный коэффициент δ'_1 , а его расчет производится с учетом проектных и эксплуатационных данных.

Коэффициент δ_2 определяется по формуле

$$\delta_2 = 1 - 0,8 \lg(0,05f_{л} + 0,1f_{б} + 1), \quad (7.23)$$

где $f_{л}$ — степень залесенности бассейна, %; $f_{б}$ — заболоченность бассейна, %.

При значении $f_{л} < 5\%$ и $f_{б} < 3\%$ коэффициент δ_2 не учитывается. При озерности $f_{оз} > 20\%$ влияние залесенности и заболоченности (коэффициент δ_2) не учитывается. При заболоченности более 50% и преобладании верховых болот значение коэффициента δ_2 может быть увеличено на $30-40\%$.

Для сокращения расчетов по формуле (7.23) вводится коэффициент $\beta = (0,05f_{л} + 0,1f_{б} + 1)$ и предлагается табл. 7.15 вычисления коэффициента δ_2 .

Таблица 7.15

Величины поправочных коэффициентов δ_2		1	2	3	4	5	6	7	8
β	1	2	3	4	5	6	7	8	
δ_2	1,0	0,76	0,62	0,59	0,44	0,38	0,32	0,28	

При $\beta > 8$ значение δ_2 принимается постоянным и равным 0,28. По данным упражнения $\beta = (0,05 \cdot 32 + 0,1 \cdot 15 + 1) = 4,1$ и по табл. 7.15 $\delta_2 = 0,51$.

2. Определение коэффициентов k_c , μ , n производится согласно указаниям упражнения 7.6. Водосбор относится к I природной зоне. По известным I и F по формуле (7.20') значения

$\alpha = \frac{3,63\sqrt{33,4+1}}{25} = 5,7$. По табл. 7.9 можно принять категорию рельефа I. По табл. 7.10 $n=0,17$ и $k_0=0,01$; по табл. 7.11 $\mu=1,00$.

3. Вычисление статистических параметров h_0 , C_v и C_s производится согласно указаниям упражнения 7.6. Значение среднего слоя стока половодья по рис. 7.8 $h_0=120$ мм. При расположении озер в русле главной реки и ее притоков (с коэффициентом озерности $f_{оз} > 2\%$) следует учитывать снижение слоя, полученного по карте, на величину поправочного коэффициента по табл. 7.16.

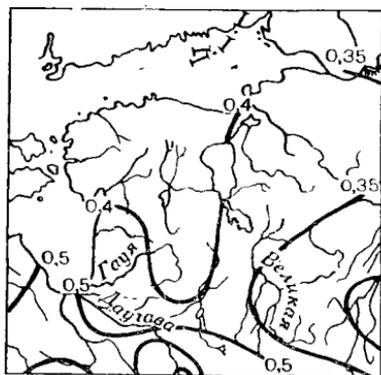


Рис. 7.9. Изменчивость слоя стока рек в половодье C_v (р. Гауя).

В данном примере поправочный коэффициент принимается равным 0,85 и $h_0=102$ мм.

Согласно рис. 7.9, $C_v=0,40$, а соотношение $C_s=2C_v$ и величина $C_s=0,80$. Согласно приложению 4, $K_{1\%}=2,16$ и расчетный слой половодья заданной вероятности превышения равен $h_{1\%} = K_{1\%} h_0 = 2,16 \cdot 102 = 220$ мм

4. Максимальный расход талых вод для данного водосбора обеспеченностью 1% , согласно формуле (7.19), равен

$$Q_{1\%} = \frac{k_0 h_p \mu}{(F+1)^n} \delta \delta_2 F = \frac{0,01 \cdot 220 \cdot 1,00}{(33,4+1)^{0,17}} \cdot 0,33 \cdot 0,51 \cdot 33,4 =$$

$$= \frac{0,01 \cdot 220 \cdot 1,00}{1,88} \cdot 0,33 \cdot 0,51 \cdot 33,4 = 6,60 \text{ м}^3/\text{с}.$$

Для перехода к максимальному среднему суточному расходу в зависимости от площади и природной зоны вводится коэффициент k_r по табл. 7.18, который для данного примера равен $k_r = 1,35$. Максимальный средний суточный расход $Q_{1\%} = \frac{6,60}{1,35} = 4,91 \text{ м}^3/\text{с}$.

Таблица 7.16

Поправочные коэффициенты к слою стока половодья

$f_{оз} \%$	Коэффициент снижения
2—10	0,9—0,8
10—20	0,8—0,7
20	0,7

Если озера расположены вне главного русла и его притоков, поправочный коэффициент не вводится независимо от степени

В районах интенсивного развития карста, расположенных вне зоны вечной мерзлоты, при $F > 500 \text{ км}^2$ вводятся ориентировочные коэффициенты по табл. 7.17.

Таблица 7.17

Поправочные коэффициенты к значениям слоя стока при различной степени закарстованности водосбора						
$f_{\text{карст}} \%$	0	—	50	—	100	
k	1,0	—	0,8	0,8	—	0,6

Для водосборов с $F < 500 \text{ км}^2$ влияние карста может быть различно и слой стока может быть выше и ниже зонального (по карте). Для уточнения снижения стока в карстовых районах требуется производство гидрологических исследований.

Упражнение 7.8. Рассчитать максимальный расход талых вод руч. Венземите — устье р. Тулыя $Q_{1\%}$ при отсутствии наблюдений по методу аналогии.

Дано: 1. Площади водосборов: руч. Венземите — устье р. Тулыя $F = 5,92 \text{ км}^2$; аналогом выбран водосбор р. Тулыя — ст. Зосены $F_a = 33,4 \text{ км}^2$; длина рек $L = 5,90 \text{ км}$ и $L_a = 14,7 \text{ км}$.

2. Для водосбора руч. Венземите коэффициенты $f_{\text{л}} = 22\%$, $f_{\text{св}} = 8\%$ и $f_{\text{б}} = 10\%$. Модуль стока створа-аналога $q_{\text{ра}} = q_{1\%a} = \frac{7,01}{33,4} = 0,21 \text{ м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$.

3. Рисунки и методические указания к расчетам использовать по данным упражнения 7.7.

Требуется: рассмотреть формулу расчета и вычислить максимальный расход обеспеченностью $Q_{1\%}$.

Решение: для уточнения расчетного максимального расхода талых вод при недостаточности или отсутствии данных, методика которого изложена в упражнении 7.6, рекомендуется приведение данных к многолетнему периоду по методу аналогии. Выбирается смежный бассейн, расположенный в однородных условиях формирования стока, с многолетним периодом наблюдений. При выборе водосбора-аналога устанавливается подобие форм водосбора исследуемой реки и сравниваются коэффициенты формы водосборов по формулам:

$$\Delta L = \frac{L}{f^{0,56}}, \quad (7.24)$$

$$\Delta L = \frac{L_a}{f_a^{0,56}}, \quad (7.25)$$

$$\Delta I = IF^{0,50}, \quad (7.26)$$

$$\Delta I = I_a F_a^{0,50}, \quad (7.27)$$

где L — длина рек от истока до устья, км, F — площадь водосбора до замыкающего створа, км²; I — уклон на участке L , ‰; a — данные реки-аналога.

Если выполняются приближенные равенства $\Delta L \approx \Delta L_a$ и $\Delta I \approx \Delta I_a$, то, следовательно, условия подобия водосборов выдерживаются. В данном примере $\Delta L = \frac{5,90}{(5,92)^{0,56}} = 2,2$,

$$\Delta L_a = \frac{14,7}{33,4^{0,50}} = 2,5, \quad \Delta I = 9,23 \cdot 5,92^{0,5} = 22,0 \text{ и}$$

$$\Delta I_a = 3,63 \cdot 33,4^{0,5} = 21,0,$$

как видно, требуемое условие выполнено.

Максимальный расход вероятностью превышения $P\%$ вычисляется методом аналогии по следующей формуле:

$$Q_P = q_{Pa} \frac{h_P}{h_{Pa}} \left(\frac{F_a + 1}{F + 1} \right)^n \frac{\delta_1 \delta_2}{\delta_{1a} \delta_{2a}} F, \quad (7.28)$$

где все обозначения известны.

Из формулы (7.28) видно, что $q_{P\%a} = \frac{K_{0a} h_{Pa} t_a}{(F_a + 1)^n} \delta_{1a} \delta_{2a}$ может быть вычислено согласно указаниям предыдущего упражнения или по данным многолетних наблюдений согласно указаниям упражнения 7.1. Значение q_{Pa} можно получить по опубликованным материалам, указанным во Введении. В данном примере значение $q_{1\%a}$ приведено в исходных данных.

В упражнении 7.1 подробно изложен порядок вычисления величин h_P , n , δ_1 , δ_2 . Не приводя здесь всех расчетов, подставим в формулу (7.28) полученные значения:

$$Q_{1\%} = 0,21 \cdot \frac{220}{220} \left(\frac{33,4 + 1}{5,92 + 1} \right)^{0,17} \frac{0,38 \cdot 0,63}{0,33 \cdot 0,51} 5,92 = 2,37 \text{ м}^3/\text{с}.$$

Для правильного выбора аналога рекомендуется произвести расчет по нескольким смежным водосборам и взять среднее значение Q_P . Если значения различаются более чем на 20%, то в расчет следует принимать большее из них.

Максимальный средний суточный расход с учетом коэффициента k_T по табл. 7.18 равен

$$Q_{1\%} = \frac{2,37}{1,48} = 1,60 \text{ м}^3/\text{с}.$$

Упражнение 7.9. Построить расчетный гидрограф половодья р. Сухой Изюмец — г. Изюм вероятностью превышения $P=1\%$ при отсутствии наблюдений.¹

Дано: 1. $F=94,8$ км², $Q_{1\%}=67,0$ м³/с, $h_{1\%}=130$ мм.

¹ Упражнение составлено по данным примера, приведенного в работе [71].

2. В качестве модели принята р. Осколец — г. Старый Оскол за 1960 г.: $F=494$ км², максимальный средний суточный расход половодья $\tilde{Q}_M=168$ м³/с и слон стока $h_M=111$ мм, коэффициент несимметричности гидрографа модели $K_s=0,64$.

Требуется: 1. Вычислить максимальный средний суточный расход.

2. Рассчитать гидрограф по модели: а) вычислить характеристику формы гидрографа; б) перейти от модели к расчетному гидрографу; в) построить гидрограф, рассчитанный по модели.

3. Рассчитать гидрограф по уравнению: а) выписать основные параметры; б) вычислить продолжительность подъема половодья; в) вычислить координаты расчетного гидрографа; г) построить гидрограф, рассчитанный по уравнению.

Решение: 1. Расчетные гидрографы строятся по равнообеспеченным значениям объемов половодья и максимальных расходов. Форма гидрографа принимается по модели наблюдавшихся половодий в расчетном створе или рекс-аналоге и уравнению. Независимо от установленного метода расчета гидрографа вычисляется средний суточный максимальный расход расчетного створа \tilde{Q}_P делением расчетного мгновенного максимального расхода \tilde{Q}_P на коэффициент k_τ по табл. 7.18.

Таблица 7.18

Переходные коэффициенты k_τ от расчетных мгновенных максимальных расходов воды Q_P к среднесуточным расходам \tilde{Q}_P

Природная зона (район)	Площадь водосбора, км ²							
	1	10	50	100	500	1000	2000	5000
Равнинные реки								
Реки зоны тундры и лесной зоны	1,6	1,4	1,3	1,2	1,0	1,0	1,0	1,0
Реки лесостепной и степной зон	4,0	3,0	2,0	1,5	1,1	1,1	1,0	1,0
Реки зоны сухих степей и полупустынь	6,0	4,0	2,5	2,0	1,5	1,4	1,3	1,2
Горные реки								
Реки с весенне-летним половодьем	2,0	1,7	1,4	1,3	1,2	1,2	1,1	1,1

Для водосбора р. Сухой Изюмец, расположенного в степной зоне, по табл. 7.18 при $F=94,8$ км² $k_\tau=1,5$. Средний суточный максимальный расход равен

$$\tilde{Q}_{1\%} = \frac{Q_{1\%}}{k_\tau} = \frac{67,0}{1,5} = 44,6 \text{ м}^3/\text{с}.$$

2. Расчет гидрографа по модели.

При выборе модели принимается гидрограф, характеризующийся относительно высокими максимальными расходами и слоем стока, близкими к величинам расчетной обеспеченности. Отношения между максимальным расходом, слоем стока за основную волну паводка и всем слоем гидрографа модели должны быть близки к соответствующим отношениям расчетного гидрографа.

Для данного примера в качестве модели принимается наблюденный гидрограф за 1960 г. р. Осколец — г. Старый Оскол. Река Осколец протекает в тех же физико-географических условиях, что и расчетный участок р. Сухой Изюмец.

а. Для характеристики формы гидрографа принимаются следующие коэффициенты: γ' или λ^* и K_s .

Коэффициент полноты формы гидрографа γ' вычисляется по формуле

$$\gamma' = \frac{\tilde{Q}_{\max}}{\bar{Q}} = \frac{\tilde{q}_{\max} T}{0,0116h}, \quad (7.29)$$

где \tilde{Q}_{\max} — максимальный средний суточный расход, м³/с; \bar{Q} — средний расход за период половодья; T — продолжительность половодья в сутках; h — слой стока половодья, миллиметры.

Коэффициент размерности $0,0116 = \frac{10^3}{86 \cdot 400}$ при условии, что h в миллиметрах, T в сутках и Q в м³/с.

Коэффициент формы гидрографа λ^* вычисляется по формуле

$$\lambda^* = \frac{\tilde{q}_{\max} t_{\text{п}}}{0,0116h} = \gamma' \frac{t_{\text{п}}}{T}, \quad (7.30)$$

где $t_{\text{п}}$ — продолжительность подъема половодья в сутках.

Коэффициент несимметричности гидрографа K_s вычисляется по формуле

$$K_s = \frac{h_{\text{п}}}{h}, \quad (7.31)$$

где $h_{\text{п}}$ — слой стока до пика половодья, миллиметры; h — слой стока половодья, миллиметры.

б. Переход от гидрографа модели к расчетному гидрографу производится различными методами в зависимости от режима реки и формы гидрографа модели.

При одновершинной форме модели гидрографа вычисляются два коэффициента: для расходов K_Q и для времени K_t

$$K_Q = \frac{\tilde{Q}_{\text{п}}}{\tilde{Q}_{\text{м}}}. \quad (7.32)$$

Для данного примера

$$K_Q = \frac{44,6}{168} = 0,27.$$

Коэффициент K_t вычисляется по формуле

$$K_t = \frac{\bar{q}_m}{h_m} \cdot \frac{h_p}{q_p}, \quad (7.33)$$

где h_m и h_p — слой стока модели и расчетного створа, миллиметры; \bar{q}_m и q_p — модули стока, $\text{м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$.

Для данного примера

$$\bar{q}_m = \frac{\tilde{Q}_m}{F_m} = \frac{168}{494} = 0,34 \text{ м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2),$$

$$\bar{q}_p = \frac{\tilde{Q}}{F_p} = \frac{44,6}{94,8} = 0,47 \text{ м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2).$$

Подставляя в формулу (7.33), имеем

$$K_t = \frac{0,34}{111} \cdot \frac{130}{0,47} = 0,85.$$

Координаты расчетного гидрографа вычисляются для расхода и времени по формулам:

$$Q_t = Q_{tm} K_Q, \quad (7.34)$$

$$t_t = t_{tm} K_t. \quad (7.35)$$

За начало расчета принимается t_{tm} — начало подъема половодья модели и соответствующий ему расход.

При данном методе расчета сохраняется равенство коэффициентов формы гидрографов: $\gamma'_p = \gamma'_m$ и несимметричности $K_{sp} = K_{sm}$. Для пересчета значений по формулам (7.34) и (7.35) составляется табл. 7.19.

Таблица 7.19

Вычисление координат расчетного гидрографа половодья
р. Сухой Изюмец — г. Изюм по модели р. Осколец — г. Старый
Оскол, 1960 г.

Дата	Координаты модели		Координаты расчетного гидрографа	
	t_{tm}	\bar{Q}_{tm}	$t_t = t_{tm} K_t$	$\tilde{Q}_t = \tilde{Q}_m K_Q$
23/III	0	8,82	0,0	2,34
24/III	1	11,4	0,85	3,04
25/III	2	16,0	1,70	4,25
4/IV	12	8,66	10,2	2,30

в. По данным табл. 7.19 на рис. 7.10 представлен гидрограф половодья, рассчитанный по модели.

3. При одновершинной форме гидрографа расчетный гидрограф может быть построен по уравнению

$$y = 10^{-a \frac{(1-x)^2}{x}}, \quad (7.36)$$

где $y = \frac{Q_i}{\tilde{Q}_P}$ — ординаты расчетного гидрографа Q_i м³/с, выра-

женные в долях от среднего суточного максимального расхода воды заданной вероятности превыше-

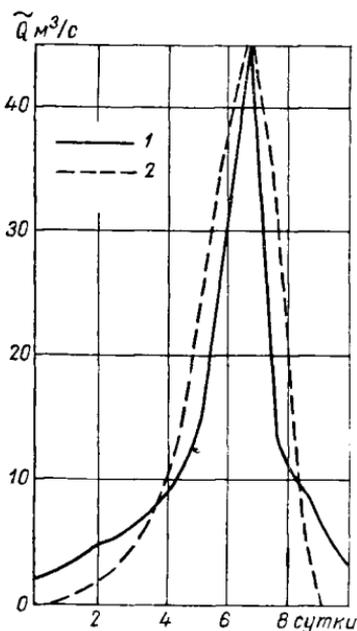


Рис. 7.10. Расчетный гидрограф весеннего половодья р. Сухой Изюмец — г. Изюм.

1 — по модели, 2 — по уравнению.

ния \tilde{Q}_P м³/с; $x = \frac{t_i}{t_{II}}$ — абсциссы расчетного гидрографа; t_i — время от начала половодья в долях от условной продолжительности подъема половодья t_{II} , вычисляемое по формуле:

$$t_{II} = \frac{0,0116\lambda^*h_P}{\tilde{q}_P}, \quad (7.37)$$

где h_P — слой стока за половодье, миллиметры; \tilde{q}_P — средний суточный модуль стока, м³/(с · км²); λ^* — коэффициент формы гидрографа по формуле (7.30) для реки-аналога, устанавливаемый по табл. 7.20 в зависимости от коэффициента несимметричности гидрографа K_s для реки-аналога; a — параметр, зависящий от коэффициента формы гидрографа λ^* .

Рассмотрим порядок построения гидрографа по уравнению (7.36). Расчетная вероятность превышения принята $P=1\%$.

а. Основные параметры для расчета, согласно полученным данным для водосбора р. Сухой Изюмец — г. Изюм, следующие: максимальный расход $Q_{1\%}=67,0$ м³/с, максимальный средний

суточный расход $\tilde{Q}_{1\%}=44,6$ м³/с, расчетный слой стока $h_{1\%}=130$ мм и $\tilde{q}_P=0,47$ м³/(с · км²). Коэффициент несимметричности принимаем по данным для реки-аналога р. Осколец — г. Старый Оскол $K_s=0,64$.

$$-a \frac{(1-x)^2}{x}$$

Значения паводочных расходов в долях от максимального расхода $(y = \frac{Q_t}{Q_p})$, вычисленные по уравнению $y = 10^{-a \frac{(1-x)^2}{x}}$

при разных коэффициентах формы паводков $\lambda^* = \frac{Q_{\max}^2 n}{0,0116 h_p}$

$x = \frac{t_i}{t_n}$	λ^*										
	0,3	0,5	0,7	0,9	1,1	1,3	1,5	1,7	1,9	2,2	2,6
0,1	0,023	0	0,050	0,009	0,001	0	0	0,009	0,003	0	0
0,3	0,45	0,18	0,40	0,24	0,13	0,059	0,025	0,30	0,22	0,14	0,062
0,5	0,76	0,59	0,79	0,69	0,59	0,48	0,39	0,90	0,88	0,84	0,79
0,7	0,94	0,87	0,98	0,97	0,96	0,94	0,92	1,00	1,00	1,00	1,00
0,9	1,00	0,99	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
1,0	0,99	0,99	0,98	0,97	0,96	0,95	0,93	0,92	0,90	0,87	0,82
1,1	0,97	0,93	0,88	0,82	0,75	0,68	0,60	0,52	0,44	0,34	0,22
1,3	0,92	0,84	0,74	0,62	0,50	0,39	0,29	0,21	0,14	0,075	0,027
1,5	0,8	0,74	0,59	0,44	0,30	0,20	0,12	0,066	0,034	0,011	0,002
1,7	0,81	0,64	0,46	0,29	0,17	0,089	0,043	0,018	0,007	0,001	
1,9	0,73	0,50	0,30	0,15	0,066	0,025	0,008				
2,2	0,62	0,35	0,16	0,060	0,017	0,004	0,001				
2,6	0,53	0,24	0,086	0,022	0,004	0					
3,0	0,34	0,092	0,016	0,002							
4,0	0,13	0,012	0								
6,0	0,13	0,012	0								
8,0	0,052	0,002									
	0,19	0,26	0,31	0,34	0,37	0,38	0,40	0,41	0,42	0,43	0,44

$$K_s = \frac{h_n}{h_p} = f(\lambda^*)$$

б. Продолжительность подъема половодья $t_{\text{п}}$ вычисляется по формуле (7.37). Форма гидрографа λ^* определена по табл. 7.20. Следует отметить, что значения K_s в табл. 7.20 приведены в пределах 0,19 — 0,44. Если значение $K_s > 0,44$, например $K_s = 0,64$, то в этом случае принимается $K'_s = 1 - K_s = 1 - 0,64 = 0,36$ и при этом $\lambda^* = 1,0$. При расчете гидрографа по $K'_s = 1 - K_s$ табличные данные ветви подъема гидрографа соответствуют ветви спада, а ветвь спада — ветви подъема.

Подставляя известные значения в формулу (7.37), получим продолжительность подъема

$$t_{\text{п}} = \frac{0,0116\lambda^*h_p}{\tilde{q}_p} = \frac{0,0116 \cdot 1 \cdot 130}{0,47} = 3,2 \text{ суток.}$$

в. Координатами расчетного гидрографа являются: время от начала половодья, определенное из соотношения $t_i = t_{\text{п}}x$, и расход, соответствующий каждому дню от начала половодья, вычисляемый по отношению $Q_i = \tilde{Q}_p y$. Для определения координат t_i и Q_i составляется табл. 7.21, в которой по полученному значению $\lambda^* = 1,0$ при заданных величинах x по табл. 7.20 определяется величина y .

Таблица 7.21

Вычисление координат расчетного гидрографа половодья

по уравнению $y = 10^{-a \frac{(1-x)^2}{x}}$
р. Сухой Изюм — г. Изюм

$\lambda^* = 1,0$		Расчет от начала половодья		
$x = \frac{t_i}{t_{\text{п}}}$	$y = \frac{Q_i}{\tilde{Q}_p}$	время		расход
		$t_i = t_{\text{п}}x$	$t' = (t_{\text{п}} + 6,8) - t_i$	$\tilde{Q}_i = Q_p y \text{ м}^3/\text{с}$
0,3	0,003	1,0	9,0	0,13
0,4	0,043	1,3	8,7	1,9
0,5	0,18	1,6	8,4	8,0
1,0	1,00	3,2	6,8	44,6
1,1	0,97	3,5	6,5	43,2
1,3	0,78	4,2	5,8	34,8

Для удобства сопоставления гидрографов, построенных по модели и уравнению, время наступления максимума принято равным 6,8. Следовательно, время, отсчитанное от начала подъема, вычисляется по выражению $t' = (t_{\text{п}} + 6,8) - t_i$.

Значение времени от начала половодья в сутках определяется по данным $t_i = t_{\text{п}}x$ и расход, соответствующий значению каждого дня паводка, вычисляется как $\tilde{Q}_i = \tilde{Q}_p y$.

При составлении табл. 7.21 следует проверить, чтобы при $x=1,0$ и $y=1,0$ значение $t_i=t_{ii}$ (в данном случае 3,2 сут.), а величина расхода Q_i должна быть равна заданному среднему суточному максимальному расходу (в данном случае $\tilde{Q}_{1\%}=44,6 \text{ м}^3/\text{с}$).

г. На рис. 7.10 по данным 7.21 строится гидрограф паводка 1%-ной вероятности превышения. Как видно, гидрографы, рассчитанные по модели и уравнению, близки между собой.

7.2.2. Максимальные расходы талых вод горных рек

Упражнение 7.10. Рассчитать максимальный расход горной реки (р. Урал—с. Верхне-Кизильское) обеспеченностью $P=1\%$ при отсутствии наблюдений.

Дано: 1. $F=4280 \text{ км}^2$, $H_{\text{ср}}=535 \text{ м}$.

Для водосбора-аналога р. Арал—с. Кизильское: $F_a=15900 \text{ км}^2$, $H_{\text{ср}}=602 \text{ м}$, за период наблюдений $n=17$ лет максимальный расход воды $Q_{1\%a}=3340 \text{ м}^3/\text{с}$.

Требуется: 1. Рассмотреть методику расчета максимальных расходов горных рек.

2. Определить параметры и рассчитать расход $Q_{1\%}$.

3. Сопоставить полученное значение с данными по водосбору-аналогу.

Решение: 1. Рассмотрим расчет максимальных расходов горных рек с резкими колебаниями высот на водосборе, превышающими 400 м, имеющих неравномерное снеготаяние на различных высотах. Эти реки делятся на группы: а) реки с весенне-летним половодьем, которое формируется за счет таяния сезонных снегов и многолетних снежников; б) реки с летним половодьем, вызванным таянием высокогорных снегов и ледников; в) реки со слабовыраженным весенним половодьем. Границы районов, в пределах которых производится расчет, приведены на рис. 7.11. Водосбор р. Урал—с. Верхне-Кизильское относится к горным рекам с весенне-летним половодьем [8].

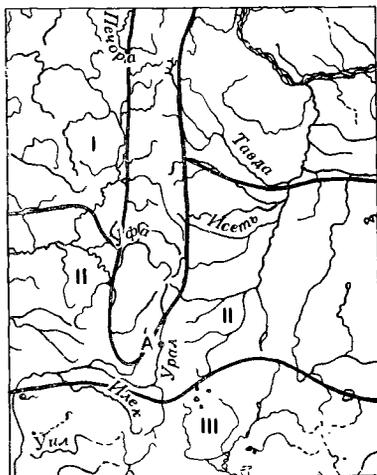


Рис. 7.11. Районирование территории применительно к расчету максимальных расходов талых вод.

Максимальный расход заданной вероятности превышения для горных рек вычисляется по формуле

$$Q_P = q_P F = \frac{K_0 h_P^{\mu}}{(F+1)^{0,15}} \delta_1 F. \quad (7.38)$$

Обозначения те же, что и в формуле (7.19).

Параметр K_0 изменяется в зависимости от географического района и высоты над уровнем моря (табл. 7.22).

Таблица 7.22

Значения параметра K_0

Географический район	Средняя высота бассейна над уровнем моря H_{cp} м	K_0
Урал	До 500	0,0025
Карпаты	Более 500	0,0018
Алтай	Более 400	0,0045
	До 1000	0,0025
	1000—2000	0,0015
	Более 2000	0,0010 *
Северо-Восток СССР	>200	0,0030
Полуостров Камчатка	>100	0,0010
Остров Сахалин		
северная часть	>100	0,0014
южная часть	>100	0,0020

* Для бассейнов рек Центрального Алтая (засушливые Чуйские степи) принимается $K_0=0,0007$.

Для данного района при $H=535$ м $K_0=0,0018$. Для водосбора, расположенного в природной лесной зоне, при $P=1\%$ $\mu=1,0$.

2. Слой стока заданной вероятности превышения h_P рассчитывается согласно указаниям упражнения 7.10 с определением h_0 , C_v и C_s . Средний многолетний слой стока годоводья определяется по рис. 7.12 для центра водосбора; в точке А $h_0=50$ мм. Поправочный коэффициент не вводится.

Значение C_v определяется по рис. 7.13 $C_v=0,70$. Если $F < 200$ км², то в значение C_v вводится поправочный коэффициент по таблице, приведенной в работе [86]. Коэффициент асимметрии C_s принимается по соотношению $C_s=(3 \div 4) C_v$. В данном примере полагаем

$$C_s = 3,5 C_v = 3,5 \cdot 0,70 = 2,45.$$

Принимая для расчетов слоя заданной вероятности превышения метод моментов, получим по приложению нормированное

отклонение от средины $\Phi=3,80$. Далее вычисляется $\Phi C_v = 3,80 \cdot 0,70 = 2,60$.

Значение модульного коэффициента $K_{1\%} = (\Phi C_v + 1) = 2,60 + 1 = 3,60$. Слой стока заданной вероятности превышения $h_{1\%} = h_0(\Phi C_v + 1) = 3,60 \cdot 50 = 180$ мм.

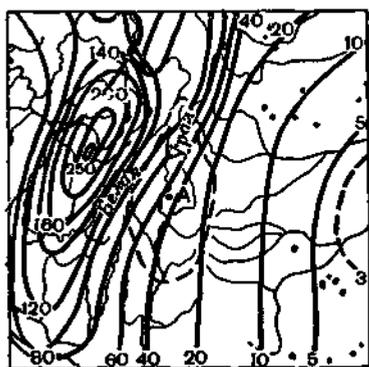


Рис. 7.12. Средний слой стока половодья в миллиметрах.

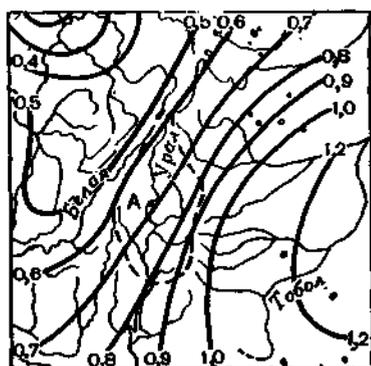


Рис. 7.13. Коэффициенты изменчивости слоя стока рек в половодье C_v .

3. В рассматриваемом водосборе озер нет, так что в формуле (7.38) значение δ_1 не учитывается и максимальный расход равен

$$Q_{1\%} = \frac{K_0 h_p M}{(F+1)^{0,15}} F = \frac{0,0018 \cdot 180 \cdot 1,0}{(F+1)^{0,15}} \cdot 4280 = \\ = \frac{0,0018 \cdot 180 \cdot 1,0}{3,39} 4280 = 409 \text{ м}^3/\text{с}.$$

При расчете слоя стока половодья h_p для горных районов рекомендуется производить построения зависимостей $h_0 = f(H_{cp})$ и $C_v = f(H_{cp})$.

4. Для уточнения полученной величины максимального расхода $Q_{1\%} = 409 \text{ м}^3/\text{с}$ можно применить метод аналогии. Бассейн-аналог должен иметь одинаковую ориентировку (экспозицию) по отношению к влажным ветрам и близкую среднюю высоту над уровнем моря. Водосбор-аналог для р. Урал — с. Кизильское расположен ниже по течению на 168 км.

Формула вычисления максимального расхода в расчетном створе заданной вероятности превышения Q_p по методу аналогии имеет вид

$$Q_p = q_{pa} \frac{h_{pr}}{h_{pa}} \left(\frac{F_a + 1}{F + 1} \right)^{0,15} F, \quad (7.39)$$

где q_{Pa} — модуль стока, $м^3/(с \cdot км^2)$; h_{Pr} — слой годового стока, миллиметры; F — площадь водосбора, $км^2$.

В данном примере

$$q_{1\%} = \frac{3340}{15900} = 0,21 \text{ л}/(с \cdot км^2).$$

Принимая, что слой годового стока заданной вероятности превышения в расчетном створе и створе водосбора-аналога одинаков, получим $h_{1\%} = h_{1\% \text{ г. а.}}$. Подставляя в формулу (7.39) известные значения, имеем

$$Q_{1\%} = 0,21 \cdot 1 \left(\frac{15901}{4281} \right)^{0,15} \cdot 4280 = 437 \text{ м}^3/с.$$

Сопоставляя полученные значения расходов по формулам (7.38) и (7.39), видим, что расхождение незначительно и за расчетное следует принять $Q_{1\%} = 437 \text{ м}^3/с$, так как определение h_0 и C_0 по картам для горного района может дать ошибки.

Упражнение 7.11. Определить максимальный расход 1%-ной обеспеченности горной реки Каракол в 1,5 км ниже устья р. Зендыбулак при отсутствии наблюдений.

Дано: 1. $F = 266 \text{ км}^2$, $H_{ср} = 3670 \text{ м}$.

2. Средний многолетний слой годового стока $h_T = 780 \text{ мм}$, $C_{сп} = 0,22$.

Требуется: 1. Рассмотреть методику расчета.

2. Определить параметры h_n , A , σ_n , C_s и рассчитать $Q_{1\%}$.

Решение: 1. В методических руководствах ГГИ [86, 93] указывается, что особые условия формирования стока горных районов Средней Азии и Северного Кавказа вызывают необходимость применять региональные зависимости расчета максимальных расходов. В «Ресурсах поверхностных вод СССР», т. 14, вып. 2 [69] на основании проработки большого числа наблюдений значний рекомендуется для рек бассейнов оз. Иссык-Куль, рек Чу, Талас, Тарим, Сырдарьи при $H_{ср} < 2700$ расчет производить по формуле

$$\bar{q} = \frac{K_0 \bar{h}_n}{(F + 1)^{0,15}}, \quad (7.40)$$

где \bar{q} — средний многолетний модуль максимального стока, $л/(с \cdot км^2)$; K_0 — коэффициент дружности половодья, который уменьшается с увеличением $H_{ср}$ и районирован по территории; \bar{h}_n — средний многолетний слой стока за половодье, миллиметры; F — площадь водосбора, $км^2$.

Для водосборов, имеющих высоту $H_{ср} > 2700 \text{ м}$, максимальный модуль $M_{\text{макс}}$ $л/(с \cdot км^2)$ вычисляется по формуле Ю. М. Денисова

$$\bar{M}_{\text{макс}} = \frac{0,325 \bar{h}_n}{2,61 \sigma_{II} + 0,01 \sqrt{h_n}} \cdot \frac{A}{F^{0,6}}, \quad (7.41)$$

где \bar{h}_n — средний многолетний слой стока за половодье, миллиметры; F — площадь водосбора, км²; A — параметр, учитывающий особенности формирования максимумов, строения водосбора и характер его увлажнения атмосферными осадками; σ_H — среднее квадратическое отклонение высот H км отдельных высотных зон от средней высоты водосбора $H_{ср}$, определенное по уравнению

$$\sigma_H = \sqrt{\frac{\sum (H_i - H_{ср})^2 f_i}{F}}, \quad (7.42)$$

где f_i и F — соответственно площади высотных зон и всего водосбора, км².

Значения параметров K_0 и A районированы и приведены в работах [71 и 76]. Ниже приведен пример расчета по материалам «Ресурсов поверхностных вод СССР», т. 14, вып. 2.

2. Средний многолетний слой стока половодья определяется по графику связи со средним многолетним годовым слоем стока (график не приводится) $\bar{h}_n = 620$ мм. Для данного района параметр $A = 600$; среднее квадратическое отклонение высот $\sigma_H = 0,55$. Подставляя все известные значения в формулу (7.41), имеем

$$\begin{aligned} \bar{M}_{\max} &= \frac{0,325 \bar{h}_n}{2,64 \sigma_H + 0,01 \sqrt{\bar{h}_n}} + \frac{A}{F^{0,6}} = \frac{0,325 \cdot 620}{2,64 \cdot 0,55 + 0,01 \sqrt{620}} + \\ &+ \frac{600}{266^{0,6}} = 143 \text{ л/(с} \cdot \text{км}^2\text{)}. \end{aligned}$$

Для определения расхода $Q_{1\%}$ коэффициент вариации определяется по графику связи между коэффициентом вариации годового стока и половодья; $C_{вп} = 0,22$. Коэффициент асимметрии определяется по карте районирования; для данного района $C_s = 1,20$. По приложению 1 определяется $K_{1\%} = 1,69$. Максимальный модуль $M_{1\%} = M_{\max} \cdot K_{1\%} = 143 \cdot 1,69 = 242 \text{ л/(с} \cdot \text{км}^2\text{)}$ и расход $Q_{1\%} = \frac{M_{1\%} \cdot F}{10^3} = 64,5 \text{ м}^3/\text{с}$.

Упражнение 7.12. Построить расчетный гидрограф горной реки (р. Мрас-Су — с. Усть-Кабырза, район Горного Алтая), вероятностью превышения $P = 1\%$ по модели при отсутствии наблюдений.¹

Дано: 1. $F = 3170 \text{ км}^2$.

2. По методу аналогии (см. упражнение 7.11) с водосбором р. Томь — г. Междуреченск получено $Q_{1\%} = 2220 \text{ м}^3/\text{с}$, слой стока $h_{1\%} = 1020 \text{ мм}$.

¹ Упражнение составлено по данным примера, приведенного в работе [71].

3. Для р. Томь — г. Междуреченск модель за 1958 г. $Q_{1\%} = 2960 \text{ м}^3/\text{с}$, слой стока $h_m = 795 \text{ мм}$; слой стока за основную полпу половодья $h_m^* = 232 \text{ мм}$.

4. Расходы с 8 мая по 14 июля 1958 г. (табл. 7.23).

Таблица 7.23

Расчет координат гидрографа половодья
р. Мрас-Су — с. Усть-Кабарза по модели р. Томь — г. Междуреченск,
1958 г.

Число	Май		Июнь		Июль	
	Q_m	$Q_i = Q_m K_1$	Q_m	$Q_i = Q_m K_1$	Q_m	$Q_i = Q_m K_1$
1			525	393	235	176
2			2240	1680	238	171
3			2860	2220	243	182
4			2370	1770	271	203
5			1190	832	235	176
6			972	730	235	176
7			890	666	263	212
8	147	110	905	678	326	244
9	263	197	935	700	300	224
10	620	465	942	706	247	185
11	652	490	830	666	235	176
12	733	550	679	510	210	158
13	802	602	508	425	108	126
14	1090	820	600	450	108	126

Требуется: 1. Рассмотреть формулы расчета гидрографа.

2. Вычислить коэффициенты перехода от модели к расчетному гидрографу.

3. Вычислить ординаты расчетного гидрографа и построить гидрограф по модели.

Решение: 1. При сложной форме гидрографов модели построение расчетного гидрографа производится по участкам с применением трех коэффициентов:

максимальная ордината гидрографа модели

$$K_1 = \frac{\tilde{Q}_p}{\tilde{Q}_m}, \quad (7.43)$$

ординаты основной волны модели

$$K_2 = \frac{h_p^* - 86A \tilde{q}_p}{h_m^* - 86A \tilde{q}_m} \cdot \frac{F}{F_m}, \quad (7.44)$$

ординаты оставшейся части модели

$$K_3 = \frac{h_p - h_p^*}{h_m - h_m^*} \cdot \frac{F}{F_m} \quad (7.45)$$

На 7.14 приведен гидрограф р. Мрас-Су — с. Усть-Кабырза, рассчитанный по модели.

При сложной форме гидрографов модели и отсутствии сведений о расчетном объеме основной волны половодья для расчета h_p^* используются два коэффициента. Ордината основной волны

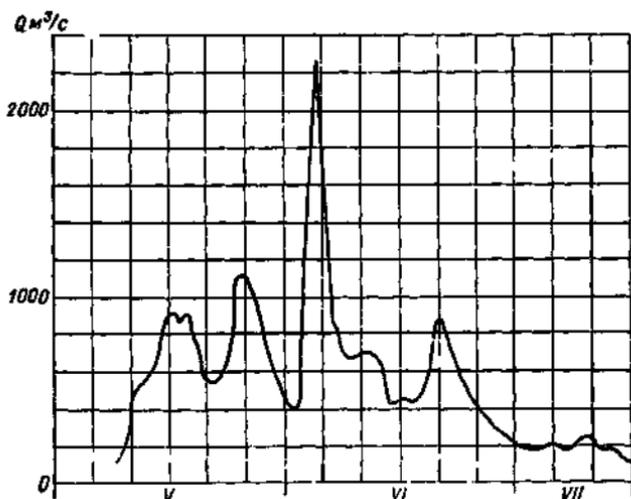


Рис. 7.14. Расчетный гидрограф стока р. Мрас-Су — с. Усть-Кабырза.

гидрографа модели умножается на коэффициент K_1 по формуле (7.43). Ординаты оставшейся части модели умножаются на коэффициенты K'_2

$$K'_2 = \frac{h_p - h_m^* \frac{\tilde{q}_p}{\tilde{q}_m}}{h_m - h_m^*} \cdot \frac{F}{F_m} \quad (7.46)$$

В формулах (7.43) — (7.47) обозначения следующие: \tilde{Q}_p и \tilde{Q}_m — максимальные средние суточные расходы, m^3/c ; \tilde{q}_p , \tilde{q}_m — средние суточные модули стока, $m^3/(c \cdot км^2)$; h_p , h_m — слои стока за половодье, мм; h_p^* , h_m^* — слои стока за основную волну половодья. Индексы: p — расчетный створ, м — модель.

При расчетах сложной формы гидрографа коэффициенты формы гидрографа, рассмотренные в упражнении 7.9, будут иметь вид

$$\gamma'_p \neq \gamma'_m; \quad K_{sp} \neq K_{sm}. \quad (7.47)$$

2. По данным табл. 7.23 устанавливаем, что основная волна половодья модели наблюдалась с $8/V$ по $3/VI$, и коэффициент для этого периода вычисляется по формуле (7.43)

$$K_1 = \frac{\tilde{Q}_p}{\tilde{Q}_m} = \frac{2220}{2960} = 0,75.$$

Значение K_2 , используемого для расчета остальной части гидрографа, по формуле (7.44) равно

$$K_2 = \frac{h_p - h_m^* \frac{\tilde{q}_p}{\tilde{q}_m}}{h_m - h_m^*} \cdot \frac{F}{F_m} = \frac{1020 - 232 \frac{0,70}{0,50}}{735 - 232} \cdot \frac{3170}{5880} = 0,75.$$

3. Вычисление ординат расчетного гидрографа по модели производится в табл. 7.23 умножением расхода модели на коэффициенты K_1 и K_2 , отнесенные соответственно к датам основной волны и оставшейся части гидрографа. В данном случае получилось $K_1 = K_2 = 0,75$.

7.2.3. Максимальные расходы дождевых паводков при площади водосбора более 200 км²

Упражнение 7.13. Рассчитать максимальный расход воды дождевого паводка р. Кострома — г. Буй по эмпирической редукционной формуле при отсутствии наблюдений.

Дано: $F = 8870$ км², $L = 234$ км, озер и болот на водосборе нет.

Требуется: 1. Рассмотреть указания к методу расчета.

2. Определить параметры расчета для данного района и расход воды дождевого паводка максимала вероятностью превышения $P = 1\%$.

Решение: 1. Максимальные расходы воды дождевых паводков в зависимости от площади водосбора определяются по рекомендации ГГИ [71, 76] двумя методами: по эмпирической редукционной формуле и по формуле предельной интенсивности стока.

Границы применимости этих формул зависят от физико-географических зон равнинных и горных районов и площадей водосборов по рекомендациям, приведенным в табл. 7.24.

При расчете максимального расхода воды дождевого паводка р. Кострома, расположенной (рис. 7.14) в лесной зоне равнин-

Границы применимости формул

Природная зона по карте [71, приложение 13]	Площадь, км ²	
	формула предельной интенсивности стока	редукционная формула
А. Равнинная территория		
Тундровая, лесная и лесостепная	<50	50—30 000
Степная	<200	200—10 000
Засушливых степей	<200	200—10 000
Полупустынная	<200	—
Б. Горные районы (500 < H _{ср} < 2000 м)		
Районы Средней Азии	<200	—
Прочие районы	<200	200—10 000

Примечания: 1. Для района Северо-Востока СССР при $F < 10$ км² применяется формула предельной интенсивности стока, а при $F > 10$ км² расчет производится по редукционной формуле.

2. При расчетах для площадей, превышающих указанные в табл. 7.24, или при закарстованности более чем на 25% максимальные расходы дождевых паводков рекомендуется определять по результатам полевых исследований.

ной территории, согласно рекомендациям табл. 7.24, следует использовать эмпирическую редукционную формулу. Формула предельной интенсивности стока рассмотрена в упражнении 7.17. Редукция — это убывание максимальных модулей стока с увеличением водосборной площади и изменением условий добегаания в бассейне. Редукционная формула для расчетов максимального расхода дождевого паводка имеет вид

$$Q_P = q_{200} \left(\frac{200}{F} \right)^n \lambda_P \delta_1 \delta_2' F, \quad (7.48)$$

где q_{200} — модуль максимального расхода воды в м³/(с · км²) вероятностью превышения 1%, приведенный к площади водосбора 200 км²; n — показатель степени уменьшения модуля расчетного расхода воды; λ_P — переходный коэффициент от вероятности превышения 1% к заданной вероятности; δ_1 — коэффициент, учитывающий зарегулированность максимального расхода проточными озерами, определяемый по формуле (7.22). Величина параметра c в формуле (7.22) для дождевых максимумов лесных и лесостепных зон равняется 0,2, для степной зоны равняется 0,4; при введении в формулу (7.22) относительной озерности $f_{оз}$ значение параметра c рекомендуется уменьшить в 2 раза; δ_2' — коэффициент, учитывающий снижение максимального расхода заболоченного водосбора, определяется по формуле

$$\delta_2' = 1 - 0,8 \lg(1 + 0,1f_b). \quad (7.49)$$

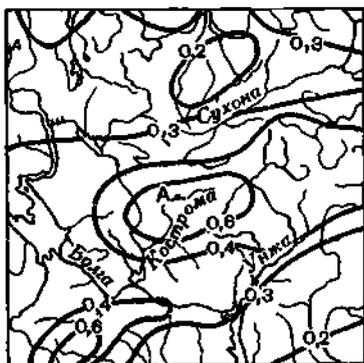


Рис. 7.15. Максимальные модули дождевого стока рек q м³/с · км² вероятностью превышения $P=1\%$ для площади водосборов $F=200$ км².

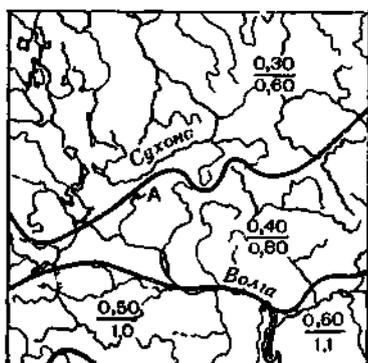


Рис. 7.16. Показатели степени редукции максимального модуля дождевого стока n по территории.
(числитель — л., знаменатель — н').

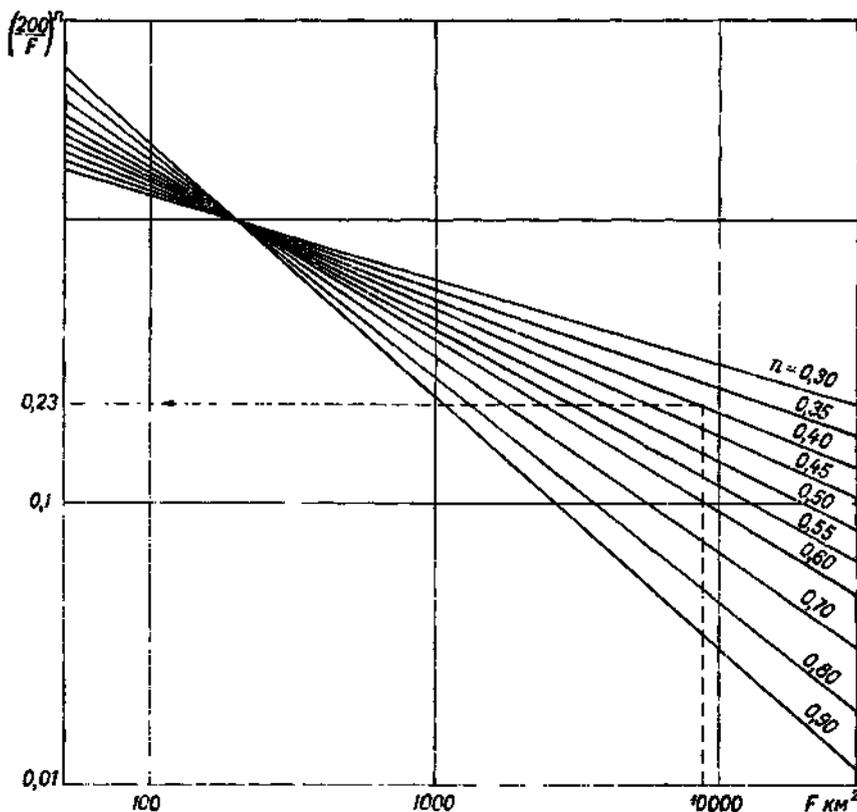


Рис. 7.17. Зависимость коэффициентов редукции максимального модуля стока от площади водосбора и показателя степени редукции.

Коэффициент δ'_2 не учитывается при расчете максимальных дождевых наводков на реках Кольского полуострова, Карельской АССР и реках бассейнов Белого и Баренцева морей.

2. В данном примере при расчете по формуле (7.48) коэффициенты δ_1 и δ'_2 не рассчитываются, а остальные параметры определяются следующим образом.

На рис. 7.15 и 7.16 точка А отмечает исследуемый центр водосбора р. Кострома — г. Буй; определяются максимальный модуль дождевого стока $q_{200} = 0,6 \text{ м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$ и степень редукции максимального модуля дождевого стока $n=0,40$. Величина $\left(\frac{200}{F}\right)^n = \left(\frac{200}{8870}\right)^{0,40}$ определяется по графику (рис. 7.17) и равна 0,23. Чтобы найти коэффициент λ_P , по рис. 7.18 определяется район (для данного примера II), далее по табл. 7.25 в зависимости от площади водосбора — значение λ_P .

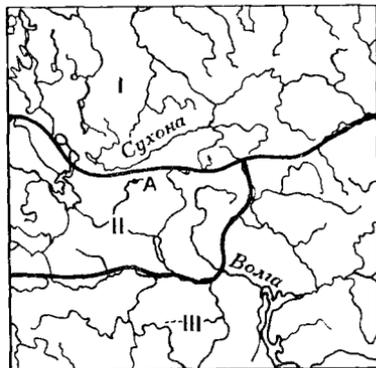


Рис. 7.18. Районирование переходного коэффициента λ_P от вероятности превышения $P=1\%$ к другой вероятности.

Таблица 7.25

Коэффициенты λ_P перехода от вероятности превышения $P=1\%$ к другой вероятности

№ района по карте [76, приложение 7]	Площадь водосбора, км ²	Вероятность, %						
		0,1	0,3	1	2	5	10	25
I	>0	1,30	1,17	1,00	0,90	0,75	0,32	0,45
II	>0	1,45	1,75	1,00	0,87	0,63	0,55	0,36
III	>100	1,54	1,32	1,00	0,85	0,64	0,48	0,28
	100-50		1,35	1,00	0,85	0,64	0,47	0,25
	50-10		1,40	1,00	0,82	0,60	0,42	0,22
	10-1		1,45	1,00	0,77	0,50	0,34	0,15
	<1		1,50	1,00	0,74	0,46	0,30	0,12
IV	>100	1,62	1,35	1,00	0,81	0,58	0,40	0,21
	100-50		1,50	1,00	0,77	0,50	0,34	0,15
	50-10		1,60	1,00	0,73	0,44	0,26	0,10
	10-1		1,65	1,00	0,72	0,40	0,23	0,08
	<1		1,65	1,00	0,72	0,40	0,23	0,08
V	>100	1,86	1,47	1,00	0,76	0,48	0,28	0,09
	100-1		(2,00)	1,00	(0,70)	(0,30)	(0,20)	(0,05)
	<1		(1,60)	1,00	(0,73)	(0,45)	(0,27)	(0,10)

Примечание. В скобках указаны приближенные значения.

По условию упражнения расчет ведется на вероятность превышения $P=1\%$, следовательно, $\lambda_{1\%}=1,0$.

Максимальный расход воды дождевого паводка вероятностью превышения $P=1\%$ равен:

$$Q_{1\%} = q_{200} \left(\frac{200}{F} \right)^n \lambda_{pF} F = 0,6 \cdot 0,23 \cdot 1 \cdot 8870 = 1120 \text{ м}^3/\text{с}.$$

Упражнение 7.14. Рассчитать слой дождевого паводочного стока вероятностью превышения $P=2, 5$ и 10% для водосборов различных размеров.

Дано: 1. р. Стырь — г. Луцк: $F=7200 \text{ км}^2$, $L=225 \text{ км}$, $I=0,14\%$.

2. р. Головесня — с. Покошаги: $F=29,5 \text{ км}^2$, $L=12,0 \text{ км}$, $I=4,6\%$.

3. Лог Липино у впадения в р. Головесню: $F=0,12 \text{ км}^2$, $L=0,40 \text{ км}$, $I=12\%$. Река Головесня и лог Липино расположены в пределах Черниговской области. Поверхность водосборов р. Головесни сложена серыми лесными суглинками. Уклоны — средние для рассматриваемых участков рек.

Требуется: 1. Рассчитать слой дождевого паводочного стока для: а) р. Стырь — г. Луцк $h_{2\%}$; б) р. Головесня — с. Покошаги $h_{5\%}$; в) р. Петрушино — у впадения в р. Головесню $h_{10\%}$.

Решение: 1. Для рек с площадью водосбора $F > 50 \text{ км}^2$ слой дождевого паводочного стока вероятностью превышения $h_{1\%}$ определяется по карте [71] для центра водосбора.

Для ряда бассейнов рек в величину слоя стока, снятую с карты, вводятся поправочные коэффициенты по табл. 7.26 в зависимости от размера водосборной площади.

Таблица 7.26

Поправочные коэффициенты к величине слоя стока за паводок, приведенной на карте [71]

Бассейн	Площадь водосбора, км ²					
	50	200	500	1000	5000	10 000
Правые притоки р. Припяти	1,0	1,0	0,85	0,80	0,65	0,55
Притоки р. Днепра ниже устья р. Десны и притоки р. Десны от устья р. Сейм (включительно)	1,0	1,0	0,65	0,48	0,28	0,16
Реки бассейна р. Южный Буг	1,0	1,0	0,83	0,72	0,57	0,46
Левобережные притоки р. Днестра	1,0	1,0	1,0	0,80	0,54	—
Реки бассейнов р. Северский Донец и Азовского моря (между реками Днестр и Дон)	1,0	1,0	0,72	0,55	0,38	0,25
Реки Крыма	1,5	1,0	0,75	0,72	—	—

Для промежуточных значений площадей водосборов поправочные коэффициенты определяются интерполяцией.

Для р. Стырь у г. Луцка для центра площади водосбора значение $h_{1\%} = 75$ мм. По табл. 7.26 для правых притоков р. Припяти, которым является р. Стырь, по интерполяции между 0,65 и 0,55 при $F = 7200$ км² поправочный коэффициент $K = 0,59$. Слой дождевого паводочного стока $h_{1\%} = 75 \cdot 0,59 = 44$ мм.

Слой дождевого паводочного стока заданной обеспеченности вычисляется по соотношению $h_{2\%} = h_{1\%} \lambda_{2\%}$, где $\lambda_{2\%}$ выбирается из табл. 7.26 в зависимости от площади водосбора и номера района по карте [76, приложение 7]. Водосбор на карте расположен в IV районе, следовательно, коэффициент $\lambda_{2\%} = 0,81$. Окончательно слой дождевого паводочного стока заданной вероятности превышения $h_{2\%} = 44 \cdot 0,81 = 35$ мм.

2. Для рек лесной зоны с площадями водосборов менее 50 км², лесостепной и степной зоны при площади водосбора $1 < F < 50$ км² слой дождевого паводочного стока h_P вычисляется по уравнению

$$h_P = H_{1\%} \varphi \lambda_P, \quad (7.50)$$

где $H_{1\%}$ — суточный слой осадков в мм по карте [76, приложение 8] (для водосборов рек Головесни и Петрушино $H_{1\%} = 120$ мм); φ — коэффициент стока, определяется по аналогии с изученными водосборами, при отсутствии аналогов — по табл. 7.28 (для площади $F > 100$ км²) независимо от площади изученного водосбора. Для данных условий поверхности при категории III $\varphi = 0,65$; λ_P — коэффициент по табл. 7.25; при $P = 5\%$ $\lambda_P = 0,60$.

Слой дождевого паводочного стока при заданной вероятности превышения $P = 5\%$ равен

$$h_{5\%} = 120 \cdot 0,65 \cdot 0,60 = 47 \text{ мм.}$$

3. Для рек степной и лесостепной зон при $F < 1,0$ км² стокообразующие осадки принимаются за интервалы $\tau = 150$ мин и слой в этом случае вычисляется по формуле

$$h_P = \psi(\tau) H_{1\%} \varphi \lambda_P, \quad (7.51)$$

где $\psi(\tau)$ — ордината кривой редукции слоя осадков при $\tau = 150$ мин по [71, приложение 9] равна 0,70; по табл. 7.28 $\varphi = 0,80$; по табл. 7.25 $\lambda_{10\%} = 0,30$; по карте для центра водосбора $H_{1\%} = 120$ мм.

Слой стока заданной вероятности превышения равен

$$h_{10\%} = 0,70 \cdot 120 \cdot 0,80 \cdot 0,30 = 20 \text{ мм.}$$

Упражнение 7.15. Рассчитать максимальный расход дождевого паводка р. Кострома — г. Буй вероятностью превышения $P=1\%$ по методу аналогии.

Дано: 1. $F=8870$ км², $L=234$ км, $I=0,24\%$, $f_{л.р.}=60\%$.

2. Аналогом принимается р. Нея — с. Буслеево, расположенная в одной географической зоне; $F_a=5700$ км², $L_a=195$ км, $I_a=0,31\%$, $f_{л.а.}=60\%$.

3. Русла рек чистые, постоянные, протекающие в одинаковых равнинных условиях, озер и болот в водосборах нет.

4. Период наблюдений по реке-аналогу $n=14$ лет, вычисленный расход за этот период $Q_{1\%}=940$ м³/с.

Требуется: 1. Рассмотреть указания к методу расчета.

2. Выбрать расчетную формулу и вычислить расход вероятностью превышения $Q_{1\%}$.

Решение: 1. В данном упражнении рассмотрено применение метода аналогии при расчетах дождевого паводка заданной вероятности превышения при условии отсутствия наблюдений в расчетном створе.

При наличии многолетних наблюдений на реке-аналоге расчет максимального дождевого паводка производится по формулам:

$$Q_P = q_{Pa} \left(\frac{F_a}{F} \right)^n \frac{\delta_1 \delta_2'}{\delta_{1a} \delta_{2a}'} F, \quad (7.52)$$

или

$$Q_P = q_{Pa} \left(\frac{\Phi_a^*}{\Phi^*} \right)^{n_1} \frac{\delta_1}{\delta_{1a}} F, \quad (7.53)$$

где q_{Pa} — максимальный модуль стока расчетной вероятностью превышения ($P\%$) реки-аналога; Φ^* — морфометрическая характеристика русла реки

$$\Phi^* = \frac{1000L}{mI^{1/3}F^{1/4}}, \quad (7.54)$$

m — коэффициент, зависящий от шероховатости русла и поймы; определяется по табл. 7.27; n, n' — показатели степени редукции по карте (см. рис. 7.16). Остальные обозначения известны.

Формулы (7.52) и (7.53) применяются в зависимости от формы водосборов и уклонов сопоставляемых рек. Для сравнения формы водосборов и уклонов двух рек определяются характеристики ΔL и ΔI по формулам:

$$\Delta L = \frac{L}{F^{0,56}}, \quad (7.55)$$

$$\Delta I = I \cdot F^{0,50}. \quad (7.56)$$

Коэффициент шероховатости русел рек m

Категория русла рек	Характеристика русла и поймы в среднем по всей длине реки от истока до замыкающего створа	Коэффициент m
1	Сравнительно чистые русла постоянных равнинных водотоков Русла периодических водотоков (сухих логов) в относительно благоприятных условиях	11
2	Русла (больших и средних рек) значительно засоренные, извилистые и частично заросшие, каменистые, с беспокойным течением. Периодические водотоки, несущие во время паводка заметное количество наносов с крупногалечным или покрытым растительностью ложем	9,0
3	Галечно-валунные русла горного типа, с неправильной поверхностью водного зеркала. Русла периодических водотоков, сильно засоренные и извилистые	7,0

Формула (7.52) рекомендуется при условии $\Delta L \approx \Delta L_a$ и $\Delta I \approx \Delta I_a$. Формула (7.53) применяется при условии, если ΔL_a находится в пределах 1,5—2,0 ΔL и ΔI_a в пределах 2—3 ΔI .

Выбранные водосборы рек-аналогов должны иметь близкие значения суточных осадков вероятностью превышения $P=1\%$.

2. Выбор расчетной формулы произведен по результатам проверки соотношений (7.55) и (7.56):

$$\Delta L = \frac{L}{F^{0,56}} = \frac{231}{8870^{0,56}} = 2,53; \quad \Delta L_a = \frac{L}{F_a^{0,56}} = \frac{195}{5570^{0,56}} = 2,61;$$

$$\Delta I = IF^{0,50} = 0,24 \cdot 94,1 = 22,5; \quad \Delta I_a = I_a F^{0,50} = 0,31 \cdot 75,5 = 23,4.$$

Полученные условия удовлетворяют применению для расчетов формулы (7.52). По условию упражнения в водосборах озер и болот нет, лесистость одинакова и в расчетные формулы она не входит.

Значение максимального модуля $q_{1\%a} = \frac{940}{5700} = 0,164 \text{ м}^3/(\text{с} \times \text{км}^2)$.

Степень редукции по рис. 7.16 $n=0,40$. Подставляя известные значения в формулу (7.52), получим

$$Q_{1\%} = 0,164 \left(\frac{5700}{8870} \right)^{0,40} \cdot 8870 = 1090 \text{ м}^3/\text{с}.$$

Сравнивая полученное значение $Q_{1\%} = 1090 \text{ м}^3/\text{с}$ с расходом, вычисленным по редукционной формуле в упражнении 7.14 $Q_{1\%} = 1120 \text{ м}^3/\text{с}$, видим, что расхождение в пределах 3%.

7.2.4. Максимальные расходы дождевых паводков при площади водосбора менее 200 км²

Упражнение 7.16. Рассчитать максимальный расход дождевого паводка р. Тулья — с. Зосены вероятностью превышения $P=5\%$ по формуле предельной интенсивности стока.

Д а н о: исходные данные упражнения 7.7 с учетом, что русло реки и склоны состоят из серых лесных суглинков, русло чистое и постоянное.

Т р е б у е т с я: 1. Рассмотреть формулу расчета.

2. Установить параметры $H_{1\%}$, φ , δ и λ_P .

3. Определить максимальный модуль дождевого стока $A_{1\%}$ и рассчитать максимальный расход дождевого паводка $Q_{5\%}$.

Решение: 1. Расчет максимального дождевого паводка р. Тулья — с. Зосены, расположенной в лесной зоне, при $F=33,4$ км², согласно рекомендациям для водосборов с площадью $F < 200$ км², следует производить по формуле предельной интенсивности стока (7.57). Формула основана на учете максимальной интенсивности дождя за какой-то интервал времени, причем продолжительность дождя принимается равной времени добегания. Формула предельной интенсивности стока имеет вид

$$Q_P = A_{1\%} \varphi H_{1\%} \delta_1 \lambda_P F, \quad (7.57)$$

где φ — коэффициент паводочного стока в зависимости от характера почво-грунтов, слагающих водосбор, суточного слоя осадков $H_{1\%}$ и площади водосбора; определяется по табл. 7.28; $H_{1\%}$ — суточный слой осадков вероятностью превышения $P=1\%$ в миллиметрах; определяется по карте [76, приложение 8]; δ_1 — коэффициент, учитывающий снижение максимального стока рек, зарегулированных проточными озерами, по формуле (7.22); λ_P — переходный коэффициент от вероятности превышения $P=1\%$ к другой вероятности; определяется по табл. 7.25; $A_{1\%}$ — максимальный модуль дождевого стока, выраженный в долях от произведения $\varphi H_{1\%}$,

$$A_{1\%} = \frac{q_{1\%}}{\varphi H_{1\%}}. \quad (7.58)$$

2. Определение величин $H_{1\%}$, φ , δ_1 и λ_P производится в следующей последовательности.

По карте на рис. 7.19 значение суточного слоя осадков вероятностью превышения $P=1\%$ для данного водосбора, расположенного в водосборе р. Гауи, принимается $H_{1\%}=100$ мм. Поверхность водосбора состоит из серых лесных суглинков и относится к III категории поверхности по табл. 7.28. При площади $F=33,4$ км², суточном слое $H_{1\%}=100$ мм коэффициент паводоч-

ного слоя по табл. 7.28 $\varphi=0,65$. Из упражнения 7.7 $\delta_1=0,33$. Переходный коэффициент от вероятности превышения $P=1\%$ к другой вероятности λ_P определяется по табл. 7.25; для района I для $P=5\%$ $\lambda_{5\%}=0,75$.

3. Максимальный модуль дождевого стока $A_{1\%}$ зависит от:
 а) гидроморфометрической характеристики русла Φ_P ; б) типа

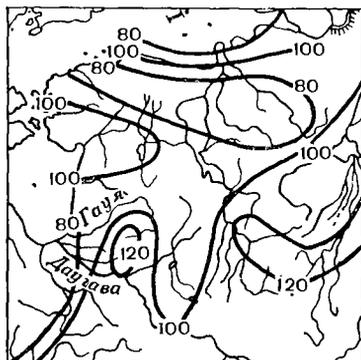


Рис. 7.19. Суточный слой осадков H мм вероятности превышения $P=1\%$ за теплый период.

Коэффициент паводочного стока φ

Таблица 7.28

Категория поверхности	Вид и характеристика поверхности	Суточный слой осадков $H_{1\%}$ мм	Коэффициент φ при площади водосборов, км ²				
			< 0,1	0,1—1,0	1,0—10	10—100	> 100
I	Асфальт, скала без трещин, бетон		1,0	1,0	1,0	1,0	1,0
II	Жирноглинистые почвы, такыры и такыровые почвы	≤ 80	0,80	0,70	0,65	0,65	0,60
		81—150	0,90	0,85	0,80	0,80	0,80
		151—200	0,95	0,90	0,90	0,90	0,90
		> 200	0,95	0,95	0,95	0,90	0,90
III	Суглинки, подзолы, подзолистые и серые лесные суглинки, сероземы тяжелосуглинистые, тундровые и болотные почвы	≤ 80	0,70	0,60	0,55	0,50	0,45
		81—100	0,80	0,75	0,70	0,65	0,65
		101—150	0,85	0,80	0,75	0,65	0,65
		151—200	0,85	0,85	0,80	0,70	0,70
	> 200	0,90	0,90	0,80	0,75	0,75	
IV	Черноземы обычный и южный, светлокаштановые почвы, лёсс, карбонатные почвы, темнокаштановые почвы	≤ 80	0,55	0,55	0,45	0,35	0,20
		81—150	0,65	0,63	0,56	0,45	0,30
		151—200	0,75	0,70	0,65	0,55	0,40
		> 200	0,80	0,75	0,70	0,65	0,50
V	Сулеса, бурые и серо-бурые пустынно-степные почвы, сероземы супесчаные и песчаные	≤ 80	0,35	0,28	0,20	0,20	0,15
		81—150	0,45	0,35	0,25	0,25	0,20
		151—200	0,55	0,45	0,40	0,35	0,30
		> 200	0,60	0,55	0,50	0,45	0,40
VI	Песчаные, гравелистые, рыхлые каменистые почвы		0,25	0,20	0,15	0,10	0,10

Примечание. При значительной задернованности почв, т. е. при толщине растительного слоя (слоя почвы, окрашенного гумусом) более 20 см, категория почв I—III повышается на одну ступень, V—VI — уменьшается на одну ступень.

кривых редукции осадков; в) времени склонового добегаания. Рассмотрим каждый из этих элементов.

а. Гидроморфометрическая характеристика русла Φ_p вычисляется по формуле

$$\Phi_p = \frac{1000L}{mI^{1/2}F^{1/4}(\varphi H_{1\%})^{1/4}}, \quad (7.59)$$

где L — длина реки от истока до расчетного створа; m — коэффициент шероховатости по табл. 7.22. Русло можно отнести к категории I и принять $m=11$. При $m=9$ величину $mI^{1/2}F^{1/4}$ можно определить по номограмме в работе [71, приложение 10]. Подставим известные значения:

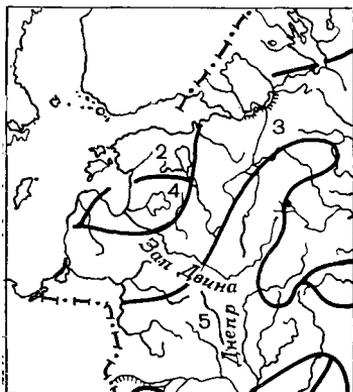


Рис. 7.20. Типовые кривые редукции осадков по территории.

$$\Phi_p = \frac{1000 \cdot 14.7}{11 \cdot 3.63^{1/2} \cdot 33.4^{1/4} (0.65 \cdot 100)^{1/4}} = 133.$$

б. На карте (рис. 7.20) приведены районы распространения типовых кривых редукции (уменьшения) осадков по территории СССР, по которой водосбор р. Гаун относится к району 4.

в. Время склонового добегаания зависит от гидроморфометрической характеристики склонов $\Phi_{ск}$ и района распространения типовых кривых редукции.

Гидроморфометрическая характеристика склона определяется по формуле

$$\Phi_{ск} = \frac{(1000\bar{l})^{1/2}}{m_1 I_{ск}^{1/4} (\varphi H_{1\%})^{1/2}}, \quad (7.60)$$

где \bar{l} — средняя длина склонов, определяемая приближенно по формуле

$$\bar{l} = \frac{B}{2} = \frac{F}{L \cdot 2}, \quad (7.61)$$

где B — ширина водосбора, заменяемая отношением F/L ; m_1 — коэффициент шероховатости склонов по табл. 7.29.

Продолжительность склонового добегаания $\tau_{ск}$ определяется по табл. 7.30 в зависимости от $\Phi_{ск}$ и районирования редукции осадков.

Для водосборов площадью более 10 км² продолжительность склонового добегаания $\tau_{ск}$ при отсутствии данных может быть

Коэффициент шероховатости m_1 для склонов

Характеристика поверхности склонов	коэффициент m_1 при градиенте покрове склонов		
	редкий или отсутствует	обычный	густой
1. Гладкие поверхности (асфальт, бетон)	0,50		
2. Укатанная спланированная грунтовая поверхность, такыровидные равнины	0,40	0,30	0,25
3. Поверхность, хорошо обработанная вспашкой и боронованием, не вспаханная, без кочек, булыжная мостовая, поверхность в населенных пунктах с застройкой менее 20%	0,30	0,25	0,20
4. Грубо обработанная вспашкой поверхность, таежные завалы, кочковатая, а также поверхность в населенных пунктах с застройкой более 20%	0,20	0,15	0,10

Таблица 7.30

Продолжительность склонового добегания $\tau_{СК}$ мин

Гидрометрические характеристики склонов водосбора $\tau_{СК}$	Значение $\tau_{СК}$ при типе кривых редукции осадков (по карте [76, приложение 9])						
	5,5-а, 7,25	4,4-а, 11, 22, 29	3,3-а, 1, 13-а, 23, 28	2, 9, 13, 20, 24, 26	1, 8, 14, 18, 27	10, 15, 19, 21, 30	12, 16, 17
0,5	2,0	2,3	2,7	2,7	3,2	3,7	5,0
1,0	5,0	5,2	5,3	5,5	6,7	9,0	12
1,5	8,0	8,0	8,5	9,0	11	15	20
2,0	11	11	12	14	17	22	28
2,5	15	15	17	18	23	29	40
3,0	19	20	22	24	30	37	50
4,0	28	30	34	37	45	55	70
5,0	39	43	47	52	62	75	97
6,0	53	58	62	70	82	95	120
7,0	67	76	80	90	100	120	150
8,0	85	93	100	110	130	140	180
9,0	105	115	120	130	160	170	210
10	130	140	150	160	180	190	230
12	180	190	200	220	250	250	300
15	260	300	300	300	360	360	400

принята в условиях различных географических зон следующей:

	$\tau_{ск}$ мин
Лесная и тундровая зоны	
незаболоченные бассейны	60—100
заболоченные бассейны	150
Лесостепная	40—60
Степная и сухостепная	20—40
Полупустынная	10—15
Горные районы	10—60

При относительно пересеченном рельефе или небольшой облесенности, обнаженных скальных грунтах (для горных районов) принимается нижний предел; при плоских или заросших склонах, горных склонах, покрытых слоем делювия,— верхний предел значений времени склонового добегаания.

Для мельчайшей ручейковой сети с неясно выраженными тальвегами максимальный модуль стока определяется при $\Phi_p=0$ в соответствии с временем склонового добегаания (табл. 7.30).

Для данного примера определение продолжительности склонового добегаания принимаем приближенно для лесной зоны $\tau_{ск}=60$ мин.

Таблица 7.31

Максимальный модуль дождевого стока в долях от произведения

$$\varphi H_{1\%} \left(A_{1\%} = \frac{q'_{1\%}}{\varphi H_{1\%}} \right)$$

Типы кривых редукции осадков [71, приложение 9]	Продолжитель- ность склоново- го добегаания $\tau_{ск}$ мин	Максимальный модуль стока $A_{1\%}$ при Φ_p , равном					
		0	1	...	100	150	300
4, 4-а, 11, 22, 29	10	0,52	0,47	...	0,030	0,019	0,0084
	30	0,27	0,26	...	0,029	0,018	0,0083
	60	0,17	0,16	...	0,027	0,017	0,0083
	100	0,11	0,11	...	0,025	0,017	0,0082
	150	0,082	0,080	...	0,023	0,016	0,0080
	200	0,066	0,065	...	0,021	0,015	0,0077

Значение максимального модуля дождевого стока $A_{1\%}$ определяется по табл. 7.31 согласно полученным данным: тип кривых для 4-го района $\Phi_p=133$, $\tau_{ск}=60$ мин, $A_{1\%}=0,020$. Подставим в формулу (7.57) максимальный расход дождевого паводка

$$Q_{5\%} = 0,020 (0,65 \cdot 100) 0,33 \cdot 0,75 \cdot 33,4 = 11 \text{ мм.}$$

Упражнение 7.17. Определить максимальный расход дождевого паводка 1%-ной обеспеченности методом аналогии¹.

Дано: 1. Расчет произвести для балки Довжик - с. Шуньки, расположенной в бассейне р. Рось (правобережный приток р. Днестра), за аналог принять балку Каряга того же водосбора р. Рось.

2. $F = 0,34 \text{ км}^2$, $F_a = 1,00 \text{ км}^2$, $L = 0,78 \text{ км}$, $L_a = 2,2 \text{ км}$; $l = 59\%$ и $l_a = 39\%$; $I_{\text{ск. а}} = 100\%$, $l_a = 200 \text{ м}$; $q_{1\%a} = 7,0 \text{ м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$.

Требуется: 1. Рассмотреть общую формулу.

2. Вычислить расчетное время добегания и расход $Q_{1\%}$.

Решение: 1. При наличии данных многолетних наблюдений на малых реках-аналогах модуль стока $q_{P\%}$ может быть вычислен по формуле

$$q_P = A_{1\%} (\varphi H_{1\%})_a \lambda_P \delta_1, \quad (7.62)$$

где

$$(\varphi H_{1\%})_a = \frac{q_{1\%a}}{16,67 \bar{\Psi}(\tau_{\text{ca}}) \delta_{1a}}, \quad (7.63)$$

$\bar{\Psi}(\tau_{\text{ca}})$ -- ордината кривой редукции осадков, представляющая собой среднюю интенсивность осадков за расчетное время добегания τ_{ca} в долях от суточного количества осадков вероятностью превышения $P = 1\%$.

Расчетное время добегания τ_{ca} зависит от руслового и склонового времени добегания

$$\tau_{\text{ca}} = 1,2 \tau_{Pa}^{1,1} + \tau_{\text{ск. а}}, \quad (7.64)$$

где τ_{Pa} -- время руслового добегания, рассчитанное по формуле

$$\tau_{Pa} = \frac{1000 L_a}{m_a F_a^{1/2} F_a^{1/4} q_{1\%a}^{1/4}}. \quad (7.65)$$

Формулу (7.65) можно представить в виде

$$\tau_{Pa} = \frac{1000 L_a}{m_a F_a^{1/2} Q_{1\%a}^{1/4}}, \quad (7.66)$$

где $Q_{1\%a} = F_a q_{1\%}$.

Для данного примера τ_{Pa} равно

$$\tau_{Pa} = \frac{1000 \cdot 2,2}{9 \cdot 39^{1/4} \cdot 7^{1/4}} = 44 \text{ мин.}$$

Принимая $\tau_{\text{ск. а}} = 20$ мин (ориентировочно), величина τ_{ca} по формуле (7.64) равна

$$\tau_{\text{ca}} = 1,2 \cdot 44^{1,1} + 20 = 1,2 \cdot 65 + 20 = 97 \text{ мин.}$$

¹ В упражнении 7.17 используются данные, приведенные в работе [71].

Для района 3 при $\tau=97$ мин величина $\bar{\psi}(\tau)$ равна 0,61. Для определения среднего значения $\bar{\psi}(\tau)$ следует получить соотношение $\frac{0,61}{97}=0,0067$. Так как в формулу (7.63) вводится числовой коэффициент 16,67, то величина $16,67\bar{\psi}(\tau)=0,0067 \cdot 16,67=0,11$. Подставляя в формулу (7.63) значения $q_{1\%a}$ и величину $(\varphi H_{1\%})_a$, получим

$$(\varphi H_{1\%})_a = \frac{7,0}{0,11} = 64 \text{ мм.}$$

Проверяется назначение продолжительности добегаания по склону, принятое $\tau_{ск.а}=20$ мин.

Вычисляется $\Phi_{ск.а}$ по формуле (7.60)

$$\Phi_{ск.а} = \frac{200^{1/2}}{0,20 \cdot 100^{1/4} \cdot 64^{1/2}} = \frac{14,2}{0,20 \cdot 3,16 \cdot 8} = 2,8,$$

по табл. 7.30 по значению $\Phi_{ск.а}$ находим $\tau_{ск.а}=24$ мин.

Таким образом, ориентировочно назначенная величина $\tau_{ск.а}=20$ мин и вычисленная совпали и $(\varphi H_{1\%})_a$ можно принять для расчета максимального расхода балки Довжик.

По полученному значению $(\varphi H_{1\%})_a=64$ мм определяется значение параметра Φ_p

$$\Phi_p = \frac{1000 \cdot 0,78}{9 \cdot 59^{1/2} \cdot 0,34^{1/4} \cdot 64^{1/4}} = 10,3.$$

По табл. 7.31 значение $A_{1\%} = \frac{q_{1\%}}{(\varphi H_{1\%})_a} = 0,21$.

Величина $q_{1\%}$ по формуле (7.62) при λ_p и $\delta_1=1$ равна

$$q_{1\%} = A_{1\%} (\varphi H_{1\%})_a = 0,21 \cdot 64 = 13,4 \text{ м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2),$$

а искомое значение максимального расхода дождевого паводка $Q_{1\%} = 13,4 \cdot 0,34 = 4,6 \text{ м}^3/\text{с}$.

Упражнение 7.18. Определить максимальный расход дождевого паводка с малого водосбора по данным обследования отметок уровня высоких вод р. Ивановка — с. Дюково.

Дано: 1. Обследование отметок высоких вод после паводка 3 августа 1969 г. проводилось на участке длиной $L=500$ м по трем створам р. Ивановки.

2. $F=53,2 \text{ км}^2$, $L=11,4 \text{ км}$.

3. Средний уклон на участке по нивелировке отметок уровня высоких вод (УВВ) $i=0,0058$.

4. Русло зсмяянос, извилистое, с промоинами и неровным дном.

5. Средние характеристики водных сечений по трем створам: площадь водного сечения $\omega = 4,97 \text{ м}^2$, ширина реки $B = 11,9 \text{ м}$, средняя глубина $h_{\text{ср}} = 0,42 \text{ м}$.

Требуется: 1. Рассмотреть способ расчета.

2. Определить максимальный расход и модуль паводка.

Решение: 1. Определение максимальных расходов дождевых паводков по отметкам уровня высоких вод производится по данным рекогносцировочных обследований, при которых выбираются участки с равномерным течением, правильной формой поперечного профиля, однообразной шероховатостью. На участке, имеющем падение между крайними нивелируемыми точками не менее 0,5 м (а для малых водотоков 1,0 м), разбиваются три створа. Для каждого створа и участков определяются отметки высоких вод по опросам жителей и осмотру русла и берегов по отложениям, неровностям берегов, илистым образованиям и другим признакам. До полученной отметки УВВ производится нивелирование поперечных профилей и продольного уклона водотока.

По данным нивелирования строятся поперечные профили и определяются основные характеристики живого сечения — площадь ω и средняя глубина $h_{\text{ср}}$.

По данным обследования оценивается шероховатость русла. Максимальный расход определяется по формуле

$$Q = \omega_{\text{ср}} v_{\text{ср}} = \omega_{\text{ср}} C \sqrt{R I}, \quad (7.67)$$

где $\omega_{\text{ср}}$ — средняя площадь водного сечения по трем створам; $v_{\text{ср}}$ — средняя скорость по формуле Шези; R — гидравлический радиус; I — средний уклон линии свободной поверхности при уровне высоких вод.

Заменяя гидравлический радиус средней глубиной $h_{\text{ср}}$, можно формулу (7.67) записать так:

$$Q = \omega_{\text{ср}} C \sqrt{h_{\text{ср}} I}. \quad (7.68)$$

Скоростной коэффициент C вычисляется по одной из формул, приведенных в работе [49]. В данном примере можно применить формулу

$$C = \frac{1}{n} h_{\text{ср}}^x, \quad (7.69)$$

где $1/n$ — обратная величина коэффициента шероховатости по приложению 6; x — показатель степени для водотоков при $h_{\text{ср}} < 3,0 \text{ м}$, определяемый в зависимости от n , а при $h_{\text{ср}} > 3,0 \text{ м}$ можно принять $x = 1/6$.

Формулу (7.68) можно представить в виде

$$Q = \omega_{\text{ср}} \frac{1}{n} h_{\text{ср}}^x \sqrt{h_{\text{ср}} I}, \quad (7.70)$$

или

$$Q = \omega_{\text{ср}} A \sqrt{I}, \quad (7.71)$$

где

$$A = \frac{1}{n} h_{\text{ср}}^x \sqrt{h_{\text{ср}}}. \quad (7.72)$$

Для наиболее распространенных значений $1/n$ в пределах 12,5—30 величину A можно определить по данным работы [47].

2. Коэффициент шероховатости принимается согласно характеристике русла по приложению 6 по категории 6 равным $n = 0,040$. Величина $\frac{1}{n} = \frac{1}{0,040} = 25$.

При значении $h_{\text{ср}} = 0,42$ величина $A = \frac{1}{n} h_{\text{ср}}^x \sqrt{h_{\text{ср}}}$ определяется по работе [47] $A = 13,1$. Максимальный расход по формуле (7.71)

$$Q = \omega_{\text{ср}} A \sqrt{I} = 4,97 \cdot 13,1 \sqrt{0,0058} = 5,72 \text{ м}^3/\text{с}.$$

Модуль максимального расхода

$$M = \frac{Q \cdot 10^3}{F} = \frac{5,72 \cdot 10^3}{53,2} = 107 \text{ л/с} \cdot \text{км}^2.$$

Полученное значение максимального расхода следует проверить путем сопоставления расходов по створам. Оценивается закономерность изменения максимальных расходов по длине водотока с увеличением площади бассейна. Для контроля полученного значения максимального расхода по меткам УВВ можно вычислить и сопоставить по створам значения слоя h и объема W паводочного стока.

Слой паводочного стока h вычисляется по формуле

$$h = \frac{Q}{v_d B}, \quad (7.73)$$

где Q — максимальный расход, соответствующий метке УВВ, $\text{м}^3/\text{с}$; $B = F/L$ — средняя ширина водосбора, километры; v_d — средняя скорость добегания воды по длине водотока ($\text{м}/\text{с}$), вычисляемая по формуле

$$v_d = a I^{1/3} Q^{1/4}, \quad (7.74)$$

где $a = 0,15 \left(\frac{1}{20n} \right)^{3/4}$ — параметр, определяемый в зависимости от среднего по всей длине водотока значения обратной ве-

личины коэффициента шероховатости $1/n$; \bar{I} — средний уклон водотока, промилле; Q — максимальный расход при метке УВВ, $\text{м}^3/\text{с}$.

Если форма русла на протяжении водотока однообразна, то величина скорости добегаания v_d должна быть близкой к скорости $v = \frac{1}{n} h_{\text{ср}}^x \sqrt{h_{\text{ср}} I}$ в створе при метке УВВ в таком соотношении:

$$v_d \approx \frac{1}{2} \div \frac{2}{3} v.$$

Значительное расхождение между средней скоростью добегаания по длине водотока v_d и скоростью в рассматриваемом створе (более чем в 2 раза) может иметь место, если форма русла и коэффициент шероховатости в рассматриваемом створе значительно отличаются от этих характеристик по всей длине водотока.

Слой стока h_1, h_2, \dots, h_n по формуле (7.73) должен быть примерно одинаков для близко расположенных створов, если метки УВВ соответствуют паводкам одинаковой повторяемости.

Объем паводочного стока в м^3 вычисляется по формуле

$$W = 1000hF, \quad (7.75)$$

где h — слой стока, миллиметры; F — площадь водосбора, км^2 .

8. МИНИМАЛЬНЫЕ РАСХОДЫ ВОДЫ

8.1. Расчет минимальных расходов воды при наличии наблюдений

Упражнение 8.1. Вычислить средние многолетние значения минимальных расходов р. Дон — г. Георгиу-Деж по данным наблюдений.

Дано: 1. Средние месячные и характерные расходы воды (табл. 8.1).

2. $F=69\ 130$ км².

3. Для минимальных расходов $C_v=0,15$.

Требуется: 1. Определить минимальные суточные, средние месячные расходы и модули летней и зимней межени и их средние многолетние значения с оценкой точности вычисления средней многолетней величины ряда.

2. Вычислить модульные коэффициенты указанных минимальных расходов.

3. Установить ранние, поздние и средние даты минимальных расходов.

Решение: 1. Таблица 8.1 составляется по данным многолетних наблюдений. Значения граф 1—16 вычисляются известными в гидрометрии способами. Средний месячный минимальный расход (графа 17) выбирается из граф 3—14.

Суточные минимальные расходы за летне-осенний и зимний периоды должны выбираться по данным наблюдений с учетом следующих указаний: за зимний период принимается время от начала появления ледовых явлений на реках до начала весеннего половодья; за летне-осенний период — от конца весеннего половодья до начала ледовых явлений на реках. В случае отсутствия ледовых явлений на реках за конец летне-осеннего периода и начало зимнего принимается средняя для данного района дата устойчивого перехода температуры воздуха через нуль в сторону понижения. Как указано в этом определении сезонов, выбор суточных минимумов следует производить по гидрологическим годам. В табл. 8.2 выбор суточных минимумов приведен по календарному году.

Таблица 8.2 составляется по данным табл. 8.1.

Средние месячные и характерные расходы воды
р. Дон — г. Георгию-Деж

№ п/п	Год	I	...	XII	Сумма	Средний годовой расход	Средний месячный максималь- ный рас- ход	Суточные минимальные расходы						
								летне-осенний			зимний			
								расход	дата	расход	дата	расход	дата	
1	2	3	...	14	15	16	17	18	19	20	21			
1	1895	83,8	...	83,4	3 430	286	83,4	88,0	28/IX	79,0	16—18/I			
2	1896	72,8	...	84,1	3 497	291	72,8	104	12/XI	71,0	3, 16—24/I			
...			
49	1947	58,9	...	113	3 922	327	58,9	83,4	19—23/VII	57,1	30, 31/I			
Сумма	—	4 087	...	2 821	146 291	12 190	3 536	4 210	—	3 200	—			
Число лет	—	48	...	49	—	48	48	49	—	48	—			
Средн.	—	85,1	...	98,3	—	254	73,8	85,9	—	66,7	—			
Наиб.	—	258	...	222	—	377	98,6	119	30/VI, 1/VII 1916	92,6	9/III 1938			
Наим.	—	58,9	...	57,0	—	151	57,0	51,0	27—31/VIII 1946	45,0	9/XI 1908			

Расход Q ($\text{м}^3/\text{с}$) и модули M [$\text{л}/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$] минимального стока
р. Дон — г. Георгиев-Деж за период 1895—1940 и 1945—1947 гг.

Наименьший суточный минимум						Средние многолетние суточные минимумы			
летне-осенний			зимний			летне-осенний		зимний	
Q	M	дата	Q	M	дата	Q	M	Q	M
51,0	0,79	27—31/VIII 1946	45,0	0,65	9/XI 1908	85,9	1,24	66,7	0,98

Наименьший средний месячный минимум						Средний многолетний среднемесячный минимум		Средний многолетний годоводой сток	
летне-осенний			зимний						
Q	M	месяц	Q	M	месяц	Q	M	Q	M
61,3	0,89	XI 1939	57,0	0,82	XII 1908	79,8	1,09	254	3,67

Модули стока вычислены по формуле (5.3)

$$M = \frac{Q \cdot 10^3}{69130}.$$

Точность вычисления средних значений определяется по формуле (5.2)

$$\epsilon_{Q_0} = \frac{C_{\sigma}}{\sqrt{n}} \cdot 100 = \frac{0,15}{\sqrt{48}} \cdot 100 = 2,2\%.$$

Полученная ошибка удовлетворяет условию надежности ряда.

2. Модульные коэффициенты минимальных расходов, т. е. отношения минимумов к их средним многолетним значениям, приведены в табл. 8.3.

Отношение минимального среднего месячного модуля к его среднему многолетнему значению имеет вид $K = \frac{m_0}{M_0} = \frac{1,09}{3,67} =$

$= 0,28$. Вычисленный коэффициент может быть использован для определения приближенного среднего многолетнего значения минимального стока неисследованной реки. В этом случае вначале определяется среднее многолетнее значение годового стока неизученного бассейна на основании данных по аналогу M_0 ,

Таблица 8.3

Модульные коэффициенты минимальных расходов воды

р. Дон — г. Георгиу-Деж, 1895 -1940 и 1945 -1947 гг.

Год	Минимальный средний месячный $K = \frac{Q_i}{73,8}$	Минимальный суточный	
		летний $K = \frac{Q_i}{85,9}$	зимний $K = \frac{Q_i}{66,7}$
1895	1,13	1,02	1,10
...
1947	0,80	0,97	0,86

а затем умножением его на коэффициент K_a можно определить минимальный средний месячный модуль неизученного бассейна.

3. Ранние и поздние даты летних и зимних минимумов устанавливаются выборкой из табл. 8.1 (табл. 8.4).

Таблица 8.4

Ранние, поздние и средние сроки наступления суточных минимальных расходов

р. Дон — г. Георгиу-Деж, 1895—1935; 1937—1940; 1945—1947 гг.

Летние			Зимние		
ранний	средний	поздний	ранний	средний	поздний
1/IV 1925	25/VIII	12/XII 1896	12/XI 1897	10/I	9/III 1938

При вычислении средней даты следует все даты (за все годы) приводить к началу года или к одной наиболее ранней дате.

Покажем пример вычисления средней даты какого-либо расхода. Имеем ряд дат наступления характерного расхода за 6 лет: 25 сентября, 31 августа, 5 июля, 10 сентября, 24 июня и 10 июля. Приведем эти даты к наиболее раннему (из наблюдаемых) месяцу, т. е. к июню (вычисления показаны в табл. 8.5).

Число дней, которое нужно отсчитать с начала июня до средней даты наступления характерного расхода, равно

$$N = \frac{410}{6} = 68.$$

Следовательно, средний срок наступления расхода

$$68 - 30_{VI} - 31_{VII} = 7/VIII.$$

Таблица 8.5

К расчету средней даты расхода

Дата наступления расхода	Дни от начала июня
25/IX	$30 + 31 + 31 + 25 = 117$
31/VIII	$30 + 31 + 31 = 92$
5/VII	$30 + 5 = 35$
10/IX	$30 + 31 + 31 + 10 = 102$
24/VI	$24 = 24$
10/VII	$30 + 10 = 40$
	Всего 410

Таким способом устанавливаются средние даты наступления минимальных суточных летних и зимних расходов.

Для расчета средней даты суточного летнего минимума р. Дона у г. Георгиу-Деж приводим все сроки минимумов к наиболее раннему месяцу, в который наблюдался минимум, т. е. к июню.

В случае когда минимумы наблюдаются несколько дней подряд, например 17—21 сентября, для вычисления берется средняя дата — 19 сентября, а число случаев минимума за весь многолетний период принимается не 49, а 70 за счет повторения минимумов в одном году. Общее число дней, считая от 1 июня до сроков наступления всех летних минимумов, равно 6025. Следовательно, число дней со средней даты наступления летнего минимума

$$N = \frac{6025}{70} = 86 \text{ дней.}$$

Отсюда средняя дата летнего минимума

$$86 - 30_{VI} - 31_{VII} = 25/VIII.$$

Аналогично произведенным вычислениям определяется дата поступления зимнего суточного минимума, принимая за расчетный начальный месяц ноябрь.

Общее число дней от 1 ноября до дат всех минимумов равно 4169, а число случаев минимума 59.

Таким образом, $N = \frac{4169}{59} = 71$ день и средняя дата наступления зимнего минимума равна

$$71 - 30_{XI} - 31_{XII} = 10/I.$$

Упражнение 8.2. Определить средний суточный минимальный расход воды летне-осеннего периода р. Дон — г. Георгиу-Деж

с учетом хозяйственного использования, допускающего кратковременный перерыв и уменьшение подачи воды.

Д а н о: 1. $F = 69\ 130\ \text{км}^2$.

2. Суточные минимальные расходы летне-осеннего сезона (в табл. 8.7).

Требуется: 1. Рассмотреть общие указания к расчету минимальных расходов заданной вероятности превышения.

2. Построить эмпирическую кривую на клетчатке вероятностей.

3. Вычислить параметры аналитической кривой обеспеченности с оценкой точности их определения.

4. Вычислить ординаты аналитической кривой обеспеченности.

5. Построить аналитическую кривую обеспеченности и установить суточный минимальный расход воды 90 и 80%-ной обеспеченности и его повторяемость.

Решение: 1. При составлении проектов водопотребления и водопользования используются значения минимальных расходов заданной вероятности превышения (обеспеченности). Расходы для расчетов могут быть средние за сутки, за календарный месяц или за 30 дней с наименьшим стоком (некалендарный месяц) в зимнем или летне-осеннем периоде.

Минимальный средний месячный календарный расход воды используется при расчетах, когда рассматривается сток за зимний период для рек, расположенных восточнее границы Ладожское озеро — верховья рек Днепра и Оки — среднее течение Дона — устье р. Волги; или сток за летне-осенний период для рек, расположенных южнее границы Ленинград — Пермь — Магнитогорск — Тюмень — Новосибирск — Барнаул — Семипалатинск, исключая горные районы Средней Азии и Кавказа, а также территорию западнее границы Калининград — Минск — Киев — Винница — Черновцы. Для остальных районов СССР в расчетах следует использовать минимальный 30-дневный некалендарный сток. Определение 30-дневного некалендарного стока исследуемой реки производится следующим образом: строятся гидрографы стока за каждый год всего периода наблюдений; на гидрографе определяется участок с наименьшими расходами воды (для летне-осеннего или зимнего периода) продолжительностью 30 дней. По таблицам ежедневных расходов производится подсчет среднего расхода за выбранный период для каждого года. Минимальные 30-дневные расходы воды меньше или равны средним месячным календарным расходам воды.

Таким образом можно получить ряд минимальных 30-дневных расходов летне-осеннего или зимнего периодов, по которому производятся расчеты расходов заданной вероятности превышения.

В данном упражнении расчет производится по средним суточным минимальным расходам за ряд лет $n = 49$.

Средняя квадратическая ошибка среднего значения ряда минимальных расходов за весь период наблюдений $\epsilon_{Q_{OM}}$ вычисляется по формуле (5.2)

$$\epsilon_{Q_{OM}} = \pm \frac{C_v}{\sqrt{49}} \cdot 100 = \frac{0,15}{7,00} \cdot 100 = 2,1\%$$

Значение $C_v = 0,15$ получено в пункте 2 решения данного упражнения.

Ошибка не должна превышать $\pm 15\%$. В данном случае $\epsilon_{Q_{OM}} = 2,1\%$.

Минимальные расходы воды расчетной обеспеченности определяются по кривым обеспеченности, параметры которых устанавливаются методами моментов и графо-аналитическим согласно указаниям упражнения 5.2.

Расчетная обеспеченность минимальных расходов задается в зависимости от характера их использования (табл. 8.6).

Таблица 8.6

Расчетная обеспеченность минимальных расходов воды

Требуемая степень бесперебойности подачи воды	Расчетная ежегодная обеспеченность минимальных расходов воды $P\%$ для зоны	
	избыточного и переменного увлажнения	недостаточного увлажнения
1. Не допускается перерыв или уменьшение подачи воды	95	97
2. Не допускается перерыв, по разрешается кратковременное (определяемое технологическими условиями работы предприятия) снижение подачи воды для промышленных предприятий		
а) металлургических, нефтеперерабатывающих, химических; для хозяйственно-питьевых водопроводов	95	95
б) угольных, горнорудных, нефтедобывающих, машиностроительных и других	90	90
3. Допускается кратковременный перерыв и уменьшение подачи воды	80	80
4. Теплоэлектростанции	90	90
5. Гидроэлектростанции	90	—
6. Ирригация	—	85

Примечание. К зоне недостаточного увлажнения относятся территория, расположенная между изолиниями 0 и 0,5 л/(с · км²).

На рис. 8.1 и 8.2 приведена выкопировка из карт, составленных ГГИ для минимального 30-дневного зимнего и летне-осеннего стока рек СССР обеспеченностью $P=80\%$. По приведенным картам видно, что рассматриваемый водосбор расположен выше изолиний $0,5 \text{ л/(с} \cdot \text{км}^2)$ и относится к зоне переменного увлажнения согласно примечанию к табл. 8.6. Для водосбора р. Дона у г. Георгию-Деж, расположенного в зоне переменного увлажнения, расчетная ежегодная обеспеченность минимальных расходов, согласно условиям хозяйственного их использования, указанного в упражнении, по табл. 8.6 принимается $P=80\%$.

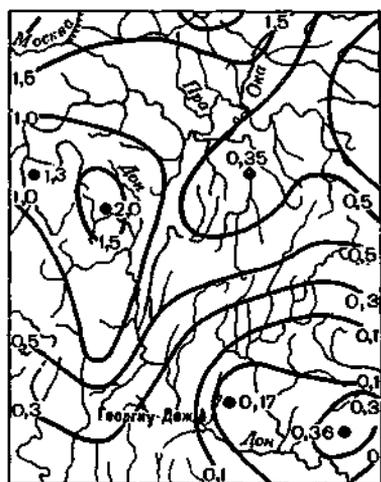


Рис. 8.1. 30-дневный зимний сток рек обеспеченностью $P=80\%$.

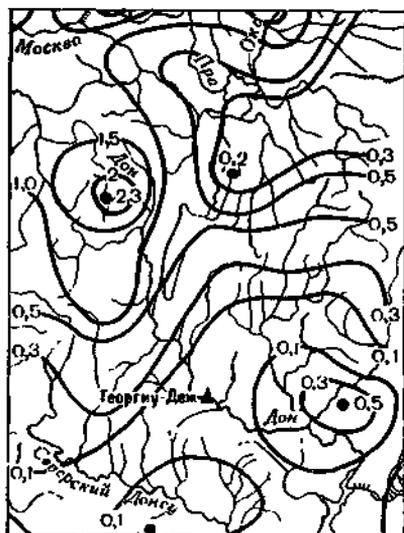


Рис. 8.2. Минимальный 30-дневный летне-осенний сток рек обеспеченностью $P=80\%$.

2. Определение обеспеченности наблюдаемых минимальных расходов производится по табл. 8.7. Расходы располагаются в убывающем порядке и их вероятность превышения $P\%$ эмпирических точек минимальных расходов определяется по формуле (5.16). На клетчатке вероятностей с умеренной асимметричностью (рис. 8.3) выбирается масштаб и наносятся точки наблюдаемых расходов с соответственной вероятностью превышения.

Нанесенные на рис. 8.3 точки располагаются достаточно тесно и при построении аналитической кривой будут использоваться для анализа соответствия эмпирических значений аналитическим.

3. Для вычисления параметров аналитической кривой обеспеченности при $C_r \leq 0,5$ применяется метод моментов. Для

Вычисление методом моментов параметров кривой обеспеченности минимальных расходов

р. Дон — г. Георгиу-Деж, 1895—1940; 1945—1947 гг.

№ п/п	Год	Q м³/с	Q _{мин} в убывающем порядке	Вероятность превышения P%	$K = \frac{Q_i}{Q_0}$	(K-1)	(K-1)²
1	1895	88,0	119	1,42	1,02	0,02	0,0004
49	1947	83,4	51,0	98,6	0,59	0,41	0,1681
	Сумма n	4210 49		—	—	-0,02	1,1300
	Среднее	85,9					

обоснования выбора метода расчета определим коэффициент изменчивости C_v . По карте 5.2 видим, что выбранный бассейн расположен в зоне изолиний коэффициента изменчивости годового стока $C_v < 0,5$ (сравнение с C_v годового стока является некоторым допущением). Можно C_v предварительно определить по

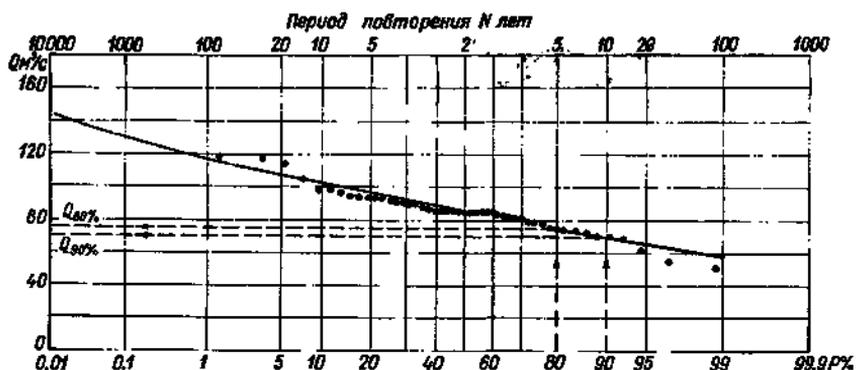


Рис. 8.3. Кривая обеспеченности минимальных средних суточных расходов воды р. Дона у г. Георгиу-Деж при $Q_0 = 85,9$ м³/с; $C_v = 0,15$; $C_s = 2C_v$.

аналогии с изученными бассейнами. Вычисление параметров аналитической кривой обеспеченности Q_0 , C_v и C_s производится по табл. 8.7 согласно указаниям упражнения 5.2. Среднее многолетнее значение минимального расхода $Q_0 = \frac{\sum_{i=1}^n Q_i}{n} = 85,9$ м³/с.

Коэффициент вариации $C_v = \sqrt{\frac{\sum (K-1)^2}{n-1}} = \frac{1,1300}{48} = 0,15$.

Относительная средняя квадратическая ошибка коэффициента изменчивости по формуле (5.21) равна

$$\varepsilon_{C_v} = \sqrt{\frac{1 + C_v^2}{2n}} 100\% = \sqrt{\frac{1 + 0,15^2}{2 \cdot 49}} 100 = 10,3\%$$

Ошибка в пределах 10--15% указывает на достаточную длину ряда.

Коэффициент асимметрии получим методом подбора и прием вначале $C_s = 2C_v$.

4. Ординаты аналитической кривой обеспеченности, полученные по методу моментов при параметрах $Q_0 = 85,9 \text{ м}^3/\text{с}$, $C_v = 0,15$, $C_s = 0,30$ по приложению 2, приводятся в табл. 8.8 (приведена с сокращением).

Таблица 8.8

Ординаты аналитической кривой обеспеченности минимальных средних суточных расходов летне-осеннего периода

р. Дон — г. Георгиев-Деж, $Q_0 = 85,9 \text{ м}^3/\text{с}$, $n = 49$ лет, $C_v = 0,15$
 $C_s = 2C_v = 0,30$

$P\%$	0,01	0,1	1	...	80	90	99
K_P	1,67	1,52	1,38	...	0,878	0,814	0,688
$Q_P = K_P Q_0$	143	130	118	...	75,4	69,9	59,1

5. Построение аналитической кривой обеспеченности минимальных расходов производится по данным табл. 8.8 на клетчатке с умеренной асимметричностью на рис. 8.3. Написанная кривая хорошо совпадает с эмпирическими точками. Если аналитическая кривая при выбранном значении $C_s = 2C_v$ не согласуется с эмпирическими точками, следует производить расчеты ординат при $C_s = 1,5C_v$, $C_s = 2,5C_v$ и $C_s = 3C_v$.

В данном примере минимальные расходы заданной расчетной вероятности превышения $Q_{80\%}$ и $Q_{90\%}$ на рис. 8.3 обозначены стрелками.

По полученному расходу $Q_{80\%} = 75,4 \text{ м}^3/\text{с}$ рассчитаем модуль стока $M_{80\%} = \frac{75,4 \cdot 10^3}{69 \cdot 130} = 1,09 \text{ л}/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$. Для пересыхающих и промерзающих рек расходы заданной обеспеченности определяются по эмпирическим кривым. Если ряд минимальных расходов небольшой, то для приведения параметров кривой обеспеченности к многолетнему периоду строятся графики связи минимальных расходов данного створа с расходами в других створах или по реке-аналогу, причем можно использовать не только годовые, но и средние месячные расходы за период межени.

Если на минимальный сток влияют народнохозяйственные мероприятия более чем на 15%, то в расчетный расход вводятся поправки.

8.2. Расчет минимальных расходов воды при отсутствии наблюдений

Упражнение 8.3. Определить минимальные летне-осенние и зимние расходы воды и модули различной обеспеченности р. Чона — с. Туой-Хоя при отсутствии наблюдений.

Дано: 1. Выкопировки из карт минимального 30-дневного зимнего и летне-осеннего стока рек СССР обеспеченностью 80% масштаба 1 : 10 000 000 [76, приложение 11, 12] — рис. 8.4 и 8.5.
2. $F=42\ 600\text{ км}^2$.

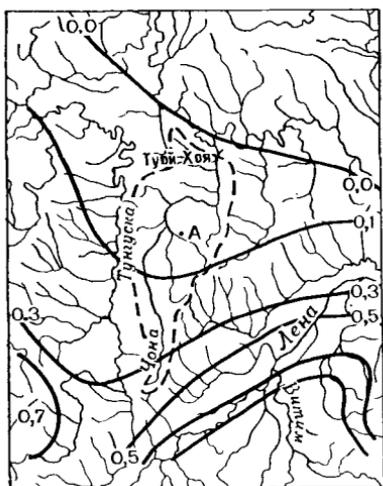


Рис. 8.4. 30-дневный зимний сток рек СССР обеспеченностью $P=80\%$.

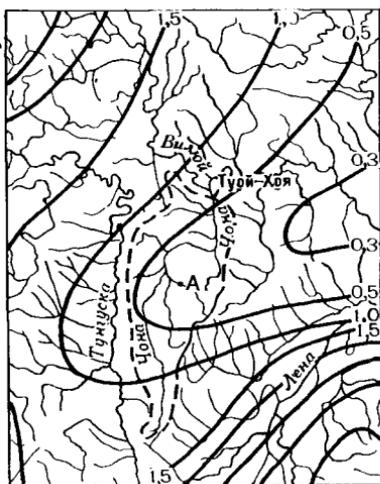


Рис. 8.5. Минимальный 30-дневный летне-осенний сток рек СССР обеспеченностью $P=80\%$.

Требуется: 1. Определить модули минимального стока 80%-ной обеспеченности по картам изолиний.

2. Ввести переходные коэффициенты и определить 30-дневные и средние суточные модули и расходы 75, 90, 95 и 97%-ной обеспеченности.

Решение: 1. Методика расчета минимальных расходов изменяется в зависимости от размеров водосборов. К средним водосборам относятся такие, площадь которых превышает приведенные в табл. 8.9, но не больше 75 000 км².

Водосбор р. Чоны у с. Туой-Хоя относится к среднему по величине.

По картам изолиний модулей минимального стока можно производить расчеты только для средних водосборов; карты изолиний нельзя использовать для водосборов с большими площадями озер и с распространением карста. На рис. 8.4 и 8.5

Таблица 8.9

Пределы площадей водосборов малых рек

Район [71, приложение 13, 14]	F км ²	
	Летне-осенний период	Зимний период
А	1 200	1 200
Б	1 500	1 500
В	2 000	1 800
Г	2 500	2 000
Д	5 000	2 500
Е	10 000	5 000

обозначены водоразделы, ограничивающие водосбор р. Чоны — Туой-Хоя. По намеченным их центрам в точках А интерполяцией определяются 30-дневные (средние месячные) модули: летне-осенний $M_{л. о 80\%} = 0,45$ л/(с · км²) и зимний $M_{з 80\%} = 0,035$ л/(с · км²). Соответственно расходы воды равны:

$$Q_{л. о 80\%} = \frac{M_{л. о 80\%} F}{1000} = \frac{0,45 \cdot 42 600}{1000} = 19,2 \text{ м}^3/\text{с},$$

$$Q_{з 80\%} = \frac{M_{з 80\%} F}{1000} = \frac{0,035 \cdot 42 600}{1000} = 1,49 \text{ м}^3/\text{с}.$$

Точность определения минимального стока по карте изолиний ГГИ составляет для увлажненных районов $\pm 10\%$, для районов недостаточного увлажнения и горных областей $\pm 20\%$. Для зимнего водосбора модули и расходы воды определены с точностью $\pm 10\%$.

2. Коэффициенты перехода от модулей 80%-ной обеспеченности, полученных по картам, к модулям различной обеспеченности приведены в табл. 8.10.

Таблица 8.10

Переходные коэффициенты λ_P для определения минимальных 30-дневных расходов воды (модулей стока) различной обеспеченности

Модуль по карте (приложение 12)	Обеспеченность, %					
	75	80	85	90	95	97
1	1,04	1,00	0,94	0,87	0,80	0,75
II	1,04	1,00	0,93	0,70	0,60	0,45
III						
IV						
V						
VI						
VII						
VIII						
IX						
X						
XI						
XII						
XIII						
XIV						
XV						
XVI						
XVII						
XVIII						
XIX						
XX						
XXI						
XXII						
XXIII						
XXIV						
XXV						
XXVI						
XXVII						
XXVIII						
XXIX						
XXX						
XXXI						
XXXII						
XXXIII						
XXXIV						
XXXV						
XXXVI						
XXXVII						
XXXVIII						
XXXIX						
XL						
XL I						
XL II						
XL III						
XL IV						
XL V						
XL VI						
XL VII						
XL VIII						
XL IX						
XL X						
XL XI						
XL XII						
XL XIII						
XL XIV						
XL XV						
XL XVI						
XL XVII						
XL XVIII						
XL XIX						
XL XX						
XL XXI						
XL XXII						
XL XXIII						
XL XXIV						
XL XXV						
XL XXVI						
XL XXVII						
XL XXVIII						
XL XXIX						
XL XXX						
XL XXX I						
XL XXX II						
XL XXX III						
XL XXX IV						
XL XXX V						
XL XXX VI						
XL XXX VII						
XL XXX VIII						
XL XXX IX						
XL XXX X						
XL XXX XI						
XL XXX XII						
XL XXX XIII						
XL XXX XIV						
XL XXX XV						
XL XXX XVI						
XL XXX XVII						
XL XXX XVIII						
XL XXX XIX						
XL XXX XX						
XL XXX XXI						
XL XXX XXII						
XL XXX XXIII						
XL XXX XXIV						
XL XXX XXV						
XL XXX XXVI						
XL XXX XXVII						
XL XXX XXVIII						
XL XXX XXIX						
XL XXX XXX						
XL XXX XXX I						
XL XXX XXX II						
XL XXX XXX III						
XL XXX XXX IV						
XL XXX XXX V						
XL XXX XXX VI						
XL XXX XXX VII						
XL XXX XXX VIII						
XL XXX XXX IX						
XL XXX XXX X						
XL XXX XXX XI						
XL XXX XXX XII						
XL XXX XXX XIII						
XL XXX XXX XIV						
XL XXX XXX XV						
XL XXX XXX XVI						
XL XXX XXX XVII						
XL XXX XXX XVIII						
XL XXX XXX XIX						
XL XXX XXX XX						
XL XXX XXX XXI						
XL XXX XXX XXII						
XL XXX XXX XXIII						
XL XXX XXX XXIV						
XL XXX XXX XXV						
XL XXX XXX XXVI						
XL XXX XXX XXVII						
XL XXX XXX XXVIII						
XL XXX XXX XXIX						
XL XXX XXX XXX						
XL XXX XXX XXX I						
XL XXX XXX XXX II						
XL XXX XXX XXX III						
XL XXX XXX XXX IV						
XL XXX XXX XXX V						
XL XXX XXX XXX VI						
XL XXX XXX XXX VII						
XL XXX XXX XXX VIII						
XL XXX XXX XXX IX						
XL XXX XXX XXX X						
XL XXX XXX XXX XI						
XL XXX XXX XXX XII						
XL XXX XXX XXX XIII						
XL XXX XXX XXX XIV						
XL XXX XXX XXX XV						
XL XXX XXX XXX XVI						
XL XXX XXX XXX XVII						
XL XXX XXX XXX XVIII						
XL XXX XXX XXX XIX						
XL XXX XXX XXX XX						
XL XXX XXX XXX XXI						
XL XXX XXX XXX XXII						
XL XXX XXX XXX XXIII						
XL XXX XXX XXX XXIV						
XL XXX XXX XXX XXV						
XL XXX XXX XXX XXVI						
XL XXX XXX XXX XXVII						
XL XXX XXX XXX XXVIII						
XL XXX XXX XXX XXIX						
XL XXX XXX XXX XXX						
XL XXX XXX XXX XXX I						
XL XXX XXX XXX XXX II						
XL XXX XXX XXX XXX III						
XL XXX XXX XXX XXX IV						
XL XXX XXX XXX XXX V						
XL XXX XXX XXX XXX VI						
XL XXX XXX XXX XXX VII						
XL XXX XXX XXX XXX VIII						
XL XXX XXX XXX XXX IX						
XL XXX XXX XXX XXX X						
XL XXX XXX XXX XXX XI						
XL XXX XXX XXX XXX XII						
XL XXX XXX XXX XXX XIII						
XL XXX XXX XXX XXX XIV						
XL XXX XXX XXX XXX XV						
XL XXX XXX XXX XXX XVI						
XL XXX XXX XXX XXX XVII						
XL XXX XXX XXX XXX XVIII						
XL XXX XXX XXX XXX XIX						
XL XXX XXX XXX XXX XX						
XL XXX XXX XXX XXX XXI						
XL XXX XXX XXX XXX XXII						
XL XXX XXX XXX XXX XXIII						
XL XXX XXX XXX XXX XXIV						
XL XXX XXX XXX XXX XXV						
XL XXX XXX XXX XXX XXVI						
XL XXX XXX XXX XXX XXVII						
XL XXX XXX XXX XXX XXVIII						
XL XXX XXX XXX XXX XXIX						
XL XXX XXX XXX XXX XXX						
XL XXX XXX XXX XXX XXX I						
XL XXX XXX XXX XXX XXX II						
XL XXX XXX XXX XXX XXX III						
XL XXX XXX XXX XXX XXX IV						
XL XXX XXX XXX XXX XXX V						
XL XXX XXX XXX XXX XXX VI						
XL XXX XXX XXX XXX XXX VII						
XL XXX XXX XXX XXX XXX VIII						
XL XXX XXX XXX XXX XXX IX						
XL XXX XXX XXX XXX XXX X						
XL XXX XXX XXX XXX XXX XI						
XL XXX XXX XXX XXX XXX XII						
XL XXX XXX XXX XXX XXX XIII						
XL XXX XXX XXX XXX XXX XIV						
XL XXX XXX XXX XXX XXX XV						
XL XXX XXX XXX XXX XXX XVI						
XL XXX XXX XXX XXX XXX XVII						
XL XXX XXX XXX XXX XXX XVIII						
XL XXX XXX XXX XXX XXX XIX						
XL XXX XXX XXX XXX XXX XX						
XL XXX XXX XXX XXX XXX XXI						
XL XXX XXX XXX XXX XXX XXII						
XL XXX XXX XXX XXX XXX XXIII						
XL XXX XXX XXX XXX XXX XXIV						
XL XXX XXX XXX XXX XXX XXV						
XL XXX XXX XXX XXX XXX XXVI						
XL XXX XXX XXX XXX XXX XXVII						
XL XXX XXX XXX XXX XXX XXVIII						
XL XXX XXX XXX XXX XXX XXIX						
XL XXX XXX XXX XXX XXX XXX						
XL XXX XXX XXX XXX XXX XXX I						
XL XXX XXX XXX XXX XXX XXX II						
XL XXX XXX XXX XXX XXX XXX III						
XL XXX XXX XXX XXX XXX XXX IV						
XL XXX XXX XXX XXX XXX XXX V						
XL XXX XXX XXX XXX XXX XXX VI						
XL XXX XXX XXX XXX XXX XXX VII						
XL XXX XXX XXX XXX XXX XXX VIII						
XL XXX XXX XXX XXX XXX XXX IX						
XL XXX XXX XXX XXX XXX XXX X						
XL XXX XXX XXX XXX XXX XXX XI						
XL XXX XXX XXX XXX XXX XXX XII						
XL XXX XXX XXX XXX XXX XXX XIII						

Рассматриваемый водосбор расположен на территории района I. Величина 30-дневного модуля и расхода воды заданной обеспеченности Q_P вычисляется по формулам:

$$M_P = M_{80\%} \lambda_P, \quad (8.1)$$

$$Q_P = Q_{80\%} \lambda_P, \quad (8.2)$$

где $M_{80\%}$ и $Q_{80\%}$ — модуль и расход по карте изолиний; λ_P — коэффициент по табл. 8.10. Принимаем $\lambda_{75\%} = 1,04$, $\lambda_{90\%} = 0,87$, $\lambda_{95\%} = 0,80$, $\lambda_{97\%} = 0,75$ и получаем величины 30-дневных летне-осенних модулей и расходов заданной обеспеченности:

$$M_{75\%} = 0,47 \text{ л/(с} \cdot \text{км}^2\text{)}; \quad Q_{75\%} = 20,0 \text{ м}^3/\text{с},$$

$$M_{90\%} = 0,39 \text{ л/(с} \cdot \text{км}^2\text{)}; \quad Q_{90\%} = 16,7 \text{ м}^3/\text{с},$$

$$M_{95\%} = 0,36 \text{ л/(с} \cdot \text{км}^2\text{)}; \quad Q_{95\%} = 15,4 \text{ м}^3/\text{с},$$

$$M_{97\%} = 0,34 \text{ л/(с} \cdot \text{км}^2\text{)}; \quad Q_{97\%} = 14,4 \text{ м}^3/\text{с}.$$

Средние суточные расходы различной обеспеченности определяются по соотношению

$$Q'_P = \lambda_P Q'_{80\%}, \quad (8.3)$$

где λ_P — коэффициент по табл. 8.10; $Q'_{80\%}$ — минимальный суточный расход воды 80%-ной обеспеченности, определенный по соотношению

$$Q'_{80\%} = K Q_{80\%}, \quad (8.4)$$

где $Q_{80\%}$ — минимальный 30-дневный расход воды 80%-ной обеспеченности для средних рек, определенный по картам (см. рис. 8.4 и 8.5); K — коэффициент по табл. 8.11.

Таблица 8.11

Значения K для определения минимального среднего суточного расхода воды 80%-ной обеспеченности

Номер района по карте [71, приложение 16]	Зимний период	Летне-осенний период
1 (I)	0,90	0,86
2 (II)	0,83	0,83
3 (III)	0,54	0,73
4	—	0,68
5	—	0,60
6	—	0,45

Примечание. Арабские цифры — номер района для летне-осеннего периода; римские — для зимнего периода. Карта районов приведена на рис. 8.6.

Данный водосбор по карте (рис. 8.6) для летне-осеннего и зимнего периода относится к району 3 (1). По табл. 8.11 значение K для соответствующих районов и периодов $K_3=0,90$ и $K_{л.о}=0,73$.

Минимальные средние суточные расходы заданной обеспеченности вычисляются по формулам (8.3) и (8.4) в следующей последовательности: $Q_{3,80\%}=0,90 \cdot 1,49=1,27 \text{ м}^3/\text{с}$; $Q_{л.о,80\%}=0,73 \cdot 19,2=14,0 \text{ м}^3/\text{с}$. Далее по формуле (8.3) при известных значениях λ_p рассчитываются все средние суточные расходы заданной обеспеченности: $Q'_{3,75\%}=1,32 \text{ м}^3/\text{с}$; $Q'_{3,90\%}=1,10 \text{ м}^3/\text{с}$; $Q'_{3,95\%}=1,02 \text{ м}^3/\text{с}$; $Q'_{3,97\%}=1,27 \text{ м}^3/\text{с}$ и $Q'_{л.о,75\%}=14,6 \text{ м}^3/\text{с}$; $Q'_{л.о,90\%}=12,1 \text{ м}^3/\text{с}$; $Q'_{л.о,95\%}=11,2 \text{ м}^3/\text{с}$; $Q'_{л.о,97\%}=10,5 \text{ м}^3/\text{с}$.

Упражнение 8.4. Определить минимальные зимние и летне-осенние расходы обеспеченностью 95% для малого водосбора (р. Угохан — ст. А).

Дано: $F=472 \text{ км}^2$.

Требуется: 1. Вычислить средние месячные зимний и летне-осенний расходы 80%-ной обеспеченности.

2. Вычислить средние месячные и средние суточные 95%-ной обеспеченности.

Решение: 1. р. Угохан у ст. А. относится к малым рекам, и минимальные расходы по картам изолиний определять нельзя. Для расчетов предлагается формула

$$Q_{80\%}=10^{-3}a(F+f_0)^n, \quad (8.5)$$

где $Q_{80\%}$ — минимальный 30-дневный расход 80%-ной обеспеченности для зимнего или летне-осеннего периода, $\text{м}^3/\text{с}$; F — площадь водосбора, км^2 ; a , n , f_0 — параметры, определяемые в зависимости от географических районов и зимнего или летне-осеннего периодов. Формула может быть применима для водосборов с площадью, приведенной в табл. 8.9, но не менее 20 км^2 для увлажненных районов и 50 км^2 для районов недостаточного увлажнения.

Формула (8.5) не может быть использована для рек с озерным регулированием, расположенных в районах распространения карста, а также при хозяйственном их использовании.

Для установления значений параметров надо предварительно узнать номер района по картам районов для определения

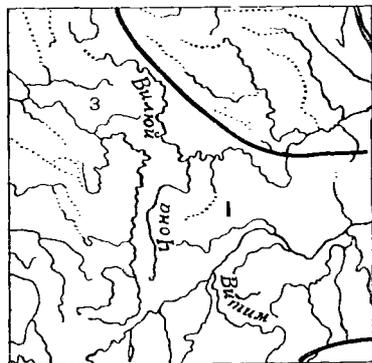


Рис. 8.6. Районы для определения минимального среднего суточного расхода 80%-ной обеспеченности в зимний и летний периоды.

минимального 30-дневного стока 80%-ной обеспеченности на малых реках летне-осеннего и зимнего периодов масштаба 1 : 10 000 000, приведенным в работе [71, приложение 13, 14]. Река Угохан является притоком р. Бурей (бассейн нижнего течения р. Амура) и по карте для летне-осеннего периода относится к району 124, для зимнего периода к району 136. После определения номеров районов значения параметров a , n и f_0 определяются по приложению 15 [71] (табл. 8.12).

Таблица 8.12

Значения параметров a , n и f_0

Номер района	Зимний период			Летне-осенний период		
	a	n	f_0	a	n	f_0
136	0,01	1,17	-1000			
124				+10	0,91	0

Если параметр f_0 отрицательный, а по абсолютной величине превышает значение F , то $Q_{80\%}$ принимается равным нулю.

Минимальный зимний 30-дневный расход 80%-ной обеспеченности по формуле (8.5) при известных параметрах равен

$$Q_{z80\%} = 10^{-3} \cdot 0,01 [472 + (-1000)]^{1,17} = 0 \text{ м}^3/\text{с}.$$

Минимальный летне-осенний 30-дневный расход 80%-ной обеспеченности по формуле (8.5) равен

$$Q_{л.о80\%} = 10^{-3} \cdot 10 (472 + 0)^{0,91} = 2,69 \text{ м}^3/\text{с}.$$

2. Вычисление минимальных средних месячных и средних суточных расходов воды 95%-ной обеспеченности для летне-осеннего и зимнего периодов производится аналогично указаниям упражнения 8.3, здесь приведены только окончательные данные: минимальный средний месячный расход 95% ной обеспеченности летне-осеннего периода $Q_{95\%} = 2,15 \text{ м}^3/\text{с}$ и средний суточный $Q_{95\%} = 0,95 \text{ м}^3/\text{с}$; минимальные зимние средние месячные и суточные расходы равны нулю.

Упражнение 8.5. Определить минимальные расходы р. При — г. Спас-Клепкино обеспеченностью 80, 90 и 95%.

Дано: 1. Средние годовые расходы заданной обеспеченности: $Q_{год80\%} = 8,15 \text{ м}^3/\text{с}$, $Q_{год90\%} = 7,34 \text{ м}^3/\text{с}$, $Q_{год95\%} = 6,32 \text{ м}^3/\text{с}$.

2. Распределение стока по месяцам в процентах от годового за год с низкой меженью (табл. 8.13).

Требуется: 1. Установить месяц, в котором сток в процентах от годового будет наименьшим.

Внутригодовое распределение стока в %
р. Пра — г. Саяс-Кленки

Характеристика водности года	Сток в процентах от годового					За год	Средний расход Q м ³ /с
	I	II	...	X	XI		
Год с минимальным значением расходов в летнюю межень — 1933 г.	1,0	1,5	...	4,8	3,8	100	5,77

2. Определить минимальные расходы заданной обеспеченности.

Решение: 1. Метод расчета заключается в следующем. Для рек, по которым имеются кривые обеспеченности годового стока и месячное распределение стока в процентах от годового для года с низкой меженью, минимальный расход заданной обеспеченности может быть вычислен по формуле

$$Q_{\text{мин } P\%} = \frac{aQ_{P\%}12}{100}, \quad (8.6)$$

где a — наименьший процент месячного распределения стока для года с низкой меженью; $Q_{P\%}$ — средний годовой расход заданной обеспеченности.

Рассмотрим применение этого метода на данном примере. Из табл. 8.13 видно, что в январе процент месячного стока будет наименьшим, $a=1\%$.

2. Минимальный расход обеспеченностью 80% определим по формуле (8.6)

$$Q_{\text{мин } 80\%} = \frac{1 \cdot 8,15 \cdot 12}{100} = 0,98 \text{ м}^3/\text{с}.$$

Аналогично вычисляем минимальные расходы для другой обеспеченности:

$P\%$	80	90	95
Q м ³ /с	0,98	0,75	0,52

Данным методом можно рассчитать минимальные расходы заданной обеспеченности для неизученного района при отсутствии материалов наблюдений, пользуясь картами годовых модулей стока и указаниями упражнения 5.9; распределение стока по месяцам можно определить по методу аналогии с ближайшими районами.

Упражнение 8.6. Определить при отсутствии наблюдений минимальные зимние и летние расходы воды 97%-ной обеспеченности для водосбора, расположенного в горной территории Средней Азии.

Дано: $F=10\,500\text{ км}^2$ (р. Нарын — г. Нарын); $H_{ср}=3570\text{ м}$.

Требуется: 1. Определить средний месячный минимальный модуль 80%-ной обеспеченности.

2. Ввести переходные коэффициенты и определить расходы воды средний месячный и средний суточный 97%-ной обеспеченности.

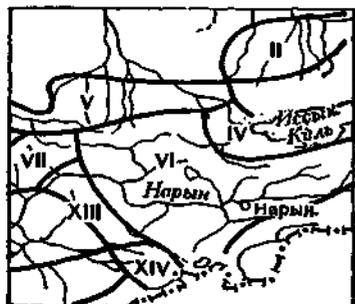


Рис. 8.7. Основы для определения минимального 30-дневного стока 80%-ной обеспеченности на малых реках СССР в зимний период.

Решение: для горных территорий месячный минимальный сток можно определять по связи модуля минимального стока со средней высотой водосбора $M_{мес}=f(H_{ср})$.

Для Средней Азии произведено районирование водосборов (рис. 8.7). Определяется номер района, в данном примере водосбор р. Нарын у г. Нарына относится к району VI. Минимальный модуль стока 80%-ной обеспеченности определяется по табл. 8.14.

При $H_{ср}=3570\text{ м}$ модули определяются интерполяцией:
 $M_z=1,72\text{ л/(с}\cdot\text{км}^2)$; $M_{л}=6,78\text{ л/(с}\cdot\text{км}^2)$ и соответственные

Таблица 8.14

Модули минимального 30-дневного стока обеспеченностью 80% в зависимости от высоты водосбора для горной территории Средней Азии

№ района по рис. 8.7	Средняя высота водосбора, м	$M_{мес\ 80\%}\text{ л/(с}\cdot\text{км}^2)$	
		зимний	летний
VI	3400	2,40	6,10
	3800	0,80	7,70

Примечания: 1. Полностью таблица приведена в «Руководстве по определению расчетных гидрологических характеристик» [71].

2. Промежуточные значения отметок средней высоты водосбора, модулей зимних и летних устанавливаются интерполяцией.

$$\text{им расходы } Q_{z 80\%} = \frac{1,72 \cdot 10\,500}{1000} = 18,1 \text{ м}^3/\text{с} \text{ и } Q_{л 80\%} = \frac{6,78 \cdot 10\,500}{1000} = 71,2 \text{ м}^3/\text{с}.$$

Минимальный средний месячный зимний расход 97%-ной обеспеченности при $\lambda_p = 0,75$ (см. табл. 8.10) $Q_{z 97\%} = \lambda_{97\%} Q_{z 80\%} = 0,75 \cdot 18,1 = 13,6 \text{ м}^3/\text{с}$, а минимальный летний расход равен $Q_{л 97\%} = 0,75 \cdot 71,2 = 54,4 \text{ м}^3/\text{с}$.

Минимальные средние суточные расходы определяются согласно указаниям упражнения 8.2 и ввиду простоты расчета не приводятся.

Упражнение 8.7. Определить минимальный средний месячный зимний расход воды 80%-ной обеспеченности в истоке реки, вытекающей из озера.

Дано: 1. Емкость озера в пределах многолетней амплитуды колебания уровня воды $W_s = 1250 \text{ км}^3$.

2. Средний многолетний годовой приток в озеро $W = 372 \text{ км}^3$.

3. По «Карте минимального 30-дневного стока рек СССР обеспеченностью 80%» масштаб 1 : 10 000 000 модуль стока для водосбора-аналога неозерной реки $M_{a 80\%} = 1,5 \text{ л}/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$.

4. Площадь водосбора реки-аналога $F_a = 1020 \text{ км}^2$.

5. Средний годовой расход воды реки-аналога $Q_0 = 23,4 \text{ м}^3/\text{с}$.

Требуется: рассмотреть методику и произвести расчет расхода 80%-ной обеспеченности.

Решение: вычисляется расход $Q_{п. оз. а}$ для неозерной реки-аналога, если известны модуль стока по карте и площадь водосбора

$$Q_{п. оз. а} = \frac{M_{a 80\%} F_a}{1000} = \frac{1,5 \cdot 1020}{1000} = 1,53 \text{ м}^3/\text{с}.$$

Минимальный средний месячный зимний расход 80%-ной обеспеченности в истоке реки, вытекающей из озера, определяется по формуле

$$Q_{оз. мес 80\%} = 0,7 Q_{п. оз. мес 80\%} + 0,26 \beta Q_0, \quad (8.7)$$

где $Q_{оз. мес 80\%}$ — искомый расход воды озерной реки; $Q_{п. оз. мес 80\%}$ — зимний минимальный средний месячный 80%-ной обеспеченности расход неозерной реки; β — относительная емкость озера по формуле

$$\beta = \frac{W_s}{W}, \quad (8.8)$$

где W_s — емкость озера в пределах многолетней амплитуды колебания озера, км^3 ; W — средний многолетний годовой приток в озеро.

Подставляя известные значения, имеем $\beta = \frac{1250}{372} = 3,4$,

$$Q_{\text{оз. мес 80\%}} = 0,7Q_{\text{п. оз. мес 80\%}} + 0,26\beta Q_0 = 0,7 \cdot 1,53 + + 0,26 \cdot 3,4 \cdot 23,4 = 1,07 + 20,5 = 22,2 \text{ м}^3/\text{с}.$$

При необходимости получить значения другой обеспеченности и перейти к средним суточным значениям следует вводить коэффициенты согласно упражнению 8.3.

Если необходимо рассчитать минимальный расход воды реки, вытекающей из озера, для створа, расположенного значительно ниже истока, то к рассчитанному выше расходу $Q_{\text{оз. мес 80\%}}$ следует прибавить значения среднего многолетнего минимального расхода боковой приточности, методика расчета которого изложена в упражнении 5.6. Следует только учитывать, что расчетный расход боковой приточности должен соответствовать расчетной обеспеченности минимального расхода, рассчитанного для истока по данному упражнению.

9. ВОПРОСЫ ВЗАИМОСВЯЗИ ПОВЕРХНОСТНЫХ И ПОДЗЕМНЫХ ВОД

9.1. Методы расчленения гидрографов речного стока

Упражнение 9.1. Произвести расчленение гидрографа общего стока р. Сейм — г. Рыльск по видам питания методом Б. И. Куделина.

Дано: 1. Гидрограф за 1946 г. (рис. 9.1), сроки половодья (табл. 9.1). 2. $F=18\,090\text{ км}^2$, длина водосбора $L=346\text{ км}$.

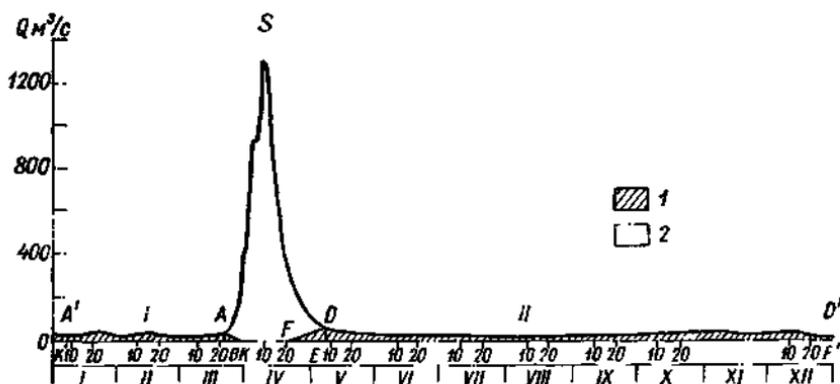


Рис. 9.1. Гидрограф р. Сейм — г. Рыльск за 1946 г.

1 — подземный сток, 2 — поверхностный сток.

Таблица 9.1

Даты фаз половодья
р. Сейм, 1946 г.

Водомерные посты	Начало	Пик	Окончание	Расстояние между постами, км
Верховье р. Зуевки	23/III	5/IV	13/IV	274
г. Рыльск	26/III	11/IV	8/V	

3. Среднесвзвешенное годовое количество осадков в бассейне по 10 станциям $X = 332$ мм.

4. Подземное питание осуществляется за счет стока грунтовых вод из водоносных горизонтов, гидравлически связанных и не связанных с рекой.

5. Средний годовой расход $Q = 86,4$ м³/с; сток родников из водоносных горизонтов, гидравлически не связанных с рекой, приведен в табл. 9.2.

Таблица 9.2

Объем родникового стока

Месяц	q м ³ /с	Число секунд в месяце $t \cdot 10^6$	Объем стока за месяц $W = qt \cdot 10^6$ м ³
I	0,45	2,68	1,21
II	0,45	2,42	1,09
III	0,45	2,68	1,21
IV	0,90	2,59	2,32
XI	0,67	2,59	1,74
XII	0,67	2,68	1,21
		Сумма	17,10

Требуется: 1. Рассмотреть общие положения метода.

2. Выделить грунтовый сток в период половодья.

3. Определить объем стока за год.

4. Вычислить характеристики стока: а) поверхностного и б) грунтового.

Решение: 1. Расчленение гидрографа общего стока заключается в графическом выделении на гидрографе объемов воды, сформированных различными источниками питания (дождевое, снеговое, подземное, ледниковое). При оценке естественных ресурсов или подземного питания применение метода генетического расчленения гидрографа, как указывает О. В. Попов [62], теоретически обосновано тем, что в среднем многолетняя величина питания подземных вод эквивалентна подземному стоку зоны интенсивного водообмена. Наиболее подробно, на первом этапе, вопрос был разработан Б. И. Куделиным [44].

Подземное питание рек осуществляется за счет стока в реки грунтовых и артезианских вод. Динамика подземного стока из отдельных водоносных горизонтов зависит от степени гидравлической связи этих горизонтов с рекой, схема которых представлена на рис. 9.2.

а. Водоносные горизонты, не имеющие гидравлической связи с рекой. Режим стока из этих горизонтов близок к режиму поверхностного стока с некоторым смещением фаз хода уровня вправо (запаздывание) по оси времени.

б. Водоносные горизонты, гидравлически связанные с рекой. Режим стока из этих горизонтов имеет противоположную направленность фаз по сравнению с поверхностными водами. Максимуму поверхностного стока соответствует минимум подземного стока.

в. Водоносные горизонты, имеющие периодическую гидравлическую связь с рекой. Режим стока из этих горизонтов имеет

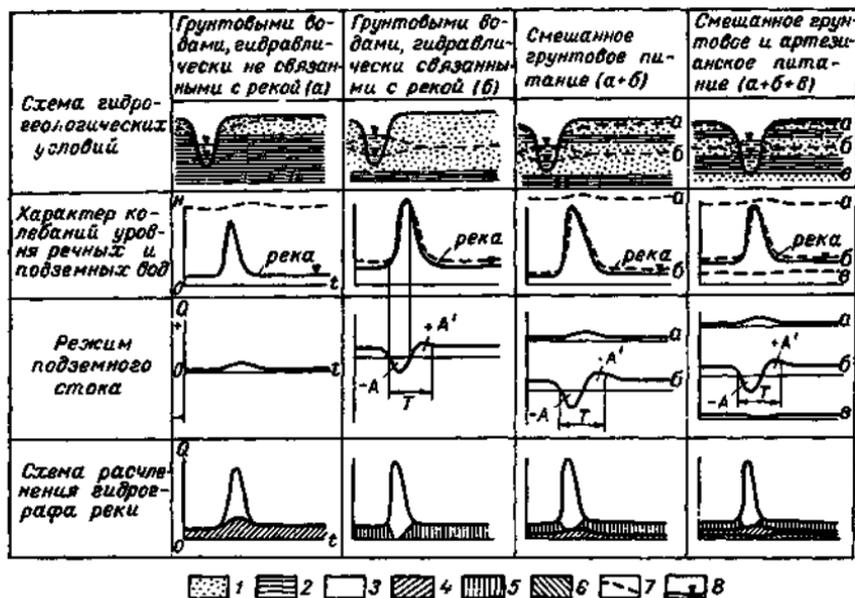


Рис. 9.2. Типовые схемы расчленения гидрографа реки в зависимости от гидрогеологических условий и режима подземного стока в реку (по Б. И. Куделину).

1 — время; Q — расход; T — время берегового регулирования; $-A$ и $+A$ — объемы подземного стока, принимающие участие в береговом регулировании; 1 — водоносные породы, 2 — водоупорные породы, 3 — поверхностный сток в реку, 4 — подземный сток в реку при условии «а», 5 — то же при условии «б», 6 — подземный сток в реку из артезианских (напорных) пластов, 7 — уровень подземных вод, 8 — уровень речных вод.

смешанный характер. При низких горизонтах реки их режим соответствует схеме «а», при высоких — схеме «б». Смешанное грунтовое и артезианское питание представлено на рис. 9.2 схемой (а+б+в).

При восходящей стадии весеннего половодья в прибрежной зоне образуются обратные гидравлические уклоны грунтового потока и происходит инфильтрация речных вод в берега.

При спаде половодья зеркало грунтового потока приобретает наклон к реке и начинается обратный сток в реку профильтровавшейся в берега речной воды. Б. И. Куделин условно называет «береговым регулированием поверхностного стока» явление

инфильтрации речных вод в берега в восходящей стадии половодья и возврат их в реку на спаде половодья.

В последнее время развивается вопрос о составлении русловых водных балансов, в которых производится учет воды, участвующей в береговом регулировании. Общая продолжительность берегового регулирования поверхностного стока соответствует времени T (рис. 9.2), равному приблизительно общему периоду весеннего половодья. Гидрологическое значение берегового регулирования состоит в том, что поверхностный сток, сформировавшийся за счет снеговых вод и атмосферных осадков, поступивший склоновым стоком до створа реки, благодаря взаимодействию с берегами и грунтовыми водами прибрежной зоны временно теряется для поверхностного стока, превращаясь в грунтовые воды (отрицательный подземный сток — A , рис. 9.2, б; $a+b$; $a+b+v$). Эти воды сохраняются в берегах в период восходящей стадии половодья (вследствие подпора от высоких вод в реке) и после пика половодья возвращаются в реку и увеличивают сток реки на спаде половодья (положительный подземный сток $+A'$).

Таким образом, в процессе берегового регулирования происходит лишь перераспределение поверхностного стока внутри весеннего половодья.

Подземное питание рек за счет основных запасов подземных вод водосбора в период высоких уровней резко сокращается, а для случая полной гидравлической связи грунтовых вод с рекой подземное питание в период половодья можно принять равным нулю. При этом следует учитывать размер водосбора и закономерности развития подземного стока.

При смешанном питании необходимо учитывать сток из источников и родников, расположенных выше высоких уровней в реке.

2. Выделение грунтового стока на гидрографе р. Сейм — г. Рыльск связано со следующим порядком вычислений:

а. Начало весеннего половодья во всем бассейне отмечается одновременно 23 марта, поэтому и прекращение стока грунтовых вод в реку из водоносных горизонтов, гидравлически связанных с рекой, наступает одновременно. На рис. 9.1 это отмечено линией AB , соответствующей 23 марта. Подземное питание (вследствие подпора) прекратилось с 23 марта, но грунтовые воды, поступившие в русло в верховьях до 23 марта, стекают вниз по реке вместе с паводочной волной. Скорость добегаания рассчитана по датам наступления пика половодья в верхнем створе — Зуевке $t_1=5/IV$, и в замыкающем створе — Рыльске $t_2=11/IV$. Расстояние между указанными створами $L'=274$ км. Скорость добегаания вычисляем по формуле

$$v_{\text{доб}} = \frac{L'}{t_2 - t_1}, \quad v_{\text{доб}} = \frac{274}{11/IV - 5/IV} = \frac{274}{6} = 46 \text{ км/сутки.} \quad (9.1)$$

Расстояние от верховьев р. Сэйма до замыкающего створа у г. Рыльска равно $L=346$ км и время T , за которое грунтовые воды пройдут из верховий до замыкающего створа, определяется по формуле

$$T = \frac{L}{v}, \quad (9.2)$$

где v — скорость добегаания; $T = 346 : 46 = 7,5$ суток ≈ 8 суток. Следовательно, грунтовые воды из самых отдаленных частей водосбора будут стекать до 31 марта (23/III + 8 суток = 31/III) и на гидрографе соответственно этой дате отметим точку K . Снижение расхода грунтовых вод, проходящих г. Рыльск транзитом, будет проходить по прямой AK .

б. В замыкающем створе у г. Рыльска до окончания половодья 8 мая (точка D на гидрографе) происходит береговое регулирование поверхностного стока и грунтовое питание отсутствует; отметим это вертикальной линией DE .

В верховьях бассейна половодье окончилось 13 апреля и с этого момента в речную сеть стали поступать воды за счет основных запасов грунтовых вод в бассейне из водоносных горизонтов, гидравлически связанных с рекой. Эти воды достигнут расчетного створа согласно предыдущего через 8 суток от даты окончания половодья в верховьях, т. е. 21 апреля. Эту дату на гидрографе отметим точкой F .

С 21 апреля с каждым днем в замыкающем створе расход грунтовых вод будет увеличиваться вследствие поступления грунтовых вод с менее удаленных частей бассейна. Нарастание расхода грунтовых вод будет происходить по прямой FD . 8 мая закончится береговое регулирование поверхностного стока по всему бассейну, и к этому времени заканчивается сток талых снеговых вод и река полностью переходит на грунтовое питание. Как видно из гидрографа, паводки в 1946 г. отсутствовали и вся остальная часть гидрографа относится к подземному стоку.

3. После произведенных расчетов на гидрографе, представляющем общий годовой сток (см. рис. 9.1), выделяются следующие площади:

$KASDFK$ — площадь поверхностного снегового стока, $A'AKK'$ (I) и $FDD'F'F$ (II) — площади грунтового стока (заштрихованные).

По гидрографу можно определить следующие объемы стока за год: объем годового стока W м³, объем поверхностного снегового стока $W_{\text{п}}$ м³, объем грунтового стока $W_{\text{гр}}$ м³.

Указанные объемы можно вычислить по гидрографу двумя приемами: 1) последовательным планиметрированием площадей: всего гидрографа, поверхностного снегового и грунтового стока; 2) вычислить объем годового стока аналитически, спланиметрировать площадь поверхностного снегового стока и объем грунтового стока получить вычитанием. Из-за неточности

планиметрирования узких площадей второй прием более точный и менее трудоемкий.

Объем общего речного стока вычисляется по формуле

$$W = QT' = 82,4 \cdot 31,54 \cdot 10^6 = 2598,89 \cdot 10^6 \text{ м}^3.$$

Объем поверхностного стока за период снегового половодья определяется планиметрированием. Объем поверхностного снегового стока (площадь $KASDFK$) равен $W_{\text{п}} = 1680,72 \cdot 10^6 \text{ м}^3$.

Объем грунтового стока $W_{\text{гр}}$ вычисляется по формуле

$$W_{\text{гр}} = W'_{\text{гр}} + W''_{\text{гр}}, \quad (9.3)$$

где $W'_{\text{гр}}$ — объем грунтового стока за период межени из водоносных горизонтов, гидравлически связанных с рекой,

$$W'_{\text{гр}} = W - W_{\text{п}}. \quad (9.4)$$

Для данного примера $W'_{\text{гр}} = 2598,89 \cdot 10^6 - 1680,72 \cdot 10^6 = 918,17 \cdot 10^6 \text{ м}^3$. $W''_{\text{гр}}$ — объем родникового стока источников, выходящих выше уровня воды в реке, за период половодья из водоносных горизонтов, гидравлически не связанных с рекой. В табл. 9.2 приведен расчет объемов родникового стока за год.

Из объема родникового стока за год следует выделить объем стока за период половодья с 23 марта по 8 мая; за период межени этот сток учтен гидрометрическими наблюдениями. В табл. 9.3 рассчитывается родниковый сток за период с 23/III по 8/V.

Таблица 9.3

Расчет родникового стока

Месяц	Период	Число суток	Число секунд $t \cdot 10^6$	Средний расход за месяц $q \text{ м}^3/\text{с}$	Объем стока за период $W = qt \cdot 10^6 \text{ м}^3$
III	23/III—31/III	9	0,78	0,45	0,35
IV	1/IV—30/IV	30	2,59	0,90	2,33
V	1/V—8/V	8	0,69	0,67	0,46
$W''_{\text{гр}} = 3,14$					

Общий грунтовый сток р. Сейма у г. Рыльска по формуле (9.4):

$$W_{\text{гр}} = 918,17 \cdot 10^6 + 3,14 \cdot 10^6 = 921,31 \cdot 10^6 \text{ м}^3.$$

4. Вычисление характеристик стока.

а. Поверхностный сток:

1) слой общего годового стока по формуле (5.10)

$$Y_{\text{г}} = \frac{W}{F \cdot 10^3} = \frac{2598,89}{18\,090 \cdot 10^3} = 144 \text{ мм};$$

2) слой поверхностного снегового стока

$$Y_n = \frac{1680,72 \cdot 10^6}{18\,090 \cdot 10^3} = 93 \text{ мм};$$

3) модуль годового стока по формуле (5.13)

$$M_r = 0,0317 Y_r = 0,0317 \cdot 144 = 4,6 \text{ л/(с} \cdot \text{км}^2\text{)};$$

4) коэффициент годового стока по формуле (5.14)

$$\eta = \frac{Y}{X} = \frac{144}{332} = 0,43.$$

б. Грунтовый сток вычисляется по формулам, аналогичным для расчета поверхностного стока в упражнениях 5.10, 5.13, 5.41:

1) слой грунтового стока

$$Y_{гр} = \frac{W_{гр}}{F \cdot 10^3}, \quad (9.5)$$

$$Y_{гр} = \frac{921,31 \cdot 10^6}{18\,090 \cdot 10^3} = 51 \text{ мм};$$

2) модуль грунтового стока

$$M_{гр} = \frac{W_{гр}}{F \cdot 31,54 \cdot 10^3}, \quad (9.6)$$

$$M_{гр} = \frac{921,31 \cdot 10^6}{18\,090 \cdot 31,54 \cdot 10^3} = 1,6 \text{ л/(с} \cdot \text{км}^2\text{)};$$

3) коэффициент грунтового стока

$$\eta_{гр} = \frac{Y_{гр}}{X}, \quad (9.7)$$

$$\eta_{гр} = \frac{51}{332} = 0,15;$$

4) грунтовый сток от общего речного стока равен $\frac{51 \cdot 100}{144} = 35,4\%$.

При наличии летних паводков ввиду отсутствия необходимых данных расчет для каждого пика не производится, а срезка делается на основании общих закономерностей режима грунтового стока.

Упражнение 9.2. Рассчитать величину подземного питания в реку по гидрографу р. Неман — г. Столбы за период паводка методом О. В. Попова.

Дано: гидрограф половодья за 1968 г. (рис. 9.3).

Требуется: 1. Рассмотреть типы режима подземного стока в реку, предложенные О. В. Поповым.

2. Рассчитать объем поверхностного и подземного стока по гидрографу и коэффициент подземного питания реки.

Решение: 1. В развитие ранее разработанных типизаций режима подземного стока в реки О. В. Поновым [62, 63] предложены следующие рекомендации. При оценке сложного водообмена между рекой и подземными водами в различных условиях гидравлической взаимосвязи берегового регулирования в период половодья и паводков для нисходящего и подпорного режима рассматривается соотношение характерных подземных расходов: Q_n — до начала подъема уровня речных вод; Q_p — в период половодья и паводков; Q_k — в период спада.

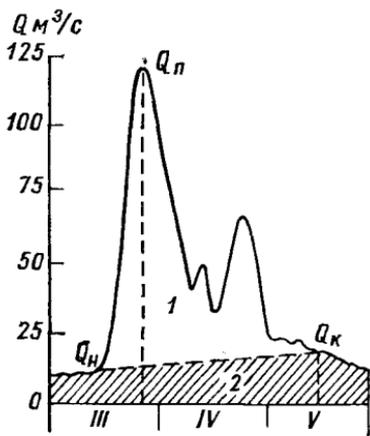


Рис. 9.3. Гидрограф р. Неман — г. Столбцы, 1968 г.

1 — поверхностный сток, 2 — подземный сток.

При нисходящем режиме подземного стока в реки в условиях отсутствия гидравлической связи водоносного пласта и при гидравлической связи при слабом влиянии подпора на режим подземных вод прибрежной зоны наблюдается закономерность, приведенная на рис. 9.4. Соотношение расходов при этом будет:

$$а) Q_n < Q_p, \quad Q_p > Q_k; \quad (9.8)$$

$$б) Q_n < Q_p; \quad Q_n < Q_k. \quad (9.9)$$

Как видно из рис. 9.4 и приведенных соотношений расходов, при нисходящем режиме расход подземного притока в реку в период подъема уровня речных вод будет увеличиваться.

При подпорном режиме подземного стока в реки в условиях гидравлической связи водоносного пласта подъем уровня речных вод вследствие подпора приводит к образованию обратных уклонов и наблюдаются закономерности типа «в» и «г», приведенные на рис. 9.4. Соотношение расходов при этом:

$$в) Q_n > Q_p, \quad Q_p < 0, \quad Q_n < Q_k; \quad (9.10)$$

$$г) Q_n > Q_p, \quad Q_p > 0, \quad Q_n < Q_k. \quad (9.11)$$

В случае режима по схеме «в» максимум речного стока соответствует минимуму подземного притока, что соответствует отрицательной фазе подземного стока по Б. И. Куделину. В определенных условиях подпор сокращает подземный сток в реку, но в период половодья происходит подземное питание реки по типу «г».

2. На рис. 9.3 приведен гидрограф р. Неман — г. Столбцы, который можно отнести к рассматриваемому выше типу нисходящего режима «б». При значении $Q_n = 12,5 \text{ м}^3/\text{с}$; $Q_p = 14,0 \text{ м}^3/\text{с}$

и $Q_{\text{н}}=17,5 \text{ м}^3/\text{с}$ получим подтверждение соотношений (9.9): $12,5 < 14,0 \text{ м}^3/\text{с}$ и $14,0 < 17,5 \text{ м}^3/\text{с}$.

На рис. 9.3 незаштрихованная часть гидрографа соответствует поверхностному объему стока, а заштрихованная состав-

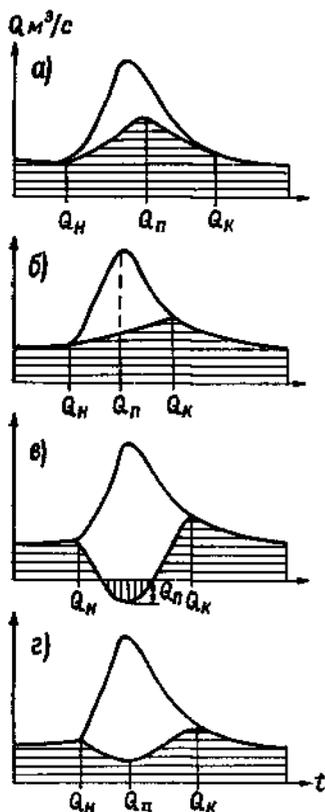


Рис. 9.4. Основные типы режима подземного стока в реки (подземного питания рек).

Тип нисходящего режима: а) $Q_{\text{н}} < Q_{\text{п}}$, $Q_{\text{п}} > Q_{\text{н}}$; б) $Q_{\text{н}} < Q_{\text{п}}$, $Q_{\text{п}} < Q_{\text{н}}$.

Тип подпорного режима: а) $Q_{\text{н}} > Q_{\text{п}}$, $Q_{\text{п}} < Q_{\text{н}}$; б) $Q_{\text{н}} > Q_{\text{п}}$, $Q_{\text{п}} > Q_{\text{н}}$; в) $Q_{\text{н}} < Q_{\text{п}}$, $Q_{\text{п}} < Q_{\text{н}}$.

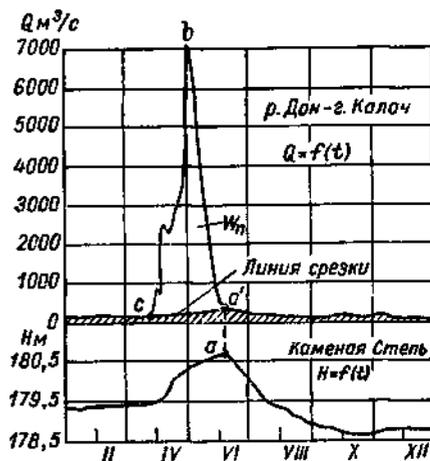


Рис. 9.5. Схема выделения поверхностного стока на гидрографе р. Дон — г. Калач за 1924 г.

ляет объем подземного питания за период паводка. В принятом масштабе $1 \text{ мм}^2 = 2,5 \cdot 86\,400 = 432\,000 \text{ м}^3$. Определив планиметрированным соответствующие площади гидрографа, получим $W_{\text{пов III-V}} = 174 \cdot 10^6 \text{ м}^3$ и $W_{\text{подз}} = 100 \cdot 10^6 \text{ м}^3$.

Коэффициент подземного питания р. Неман — г. Столбцы за период март — апрель

$$K_{\text{пл}} = \frac{W_{\text{подз}}}{W_{\text{пов}}} \cdot 100\% = \frac{100 \cdot 10^6}{174 \cdot 10^6} \cdot 100\% = 58\%$$

Упражнение 9.3. Определить объемы поверхностного, подземного стока за год, слой весеннего стока выделением на гидрографе методом К. П. Воскресенского.

Дано: 1. Гидрограф р. Дона у г. Калача за 1924 г. и график колебания уровня р. Дона у с. Каменная Степь (рис. 9.5).

2. Площадь водосбора р. Допа у г. Калача $F=220\ 000\ \text{км}^2$.

Требуется: 1. Установить на гидрографе дату максимального подземного стока и провести линию срезки поверхностного стока.

2. Определить объемы стока общего, поверхностного, подземного и слой поверхностного стока.

Решение: 1. Метод расчленения гидрографа К. П. Воскресенского основан на следующем. Колебание подземного стока из горизонтов, не связанных с рекой, близко к колебанию поверхностного стока (см. рис. 9.5, точка a), причем наблюдается запаздывание фазы максимального уровня подземного стока по сравнению с поверхностным за счет разности во времени добегания. Подземный сток в реку пропорционален запасам подземных вод в бассейне. Запасы подземных вод увеличиваются пропорционально инфильтрационной способности почвы, продолжительности снеготаяния и количеству выпадающих осадков на водосборе. В период весеннего половодья и дождевых паводков подземный сток постепенно увеличивается, достигая максимума в момент окончания половодья и дождевого паводка.

В данном примере максимум подземного стока соответствует дате максимуму уровня подземных вод (на рис. 9.5 точка a — 8 июня).

Дата 8 июня на гидрографе в точке a' совпадает с датой окончания спада. Считая, что увеличение подземного стока в период снегового половодья происходит постепенно, пропорционально инфильтрационной способности почвы и продолжительности снеготаяния, линия среза на гидрографе проводится по прямой от точки c , соответствующей предпаводочному расходу 25 марта, к точке a' .

2. Общий объем годового стока определяется планиметрированием всей площади гидрографа $W_{\text{год}}=21\ 435 \cdot 10^6\ \text{м}^3$.

Заданные объемы стока, выделенные на гидрографе, определяются планиметрированием (данные не приводятся) соответствующих частей гидрографа: а) объем годового поверхностного для всей площади гидрографа $W_{\text{год}}=21\ 435 \cdot 10^6\ \text{м}^3$; б) объем поверхностного стока $W_{\text{пов}}=15\ 000 \cdot 10^6\ \text{м}^3$; в) объем подземного стока (считая, что дождевые паводки отсутствуют) вычисляется по заштрихованной площади гидрографа $W_{\text{подз}}=W_{\text{год}}-W_{\text{пов}}=21\ 430 \cdot 10^6-15\ 000 \cdot 10^6=6435 \cdot 10^6\ \text{м}^3$, что составит примерно 30% общего годового стока.

Слой поверхностного стока h мм можно вычислить по формуле

$$h = \frac{\left[\sum Q - \left(\frac{Q_n + Q_k}{2} \right) T \right] \cdot 86.4}{F}, \quad (9.12)$$

где $\sum Q$ — сумма средних суточных расходов воды за период половодья, $\text{м}^3/\text{с}$; Q_n и Q_k — начальный и конечный расходы воды в период половодья; T — продолжительность половодья в сут-

ках; F — площадь водосбора, км². Для данного примера за период с 25 марта по 8 июня $\sum Q = 210\,900$ м³/с; $Q_{\text{п}}$, соответствующий 25 марта (в точке C по гидрографу), равен 150 м³/с; $Q_{\text{к}}$ 8 июня равен 400 м³/с; T — период половодья, равный 75 суткам.

Подставляя известные значения в формулу (9.12), имеем

$$h = \frac{\left[210\,900 - \left(\frac{150 + 400}{2} \right) \right] \cdot 75}{222\,000} = 74 \text{ мм.}$$

Упражнение 9.4. Определить подземную составляющую речного стока в период половодья р. Гуйка — в/п Родошковичи по гидрохимическим данным.

Дано: 1. $F = 97$ км².

2. Водосбор характеризуется холмисто-моренным рельефом, сложен моренными отложениями. Подземные воды зоны дренирования залегают в песчаных и песчано-гравийных отложениях на глубине 0—20 м. В речных долинах наблюдаются выходы родников. Речная сеть дренирует водоносные горизонты неполностью.

3. Гидрограф за период половодья 1967 г. (рис. 9.6).

4. Зависимость между расходом воды и содержанием иона $\text{НСО}_3'$ (рис. 9.7).

Требуется: 1. Рассмотреть методику определения подземной составляющей речного стока по гидрохимическим данным.

2. Построить гидрограф подземной составляющей речного стока.

Решение: 1. Использование гидрохимических данных для определения поверхностной и подземной составляющих стока рассмотрено рядом авторов: О. В. Поповым [63], П. П. Воронковым [16], В. В. Дрозд [24] и др.

Подземная составляющая речного стока может быть в общем виде определена по уравнению

$$Q_{\text{п}} = Q_{\text{р}} \frac{C_{\text{р}} - C_{\text{пов}}}{C_{\text{п}} - C_{\text{пов}}}, \quad (9.13)$$

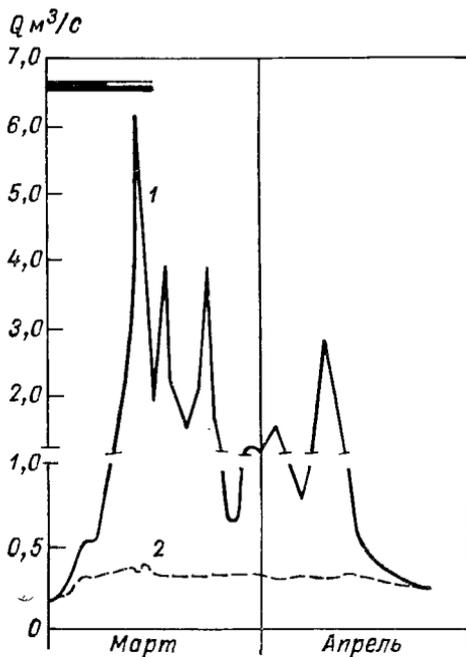


Рис. 9.6. Гидрограф общего (1) и подземного (2) стока р. Гуйка — в/п Родошковичи в половодье 1967 г

где $Q_{п}$, $Q_{р}$ — расходы подземных и речных вод, $м^3/с$; $C_{р}$, $C_{пов}$, $C_{п}$ — концентрация одного из компонентов минерализации речных, поверхностных и подземных вод, $мг/л$.

К концентрации поверхностных вод относится содержание компонента минерализации в пробах, отобранных в ручейковой мелкой сети. Ниже рассмотрено применение уравнения (9.13) для определения $Q_{п}$ по материалам, приведенным в работе В. В. Дрозда [24].

2. По наблюдениям на водосборах Белоруссии установлено, что минерализация речных вод в период половодья значительно превышает минерализацию микроручейковой поверхностной сети. Это указывает на участие подземных вод в формировании гидрографа общего стока в период половодья. Наблюдения производились в бассейне р. Гуйки в период половодья 1967 г., которое было затяжным и по высоте ниже среднего. Индикатором минерализации выбирается ион $НСО_3'$, так как известно, что зависимость его содержания от общей минерализации достаточно тесная. Величины $НСО_3'$

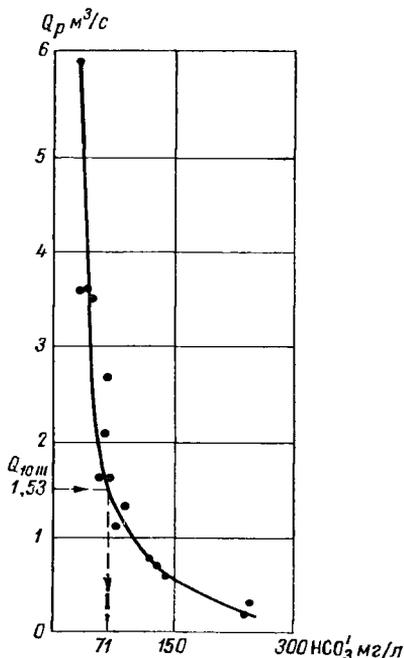


Рис. 9.7. Связь между расходом воды и содержанием иона $НСО_3'$ в речных водах р. Гуйка — в/п Родошковици.

ручейковой сети колебались в пределах 18—25 $мг/л$, в подземных водах — в пределах 240—260 $мг/л$, что очень близко к содержанию $НСО_3'$ в речных водах в предпаводочный период.

На рис. 9.7 приведена связь между расходом воды в реке в замыкающем створе и содержанием $НСО_3'$. Как видно, зависимость получена достаточно тесной и может быть использована для определения $НСО_3'$ ($C_{р}$) за каждый день по известному расходу $Q_{р}$.

Приведем пример расчета $Q_{п}$ за 10 марта 1967 г. По рис. 9.7 при $Q_{р}=1,53$ $м^3/с$ значение $C_{р}=71$ $мг/л$. Принимая $C_{п}=250$ $мг/л$ и $C_{пов}=22$ $мг/л$ и подставляя известные значения в формулу (9.13), имеем:

$$Q_{п} = 1,53 \frac{71 - 22}{250 - 22} = 1,53 \cdot 0,215 = 0,33 \text{ м}^3/с.$$

По полученным значениям $Q_{п}$ составляется табл. 9.4.

Речной и подземный сток

р. Гуйка в/п Родошковичи за март апрель 1967 г.

Число	Март			Число	Апрель		
	сток		$\frac{Q_{п}}{Q_{р}}$ 100%		сток		$\frac{Q_{п}}{Q_{р}}$ 100%
	речной $Q_{р}$	подземный $Q_{п}$			речной $Q_{р}$	подземный $Q_{п}$	
1	0,19	0,19	100	1	1,40	0,31	2,2
10	1,53	0,33	22	25	0,26	0,26	100
31	1,05	0,33	31	27	0,26	0,26	100

По данным табл. 9.4 построен гидрограф общего и подземного стока (рис. 9.6), на котором видно увеличение подземного стока с начала половодья, далее наблюдается его снижение. В условиях неглубокого залегания грунтовых вод наблюдается смешанный тип режима подземного стока. Увеличение подземного стока на спаде половодья может быть объяснено влиянием берегового регулирования с некоторым снижением минерализации.

Упражнение 9.5. Расчленить гидрограф весеннего половодья р. Жиландинка — с. Макеевка с учетом химического состава вод методом П. П. Воронкова.

Дано: 1. $F = 2680 \text{ км}^2$.

2. Гидрограф половодья за период 15 апреля—15 мая 1955 г. с ходом элементов химического состава речных вод (рис. 9.8).

3. Даты: начала снеготаяния L — 18 апреля, максимальной интенсивности снеготаяния M — 22—23 апреля, конца снеготаяния и полного истощения поверхностно-склоновых вод на водосборе K — 24—25 апреля, прекращения поступления почвенно-поверхностных вод P — 27 апреля, конца спада половодья C — 4 мая.

Требуется: 1. Рассмотреть выделение видов вод, предложенное П. П. Воронковым.

2. Количественно оценить различные виды вод по гидрографу.

Решение: 1. Расчленение гидрографа по методу П. П. Воронкова может быть применено для малых водосборов, при береговом регулировании и условии полной гидравлической связи подземных и русловых вод. В работе П. П. Воронкова [16] произведен анализ условий формирования стока по химическому составу.

Поверхностные воды представляют собой часть осадков, формирующих свой химический состав в условиях процесса стекания.

Стеkanie вод осуществляется: 1) по поверхности склонов частных водосборов при условии достижения полной влагоемкости почвы; 2) в толще почво-грунтов в зависимости от уклонов водоносных слоев; 3) по русловой сети (микроручейковой и речной), в которую вода поступает в результате дренирования русловым врезом почвенно-грунтовой толщи.

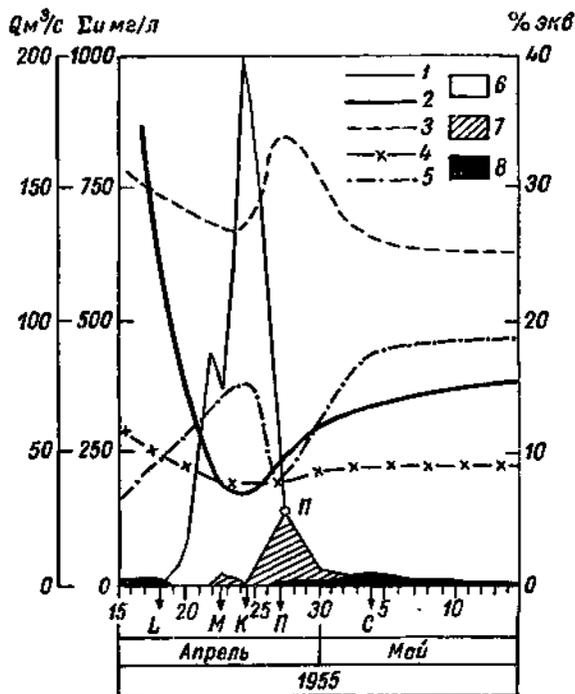


Рис. 9.8. Схема расчленения гидрографа р. Жиландинка — с. Макеевка.

1) Q м³/с, 2) $\Sigma и$ мг/л, 3) % экв HCO_3^- , 4) % экв SO_4^{2-} , 5) % экв Cl^- , 6) почвенно-поверхностные воды, 7) поверхностно-склоновые, 8) грунтовые.

Воронков выделяет четыре генетические категории вод: а) поверхностно-стоковые воды, стекающие в русловую сеть по поверхности почвенного слоя, где формируется их химический состав; б) почвенно-поверхностные, стекающие по первичной русловой сети, формирующие свой состав на поверхности почвенного покрова и частично внутри верхнего его слоя; в) почвенно-грунтовые воды, дренируемые русловой сетью из почвенно-грунтовой толщи, в которой в период половодья образуются временные водоносные слои. Химический состав этих вод формируется до выхода в русловую сеть; г) групповые воды формируют свой

химический состав в процессе инфильтрации дождевых и талых вод через всю толщу почво-грунтов и дренируются эрозионными врезамн русловой сети.

2. Количественная оценка участка перечисленных выше категорий воды в период весеннего половодья по Воронкову производится на примере половодья р. Жиландинки — с. Макеевка расчленением гидрографа (рис. 9.8) с учетом характерных дат периода половодья и кривых изменения химического состава речных вод.

В период с 15 по 18 апреля на гидрографе выделяются воды с высокой минерализацией. С момента начала снеготаяния и увеличения расхода воды минерализация заметно уменьшается, минимальное значение ее 160 мг/л приходится на дату конца снеготаяния K , далее минерализация увеличивается к 15 мая до значения 375 мг/л.

Поступление в русловую сеть почвенно-поверхностных вод начинается при интенсивном таянии снега и вызывает повышение уровня и расхода, вследствие чего создается подпор для грунтовых вод и их приток практически прекращается; с 19 по 24 апреля притока нет. С 24 апреля до начала спада половодья русловая сеть заполнена менее минерализованными почвенно-поверхностными водами (рис. 9.8).

С момента окончания таяния снега с 25 апреля прекращается приток почвенно-поверхностных вод и начинается поступление почвенно-грунтовых вод с максимумом 27 апреля. Преобладание в русле грунтовых вод начинается с момента устойчивого увеличения минерализации; химический состав речной воды в этот период близок к составу грунтовых вод данного района.

С 18 апреля по 5 мая наблюдается обратное соотношение в ходе величин % экв HCO_3' и % экв Cl' . На дату максимального значения поступления почвенно-грунтовых вод (27 апреля) содержание HCO_3' достигает максимума (35% экв), в то время как содержание Cl' падает до 8% экв. Анализ хода химического состава помогает выделить генетически однородные виды вод.

По расчлененному гидрографу подсчитываются площади различных видов вод (данные планиметрирования не приведены). За период половодья в формировании стока участвуют: грунтовые воды — 8,4%; почвенно-поверхностные — 73,9% и почвенно-грунтовые — 17,7%.

9.2. Гидрометрический метод оценки подземного питания

Упражнение 9.6. Оценить подземное питание на отдельном участке р. Монга гидрометрическим методом.

Дано: 1. Измеренные расходы 18 августа 1972 г. по в/п Каменка $Q_{\text{в}} = 0,64 \text{ м}^3/\text{с}$, по в/п Курилово $Q_{\text{п}} = 1,18 \text{ м}^3/\text{с}$.

2. Водоносный горизонт расположен близко к поверхности, площадь подземного водосбора совпадает с поверхностным и соответственно равна $F_n=910 \text{ км}^2$ и $F_n=1210 \text{ км}^2$.

3. Осадки в период определения расходов не выпадали.

Требуется: рассчитать модуль подземного стока на участке гидрометрической съемки и привести пример картирования.

Решение: гидрометрический метод оценки подземного питания или подземных потерь стока входит в настоящее время в состав работ гидрогеологической съемки. Подробные сведения об организации гидрометрических работ изложены в работах О. В. Попова [62], Н. С. Ратнер [65] и Методических указаниях [52].

Метод основан на уравнении баланса русловых вод. На участке реки, имсущем однородные гидрогеологические условия, в период межи выбираются два створа. За короткий промежуток времени производится измерение расходов воды в верхнем Q_B и нижнем Q_H створах и вычисляются объемы стока W_B и W_H . Учитываются балансовые составляющие в объемных величинах, а именно: приточность и склоновый сток $W_{пр}$; осадки, выпавшие на водную поверхность, W_X ; испарение с водной поверхности W_E ; ΔW — изменение объема воды в русле за расчетный период. По полученным величинам составляются два общих уравнения: при оценке подземного питания

$$W_{\text{подз}} = W_H - W_B - W_{\text{пр}} + W_E - W_X + \Delta W, \quad (9.14)$$

при оценке подземных потерь

$$W_{\text{пот}} = W_B - W_H + W_{\text{пр}} - W_E + W_X - \Delta W. \quad (9.15)$$

Уравнения (9.14) и (9.15) могут быть значительно упрощены исходя из следующих условий. На участке отсутствует приточность $W_{\text{пр}}=0$; значение W_X практически равно нулю, так как измерения расходов производятся в период отсутствия дождей; величины W_E и ΔW очень малы по сравнению с W_B и W_H и ими можно пренебречь. После принятых допущений гидрометрический метод можно рассматривать как метод разностей. Надежность расчета подземного стока в реку (или потерь) указанным методом зависит от выполнения всех условий проведения съемки, точности гидрометрических работ, а при использовании всех составляющих уравнений (9.14) и (9.15) и от точности определения балансовых элементов.

При вычислении стока по разности предложены две формулы определения ошибок.

Формула Б. Д. Зайкова и С. Ю. Белинкова

$$\sigma = \pm \delta \cdot \frac{1+K}{1-K}, \quad (9.16)$$

где σ — ошибка вычисления стока, %; δ — относительная ошибка определения расходов в каждом створе, %; K — отношение пло-

щадей водосборов верхнего и нижнего створов. Принимая ошибку определения расхода $\delta = \pm 5\%$, при различных значениях K ошибку σ можно получить по табл. 9.5.

Таблица 9.5

		Значения σ по формуле (9.16)					
K . . .	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9
$\sigma\%$. .	± 9	± 12	± 15	± 20	± 28	± 45	± 95

Формула А. Г. Булавко

$$\sigma_{\Pi} = \frac{a+1}{a-1} \delta_{\Pi}, \quad (9.17)$$

где σ_{Π} — ошибка вычисления подземного стока, %; δ_{Π} — относительная ошибка определения расхода в нижнем створе, % (принимается, что $\delta_{\Pi} \approx \delta_{\text{в}}$); $a = \frac{Q_{\Pi}}{Q_{\text{в}}}$. Принимая $\delta_{\Pi} = \pm 5\%$, при различных значениях a ошибку σ_{Π} можно получить по табл. 9.6.

Таблица 9.6

Значения σ_{Π} по формуле (9.17)					
a	$\sigma_{\Pi}\%$	a	$\sigma_{\Pi}\%$	a	$\sigma_{\Pi}\%$
1,05	205	1,50	25	4,00	8
1,10	105	1,75	18	7,00	7
1,15	72	2,00	15	10,0	6
1,20	55	2,50	12	25,0	5
1,25	45	3,00	10		

Из табл. 9.5 и 9.6 видно, что применение гидрометрического метода ограничено величинами K и a , которые при предельной допустимой ошибке $\pm 15\%$ должны быть 0,5 и 2,00, и с изменением их ошибка значительно возрастает.

Следует отметить, что полученная величина $W_{\text{подз}}$ (или $W_{\text{пот}}$) характеризует подземное питание на данном участке съемки из водоносного горизонта, что соответствует и характеристике естественных ресурсов на участке.

Наилучшие результаты применения гидрометрического метода могут быть получены на участках рек с интенсивным подземным питанием или большими потерями русловых вод в берега. При определенных хозяйственных условиях использования вод на участке синхронных измерений в безосадковый период можно получить уравнение вида:

$$Q_{\text{пот}} = Q_{\text{реч. пр}} + Q_{\text{ест. бок. пр}} + Q_{\text{сбр}} - Q_{\text{реч. отг}} - Q_{\text{вдз}}, \quad (9.18)$$

где $Q_{\text{пот}}$ — потери речных вод в русле реки на фильтрацию; $Q_{\text{реч. пр}}$ — расход воды на входном створе с естественным режимом;

$Q_{\text{ест. бок. пр}}$ — расход естественной боковой приточности на расчетном участке; $Q_{\text{сб}}$ — суммарный сброс вод с границ участка; $Q_{\text{рем. ств}}$ — расход воды на выходном створе с нарушенным режимом стока; $Q_{\text{взд}}$ — суммарный водозабор в границах участка.

Если на участке нет притоков и расходы определялись в период отсутствия осадков, то модуль подземного питания по полученной разности расходов (при указанных допущениях) может быть вычислен по формуле

$$M_{\text{подз}} = \frac{(Q_{\text{н}} - Q_{\text{в}}) \cdot 10^3}{F_{\text{н}} - F_{\text{в}}}, \quad (9.19)$$

где $F_{\text{в}}$ и $F_{\text{н}}$ — площади водосборов для верхнего и нижнего створов на участке гидрометрической съемки, км².

Для грунтовых вод площади водосборов определяются по картам гидроизогипс (линии равных уровней грунтовых вод), а в случае их отсутствия — по гипсометрической карте. Для равнинных рек при неглубоком залегании водоносных горизонтов площади водосборов поверхностных и подземных вод принимаются с некоторым допущением равными. Для глубоко залегающих напорных водоносных горизонтов площади выделяются на картах изопьез (линии равных отметок напорного уровня) с учетом гидрогеологических условий.

Рис. 9.9. Схема картирования модулей подземного стока по данным гидрометрической съемки.

Указанным методом определяются модули подземного стока по нескольким смежным участкам района съемки, что даст возможность дальнейшего картирования данных.

Для данного примера модуль подземного стока по формуле (9.19) равен

$$\begin{aligned} M_{\text{подз}} &= \frac{(Q_{\text{н}} - Q_{\text{в}}) \cdot 10^3}{F_{\text{н}} - F_{\text{в}}} = \frac{(1,18 - 0,64) \cdot 10^3}{1210 - 910} = \\ &= \frac{0,54 \cdot 10^3}{300} = 1,8 \text{ л/(с} \cdot \text{км}^2\text{)}. \end{aligned}$$

По табл. 9.16 при отношении $a = \frac{1,18}{0,64} = 1,84$ ошибка $\sigma_{\text{н}} = \pm 16,6\%$, что несколько превышает допустимую предельную ошибку 15%. На рис. 9.9 приведена схема картирования модулей подземного стока по данным гидрометрической съемки.

9.3. Изменчивость подземного стока в реки, основные характеристики подземного стока и некоторые расчеты, связанные с береговым инфильтрационным водозабором

Упражнение 9.7. Рассмотрение способов определения изменчивости подземного стока в реки.

Дано: 1. График колебания модулей подземного и поверхностного стока р. Оки у г. Калуги за многолетний период (рис. 9.10).

2. Совмещенные разностные интегральные кривые стока и метеорологических элементов (рис. 9.11).

3. Графики связи $C_{\text{водз}}$ с высотой водосбора, модулем подземного стока и глубиной вреза (рис. 9.12—9.15).

4. Карта распределения коэффициентов вариации подземного стока в реки СССР (рис. 9.16).

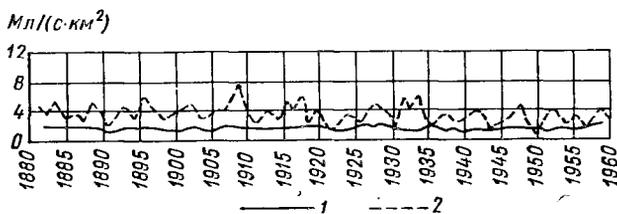


Рис. 9.10. График колебания модулей подземного (1) и поверхностного (2) стока за многолетний период р. Ока — г. Калуга.

Требуется: рассмотреть существующие способы определения изменчивости подземного стока.

Решение: изменчивость подземного стока в реки, как изложено в работах О. В. Попова [63], Е. М. Ивановой и др. [33] и А. З. Амусья и др. [34], можно проследить по следующим зависимостям: а) хронологическим графикам хода подземного и поверхностного стока, б) разностным интегральным кривым, в) графикам связи коэффициента изменчивости подземного стока с модулями подземного стока, с высотой водосбора и глубиной эрозионного вреза, г) карте коэффициентов вариации подземного стока по территории СССР, д) по региональным зависимостям. Рассмотрим перечисленные выше способы.

а. На рис. 9.10 представлен ход модулей подземного и поверхностного стока за многолетний период. Площадь поверхностного водосбора $F = 54\,900 \text{ км}^2$. Коэффициенты вариации для поверхностного стока $C_{\text{пов}} = 0,24$ и $C_{\text{подз}} = 0,16$. На графике подтверждается меньшая изменчивость подземного стока, вызванная его большей зарегулированностью. На графиках наблюдается общая синхронность колебаний, хотя, как увидим ниже, она бывает нарушенной. Чередование многоводных и маловодных

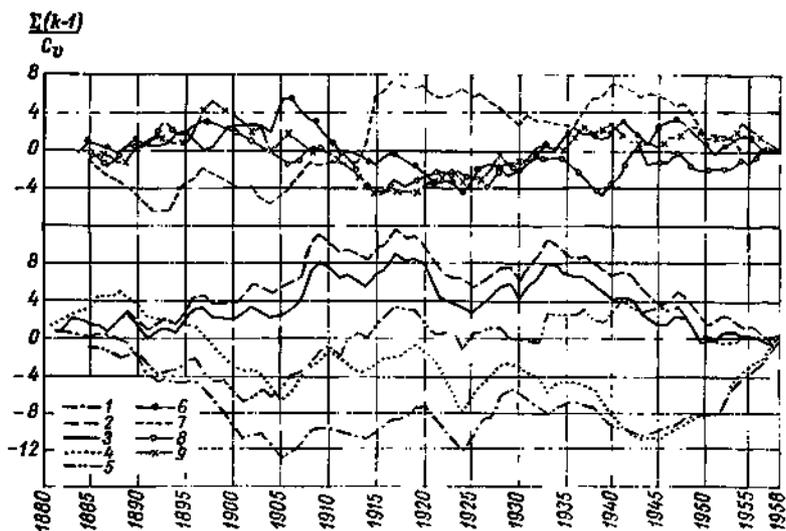


Рис. 9.11. Совмещенные разностные интегральные кривые стока и метеорологических элементов, р. Ока — г. Калуга.

1 — подземный сток, 2 — поверхностный сток, 3 — общий речной сток, 4 — минимальный (меженный) сток, 5 — годовая сумма осадков, 6 — сумма осадков за осенний период, 7 — сумма осадков за зимний период, 8 — сумма отрицательных средних месячных температур воздуха, 9 — сумма средних месячных температур воздуха за летний период.

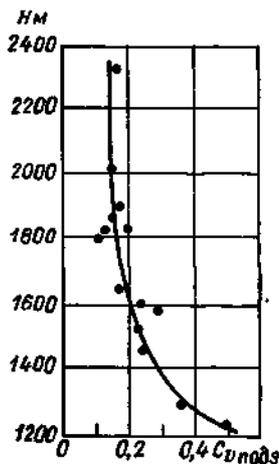


Рис. 9.12. Зависимость $C_{v подз}$ от средней высоты водосбора H_m для района Малого Кавказа.

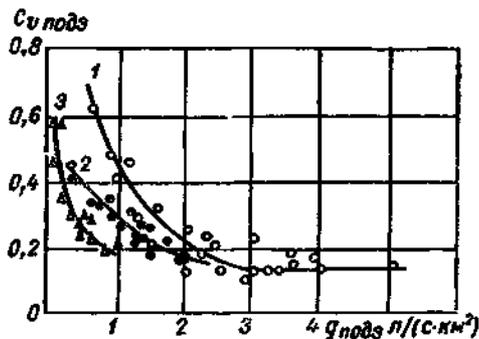


Рис. 9.13. Зависимость $C_{v подз}$ от $q_{подз}$ для равнинных районов.

1 — водосборы рек Немана и Припяти, 2 — Днепровско-Донецкая впадина, 3 — Заповольжье.

периодов для поверхностного стока, связанных с неравномерностью годовых сумм осадков, сказывается и на изменении водности подземного стока. На графике можно провести линию, соответствующую норме поверхностного и подземного стока, что позволит получить отклонение от нормы за каждый год (ввиду мелкого масштаба графика, приведенного в учебных целях, величина нормы не приведена).

б. Разностные интегральные кривые стока строятся по зависимости $\frac{\sum (K - 1)}{C_v} = f(t)$ (методику построения см. упражне-

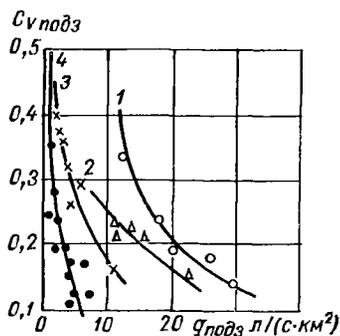


Рис. 9.14. Зависимость $C_{v\text{подз}}$ от $q_{\text{подз}}$ для горных районов.

1 и 2 — южный склон Большого Кавказа, 3 — район карста западного склона Урала, 4 — зона Малого Кавказа.

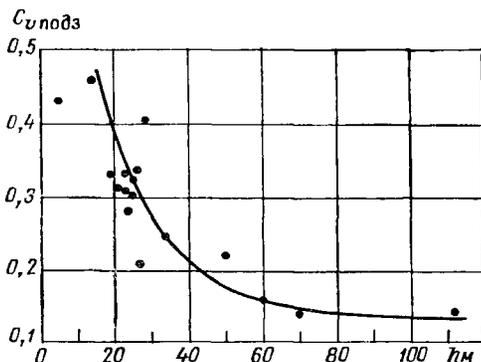


Рис. 9.15. Зависимость $C_{v\text{подз}}$ от глубины эрозионного вреза рск (h) для района четвертичных отложений в западной части Русской возвышенности.

ние 5.5), где K — модульный коэффициент каждого года, равный $K = \frac{q_i}{q_0}$; C_v — коэффициент вариации введенный для исключения влияния изменчивости.

На рис. 9.11 представлены совмещенные разностные интегральные кривые стока и метеорологических элементов. Кривые показывают, что циклы поверхностного и подземного стока в основном совпадают или наступают с запаздыванием для подземного стока на 1—2 года. Изменчивость стока зависит главным образом от изменчивости годовых сумм осадков за осенний и зимний периоды и суммы отрицательных температур воздуха. В отдельные годы или периоды наблюдается асинхронность в колебаниях. Например, с 1887 по 1905 г. подземный сток уменьшался, а поверхностный возрастал. За этот же период годовые суммы осадков и осадки за осенний период уменьшались, что сказалось на ходе подземного стока. Повышение поверхностного стока происходило за счет обильных зимних осадков и сильного

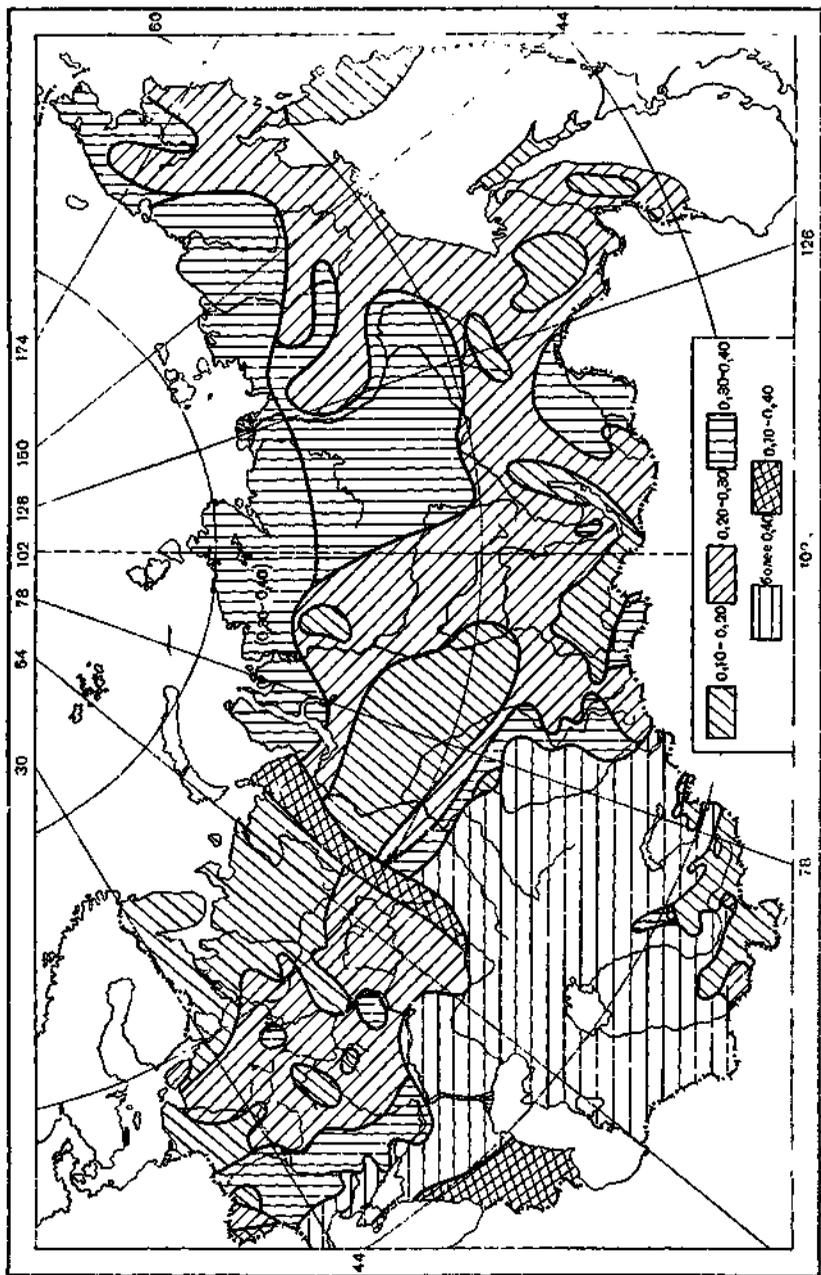


Рис. 9.16. Распределение коэффициентов вариации подземного стока в реки СССР (в скобках — по предположению).

промерзания почвы. Характерным примером асинхронности стока является 1905 г. Пониженный подземный сток при модуле $M=1,4$ л/(с · км²) объясняется уменьшением годовых и осенних осадков в предыдущий год и повышением летних температур, а вследствие этого увеличивалось испарение. На рис. 9.11 видно, что в 1905 г. уменьшился и минимальный сток; поверхностный сток увеличился за счет увеличения годовых и зимних осадков.

С 1943 по 1958 г. наблюдалось повышение подземного стока при маловодности поверхностного стока. Снижение поверхностного стока произошло за счет уменьшения снегозапасов, так как суммы зимних осадков были значительно ниже нормы. С 1953 по 1958 г. повышение подземного стока вызвано увеличением летних осадков предшествующих лет в условиях пониженного испарения при невысоких температурах летнего периода. Анализ таких графических построений дает возможность установить взаимосвязь изменчивости подземного стока с изменением гидрометеорологических элементов.

в. Зависимость коэффициента изменчивости от модуля подземного стока представлена на рис. 9.13 для равнинных рек и рис. 9.14 для горных рек. Кривые зависимости приведены для различных физико-географических условий формирования стока. На рис. 9.13 кривая 1 — верховья р. Немана и бассейн Припяти, подземный сток из четвертичных отложений; кривая 2 — верхние левые притоки Днепра, подземный сток из меловых и палеогеновых отложений; кривая 3 — район Заволжья, подземный сток из песчано-глинистых триасовых и четвертичных отложений. Для горных районов на рис. 9.14 кривые приведены только для отдельных узких участков: кривая 1 и 2 — для южного склона Большого Кавказа, кривая 3 — для района карста на Западном склоне Урала и кривая 4 — для небольшого района Карабахской зоны Малого Кавказа.

На всех приведенных зависимостях явно выражена общая закономерность уменьшения коэффициента изменчивости с увеличением подземного стока.

На рис. 9.12 представлена зависимость коэффициента изменчивости подземного стока для горного района Санхето-Карабахской зоны Малого Кавказа от высоты водосбора H . Как видно, уменьшение коэффициента изменчивости наблюдается для водосборов, расположенных на больших высотах. Наблюдается связь изменчивости подземного стока $C_{\text{подз}}$ с глубиной эрозионного вреза h_m . На рис. 9.15 такая зависимость указывает на увеличение коэффициента изменчивости при небольших величинах вреза, причем следует отметить, что на эту зависимость в большей степени влияет неоднородность гидрогеологических условий.

г. В Государственном гидрологическом институте [35, 44, 63, 66] на основании анализа большого количества данных об изменчивости подземного питания составлена карта изменчивости подземного стока в реки на территории СССР (рис. 9.16). Построение

такой карты основывается на том, что анализируются водосборы с полным дренированием водоносных горизонтов, таким образом влияние площади водосбора на изменчивость подземного стока исключается. Коэффициенты вариации на территории СССР изменяются от 0,10 до 0,40 и более.

На распределение коэффициента изменчивости подземного стока по территории оказывают влияние те же факторы, которые определяют значение среднего многолетнего стока: климат, рельеф и гидрогеологические условия; общая закономерность подчиняется географической зональности.

Сопоставление $C_{\text{пов}}^*$ и $C_{\text{подз}}^*$ показывает, что изменчивость поверхностного стока в основном превышает изменчивость подземного стока. В зонах избыточного увлажнения и в районах с ледниковым питанием наблюдается равенство этих коэффициентов.

Определение $C_{\text{подз}}^*$ по карте (рис. 9.16) производится для центра водосбора.

Для пунктов с большим периодом наблюдений были вычислены коэффициенты асимметрии и при сопоставлении с эмпирическими кривыми наилучшие результаты получены при соотношении $C_s = 2C_v$. Для засушливых районов на юге Западной Сибири соотношение $C_s > 2C_v$, а в горных районах Средней Азии наблюдаются случаи $C_s = 0$.

д. В работах В. В. Дрозда [22, 23] для рек Белоруссии с площадью водосбора $< 200 \text{ км}^2$ для вычисления коэффициента вариации $C_{\text{подз}}^*$ предложена формула

$$C_{\text{подз}}^* = 0,08 + \frac{0,21}{M_{\text{п}}}, \quad (9.20)$$

где $M_{\text{п}}$ — средний многолетний подземный сток, л/(с · км²).

При определении подземного стока различной обеспеченности, используя полученные значения $Q_{\text{подз}}$, $C_{\text{повдз}}^*$ и $C_{\text{сподз}}^*$, следует воспользоваться указаниями, изложенными выше, при расчете параметров кривых обеспеченности. Подземный сток заданной обеспеченности вычисляется согласно указаний для расчетов поверхностного стока в главе 5.

При наличии тесной прямолинейной связи подземного стока в расчетном створе и створе-аналоге можно определить средний многолетний подземный сток для расчетного створа и его изменчивость.

По графику связи определяется средний многолетний подземный сток для расчетного створа. Коэффициент вариации вычисляется по формуле

$$C_{\text{подз. а}}^* = A \frac{q_{\text{п. а}}}{q_{\text{п}}} C_{\text{подз. а}}, \quad (9.21)$$

где $C_{\text{подз. а}}^*$ — коэффициент изменчивости подземного стока в створе на реке-аналоге; $q_{\text{п. а}}$ — средний многолетний подзем-

ный сток реки-аналога; A — угловой коэффициент прямой связи.

Величина $\frac{C_{\text{сподз}}}{C_{\text{вподз}}}$ принимается по створу-аналогу.

Упражнение 9.8. Рассчитать основные характеристики подземного стока р. Вычегда — г. Сыктывкар по карте распределения подземного стока в реки.

Дано: 1. $F = 66\,900 \text{ км}^2$, модуль среднего годового поверхностного стока $M_0 = 8,90 \text{ л/(с} \cdot \text{км}^2)$, среднее многолетнее количество осадков $X_0 = 700 \text{ мм}$.

2. Средняя мощность водоносного пласта $h_{\text{ср}} = 10,0 \text{ м}$.

Требуется: 1. По карте распределения подземного стока установить центр водосбора и определить: модуль стока, расход потока, объем подземного питания реки, коэффициенты подземного питания и подземного стока и удельный модуль.

2. Определить естественные ресурсы подземных вод.

Решение: 1. На рис. 9.17 представлена карта распределения средних годовых модулей подземного стока по территории СССР, составленная по результатам расчленения большого числа гидрографов зон интенсивного водообмена; периоды наблюдений в гидрометрических створах 25 лет (по 1960 г.).

Результаты исследований по региональной оценке подземного стока в реки на территории СССР и принципы составления указанной карты опубликованы в работе [60] и в работе О. В. Попова [62].

Карта модулей подземного стока в реки может быть использована при определении параметров подземного стока.

а. Модуль подземного стока $M_{\text{подз}}$ л/(с · км²) — количество подземных вод, стекающее в единицу времени с единицы площади водосбора. При расчетах модуля подземного стока иногда условно допускается, что площадь поверхностного водосбора равна площади распространения водоносного пласта. Это допущение следует проверять сопоставлением гидрогеологических разрезов и карт рассматриваемого района, а в общем случае следует модуль рассчитывать для площади подземного водосбора речного бассейна.

По картам крупного масштаба определяется центр водосбора р. Вычегды у г. Сыктывкара и полученная точка переносится на рис. 9.17 с обозначением Δ . По интерполяции между изолиниями получено значение модуля подземного стока $M_{\text{подз}} = 2,66 \text{ л/(с} \times \text{км}^2)$.

Если рассматриваемый водосбор пересекается большим числом изолиний, то модуль определяется как среднее взвешенное значение по формуле (5.64).

Модуль стока может быть вычислен по формуле (9.26).

Минимальный модуль подземного стока характеризует наименьший сток подземных вод, который можно определить по устойчивым 30-дневным зимним или летним расходам воды, так как меженный расход реки в каком-либо створе представляет

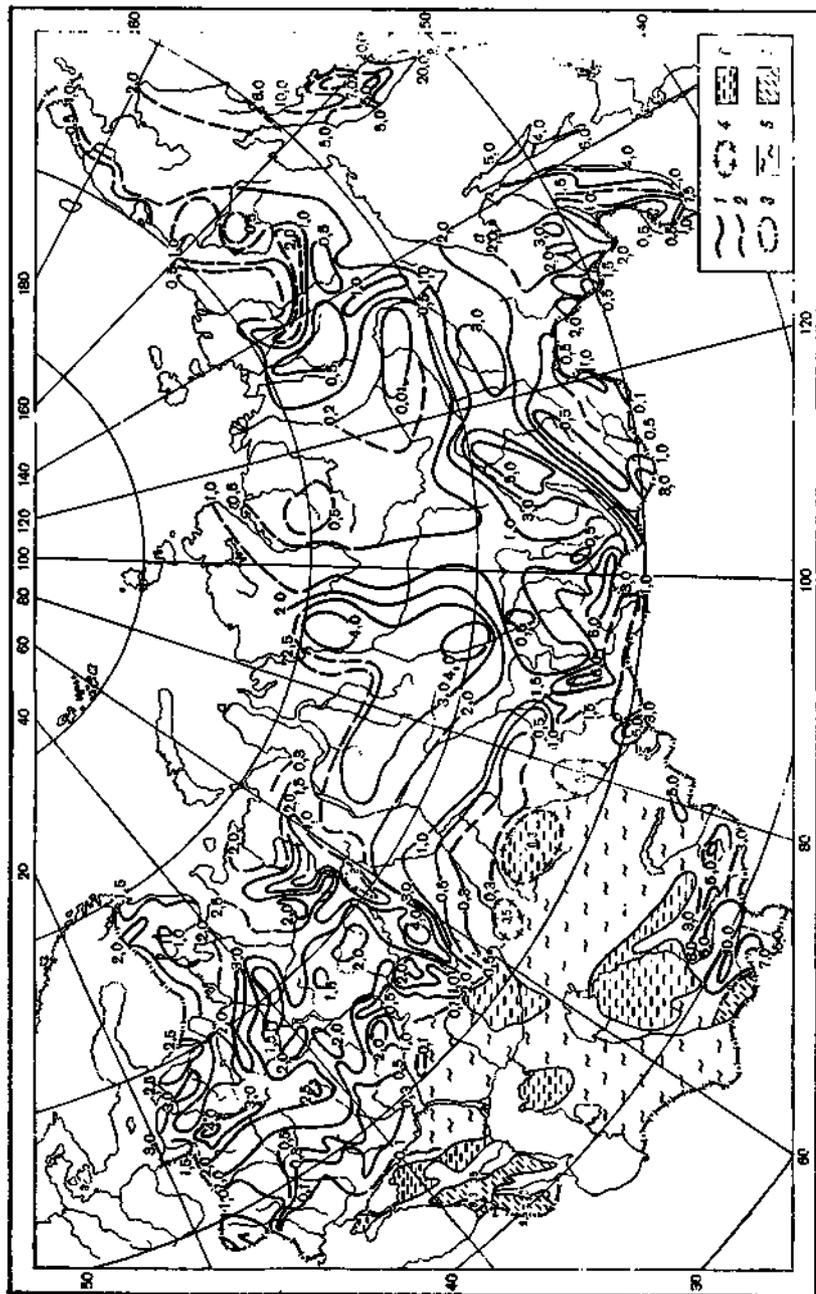


Рис. 9.17. Распределение подземного стока в реки в $л/(с \cdot км^2)$.

1 — величина модулей подземного стока; 2 — то же рассчитанных приближенно; 3 — участки особых условий формирования подземного стока под влиянием карста; 4 — участки, для которых подземный сток рассчитан по водному балансу озер; 5 — область распространения пресных грунтовых вод; 6 — область распространения грунтовых вод с нестрой минерализацией и наличием стока пресных артезианских вод; 7 — области распространения сточных вод.

собой суммарный расход подземных вод, дренируемых рекой выше данного створа.

б. Расход подземного стока в реку Q м³/с, м³/сутки, л/с определяется объемом воды, проходящей через поперечное сечение всей породы. Расход стока в м³/с можно определить через модуль подземного стока по формуле

$$Q = 0,001 M_{\text{подз}} F, \quad (9.22)$$

где обозначения известны.

Для данного створа $Q = 0,001 \cdot 2,66 \cdot 66\,900 = 178$ м³/с.

в. Объем подземного стока W (м³ или км³ в год) — общий подземный сток в речном бассейне за год или какой-либо промежуток времени. Объем стока за год можно вычислить по формулам:

$$W_{\text{подз}} = Q \cdot 31,5 \cdot 10^6 \text{ м}^3, \quad (9.23)$$

$$W_{\text{подз}} = M_{\text{подз}} F \cdot 31,5 \cdot 10^6 \text{ м}^3, \quad (9.24)$$

$$W_{\text{подз}} = M_{\text{подз}} F \cdot 31,5 \cdot 10^{-6} \text{ км}^3. \quad (9.25)$$

Объем подземного питания за год для водосбора р. Вычегда — г. Сыктывкар по формуле (9.23) равен $W_{\text{подз}} = 178 \times 31,5 \cdot 10^6 = 5690 \cdot 10^6$ м³.

Модуль подземного стока может быть вычислен по формуле

$$M_{\text{подз}} = \frac{W_{\text{подз}} \cdot 10^3}{F \cdot 31,54 \cdot 10^6} = \frac{W_{\text{подз}}}{F \cdot 31,54 \cdot 10^3} \text{ л/(с} \cdot \text{км}^2). \quad (9.26)$$

г. Высота слоя подземного потока в реку $Y_{\text{подз}}$ за год вычисляется по формулам:

$$Y_{\text{подз}} = 31,5 M_{\text{подз}} \text{ мм}, \quad (9.27)$$

$$Y_{\text{подз}} = \frac{W_{\text{подз}} \cdot 10^3}{F \cdot 10^6} = 0,001 \frac{W_{\text{подз}}}{F} \text{ мм}. \quad (9.28)$$

Для данного примера

$$Y_{\text{подз}} = 31,5 \cdot 2,66 = 84 \text{ мм} \text{ и } Y_{\text{подз}} = 0,001 \frac{5690 \cdot 10^6}{66\,900} = 84 \text{ мм}.$$

д. Коэффициент подземного питания реки $K_{\text{п. п}}$ выражает отношение подземного стока, поступающего в реку, к общему поверхностному стоку в ‰ или долях единицы

$$K_{\text{п. п}} = \frac{M_{\text{подз}}}{M} \cdot 100\text{‰}; \quad \frac{M_{\text{подз}}}{M}. \quad (9.29)$$

Для данного примера $K_{\text{п. п}} = \frac{2,66}{8,30} 100 = 30\%$ или $\frac{2,66}{8,30} = 0,30$.

е. Коэффициент подземного стока $K_{\text{подз}}$ — отношение слоя подземного стока $Y_{\text{подз}}$ к количеству выпавших осадков за тот

же период на площадь питания водоносного пласта X_0 :

$$K_{\text{подз}} = \frac{Y_{\text{подз}}}{X_0} \cdot 100\%_0; \quad \frac{Y_{\text{подз}}}{X_0}, \quad (9.30)$$

$$K_{\text{подз}} = \frac{84}{700} \cdot 100\%_0 = 12\%_0 \quad \text{или} \quad \frac{84}{700} = 0,12.$$

ж. Удельный модуль $M_{\text{уд}}$ л/(с · км³) — расход водоносного пласта в единицу времени на единицу его емкости; вычисляется по формуле

$$\begin{aligned} M_{\text{уд}} &= \frac{Q \cdot 10^3}{365 \cdot 86400 (F \cdot 0,001 h_{\text{ср}})} = \frac{Q \cdot 10^3}{31,5 \cdot 10^3 V} = \\ &= \frac{Q}{31,5 \cdot 10^3 V} \quad \text{л/(с · км}^3\text{)}, \end{aligned} \quad (9.31)$$

где F — площадь водоносного пласта, км²; $h_{\text{ср}}$ — средняя мощность водоносного пласта, метры; V — объем водоносного пласта, км³.

$$\begin{aligned} M_{\text{уд}} &= \frac{178}{31,5 \cdot 10^3 \cdot 66900 \cdot 0,001 \cdot 10} = \frac{178}{21074 \cdot 10^3} = \\ &= 0,008 \cdot 10^{-3} \quad \text{л/(с · км}^3\text{)}. \end{aligned}$$

Удельный модуль используется при оценке естественных ресурсов подземных вод.

2. Естественные ресурсы подземных вод — обеспечение в водном балансе исследуемого района поступления подземных вод за счет питания атмосферными осадками.

В гумидных районах естественные ресурсы подземных вод есть величина подземного питания (расход подземного стока в реку). Естественные ресурсы могут быть определены по формуле (9.22). Оценка естественных ресурсов имеет большое практическое значение в связи с пресектированием водозаборов. При расчетах обеспечения эксплуатационных запасов подземных вод необходимо проверять их восполнимость за счет естественных ресурсов.

Определить количество естественных ресурсов подземных вод для зоны интенсивного водообмена W_e м³/сутки можно по формулам:

$$W_e = 2,74 Y_{\text{подз}} F, \quad (9.32)$$

$$W_e = 86,4 M_{\text{подз}} F, \quad (9.33)$$

$$W_e = 0,0274 \cdot X \cdot K_{\text{подз}} F, \quad (9.34)$$

где $Y_{\text{подз}}$ и $M_{\text{подз}}$ — слой (мм) и модуль подземного стока (л/с · км²), определенные по карте, как было указано выше; F — площадь водосбора подземных вод, км²; $K_{\text{подз}}$ — коэффициент подземного стока, %; X — среднее многолетнее годовое количество осадков, мм.

При расчете гарантированных природных ресурсов подземных вод в засушливые годы следует использовать минимальный модуль подземного стока.

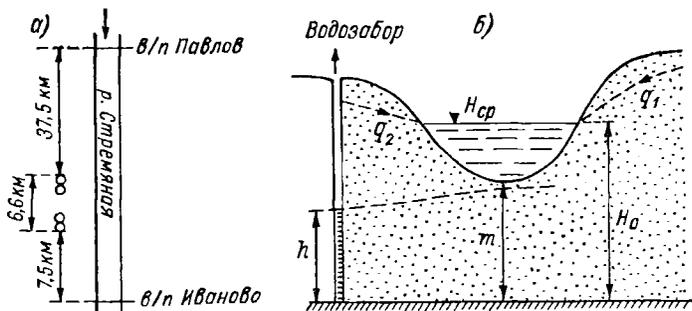


Рис. 9.18. Схема расположения водомерных постов на р. Стремяной (а) и проектируемого инфильтрационного берегового водозабора (б).

Упражнение 9.9. Рассчитать водообеспеченность инфильтрационного берегового водозабора.

Дано: 1. Схема расположения водопостов на р. Стремяной и проектируемого инфильтрационного берегового водозабора (рис. 9.18); притоков на участке нет.

2. График связи минимальных расходов воды р. Стремяной по в/п Иваново и Павлов (рис. 9.19).

3. Минимальные расходы воды по в/п Иваново (табл. 9.7).

4. Превышение среднего минимального уровня воды в реке над подошвой водоносного горизонта $H_0 = 21,95$ м.

5. Мощность водоносного горизонта под руслом реки $t = 20,00$ м.

6. Единичные расходы естественного потока подземных вод, дренируемых рекой, $q_1 = q_2 = 6,20$ м²/сутки.

7. Коэффициент фильтрации водоносного горизонта $K = 31$ м/сутки.

8. Уровень эксплуатируемого водоносного горизонта опускается ниже дна реки после понижения уровня в скважине на высоту h (см. рис. 9.18).

Требуется: 1. Рассчитать параметры кривой обеспеченности минимальных расходов и вычислить расход воды р. Стремяной — в/п Павлов $Q_{95\%}$.

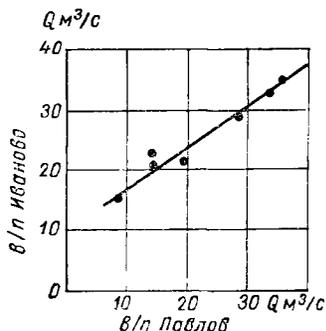


Рис. 9.19. Связь минимальных расходов р. Стремяной по в/п Иваново и в/п Павлов за период однолетних наблюдений (1964—1972 гг.).

2. Сопоставить количество воды, поступающее в водоносный горизонт на участке водозабора через русло реки, с минимальным расходом $Q_{95\%}$.

Решение: 1. Инфильтрационным водозабором называется водозабор, использующий фильтрационные воды естественных поверхностных объектов (рек, озер) или искусственно создаваемых водосмов.

Водообеспеченность инфильтрационного водозабора в основном определяется средним многолетним минимальным расходом воды в реке 95%-ной обеспеченности и количеством воды, поступающей через русло реки.

Согласно рис. 9.18, проектируемый водозабор расположен выше по течению от в/п Иваново. По в/п Иваново наблюдения за минимальными расходами производились с 1964 по 1972 г. Для расчета расхода 95%-ной обеспеченности с соблюдением требований точности необходимо увеличить ряд наблюдений. Для удлинения ряда используются наблюдения на р. Стремяной у в/п Павлов за период 1956—1972 гг., расположенного в 37,5 км выше по течению от водозабора и 47,8 км выше в/п Иваново.

Таблица 9.7

Вычисление параметров кривой обеспеченности минимальных расходов
р. Стремяная — в/п Иваново, 1956—1972 гг.

№ п/п	Годы в хронологическом порядке	Минимальные расходы, м ³ /с		$K_i = \frac{Q_i}{Q_0}$	$K-1$	$(K-1)^2$	Вероятность превышения $P = \frac{m - 0,3}{n + 0,4} \cdot 100\%$
		Q	в убывающем порядке Q				
1	1956	(24,6)	40,0	1,46	0,46	0,2116	4
2	1957	(27,5)	37,5	1,37	0,37	0,1369	9,8
16	1971	35,0	18,2	0,66	-0,34	0,1156	90,3
17	1972	23,4	15,3	0,56	-0,44	0,1936	86,0
Сумма		465,3		17,00	0,00	1,1968	

Ряд наблюдений по в/п Иваново восстановлен графически по рис. 9.19 (приведено в табл. 9.7 в скобках).

Вычисление параметров кривой обеспеченности $Q_{\text{мин. ср.}}$, C_v и C_s произведено согласно указаниям упражнения 5.2 по данным табл. 9.7.

Значение параметров получено следующим образом.

$$\sum_1^n Q_i$$

а. Средний многолетний минимальный расход $Q_0 = \frac{\sum_1^n Q_i}{n} = \frac{465,3}{17} = 27,4 \text{ м}^3/\text{с}$.

б. Коэффициент вариации C_v , характеризующий изменчивость минимальных расходов, по формуле (5.19) равен: $C_v = \sqrt{\frac{\sum (K-1)^2}{n-1}} = \sqrt{\frac{1,1968}{16}} = 0,27$.

Ошибка вычисления среднего многолетнего минимального расхода равна по формуле (5.2)

$$\sigma_{Q_0} = \frac{100C_v}{\sqrt{n}} = \frac{100 \cdot 0,27}{\sqrt{17}} = 6,6\%$$

Относительная средняя квадратическая ошибка вычисления коэффициента вариации C_v по формуле (5.21) равна: $\sigma_{C_v} =$

$$= \sqrt{\frac{1+C_v^2}{2n}} \cdot 100 = \sqrt{\frac{1+0,27^2}{2 \cdot 17}} \cdot 100 = 17,7\%.$$

Полученная ошибка σ_{Q_0} находится в допустимых пределах, ошибка σ_{C_v} несколько превышена (см. упражнение 5.2).

Коэффициент асимметрии установлен методом подбора при соотношениях $C_s = C_v$; $C_s = 2C_v$ и $C_s = 3C_v$. Наилучшее соответствие эмпирических точек дает соотношение $C_s = 2C_v = 0,54$.

Расчет ординат теоретической кривой обеспеченности с использованием приложения 2 приведен в табл. 9.8.

Таблица 9.8

Ординаты кривой обеспеченности минимальных расходов

р. Стремяная — в/п Иваново, 1956-1972 гг., $Q_0=27,4 \text{ м}^3/\text{с}$, $C_v=0,27$ и $C_s=0,54$

Обеспеченность, %	0,1	1	...	95	97	99	99,9
K	2,051	1,734	...	0,604	0,560	0,483	0,371
$Q=KQ_0 \text{ м}^3/\text{с}$	56,2	47,5	...	16,5	15,4	13,2	10,2

На рис. 9.20 приведен нижний участок теоретической кривой. Вычисленные по формуле (5.16) значения вероятности превышения (табл. 9.8) наносятся на кривую. Близкое расположение точек к теоретической кривой свидетельствует о правильности выбора параметров. Минимальный расход заданной 95%-ной обеспеченности, согласно расчетам, $Q_{95\%} = 16,5 \text{ м}^3/\text{с}$, что составит 1 425 600 м³/сутки. Повторяемость данного расхода по формуле

$$(5.25) N = \frac{100}{100 - 95} = 20 \text{ лет.}$$

2. Определение количества воды, которое может поступить из реки в водоносный горизонт через русло на участке водозабора,

рассчитывается в зависимости от режима фильтрации. В данном примере по условию упражнения уровень эксплуатируемого водоносного горизонта опускается ниже подошвы слабопроницаемого слоя под руслом реки, т. е. наблюдается отрыв уровня от дна реки (см. рис. 9.18).

По специальным гидрогеологическим расчетам [55], количество воды, которое может поступить из реки в водоносный гори-

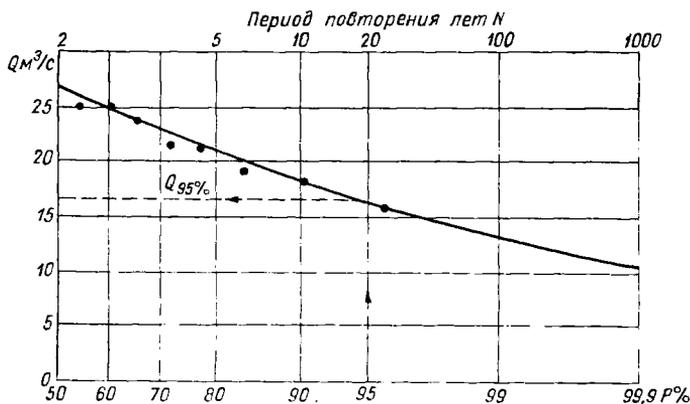


Рис. 9.20. Нижний участок кривой обеспеченности минимальных расходов р. Стремяной — в/п Иваново.

зонт через русло на участке водозабора, в величине единичного расхода равно:

$$q = 36,2 \text{ м}^2/\text{сутки}.$$

При длине водозабора 6,6 км возможный приток из реки составит

$$Q = 36,2 \cdot 6600 = 238\,920 \text{ м}^3/\text{сутки}.$$

Сравнивая полученную величину притока из русла реки с количеством воды из реки, рассчитанным на обеспеченность водозабора 95%, равным 1425 600 м³/сутки, видим, что количество воды из русла составит примерно 16,7%.

10. ВОДНЫЙ БАЛАНС РЕЧНЫХ БАССЕЙНОВ

10.1. Составление детального и приближенного водного баланса

Упражнение 10.1. Составить водный баланс р. Б. Черемшан — г. Новочеремшанск по месяцам за 1970-й календарный год.

Дано: 1. $F = 6050 \text{ км}^2$.

2. Грунты представлены среднезернистыми песками.

Водный баланс по месяцам за 1970 г. (табл. 10.1).

Требуется: 1. Рассмотреть основные уравнения водного баланса.

2. Привести пояснения к табл. 10.1.

3. Проанализировать данные водного баланса и составить интегральный комплексный график водного баланса.

Решение: 1. Водный баланс — соотношение за какой-либо промежуток времени (год, месяц, декаду и т. д.) прихода, расхода и аккумуляции (изменение запаса) воды для речного бассейна или для любого водного объекта.

Метод основан на следующем: для любого объема пространства, ограниченного некоторой произвольной поверхностью, количество воды, вошедшее внутрь этого объема, за вычетом количества воды, вышедшей из него, должно равняться соответственно увеличению или уменьшению количества ее внутри данного объема.

При рассмотрении метода водного баланса применительно к речному бассейну объемом рассматриваемого пространства будет объем, ограниченный боковой поверхностью, проходящей по линии водораздела до первого непроницаемого горизонта, снизу — граничащая поверхность этого горизонта, а сверху — площадь бассейна. Водный баланс для такого пространства количественно отражает закономерности круговорота воды в природе. Практической формой метода водного баланса является уравнение водного баланса.

В речном бассейне осуществляется расходование влаги с перераспределением ее на сток и испарение в зависимости от количества выпавших осадков и всего комплекса физико-географических факторов.

Расходование влаги речного бассейна с естественным режимом за любой расчетный интервал времени происходит согласно уравнению водного баланса:

$$\Delta S = P - Y - E, \quad (10.1)$$

где ΔS — общее изменение запасов воды в бассейне (почвенно-грунтовых, в водоносных горизонтах, руслах, озерах и водохранилищах, болотах, мелких понижениях); P — атмосферные осадки, выпавшие на водосбор; Y — речной сток в замыкающем створе; E — суммарное испарение с бассейна.

Водный баланс, выраженный уравнением (10.1), отражает количественные закономерности влагооборота в природе.

Водные балансы составляются для различных по размерам речных бассейнов, но наилучшие результаты получены для водосборов с площадями 4000—12 000 км², в которых физико-географические условия однородны. Уравнения водного баланса делятся на:

1) детальные, составленные по осадкам, в которые вводятся все виды поправок;

2) сокращенные с введением поправки к осадкам только на смачивание.

Водные балансы составляются за следующие периоды: а) по месяцам за календарный год; б) за гидрологические годы и генетические однородные периоды внутри года (межень, половодье, паводки). Составление детального водного баланса речного бассейна за принятый интервал времени в зоне формирования стока без существенных изъятий воды на хозяйственные нужды следует производить по следующему уравнению, представленному в развернутом виде:

$$\underbrace{\Delta M + \Delta U + \Delta S_c + \Delta S_p + \Delta S_{оз} + \Delta S_b + \eta}_{\Delta S} = \frac{P}{P} - \underbrace{(Y_{п} + Y_{г} + Y_{а} + Y_{б})}_Y - \frac{E}{E}. \quad (10.2)$$

В уравнении (10.2) обозначения имеют следующий смысл: ΔM — изменение почвенных влагозапасов в верхнем метровом слое; ΔU — изменение запасов влаги в водоносных горизонтах, дренажных реках; ΔS_c — изменение запасов влаги в снеге и ледяной корке; ΔS_p — изменение запасов в русловой сети бассейна; $\Delta S_{оз}$ — изменение запасов воды в озерах и водохранилищах бассейна; ΔS_b — изменение запасов влаги в болотах; η — сумма неучтенных составляющих баланса (изменений запасов влаги в почвенно-грунтовой толще зоны аэрации¹, изменений запасов

¹ Зона аэрации — верхний слой почво-грунтов от поверхности земли до уровня грунтовых вод

влаги в мелких понижениях бассейна, возможного подземного водообмена) и суммарной ошибки определения всех его учетных составляющих; P — атмосферные осадки, исправленные на все виды поправок; $Y_{\text{п}}$ — поверхностный речной сток; $Y_{\text{г}}$ — подземный речной сток; Y_{α} — водозабор из русла реки; Y_{β} — возвратные воды и переброска воды из соседних бассейнов; E — суммарное испарение с бассейна.

Все компоненты уравнения (10.2), за исключением η , определяются по материалам наблюдений или расчетным методом, величина η вычисляется из уравнения (10.2) по разности.

В настоящее время в гидрологической литературе встречаются следующие международные обозначения членов уравнения водного баланса. Уравнение (10.2) в том же порядке может быть записано в таком виде:

$$\Delta M + \Delta G + \Delta V_s + \Delta V_R + \Delta L + \Delta V_{sw} = P - (Q_s + Q_q + Q_{\alpha} + Q_{\beta}) - E. \quad (10.3)$$

Если уравнение (10.2) составляется для малого водосбора, то в его левую часть вводится величина недренируемого данным водосбором стока ΔY , определяемая по соотношению

$$\Delta Y = Y_a - Y, \quad (10.4)$$

где Y_a — сток реки-аналога, полностью дренирующей подземные воды своего бассейна; Y — сток данного малого водосбора.

Приближенное уравнение водного баланса имеет вид

$$\Delta S = P_1 - (Y + Y_{\alpha} - Y_{\beta}) - E - \Delta S_c - \Delta S_{\text{ов}} - \Delta S_b, \quad (10.5)$$

где P_1 — атмосферные осадки, исправленные поправкой на смачивание; Y — общий речной сток; ΔS — суммарные изменения влагозапасов в почво-грунтах и подземных водах водосбора; остальные обозначения те же.

Все элементы уравнений (10.2) и (10.5) приводятся в слое воды в миллиметрах. Можно расчет производить в объемном выражении в м^3 или км^3 . Если члены уравнений меньше 0,5 мм, то они не учитываются, за исключением величин $\Delta S_{\text{ов}}$, Y_{α} и Y_{β} .

В уравнениях (10.2) и (10.5) используются элементы баланса, наблюдения за которыми производятся в отдельных пунктах водосбора. К таким элементам относятся: осадки, испарение, почвенные влагозапасы в метровом слое, снегозапасы. Для получения осредненных значений для всего бассейна применяется способ среднего взвешенного, имеющий два приема: 1) осреднение по ландшафтным участкам (используемый при составлении детальных и приближенных водных балансов за календарные и генетически-однородные интервалы времени, 2) осреднение методом среднего арифметического (используется для водосборов с густой сетью пунктов наблюдений). Примеры вычисления осредненных значений для бассейна элементов водного баланса (P , E , ΔS_c) приведены в упражнении 2.2.

Водный баланс в мм по месяцам
р. Б. Черемшан —

Элементы водного баланса	Обозначения	Число пунктов	I	II	III	IV	
1	2	3	4	5	6	7	
Осадки	P	5	28	35	35	72	
	P_1		19	23	24	54	
Сток	Y		1,0	1,0	2,0	66	
поверхностный	Y_n	1	0	0	0	63	
подземный	Y_r		1,0	1,0	2,0	3,0	
Водозабор из реки	Y_a						
Возвратные воды и прочие поступления	Y_β						
Испарение	E	4	2,0	6,0	11	46	
Изменение влагозапасов в бассейне	$\Delta W = P - Y - E$		25	28	22	-48	
	$\Delta W_1 = P_1 - Y - E$		1,6	1,6	11	-58	
Изменение запасов воды в:							
	снеге	ΔS_c	5	21 (29)	29	6	-85
	озерах и водохранилищах	$\Delta S_{оз}$					
	болотах	ΔS_b					
	русле	ΔS_p					
	почве	ΔM	3	0	0	0	58
Изменение запасов:							
	подповерхностных вод (по балансу)	ΔS		$\frac{4}{5}$	$\frac{-1}{-13}$	$\frac{16}{5}$	$\frac{45}{27}$
	подземных вод	ΔU	2	-35	5	-9	174
подповерхностных вод (по измерениям)	$\Delta S' = \Delta M + \Delta U$		-35	5	-9	232	
Неучтенные элементы баланса и его погрешности	$\eta = \Delta S - \Delta S'$		$\frac{39}{30}$	$\frac{-6}{-18}$	$\frac{25}{14}$	$\frac{-187}{-205}$	
	Восстановленный сток	$Y' = Y + \Delta S_c + Y_a + Y_\beta$		1,0	1,0	2,0	66

за 1970 календарный год

Новочеремшанск

V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год (I—XII)
8	9	10	11	12	13	14	15	16
24	81	40	85	27	51	88	45	611 (+29)
22	74	38	80	25	42	69	34	504 (+29)
8,0	3,0	3,0	2,0	3,0	3,0	3,0	2,0	57
4,0	1,0	1,0	0	1,0	0	0	1,0	71
4,0	2,0	2,0	2,0	2,0	3,0	3,0	1,0	26
95	100	75	60	43	19	8,0	1,0	466
-79	-22	-38	23	-19	29	77	42	77
-81	-29	-40	18	-21	20	58	31	-30
							16	16
-50	2,0	-40	29	11	-9	0	0	1
<u>-79</u>	<u>-22</u>	<u>-38</u>	<u>23</u>	<u>-19</u>	<u>29</u>	<u>77</u>	<u>26</u>	<u>61</u>
-81	-29	-40	18	-21	20	58	15	-46
-16	-74	-36	-36	15	12	-3	43	40
-66	-72	-76	-7	26	3	-3	43	41
<u>-13</u>	<u>50</u>	<u>38</u>	<u>30</u>	<u>-45</u>	<u>26</u>	<u>80</u>	<u>-17</u>	<u>20</u>
-15	43	36	25	-47	17	61	-28	-87
8,0	3,0	3,0	2,0	3,0	3,0	3,0	2,0	97

2. Составление водного баланса в миллиметрах по месяцам за 1970 календарный год р. Черемшан — г. Повочеремшанск приведено в табл. 10.1 по материалам работ [4, 54].

В табл. 10.1 в графах 1 и 2 указаны все элементы баланса по уравнению (10.2), хотя по некоторым из них не приводятся данные для выбранного бассейна. В графе 3 указано число пунктов, по которым производилось осреднение для бассейна элементов баланса.

Рассмотрим каждый элемент уравнения водного баланса по табл. 10.1.

Атмосферные осадки приведены в двух значениях: P — с учетом всех видов поправок и P' — с поправкой на смачивание.

Речной сток Y — расчленяется на поверхностный $Y_{\text{п}}$ и подземный $Y_{\text{г}}$ согласно указаниям гл. 9. Поверхностный сток вычисляется по разности между суммарным и подземным стоком. Пересчет расходов воды в слой стока за любой период времени осуществляется по формуле (5.9). При определении слоя стока Y мм за месяц можно пользоваться формулой

$$Y = \frac{\bar{Q}T}{F \cdot 10^3}, \quad (10.6)$$

где \bar{Q} — средний месячный расход воды, м³/с; T — число секунд в месяце по табл. 2; F — площадь водосбора, км².

Водозабор из реки Y_{α} определяется по данным Министерства водного хозяйства о размерах водозабора в данном районе.

Возвратные воды Y_{β} могут быть получены также по данным мелиоративных организаций или расчетам по специальной методике, предложенной в последние годы С. И. Харченко [80] и рядом других исследователей.

Испарение E может быть определено согласно указаниям упражнения 2.5 или по данным непосредственных измерений по испарителям ГГИ-500-50 и ГГИ-500-100, болотным испарителям ГГИ-Б-1000 и лизиметрам. Методические указания к непосредственным измерениям испарения можно получить в работах [67, 77, 78].

Изменение влагозапасов в бассейне ΔW вычисляется в двух вариантах в зависимости от величин осадков P и P_1 :

$$\Delta W = P - Y - E, \quad (10.7)$$

$$\Delta W_1 = P_1 - Y - E. \quad (10.8)$$

Например, для января получим $\Delta W = 28 - 1,0 - 2,0 = 25$ мм и $\Delta W_1 = 19 - 1 - 2 = 16$ мм.

Запасы воды в снежном покрове $\Delta S_{\text{с}}$. При составлении водного баланса запасы воды в снеге определяются по данным маршрутных съемок по нескольким пунктам методом среднего взвешенного или среднего арифметического.

В табл. 10.2 приведены сведения по данным маршрутных съемок по пяти пунктам в бассейне р. Черемшан за 1969-70 гидрологический год.

Таблица 10.2

Запасы воды в снеге (мм) за 1969-70 гидрологический год по данным ландшафтно-маршрутных съемок в водосборе р. Черемшан — г. Новочеремшанск

№ п/п	Пункты наблюдений	Характеристика элементов ландшафта	Запасы воды в снеге					
			на начало зимы 20/XI	20/XII	20/I	20/II	20/III	на конец зимы 31/III
1	Аксубаево	Поле		11	58	60	57	41
		Лес		16	53	80	99	68
2	Новочеремшанск	Овраги		19	56	103	108	111
		Ср. взв. величина		20	43	87	87	80
3	Абалдуевка	Поле		14	44	78	99	83
4	Чулпаново	Лес			45	58	60	59
		Поле						
5	Черемшан	Лес						
	Водосбор	Средние взвешенные величины	(13)	16	50	79	85	74

В табл. 10.2 приведены элементы ландшафта, но без процентного распределения площади угодий, поэтому запасы воды в снеге на 20-е число каждого месяца для всего водосбора получены методом среднего арифметического.

Изменение запасов воды в снеге за расчетный период каждого месяца календарного года в табл. 10.2 вычисляется по формуле

$$\Delta S_c = S_{c.k} - S_{c.n}, \quad (10.9)$$

где $S_{c.k}$ и $S_{c.n}$ — снегозапасы в начале и конце каждого месяца, миллиметры.

В табл. 10.1 за январь приведены две величины 21 (29). Значение снегозапасов 29 мм получено как сумма снегозапасов, перешедших с ноября (13 мм) и декабря (16 мм), что в сумме составляет 29 мм. Значение снегозапасов января 21 мм получено

по формуле (10.9) как разность запасов на 20 января (50 мм) за вычетом накопления снеготзапасов, равного 29 мм: $50 - 29 = 21$ мм. По данным табл. 10.1 аналогично получены значения снеготзапасов за февраль $79 - 50 = 29$ мм, за март $85 - 79 = 6$ мм. В табл. 10.1 приведено изменение запасов воды в снеге на конец зимнего периода. К началу половодья 1 апреля на водосборе накопилось запасов воды в снеге $21 + 29 + 29 + 6 = 85$ мм. Эта величина со знаком минус (—) записывается в графу 7 табл. 10.1.

В декабре принято 16 мм. За 1970 календарный год $21 + 29 + 29 + 16 = 101$ мм, и если вычесть величину 85, то получим $101 - 85 = 16$ мм за год. При расчете изменений влагозапасов в снеге следует увязать некоторые компоненты. Например, снеготзапасы для безоттепельных периодов следует согласовать с данными по выпадающим осадкам и испарению со снега. Если отсутствуют данные наблюдений за снеготзапасами на даты начала и пика половодья, то изменение запасов воды в снеге определяется по измененной формуле (10.10) в виде

$$\Delta S_c = S_{c,к} - S_{c,н} + P - E - \varphi_{п}, \quad (10.10)$$

где $S_{c,к}$, $S_{c,н}$ — соответственные значения снеготзапасов в даты их измерения (несовпадающими с датами начала и пика половодья); P , E , $\varphi_{п}$ — значения осадков, испарения и поверхностного стока за период от даты измеренных снеготзапасов до даты начала и пика половодья.

Изменение запасов воды в озерах, водохранилищах, болотах $\Delta S_{оз}$, $\Delta S_{б}$. При составлении водных балансов эти изменения учитываются в случаях, когда на водосборе площадь озера и водохранилища составляет не менее 2%, а площадь болот — не менее 5%.

Изменение запасов воды в озерах, водохранилищах и болотах определяется с учетом колебания уровня в них.

Для озера и водохранилища изменения определяются по формуле

$$\Delta S_{оз} = S_{оз,к} - S_{оз,н}, \quad (10.11)$$

где $S_{оз,к}$ и $S_{оз,н}$ — запасы воды в озерах и водохранилищах на начало и конец расчетного периода (см. упражнение 10.2).

Изменение запасов воды в болотах за расчетный интервал времени определяется по соотношению

$$\Delta S_{б} = -\mu_1 \Delta H_1, \quad (10.12)$$

где μ_1 — коэффициент водоотдачи активного или инертного слоя; ΔH_1 — изменение уровня воды за расчетный интервал времени.

В бассейне р. Черемшан — г. Новочеремшанск озера и болота составляют меньше 2 и 5% площади водосбора и изменения запасов воды в них не рассчитываются.

Изменение запасов воды в русловой сети $\Delta S_{р}$. В составлении водного баланса р. Черемшан — г. Новочерем-

шанск не рассматриваются изменения запасов в руслевой сети. Пример расчета приведен в упражнении 10.2.

Изменение почвенных влагозапасов ΔM . Запас воды в почве — количество воды, содержащееся в метровом слое почвы. Для получения запасов воды определяется: объемный вес и мощность слоя, в отношении которого вычисляется запас влаги. Величина ΔM представляет собой изменение запасов продуктивной влаги за какой-либо интервал времени. Для определения средних взвешенных запасов влаги на водосборе в бассейне р. Черемшан — г. Новочеремшанск наблюдения проводились в трех пунктах на различных типах почв, а затем определялись средневзвешенные значения в зависимости от процентного соотношения типов почв. Запасы влаги в зоне аэрации ниже метрового слоя не учитываются, и поэтому эти изменения входят в невязку водного баланса.

Средняя за месяц продуктивная влажность почвы определяется по формуле

$$\bar{M} = \frac{M_1 + M_2 + M_3 + M_4}{4} \quad (10.13)$$

или

$$\bar{M} = \frac{M_n + M_k}{2}, \quad (10.14)$$

где M_1, M_2, M_3 — запасы продуктивной влаги в мм на начало 1, 2 и 3 декад; M_4 — конец 3-й декады или начало следующего месяца; M_n и M_k — запасы на начало и конец месяца. Формула (10.14) принимается при отсутствии наблюдений по декадам.

Изменение продуктивных запасов в верхнем метровом слое почво-грунтов за расчетный период определяется по формуле

$$\Delta M = M_k - M_n. \quad (10.15)$$

В табл. 10.1 значения ΔM приведены по данным за месячный интервал времени.

Если отсутствуют данные наблюдений за влажностью почвы в метровом слое, то для расчета M_k рекомендуется формула

$$M_k = \frac{1}{1+C} [M_n(1-C)P + Y - \Delta S_n + \Delta U], \quad (10.16)$$

где M_k и M_n — продуктивная влажность почвы на конец и начало выбранного интервала времени; $C = \frac{E_0 - K_p}{2M_{\text{наим}}}$ — параметр, где E_0 — испаряемость (см. упражнение 2.4); K_p — коэффициент, учитывающий долю осадков в испарении с поверхности водосбора; P — осадки; $M_{\text{наим}}$ — продуктивная наименьшая влагоемкость; Y — сток; ΔU — сумма изменений запасов воды

в озерах, водохранилищах, болотах (поверхностная аккумуляция); $\Delta S_{\text{п}}$ — изменение запасов подземных вод. Подробнее указания к расчету изложены в [54].

Изменение на водосборе запасов подземных вод ΔU . Изменение запасов воды в водоносных горизонтах за принятый интервал времени для каждой скважины определяется по соотношению

$$\Delta U_i = -\mu \Delta H_i, \quad (10.17)$$

где ΔU_i — изменение запасов воды в водоносных горизонтах i -той скважины; μ — коэффициент водоотдачи этих горизонтов; $\Delta H_i = H_{\text{к}} - H_{\text{н}}$ — изменение уровня подземных вод за начальный (н) и конечный (к) момент времени.

При наблюдении за уровнем грунтовых вод отчет уровня грунтовых вод производится относительно поверхности почвы или с учетом приводки от отметки верха скважины. Таким образом, увеличение абсолютного значения уровня грунтовых вод H_i указывает на уменьшение их запасов, и наоборот, что вызывает необходимость введения знака минус в формуле (10.17).

Значение коэффициента водоотдачи μ определяется по формуле

$$\mu = \mu_{\text{п}} - \mu_{\text{наим}}, \quad (10.18)$$

где $\mu_{\text{п}}$ — полная влагоемкость и $\mu_{\text{наим}}$ — наименьшая (полевая) влагоемкость в долях от единицы или %, отнесенные к слою, для которого они определяются.

Сведения о полной и наименьшей влагоемкости водоносных пород представляют гидрогеологические организации, а при отсутствии данных можно использовать приближенные значения по табл. 10.3.

Таблица 10.3

Значения коэффициентов водоотдачи для отдельных водовмещающих пород

Порода	μ	Порода	μ
Суглинки средние	0,02—0,04	Пески среднезернистые	0,12—0,20
Суглинки легкие	0,04—0,06	Пески крупнозернистые	0,20—0,30
Смеси средние	0,06—0,08	Пески гравелистые	0,25—0,35
Пески тонкозернистые, мелкозернистые и смеси легкие	0,08—0,12	Известняки трещиноватые	0,01—0,10

В табл. 10.4 приведены результаты расчета изменений запасов подземных вод для бассейна р. Черемшан, сложенного среднезернистыми песками.

Расчет изменения запасов подземных вод ΔU на водосборе
 р. Черемшан — г. Новочеремшанск, 1970 г., $\mu=0,2$

№ п/п	Пункт наблюдения	Характеристика	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
1	Скв. 1	Уровень воды, см	375	367	372	290	300	351	351	371	378	365	365	357
		Изменение уровня ΔH см	-18	-8	-5	82	-10	-51	0	-20	-7	13	0	31
		Изменение запаса подземных вод ΔU см	-36	16	-10	126	-20	-102	0	-40	-14	26	0	62
2	Скв. 2	Уровень воды, см	329	332	336	225	231	259	297	316	304	305	305	316
		Изменение уровня ΔH см	-17	-3	-4	111	-6	-28	-38	-19	12	-1	-3	-8
		Изменение запаса подземных вод ΔU см	-34	-6	-8	222	-12	-46	-72	-38	44	-2	-6	24
Водосбор		Средневзвешенные изменения запасов	-35	5	-3	174	-16	-74	-36	-39	15	12	-3	43

Рассмотрим расчет за июнь и октябрь. По табл. 10.3 коэффициент водоотдачи $\mu = 0,20$. Июнь: для скв. 1: $\Delta U_1 = -\mu \Delta H_1 = -0,2(351 - 300) = -0,2 \cdot 51 = -10,2$ см $= -102$ мм; для скв. 2: $\Delta U_2 = -\mu \Delta H_2 = -0,2(259 - 231) = -0,2 \cdot 28 = -5,6$ см $= -56$ мм.

Среднее взвешенное для водосбора $\Delta U_{VI} = \frac{-102 + (-56)}{2} = \frac{-158}{2} = -79$ мм.

Октябрь: для скв. 1: $\Delta U_1 = -\mu \Delta H_1 = -0,2(365 - 378) = -0,2(-13) = 0,2 \cdot 13 = 2,6$ см $= 26$ мм; для скв. 2: $\Delta U_2 = -\mu \Delta H_2 = -0,2(305 - 304) = -0,2(1) = -0,2$ см $= -2$ мм. Среднее взвешенное для водосбора $\Delta U_X = \frac{26 + (-2)}{2} = \frac{24}{2} = 12$ мм. По-

лученные таким образом величины перенесем в табл. 10.4.

В табл. 10.4 приведены данные наблюдений по двум скважинам. Для уточнения средневзвешенного значения изменения запасов подземных вод по данным гидрогеологических профилей и разрезов устанавливается часть площади водосбора f_i , на которую можно распространить данные наблюдений за уровнем подземных вод в i -той скважине.

Среднее изменение запасов подземных вод на водосборе вычисляется по соотношению

$$\Delta U = \frac{\Delta U_1 f_1 + \Delta U_2 f_2 + \dots + \Delta U_n f_n}{F}, \quad (10.19)$$

где ΔU_i — изменение запасов воды в i -той скважине; f_i — часть площади водосбора, характеризующая i -той скважиной; F — площадь водосбора.

Следует отметить, что изменение запасов подземных вод на водосборе вследствие малой сети наблюдательных станций и изменчивости гидрогеологических условий определяется с погрешностями, вследствие чего расчет должен проводиться при консультации со специалистами гидрогеологами.

Изменение запасов подповерхностных вод ΔS . В табл. 10.1 приведены две величины суммарных влагозапасов: в числителе по осадкам P (с учетом всех видов поправок), в знаменателе по осадкам P_1 (исправленные только на смачивание). Величина ΔS вычисляется исходя из уравнения (10.2) в виде:

$$\Delta S = P - Y - Y_\alpha + Y_\beta - E - \Delta S_c - \Delta S_{oz} - \Delta S_6 - \Delta S_p, \quad (10.20)$$

обозначения известны.

Рассмотрим расчет для мая. Величины Y_α , Y_β , ΔS_c , ΔS_{oz} , ΔS_6 , $\Delta S_p = 0$ и тогда в числителе $\Delta S = 24 - 8 - 95 = -79$ мм и в знаменателе $\Delta S = 22 - 8 - 95 = -81$ мм.

Изменение подповерхностных вод по измерениям вычисляется по формуле

$$\Delta S' = \Delta M + \Delta U. \quad (10.21)$$

Для июня $\Delta S' = 2 + (-74) = -72$ мм.

Неучтенные элементы баланса и его погрешности η — вычисляются как остаточный член уравнения (10.2) по выражению

$$\eta = \Delta S - \Delta S'. \quad (10.22)$$

Значение η приводится в числителе и знаменателе также с учетом осадков P и P_1 .

Для июня: числитель $\eta = -22 - (-72) = 50$ мм, знаменатель $\eta = -29 - (-72) = 43$ мм. Годовая невязка всего баланса равна 20 мм при расчете по осадкам P и -87 мм при расчете по осадкам P_1 .

Если сопоставить полученную погрешность $\eta = 20$ мм с годовой суммой осадков $P = 640$ мм, то получим $\eta = 3,1\%$, а если рассчитать для суммы осадков $P_1 = 533$ мм $\eta = 87$ мм, то ошибка баланса возрастет до 14,4%.

Восстановленный сток Y' — вычисляется по формуле

$$Y' = Y + \Delta S_B + Y_\alpha + Y_\beta, \quad (10.23)$$

где ΔS_B — изменение запасов воды в водохранилищах. В табл. 10.1 $Y' = Y$, так как значения ΔS_B , Y_α и Y_β не учитывались.

3. Анализ составленного водного баланса заключается в оценке надежности исходных данных, применимости методик определения составляющих водного баланса и принятого осреднения элемента по площади. Воднобалансовые данные (годовые и месячные) следует сравнивать с многолетними значениями, полученными по картам, с нормами, опубликованными в гидрологической литературе, а также сопоставлять с данными бассейнов-аналогов.

Одной из форм анализа составленного уравнения водного баланса является комплексный интегральный график элементов баланса. Предварительно составляется табл. 10.5, в которой производится последовательное суммирование некоторых месячных сумм элементов баланса.

Таблица 10.5

Интегральные сводные данные элементов водного баланса (мм)
р. Б. Черемшан - г. Новочеремшанск, 1970 г.

Месяц	ΣP	ΣY	ΣE	$\Sigma (P + E)$	$\Sigma \Delta S_c$
I	28	1	2	3	21
II	63	2	8	10	50
XII	611 (640)	97	466	563	16

На рис. 10.1 приведен комплексный интегральный график элементов водного баланса по данным табл. 10.5 (суммы элементов отнесены на конец каждого месяца). Следует отметить, что такие графики лучше строить за гидрологические годы, когда происходит полный цикл накопления и расходования влаги в бассейне.

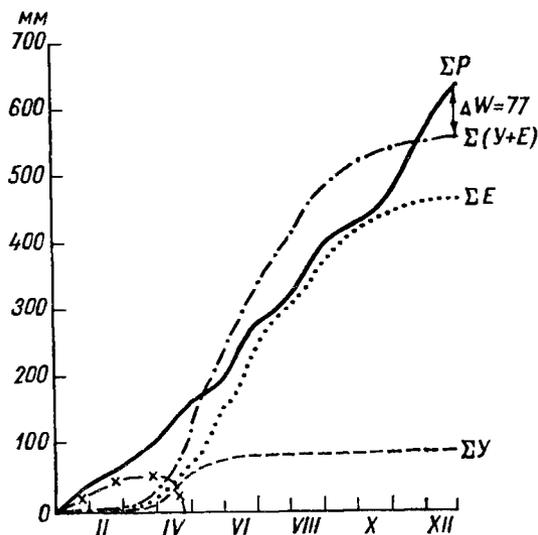


Рис. 10.1. Комплексный интегральный график некоторых элементов водного баланса р. Б. Черемшан — г. Новочеремшанск за 1970 г.

Рассмотрим изменения приходных и расходных элементов ΣP , ΣY , ΣE , $\Sigma(Y+E)$ и аккумуляционного члена $\Sigma \Delta S_c$. В период с января по март происходит интенсивное нарастание осадков, запасов воды в снеге при очень незначительном испарении и стоке. С апреля началось снеготаяние, а в связи с этим наблюдалось уменьшение запасов воды в снеге, увеличение стока и испарения. С мая по декабрь сток постепенно увеличивался, достигнув к концу периода 97 мм, суммарное испарение к концу года достигло 466 мм, что в сумме составило 563 мм. По кривым хорошо видно, что изменение влагозапасов в бассейне за год $\Delta W = \Sigma P - \Sigma Y - \Sigma E = 640 - 563 = 77$ мм. Можно на комплексный интегральный график наносить и другие аккумуляционные члены уравнения баланса, как рассчитанные по балансу, так и полученные в результате наблюдений. Но анализ их хода лучше производить по данным за многолетний период.

Упражнение 10.2. Рассчитать запас воды в средней русловой сети на участке реки, расположенной в лесостепной зоне, за период паводка в июне

Дано: 1. $F=3750 \text{ км}^2$, длина участка реки от истока $L=100 \text{ км}$.

2. Средний расход воды за июнь $Q'_j=183 \text{ м}^3/\text{с}$, максимальный средний многолетний расход $Q_{\text{макс}}=2100 \text{ м}^3/\text{с}$.

3. Средний уклон водной поверхности $I=0,04\%$. Пойма средняя, средняя ширина русла в половодье $B_{\text{п}}=780 \text{ м}$, в межень $B_{\text{м}}=64 \text{ м}$.

4. Время добегания $\tau_j=1,6$ суток.

5. Средний модуль стока по рекам-аналогам $\bar{q}=0,04 \text{ м}^3(\text{с} \times \text{км}^2)$.

Требуется: 1. Рассмотреть методику расчета.

2. Рассчитать объем воды в русловой сети на беспроточном участке.

3. Произвести приближенную оценку запасов воды в русловой сети.

Решение: 1. При составлении детальных балансов речных бассейнов необходимо рассчитать изменение запасов воды в русловой сети за периоды подъема и спада уровня (половодье и паводки).

Русловые запасы воды рассчитываются для бассейнов с площадью водосбора более 2000 км^2 .

Русловая сеть делится на крупную, среднюю и мелкую.

К крупной русловой сети относятся отрезки русловой системы, ограниченные сверху створами, находящимися на равном удалении от истоков рек ($l=50, 100$ или 150 км), а снизу — фактическим замыкающим расчетным створом бассейна.

К средней и мелкой русловой сети относятся остальные отрезки русловой системы от их истока до намеченных створов. Створы намечаются на различных расстояниях от истока в зависимости от площади бассейна по данным табл. 10.6.

Таблица 10.6

Расстояние от створов в зависимости от площади бассейна

$F \text{ км}^2$	$L \text{ км}$	Примечание
$>100\ 000$	150	При плотной сети — 100 км При менее плотной сети — 150 км
100 000—15 000	150—100	
$<15\ 000$	50	

Подсчет объема воды в русловой сети на каком-либо беспроточном j -том участке S_{pj} на заданную расчетную дату вычисляется по формуле

$$S_{pj} = \bar{Q}_j \tau_j, \quad (10.24)$$

где \bar{Q}_j — средний расход на участке на расчетную дату; τ_j — время добегания.

Расход на участке \bar{Q}_j можно определить двумя способами:

1) по расходу воды \bar{Q}_j в створе данного участка

$$\bar{Q} = m\bar{Q}_j, \quad (10.25)$$

где m — отношение площади водосбора, которая соответствует створу, расположенному в середине участка, к площади водосбора, замыкаемой гидрометрическим створом всего участка;

2) по среднеарифметическому значению

$$\bar{Q}_j = \frac{Q_{j1} + Q_{j2}}{2}, \quad (10.26)$$

где Q_{j1} и Q_{j2} — расходы на концах участка.

Для данного примера вычисление \bar{Q}_j произведено по формуле (10.26). При $F = 3750$ км² площадь, соответствующая середине участка, $F_1 = 1940$ км², тогда $m = \frac{1940}{3750} = 0,52$.

Средний расход на участке на июнь $\bar{Q}_j = mQ'_j = 0,52 \cdot 183 = 95$ м³/с.

Объем воды в русловой сети на июнь по формуле (10.24) равен $S_{р\text{VI}} = \bar{Q}_j \tau_j = 95 \cdot 1,6 \text{ сут} = 95 \cdot 142857 = 13,6$ млн. м³.

Если на участке реки сливается несколько рек примерно одинаковой величины, то объем воды в русловой сети вычисляется с учетом времени добегания на притоках (см. [21]).

2. Запасы воды в средней и мелкой русловой сети в млн. м³ приближенно можно вычислять по соотношению

$$S_p = \frac{\bar{q}}{u} (CF + D), \quad (10.27)$$

где \bar{q} — среднее арифметическое значение модуля стока по рек-аналогам, м³/(с · км²); \bar{u} — средняя по бассейну скорость течения, м/с; принимается как среднее арифметическое из скоростей рек-аналогов с длиной $\leq 50, 100$ и 150 км; F — площадь всего бассейна; C и D — параметры для территории ЕТС по табл. 10.7. Для равнинных рек остальной территории СССР условно принимаются параметры C и D лесостепной зоны.

Средняя скорость течения \bar{u} может быть вычислена как среднее арифметическое из скоростей u' , определенных для рек-аналогов по формуле

$$u' = 0,75 \sqrt{Q_{\text{МАКС}}^{0,25} J_{\text{CP. Б.}}^{0,38}} \quad (10.28)$$

Значения параметров C и D для подсчета запасов воды в средней и мелкой русловой сети рек ЕТС

Природная зона	Диапазоны русловой сети (расстояние от истока), км					
	0—50		0—100		0—150	
	C	D	C	D	C	D
Тундровая	0,017	6,65	0,040	40,3	0,066	108
Лесная	0,018	6,49	0,042	39,8	0,068	107
Лесостепная	0,013	7,53	0,035	43,1	0,061	110
Степная	0,011	7,88	0,032	44,2	0,058	110
Полупустынная	0,011	8,09	0,031	25,1	0,057	111

где v — параметр по табл. 10.8; $Q_{\text{макс}}$ — средний многолетний максимальный расход воды, принимаемый по данным наблюдений или по аналогии, $\text{м}^3/\text{с}$; $I_{\text{ср. вэ}}$ — средний меженный уклон водной поверхности в промилле.

Для данного примера при вычислении скорости по формуле (10.28) определяется отношение средней ширины в половодье к средней ширине в межень $V_{\text{ср. п}}/V_{\text{ср. м}} = 780/64 = 12,2$ и по табл. 10.8 для средней поймы $v = 0,20$.

Таблица 10.8

Значения параметра v

Пойма	$\frac{V_{\text{ср. п}}}{V_{\text{ср. м}}}$	v
Очень большая	40—30	0,12—0,14
Большая	25—30	0,15—0,16
Средняя	15—10	0,19—0,22
Небольшая	5—2	0,26—0,30
Отсутствует	1,3—1,1	0,32—0,35

Значение скорости по формуле (10.28) равно

$$u = 0,75 \cdot 0,20 \cdot 2100^{0,25} \cdot 0,04^{0,38} = 0,34 \text{ м/с.}$$

По табл. 10.7, согласно исходным данным, $C = 0,035$ и $D = 43,1$. Объем воды в русловой сети по формуле (10.27) равен:

$$S_p = \frac{q}{u} (CF + D) = \frac{0,04}{0,34} (0,035 \cdot 3750 + 43,1) = 20,9 \text{ млн. м}^3.$$

При расчете запасов в русловой сети по изложенной выше методике определяются запасы в русловой сети на начальный

момента времени $S_{p, n}$ и конечный $S_{p, k}$, а изменение этих запасов можно получить из соотношения

$$\Delta S_p = S_{p, k} - S_{p, n} \quad (10.29)$$

Величина ΔS_p входит в уравнение водного баланса (10.2).

10.2. Составление руслового водного баланса

Упражнение 10.3. Составить детальный и гидрометрический русловый водный баланс.

Дано: детальный и гидрометрический водный баланс р. Амударьи на участке от Керки до Ильчика за май 1972 г. (табл. 10.9 и 10.10).

Требуется: 1. Рассмотреть уравнение русловых водных балансов и привести пояснения к табл. 10.9 и табл. 10.10.

2. Оценить точность составленных балансов.

Решение: 1. В связи с увеличивающимся преобразованием гидрологического естественного режима рек в зонах водопотребления и изменением соотношения основных составляющих стока, его изъятий, потерь, сбросов возникает необходимость более точного их учета на отдельных участках. Для этой цели предлагаются уравнения руслового водного баланса, которые составляются для участка реки или канала, ограниченного створами, с учетом естественных и искусственных изменений расходов между ними.

В зависимости от полноты учитываемых элементов рассматриваются: детальный и гидрометрический русловые балансы.

Уравнение детального руслового водного баланса (сокращенно РВБ) имеет вид

$$Q_{в} - Q_{н} + Q_{б.п} + Q_{вз} + Q_{вс} - Q_{и.т} + Q_{ос} \pm Q_{л} \pm Q_{с} \pm Q_{р.р} \pm Q_{б.р} \pm Q_{ф} \pm Q_0 = 0, \quad (10.30)$$

где $Q_{в}$ и $Q_{н}$ — расходы воды в верхнем и нижнем створах; $Q_{б.п}$ — расходы боковых притоков; $Q_{вз}$ и $Q_{вс}$ — соответственно расходы водозаборов и сбросов вод по коллекторно-дренажной сети (без подземного возврата с орошаемых массивов); $Q_{и.т}$ — расходы на испарение и транспирацию воды влаголюбивой растительностью в пойме; $Q_{ос}$ — поступление воды от осадков; $Q_{л}$ и $Q_{с}$ — потери воды на льдообразование и поступление от таяния льда и снега; $Q_{р.р}$ и $Q_{б.р}$ — соответственно расходы руслового и берегового (грунтового регулирования); $Q_{ф}$ — расходы фильтрационного оттока и притока подземных вод в русло, в том числе и возврат оросительных вод подземным путем;

Детальный русловой водный баланс
р. Амударья, участок Керки Ильичик, май 1972 г.

№ п/п	Элемент баланса	Обозначение	Расход, м³/с	Ошибка	
				%	м³/с
А. Приходная часть					
1	Расходы в верхнем створе	Q_B	2190	3	65,7
2	Расход боковых притоков	$Q_{б. п}$	—	—	—
3	Сбросы оросительных систем	$Q_{в. с}$	24,8	5	1,2
4	Русловое регулирование	$Q_{р. р}$	5,7	10	0,6
5	Осадки	$Q_{о. с}$	—	—	—
Суммарный приход		Q_A	2220		
Б. Расходная часть					
1	Расход в нижнем створе	Q_n	1800	3	54
2	Водозаборы оросительных систем	$Q_{вз}$	196	4	7,8
3	Русловое регулирование	$Q_{р. р}$	—		
4	Испарение с водной поверхности и транспирация влаги растениями в пойме и русле реки	$Q_{и. т}$	60	15	3,0
Суммарный расход		Q_B	2055		
В. Результаты расчета					
1	Остаточный член РВБ				
	$Q_0 = Q_A - Q_B = (Q_B + Q_{вс} + Q_{р. р}) - (Q_n + Q_{вз} + Q_{и. т}) =$ $= (2190 + 24,8 + 5,7) - (1800 + 196 + 60) =$		165		
2	Ошибка определения остаточного члена σ_0 [по формуле (10.32)]			52,2	86

Г. Значимость остаточного члена РВБ

1. Показатель значимости $\alpha_p = \frac{Q_0}{\sigma_0} = \frac{165}{86} = 1,9$

2. Физическая природа остаточного члена — отток подземных вод из русла реки

Q_0 — остаточный член уравнения РВБ, аналогично величине η в уравнении (10.30). Все члены уравнения выражены в м³/с.

Гидрометрический русловой водный баланс не составляется, если трудно получить для рассматриваемого участка достаточное количество гидрометеорологических и гидрогеологических

Гидрометрический русловой водный баланс
р. Амударья, участок Керки-Ильчик, май 1972 г.

№ п/п	Элемент баланса	Обозначение	Расход, м³/с	Ошибка	
				%	м³/с
1	2	3	4	5	6
А. Приходная часть					
1	Расход воды в верхнем створе	$Q_{в}$	2190	3	65,7
2	Расход боковых притоков	$Q_{б. п}$	—	—	—
3	Сбросы оросительных систем	$Q_{вс}$	24,8	5	1,2
4	Русловое регулирование	$Q_{р. р}$	5,7	10	0,6
Суммарный приход		Q_A	2220		
Б. Расходная часть					
1	Расход в нижнем створе	$Q_{н}$	1800	3	54,0
2	Водозаборы оросительных систем	$Q_{вз}$	195	4	7,8
3	Русловое регулирование	$Q_{р. р}$	—	—	—
Суммарный расход		Q_B	1995		
В. Результаты расчета					
1	Остаточный член РВБ $Q_0 = Q_A - Q_B = (Q_{в} + Q_{вс} + Q_{р. р}) - (Q_{н} + Q_{вз}) =$ $= (2190 + 24,8 + 5,7) - (1800 + 195) =$	Q_0	225		
2	Ошибка определения остаточного члена σ_0 [по формуле (10.32)]		—	37,8	85,0

сведений. В этом случае сокращенное уравнение (10.31) имеет вид

$$Q_{в} - Q_{н} + Q_{б. п} - Q_{вз} + Q_{вс} \pm Q_{р. р} \pm Q_0 = 0, \quad (10.31)$$

где все обозначения известны.

Русловые водные балансы составляются за периоды: месяц, кварталы года, вегетационный, эксплуатационный, паводочный. Для получения составляющих уравнений (10.30) и (10.31) производятся специальные гидрологические наблюдения согласно [4, 17].

Все компоненты уравнений (10.30) и (10.31) определяются по материалам наблюдений или расчетным методом, величина

невязки баланса Q_0 вычисляется из уравнений по разности. В данном упражнении приведен пример составления РВБ согласно [17].

Рассмотрим вычисление каждого члена уравнений (10.30) и (10.31).

а. Речной сток $Q_{в.}$, $Q_{из.}$, $Q_{б.п.}$ расходы воды (средние за сутки, декаду, месяц) вычисляются по методике, изложенной в [49], с учетом среднего квадратического рассеяния

$$\sigma_0 = \sqrt{\frac{\sum_1^N (Q_{in} - Q_{ik})^2}{N}}, \quad (10.32)$$

где Q_{in} и Q_{ik} — соответственно расходы, измеренные и снятые с кривой $Q = f(H)$ при одном и том же уровне H_i , N — число случаев.

Величина σ_0 обусловлена погрешностью измерения расходов.

Подробный разбор ошибок приведен в работе [28].

б. Водозаборы и сбросные воды $Q_{вз.}$ и $Q_{вс.}$ учитываются следующими способами: 1) русловым с использованием кривых расходов с поправками уровня, 2) гидравлическим — по водозаборным и сбросным сооружениям, 3) по установкам водомеров.

Допускаются средние квадратические ошибки отбора воды 2–4%.

в. Русловое регулирование — зависит от накопления воды в емкостях русла при подъеме уровня и отдаче ее при спаде.

В приближенных расчетах руслового регулирования участок реки рассматривается в виде резервуара, изменение запасов воды в котором ΔW выражается соотношением

$$\Delta W = W_{пр} - W_0, \quad (10.33)$$

где $W_{пр}$ и W_0 — соответственно приток и отток воды.

Средний расход руслового регулирования $Q_{р.р.}$ за период T равен

$$Q_{р.р.} = \frac{\Delta W}{T}. \quad (10.34)$$

Необходимое условие, чтобы $T \gg \tau$, где τ — время добегания от верхнего до нижнего створа.

На рис. 10.2 представлена схема, поясняющая образование объема ΔW .

За какой-то период времени T в створе I при подъеме уровень изменился на величину $\Delta H_{в.}$ при абсолютной отметке в верхнем створе $z'_{в.}$. Соответственно в створе II уровень изменился на $\Delta H_{н.}$ при абсолютной отметке уровня $z'_{н.}$. Первоначальные отметки уровня в створах соответственно $z_{в.}$ и $z_{н.}$. При выходе

наивысшего уровня на пойму образовалась площадь $F_{\text{в}}$. Определение площади зеркала $F_{\text{в}}$ производится планиметрированием карт масштаба 1 : 1 000 000 и планов, составленных по данным аэрофотосъемок русла и поймы, выполненных последовательно по мере повышения уровня. Если не представляется возможным определить по данным аэрофотосъемки, можно $F_{\text{в}}$ вычислить приближенно по соотношению

$$F_{\text{в}} = B_{\text{ср}} L, \quad (10.35)$$

где L — длина участка; $B_{\text{ср}}$ — средняя ширина по гидростворам I и II (с уточнением ее по рекогносцировочным маршрутам).

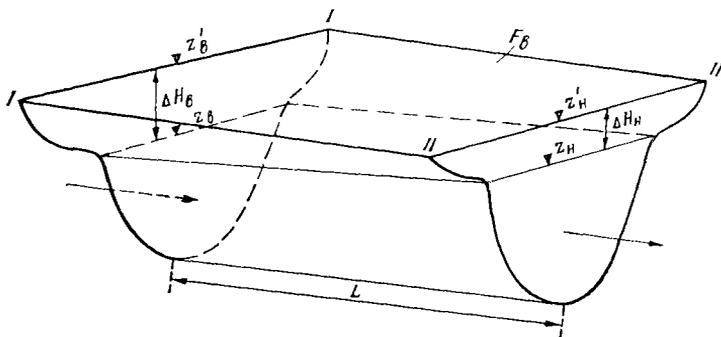


Рис. 10.2. Схема к расчету изменения запаса воды ΔW .

Вычисляется средняя отметка уровня на участке

$$z_{\text{ср}} = 0,5 (z_{\text{в}} + z_{\text{н}}). \quad (10.36)$$

Строится зависимость $F_{\text{в}} = f(z_{\text{ср}})$ для различных периодов подъема уровня, схема которой представлена на рис. 10.2.

Расход руслового регулирования $Q_{\text{р.р}}$, м³/с определяется по формуле

$$Q_{\text{р.р}} = \frac{0,5 (\Delta z_{\text{в}} - \Delta z_{\text{н}})}{86400T} F_{\text{в}}, \quad (10.37)$$

где $\Delta z_{\text{в}}$ и $\Delta z_{\text{н}}$ — изменение уровня в верхнем и нижнем створах; T — период в сутках; $\omega_{\text{в}}$ — площадь зеркала воды для средней отметки уровня, осредненной за расчетный период.

Точность определения расхода зависит от точности определения площади $\omega_{\text{в}}$ и уровня воды; средняя квадратическая ошибка средней декадной величины $Q_{\text{р.р}}$ принимается 10–15% и средней месячной 5–10%.

г. Испарение подразделяется на а) испарение с водной поверхности $E_{\text{в}}$, б) испарение с периодически затопляемых и обсыхающих отмелей в русле реки $E_{\text{о}}$, в) транспирацию влаги растительностью с подтопленных частей поймы, г) суммарное испа-

рение с участков русла и поймы, занятых полупогруженной растительностью E_c . Для каждого вида испарения определяются площади по зависимости на рис. 10.3, причем точность определения площадей колеблется в пределах 20—25%. Величины испарения получаются по испарителям или расчетными методами (см. упражнение 2.5).

2. Оценка точности составления уравнений руслового баланса. Как указывалось при разборе уравнений (10.30) и (10.31), остаточный член уравнения Q_0 пред-

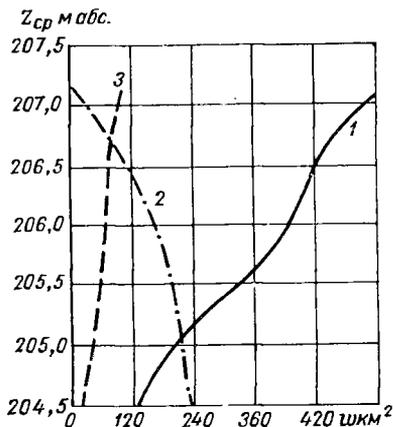


Рис. 10.3. Зависимость $\omega = f(z_{ср})$.

1 — водная поверхность, 2 — песчаные острова и отмели, 3 — полупогруженная растительность.

ставляет собой невязку баланса ΔQ , в которую входит частично величина неучтенных элементов, а также ошибки всех учтенных составляющих уравнений.

Рассмотрим оценку точности на примере гидрометрического руслового баланса за май по табл. 10.10. В графах 5, 6 приведены средние квадратические ошибки в % и в переводе на м³/с для каждого члена уравнения (подробные указания к расчету ошибок приведены в работе [17]).

Для уравнения (10.31) точность оценивается по формуле

$$\sigma_0 = \sqrt{\sigma_B^2 + \sigma_H^2 + \sigma_{б.л}^2 + \sigma_{вс.л}^2 + \sigma_{вз}^2 + \sigma_{р.р}^2}, \quad (10.38)$$

где σ_B , σ_H , $\sigma_{б.л}$, $\sigma_{вс.л}$, $\sigma_{вз}$, $\sigma_{р.р}$ — соответственно средние квадратические ошибки из графы 5 табл. 10.10.

Ошибка σ_0 получена равной 37,8%, или 85 м³/с.

Вводится величина α_p — доверительный интервал ошибки расчета в долях от ее среднего квадратического значения. Для оценки надежности РВБ принимается вероятность превышения

$P = 85\%$, для которого $\alpha_p = 2$. Критерий надежности составленного уравнения оценивается соотношениями:

$$\Delta Q > \alpha_p \sigma_0, \quad (10.39)$$

$$\Delta Q \geq 2\sigma_0. \quad (10.40)$$

Показатель значимости

$$\alpha_p = \frac{Q_0}{\sigma_0} > 2. \quad (10.41)$$

Например, в табл. 10.10 условие (10.41) соблюдается

$$\alpha_p = \frac{Q_0}{\sigma_0} = \frac{225}{85} = 2,65.$$

Физическое значение остаточного члена можно отнести за счет потерь стока на испарение, транспирацию, отток подземных вод из русла реки.

Аналогичные расчеты по оценке точности РВБ приведены в конце табл. 10.9.

11. ВЛИЯНИЕ ХОЗЯЙСТВЕННОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ НА СТОК

11.1. Расчеты стока, связанные с влиянием осушения земель

Упражнение 11.1. Оценить изменение минимальных суточных летних расходов р. Орессы — с. Верхутино после мелиорации по графическим связям соответственных величин мелиорированного и контрольного водосборов.

Д а н о: 1. Минимальные суточные летние модули мелиорируемого водосбора р. Оресса — с. Верхутино и немелиорируемых контрольных водосборов за период одновременных наблюдений (табл. 11.1).

Таблица 11.1

Минимальные суточные летние модули стока за 1926—1939; 1947—1972 гг.

Годы	Мелиорируемый водосбор		Контрольные водосборы		
	р. Оресса — с. Верхутино, $F = 520 \text{ км}^2$		р. Березина — г. Бобруйск, $F = 20\,000 \text{ км}^2$	р. Неман — с. Столбы, $F = 3070 \text{ км}^2$	р. Птичь — д. Кринка, $F = 2010 \text{ км}^2$
	% мелиор. земли	модуль стока $л/(с \cdot \text{км}^2)$	модуль, $л/(с \cdot \text{км}^2)$		
1926	—	1,02	1,34	1,76	1,10
1927	—	0,75	2,76	1,91	1,27
...
1933	—	1,75	4,72	3,98	3,23
1934	—	1,52	2,76	—	—
...
1938	—	0,71	1,94	—	1,00
1939	—	0,67	1,58	1,63	0,39
1947	—	0,65	2,22	2,31	1,25
...
1955	3,4	0,67	1,52	1,53	0,33
1956	4,5	0,88	2,57	2,31	1,20
...
1972	25,6	2,15	2,54	2,00	1,13

2. Площади водосборов и процент мелиорируемых земель водосбора р. Орессы (табл. 11.2).

Сведения о мелиорируемом и контрольных водосборах

Мелиорируемый водосбор	Контрольные водосборы	Уклон реки, ‰		Площадь водосбора, км ²	Средняя высота водосбора, м	Средний уклон водосбора ‰
		средний	средне-высший			
р. Оресса - Верхутино	р. Березина -- Бобруйск р. Неман -- Столбцы р. Птичь -- Кринка	0,45	0,23	520	160	5,1
		0,93	0,36	20 300	3 070	
		0,70	0,39	2 010	186	
Мелиорируемый водосбор	Контрольные водосборы	Залесенность, %		Общая заболоченность, %	Мелиориров. земли, %	Густота речной сети
		лес заболоченный	лес сухой			
р. Оресса—Верхутино	р. Березина—Бобруйск р. Неман—Столбцы р. Птичь—Кринка	29	42	31	25,6*	0,61
		15	35 22	23	—	0,54

* Сведения на 1972 г.

Требуется: 1. Выбрать контрольные водосборы.

2. Построить графики связи соответственных минимальных суточных летних модулей стока и установить границу влияния мелиоративных работ.

3. Оценить качественно и количественно изменения стока после мелиорации.

4. Определить количественные изменения минимального суточного летнего стока различной обеспеченности.

Решение: 1. Мелиоративные осушительные работы в водосборе р. Орессы начались в 1955 г. С 1961 г. мелиорируемая площадь стала заметно возрастать, достигнув к 1972 г. 25,6%.

Для оценки влияния мелиорации на сток следует сопоставить сток по исследуемому и контрольным водосборам за весь период одновременных наблюдений до и после проведения мелиоративных работ по указанным водосборам.

Контрольные водосборы должны быть расположены в одном и том же гидрологическом районе и находиться в естественном состоянии или с весьма слабым хозяйственным освоением (осу-

шение, промышленное использование, пруды и водохранилища и пр.).

Выбор контрольных водосборов связан с рядом трудностей (отличие размеров водосборов, несовпадения периодов наблюдений и пр.).

Для анализа изменений стока р. Орессы — Верхутино под влиянием мелиорации в качестве контрольных водосборов приняты р. Березина — г. Бобруйск, р. Неман — Столбцы и р. Птичь — Кринка, по которым имеются достаточно продолжительные ряды одновременных наблюдений.

В табл. 11.2 приведены некоторые сведения о выбранных водосборах.

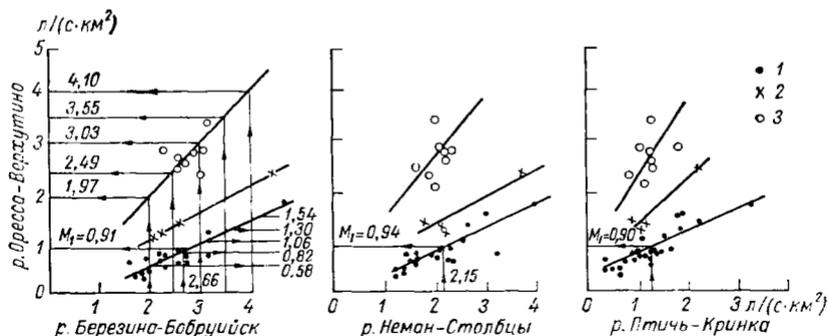


Рис. 11.1. Связь минимальных суточных летних модулей стока.

1) 1926—1939; 1947—1960; 2) 1961—1964; 3) 1965—1972 гг.

2. Графики связи соответственных минимальных суточных летних модулей стока строятся по данным за все годы наблюдений (табл. 11.1). На рис. 11.1 по оси ординат откладываются модули мелиорированного водосбора, по оси абсцисс — модули для контрольных водосборов. При этом масштабы выбираются таким образом, чтобы наклон линий связи был близок к 45° .

На трех графиках наблюдается группирование точек по периодам: а) 1926—1939; 1947—1954 гг.; в эти периоды на водосборе р. Орессы не было мелиоративных работ; с 1955 по 1960 г. были незначительные работы с охватом площади в пределах 3,4—4,5%; б) с 1961 по 1964 г. площади мелиорирования увеличиваются с 8,7 до 12,8%, что и сказалось на увеличении стока; в) с 1965 по 1972 г. начинается более интенсивное осушение с ростом густоты осушительной сети и увеличением мелиорируемых площадей от 17,3 до 25,6%. Точки связи группируются значительно выше.

Границей деления общего ряда наблюдений на два периода до и после проведения мелиоративных работ принимается, как правило, год, когда основные работы по мелиорированию водосбора завершены. Начало влияния мелиорации на сток хорошо

видно на приведенных графиках связи. Можно считать, что влияние мелиоративных работ на сток на водосборе р. Оресса — с. Верхутино началось с 1961 г. Расположение точек по группам достаточно тесное.

Внутри каждой выделенной группы может наблюдаться рассеяние точек, связанное с некоторым несинхронным ходом стока по сопоставляемым рекам, а также с влиянием мелиорации на сток в зависимости от водности года. Графическая связь может быть прямолинейной и криволинейной. При большом разбросе точек линию связи рекомендуется проводить по равнообеспеченным величинам, т. е. имеющим одинаковую вероятность превышения.

Равнообеспеченные значения определяются известными из упражнения 5.2 приемами. Ряды располагаются в убывающем порядке за весь период наблюдений, вычисляется вероятность превышения $P\%$ по формуле (5.16) и строятся графики связи по значениям минимальных модулей для одинаковых величин $P\%$. Линия связи проводится по центрам тяжести групп с отклонением не более $\pm 15\%$.

При построении линий связи можно применять метод корреляции, причем удовлетворительными считаются связи при $r \geq 0,70$. В данном примере линии связи на рис. 11.1 проведены графически по полю точек.

3. Качественная оценка изменений стока, произведенная по графикам связи, сводится к выводу о том, что летний суточный модуль стока после мелиорации заметно увеличился, особенно в период 1965—1972 гг.

Количественную оценку изменения можно производить по графикам связи двумя приемами.

Первый прием. В табл. 11.3 приведены средние значения стока по контрольным водосборам и р. Орессе — Верхутино (M_1) за период 1962—1972 гг. По каждому контрольному водосбору по средней величине стока за период после мелиорации по линии связи на рис. 11.1 до мелиорации восстанавливается сток р. Орессы для условий естественного режима за этот период (M_2) (на рис. 11.1 обозначено цифрами).

Как видно из табл. 11.3, сток по трем контрольным водосборам устойчиво увеличился в среднем на 196%.

Второй прием. На рис. 11.1 рассмотрим график связи модулей минимального стока по р. Орессе — Верхутино и р. Березиной — Бобруйск. Задаются равные интервалы стока по контрольному водосбору р. Березина — Бобруйск: 2,00, 2,50, ..., 4,00 л/(с·км²). Для каждого интервала с прямой связи до мелиорации снимаются для р. Орессы — Верхутино соответственные значения стока: 0,58, 0,82, ..., 1,54 л/(с·км²) и записываются в табл. 11.4. Одновременно с прямой связи мелиорации снимаются значения: 1,97; 2,49; ...; 4,10 л/(с·км²). Вычисляется изменение стока (табл. 11.4). Среднее изменение +194% стока

Таблица 11.3

Водосбор	Средний минимальный суточный сток за период после мелиорации, л/(с·км ²)			Изменение стока	
	контрольный водосбор	р. Оресса—с. Черкутино		$\frac{M_1 - M_2}{M_1} \cdot 100\%$	$\frac{M_1 - M_2}{M_1} \cdot 100\%$
		фактический M_1	восстанов. по графику связи M_2		
р. Березина — г. Бобруйск	2,66	2,71	0,91	+1,80	198
р. Неман — с. Столбцы	2,15	2,71	0,94	+1,77	188
р. Птичь — д. Крынка	1,26	2,71	0,90	+1,81	201
				Среднее	196

по мелиорируемому водосбору получено близким к величине, полученной первым приемом, равной +196%.

Таблица 11.4

Водосбор	Соответственные величины стока, л/(с·км ²)			Изменение стока	
	контрольный водосбор	мелиорируемый водосбор		$\frac{M_1 - M_2}{M_1} \cdot 100\%$	$\frac{M_1 - M_2}{M_1} \cdot 100\%$
		до мелиорации M_1	после мелиорации M_2		
р. Березина — г. Бобруйск	2,00	0,53	1,97	+1,39	240
	2,50	0,82	2,49	+1,67	204
	3,00	1,06	3,03	+1,97	186
	3,50	1,30	3,55	+2,25	173
	4,00	1,54	4,10	+2,56	166
				Среднее	194

Аналогичные расчеты можно проводить и по двум другим контрольным водосборам.

4. При расчете количественных изменений стока различной обеспеченности ввиду малого периода наблюдений после мелиорации определение параметров кривой обеспеченности M_0 , C_v и C_s производится графо-аналитическим способом приведения по опорным контрольным водосборам. Описание методики построения кривых обеспеченности см. упражнение 5.2; в табл. 11.5 представлены данные изменений.

Изменение минимальных суточных летних модулей стока
р. Орессы — с. Верхутино различной обеспеченности после мелиорации

Период наблюдений после мелиорации	За многолетний период			Модули стока ($л/(с \cdot км^2)$) различной обеспеченности $P\%$					
	M_0 $л/(с \cdot км^2)$	C_w	C_s	50	75	90	95	97	99
1965—1972	1,79	-0,90	0	1,75	1,52	1,35	1,27	1,22	1,13

В данном упражнении приведены сведения о влиянии мелиоративных осушительных работ на минимальный суточный сток в летний период. Аналогично может быть определено влияние осушения и на другие характеристики стока.

Наблюдения показали, что минимальный зимний суточный сток также увеличивается в некоторых водосборах до 130%.

Упражнение 11.2. Произвести расчет послемелиоративных изменений стока р. Вить — с. Борисовщина методом коэффициента приведения.

Д а н о: табл. 11.6.

Таблица 11.6

Сведения о расчетном и контрольном водосборах (аналогах)

Расчетный водосбор, аналоги (а, б)	Площадь водосбора, км ²	Лесистость, %	Заболоченность, %	Период наблюдений (число лет)	
				до мелиорации	после мелиорации
р. Вить -- с. Борисовщина	782	57	42	1948—63 (16)	1964—67 (4)
а) р. Словечна — с. Кузьмичи	914	69	24	1948—63 (16)	1964—67 (4)
б) р. Уза — с. Прибор	680	11	12	1948—63 (16)	1964—67 (4)

Требуется: 1. Рассмотреть методику применения коэффициентов приведения.

2. Произвести расчеты изменения стока по месяцам и за год.

Решение: 1. При анализе стока до и после мелиорации трудно бывает исключить влияние колебаний естественной водности. А. Г. Булавко [7] предлагает для этой цели метод приведения к одной водности с использованием коэффициента приведения. Сущность метода заключается в том, что определяется приведенный к прежним домелиоративным условиям сток расчетного водосбора за период после осушения и сравнивается с фактическим наблюдаемым стоком.

Коэффициент приведения можно определить двумя способами: 1) по отношению стока с мелиорируемого основного водосбора к стоку контрольного водосбора (водосбора-аналога) за период до мелиорации, 2) по отношению между стоком контрольного водосбора до и после мелиорации расчетного водосбора.

При вычислении коэффициентов приведения первым способом оказывает влияние точность определения площадей двух водосборов (расчетного и контрольного). Применение второго способа не зависит от погрешности определения двух площадей, поэтому в данном расчете применяется второй способ определения коэффициента приведения.

Введем обозначения: фактический сток с расчетного водосбора до и после мелиорации индексом «1 расч» и «2 расч». Соответственно сток с контрольного водосбора индексом «1 к» и «2 к». Коэффициент приведения $K_{пр}$ вычисляется по формуле

$$K_{пр} = \frac{C_{2к}}{C_{1к}}. \quad (11.1)$$

Приведенный сток расчетного водосбора за период после мелиорации может быть вычислен по формуле

$$C_{2\text{ расч. пр}} = K_{пр} C_{1\text{ расч.}} \quad (11.2)$$

Изменение стока после мелиорации вычисляется из соотношений:

$$\pm \Delta C_{\text{расч}} = C_{2\text{ расч.}} - C_{2\text{ расч. пр.}} \quad (11.3)$$

или

$$\pm \Delta C_{\text{расч}} = C_{2\text{ расч.}} - K_{пр} C_{1\text{ расч.}} \quad (11.4)$$

Коэффициенты относительного изменения стока расчетного водосбора после мелиорации можно получить по формулам:

$$K_{\text{изм}} = \frac{C_{2\text{ расч.}}}{C_{2\text{ расч. пр. ср}}}, \quad (11.5)$$

$$K_{\text{изм}} = \frac{C_{2\text{ расч.}}}{K_{пр. ср} C_{1\text{ расч.}}}. \quad (11.6)$$

2. Для анализа влияния мелиорации в водосборе р. Вить — с. Борисовщина используются данные по двум контрольным водосборам. Одновременные наблюдения до мелиорации имеют ряд в 16 лет, после мелиорации — четыре года.

Сведения о выбранных расчетном и контрольных водосборах в табл. 11.6 указывают на близкие гидрографические условия, причем водосбор р. Уза — с. Прибор имеет меньше лесистость и заболоченность.

В табл. 11.7 в строках 1—3 приведены исходные данные, средние за период наблюдений по месяцам и за год с указанием принятых обозначений.

Расчет послемелиоративных изменений стока
 Период наблюдений до мелиорации
 Мелнирируемый (расчетный) водосбор: р. Вить — с. Борисовщина

№ п/п	Показатели		Сток и его			
			X	XI	XII	
1	Сток контрольного водосбора «а»	до после	$C_{1К. а}$	4,9	4,8	7,1
			$C_{2К. а}$	3,0	4,0	12,3
2	Сток контрольного водосбора «б»	до после	$C_{1К. б}$	4,4	3,9	4,2
			$C_{2К. б}$	2,7	3,3	6,0
3	Сток расчетного водосбора	до после	$C_{1расч}$	2,8	3,5	3,3
			$C_{2расч}$	3,0	4,3	6,3
4	Коэффициенты приведения	контрольный водосбор «а»	$K_{п. а} = \frac{C_{2К. а}}{C_{1К. а}}$	0,61	0,83	1,73
		контрольный водосбор «б»	$K_{п. б} = \frac{C_{2К. б}}{C_{1К. б}}$	0,61	0,85	1,43
5	Средний коэффициент приведения		$K_{п. ср} = \frac{K_{п. а} + K_{п. б}}{2}$	0,61	0,84	1,58
6	Контрольный водосбор «а»		$C_{2расч. п} = K_{п. а} C_{1расч}$	1,7	2,9	5,7
7	Контрольный водосбор «б»		$C_{2расч. п} = K_{п. б} C_{1расч}$	1,7	3,0	4,7
8	Среднее $C_{2, расч. п}$ по двум контрольным водосборам			1,7	3,0	5,2
9	Изменение после мелиорации		$\pm \Delta C = C_{2расч} - C_{2расч. п. ср}$	1,3	1,3	1,1
			$\pm \Delta C = C_{2расч} - K_{п. ср} C_{1расч}$	1,3	1,4	1,1
10	Коэффициент изменения стока		$K_{изм} = \frac{C_{2расч}}{C_{2расч. п. ср}}$	1,76	1,43	1,21
			$K_{изм} = \frac{C_{2расч}}{K_{п. ср} C_{1расч}}$	1,76	1,46	1,21

Коэффициенты приведения и приведенный сток по контрольным водосборам вычисляются по формулам (11.1) и (11.2) и выводится их среднее значение.

Далее вычисляются изменения стока $\pm \Delta C$ и коэффициенты изменения $K_{изм}$ в относительных единицах по формулам (11.3) — (11.6). Как видно из табл. 11.7 (строки 9 и 10), величины ΔC и $K_{изм}$, рассчитанные двумя способами, получены очень близ-

по методу коэффициента приведения

1958—1963 гг., после — 1964—1967 гг.

Контрольные водосборы: а) р. Словечна — с. Кузьмичи,
б) р. Уза — с. Прибор

изменения (мм) по месяцам и за год

I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	Год
5,6	6,4	18,3	27,2	9,3	3,8	6,5	3,1	3,8	100,8
5,0	17,3	42,0	25,8	6,8	7,8	5,2	2,8	2,5	134,5
3,5	4,2	15,6	37,1	6,8	2,7	3,2	2,2	4,0	91,6
2,3	7,7	35,5	33,2	5,8	3,2	2,5	3,0	4,2	108,4
3,1	2,8	11,5	27,2	8,4	3,6	2,4	1,4	1,3	71,9
4,0	7,3	25,0	26,2	8,8	4,8	3,8	3,2	3,0	99,7
0,89	2,7	2,3	0,95	0,73	2,05	0,80	0,90	0,66	—
0,66	1,83	2,28	0,87	0,85	1,19	0,78	1,36	1,05	—
0,77	2,26	2,29	0,91	0,79	1,62	0,79	1,13	0,85	—
2,8	7,6	26,4	25,8	6,1	7,4	1,9	1,3	1,3	90,9
2,0	5,1	26,2	23,7	7,1	4,3	1,9	1,9	2,0	83,6
2,4	6,4	26,3	24,8	6,6	5,8	1,9	1,6	1,6	87,3
1,6	0,9	-1,3	1,4	2,2	-1,0	1,9	1,6	1,4	12,4
1,6	1,0	-1,3	1,4	2,2	-1,0	1,9	1,6	1,4	12,4
1,67	1,14	0,95	1,57	1,33	0,82	2,00	2,00	1,87	1,48
1,67	1,15	0,95	1,58	1,32	0,82	2,00	2,02	1,86	1,48

кими. При анализе изменений стока видно, что мелиоративные мероприятия увеличивают сток в расчетном водосборе. Наибольшее увеличение наблюдается с июля по сентябрь. Некоторое уменьшение стока наблюдалось в марте и июне, связанное с максимальным расходом весеннего половодья.

Увеличение годового стока на мелиорируемом водосборе в данном примере с коэффициентом $K_{изм} = 1,48$ происходит за

счет сокращения суммарного испарения и частично за счет сработки запасов грунтовых вод в первые годы после мелiorации.

Изложенный метод расчета влияния мелiorативных мероприятий позволяет определить лишь среднее изменение стока.

Упражнение 11.3. Оценить влияние агролесомелiorативных мероприятий на склоновый сток водосбора р. Девица — г. Нижисдевицк¹.

Дано: 1. Годовая сумма осадков на водосборе $X = 495$ мм.
2. Общие сведения о водосборе (табл. 11.8).

Таблица 11.8

Общие сведения о водосборе
р. Девица — г. Нижисдевицк

Площадь водосбора, км ²	Длина тальвега, км	Средний уклон, ‰		Площадь водосбора (%), занятая			Преобладающие почво-грунты	Природная зона	Начало наблюдений
		тальвега	водосбора	пашней	лугом	лесом			
76,0	25,0	4	52	70	21	9	Суглинок	Лесостепь	XI 1947

3. Данные почвенной карты свидетельствуют о преобладании на водосборе черноземов на суглинистых грунтах.

4. Средняя многолетняя величина $S+x$ на пашне равна 86 мм, в лесу — 108 мм.

Требуется: 1. Рассмотреть общие закономерности и расчетные формулы влияния агролесомелiorативных мероприятий на склоновый сток.

2. Рассчитать уменьшение склонового стока по двум рекомендациям.

Решение: 1. Влияние агротехнических и лесомелiorативных мероприятий на склоновый сток рассматривается на основе анализа зависимости коэффициента стока от влагозапасов в почве, промерзаемости, свойств почво-грунтов, уклонов склонов, расположенных в лесной, лесостепной и степной зонах, с учетом различной водности периодов.

Основной зависимостью при оценке влияния мелiorативных мероприятий принята

$$\alpha = f(U, I), \quad (11.7)$$

где α — коэффициент склонового стока; для зимне-весеннего склонового стока вычисляется по формуле

$$\alpha = \frac{Y}{S + X}, \quad (11.8)$$

¹ По материалам [14].

где Y — слой стока, мм; S — максимальные запасы воды в снеге до начала снеготаяния, мм; X — атмосферные осадки за период стока, мм.

Слой стока может быть вычислен по формуле

$$Y = \alpha(S + X). \quad (11.9)$$

В зависимости (11.7) I — уклон склона; U_t — показатель (индекс), характеризующий степень увлаженности и промерзаемости почво-грунтов, определяемый по формуле

$$U_t = U + \sum(-t), \quad (11.10)$$

где U — суммарные влагозапасы в слое 0—100 см, мм; $\sum(-t)$ — сумма отрицательных температур воздуха за период от начала устойчивого перехода температур воздуха через нуль до 1/1.

Величина U_t является показателем увлажненности почво-грунтов. При относительно недостаточном влагонасыщении почво-грунтов уменьшение влагопроницаемости и, следовательно, потерь стока обуславливается повышенным значением суммы отрицательных температур воздуха. При относительно низком значении суммы $\sum(-t)$ уменьшение потерь стока обуславливается повышенным влагонасыщением.

Коэффициент стока тем выше, чем больше индекс U_t , и наоборот.

Значение показателя увлаженности для различных зон, грунтов и периодов водности дается в табл. 11.9.

Таблица 11.9

Величина U_t для различных зон [14]

Зона	Почво-грунты	Водность		
		средняя	многоводная	маловодная
Лесная	Супесчаные	500	550	150
	Суглинистые	500	550	450
Лесостепная	Суглинистые	480	550	350
Степная (Сев. Казахстан)	Супесчаные	500	600	400
	Суглинистые	800	1000	600

На основании обработки большого количества данных по оценке влияния агролесомелиоративных мероприятий для лесной, лесостепной зон ЕТС и степной зоны Сев. Казахстана установлено, что склоновый сток уменьшается под влиянием яблечной вспашки в зависимости от водности периода. Наименьшее уменьшение стока наблюдается в лесной зоне, наибольшее — в лесостепной и степной зонах на суглинистых грунтах. Для всех природных зон отмечается повышение уменьшения стока для суглинистых грунтов, что объясняется способностью суглинков

увеличивать впитывание талых вод. Уменьшение стока в лесостепной зоне больше, чем в степной.

Составлены расчетные таблицы численных значений изменения склонового стока при агролесомелиоративных мероприятиях в зависимости от уклона, типа грунтов в лесной, лесостепной и степной зонах. В табл. 11.10 и 11.11 приведены изменения склонового стока только для лесостепной зоны, соответствующей условиям данного водосбора.

Таблица 11.10

Возможное уменьшение среднего многолетнего зимне-весеннего склонового стока $\Delta Y_{\text{п}}$

Годовые осадки, мм	Характеристика	Уклон, ‰									
		10	20	30	40	50	60	80	100	150	200

Под влиянием агротехнических мероприятий

500	$\Delta \bar{Y}_{\text{п}}$ мм	3,7	3,7	5,8	7,9	8,8	9,8	11,2	12,1	11,0	9,4
	$\Delta Y_{\text{п}}$ ‰	32	26	23	21	19	19	18	16	12	10

Под влиянием леса

	$\Delta \bar{Y}_{\text{л}}$ мм	11,6	14,2	29,8	40,4	43,5	47,5	54,2	59,2	60,4	55,5
	$\Delta Y_{\text{л}}$ ‰	12,7	15,5	31,6	43,5	46,8	51,3	57,9	62,7	63,4	57,5
		98	96	93	92	89	87	82	78	67	56

Примечания: 1. В числителе — для зимне-весеннего стока, в знаменателе — для годового (с учетом летних паводков).

2. Таблицы составлены для условий распашки под зябь с глубиной не более 25 см. При большей глубине распашки следует ввести коэффициент (см. пункт 2 «Решения»).

Таблица 11.11

Коэффициенты среднего многолетнего годового и зимне-весеннего стока α_z с залежи

Характеристика	Уклон, ‰									
	10	20	30	40	50	60	80	100	150	200
Зимне-весенний	0,13	0,24	0,33	0,41	0,46	0,52	0,61	0,67	0,78	0,83
Годовой	0,14	0,26	0,35	0,44	0,50	0,56	0,65	0,71	0,82	0,86

2. Оценивать влияние агролесомелиоративных мероприятий на склоновый сток при $F < 1000$ км² рекомендуется по формулам

$$\Delta \bar{Y}_{\text{п}} = (\Delta \bar{Y}_1 f_1 + \Delta \bar{Y}_2 f_2 + \dots + \Delta \bar{Y}_n f_n)_{\text{ср. ср}} f_0^{\delta}, \quad (11.11)$$

где $\Delta \bar{Y}_1, \Delta \bar{Y}_2, \dots, \Delta \bar{Y}_n$ — среднее годовое уменьшение склонового стока на площадках f_1, f_2, \dots, f_n с уклонами, заданными

в табл. 11.12; площади f_1, f_2, \dots, f_n выражены в долях площади угодья в пределах суглинистых «сг» и супесчаных «сп» грунтов; f — площадь под зябью в долях общей площади водосбора; δ — коэффициент, учитывающий влияние глубокой пахоты (при глубине вспашки в 37 см и более $\delta = 1,5$, а в случае устройства валиков и перемычек $\delta = 1,7$).

Таблица 11.12

Доли площадей и возможные уменьшения склонового стока с водосбора
р. Девница — г. Нижнедевицк

Уклон, ‰	10	20	30	40	50	80	100	150
Площадь пашни f_n	0,13	0,30	0,12	0,09	0,12	0,08	0,10	0,06
Площадь леса f_l	0,05	0,17	0,24	0,17	0,18	0,10	0,05	0,04
$\bar{\Delta Y}_n$ ‰	32	26	23	21	19	18	16	12
$\bar{\Delta Y}_l$ ‰	98	96	93	92	89	82	78	67

Для больших и средних бассейнов рекомендуется формула

$$\bar{\Delta Y}_n = (\bar{\Delta Y}_0)_{ср. сп} f_0 \delta, \quad (11.12)$$

где $\bar{\Delta Y}_0$ — среднее годовое уменьшение склонового стока с уклоном, средним для всего поля.

Вычисление $\bar{\Delta Y}_n$ по формулам (11.11) и (11.12) может быть произведено в мм слоя и в процентах.

Расчет по формуле (11.11). а. В табл. 11.12 выписываются уклоны в соответствии с табл. 11.10. Для каждого значения уклона по карте крупного масштаба определяются площади f_1, f_2, \dots, f_n , занятые пашней и лесом, и выражаются в долях от всей площади.

б. Для суглинистых почво-грунтов лесостепной зоны при годовой сумме осадков 495 мм по данным табл. 11.10 выписывается в табл. 11.12 возможное уменьшение среднего многолетнего зимне-весеннего склонового стока $\bar{\Delta Y}_{н. г}$ ‰ под влиянием зяблевой вспашки.

в. По данным табл. 11.12 определяется возможное уменьшение среднего многолетнего годового склонового стока $\bar{\Delta Y}_{л. п}$ ‰ под влиянием леса.

г. Расчет средневзвешенного уменьшения склонового стока производится по формуле (11.11) для пашни и леса при значении коэффициентов $f_0 = 1,0$ и $\delta = 1,5$:

для пашни

$$\bar{\Delta Y}_n = (32 \cdot 0,13 + 26 \cdot 0,30 + \dots + 12 \cdot 0,06) 1,0 \cdot 1,5 = 34\%;$$

для леса

$$\Delta \bar{Y}_л = (98 \cdot 0,05 + 96 \cdot 0,17 + \dots + 67 \cdot 0,04) 1,0 = 90\%$$

д. Расчет средневзвешенного значения коэффициента среднего многолетнего зимне-весеннего стока α_a на склонах в пределах площадей, занятых пашней и лесом, производится по табл. 11.10:

для пашни

$$\bar{\alpha}_з = (0,13 \cdot 0,13 + 0,24 \cdot 0,30 + \dots + 0,78 \cdot 0,06) = 0,38;$$

для леса

$$\bar{\alpha}_л = (0,14 \cdot 0,05 + 0,26 \cdot 0,17 + \dots + 0,82 \cdot 0,04) = 0,43.$$

е. По формуле (11.9) вычисляется средневзвешенное значение возможного склонового стока с залежи

для пашни

$$\bar{Y}_з = \alpha_з (S + X)_п = 0,38 \cdot 86 = 32,7 \text{ мм},$$

для леса

$$\bar{Y}_л = \alpha_л (S + X) = 0,43 \cdot 108 = 46,4 \text{ мм}.$$

ж. В данном водосборе по табл. 11.8 площадь, занятая пашней, составляет 70% и лесом 9%, что в долях от всей площади составляет 0,7 и 0,09.

Возможное уменьшение склонового стока

для пашни

$$\Delta \bar{Y}_п = 32,7 \cdot 0,34 \cdot 0,70 = 7,8 \text{ мм},$$

для луга

$$\Delta \bar{Y}_л = 46,4 \cdot 0,90 \cdot 0,09 = 3,8 \text{ мм}.$$

з. Величина возможного уменьшения склонового стока на водосборе под влиянием леса и агротехнических мероприятий определяется

$$\Delta \bar{Y} = \Delta \bar{Y}_п + \Delta \bar{Y}_л = 7,8 + 3,88 = 11,6 \text{ мм}.$$

Расчет по формуле (11.12). а. По карте крупного масштаба определяется средний уклон для распаханной и залежной части бассейна:

$$I_п = 46\text{‰}, \quad I_л = 46\text{‰}.$$

б. По табл. 11.10 при осадках 500 мм определяется возможное уменьшение среднего многолетнего зимне-весеннего склонового стока $\Delta \bar{Y}_п\%$, под влиянием вспашки и леса $\Delta \bar{Y}_л\%$ как среднее при значении уклонов 40 и 50‰

$$\Delta \bar{Y}_п = 20\text{‰} \text{ и } \Delta \bar{Y}_л = 90\text{‰}.$$

в. Средневзвешенное уменьшение склонового стока в пределах поля и леса при $f_0=1,0$ вычисляется по формуле (11.12):

$$\Delta \bar{Y}_n = 20 \cdot 1,0 \cdot 1,5 = 30\%$$

$$\Delta \bar{Y}_л = 90 \cdot 1,0 = 90\%$$

При вычислении уменьшения стока для леса коэффициент δ не вводится.

г. По табл. 11.10 условно для залежи и формуле (11.12) без коэффициента δ вычисляется средневзвешенная величина коэффициента среднего многолетнего стока $\bar{\alpha}_3$ для пашни и леса (как среднее при значении уклонов 40 и 50‰):

для пашни

$$\bar{\alpha}_3 = 0,44 \cdot 1,0 = 0,44,$$

для леса

$$\bar{\alpha}_3 = 0,47 \cdot 1,0 = 0,47.$$

д. Средневзвешенная величина возможного склонового стока при заданной величине $(S+X)$ вычисляется по формуле:

для пашни

$$\bar{Y}_3 = 0,44 \cdot 86 = 38 \text{ мм},$$

для леса

$$\bar{Y}_л = 0,47 \cdot 108 = 51 \text{ мм}.$$

е. Для всего водосбора возможное уменьшение склонового стока вычисляется по полученным значениям для пашни и леса $\bar{\alpha}_3$ и \bar{Y} с учетом долей площадей леса и пашни в водосборе (по табл. 11.12):

для пашни

$$\Delta \bar{Y}_n = 38 \cdot 0,30 \cdot 0,70 = 8,0 \text{ мм},$$

для леса

$$\Delta \bar{Y}_л = 51 \cdot 0,90 \cdot 0,09 = 4,1 \text{ мм}.$$

Суммарное уменьшение склонового стока на водосборе равно:

$$\Delta \bar{Y}_n + \Delta \bar{Y}_л = 8,0 + 4,1 = 12,1 \text{ мм}.$$

Расчеты по двум формулам дали близкие результаты.

11.2. Расчет разбавления сточных вод в реках и озерах

Упражнение 11.4. Вычислить основные гидрологические величины и гидравлические элементы, необходимые при расчете разбавления в реке и озере.

Дано: А. Речной поток: расчетный расход $Q_{95\%} = 2,87 \text{ м}^3/\text{с}$, $v_{\text{ср}} = 0,35 \text{ м/с}$, $h_{\text{ср}} = 0,60 \text{ м}$, среднее значение максимальных глубин на участке $h_{\text{макс. ср}} = 0,95 \text{ м}$; $I = 0,0002$; радиус кривизны русла $r = 150 \text{ м}$.

Б. Озеро или водохранилище (в состоянии волнения): $h_{\text{ср}} = 1,15 \text{ м}$; эффективный диаметр донных отложений $d_a = 0,27 \text{ мм}$; скорость ветра на высоте 10 м от водной поверхности 1%-ной обеспеченности $w_{10} = 15 \text{ м/с}$; объемный вес воды $\gamma = 1 \text{ т/м}^3$; высота волны $h = 0,42 \text{ м}$; скорость волны $c = 0,12 \text{ м/с}$; длина разгона $L = 2 \text{ км}$.

Требуется. А. Для речного потока рассчитать: а) коэффициент Шези C ; б) коэффициент турбулентного обмена A и коэффициент турбулентной диффузии; в) среднее значение поперечной составляющей скорости $v_{\text{зср}}$.

Б. Для озера или водохранилища рассчитать: а) среднюю скорость течения, б) коэффициент турбулентного обмена.

Решение: А. Речные потоки.

а. Основной формулой равномерного движения воды, с некоторым приближением применяемой для речных потоков, является формула Шези

$$v = C \sqrt{RI}, \quad (11.13)$$

где C — коэффициент Шези, который зависит от степени шероховатости и поперечных размеров русла. Размерность коэффициента C определяется следующим образом:

$$[C] = \frac{[v]}{[\sqrt{RI}]} = \frac{\text{м/с}}{\text{м}} = \frac{\text{м/с}}{\text{м}^{0,5}} = \text{м}^{0,5}/\text{с},$$

где R — гидравлический радиус; I — уклон водной поверхности.

Для русел, ширина которых значительно превосходит глубину, гидравлический радиус можно заменить средней глубиной и тогда формула (11.13) будет иметь вид

$$v = C \sqrt{h_{\text{ср}} I}. \quad (11.14)$$

Значение C для рассматриваемого участка можно определить по измеренным величинам v , $h_{\text{ср}}$ и I

$$C = \frac{v}{\sqrt{h_{\text{ср}} I}}. \quad (11.15)$$

Для определения C при отсутствии уклонов можно применить большое число гидравлических формул, пример расчета по которым приведен в работе [49].

Величину C можно получить по формуле Штриклера—Майнинга

$$C = 33 \left(\frac{h_{\text{ср}}}{d_a} \right)^{1/6}, \quad (11.16)$$

где d_a — эффективный диаметр частиц донных отложений; для

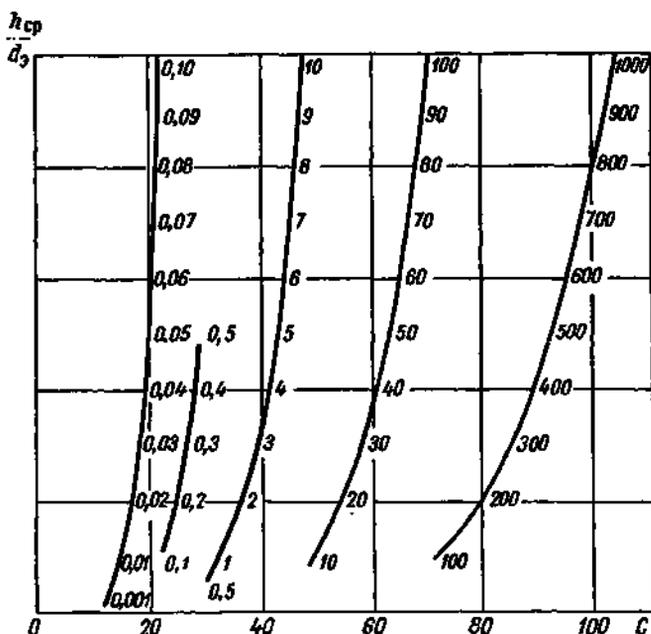


Рис. 11.2. Номограмма $C = f\left(\frac{h_{cp}}{d_3}\right)$.

речных условий эффективный диаметр определяется как 50%-ное значение крупности частиц по гранулометрической кривой.

Формула (11.16) представлена в виде номограммы на рис. 11.2.

Значение C по данным измерений равно

$$C = \frac{0,35}{\sqrt{0,60 \cdot 0,0002}} = 32,1 \text{ м}^{0,5}/\text{с}.$$

6. Коэффициент турбулентного обмена является параметром при расчете перемешивания в потоках и вычисляется по формуле

$$A = \frac{\gamma h_{cp} v_{cp}}{MC} \text{ т} \cdot \text{с}/\text{м}^2, \quad (11.17)$$

где γ — объемный вес воды, $\text{т}/\text{м}^3$; $\gamma = 1 \text{ т}/\text{м}^3$; M — функция коэффициента Шези, имеющая размерность $\text{м}^{0,5}/\text{с}$.

При $10 \leq C \leq 60$

$$M = 0,7C + 6, \quad (11.18)$$

при $C > 60$

$$M = \text{const} = 48. \quad (11.19)$$

В табл. 11.13 приведена зависимость M и N от C .

Значения M и N

C м ^{0,5} /с	10	15	20	25	30	35	40	45	50	55	60
M м ^{0,5} /с	13,0	16,5	20,0	23,5	27	30,5	34	37,5	41	44,5	48
N	13,3	25,2	40,8	53,3	82,6	108	139	172	209	249	294

Ниже в расчетах рассматривается безразмерное число N , которое также зависит от C

$$N = \frac{MC}{g}, \quad (11.20)$$

где M — функция коэффициента Шези по формулам (11.18) и (11.19), $g = 9,81$ м³/с². Для данного примера по формуле (11.18)

$$M = 0,7 \cdot 32,1 + 6 = 28,5 \text{ м}^{0,5}/\text{с}.$$

Подставляя известные значения в формулу (11.17), получим значение коэффициента турбулентного обмена

$$A = \frac{\gamma h_{\text{ср}} v_{\text{ср}}}{MC} = \frac{1 \cdot 0,60 \cdot 0,35}{28,5 \cdot 32,1} = 0,00022 \text{ т} \cdot \text{с}/\text{м}^2.$$

При расчетах разбавления необходимо вводить поправку на неравномерность распределения глубин, так как отклонение глубин от среднего значения приводит к увеличению кинематической неоднородности потока и ускорению процесса перемешивания. Этот фактор учитывается введением поправочного коэффициента K_A к коэффициенту турбулентного обмена A , и тогда A вычисляется по формуле

$$A = \frac{\gamma h_{\text{ср}} v_{\text{ср}}}{MC} K_A. \quad (11.21)$$

Поправка K_A определяется по табл. 11.14 в зависимости от неравномерности распределения глубины Θ , вычисленной по формуле

$$\Theta = \frac{h_{\text{макс. ср}} - h_{\text{ср}}}{h_{\text{ср}}}, \quad (11.22)$$

где $h_{\text{макс. ср}}$ и $h_{\text{ср}}$ — соответственно максимальные и средние глубины на участке.

Таблица 11.14

Значения K_A

Θ	0,0	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9	1,0	1,1
K_A	1,0	1,05	1,2	1,4	1,6	1,9	2,2	2,6	3,0	3,4	3,8	4,2

Таблица 11.14 получена для условий малых рек; при определении K_A для больших и средних рек рекомендуется использовать табл. 11.14 при значениях Θ от 0 до 0,6, а при больших значениях Θ принимать $K_A = 2$. Для данного примера при $\Theta =$

$= \frac{0,95 - 0,60}{0,60} = 0,58$ по табл. 11.14 интерполированием получено $K_A = 2,14$.

Значение коэффициента турбулентного обмена по формуле (11.21) равно

$$A_{\text{испр}} = \frac{\gamma h_{\text{ср}} v_{\text{ср}}}{MC} K_A = 0,00022 \cdot 2,14 = 0,00047 \text{ т} \cdot \text{с}/\text{м}^2.$$

Коэффициент турбулентной диффузии используется при рассмотрении дифференциальных уравнений, описывающих процесс турбулентной диффузии, и выражается отношением

$$A_{\text{диф}} = \frac{g}{\gamma} A, \quad (11.23)$$

где $g = 9,81 \text{ м}/\text{с}^2$; γ — объемный вес, $\text{т}/\text{м}^3$.

При полученных значениях коэффициента турбулентного обмена для различных условий A и $A_{\text{испр}}$ коэффициенты турбулентной диффузии будут соответственно равны:

$$A_{\text{диф}} = \frac{g}{\gamma} A = \frac{9,81}{1} 0,00022 = 0,00215 \text{ м}^2/\text{с},$$

$$A_{\text{диф}} = \frac{g}{\gamma} A_{\text{испр}} = \frac{9,81}{1} 0,00047 = 0,00461 \text{ м}^2/\text{с}.$$

в. В процессе разбавления сточных вод в реках важное значение имеет поперечное течение. Среднее значение поперечной составляющей скорости по вертикали вычисляется по формуле

$$v_{z\text{ср}} = 0,13N \frac{h_{\text{ср}}}{r} v_{x\text{ср}}, \quad (11.24)$$

где N — безразмерное число, определенное по формуле (11.20) или табл. 11.13; $h_{\text{ср}}$ — средняя глубина на участке, м; r — радиус кривизны русла — средняя величина на участке реки, расположенном непосредственно ниже места спуска сточных вод и включающем 1—2 закругления; $v_{x\text{ср}}$ — средняя продольная скорость на вертикали, м/с.

Для данного примера по табл. 11.13 и формуле (11.24):

$$N = \frac{28,5 \cdot 32,1}{9,81} = 93,0,$$

$$v_{z\text{ср}} = 0,13 \cdot 93,0 \frac{0,60}{1,50} 0,35 = 0,02 \text{ м}/\text{с}.$$

Б. Озера и водохранилища.

На поверхности озер и водохранилищ течения развиваются под действием ветра, поэтому при оценке перемешивания сточных вод необходимо производить расчет ветровых течений.

При расчетах разбавления сточных вод в водосамах следует учитывать также изменчивость гидрологических величин и гидравлических элементов. Как показывают расчеты, учет изменчивости достаточно определяется изменчивостью ветра. Наиболее характерные условия разбавления при различной обеспеченности скорости ветра приведены в табл. 11.15.

Таблица 11.15

Условия расчета разбавления при различной обеспеченности ветра	
Условия	Обеспеченность ветра, %
Благоприятные	1
Средние	50
Неблагоприятные	90

Повторяемость различных скоростей ветра на высоте 10 м над поверхностью суши помещена в «Справочнике по климату СССР». Переход на той же высоте над водной поверхностью осуществляется по графику А. П. Браславского [6], а при отсутствии его для перехода к скорости на высоте 2 м над водной поверхностью вводится $K=0,85$.

А. В. Караушевым [38] предложена формула для вычисления средней скорости

$$v_{cp} = K \omega_{10} \sqrt{3 + 10h}, \quad (11.25)$$

где K — коэффициент; зависящий от коэффициента Шези C ; определяется по рис. 11.3; ω_{10} — скорость ветра на высоте 10 м заданной расчетной обеспеченности; h — высота волны (м) при известной длине разгона L км.

Рис. 11.3. Кривая зависимости $K=f(C)$.

Коэффициент Шези C вычисляется по формуле (11.16) или номограмме.

Эффективный диаметр d_0 в условиях озер и водохранилищ определяется по интегральной кривой гранулометрического состава как диаметр, ограничивающий 10% наиболее крупных частиц. Для данного примера при $h_{cp}/d_0 = 1,15 : 0,27 = 4,2$ коэффициент C по номограмме на рис. 11.2 равен $C = 41,2 \text{ м}^{0,5}/\text{с}$. При полученном C по рис. 11.3 $K = 0,0043$.

Коэффициент Шези C вычисляется по формуле (11.16) или номограмме.

Эффективный диаметр d_0 в условиях озер и водохранилищ определяется по интегральной кривой гранулометрического состава как диаметр, ограничивающий 10% наиболее крупных частиц. Для данного примера при $h_{cp}/d_0 = 1,15 : 0,27 = 4,2$ коэффициент C по номограмме на рис. 11.2 равен $C = 41,2 \text{ м}^{0,5}/\text{с}$. При полученном C по рис. 11.3 $K = 0,0043$.

Подставляя известные значения в формулу (11.25), получим

$$v_{cp} = 0,0043 \cdot 15 \sqrt{3 + 10 \cdot 0,42} = 0,17 \text{ м/с.}$$

Коэффициент турбулентного обмена при слабом ветровом волнении для водоемов вычисляется по формуле

$$A = \frac{\gamma h_{cp} v_{cp}}{2mC}, \quad (11.26)$$

где m — параметр, определяемый в зависимости от C :
при $C \leq 60$

$$m = \frac{M}{2}, \quad (11.27)$$

при $C > 60$

$$m = \text{const} = 24. \quad (11.28)$$

Значение M находится по табл. 11.13.

Для данного примера при $C = 41,2 \text{ м}^{0,5}/\text{с}$ по табл. 11.13 $M = 35,0 \text{ м}^{0,5}/\text{с}$, по формуле (11.27)

$$m = \frac{35,0}{2} = 17,5.$$

Подставим все известные величины в формулу (11.26)

$$A = \frac{1 \cdot 1,15 \cdot 0,17}{2 \cdot 17,5 \cdot 41,2} = 0,00014 \text{ т} \cdot \text{с}/\text{м}^2.$$

При наличии волнения влияние турбулентного перемешивания повышается и формула (11.26) преобразуется так:

$$A = \frac{\gamma h_{cp}^2 f_0 d_3^{1/3}}{f_0 g} \sqrt{\left(\frac{ch}{\pi h_{cp}}\right)^2 + v_{cp}^2}, \quad (11.29)$$

где γ — объемный вес воды, $\text{т}/\text{м}^3$; h_{cp} — средняя глубина на участке, м ; d_3 — эффективный диаметр, мм ; f_0 — эмпирический коэффициент, приближенно принимаемый равным единице; c — скорость волны, $\text{м}/\text{с}$; h — высота волны, м ; v_{cp} — средняя скорость течения.

По известным значениям величина A по формуле (11.29) равна

$$A = \frac{1 \cdot 1,15^{2/3} \cdot 0,27^{1/3}}{1 \cdot 9,81} \sqrt{\left(\frac{0,12 \cdot 0,42}{3,14 \cdot 1,15}\right)^2 + 0,17^2} = 0,014.$$

Как видно из полученных значений, на коэффициент турбулентного обмена большое влияние оказывает волнение.

Упражнение 11.5. Рассчитать концентрацию загрязняющего вещества в створе, где распределение его оказывается практически равномерным.

Дано: 1. По типизации водотоков по условиям перемешивания река относится к типу III р. с, расход $Q_{95\%} = 134 \text{ м}^3/\text{с}$ и начальная концентрация загрязняющего вещества $S_0 = 5 \text{ г}/\text{м}^3$.

2. Расход загрязненных вод $Q_{ст} = 43,8 \text{ м}^3/\text{с}$ с концентрацией загрязнителя $S_{ст} = 50 \text{ г}/\text{м}^3$.

Требуется: привести общие сведения по: а) зонам загрязнения, б) типизации водных объектов по условиям перемешивания и сброса.

Решение: а. Охрана водотоков и водоемов от загрязнения, учет сброса сточных вод, вопросы, связанные с самоочищением водных объектов, являются в настоящее время важной государственной задачей.

Государственным гидрологическим институтом разработаны «Практические рекомендации по расчету разбавления сточных вод в реках, озерах и водохранилищах» [64], по материалам которых ниже приведен ряд упражнений. На участках рек или водоемов, где производится сброс сточных вод, водные массы подвергаются воздействию загрязняющих веществ. В зависимости от интенсивности воздействия выделяются зоны загрязнения и влияния.

Зоной загрязнения называется та часть потока или водоема, где в связи с поступлением загрязняющих веществ нарушаются естественные биохимические процессы и концентрация загрязняющих веществ превышает установленные нормы [12]. Грунты в зоне загрязнения подвергаются действию веществ, выпавших на дно. Зона загрязнения в зависимости от ряда факторов может быть подразделена на следующие: формирующиеся, стабилизировавшиеся, устойчивые и неустойчивые. Устойчивые зоны загрязнения на реках образуются на участках ниже спусков сточных вод. В озерах и водохранилищах эти зоны наблюдаются в бухтах, заливах и неглубоких участках.

Зоной влияния называется область потока или водосма, в которую попадают воды из зоны загрязнения или непосредственно из сброса, но ввиду небольшой концентрации загрязняющих веществ (не превышающие нормы) или кратковременности загрязнения сохраняется естественный характер биохимических процессов. В зоне влияния могут перемещаться «облака» (пятна) загрязнения, перемещающиеся из зоны загрязнения.

При возрастании скорости течения или возникновении ветрового волнения наблюдается взмучивание загрязненных илов, что может привести к вторичному загрязнению. Во многих случаях на участках сброса сточных вод зона загрязнения окаймляется зоной влияния.

Самоочищением водных масс, происходящим в зонах загрязнения и влияния, называется совокупность гидродинамических, биохимических и физико-химических процессов, приводящих к снижению загрязнения. В процессе самоочищения главным фактором является гидродинамический процесс,

основанный на турбулентном распределении вещества по всей водной массе.

Расположение зон загрязнения и влияния определяется по натурным наблюдениям или по расчетам. Определяется поле концентрации загрязняющего вещества для средних гидрологических условий или для расхода воды в реке 95%-ной обеспеченности и выделяется зона загрязнения, в которой концентрация превосходит допустимую.

В зоне влияния концентрация не превышает допустимую.

Критерий зоны влияния загрязнения на водные массы $\delta_{\text{ф}}$ определяется по соотношению

$$\delta_{\text{ф}} = 1/2 (S_{\text{макс}} - S_{\text{мин}}), \quad (11.30)$$

где $S_{\text{макс}}$ и $S_{\text{мин}}$ — максимальное и минимальное содержание некоторого загрязняющего вещества в природной воде водоема и водотока в течение года.

К зоне влияния относится зона, где за счет загрязнения концентрация $> \delta_{\text{ф}}$; область незагрязненной считается область, где концентрация $< \delta_{\text{ф}}$.

При хозяйственном освоении водных объектов возникает задача их оценки с точки зрения возможности обеспечения промышленности и населения пунктами приема сточных вод.

Водные объекты, как-то: реки и ручьи с нормальным режимом стока, озера и водохранилища с замедленным стоком или отсутствием его — имеют свой водный режим и морфометрию русла и ложа, от которых зависят условия разбавления и распространения сточных вод.

В Рекомендациях [64] приведена классификация типов водных объектов по условиям разбавления в них сточных вод, которая ниже рассматривается с некоторым сокращением.

А. Реки и ручьи.

В табл. 11.16, 11.17 приведена типизация по показателям водоносности реки.

Таблица 11.16

Классификация рек по площади водосбора

Класс рек	Площадь водосбора, км ²
Ручьи	< 0,01
Малые реки	0,01 — 5
Средние реки	5 — 50
Большие реки	50 — 500, > 500

Процесс разбавления зависит от степени извилистости, характеристикой которой является коэффициент извилистости φ , определенный по формуле (1.10). Вводятся индексы

Типы водотоков по условиям перемешивания

Тип	Группа	Перемешивание	Индекс	Грунт	Коэффициент Шези $c \text{ м}^{0,5}/\text{с}$
Горные реки I	Средние	Весьма хорошее	I р. с	Валуны, галька, гравий	20—35
	Малые	Хорошее	I р. м	Валуны, галька, гравий	15—30
	Ручьи	Хорошее	I р. р	Валуны, галька	10—20
Реки предгорий II	Средние	Хорошее	II р. с	Галька, гравий, песок	20—40
Равнинные реки III	Большие	Хорошее	III р. б	Гравий, песок, ил	40—70
	Средние	Умеренное	III р. с	Гравий, песок, ил	30—60
	Малые Ручьи	Слабое	III р. м	Песок, ил	30—50
		Умеренное	III р. р	Песок, ил	10—30
Реки равнинные с многорукавным руслом IV	—	Умеренное или слабое	IV р	Гравий, песок, ил	25—60

¹ Римская цифра — тип, р — река, ручей; б, с, м — группа: большая средняя, малая.

извилистости: прямолинейный участок (1) при φ от 1 до 2, умеренно извилистый (2) при φ от 1,2 до 1,4 и сильно извилистый (3) при $\varphi=1,4$. Увеличение индекса от 1 до 3 указывает на улучшение условий перемешивания.

Пример записи: рассматриваются условия перемешивания в средней равнинной реке при коэффициенте $\varphi=1,3$. Типизацию можно записать следующим образом: III р. с, 2.

Значение коэффициента Шези S , приведенное в табл. 11.17, указывает на интенсивное перемешивание, при больших S перемешивание оказывается менее интенсивным.

Б. Озера и водохранилища.

Разбавление зависит от конфигурации береговой линии; выделяются следующие формы: «а» — простая и «в» — сложная конфигурация (табл. 11.18; 11.19).

Пример записи: рассматриваются условия перемешивания в глубоководном озере при площади зеркала 180 км² и сложной конфигурации береговой линии. Типизацию можно записать следующим образом: II о, с, в.

По рассмотренной выше типизации водных объектов устанавливается, какую интенсивность перемешивания можно ожидать в данных реке или водотоке.

Таблица 11.18

Классификация озер по площади зеркала

Класс озер	Площадь зеркала, км ²
Самые малые озера	10
Малые озера	10—50
Средние озера	50—250
Большие озера	250—1000
Крупнейшие озера	1000

Таблица 11.19

Типы озер и водохранилищ по условиям перемешивания

Тип	Группа по площади зеркала	Характер перемешивания	Индекс
I. Глубоководные сильно проточные	Средние	Хорошее	I о, с
	Малые		I о, м
II. Глубоководные слабопроточные	Большие	Умеренное	II о, б
	Средние		II о, с
	Малые		II о, м
III. Мелководные сильно проточные	Средние	Умеренное Умеренное и слабое	III о, с
	Малые		III о, м
IV. Мелководные бессточные и слабопроточные	Большие	Умеренное и слабое	IV о, б
	Средние		IV о, с
	Малые	Слабое	IV о, м

Рассматривается два случая поступления загрязнений в водоем: выпуск сточных вод с постоянным по времени расходом (установившийся процесс) и эпизодические единовременные выпуски сточных вод (неустановившийся процесс). Поступление загрязнений в реку может осуществляться в виде берегового сброса (по каналу или по трубам) или вместе с водами притоков, принявших загрязнения.

Загрязнения могут поступать в залив или в открытую часть водоема, в область больших или малых глубин.

Для оценки влияния сбросов сточных вод в реки, озера и водохранилища разработаны методика расчета разбавления соответственно по водным объектам, которая позволяет уточнить выбор места сброса и выявить требования, предъявляемые к очистке вод, и другие вопросы, связанные с проектированием сброса.

2. Рассмотрим теоретические основы методики расчета разбавления загрязнений в реках и водоемах.

Процесс перемешивания загрязняющего вещества в речном потоке в случае длительного его поступления при установившемся процессе оценивается уравнением баланса в следующем виде:

$$S_e Q + S_{ст} Q_{ст} = S_n (Q + Q_{ст}), \quad (11.31)$$

где Q — расход реки, м³/с, причем за расчетный расход принимается меженный расход, так как в период межени соотношение расходов реки и сточных вод наиболее неблагоприятно для разбавления. Преимущественно используются расходы 95%-ной обеспеченности; $Q_{ст}$ — расход загрязненных вод, м³/с; $S_{ст}$ — концентрация загрязняющего вещества в сточных водах перед выпуском в реку, мг/л; мг/м³; г/м³; ‰ (приведенная размерность относится ко всем нижеизложенным видам концентраций); S_e — естественная или фоновая концентрация этого же вещества в речной воде; S_n — концентрация вещества в потоке ниже места выпуска сточных вод в створе достаточного перемешивания, т. е. там, где благодаря перемешиванию распределение вещества в сечении оказывается практически равномерным.

Баланс вещества может быть составлен для концентрации загрязняющего вещества в превышении над фоном:

$$S_{прив} = S_{ст} - S_e. \quad (11.32)$$

Наиболее часто фоновая (естественная) концентрация очень мала по сравнению с $S_{ст}$ и принимается $S_e = 0$ и тогда можно написать, что $S_{прив} = S_{ст}$.

Из формулы (11.31) величина S_n определяется по соотношению

$$S_n = \frac{S_e Q + S_{ст} Q_{ст}}{Q + Q_{ст}}. \quad (11.33)$$

В случае $S_e = 0$, уравнение (11.33) перепишется в виде

$$S_n = \frac{S_{ст} Q_{ст}}{Q + Q_{ст}}. \quad (11.34)$$

Для данного примера концентрация в створе достаточного перемешивания по формуле (11.33) будет равна

$$S_n = \frac{5 \cdot 134 + 50 \cdot 43,8}{134 + 43,8} = \frac{889}{188,8} = 5,0 \text{ г/м}^3.$$

Упражнение 11.6. Определить расстояние в реке от места выпуска загрязняющего вещества до появления его при заданной концентрации загрязнения.

Дано: 1. Расход воды в реке $Q_{95\%} = 90$ м³/с.

2. Расход сбросных сточных вод $Q_{ст} = 8,0$ м³/с.

3. Ширина реки $B = 18$ м, средняя глубина $h_{ср} = 2,6$ м, коэффициент Шези $C = 30$ м^{0,5}/с. Коэффициент извилистости $\varphi = 1,2$.

1. Естественная концентрация загрязняющего вещества в речной воде $S_c=0$; концентрация загрязняющего вещества в сточных водах перед выпуском в реку $S_{c\text{т}}=100\%$; максимальная концентрация при заданном значении разбавления $S_{\text{макс}}=10\%$.

Требуется: 1. Вычислить показатель разбавления.

2. Определить расстояние от места выпуска, на котором будет наблюдаться заданное значение разбавления $S_{\text{макс}}=10\%$.

Решение: 1. Метод расчета разбавления сточных вод в реках, изложенный в работе [64], называется экспресс-метод.

За показатель разбавления принимается

$$\eta = \left(\frac{S_{\text{макс}}}{S_{\text{ст}}} - \frac{S_{\text{п}}}{S_{\text{ст}}} \right), \quad (11.35)$$

где $S_{\text{макс}}$ — максимальная концентрация; остальные обозначения известны.

Для данного примера $S_{\text{п}}$ по формуле (11.33) равна

$$S_{\text{п}} = \frac{S_c Q + S_{\text{ст}} Q_{\text{ст}}}{Q + Q_{\text{ст}}} = \frac{100 \cdot 80}{90 + 8} = 8,2\%$$

Показатель загрязнения равен

$$\eta = \frac{10}{100} - \frac{8,2}{100} = 0,02.$$

2. Показатель разбавления используется в случае, если расход реки неизменен по длине потока и при его изменении.

На основании анализа фактических данных установлено снижение показателя разбавления η в зависимости от гидравлических характеристик потока, что позволило определить расстояние L , на котором наблюдается заданное разбавление

$$L = \frac{0,14 Q_{\text{ст}} \sqrt{\frac{N}{\bar{h}}}}{\eta (Q + Q_{\text{ст}}) \varphi} B, \quad (11.36)$$

где η — коэффициент разбавления по формуле (11.35); φ — коэффициент извилистости; B — ширина реки, метры; N — коэффициент по формуле (11.20) или табл. 11.13.

Величина \bar{h} вычисляется по формуле

$$\bar{h} = \frac{h_{\text{ср}}}{B}, \quad (11.37)$$

где обозначения известны.

Для данного примера $\bar{h} = \frac{2,6}{18} = 0,14$; $N = 82,6$. Подставляя известные значения, определяем расстояние L , на котором

максимальная концентрация разбавления $S_{\max} = 10\%$ от начальной концентрации

$$L = \frac{0.14 \cdot 8.0 \sqrt{82.6 \cdot 0.14}}{0.02(90 + 8.0) 1.2} \cdot 18 = \frac{27.1 \cdot 18}{2.35} = 207 \text{ м.}$$

Упражнение 11.7. Определить местоположение створа достаточного перемешивания.

Дано: 1. Расход воды в реке $Q_{90\%} = 0,84 \text{ м}^3/\text{с}$ при $v_{\text{ср}} = 0,29 \text{ м/с}$.

2. Расход сбросных сточных вод $Q_{\text{ст}} = 0,07 \text{ м}^3/\text{с}$ при $v_{\text{ст}} = 0,09 \text{ м/с}$.

3. Средняя глубина $h_{\text{ср}} = 0,73 \text{ м}$ и максимальная средняя глубина $h_{\text{макс. ср}} = 0,89 \text{ м}$, коэффициент извилистости $\varphi = 0,67$, коэффициент Шези $C = 16,3 \text{ м}^{0,5}/\text{с}$.

4. Коэффициент загрязняющего вещества перед выпуском в реку $S_{\text{ст}} = 100$ единиц, естественная концентрация этого же вещества в речной воде $S_{\text{с}} = 0$; $S_{\text{макс}} = 10$; выпуск сточных вод производится у берега.

Требуется: определить: 1) коэффициент, учитывающий гидравлические условия в потоке; 2) степень перемешивания; 3) местоположение створа достаточного перемешивания.

Решение: 1. Рассматриваемая ниже методика расчета расстояния до створа достаточного перемешивания изложена в работе [64]. Коэффициент, учитывающий гидравлические условия, имеет вид

$$\alpha = \varphi \xi \sqrt{\frac{\psi \frac{g}{\gamma} A}{Q_{\text{ст}}}}, \quad (11.38)$$

где φ — коэффициент извилистости реки; ξ — коэффициент зависит от места выпуска сточных вод; при выпуске в середине потока $\xi = 1,5$, у берега $\xi = 1,0$; ψ — коэффициент, зависящий от соотношения скоростей

$$\psi = \frac{v_{\text{ст}}}{v_{\text{ср}}}, \quad (11.39)$$

где $v_{\text{ст}}$ и $v_{\text{ср}}$ — соответственно скорость сточных вод и потока; $g = 9,81 \text{ м}^{0,5}/\text{с}^2$; γ — объемный вес; A — коэффициент турбулентного обмена по формуле (11.21).

Для вычисления α предварительно вычисляется по формуле (11.39) $\psi = \frac{0,09}{0,29} = 0,31$ и коэффициент турбулентного обмена A по формуле (11.21) (см. упражнение 11.4).

Величина $M = 0,7 \cdot 16,3 + 6 = 17,4 \text{ м}^{0,5}/\text{с}$; для определения K_A вычисляется неравномерность распределения глубин

$$\Theta = \frac{h_{\text{макс. ср}} - h_{\text{ср}}}{h_{\text{ср}}} = \frac{0,89 - 0,73}{0,73} = 0,22.$$

По табл. 11.14 величина $K_A=1,24$.

Величина коэффициента турбулентного обмена по формуле (11.21)

$$A = \frac{1 \cdot 0,73 \cdot 0,29}{17,4 \cdot 16,3} \cdot 1,24 = 0,0009 \text{ т} \cdot \text{с}/\text{м}^2.$$

Величина α по формуле (11.38) равна

$$\alpha = 0,67 \cdot 1,0 \sqrt{\frac{0,31 \cdot \frac{9,81}{1} \cdot 0,0009}{0,17}} = 0,08.$$

2. Степень перемешивания P определяется по формуле

$$P = \frac{S_{\Pi}}{S_{\text{макс}}}. \quad (11.40)$$

Величина S_{Π} вычисляется по формуле (11.33)

$$S_{\Pi} = \frac{S_e Q + S_{\text{ст}} Q_{\text{ст}}}{Q + Q_{\text{ст}}} = \frac{0 \cdot 0,94 + 100 \cdot 0,07}{0,94 + 0,07} = 7,69.$$

Значение P равно

$$P = \frac{7,69}{10} \cdot 100\% = 77\%.$$

3. Расстояние от створа достаточного перемешивания предложено определять по формуле

$$L_p = \left[\frac{2,3}{\alpha} \lg \frac{Q}{\left(\frac{100}{P} - 1 \right) Q_{\text{ст}}} \right]^3, \quad (11.41)$$

где все обозначения известны.

Для данного примера расчет производится для расхода в реке обеспеченностью 90%, следовательно, и расстояние $L_p = L_{90\%}$. Подставляя известные значения, имеем:

$$L_{90\%} = \left[\frac{2,3}{0,08} \lg \frac{0,84}{\left(\frac{100}{77} - 1 \right) 0,07} \right]^3 = 973 \text{ м}.$$

Рассмотренный метод расчета дает несколько завышенное значение расстояния.

Упражнение 11.8. Рассчитать приближенным методом распылаивание облака загрязнения в речном потоке.

Дано: 1. Ширина реки $B=27$ м, средняя глубина на участке $h_{\text{ср}}=2,42$ м, средняя скорость течения $v_{\text{ср}}=1,12$ м/с, коэффициент Шези $C=35,0 \text{ м}^{0,5}/\text{с}$.

2. Начальная концентрация загрязнения $S_{\text{ст}}=100\%$.

3. Начальная длина облака загрязнения $l_0=200$ м.

Требуется: 1. Рассмотреть методику расчета.

2. Рассчитать среднюю концентрацию загрязнения на различных расстояниях от выпуска.

Решение: 1. В поток одновременно выпускается загрязненное вещество повышенной концентрации. Происходит загрязнение речных вод по всей ширине B на участке длиной l_0 , которая является начальной зоной загрязнения. По пути движения наблюдается увеличение облака загрязнения и уменьшение его концентрации вследствие турбулентного перемешивания и влияния различных скоростей в поперечном сечении потока.

Предполагается, что загрязнением охватывается вся ширина реки, тогда начальный объем загрязненных масс V_0 можно вычислить по формуле

$$V_0 = hBl_0. \quad (11.42)$$

За какое-либо время t (в секундах) от момента выпуска загрязненного вещества объем загрязненной части потока увеличится и определится по формуле

$$V = hB(l_0 + jv_{\text{ср}}t), \quad (11.43)$$

где $v_{\text{ср}}$ — средняя скорость течения, м/с; j — параметр, зависящий от коэффициента Шези C , определяемый по табл. 11.20.

Таблица 11.20

Величина параметра j

C	j	C	j
15	0,838	50	0,419
20	0,688	60	0,380
25	0,598	70	0,358
30	0,540	80	0,313
40	0,468	90	0,270

За момент времени t длина области загрязнения находится по формуле

$$l = l_0 + jv_{\text{ср}}t. \quad (11.44)$$

Длина пути, пройденного центром облака загрязнения от момента $t=0$ до момента t ,

$$L = v_{\text{ср}}t. \quad (11.45)$$

Формула (11.44) будет иметь вид

$$l = l_0 + jL. \quad (11.46)$$

2. Средняя концентрация загрязняющего вещества $S_{\text{ср}}$ для всего объема загрязненной части потока V определяется из условия неразрывности

$$VS_{\text{ср}} = V_0S_{\text{ср}0}. \quad (11.47)$$

Величина $S_{\text{ср}}$ будет равна

$$S_{\text{ср}} = \frac{V_0 S_{\text{ср}}}{V} = \frac{hB l_0 S_{\text{ср}}}{hB (l_0 + jL)} = \frac{l_0 S_{\text{ср}}}{l_0 + jL} = \frac{l_0}{l} S_{\text{ср}}. \quad (11.48)$$

Максимальная концентрация $S_{\text{макс}}$ в облаке загрязнения может быть получена при учете распределения концентрации по длине l , а приближенно рекомендуется принять $S_{\text{макс}} = 3S_{\text{ср}}$.

Задача состоит в том, чтобы рассчитать среднюю концентрацию на определенных заданных расстояниях от места пуска, где начальная концентрация была S_0 . Задаемся расстоянием $L_1 = 2000$ м; $L_2 = 5000$ м и $L_3 = 10\,000$ м. Расчет следует провести по приведенным выше формулам в табл. 11.21.

Таблица 11.21

Вычисление средней концентрации

Длина пути облака загрязнения L м	Начальная		C м ^{0,5} /с	j	jL	$l_0 = l_0 + jL$	$\frac{l_0}{l}$	$S_{\text{ср}} = \frac{l_0}{l} S_{\text{ср}} \%$	Средняя скорость $v_{\text{ср}}$ м/с	Время $t = \frac{L}{v_{\text{ср}}}$
	концентрация $S_{\text{ср}} \%$	длина облака загрязнения l_0 м								
2000	100	200	35,0	0,504	1008	1208	0,17	17,0	1,12	30 мин
5000	100	200	35,0	0,504	2520	2720	0,074	7,4	1,12	1 ч 15 мин
10000	100	200	35,0	0,504	5040	5240	0,038	3,8	1,12	2 ч 30 мин

Как видно из табл. 11.21, средняя концентрация загрязняющего вещества заметно уменьшается по пути потока. Следует отметить, что рассмотренный расчет расплывания облака загрязнения является приближенным, так как средняя скорость, коэффициент C и характеристики сечений требуют уточнения по мере продвижения потока по длине участка.

Упражнение 11.9. Рассчитать загрязнение водоема взвешенными частицами.

Дано: 1. Средняя скорость $v = 0,35$ м/с; коэффициент Шези $C = 26,5$ м^{0,5}/с; средняя глубина $h_{\text{ср}} = 3,5$ м.

2. Гидравлическая крупность частиц $u = 0,02$ м/с.

3. Расстояние от места выпуска сточных вод $L = 100$ м, концентрация взвешенных веществ перед выпуском в реку $S_{\text{ср}} = 100$ г/м³.

4. Объемный вес наносов $\gamma_n = 1,47$ г/см³ (или т/м³).

Требуется: 1. Вычислить концентрацию транспортирующей способности потока $S_{\text{тр}}$.

2. Рассчитать концентрацию взвешенного вещества S вдоль оси L .

3. Определить аккумуляцию взвешенных веществ на участке за сутки.

Решение: 1. Рассматриваются условия, при которых в период штиля в водоеме наблюдается слабое устойчивое течение, переносящее загрязненные воды в одном направлении. В сточных водах имеются растворенные и взвешенные частицы. Предварительно производится расчет разбавления растворенных загрязнителей и по плану определяется осевая линия загрязнения от места выпуска сточных вод. Дальнейшие расчеты осаждения взвешенных веществ производятся в направлении этой оси L . Прежде чем рассчитать концентрацию взвешенного вещества S вдоль оси L , следует рассчитать концентрацию транспортирующей способности потока по отношению к загрязняющим веществам $S_{тр}$ по формуле

$$S_{тр} = 150\eta^2 \frac{Nv_{ср}^2}{h_{ср}} \Gamma, \quad (11.49)$$

где η — параметр, определяемый по формуле

$$\eta = \frac{3C - M}{3C}, \quad (11.50)$$

где C — коэффициент Шези; M — параметр по формулам (11.18) и (11.19); N — параметр по формуле (11.20) или табл. 11.13; $v_{ср}$ — средняя скорость течения; $h_{ср}$ — средняя глубина.

Таблица 11.22

Таблица параметра $\Gamma = f(G, C)$

G	C				
	20	30	40	50	60
0,0001	0,998	0,995	0,960	0,986	0,980
0,0010	0,960	0,934	0,900	0,860	0,816
0,0020	0,927	0,874	0,812	0,742	0,669
0,0050	0,827	0,716	0,601	0,486	0,387
0,0100	0,687	0,520	0,373	0,259	0,177
0,0200	0,479	0,290	0,169	0,099	0,066
0,0300	0,337	0,168	0,084	0,044	0,026
0,0400	0,254	0,110	0,052	0,026	0,015
0,0600	0,141	0,049	0,0188	0,0089	0,0045
0,0800	0,079	0,0231	0,0084	0,0033	0,0015
0,10	0,044	0,0123	0,0038	0,00143	0,00056

Величина Γ (табл. 11.22) в формуле (11.49) называется гидромеханическим параметром взвешенных частиц и зависит от коэффициента Шези и безразмерного числа G , определяемого в зависимости от гидравлической крупности u и средней скорости $v_{ср}$ по формуле

$$G = \frac{u}{v_{ср}}. \quad (11.51)$$

Для данного примера по формуле (11.18)

$$M = 0,7 \cdot 26,5 + 6 = 24,6 \text{ м}^{0,5}/\text{с},$$

$$\eta = \frac{3C - M}{3C} = \frac{3 \cdot 26,5 - 24,6}{3 \cdot 26,5} = 0,56,$$

$$N = \frac{MC}{g} = \frac{24,6 \cdot 26,5}{9,81} = 66,4,$$

$$G = \frac{0,02}{0,35} = 0,057.$$

По значениям $C = 26,5 \text{ м}^{0,5}/\text{с}$ и $G = 0,057$ по табл. 11.22 интерполяцией получен гидромеханический параметр $\Gamma = 0,093$. Величина $S_{\text{тр}}$ по формуле (11.49) равна

$$S_{\text{тр}} = 150\eta^2 \frac{Nv_{\text{ср}}^2}{h_{\text{ср}}} \Gamma = 150 \cdot 0,56^2 \frac{66,4 \cdot 0,35^2}{3,5} \cdot 0,093 = 6,61 \text{ г/м}^3.$$

2. Концентрация взвешенных веществ S на расстоянии L от места выпуска вычисляется по формуле

$$S = S_{\text{тр}} + (S_{\text{ст}} - S_{\text{тр}}) e^{-\frac{u+k}{h_{\text{ср}}v_{\text{ср}}}L}, \quad (11.52)$$

где $S_{\text{ст}}$ — концентрация взвешенных веществ перед выпуском в реку, г/м^3 ; $e = 2,72$; $v_{\text{ср}}$ — средняя скорость течения, м/с ; $h_{\text{ср}}$ — средняя глубина по оси L на рассматриваемом участке зоны загрязнения, метры; u — гидравлическая крупность — скорость равномерного падения твердых частиц в неподвижной воде, м/с ; L — расстояние от места выпуска, метры; $S_{\text{тр}}$ — концентрация, г/м^3 , отвечающая транспортирующей способности потока по отношению к загрязняющим взвешенным веществам (по формуле (11.49)); k — параметр, вычисляемый по формуле

$$k = \frac{u\Gamma}{1 - \Gamma} \quad (11.53)$$

для данного примера $k = \frac{0,02 \cdot 0,093}{1 - 0,093} = 0,24$.

Концентрация S на заданном расстоянии $L = 100$ м по формуле (11.52) равна

$$S = 6,61 + (100 - 6,61) 2,72^{-\left(\frac{0,02 + 0,24}{0,35 \cdot 3,5}\right) 100} \approx 0.$$

Расчет целесообразно выполнять до того расстояния L , на котором концентрация веществ снижается до 0,10 от начальной, т. е. где $S/S_{\text{ст}} \approx 0,10$. При очень значительной концентрации $S_{\text{ст}}$ это отношение может быть снижено до 0,05; 0,01 и т. д.

В данном примере расстояние $L = 100$ м удовлетворяет указанному условию.

3. Расход наносов на начальной вертикали вычисляется по формуле

$$r_{\text{нач}} = h_{\text{ср}} v_{\text{ср}} S_{\text{ст}}, \quad (11.54)$$

где r — в г/(м · с).

Расход наносов на конечной вертикали, где концентрация вещества снизится до значения S , вычисляется по формуле

$$r_{\text{кон}} = h_{\text{ср}} v_{\text{ср}} S. \quad (11.55)$$

Количество взвешенных веществ, которое осаждается внутри зоны на метровую ширину полосы в одну секунду

$$r_{\text{акк}} = r_{\text{нач}} - r_{\text{кон}}. \quad (11.56)$$

Для заданного примера

$$r_{\text{акк}} = 3,5 \cdot 0,35 \cdot 100 - 3,5 \cdot 0,35 = 122,5 \text{ г/(м} \cdot \text{с)}.$$

Среднее количество осаждающихся частиц на всем рассматриваемом участке L за одни сутки равно

$$a_{\text{ср}} = \frac{r_{\text{акк}}}{L} 86\,400 \text{ г/(м}^2 \cdot \text{сут)}, \quad (11.57)$$

где 86 400 — число секунд в сутках,

$$a_{\text{ср}} = \frac{122,5}{100} 86\,400 = 105\,640 \text{ г/(м}^2 \cdot \text{сут)}.$$

⁴ Для перевода величины осажденных веществ в высоту слоя следует полученную $a_{\text{ср}}$ разделить на объемный вес отложений γ . Для данного примера с учетом размерности получим

$$h_{\text{слоя}} = \frac{a_{\text{ср}}}{\gamma} = \frac{0,105640}{1,47} = 0,06 \text{ м}.$$

11.3. Некоторые вопросы экономической эффективности водоохранных мероприятий

Упражнение 11.10. Рассчитать технико-экономические показатели при водоохранных мероприятиях.¹

Дано: 1. Расход сточных вод $Q_{\text{ст}} = 1,5 \text{ м}^3/\text{с}$.

2. На химическом комбинате осуществляется очистка по трем вариантам; в табл. 11.23 приведены сведения о капитальных затратах и эффекте от осуществления мероприятий.

Требуется: 1. Привести технико-экономические показатели очистки и рассчитать затраты на очистку сточных вод различными методами.

2. Рассмотреть вопросы экономической эффективности водоохранных мероприятий.

¹ Упражнение составлено по материалам работы [45].

Исходные данные

Варианты	Капитальные вложения, млн. руб.	Величина предотвращенного ущерба, Y_{II} млн. руб.	Сопутствующий эффект C_9 млн. руб.
I	17,0	4,5	1,5
II	20,0	4,5	1,6
III	41,6	4,5	1,6

3. Рассчитать срок окупаемости капитальных вложений водоохраных мероприятий.

Решение: 1. Водоохраные мероприятия направлены на создание оптимальных условий для воспроизводства водных ресурсов, нарушенных хозяйственной деятельностью. В состав мероприятий входит: очистка сточных вод; использование сточных вод на сельскохозяйственных полях орошения — ЗПО; разработка технологических процессов, сокращающих количество сточных вод; интенсификация процессов самоочищения вод и т. д.

Методы очистки сточных вод делятся на различные виды.

Механическая очистка — применяется как предварительная, в результате которой выделяются нерастворимые органические и неорганические примеси. Техничко-экономические данные при механической очистке: капитальные затраты 5—15 коп/м³, текущие затраты 1—2 коп/м³, эффективность удаления взвешенных веществ 60—65% и снижение биологической потребности в кислороде (БПК) — 20—25%. Предел стойкости очистки на 1 м³ зависит от степени загрязнения сточных вод.

Физико-химическая очистка — применяется для выделения из сточных вод ценных веществ, как-то: фенолов, радиоактивных веществ, ядовитых примесей. Капитальные затраты 50—150 коп/м³, текущие затраты 10—80 коп/м³; эффективность удаления взвешенных веществ 90%, снижение БПК — 50—80%.

Химическая обработка применяется как самостоятельный метод очистки, так и как предварительная подготовка к последующей очистке с использованием других методов. Основными способами являются: коагулирование, нейтрализация и окисление. Капитальные затраты 30—180 коп/м³, текущие затраты 8—70 коп/м³, содержание взвешенных веществ снижастся на 85—90%.

Биохимическая очистка — имеет целью превращение органических загрязнений стоков в безвредные продукты окисления, что достигается введением бактерий и простейших микроорганизмов с добавлением азота, фосфора, калия. Капитальные затраты 20—45 коп/м³, текущие затраты 10—15 коп/м³, содержание взвешенных частиц и по БПК снижается на 90—95%.

Термические методы обезвреживания — применяются, если в стоках содержатся органические примеси и при высокой температуре они полностью окисляются. Капитальные затраты 4—13 руб/м³, текущие затраты 5—12 руб/м³.

Метод подземного захоронения — применяется в тех случаях, когда очистка сточных вод требует значительных материальных затрат или не разработана методика их очистки. Отходы производственных стоков сбрасываются в подземные емкости, где гидрогеологические условия позволяют их изолировать. Экономическая эффективность метода подземного захоронения еще недостаточно определена, но известно, что стоимость закачки эмульсионной сточной воды в нагнетательные скважины составляет 2 коп/м³, а стоимость их очистки 14 коп/м³.

Сточные воды, прошедшие вышеперечисленные способы очистки, все же не могут быть полностью очищены; в этом случае в целях повышения качества воды применяется иногда способ дополнительного разбавления сточных вод свежей водой.

Соотношение кратности разбавления зависит от типа воды: хозяйственно-бытовые — 1 : 10; условно чистые — 1 : 5; химически загрязненные — 1 : 30. Способ разбавления может применяться в редких случаях, так как это приводит к истощению водных источников.

Одним из видов очистки является централизованная доочистка производственных стоков совместно со стоками коммунального хозяйства.

Как было указано выше, водоохраным мероприятием является организация использования очищенных сточных вод на сельскохозяйственных полях орошения — ЗПО. Почва является естественным фильтром, проходя который сточные воды обезвреживаются. Капитальные затраты на организацию ЗПО, например, на Украине составляют 2 тыс. руб на га (включая затраты на сельскохозяйственное освоение), текущие затраты 150 руб/га, что приблизительно составляет затраты на обработку стоков в размере 5 коп/м³.

Величина затрат на почвенную очистку сточных вод на ЗПО зависит от ряда факторов (удаленность ЗПО от места загрязнения, способов подготовки и подачи стоковых вод, а также вида предприятий, сбрасывающих воды: хозяйственно-бытовых, пищевой, текстильной и химической промышленности).

Расчет стоимости различных видов обработки заданного расхода загрязненных вод производится с разделением их на капитальные и текущие (эксплуатационные). В пункте 3 решения рассматривается, из каких затрат они состоят. В табл. 11.24 приведены вычисления согласно приведенным выше данным.

Расчет капитальных затрат произведен с учетом годового стока, текущих затрат за сутки.

Как видно из полученных сумм затрат, стоимость очистки за сутки небольшого расхода сточных вод достаточно высока.

Расчет затрат на очистку сточных вод различными методами

Виды очистки	Расход сточ- ных вод $Q_{ст}$ м ³ /с	З. т. р. и				Общая стоимость в сутки, руб/м ³
		капитальные		текущие		
		коп/м ³	на $Q_{ст}$ млн. руб.	коп/м ³	руб/л	
Механическая	1,5	5—15	2,36—7,08	1—2	0,10—0,20	86,40—173
Физико-хими- ческая	1,5	50—150	23,6—70,8	10—80	1,00—8,00	864—6912
Химическая	1,5	30—180	14,2—85,2	8—70	0,80—7,00	691—6048
Биохимиче- ская	1,5	25—45	11,8—21,2	10—15	1,00—1,50	864—1296

2. Экономическая эффективность водоохраных мероприятий в настоящее время еще недостаточно разработана и количественно не всегда может быть выражена точно.

Оценивается экономическая эффективность водоохраных мероприятий $\mathcal{E}_{в. м}$ следующим соотношением:

$$\mathcal{E}_{в. м} = \frac{B}{П}, \quad (11.58)$$

где B — совокупный эффект от водоохраных мероприятий; $П$ — затраты на осуществление водоохраных мероприятий.

Вводятся понятия — величина предотвращенного ущерба $У_{п}$ — отражающая размер увеличения единовременных и текущих затрат нормального функционирования водоохраных мероприятий; сопутствующий эффект в отраслях народного хозяйства $C_{э}$, который определяется стоимостью дополнительно извлекаемых ценных компонентов при тщательной очистке сточных вод или, например, чистым доходом от получаемой на ранее подтопляемых землях сельскохозяйственной продукции. Принимая во внимание эти понятия, предлагается формулу (11.58) изменить в виде

$$\mathcal{E}_{в. м} = \frac{У_{п} + C_{э}}{П}. \quad (11.59)$$

Затраты на осуществление водоохраных мероприятий состоят из затрат на капитальные вложения и текущие затраты.

Определение размера капитальных вложений в создание водоохраных мероприятий производится по формуле:

$$K_{в. м} = K_{в. пр} + K_{в. сопр}, \quad (11.60)$$

где $K_{в. м}$, $K_{в. пр}$, $K_{в. сопр}$ — соответственно общие, прямые и сопряженные капитальные вложения. Объем прямых капитальных вложений вычисляется по формуле

$$K_{в. пр} = У_{к. в} MK_{р}, \quad (11.61)$$

где $У_{к.п}$ — норматив удельных капитальных вложений в осуществляемое мероприятие; $М$ — мощность очистных сооружений; $К_p$ — районный коэффициент изменения стоимости строительства очистных сооружений или выполненных работ.

Объем сопряженных капитальных вложений можно приближенно определить по формуле

$$K_{\text{сопр}} = CУ_c + ЭУ_v + ХУ_x + ЗУ_z, \quad (11.62)$$

где $C, Э, X, З$ — соответственно количество сырья и материалов, электроэнергии, химикатов, земельных и водных ресурсов; $У_c, У_v, У_x, У_z$ — норматив удельных капитальных вложений соответственно на 1 т основных материалов, химикатов и 1 кВт·ч электроэнергии, а также оценки 1 га земельных ресурсов и 1 м³ воды в источнике водообеспечения.

Текущие затраты на осуществление водоохраных мероприятий, необходимые для поддержания качества водных ресурсов, рассчитываются по формуле

$$C = C_m K_1 + T K_2 + Э K_3 + З K_4 + A K_5 + P_3 + П_d, \quad (11.63)$$

где $C_m, T, Э$ — затраты на материалы, топливо и электроэнергию; $З$ — зарплата и начисления на нее; A — амортизационные отчисления; P_3 — увеличение затрат в другой отрасли, вызванное выбытием природных ресурсов (земельных, водных) в данном районе; $П_d$ — дополнительные затраты; K_{1-5} — районные коэффициенты стоимости сырья, материалов, топлива, электроэнергии, зарплат, амортизации (таблица коэффициентов для различных экономических районов приведена в журнале «Водные ресурсы», № 3, 1974 г. Изд. «Наука»).

3. Для определения сроков окупаемости капитальных вложений при осуществлении водоохраных мероприятий $T_{квм}$ используется формула

$$T_{квм} = \frac{K_{квм}}{У_n + C_3}, \quad (11.64)$$

где обозначения известны [см. формулы (11.59) и (11.62)].

Рассмотрим три варианта определения срока окупаемости капитальных вложений на обработку сточных вод химического комбината с годовым производством продукции на 50 млн. руб. Объем сточных вод 35 млн. м³, в том числе более 4 млн. м³ химически загрязненных. Расход сточных вод

$$Q_{ст} = \frac{W}{31,5 \cdot 10^6} = \frac{35 \cdot 10^6 \text{ м}^3}{31,5 \cdot 10^6} = 1,1 \text{ м}^3/\text{с}.$$

Вариант I — использование ЗПО; вариант II — механическая очистка, а затем смешение со сточными водами коммунального хозяйства (в соотношении 1 : 10) и их совместная доочистка; вариант III — механическая и биохимическая очистка с последующим разбавлением свежей водой.

Подставляя в формулу (11.64) известные величины: затрат на капитальные вложения, стоимости предотвращенного ущерба и сопутствующего эффекта, выраженные в млн. руб., получим срок окупаемости капитальных вложений

$$\text{I вариант } T_{\text{квм}} = \frac{17,0}{4,5 + 1,5} = 2,8 \text{ года,}$$

$$\text{II вариант } T_{\text{квм}} = \frac{20,0}{4,5 + 1,6} = 3,2 \text{ года,}$$

$$\text{III вариант } T_{\text{квм}} = \frac{41,6}{4,5 + 1,6} = 6,8 \text{ лет.}$$

Как видно, вариант III имеет наибольший срок окупаемости капитальных вложений.

Масштабы, применяемые при построении температурных графиков

Характеристика	Единицы измерения	Масштаб единицы измерения на графике, мм
Температура воды	1°C	5; 10
Время	1 сутки	0,5; 1; 2
Глубина	1 м	0,5; 1; 2; 5; 10; 20; 50
Расстояние	1 км	5; 10; 20; 50; 100; 200; 500

На рис. 12.2, 12.3 приведены графики распределения температуры воды по глубине некоторых вертикалей.

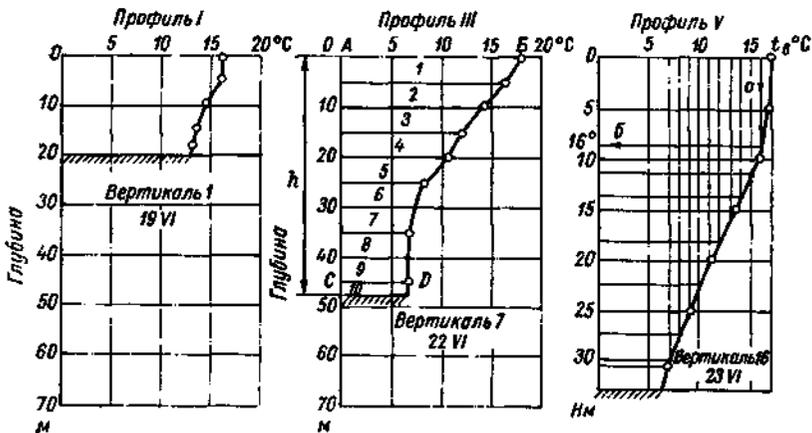


Рис. 12.2. Распределение температуры воды на вертикалях оз. Иссык-Куль по профилям I, III, V за июнь 1968 г.

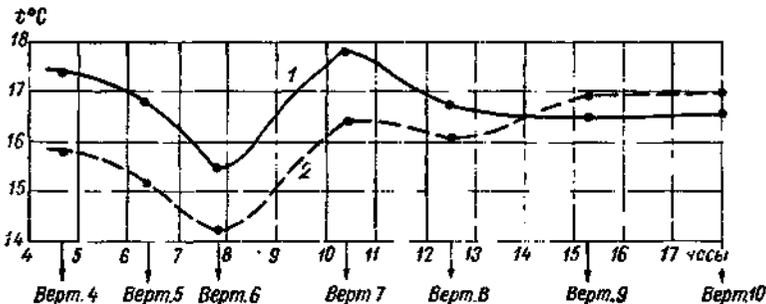


Рис. 12.3. Распределения температуры воздуха (1) у поверхности и температуры воды (2) на глубине 0,1 м на оз. Иссык-Куль по профилям II и III 20/VI 1968 г.

На рис. 12.3, 12.4 приведены графики распределения температуры воздуха у поверхности воды и температуры воды на глубине 0,1 м для профилей II, III и IV за 20/VI и 22/VI 1968 г.

2. Пример вычисления средней температуры воды на вертикали рассмотрим по данным наблюдений по вертикали 7 (рис. 12.2).

Средняя температура воды на вертикали вычисляется как частное от деления площади графика распределения температур S (рис. 12.2) $ABDC$, ограниченной кривой распределения

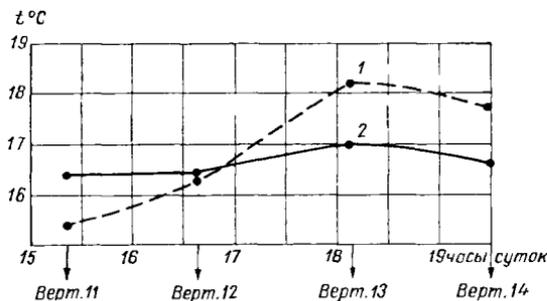


Рис. 12.4. Распределения температуры воздуха (1) у поверхности воды и температуры воды (2) на глубине 0,1 м на оз. Иссык-Куль по профилю IV 22/VI 1968 г.

температуры, глубиной и линиями поверхности воды и дна, на глубину вертикали

$$t_{\text{ср}} = \frac{\text{площадь } ABDC}{h} = \frac{S}{h}. \quad (12.1)$$

Площадь графика распределения температур S определяется планиметрированием или графически.

Планиметрирование производится по известной методике (вычисления здесь не приводятся), средняя температура $t_{\text{ср}} = 10,7^{\circ}\text{C}$.

При графическом способе график $ABDC$ разбивается на трапеции горизонтальными линиями по высоте, но так, чтобы изменение температуры в пределах одной трапеции имело линейный характер. В данном случае такое деление произведено на трапеции с одинаковой высотой по 5 м в масштабе. Последняя трапеция в данном примере получена высотой 2 м.

На середине каждой трапеции определяется температура воды, произведение высоты трапеции на ее среднюю линию дает площадь трапеции. Суммируя площади трапеций, получим сумму S , а разделив ее на глубину h , получим среднюю температуру $t_{\text{ср}}$ на вертикали 7 $10,44 = 10,4^{\circ}\text{C}$.

Записи удобнее проводить в табл. 12.4.

Вычисления средней температуры воды на вертикали № 7
графическим способом

№ трапеции	Высота трапеции, м	Температура на средней линии трапеции, °С	Площадь трапеции S, м/°С	$t_{\text{ср}}$	
				глубина h м	$t_{\text{ср}} = \frac{S}{h}$ °С
1	5,0	17,5	87,5		
2	5,0	15,5	77,5		
...
9	5,0	6,6	33,0		
10	2,0	6,5	13,0	47,0	10,4
Сумма		102,0	490,5		

Указанные выше способы определения средней температуры воды по глубине вертикали следует применять в случае отчетливо выраженного слоя температурного скачка. При плавном ходе температуры можно применить более упрощенный способ, заключающийся в следующем: площадь графика разбивается на горизонтальные слои одинаковой высоты, число их n (рекомендуется не менее 10), в данном случае примем деление, принятое для графического способа — девять слоев по 5 мм и последний слой в 2 мм. Таким образом можно считать, что график разделен на 9,4 слоя. Для каждого слоя графически снимается значение температуры. В табл. 12.4 вычисляется сумма полученных температур $\sum t = 102,0^\circ\text{C}$.

Средняя температура вычисляется по формуле

$$t_{\text{ср}} = \frac{\sum t}{n}. \quad (12.2)$$

Для данного случая имеем $t_{\text{ср}} = 102,0 : 9,4 = 10,8^\circ\text{C}$.

Как видно из полученных результатов, средняя температура, вычисленная тремя приемами, имеет расхождение в пределах до 2,5%.

3. Пример построения изотерм — линий равных температур в плоскости поперечного сечения профиля — приведен по данным температурных измерений на оз. Иссык-Куль по профилю V (вертикаль 16, рис. 12.2).

Перед построением графика изотерм необходимо привести значения температуры к «единому моменту времени», если измерения температуры на вертикалях производились в течение больших интервалов времени. Для приведения ведутся учащенные береговые наблюдения температуры, по данным которых

строится график хода береговой температуры за весь период наблюдений по вертикали.

Обозначаются t_1, t_2, \dots, t_n — температура воды у берега с хронологического графика в часы наблюдений поверхностной температуры па каждой вертикали (индекс 1, 2, 3, ... — соответствует номеру вертикали).

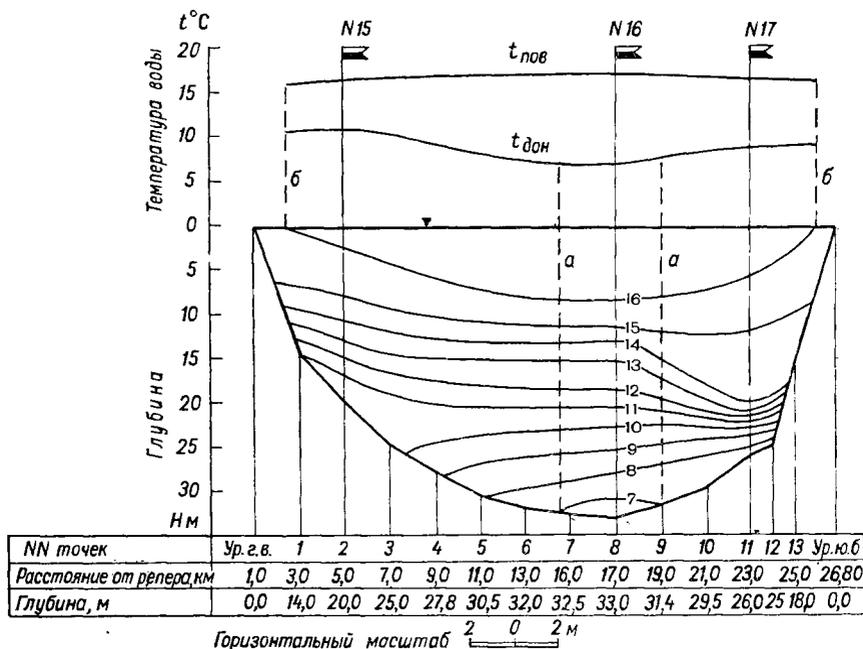


Рис. 12.5. Изотермы в поперечном профиле у оз. Иссык-Куль по данным наблюдений от 23/VI 1968 г.

Поправки температуры Δt вычисляются начиная со второй точки (отсчет приводится к дате и часу первой точки на профиле) по формулам:

$$\Delta t_2 = t_1 - t_2, \quad (12.3)$$

$$\Delta t_3 = t_1 - t_3, \quad (12.4)$$

$$\Delta t_n = t_1 - t_n. \quad (12.5)$$

Полученные значения Δt алгебраически прибавляются к наблюденной температуре на вертикалях в горизонте 0,1 м.

В данном примере описанный способ получения поправок не приводится, так как время измерения температуры на вертикали № 16 колебалось от 4 ч 40 мин до 7 ч 05 мин, температура воды на поверхности изменялась в пределах $0,2^\circ$.

По данным промеров, приведенных в табл. 12.2, строится профиль поперечного сечения (рис. 12.5) в масштабах согласно

указаниям табл. 12.9. Вертикальный масштаб глубин должен совпадать с масштабом графиков распределения температуры на вертикалях. Следует отметить, что для вертикалей 1 и 7 вертикальный масштаб был иным, что вызвано необходимостью сокращения объема чертежа в данном пособии.

На профиле обозначается положение вертикалей.

Над профилем в выбранном масштабе температур по данным табл. 12.1 строятся плавные линии поверхностной ($t_{\text{пов}}$) и придонной температуры ($t_{\text{дон}}$). Полученные линии служат для уточнения выхода на поверхность изотерм, а также примыкания их к дну.

Перед интерполяцией устанавливается сечение изотерм (сечение может быть через 0,5; 1; 2; 5; 10°). В данном упражнении при максимальной температуре у поверхности 16,7°C и минимальной у дна 7°C прием сечение изотерм через 1°.

Далее применяется графический прием, который поясним на примере вертикали 16 (см. рис. 12.2). На горизонтальной шкале намечаются точки через 1° от 7 до 16°C. Из этих точек опускаются вертикальные линии до пересечения с кривой распределения температур (для температуры 16°C направление показано стрелкой *а*). Точка пересечения проектируется на ось глубин (стрелка *б*).

Таким образом на вертикали получен ряд точек глубин, которым соответствуют заданные значения изотерм. Положение полученных точек с вертикали 16 переносится на профиль на вертикаль 16 (рис. 12.5) и у каждой точки выписывается значение температуры. Перенос точек удобнее производить, прикладывая ровные полоски бумаги, на которых карандашом отмечается поверхность, дно и полученные точки. Полоска бумаги накладывается на глубину на профиле и с нее карандашом переносится положение точек.

По полученным точкам на трех вертикалях проводятся плавные линии изотерм с учетом выхода их у дна и на поверхности. На рис. 12.15 положение изотермы 7° показано пунктирными линиями *а—а*, а изотермы 16° — линиями *б—б*. Вспомогательные построения кривых $t_{\text{пов}}$ и $t_{\text{дон}}$ после проведения изотермы в сечении стираются. Когда изотермы очень сгущены, их можно несколько разрядить.

4. Рассмотрим период прямой температурной стратификации, к которому относятся наблюдения в июне. В этот период в озерах водные массы делятся на вертикальные термические зоны: эпилимнион, металимнион и гиполимнион, схема которых показана на рис. 12.6.

Положение термических зон зависит от метеорологических условий и главным образом от степени нагрева водной поверхности, характера весны, а также от дружного повышения температур, силы и направления ветра.

На оз. Иссык-Куль по наблюдениям с 19 по 23 июня зона эпилимниона выдержана достаточно устойчиво и для всех вертикалей не опускается ниже 5 м от поверхности.

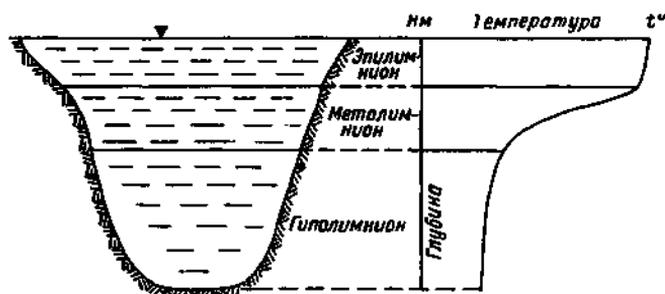


Рис. 12.6. Вертикальные термические зоны в летний период в озере.

Слой температурного скачка (зона металимниона) на всех профилях располагается на глубинах от 5 до 25 м. В табл. 12.5 подсчитана разность и вертикальный градиент температуры.

Таблица 12.5

Расчет слоя температурного скачка
оз. Иссык-Куль

№ вертикали	Глубина слоя скачка, м	Разность температур	Градиент, °С/м
1	$\frac{5-15}{10}$	2,4	0,2
2	$\frac{5-20}{15}$	6,2	0,4
3	$\frac{5-25}{20}$	7,9	0,4
4	$\frac{5-25}{20}$	8,1	0,4
5	$\frac{5-25}{20}$	9,7	0,5
6	$\frac{5-25}{20}$	6,7	0,3
...
17	$\frac{5-24}{20}$	7,3	0,3

Как видно из расчетов, вертикальный градиент зоны температурного скачка очень устойчив и в среднем для всего оз. Иссык-Куль с 19 по 23 июня равен $0,4^{\circ}\text{C}/\text{м}$.

Зона гипolimниона имеет устойчивую температуру: в среднем $t=5^{\circ}\text{C}$.

Следует отметить, что температура озера в зимний период за 23 января по профилю IV очень устойчива по глубине и колеблется в большем числе случаев от $6,0$ до $5,6^{\circ}\text{C}$ при температуре воздуха от $-0,2$ до $-1,6^{\circ}\text{C}$.

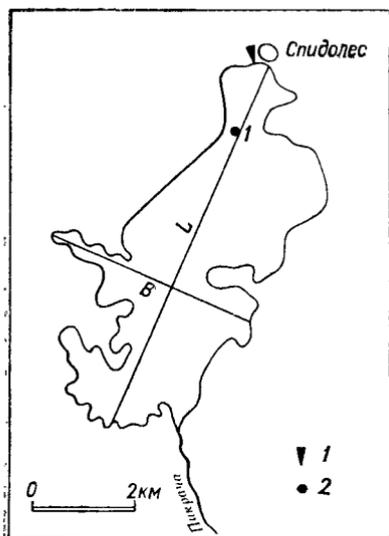


Рис. 12.7. План оз. Свентес.

1 — рейдовая вертикаль, 2 — водпост.

На рис. 12.3 и рис. 12.4 приведены графики распределения температуры воды в озере на глубине $0,1$ м по различным вертикалям и температуры воздуха у поверхности озера за дневные сроки наблюдений.

20 июня 1968 г. наблюдения производились с 4 ч 45 мин по 18 ч 0 мин. Как видно из рис. 12.3, в ранние утренние часы температура воздуха ниже температуры воды и далее к 12 ч дня наблюдается тесная зависимость изменения температуры воды и воздуха. После 14 ч температура воздуха несколько повысилась, а температура воды стабилизировалась.

Аналогичная зависимость температуры воздуха и воды наблюдается

и за 22 июня в период с 15 ч до 19 ч 30 мин на профиле IV.

Упражнение 12.2. Построить изоплеты температуры воды по наблюдениям на рейдовой вертикали, оз. Свентес — х. Спидолес, 1964 г.

Дано: 1. План оз. Свентес (рис. 12.7).

2. Данные наблюдений за температурой воды (табл. 12.6).

Требуется: 1. Построить вспомогательные температурные графики.

2. Построить изоплеты температуры воды.

Решение: 1. Изоплетами температуры (термоизоплетами) называются линии равных температур во времени по глубине, проведенные по данным измерений на одной вертикали за какой-либо период времени. За период времени можно выбрать год или отдельный летний или зимний период. В данном упражнении построение производится за период с января по ноябрь 1964 г.

Данные температурных наблюдений на оз. Свентес
у х. Спидолес за 1964 г. на рейдовой вертикали, азимут 210°

Горизонт измере- ния, м	10/I	20/I	...	20/V	31/V	...	20/VII	31/VII	...	20/XI	30/XI
0,1	0,6	0,4	...	10,1	17,2	...	21,7	21,0	...	5,4	2,6
3,0	1,5	1,7	...	9,7	16,1	...	21,5	20,9	...	4,3	2,5
6,0	1,7	1,9	...	9,6	11,2	...	20,0	20,8	...	4,3	2,5
9,0	2,1	2,3	...	9,0	10,2	...	12,7	12,9	...	4,3	2,5
10,0	—	—	...	—	—	...	—	—	...	—	—
11,0	—	—	...	—	—	...	—	—	...	—	—
12,0	2,3	2,6	...	8,2	9,1	...	9,5	9,6	...	4,3	2,5
13,0	—	—	...	—	—	...	—	—	...	—	—
14,0	—	—	...	—	—	...	—	—	...	—	—
15,0	—	—	...	6,0	7,7	...	7,9	7,5	...	4,2	2,5
17,0	—	—	...	—	—	...	7,3	—	...	—	—
17,3	2,6	2,7	...	—	—	...	—	—	...	—	—
17,4	—	—	...	—	—	...	—	—	...	—	—
17,5	—	—	...	5,2	6,6	...	—	—	...	4,3	2,5
17,6	—	—	...	—	—	...	—	—	...	—	—
17,7	—	—	...	—	—	...	—	6,8	...	—	—
Глубина верти- кали, м	17,8	17,8	...	18,0	17,8	...	18,2	18,2	...	18,0	18,0
Часы наблю- дений	12-30	12-20	...	12-38	12-52	...	12-47	12-42	...	12-30	12-38

Озеро Свентес относится к глубоководным водоемам с максимальными глубинами порядка 20 м. На берегу озера расположен водомерный пост у х. Спидолес.

В открытой части озера температурные наблюдения проводятся на рейдовой вертикали. Вертикаль расположена на юго-запад от водпоста. Местоположение рейдовой вертикали определяется створными знаками или бум.

Наблюдения на рейдовой вертикали производились 10, 20, 30 (или 31-го) числа каждого месяца на постоянных горизонтах по глубине; время наблюдений около 13 ч. Колебание уровня озера за год в пределах 98—58 см, таким образом и глубина рейдовой вертикали изменялась в пределах 17,8—18,2 м.

Проведение изоплет температуры воды требует построения вспомогательных графиков: а) графиков распределения температуры воды по глубине для 10, 20, 30-го числа каждого месяца, б) хронологических графиков температуры воды у поверхности и у дна рейдовой вертикали.

Рассмотрим построение этих графиков.

а. Вычерчиваются графики распределения температуры воды по глубине (см. упражнение 12.1). Таких графиков за 1964 г. по данным наблюдений необходимо построить 31. В данном пособии ограничимся построением только двух, а именно за 10 и 20 апреля 1964 г. (рис. 12.8). Использование этих графиков будет пояснено ниже.

б. На рис. 12.9 а по оси абсцисс указаны месяцы с делением на декады. На оси ординат приведен масштаб температуры;

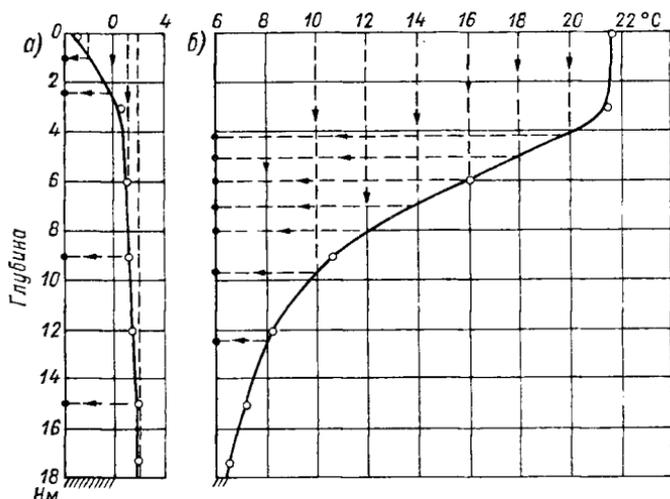


Рис. 12.8. Графики распределения температуры на рейдовой вертикали оз. Свентес — х. Спидолес 10/IV (а) и 20/VI (б) 1964 г.

кроме того, на этом же чертеже строятся хронологические графики температуры воды у поверхности и у дна за весь период наблюдений.

2. Построение термоизоплет производится следующим образом (рис. 12.9 б); в выбранных масштабах по оси ординат откладываются глубины, масштаб времени совпадает с масштабом для хронологических графиков на рис. 12.9 а.

Если годовая амплитуда колебания уровня составляет примерно 1—2% глубины вертикали, то эту глубину можно считать постоянной. В данном примере верхний предел 2% от 18,2 м составит 0,36 м, амплитуда колебания уровня за 1964 г. составила 0,40 м, следовательно, глубину вертикали можно считать постоянной.

Сечение изотерм в летний период принимаем через 2°, в зимний период через 1°.

Рассмотрим положение точек температур на примере рис. 12.8. Находим точку значения 1°C и пунктирной линией определяем положение температуры по глубине, которое получилось равным 1 м.

Аналогично найдено положение температуры 10/IV – 2; 2,5 и 3°C , а также за 20/VI температуры 20, 18, 16, 14, 12, 10, 8°C .

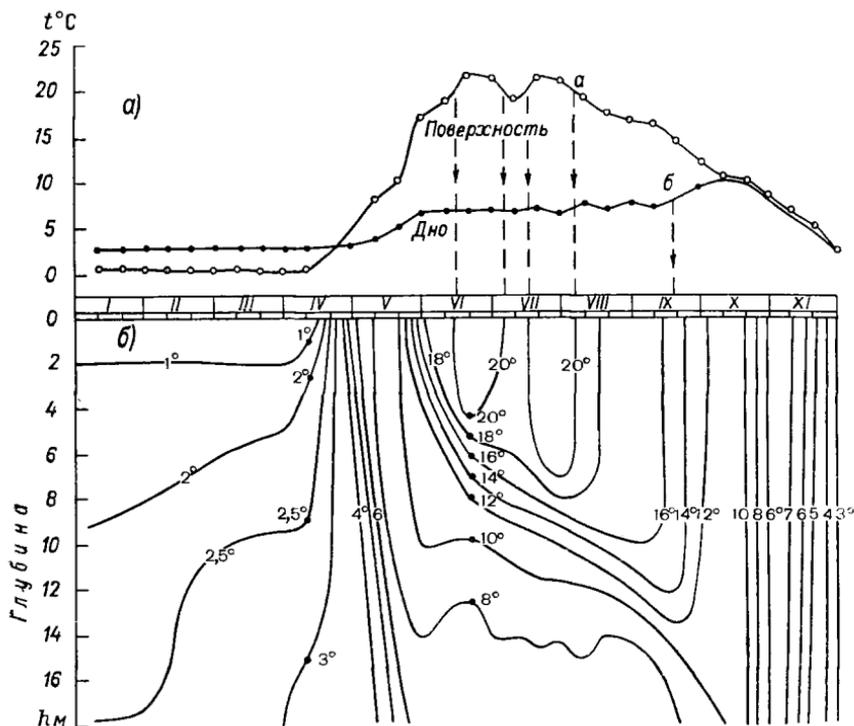


Рис. 12.9. Изоплеты температуры воды на рейдовой вертикали оз. Свентес у х. Спидолес за 1964 г.

Положение заданной температуры по глубине на вертикалях на рис. 12.8 показано стрелками.

Расстояния, полученные по рис. 12.8, переносятся на рис. 12.9. Для 10 и 20 июня значения температуры выписаны по вертикали. Соединяя полученные точки, проводим термизоплеты за весь период.

Выход изоплет к поверхности и дну согласуется с графиками распределения температуры (рис. 12.9 а). Например, местоположение изоплеты 20°C определяется пунктирными линиями, опущенными из точек а графика распределения температуры у поверхности. Положение изоплеты 8°C в сентябре определено пунктиром из точки графика распределения донной температуры.

Полученное распределение термоизоплет даст наглядное представление о ходе температуры озера по глубине за год. Температура оз. Свентес в зимний период, как видно из характера термоизоплет, имеет очень плавный ход, равномерно уменьшаясь от 10 до 3°C, причем температура сохраняется постоянной по всей толще воды. С января по март наблюдается обратная стратификация с небольшим вертикальным градиентом. С конца апреля до начала мая температура в озере выравнивается, увеличиваясь до 8°C, и со второй половины мая устанавливается прямая стратификация с явно выраженным слоем температурного скачка.

По изоплетам можно определить границы распространения по глубине и по времени любых температур, что может иметь большое значение при изучении флоры и фауны водоема и решении других практических задач.

Применяя метод интерполяции, по термоизоплетам можно определить температуру на заданной глубине в любой день года. При решении практических задач масштабы должны быть выбраны с расчетом обеспечения необходимой точности расчета.

Упражнение 12.3. Вычислить тепловой запас оз. Голубого и среднюю температуру по наблюдениям за 12 июля 1967 г.

Дано: температура воды на вертикали при максимальной глубине (табл. 12.7).

Таблица 12.7

Температура воды оз. Голубого 12 июля 1967 г.			
Глубина, м . . .	0,10	2,00	4,00
Температура, °C	21,0	17,8	13,8

Требуется: 1. Вычислить количество тепла q , заключенного в единице объема на глубине, и построить зависимость $q = f(V)$.

2. Вычислить теплосодержание в озере.

3. Вычислить среднюю температуру озера.

Решение: 1. Теплосодержанием называется общее количество тепла, заключенного в его водной массе.

Изменение теплосодержания в озерах связано с ходом радиации, взаимодействием тепла водной массы с нагревом дна и пр.

Существует несколько методов расчета теплосодержания: Ф. Фореля, Берджа, Хальбфасс. С. Д. Муравейским предложен графический метод.

Вычисляется количество тепла, заключенного в единице объема воды, по формуле

$$q = t C_p \rho, \quad (12.6)$$

где q — количество тепла, кал · г/см³ или ткал/м³; t — температура на данной глубине, °C; C_p — теплоемкость воды, кал/°C; ρ — плотность воды, г/см³.

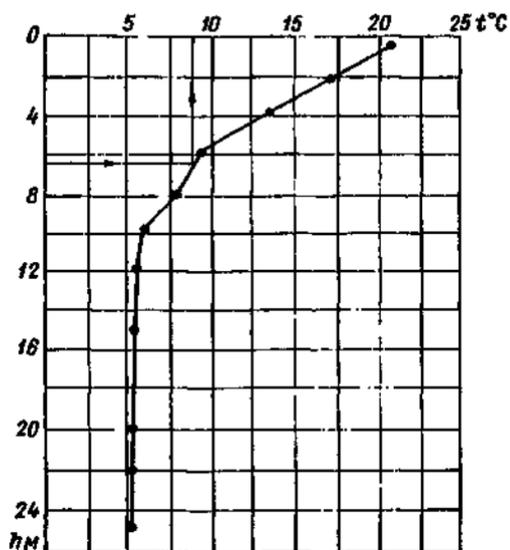


Рис. 12.10. График распределения температуры воды оз. Голубого 12/VII 1967 г.

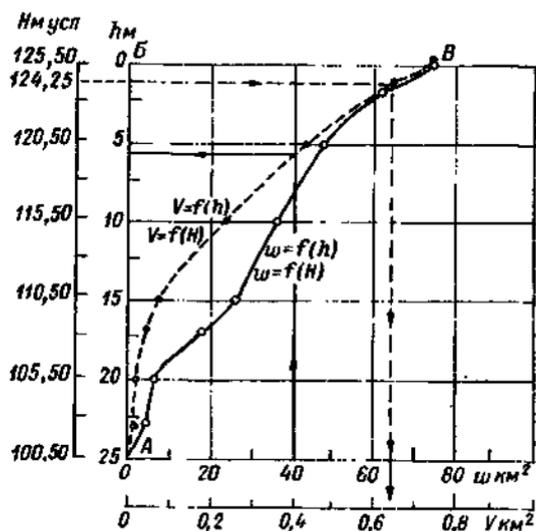


Рис. 12.11. Кривые зависимости $\omega=f(h)$; $\omega=f(H)$; $V=f(h)$; $V=f(H)$.

Для пресной воды в пределах точности проводимого расчета можно принять $C_p=1$ кал/°С и $\rho=1$ г/см³, тогда количество тепла q будет численно равняться значению температуры.

Для определения количества тепла при различных объемах воды в озере строится график распределения температуры по глубине (рис. 12.10). По зависимости $V=f(h)$ (рис. 12.11) для любого значения объема V определяется соответствующая ему глубина озера (пример, для $V=0,4$ км³ $h=6,25$ м), а затем по рис. 12.10 по найденной глубине определяется температура $t=8,9^\circ\text{C}$. Полученная температура численно равна количеству тепла $q=8,9$ кал·г/см³ для данного объема. Эти данные заносятся в табл. 12.8.

На рис. 12.12 по данным табл. 12.8 строится кривая $q=f(V)$. Соединяя точки плавной кривой, получим эпюру $ABCD$.

2. Для вычисления общего запаса тепла в озере W_T определена площадь эпюры $ABCD$ планиметрированием ($8,32 \times 10^{14}$ кал/г).

3. Средняя температура озера вычисляется по формуле

$$t_{\text{cp}} = \frac{W_T}{VC_p\rho} \quad (12.7)$$

Рис. 12.12. Зависимость $q=f(V)$ оз. Голубого.

обозначения известны.

Таблица 12.8

Данные для построения зависимости $q=f(V)$ оз. Голубого

Заданный объем V км ³ ($0,1 \cdot 10^{14}$ см ³)	Глубина, соответствующая объему, м	Количество тепла q кал. г/см ³ , численно равное температуре на данной глубине
0,768	0,00	21,0
0,700	1,00	17,5
0,050	17,2	5,8
0,003	24,8	5,3

Как было указано выше, $C_p=1$ кал/°С; $\rho=1$ г/см³. Подставим известные значения в формулу (12.7)

$$t_{\text{cp}} = \frac{8,32 \cdot 10^{14}}{0,768 \cdot 10^{14}} = 10,8^\circ\text{C}.$$

При более точных расчетах необходимо рассматривать распределение температуры на различных вертикалях, учитывая их среднее значение. При наличии нескольких термических графиков нужно учитывать среднюю температуру между профилем с приведением наблюдений к единому моменту времени.

Теплозапасы рекомендуется определять на первое число каждого месяца различными способами, а именно по: 1) данным температурных измерений одной рейдовой вертикали, 2) данным о температуре воды, осредненным для каждого горизонта по различным вертикалям гидрологического разреза, 3) вертикальной эпюре температуры воды, построенной по данным максимальных значений, измеряемых на различных вертикалях гидрологического разреза.

12.2. Водный баланс озер

Упражнение 12.4. Составить уравнение водного баланса водохранилища за один месяц.

Дано: 1. Сведения о режиме Саратовского водохранилища за август 1974 г. (табл. 12.9—12.12) по материалам Тольяттинской гидрометобсерватории [20].

Таблица 12.9

Гидрометеорологические условия в районе Саратовского водохранилища в августе 1974 г.

Пункт наблюдения	Средние месячные						Максимальные		
	температура		абсолютная влажность	скорость ветра, м/с	осадки, мм	испарение, мм	температура		скорость ветра, м/с
	воды	воздуха					воды	воздуха	
Куйбышев	20,5	17,6	14,0	2,5	96	118	21,6	31,7	14
Сызрань	20,5	17,6	17,6	2,8	21	139	21,8	32,0	16

Таблица 12.10

Уровень, приток и объем в августе 1974 г. в Саратовском водохранилище

Средневзвешенный уровень, м абс			Объем, км ³		Средняя приточность, м ³ /с		
1/VIII	1/IX	изменение за месяц	1/VIII	1/IX	аккумуляция	суммарная	боковая
27,75	27,94	+ 0,19	12,435	12,768	+ 0,333	5840	112

Уровень воды (8 ч) в августе 1974 г.
в Саратовском водохранилище

Пункт	11/VIII	21/VIII	1/IX
Зольное	27,74	28,57	28,03
Сызрань	27,71	28,07	28,01
Балазово	27,76	27,95	27,80
Средний	27,73	28,19	27,94

Требуется: 1. Рассмотреть общее уравнение водного баланса водохранилища.

2. Составить уравнение баланса для одного месяца по Саратовскому водохранилищу Волжско-Камского каскада.

3. Рассчитать аккумуляцию воды в чаше водохранилищ и невязку баланса.

Решение: 1. Уравнение водного баланса водохранилища за короткий отрезок времени имеет вид:

$$\overbrace{(Q_{\text{пр}} + Q_{\text{б.п}} + Q_{\text{о}} + Q_{\text{п}} + Q_{\text{л.в}})}^A - \overbrace{(Q_{\text{ст}} + Q_{\text{и}} + Q_{\text{ф}} + Q_{\text{л.о}})}^B - \overbrace{(A_{\text{в}} + A_{\text{п}})}^{A_{\text{ак}}} = \pm \eta, \quad (12.8)$$

где A — приходная часть баланса: $Q_{\text{пр}}$ — поверхностный приток, $Q_{\text{б.п}}$ — боковой приток, $Q_{\text{о}}$ — осадки, выпадающие на зеркало водохранилища, $Q_{\text{п}}$ — подземный приток, $Q_{\text{л.в}}$ — объем воды во льду и снеге, всплывшем при подьеме уровня водохранилища; B — расходная часть: $Q_{\text{ст}}$ — сток через замыкающий створ, $Q_{\text{и}}$ — испарение с водной поверхности, $Q_{\text{ф}}$ — фильтрация через ложе водохранилища, $Q_{\text{л.о}}$ — объем воды во льду и снеге, осевших при сработке водохранилища; $A_{\text{ак}}$ — аккумуляция или изменение запасов воды в водохранилище делится на $A_{\text{в}}$ — в чаше водохранилища, $A_{\text{п}}$ — в грунтах берегов; $\pm \eta$ — невязка баланса, равная сумме неучтенных составляющих (изменений влаги в почво-грунтовой толще возможного подземного водообмена) и суммарной ошибке определения всех его учтенных составляющих. Все элементы водного баланса могут быть выражены в мм слоя или объемных величинах (м^3 , км^3). Периоды, за которые составляется баланс, могут быть декада, месяцы, сезоны, год и многолетний период.

Определение составляющих уравнения $Q_{\text{пр}}$, $Q_{\text{о}}$, $Q_{\text{ст}}$, $Q_{\text{и}}$ производится согласно указаниям, изложенным в упражнениях данного пособия.

Водный баланс Саратовского водохранилища за август 1974 г. в км³

Часть баланса	Наименование	Обозначение	Декада			За месяц
			1-я	2-я	3-я	
Приходная А	Основная приточность	$Q_{пр}$	4,646	5,113	5,574	15,333
	Боковая приточность	$Q_{б.п}$	0,103	0,099	0,094	0,296
	Осадки на зеркало водохранилища	Q_0	0,067	0,015	0,002	0,084
	Сумма приходных элементов	$A = Q_{пр} + Q_{б.п} + Q_0$	4,816	5,227	5,670	15,713
Расходная Б	Сток через агрегаты ГЭС	$Q_{ст1}$	4,432	4,272	5,554	14,258
	Сток на шлюзование	$Q_{ст2}$	0,035	0,035	0,048	0,118
	Фильтрация в створе ГЭС	$Q_{ф}$	0,060	0,060	0,067	0,187
	Общий сток через гидроузел	$Q_{ст1} + Q_{ст2} + Q_{ф}$	4,527	4,367	5,669	14,563
	Забор воды из водохранилища	Q_3	0,024	0,024	0,026	0,074
	Испарение с зеркала водохранилища	$Q_{и}$	0,082	0,055	0,110	0,247
	Сумма расходных элементов	$B = Q_{ст1} + Q_{ст2} + Q_{ф} + Q_3 + Q_{и}$	4,633	4,446	5,805	14,887
	Аккумуляция	$A_{в}$	-0,051	+0,638	-0,254	+0,333
Невязка баланса	Абсолютная	η	0,234	0,143	0,119	0,496
	в %		4,8	2,7	2,0	3,1

Определить подземное питание $Q_{п}$ и фильтрацию через ложе берега $Q_{ф}$ при ограниченности гидрогеологических наблюдений затруднительно. Однако специальными гидрогеологическими исследованиями установлено, что в балансах крупных водосмов подземная составляющая не выходит за пределы ошибок главных составляющих.

Потери за счет осевшего $Q_{л.о}$ и всплывшего льда $Q_{л.в}$ определяются по данным об уровнях и толщине ледяного покрова

с учетом морфометрии берегов водохранилищ. Объем воды $Q_{л. в}$ и $Q_{л. о}$ в m^3 в общем виде рассчитывается по формуле

$$Q_{л. в} = (F_n - F_k) \frac{h_n + h_k}{2} 10^4, \quad (12.9)$$

где F_n и F_k — начальная и конечная площадь зеркала водохранилища, km^2 . Площадь вычисляется по кривой зависимости площади от уровня нижней поверхности льда. Нижняя поверхность льда определяется как разность отметок уровня и высоты погруженного льда; h_n и h_k — начальный и конечный слой воды в массе снега и льда при плотности льда 0,8—0,9. По данным о ежемесячных объемах воды подсчитываются последовательные суммы $Q_{л. в}$ с начала оседания льда до момента весеннего подъема; может быть построена зависимость этой величины от уровня. Пример расчета аккумуляции приведен ниже. На больших водохранилищах средний взвешенный уровень вычисляется по формуле

$$H_{ср} = \frac{F_a}{F} H_a + \frac{F_b}{F} H_b + \dots + \frac{F_n}{F} H_n, \quad (12.10)$$

где H_a, H_b, \dots, H_n — уровни отдельных постов; F_a, F_b, \dots, F_n — площади зеркала, тяготеющие к постам a, b, \dots, n ; $F = F_a + F_b + \dots + F_n$ — площади зеркала озера при $H_{ср}$.

Точность расчетов водного баланса водохранилища оценивается относительной ошибкой для месячных сроков не более 8—10%, для годовых 2—5%.

2. Для каждого водохранилища приходные и расходные элементы баланса могут изменяться в зависимости от условий его хозяйственного использования, времени года и наличия данных для расчета всех компонентов уравнения.

Так, для Саратовского водохранилища уравнение водного баланса за август имеет вид

$$\overbrace{(Q_n + Q_{б. п} + Q_0)}^A - \overbrace{(Q_{ср1} + Q_{ср2} + Q_\phi + Q_3 + Q_n)}^B - \frac{A_{ак}}{A_b} = \eta. \quad (12.11)$$

Наименование и значения всех составляющих указаны в табл. 12.12. Таблица 12.9 приводится для пояснения общей гидрометеорологической обстановки за август и является обязательным приложением к таблице баланса. Большая часть компонентов не требует пояснения, рассмотрим только расчет аккумуляции и невязку баланса.

3. Аккумуляция $A_{ак}$ в данном примере рассматривается только в чаше водохранилища A_b . По данным съемки строится кривая емкости водохранилища в зависимости от средневзвешенного уровня. На рис. 12.13 представлен участок такой кривой. Аккумуляция за август определялась следующим образом. По табл. 12.10 средний уровень на 1 сентября равен 27,94 м абс,

а на 1 августа 27,75 м абс. Нанося значения уровней на кривую $W=f(H)$ по оси W определяется разность $A_B = +0,333 \text{ км}^3$.

Аккумуляция за вторую декаду определяется по среднему уровню за 21 августа 28,19 м абс и по среднему уровню за 11 августа 27,75 м. По оси W разность $A_B = +0,638 \text{ км}^3$. За третью декаду аналогично по разности уровней на 1 сентября 27,94 м абс и 21 августа 28,19 м абс получается сработка запасов со знаком минус $A_B = -0,254 \text{ км}^3$. За первую декаду при средних уровнях 1 августа 27,75 м абс и 11 августа 27,73 м абс по кривой получается аккумуляция со знаком минус, равная $A_K = -0,051 \text{ км}^3$ (в масштабе данного рисунка эта величина графически очень мала).

Суммарная аккумуляция за месяц $\eta = -0,051 + 0,638 + (-0,254) = 0,333 \text{ км}^3$, т. е. получена та же сумма, что и по рис. 12.13.

Абсолютное значение невязки баланса подсчитывается как разность между величинами изменения запасов воды в водохранилище, полученными методом баланса и по значению аккумуляции, рассчитанному по кривой емкости.

По табл. 12.12 за первую декаду $\eta = (A - B) - A_B = 4,816 - 4,633 - (-0,051) = 0,234 \text{ км}^3$; за месяц $\eta = 15,713 - 14,884 - 0,333 = 0,496 \text{ км}^3$. Суммарная невязка по данным за три декады $\eta = 0,234 + 0,143 + 0,119 = 0,496 \text{ км}^3$. Невязка в процентах вычисляется как отношение абсолютной невязки к большей по величине сумме приходных или расходных компонентов баланса.

В данном примере за все декады и за месяц приходные компоненты больше, так что невязка баланса вычислялась по отношению к приходной части баланса и, как видно, находится в допустимых пределах.

Упражнение 12.5. Рассмотреть уравнение водного баланса Кайракумского водохранилища за год.

Дано: 1. Сведения о запасах воды в водохранилище за 1972 г. (табл. 12.13) по данным [13].

Таблица 12.13

Запас воды в Кайракумском водохранилище
в млн. м³, 1972 г.

I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	1/I 1973 г.
3100	2886	2997	3104	2985	3480	3355	3009	1922	1861	2361	2927	2968

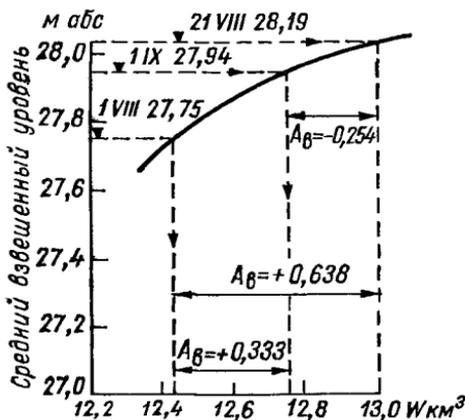


Рис. 12.13. Участок кривой емкости водохранилища.

2. Водный баланс водохранилища за 1972 г. (табл. 12.14).

Таблица 12.14

Водный баланс Кайракумского водохранилища за 1972 г. [15]

Часть баланса	Наименование	Обозначение	Значение, млн. м ³
Приходная А	Приток по р. Сырдарье (Акджар)	$Q_{\text{п}}$	14 837
	Приток по коллекторно-дренажной сети	$Q_{\text{б.п}}$	111,4
	Осадки на площадь зеркала	$Q_{\text{о}}$	87,2
	Сумма приходных элементов	$A = Q_{\text{п}} + Q_{\text{б.п}} + Q_{\text{о}}$	15 036
Расходная Б	Сток через «нижний бьеф»	$Q_{\text{ст1}}$	14 149
	Забор насосными станциями	$Q_{\text{ст2}}$	580,48
	Испарение с площади зеркала	$Q_{\text{и}}$	507,7
	Сумма расходных элементов	$B = Q_{\text{ст1}} + Q_{\text{ст2}} + Q_{\text{и}}$	15 237
Невязка баланса	Аккумуляция	$A_{\text{в}}$	258
	Абсолютная в %	η	-459 3

Требуется: 1. Рассчитать невязку баланса.

2. Построить график изменения запасов воды в водохранилище.

Решение: 1. Уравнение водного баланса Кайракумского водохранилища за 1972 г. в принятых обозначениях имеет вид:

$$\overbrace{(Q_{\text{пр}} + Q_{\text{б.п}} + Q_{\text{о}})}^A - \overbrace{(Q_{\text{ст1}} + Q_{\text{ст2}} + Q_{\text{и}})}^B - A_{\text{в}} = \eta. \quad (12.12)$$

Сведения о водном балансе в табл. 12.14 приведены по следующим данным: приток воды в водохранилище измеряется по р. Сырдарье у в/п Акджар; сток подсчитывается по ежедневным расходам по кривой $Q=f(H)$; приток по коллекторно-дренажной сети приведен по данным гидрометрического отдела; годовая сумма осадков определена по метеостанции г. Кайракум; сток из Кайракумского водохранилища учитывался по посту Кзыл-кишлак; забор воды из водохранилища происходит через Ходжабакирганскую и Самгарскую насосные станции; испарение подсчитано по формуле ГГИ; изменение запасов принято по кри-

вой $W=f(H)$, полученной по съемке 1969 г. Подставляя приведенные значения в уравнение (12.12), абсолютную величину невязки баланса получим равной

$$15\ 036 - 15\ 237 - 258 = -459 \text{ млн. м}^3.$$

Процентное значение невязки вычислено по отношению к сумме 15 237 и равно 3%.

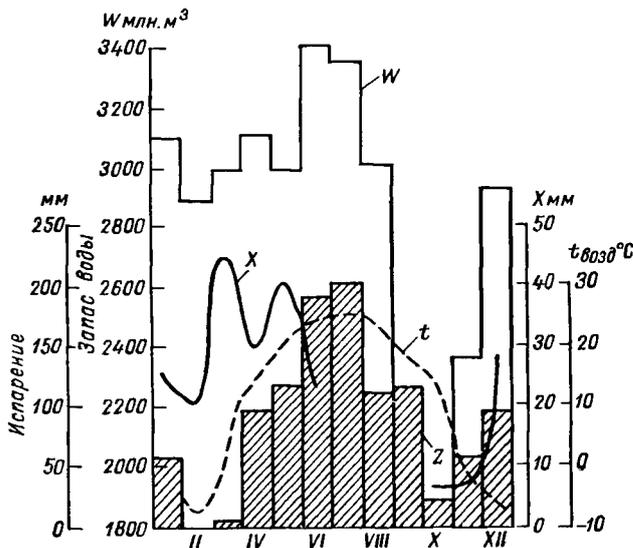


Рис. 12.14. График изменения запасов воды в Кайракумском водохранилище за 1972 г.

2. На рис. 12.14 построен график изменения запаса воды в водохранилище, осадков, температуры и испарения, по которому хорошо прослеживается их взаимосвязь (сведения о ходе осадков, температуре воздуха и испарения не приводятся).

С увеличением температуры воздуха к июню и июлю испарение увеличивается. Ход осадков с января по май оказывает влияние на увеличение объема запасов воды в водохранилище. Отсутствие осадков с июля по сентябрь приводит к резкому снижению запасов, появление осадков в октябре—декабре сказывается на их повышении.

13. СТОК РЕЧНЫХ НАНОСОВ И РУСЛОВЫЕ ПРОЦЕССЫ

13.1. Вычисление стока наносов при отсутствии данных наблюдений

Упражнение 13.1. Рассчитать средний многолетний расход взвешенных наносов заданной вероятности превышения и внутрисезонное распределение при отсутствии ряда наблюдений¹ р. Талас (Каракол) — с. Караой.

Дано: 1. Средний многолетний расход воды $Q_0 = 7,86 \text{ м}^3/\text{с}$.
2. Внутригодовое распределение стока воды: апрель—июнь — 32,6% и июль—сентябрь — 41,9%.

Требуется: определить: 1) среднее многолетнее значение расхода взвешенных наносов, 2) среднюю мутность, 3) сток взвешенных наносов вероятностью превышения 5; 25; 75%; 4) внутрисезонное распределение стока наносов.

Решение: 1. Для района рек Киргизии по данным наблюдений 1966 г. составлена карта районирования зон мутности для водосборов с площадью от 150 до 2000 км² [69]. На карте в зависимости от высотного положения выделены четыре зоны мутности: <50; 50—100; 100—250; 250—500 г/м³. Для приближенного определения расхода наносов R установлена связь его со средним многолетним расходом воды Q в виде следующих зависимостей:

Зона

$$< 50 \text{ г/м}^3 \quad R_0 = 0,025Q_0^{1,1} \quad (13.1)$$

$$50 - 100 \text{ г/м}^3 \quad R_0 = 0,054Q_0^{1,1} \quad (13.2)$$

$$100 - 250 \text{ г/м}^3 \quad R_0 = 0,105Q_0^{1,1} \quad (13.3)$$

$$250 - 500 \text{ г/м}^3 \quad R_0 = 0,250Q_0^{1,1} \quad (13.4)$$

Водосбор р. Талас (Каракол) у с. Караой относится к первой зоне мутности и значение среднего многолетнего расхода взвешенных наносов по формуле (13.1) равно

$$R_0 = 0,025 \cdot 7,86^{1,1} = 0,24 \text{ кг/с.}$$

¹ Упражнения 13.1 и 13.2 составлены по материалам «Ресурсов поверхностных вод СССР» [69].

2. Средняя мутность равна

$$\rho_{\text{ср}} = \frac{R_0 \cdot 1000}{Q_0}. \quad (13.5)$$

Подставим численные значения:

$$\rho_{\text{ср}} = \frac{0,24 \cdot 1000}{7,86} = 31 \text{ г/м}^3.$$

3. Наблюдениями установлено, что коэффициент вариации стока наносов C_{vR} больше коэффициента вариации годового стока воды и колеблется от 0,45 до 1,64. Наибольшие значения C_{vR} относятся к рекам с высокими паводками и наличием селей. Соотношение C_{sR} принято равным $2C_{vR}$. По данным различных водосборов района были установлены средние значения коэффициентов перехода: от среднего значения расхода взвешенных наносов к расходам 5; 25 и 75%-ной обеспеченности $K_{5\%} = 2,4$; $K_{25\%} = 1,4$ и $K_{75\%} = 0,38$.

Учитывая полученные значения, определяются расходы наносов заданной вероятности превышения: $R_{5\%} = 2,4 \cdot 0,24 = 0,58$ кг/с; $R_{25\%} = 1,4 \cdot 0,24 = 0,39$ кг/с и $R_{75\%} = 0,38 \cdot 0,24 = 0,091$ кг/с.

4. Внутрисезонное распределение стока взвешенных наносов и годового стока воды в процентном их отношении имеет тесную зависимость и для периода апрель—июнь и июль—сентябрь выражается следующими аналитическими соотношениями:

$$\text{IV—VI} \quad R_{\%} = 2,3Q_{\%} - 32, \quad (13.6)$$

$$\text{VII—IX} \quad R_{\%} = 2,5Q_{\%} - 60. \quad (13.7)$$

Формула (13.6) применима при $Q_{\%} > 14\%$ и формула (13.7) при $Q_{\%} > 24\%$.

Подставляя известные данные в формулы (13.6) и (13.7), получим:

$$\text{IV—VI} \quad R_{\%} = 2,3 \cdot 32,6 - 32 = 43\%$$

$$\text{VII—IX} \quad R_{\%} = 2,5 \cdot 41,9 - 60 = 45\%.$$

Для перехода к абсолютным значениям от среднего за сезон расхода наносов, например для 5%-ной обеспеченности, вычисляется предварительно сумма средних месячных расходов взвешенных наносов умножением среднего значения на 12:

$$\sum R = 12 \cdot R_{5\%} = 12 \cdot 0,58 = 7,0 \text{ кг/с.}$$

Число месяцев в сезоне апрель—июнь $n = 3$ и средний расход за сезон 5%-ной обеспеченности равен

$$R_{(\text{IV—VI}) 5\%} = \frac{\sum R \cdot R_{5\%}}{100n} = \frac{7,0 \cdot 43}{100 \cdot 3} = 1 \text{ кг/с.}$$

Аналогично получаем для 25 и 75%:

$$\Sigma R = 12 \cdot R_{25\%} = 12 \cdot 0,34 = 4,08 \text{ кг/с;}$$

$$\Sigma R = 12 \cdot R_{75\%} = 12 \cdot 0,091 = 1,09 \text{ кг/с;}$$

$$R_{(IV-VI) 25\%} = \frac{4,08 \cdot 43}{100 \cdot 3} = 0,58 \text{ кг/с;}$$

$$R_{(IV-VI) 75\%} = \frac{1,09 \cdot 43}{100 \cdot 9} = 0,156 \text{ кг/с.}$$

Для периода июль—сентябрь при обеспеченности 5% получим:

$$R_{(VII-IX) 5\%} = \frac{7,0 \cdot 45}{100 \cdot 3} = 1,1 \text{ кг/с.}$$

Упражнение 13.2. Вычислить сток влекомых наносов горной реки при отсутствии наблюдений.

Дано: 1. Для участка горной реки известны следующие основные характеристики:

Расход воды Q м ³ /с	10	40
Средняя глубина H м	0,55	1,0
Средняя скорость v м/с	1,60	2,80
Средний уклон I ‰	0,03	0,03

Расход 10 м³/с соответствует среднему за период влечения наносов, 40 м³/с максимальному (руслоформирующему) 10%-ной обеспеченности.

2. Удельный вес: смеси воды и наносов $\gamma = 1,0$ т/м³, наносов влекомых $\gamma_n = 2,65$ т/м³, средний объемный вес наносов $\gamma' = 1,8$ т/м³.

Требуется: 1. Определить средневзвешенные диаметры русловых донных отложений и влекомых наносов.

2. Вычислить среднюю насыщенность (концентрацию) влекомых наносов.

3. Рассчитать расход влекомых наносов при различных расходах воды.

4. Определить годовой сток и объем влекомых наносов.

Решение: 1. Величина и изменчивость стока влекомых наносов зависит от стока воды, деформации русла и эрозионных процессов на поверхности бассейна. Средняя продолжительность периода влечения наносов колеблется от 80 до 120 суток за время паводка. Для определения диаметров влекомых и русловых отложений, концентрации влекомых наносов предложен ряд теоретических и региональных зависимостей для горных рек, некоторые из них рассмотрены ниже.

Средневзвешенные диаметры русловых отложений $d_{отл}$ и

влекомых наносов d для горных рек можно определить по формулам [83]:

$$d_{отл} = 1,6I^{0,9} \left(\frac{Q_{10\%}}{\sqrt{g}} \right)^{0,4}, \quad (13.8)$$

$$d = d_{отл} \left(\frac{Q - Q_0}{Q_{10\%} - Q_0} \right)^{0,9}, \quad (13.8')$$

где I — средний уклон; Q , Q_0 и $Q_{10\%}$ — расходы бытовой, соответствующий началу движений влекомых наносов $Q_0 \approx 0,10 \div 0,15 Q_{10\%}$, максимальный расход 10%-ной обеспеченности (руслоформирующий), м³/с; g — ускорение свободного падения, м/с².

Формула (13.8) рекомендуется при $I > 0,002$. Величины отклонений расчетных диаметров по формулам (13.8) и (13.8') от измеренных составляют 10—20%. Для данного примера $d_{отл} = 1,6 \cdot 0,03^{0,9} \left(\frac{40}{\sqrt{9,81}} \right)^{0,4} = 0,19$ м.

Средневзвешенный диаметр влекомых наносов при руслоформирующем расходе ($Q_{10\%}$) принимается примерно равным средневзвешенному диаметру русловых отложений, т. е. 0,19 м. Для расхода $Q = 10$ м³/с диаметр влекомых наносов рассчитывается по формуле (13.8'). Принимая $Q_0 = 0,15 \cdot 40 = 6$ м³/с, при $Q = 10$ м³/с $d_z = 0,19 \left(\frac{10 - 6}{40 - 6} \right)^{0,9} = 0,03$ м.

2. Средняя насыщенность (концентрация) влекомых наносов μ может быть определена по различным формулам.

Формула Г. И. Шамова

$$\mu = \frac{2,5 \sqrt[3]{2d^2}}{H} \left(\frac{v}{v_0} \right)^3 \left(1 - \frac{v}{v_0} \right) \left(\frac{d}{H} \right)^{1/4} \text{ г/л}, \quad (13.9)$$

где v — средняя скорость, м/с; H — средняя глубина; d — диаметр влекомых наносов; v_0 — скорость, при которой происходит отложение (аккумуляция) наносов, вычисленная по формуле

$$v_0 = 3,83d^{1/3}d^{1/6}. \quad (13.10)$$

Формула В. Ф. Толмазы

$$\mu = 0,06 \frac{v^4}{H^{3/2}} \left(1 - \frac{v_0}{v} \right) \text{ г/л}; \quad v_0 = 2,8 \sqrt[4]{dH} \text{ м/с}, \quad (13.11)$$

обозначения те же.

Формула А. Н. Крошкина и Г. В. Калиниченко

$$\mu = 0,0017 \frac{k_n^{1,5} \gamma_n}{\sqrt{g}} \left[\frac{\gamma_n I}{(\gamma_n - \gamma) d_{отл}} \right]^{0,5} \frac{\sqrt{d}}{H} \left(\frac{v}{v_0} \right)^k (v - v_0) \times \\ \times \left(\frac{m+1}{m} \right)^2 \left(\frac{d}{H} \right)^{\frac{2}{m}}. \quad (13.12)$$

Параметры v_0 и m определяются по формулам В. Ф. Толмазы:

$$v_0 = 1,5 \frac{m - 1,5}{m + 1} \left(\frac{H}{d} \right)^{1/m} \sqrt{\frac{\gamma_n - \gamma}{\gamma} g d}, \quad (13.13)$$

$$m = 1,5 + 0,314 \frac{C}{\sqrt{g}}. \quad (13.14)$$

Значение m можно получить по формуле Г. В. Железнякова

$$m = \frac{C}{\sqrt{g}} \left(\frac{2\sqrt{g}}{\sqrt{g} + C} + 0,3 \right). \quad (13.15)$$

В формулах (13.12)–(13.15) I — гидравлический уклон; k_n — коэффициент неоднородности смеси наносов, $k_n = \frac{d_5}{d}$; d_5 — средний диаметр максимальных фракций, доля которых в пробе равна 5%; C — коэффициент Шези; γ , γ_n — удельные веса смеси (жидкая и твердая фаза) и влекомых наносов, $\gamma_n = 2650 \text{ кг/м}^3$; $k = 3,3 \left(\frac{\gamma}{\gamma_n - \gamma} \right)^{1/6}$, при $\gamma = 1000 \text{ кг/м}^3$ $k = 3$; $g = 9,81 \text{ м/с}^2$.

Формулу (13.12) рекомендуется применять при условии $\frac{H}{d_{отл}} > 10$, формулы (13.13), (13.14) — при $\frac{H}{d_{отл}} < 10$.

Рассмотрим применение формул (13.13) и (13.14) при расходах воды $Q = 10$ и $40 \text{ м}^3/\text{с}$.

Расход $Q = 10 \text{ м}^3/\text{с}$. Расчет производится по формуле (13.11). По формуле (13.11) $d = 0,03 \text{ м}$; $h = 0,55 \text{ м}$ и значение $v_0 = 2,8 \sqrt[4]{0,03 \cdot 0,55} = 1,0 \text{ м/с}$.

Концентрация влекомых наносов

$$\mu = 0,06 \frac{v^4}{H^{3/2}} \left(1 - \frac{v_0}{v} \right) = 0,06 \frac{1,6^4}{0,55^{3/2}} \left(1 - \frac{1,0}{1,60} \right) = 0,36 \text{ г/л.}$$

При расчете μ по формуле (13.14) следует определить вначале коэффициент Шези. Заменяя гидравлический радиус средней глубиной $H_{cp} = 0,55 \text{ м}$, при известных средней скорости $v = 1,60 \text{ м/с}$ и уклоне $I = 0,03$ C вычисляется по формуле (11.15).

Величина параметра m по формуле (13.14) равна

$$m = 1,5 + 0,314 \frac{C}{\sqrt{g}} = 2,74.$$

Параметр v_0 по формуле (13.13) равен

$$v_0 = 1,5 \frac{2,74 - 1,5}{2,74 + 1} \left(\frac{0,55}{0,03} \right)^{1/2,74} \sqrt{\frac{2,65 - 1,0}{1,0} 9,81 \cdot 0,03} = 1,02 \text{ м/с.}$$

Концентрация влекомых наносов по формуле (3.12) равна

$$\mu = 0,0017 \frac{2,8^{1,5} \cdot 2650}{\sqrt{9,81}} \left[\frac{1000 \cdot 0,55 \cdot 0,03}{(2650 - 1000) \cdot 0,19} \right]^{0,5} \frac{\sqrt{0,03}}{0,55} \times \\ \times \left(\frac{1,60}{1,0} \right)^3 \cdot (1,60 - 1,0) \cdot \left(\frac{2,74 + 1}{2,74} \right)^2 \left(\frac{0,03}{0,55} \right)^{2/2,74} = 0,27 \text{ г/л.}$$

Полученные по двум формулам значения v_0 , равные 1,0 и 1,02 м/с, а также μ , равные 0,36 и 0,27 г/л, достаточно близки и можно получить средние значения

$$\mu = \frac{0,36 + 0,27}{2} = 0,32 \text{ г/л.}$$

Произведя аналогичные вычисления, получим при $Q=40 \text{ м}^3/\text{с}$, $m=3,11$, $v_0=1,76 \text{ м/с}$, $\mu=2,30 \text{ г/л}$.

3. Концентрация влекомых наносов μ , определенная по вышеуказанным формулам, используется для вычисления расхода влекомых наносов G при известных расходах воды Q по формуле

$$G = \mu Q \text{ кг/с.} \quad (13.16)$$

Расход влекомых наносов получен равным при $Q=10 \text{ м}^3/\text{с}$, $G=0,32 \text{ г/л} \cdot 10 \text{ м}^3/\text{с}=3,15 \text{ кг/с}$, при $Q=40 \text{ м}^3/\text{с}$ $G=2,30 \text{ г/л} \times 40 \text{ м}^3/\text{с}=92,0 \text{ кг/с}$.

4. Годовой сток влекомых наносов P при продолжительности периода влечения T в сутках будет равен

$$P = 86,4TG. \quad (13.17)$$

Для данного примера при средней продолжительности влечения $T=100$ суток и расходе влекомых наносов при $Q=10 \text{ м}^3/\text{с}$ годовой сток влекомых наносов будет равен: $P=86,4 \cdot 100 \times 3,15=27\ 216 \text{ т}$. При среднем объемном весе $\gamma_{\text{ср. н}}=1,8 \text{ т/м}^3$ годовой объем отложений W будет равен $W = \frac{P}{\gamma_{\text{ср. н}}} = \frac{27\ 216}{1,8} = 15\ 120 \text{ м}^3$. Как видно из полученных расчетов, сток и объем отложений влекомых наносов очень высоки и должны учитываться при использовании горной реки.

13.2. Расчет показателей деформации русел

Упражнение 13.3. Рассчитать количественные измерители русловых деформаций при ленточногрядовом и побочневом типах руслового процесса.

Дано: схема участков ленточногрядового и побочневого типа процессов (рис. 13.1—13.3).

Требуется: 1. Привести основные термины руслового процесса.

2. Рассмотреть два типа руслового процесса и рассчитать их количественные измерители.

Решение: русловым процессом называется изменение в морфологическом строении речного русла и речной поймы, вызванное гидродинамическим воздействием потока. Русловые деформации — изменения размеров и положения в пространстве речного русла и отдельных русловых образований, обусловленные работой потока и связанные с переотложением наносов.

Приведем некоторые термины, связанные с русловым процессом. Русло реки (меженное) — наиболее пониженная часть долины, выработанная потоком, по которой осуществляется перемещение основной части донных отложений и стока воды в междупаводочные периоды.

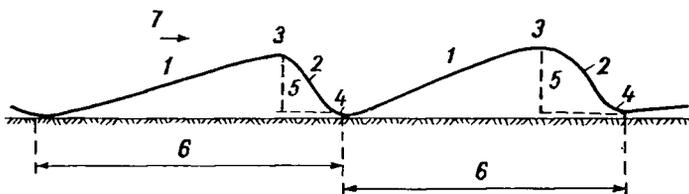


Рис. 13.1. Основные элементы гряды.

1 — верховой (лобовой) откос, 2 — низовой откос, 3 — гребень, 4 — подвалье, 5 — высота гряды, 6 — шаг гряды, 7 — направление потока.

Пойма — часть дна речной долины, затопляемая в период паводков и половодий; формируется в результате отложений переносимых потоком взвешенных наносов при плановых деформациях речного русла.

Перекат — форма донного рельефа равнинных рек, сформированная отложениями наносов в виде гряды, пересекающей русло под некоторым углом к общему направлению течения. Перекат можно представить как затопленную часть гребня гряды.

Плёт — более глубокий участок реки; при меандрировании — затопленное подвалье гряды. Остальные термины будут рассмотрены при определении измерителей различных русловых деформаций.

В ГГИ [61, 68] разработана типизация руслового процесса, которая позволяет определить схему плановых и высотных деформаций и определить их количественные измерители, расчет которых по данным [68] рассмотрен в нижеприведенных упражнениях.

1. Ленточногрядовый тип руслового процесса характеризуется чередованием в русле крупного, несчаного, грядообразного скопления наносов, занимающего всю ширину реки. Песчаные гряды устойчивы в период межени; в период половодья с изме-

нием водности меняются размер и скорость передвижения гряд.

Песчаные гряды образуются на прямолинейных участках реки, являются простой русловой формой (см. рис. 13.1). Гряды возникают в результате скопления песчаных донных отложений и перемещаются под воздействием потока при критических скоростях в придонном слое (около 0,30 м/с).

На рис. 13.2 приведен участок реки с элементами ленточно-грядового руслового процесса.

а. Шаг гряды λ м — расстояние между гребнями двух гряд, следующих друг за другом, по средней линии русла, по своей

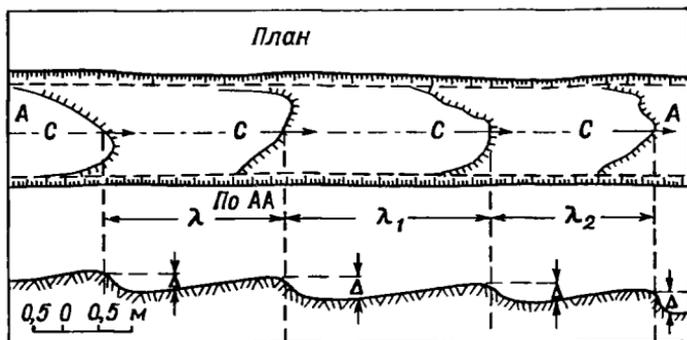


Рис. 13.2. Ленточногрядовый тип руслового процесса.

λ — шаг, Δ — высота, c — скорость перемещения.

величине значительно превышающее ширину реки. По масштабу плана, указанному на рис. 13.2, $\lambda_1=350$ м, $\lambda_2=312$ м. Для средних и больших рек шаг гряды обладает устойчивостью. Как указано на рис. 13.2, шаг гряды может быть определен как расстояние между подошвой подваля.

б. Высота гряды Δ м — возвышение гряды над подошвой подваля, измеренное по продольному профилю. На рис. 13.2 $\Delta_1=\Delta_2=1,88$ м.

в. Скорость перемещения вершины гряды в направлении течения реки (c м/год) определяется путем сопоставления планов съемок, произведенных в различное время на участке реки. Скорость смещения гряд колеблется от 1 до 100 м/год и более.

2. Побочный тип руслового процесса является более сложной формой, при которой гребни ленточных гряд имеют перекос относительно осевой линии и русла.

Побочень — песчаная гряда, перекрывающая всю ширину реки, с повышенной частью гребня, смещенной к одному из берегов. При спаде уровня повышенная часть обсыхает, образуя обнаженную отмель, которая попеременно примыкает то к одному, то к другому берегу. В результате переформирования образуются правобережные и левобережные системы гряд и

перекаты. Русловые деформации при побочневом типе происходят в период половодья.

На рис. 13.3 представлен участок с побочневым типом руслового процесса.

а. Шаг побочней $\lambda_{п}$ — расстояние по осевой линии русла между смежными точками перегиба этой линии в межень; по рис. 13.3 в масштабе плана $\lambda_{п1}=312$ м, $\lambda_{п2}=262$ м, $\lambda_{п3}=362,5$ м.

б. Ширина русла B м — расстояние между границами русла в половодье (между бровками противоположных берегов); на рис. 13.3 между поперечниками 7—8 $B=137$ м.

Ширина меженного русла — расстояние между урезами меженного русла на участке между поперечниками 7—8 $b=87$ м. Разность $B-b=137-87=50$ м есть ширина побочней, т. е. ширина полосы песков в межень.

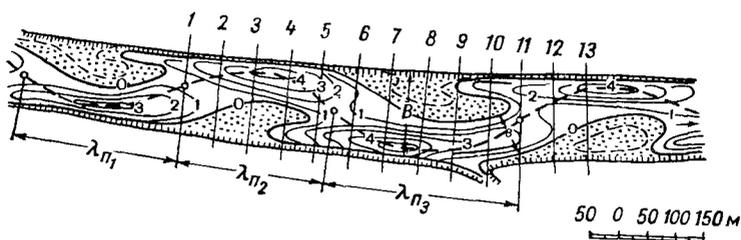


Рис. 13.3. Побочневый тип руслового процесса.

λ — шаг побочня, B — ширина русла, b — ширина меженного русла.

в. Высота побочня (гряды) Δ м — превышение гребня побочня над наименьшей точкой подвалья; определяется по продольному профилю аналогично пункту 1б.

г. Скорость перемещения побочня в направлении течения c м/год определяется по данным съемок участка, произведенных в разное время, с учетом, что расходы воды между съемками были характерными для водного режима данной реки. Вычисляются для беспроточных участков относительные величины λ/B и Δ/H (H — глубина воды в пункте измерения Δ). Для данного примера $\frac{\lambda_3}{H} = \frac{362,5}{137,5} = 2,64$. Вычисленные значения указанных

отношений, а также средние значения скоростей сползания побочней позволяют установить их типизацию на участке.

Упражнение 13.4. Рассчитать количественные измерители русловых деформаций при ограниченном, свободном и незавершенном меандрировании.

Дано: 1. Схемы участков при различных типах меандрирования (рис. 13.4—13.6).

2. Глубина поймы при затоплении в створе $h_{п}=2,50$ м и глубина русла при затопленной пойме $h_{р}=8,35$ м.

Требуется: рассмотреть три типа меандрирования и вычислить их количественные измерители.

Решение: меандрирование — это плановые деформации извилистого русла, заключающиеся в перемещении или закономерном изменении плановых очертаний отдельных излучин.

Излучина — участок извилистого русла между двумя смежными точками перегиба линии наибольших глубин. Меандрирование разделяется на ограниченное, свободное и незавершенное.

1. Ограниченное меандрирование наступает при развитии побочного процесса, появляются излучины с углом их разворота, не превышающим 120° , которые сползают, чередуясь по берегам реки. В межень наблюдается размыв перекастов с намывом их в половодье, а на плесах происходит обратный процесс.

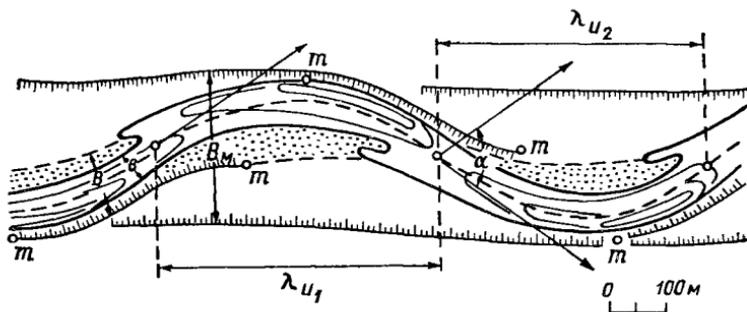


Рис. 13.4. Ограниченное меандрирование.

λ — шаг излучины; α — угол разворота; b — ширина русла; B_m — ширина пояса меандрирования; mm — участок подмываемого берега.

На рис. 13.4 представлен участок реки с элементами ограниченного меандрирования.

а. Шаг излучины (линия шага) λ_m — расстояние по прямой между двумя смежными точками перегиба линии наибольших глубин. На рис. 13.4 пунктирной линией обозначена линия наибольших глубин, проходящая в каждом створе через точки с наибольшей глубиной. Вводится определение «осевая линия» — проходящая на равном расстоянии от урезов правого и левого берега. На рис. 13.4 обозначены два шага, которые в масштабе равны $\lambda_{m1}=512$ м и $\lambda_{m2}=475$ м.

б. Угол разворота излучины α° .

в. Ширина русла B и b определяется аналогично рассмотренным в пункте 2б упражнения 13.3 и для данного участка равны $B_1=112$ м, $b_1=50,0$ м.

г. Относительный шаг излучины вычисляется по отношению $\lambda_{m1}/b_1=512 : 50,0=10,2$.

д. Ширина пояса меандрирования B_m — расстояние в плане между линиями, огибающими вершины правых и левых по течению реки излучин, $B_m=287$ м.

е. Скорость сползания излучий c — определяется сопоставлением разновременных съемок по перемещению точек перегиба линий наибольших глубин.

При хозяйственном проектировании в районе, где наблюдается ограниченное меандрирование, главной задачей является оценка планового очертания. Например, ширина пояса ограниченного меандрирования B м характеризует зону, в пределах которой деформации создают угрозу береговым сооружениям.

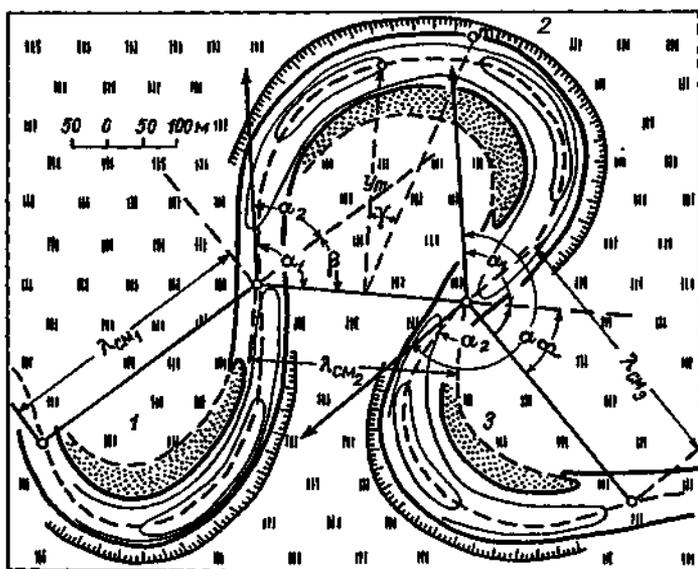


Рис. 13.5. Свободное меандрирование.

λ — шаг излучины; α_1 — угол входа; α_2 — угол выхода; α — угла разворота; β — угол сопряжения; Φ_m — высота излучины; $\varepsilon = \operatorname{tg} \gamma$ — показатель асимметрии.

Изменения отметок дна, вызванные сползанием излучин, определяются по наложению поперечных профилей.

2. Свободное меандрирование — процесс образования сложных излучин. При этом наблюдается цикличность развития излучин, образуются петлеобразные очертания с прорывом перешейка между излучинами. В пойме сохраняются староречья. Излучины имеют различные углы разворота, достигающие 250° . Плесовые ложбины размещаются у вогнутого берега. В результате глубинных деформаций в половодье нарастают перекаты и развиваются плесы с обратным процессом в межесь. На рис. 13.5 представлен участок со свободным меандрированием.

а. Шаг излучины свободного меандрирования $\lambda_{с.м}$ — расстояние по прямой между точками перегиба на осевой линии, ограничивающими излучину. На рис. 13.5 выделены три излучины

1, 2, 3 и соответственно $\lambda_{с. м1}=438$ м; $\lambda_{с. м2}=338$ м; $\lambda_{с. м3}=438$ м.

б. Длина излучины S — расстояние между точками, измеренное по осевой линии. Для трех излучин длины соответственно равны $S_1=875$ м; $S_2=1188$ м и $S_3=700$ м.

в. Степень развитости (выраженности) излучины характеризуется отношением $S/\lambda_{с.и}$. Для данного примера, согласно рис. 13.5, получим $S_1/\lambda_{с. м1}=\frac{875}{438}=1,99$; $S_2/\lambda_{с. м2}=\frac{1188}{338}=3,51$;

$$S_3/\lambda_{с. м3}=\frac{700}{438}=1,59.$$

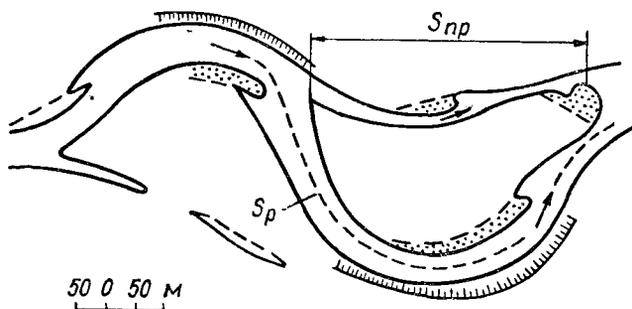


Рис. 13.6. Незавершенное меандрирование.

г. В излучинах рассматриваются: угол входа α_1 , угол выхода α_2 ; угол разворота α ; угол сопряжения излучин β .

Угол входа α_1 — угол, образованный линией шага и вектором, направленным в сторону течения по касательной к осевой линии в верховой точке перегиба, $\alpha_{1,1}=99^\circ$, $\alpha_{1,2}=57^\circ$.

Угол выхода α_2 — угол, образованный продолжением линии шага и вектором, направленным в сторону течения по касательной к осевой линии в низовой точке перегиба. $\alpha_{2,1}=135^\circ$, $\alpha_{2,2}=142^\circ$. Угол разворота $\alpha_1=\alpha_{1,1}+\alpha_{2,1}=99^\circ+57^\circ=156^\circ$; $\alpha_2=\alpha_{1,2}+\alpha_{2,2}=135^\circ+142^\circ=277^\circ$.

Угол сопряжения излучин β — угол, образованный продолжением линии шага вышележащей излучины и линией шага рассматриваемой излучины. $\beta_1=45^\circ$, $\beta_2=47^\circ$.

д. Вершина излучины m_1 — участок излучины, наиболее удаленный от шага излучины. Высота излучины I_m — расстояние от середины линии шага излучины до наиболее удаленной точки осевой линии, в данном примере $I_m=400$ м.

е. Показатель асимметрии излучины $\epsilon=\text{tg } \gamma$, где γ — угол, образованный перпендикуляром к линии шага, проходящим через ее среднюю точку, и прямой, соединяющей эту среднюю точку с наиболее удаленной точкой осевой линии. $\epsilon=\text{tg } 26^\circ=0,49$.

ж. Скорость развития излуины $c_a = \frac{\Delta a}{\Delta t}$, где Δa — изменение угла разворота за какой-то интервал времени Δt (например, год). Изменение Δa определяется по разным съемкам через интервалы времени Δt . Для хорошо развитых излучин показателем скорости их развития может быть взято соотношение $c_s = \frac{\Delta S}{\Delta t}$ м/год, где ΔS — изменение длины излуины S_m .

3. Незавершенное меандрирование возникает в поймах, сильно затапливаемых в половодье и легко размываемых. Для незавершенного меандрирования характерно наличие спрямляющего протока, вследствие чего река разветвляется на два русла. Новый проток постепенно принимает основную часть расхода воды — и старое русло отмирает. В незавершенном меандрировании особое развитие имеет пойменный процесс. На рис. 13.6 приведен пример незавершенного меандрирования. При этом русловом процессе количественные измерители сохраняются теми же, что и при побочневом типе. В дополнение к ним вводятся следующие.

а. Степень незавершенного меандрирования k по формуле

$$k = \frac{S_{\text{пр}}}{S_p}, \quad (13.18)$$

где $S_{\text{пр}}$ — длина спрямляющего протока по прямой, проведенной через точки его начала и конца; S_p — длина главного русла по его средней линии. В данном примере $k = \frac{525}{928} = 0,56$. Значение коэффициента k , близкое к единице, указывает на начальную стадию образования спрямляющего протока, а значение k , близкое к нулю, показывает, что образование протока произошло на поздней стадии развития излуины.

б. Степень затопляемости поймы выражается отношением

$$k_1 = \frac{h_{\text{п}}}{h_p}, \quad (13.19)$$

где $h_{\text{п}}$ — глубина затопления поймы, метры; h_p — глубина русла при затопленной пойме, метры.

В данном примере $k_1 = \frac{2,50}{8,35} = 0,29$. При условии если k_1 будет близко к нулю, наблюдается уменьшение затопления поймы.

Упражнение 13.5. Рассчитать количественные измерители русловых деформаций при русловой и пойменной многорукавности.

Д а н о: схемы участков русла (рис. 13.7 и 13.8).

Т р е б у е т с я 1. Рассмотреть виды многорукавности русел и рассчитать их количественные измерители.

Решение: 1. Русловая многорукавность возникает на реках с большой насыщенностью потока донными наносами, когда транспортирование их затруднительно и начинается активный процесс аккумуляции. На участках рек образуются осередки и острова. Движение зависит от крупности частиц и продольного уклона. Измерители этого типа руслового процесса приведены ниже.

а. Плотность осередков $k=f/F$, где f — площадь осередков на участке; F — площадь всего участка, которая на рис. 13.7 ограничена створами I и III. Площади могут быть определены в делениях планиметра и в км². В масштабе для данного участка

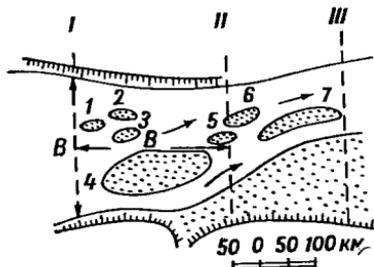


Рис. 13.7. Русловая многорукавность (осередковый тип).

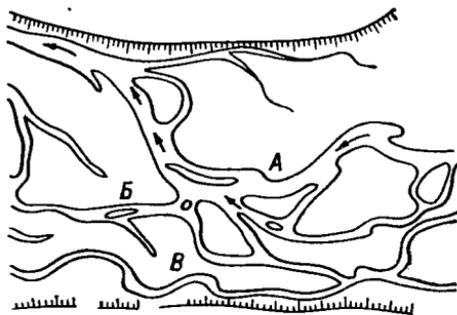


Рис. 13.8. Пойменная многорукавность.

на рис. 13.7 сумма площадей осередков $\sum f = f_1 + f_2 + f_3 + f_4 + f_5 + f_6 + f_7 = 2165 \text{ м}^2$, площадь всего участка $F = 10\,160 \text{ м}^2$; $k = \frac{2165}{10\,160} = 0,21$.

б. Густота осередков n — число осередков на участке реки, протяженность которого равна ширине русла B . На рис. 13.7 участок для определения числа осередков выбран между створами I и II, расстояния между которыми равно B .

Для данного участка число $n=4,5$. Для более точного определения n следует такие вычисления производить на нескольких участках и определить среднее значение n .

в. Средняя относительная площадь осередков вычисляется из отношения $\omega = k/n$; и для данного участка $\omega = 0,21 : 4,5 = 0,05$.

Величины k , ω и n определяются в период межени.

г. Вычисляются скорости: перемещения осередков в направлении течения c_0 , скорость перемещения береговой линии c_6 и скорость плановых деформаций c_n , т. е. перемещения участков размывов и отложений. Все перечисленные скорости вычисляются по материалам съемок, произведенных через заданный интервал времени Δt .

2. Пойменная многорукавность образуется в результате развития процесса незавершенного меандрирования. На участке поймы руска протекают многими рукавами большой протяженности, и, как показано на рис. 13.8, отдельные рукава могут рассматриваться как самостоятельные реки *A*, *B*, *B*.

Пойменная многорукавность является развитием ранее рассмотренных русловых процессов, поэтому количественные его измерители могут быть определены по примерам, рассмотренным выше.

Упражнение 13.6. Рассчитать деформацию участка реки в плане при свободном меандрировании.

Дано: 1. Участок русла при свободном меандрировании (рис. 13.9).

2. По данным разновременных съемок на 12 излучинах участка реки определена скорость перемещения береговой линии $c_b = 3,5$ м/год.

3. Продольный профиль по линии наибольших глубин (рис. 13.10).

Требуется: 1. Рассмотреть материалы съемок по участку излучин в плане и продольном профиле.

2. Рассчитать перемещение береговой линии на каждом поперечнике за срок прогноза $T = 15$ лет и определить ее изменение в плане.

Решение: 1. На рис. 13.9 представлена излучина реки, на которой были произведены промерные работы и съемка по 16 поперечникам. По данным промеров проведены изобаты сечением через 1 м (4, 3, 2, 1 м). Линия наибольших глубин (III) отклоняется от осевой линии (II), проходя по центрам замкнутых изобат. На участке излучины выделены две точки пересечения этих линий: *A* с глубиной 0,5 м (между поперечниками 5 и 6) и *B* с глубиной 0,8 м (между поперечниками 13 и 14).

Участки на реке между этими поперечниками, как видно из рис. 13.9, соответствуют перекатам с глубинами меньше 1,0 м. На рис. 13.10 представлен продольный профиль, на котором по вертикали отложены глубины h м, нулевая линия соответствует поверхности воды, линия дна проведена по наибольшим глубинам на каждом поперечнике. Пунктирная линия на профиле проходит через наивысшие точки дна перекатных участков. В точках *A* и *B* эти глубины от поверхности 0,5 и 0,8 м. Для каждого поперечника определяется глубина, отсчитанная от пунктирной линии, например $h_{10} = 2,70$ м. Имея ряд таких значений по поперечникам, вычисляется их средняя величина, которая в данном примере равна 1,97 м (табл. 13.1).

Установлено, что при свободном меандрировании береговая линия перемещается от точки пересечения линии поперечника средней осевой линии русла в сторону точки пересечения той же линии линией наибольших глубин. Перемещение береговой линии на каждом поперечнике y зависит от скорости перемещения

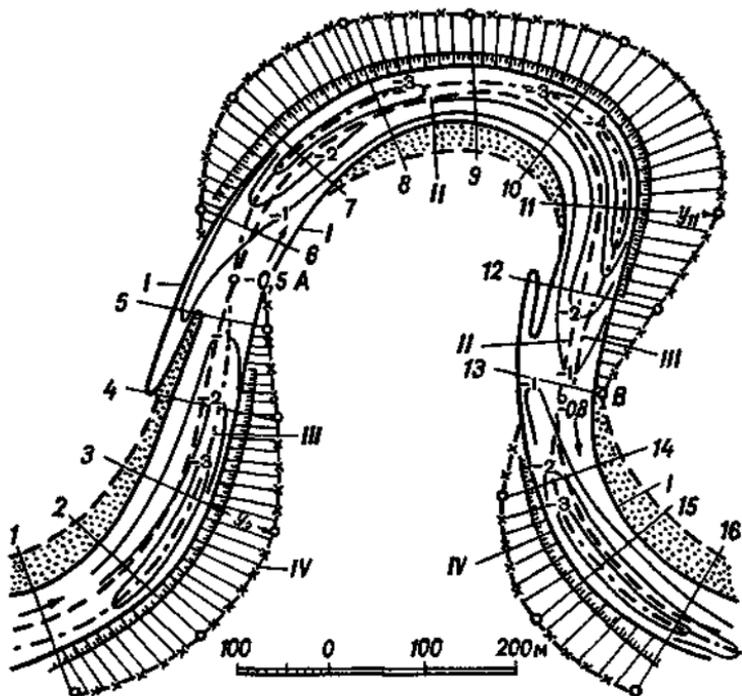


Рис. 13.9. К расчету плановых деформаций излучины при свободном меандрировании.

I — существующая береговая линия; II — осевая линия; III — линия наибольших глубин; IV — расчетное положение подымаемого берега.

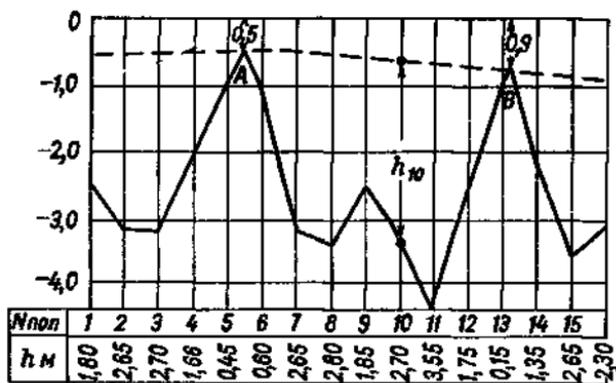


Рис. 13.10. Продольный профиль по линии наибольших глубин.

Таблица 13.1

Расчет перемещения береговой линии

№ п/п	h м	y м	Направление деформации
1	1,80	48,1	прав.
2	2,65	70,6	"
3	0,45	12,0	"
4	0,60	16,0	лев.
5	1,35	36,0	прав.
6	2,65	70,6	"
7	2,30	61,4	"

$h_{\text{ср}} = 1,97$

береговой линии c_6 , наибольшей глубины поперечника h , от их среднего значения для излучины $h_{\text{ср}}$ и заданного срока прогнозирования T . Эта зависимость имеет вид

$$y = \frac{T c_6 h}{h_{\text{ср}}} \quad (13.20)$$

Для поперечника I при известных значениях T , c_6 , h и $h_{\text{ср}}$

$$y = \frac{15 \cdot 3,5 \cdot 1,80}{1,97} = 48,1 \text{ м.}$$

Полученные данные по поперечникам приведены в табл. 13.1.

На рис. 13.9 значения перемещения y откладываются в масштабе на каждом поперечнике, как это обозначено на поперечнике 3 и 11. Линия перемещения берега (IV) приводится сглаженной по общему ходу развития излучины. Направление деформации смещается по ходу течения от правого берега на участке поперечников 1—5, от левого на участке поперечников 6—13, от правого берега на участке поперечников 13—16. Противоположный берег (I) за 15 лет не изменит своего очертания. Участки перемещения береговой линии, как видно, относятся к плановому расположению наибольших глубин и хорошо подтверждают закон образования руслового процесса при свободном меандрировании.

13.3. Расчеты транспортирующей способности потока и заиления пруда

Упражнение 13.7. Рассчитать перемещение наносов

Дано: 1. Средняя скорость течения $v=0,45$ м/с, средняя глубина $h_{\text{ср}}=5,00$ м.

2. Средний диаметр частиц наносов $d=0,1$ мм.

3. Температура воды $t_{\text{в}}=15^{\circ}\text{C}$.

Требуется: 1. Определить транспортирующую и предельную способность потока.

Решение: 1. Транспортирующей способностью потока называется способность потока при заданных гидравлических условиях переносить (без потерь и насыщения за счет взмыва со дна) определенное количество наносов данного гранулометрического состава. Вычисление транспортирующей способности потока $S_{\text{тр}}$ г/м³ производится по формуле

$$S_{\text{тр}} = \Gamma S_{\text{взм}}, \quad (13.21)$$

где Γ — гидромеханический параметр наносов; $S_{\text{взм}}$ — мутность взмыва, г/м³.

Мутность взмыва $S_{\text{взм}}$ определяется по формуле

$$S_{\text{взм}} = aE \frac{v_{\text{ср}}^2}{h_{\text{ср}}}, \quad (13.22)$$

где E — свободный параметр в зависимости от коэффициента Шези; $v_{\text{ср}}$ — средняя скорость потока, м/с; $h_{\text{ср}}$ — средняя глубина, м; a — множитель, вычисленный по отношению $S/S_{\text{выч}}$, где S и $S_{\text{выч}}$ — соответственно фактическая мутность и вычисленная; при отсутствии наблюдений можно принять $a=1$. Для данного примера при $C=25$ м^{0,5}/с, $E=3,1 \cdot 10^3$. Значение $S_{\text{взм}} = 1 \cdot 3,1 \cdot 10^3 \frac{0,20}{5,0} = 0,12 \cdot 10^3$ г/м³.

Значение гидромеханического параметра Γ определяется двумя приемами: а) при использовании средней гидравлической крупности (рассмотрено в данном упражнении), б) при использовании сведений по фракциям по методике, изложенной в работе [68].

Гидромеханический параметр рассматривается как функция коэффициента Шези C и параметра G , вычисленного по формуле

$$G = u/v_{\text{ср}}, \quad (13.23)$$

где u — гидравлическая крупность, м/с.

В табл. 13.2 приведены значения гидравлической крупности. При $d=0,1$ мм, $u=0,008$ м/с и значение $G = \frac{u}{v_{\text{ср}}} = \frac{0,008}{0,45} = 0,017$. В работе [68] приведена таблица функции $\Gamma(C, G)$, из которой приведена одна строчка в табл. 13.3.

При $C=26$ м^{0,5}/с и $G=0,017$ гидромеханический параметр $\Gamma=0,431$.

Транспортирующая способность $S_{\text{тр}}$ по формуле (13.21) равна

$$S_{\text{тр}} = 0,431 \cdot 0,12 \cdot 10^3 = 0,052 \cdot 10^3 = 52,1 \text{ г/м}^3.$$

Таблица 13.2

Значения гидравлической крупности частиц
при $t_B = 15^\circ\text{C}$

d мм	u м/с	d мм	u м/с
1,0	0,100	0,05	0,002
0,5	0,060	0,01	0,00008
0,2	0,021	0,005	0,00002
0,1	0,008	0,001	0,0000008

Таблица 13.3

Значение гидрохимического параметра Γ (С, G)

σ	С					
	10	15	20	25	30	35
0,017	0,753	0,646	0,534	0,431	0,343	0,265
σ	С					
	40	45	50	55	60	65
0,017	0,208	0,164	0,128	0,104	0,087	0,076

Для расчета предельной транспортирующей способности потока $S_{пр}$ г/м² предложена формула

$$S_{пр} = \frac{24}{u} \cdot \frac{v_{ср}^3}{h_{ср}}, \quad (13.24)$$

где обозначения известны.

Для данного примера

$$S_{пр} = \frac{24}{0,008} \cdot \frac{0,45^3}{5,0} = 54,0 \text{ г/м}^2.$$

Как видно, результаты расчетов по формулам (13.21) и (13.24) сопоставимы.

Упражнение 13.8. Рассчитать заиление пруда, расположенного в Курской области.

Дано: 1. $F = 8 \text{ км}^2$, объем пруда $V = 0,23 \cdot 10^6 \text{ м}^3$.

2. Состав наносов: средние заиленные пески.

3. Модуль стока определен по карте среднего годового стока с учетом поправок на площадь водосбора; $M_0 = 2,0 \text{ л/(с} \cdot \text{км}^2)$.

Требуется: 1. Определить расход и объем стока воды за год.

2. Установить мутность воды притока в пруд.

3. Вычислить расход наносов и их годовой сток.

4. Рассчитать наносоудерживающую способность водоема и относительную емкость.

5. Вычислить количество отложений за год в весовых и объемных единицах.

Решение: 1. Расход воды и объем стока за год рассчитываются по формулам (5.5) и (5.6) и соответственно равны: $Q_0 =$

$$= \frac{M_0 F}{10^3} = \frac{2,0 \cdot 8,0}{10^3} = 0,016 \text{ м}^3/\text{с}; \quad W_{\text{п}} = Q_0 \cdot 31,54 \cdot 10^6 = 0,50 \times 10^6 \text{ м}^3/\text{год}.$$

2. Мутность воды, поступающей в пруд, определяется по карте мутности [47] и для данного района может быть принята $\rho' = 25 \text{ г/м}^3$. Полученное значение мутности исправляется введением поправочного коэффициента, учитывающего площадь водосбора (табл. 13.4).

Таблица 13.4

Поправочные коэффициенты $k_{\text{п}}$ для перехода к значениям мутности малых рек Северного и Западного Казахстана, ЦЧО, Украины и степной части Северного Кавказа и Южного Урала

$F \text{ км}^2$	2	5	10	50	100	500
$k_{\text{п}}$	40	20	13	5	3	1

Для данной $F = 8 \text{ км}^2$ по интерполяции $k_{\text{п}} = 15$, следовательно, мутность равна $\rho = \rho' k_{\text{п}} = 25 \cdot 15 = 375 \text{ г/м}^3$.

3. Расход наносов R_0 в кг/с вычисляется по формуле:

$$R_0 = \frac{\rho Q_0}{1000}, \quad (13.25)$$

$$R_0 = \frac{375 \cdot 0,016}{1000} = 6,0 \text{ кг/с}.$$

Сток наносов $P_{\text{г}}$ в т/год рассчитывается по формуле:

$$P_{\text{г}} = \frac{\rho W}{10^6}, \quad (13.26)$$

$$P_{\text{г}} = \frac{375 \cdot 0,50 \cdot 10^6}{10^6} = 187,5 \text{ т/год}.$$

4. Для определения той части притока наносов, которая ежегодно будет осаждаться в пруду, устанавливается связь между наносоудерживающей способностью водоема и его относительной емкостью [75]. Наносоудерживающая способность \tilde{P}_a определяется по формуле

$$\tilde{P}_a = \frac{P_a}{P_{\text{г}}}, \quad (13.27)$$

где P_a — годовая аккумуляция наносов в весовом выражении; P_r — средний годовой сток наносов. Относительная емкость водосма \tilde{V} определяется из отношения

$$\tilde{V} = \frac{V}{W_n}, \quad (13.28)$$

где V — объем пруда, m^3 ; W_n — средний многолетний годовой сток воды, поступающей в пруд, m^3 .

Для данного примера $\tilde{V} = \frac{0,23 \cdot 10^6}{0,50 \cdot 10^6} = 0,46$. Связь между P_a

и \tilde{V} установлена для некоторых районов и приведена в табл. 13.5.

Таблица 13.5

Относительная наносоудерживающая способность водоемов \tilde{V} при различной относительной емкости \tilde{P} для территории Северного и Западного Казахстана, Курской области, степной части Северного Кавказа и Южного Урала

Площадь водосбора, км ²	Относительная емкость \tilde{V}								
	0,025	0,05	0,10	0,30	0,50	0,70	0,80	0,95	1,0
5—8	0,03	0,06	0,11	0,32	0,58	0,78	0,87	0,96	1,00
30—40	0,04	0,06	0,12	0,40	0,65	0,85	0,95	1,00	1,00

Для других районов связь \tilde{P}_a и \tilde{V} рекомендуется устанавливать по данным о заилении прудов-аналогов. Для площади $F = 8$ км² при относительной емкости $\tilde{V} = 0,46$ интерполяцией по табл. 13.5 получена величина $\tilde{P}_a = 0,53$.

5. Установив наносоудерживающую способность \tilde{P}_a из формулы (13.27), определим годовую аккумуляцию наносов в весовом выражении (т/год):

$$P_a = \tilde{P}_a P_r, \quad (13.29)$$

$$P_a = 0,53 \cdot 187,5 = 99,4.$$

Для перехода к объемным единицам устанавливается объемный вес наносов γ_n согласно их составу.

13.4. Расчет расходов наносов и определение гидроморфологических соотношений

Упражнение 13.9. Рассчитать расход наносов на вертикали при грядовом и гладком дне.

Дано: 1. Средняя скорость на вертикали $v_{cp} = 55,8$ см/с, глубина $h = 33,5$ см.

2. Гидравлическая крупность $u=0,59$ см/с, диаметр донных отложений $d=0,023$ см и $d_{50}=0,021$ см, плотность наносов $\rho_n=2,20$ г/см³, плотность воды $\rho_w=1,0$ г/см³.

3. Уклон водной поверхности $I=0,76\%$, расход воды $Q=63,5$ м³/с.

Требуется: 1. Определить режим движения наносов по критерию перехода грядовой формы дна в гладкую.

2. Вычислить коэффициент сопротивления подвижного дна при различных его формах.

3. Определить критерий подвижности.

4. Вычислить расход наносов на вертикали.

Решение: 1. Г. В. Железняковым и В. К. Дебольским [29, 30] предложена методика расчета расхода наносов на вертикалях и в сечении.

Критерий перехода от грядовой формы к гладкой можно определить из условия

$$\frac{v_{\text{ср}}^2}{u} \sqrt{\frac{d}{h}} > 100 \text{ см/с}, \quad (13.30)$$

где $v_{\text{ср}}$ — средняя скорость на вертикали, см/с; u — гидравлическая крупность, см/с; d — диаметр частиц, см; h — глубина, см.

Если критерий больше 100 см/с, то движение происходит при грядовой форме дна, если меньше 100 см/с, то при гладком дне. В данном примере

$$\frac{55,8^2}{0,59} \cdot \sqrt{\frac{0,023}{33,5}} = 137 \text{ см/с.}$$

Полученная величина $137 \text{ см/с} > 100$, следовательно, движение происходит при грядовой форме дна.

2. Коэффициент сопротивления подвижного дна при грядовой форме может быть вычислен по формуле

$$f_* = K_1 \left[\frac{1}{\rho'} \cdot \frac{gd}{u^2} \cdot \frac{d}{h} \right]^{-1/3}, \quad (13.31)$$

где K_1 — безразмерный коэффициент, равный $19,5 \cdot 10^{-4}$,

$$\rho' = \frac{\rho_n - \rho}{\rho}, \quad (13.32)$$

где ρ_n — плотность наносов и ρ — плотность воды.

При гладкой форме f_* вычисляется по формуле

$$f_* = K_2 \left[\frac{1}{\rho'} \left(\frac{gd}{u^2} \right)^{3/4} \frac{d}{h} \right]^{-5/3}, \quad (13.33)$$

где $K_2=4,2 \cdot 10^5$; остальные обозначения известны.

Для данного примера при грядовой форме дна при $\rho' = \frac{\rho_{п} - \rho}{\rho} = 1,20$

$$f_* = 19,5 \cdot 10^4 \left(\frac{1}{1,20} \cdot \frac{981 \cdot 0,023}{0,59^2} \cdot \frac{0,023}{33,5} \right)^{-1/2} = 3,10.$$

3. Критерий подвижности вычисляется по формуле

$$E_{г*} = \frac{hI}{\rho' f_* d_{50}}, \quad (13.34)$$

где h — глубина; I — уклон; d_{50} — диаметр фракции, соответствующий 50% частиц, слагающих дно.

Подставив известные данные, получим

$$E_{г*} = \frac{33,5 \cdot 0,0076}{1,20 \cdot 3,10 \cdot 0,021} = 0,32.$$

4. Расход наносов на вертикалях вычисляется: при грядовой форме

$$G_{т. в} = \frac{K_{гр} E_{г*}}{\gamma Q}, \quad (13.35)$$

где $K_{гр} = 1,0$,
при гладкой форме

$$G_{т. в} = \frac{K_{гл} E_{г*}^{1/2}}{\gamma Q}, \quad (13.36)$$

где $K_{гл} \approx 0,16$.

Для данного примера в условиях грядовой формы расход на вертикали по формуле (13.35) равен

$$G_{т. в} = 1,0 \frac{0,32}{1 \cdot 63,5} = 19 \text{ г/с.}$$

Для вычисления расхода через водное сечение следует применить известные в гидрометрии способы, изложенные в работе [49].

Упражнение 13.10. Определить гидроморфологические параметры русла.

Дано: 1. Расход воды $Q = 228 \text{ м}^3/\text{с}$, ширина водного сечения $B = 112 \text{ м}$, средняя глубина $h_{ср} = 3,55$, средняя скорость $v = 0,62 \text{ м/с}$.

2. Средний диаметр наносов донных отложений $d_{ср} = 0,12 \text{ мм}$.

3. Параметр геометрического подобия $B/h_{ср} = 33,9$.

Требуется: рассмотреть параметры В. Г. Глушкова, М. А. Великанова и Б. В. Железнякова.

Решение: гидроморфологические параметры представляют собой характеристику взаимодействия размываемого русла

и потока и используются при расчетах размывания русел рек и каналов.

Вычисляется число Фруда по формуле

$$Fr = \frac{v^2}{gh_{cp}}, \quad (13.37)$$

где v — средняя скорость, м/с; g — ускорение свободного падения, м/с²; h_{cp} — средняя глубина, метры.

$$Fr = \frac{0,622}{9,81 \cdot 3,31} = 0,012.$$

Параметр В. Г. Глушкова вычисляется по формуле

$$\Gamma = \frac{\sqrt{B}}{h_{cp}}. \quad (13.38)$$

Для данного примера

$$\Gamma = \frac{\sqrt{B}}{h_{cp}} = \frac{\sqrt{112}}{3,31} = 3,20 \text{ м}^{-0,5}.$$

Параметр М. А. Великанова представляет собой безразмерную величину и вычисляется по формуле

$$\Gamma_d = \frac{\sqrt{Bd_{cp}}}{h_{cp}}, \quad (13.39)$$

$$\Gamma_d = \frac{\sqrt{112 \cdot 0,00012}}{3,31} = 0,035.$$

Параметр Г. В. Железнякова [27] рассчитывается путем следующих преобразований.

Если в число Фруда ввести величину $\frac{1}{\Gamma^2} = \frac{h_{cp}^2}{B}$ в качестве линейного размера, то получим:

$$\frac{v^2}{g \left(\frac{h_{cp}^2}{B} \right)} = \frac{v^2}{gh_{cp}} \cdot \frac{B}{h_{cp}} = C_r. \quad (13.40)$$

В этом случае получается произведение числа Фруда на параметр геометрического подобия.

Пропускная способность русла зависит от соотношения B/h_{cp} , которое может быть морфологически наиболее выгодным.

Среднюю скорость можно представить в виде $v_{cp} = Q/F$ и, подставляя ее в формулу (13.40), получим

$$C_r = \frac{Q^2}{gBh_{cp}^3}. \quad (13.41)$$

Для данного примера значение C_r равно

$$C_r = \frac{228^2}{9,81 \cdot 112 \cdot 3,31^4} = 0,40.$$

Расход воды из формулы (13.41) можно записать в виде

$$Q = C_r^{0,5} (gB)^{0,5} h_{cp}^2. \quad (13.42)$$

Значение средней глубины из формулы (13.42) будет равно

$$h_{cp} = \frac{\sqrt{Q}}{\sqrt{C_r^{0,5} (gB)^{0,5}}} = \frac{Q^{0,5}}{C_r^{0,25} (gB)^{0,25}}. \quad (13.43)$$

Обозначим параметр Г. В. Железнякова

$$M_r = \frac{1}{C_r^{0,25}}. \quad (13.44)$$

Подставив в формулу (13.43), имеем

$$h_{cp} = M_r \frac{Q^{0,5}}{(gB)^{0,25}}.$$

В данном примере $M_r = \frac{1}{(0,40)^{0,25}} = 1,26$.

При значении $C_r = 1$ формула (13.42) принимает вид

$$Q_m = (gB)^{0,5} h_{cp}^2, \quad (13.45)$$

где Q_m — называется морфологическим расходом.

Для данного примера $Q_m = \sqrt{9,81 \cdot 112 \cdot 3,31^2} = 361$ м³/с.

Сравнивая формулы (13.42) и (13.45), получаем параметр Г. В. Железнякова

$$M_r = \sqrt{\frac{Q_m}{Q}}. \quad (13.46)$$

Величина M_r в данном примере равна $\sqrt{\frac{361}{228}} = 1,25$.

Как видно, расчеты параметра Г. В. Железнякова M_r по формулам (13.44) и (13.46) дают тождественные результаты. В работе [27] указывается, что для больших ирригационных каналов, включая Каракумский канал им. В. И. Ленина и р. Амударью, обнаруживается непостоянство морфологического параметра M_r , связанное с коэффициентом Шези. Вводится относительное значение коэффициента Шези

$$C^* = \frac{C}{\sqrt{g}}, \quad (13.47)$$

где C — коэффициент Шези размерный, м^{0,5}/с; g — ускорение свободного падения.

Как показали исследования, связь M_r с C^* можно представить в виде:

для Каракумского канала

$$M_r = 2,11 - 0,058C^*, \quad (13.48)$$

для р. Амударьи

$$M_r = 0,81 - 0,018C^*. \quad (13.49)$$

Вычисление расхода воды в условиях динамического равновесия при переменном морфологическом параметре по формуле Железнякова следует произвести следующим образом. По формулам определения коэффициента Шези, в том числе и формуле Г. В. Железнякова, приведенным в работах [27, 49], вычисляется значение C . По формуле (13.47) определяется C^* , а далее вычисление расхода производится по приведенным выше формулам.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аполлов Б. А. Учение о реках. Изд. МГУ, 1951. 519 с.
2. Андриянов В. Г. Гидрологические расчеты при проектировании малых и средних электростанций. Л., Гидрометеониздат, 1957. 523 с.
3. Большаков М. И. Водные ресурсы рек советского Тянь-Шаня и методы их расчета. Фрунзе, изд-во «ИЛИМ», 1974. 305 с.
4. Борсук О. И. Интеграционный способ измерения расходов воды рек.— «Труды ГГИ», 1962, вып. 98, с. 27—30.
5. Бочков А. П. Составление водных балансов речных бассейнов за конкретные интервалы времени.— «Труды ГГИ», 1974, вып. 217, с. 3—44.
6. Браславский А. П. Расчет ветровых волн.— «Труды ГГИ», 1952, вып. 35 (88), с. 23—31.
7. Булавко А. Г. Водный баланс речных водосборов. Л., Гидрометеониздат, 1971. 303 с.

8. Быков В. Д. Сток рек Урала. Изд. МГУ, 1963. 143 с.
9. Велнканов М. А. Гидрология суши, 5-е изд. Л., Гидрометеоздат, 1964, 403 с.
10. Владимиров А. М. Минимальный сток рек СССР. Л., Гидрометеоздат, 1970. 212 с.
11. Вольфцун И. Б. Расчеты элементов баланса грунтовых вод. Л., Гидрометеоздат, 1972, 271 с.
12. Вода питьевая. ГОСТ 2874—73. Государственный комитет стандартов Совета Министров СССР. М., 1973, с. 1—8.
13. Водный баланс и гидрометеорологический режим водохранилищ. Изд. ГУМС. Ташкент, 1973, с. 1—26.
14. Водогрецкий В. Е., Зайцева Э. А., Ефимова Л. В. Склоновый сток и его изменение под влиянием агротехнических и лесомелиоративных мероприятий.— «Труды ГГИ», 1973, вып. 206, с. 172—207.
15. Воскресенский К. П. Норма и изменчивость годового стока рек Советского Союза. Л., Гидрометеоздат, 1962. 543 с.
16. Воронков П. П. Гидрохимические обоснования выделения местного стока и способ расчленения его гидрографа.— «Метеорология и гидрология», 1968, № 8, с. 21—28.
17. Временные методические указания Управлениям гидрометслужбы по составлению русловых водных балансов. Л., Гидрометеоздат, 1972, 43 с.
18. Гавнч И. К., Лучшева А. А., Семенова С. М. Сборник задач по общей гидрогеологии. «Высшая школа», 1964. 251 с.
19. Гидрология суши. Термины и определения. ГОСТ 19179—73. Государственный комитет стандартов Совета Министров СССР. М., 1973, 22 с.
20. Гидрометеорологический бюллетень по Волжско-Камскому каскаду водохранилищ. Август. Приволжское УГМС, Куйбышев, 1974, 19 с.
21. Дополнения к методическим указаниям Управлениям гидрометслужбы, № 83. Л., Гидрометеоздат, 1973, с. 6—7.
22. Дрозд В. В. Расчет коэффициентов вариации подземного стока.— Сборник работ по гидрологии, № 9. Л., Гидрометеоздат, 1970, с. 70—74.
23. Дрозд В. В. Соотношение амплитуд колебания уровней воды в речном и подземных потоках.— «Метеорология и гидрология», 1971, № 9, с. 70—74.
24. Дрозд В. В. Оценка подземной составляющей речного стока в половодье по гидрохимическим данным.— «Метеорология и гидрология», 1969, № 9, с. 56—59.
25. Железняков Г. В. Теория гидрометрии. Л., Гидрометеоздат, 1976, 342 с.
26. Железняков Г. В. О критерии динамического подобия потоков с размываемым руслом.— Докл. Всесоюз. Академии с.-х. наук им. В. И. Ленина. М., «Колос», 1969, с. 39—42.
27. Железняков Г. В. Некоторые итоги гидроморфологических исследований рек и каналов.— «Гидротехническое строительство», 1975, № 7, с. 33—34.
28. Железняков Г. В., Данилевич Б. Б. Точность гидрологических измерений и расчетов. Л., Гидрометеоздат, 1966. 240 с.
29. Железняков Г. В., Дебольский В. К. О формировании расхода наносов в безнапорном потоке.— «Вестник сельскохозяйственной науки», 1971, № 3, с. 120—126.
30. Железняков Г. В., Дебольский В. К. О грядовом движении наносов при их различной плотности.— Докл. Всесоюз. Академии с.-х. наук им. В. И. Ленина, № 2. М., «Колос», 1971, с. 42—45.
31. Железняков Г. В., Захаровская И. И. Влияние болот на максимальные расходы воды рек.— «Метеорология и гидрология», 1967, № 7, с. 68—77.

32. Иванов К. Е. Основы гидрологии болот лесной зоны и расчеты водного режима болотных массивов. Л., Гидрометеоздат, 1957, с. 369—398.
33. Иванова Е. М., Петровская И. В., Ратнер И. С. Оценка изменчивости подземного стока в реки Европейской территории СССР.— «Труды ГГИ», 1966, вып. 133, с. 31—42.
34. Изменчивость подземного стока в реки Азиатской территории СССР.— «Труды ГГИ», 1967, вып. 139, с. 53—78.
35. Исследования подземного стока.— «Труды ГГИ», вып. 133, 188, 206, 213. 1966, 1969, 1972, 1973, 1974.
36. Карасев И. Ф. Точность гидрометрических данных и усовершенствование методов определения стока рек с неустойчивым руслом (на примере Амударьи).— «Труды ГГИ», 1971, вып. 185, с. 3—39.
37. Караушев А. В. Речная гидравлика. Л., Гидрометеоздат, 1969, 416 с.
38. Караушев А. В. Приближенный способ расчета распластывания облака загрязнения в речном потоке.— Материалы XII Гидрохимического совещания, вып. II. Л., Гидрометеоздат, 1968, с.
39. Қлибашев К. П., Горошков И. Ф. Гидрологические расчеты. Л., Гидрометеоздат, 1970. 460 с.
40. Ключева К. А. Влияние осушительной мелиорации на гидрологический режим рек Белоруссии.— «Труды ГГИ», 1973, вып. 208, с. 187—212.
41. Колбасов А. В., Корзун В. И., Каверин А. М. Новое в водном законодательстве. М., «Юридическая литература», 1972, 95 с.
42. Корзун В. И. Правовые основы использования и охраны природных вод. Изд. МГУ, 1973, с. 3—11.
43. Крицкий С. Н., Менкель М. Ф. К вопросу об оценке вероятной повторяемости гидрологических явлений.— «Метеорология и гидрология», 1957, № 3, с. 12—13.
44. Куделин Б. И. Принципы региональной оценки естественных ресурсов подземных вод. Изд. МГУ, 1960, 343 с.
45. Левин А. П., Прокофьев В. П., Демин А. П. Методические вопросы определения эффективности водоохраных мероприятий.— «Водные ресурсы», 1974, № 3, с. 123—126.
46. Лучшева А. А. Вопросы стока Мещерской низменности.— «Метеорология и гидрология», 1957, № 2, с. 21—24.
47. Лучшева А. А. Практическая гидрология. Л., Гидрометеоздат, 1959, 467 с.
48. Лучшева А. А. Сборник задач по гидрометрии. Л., Гидрометеоздат, 1963, 294 с.
49. Лучшева А. А. Практическая гидрометрия. Л., Гидрометеоздат, 1972. 380 с.
50. Методические указания по расчетам внутригодового распределения стока при строительном проектировании. Л., Гидрометеоздат, 1970, 78 с.
51. Методические указания по определению расчетных максимальных расходов воды рек Киргизии. Фрунзе, КиргИНТИ, 1972, 48 с.
52. Методические указания по оценке естественных ресурсов подземных вод зоны интенсивного водообмена при гидрогеологических съемках масштаба 1 : 200 000 и 1 : 500 000. М., Изд. Мин-ва геологии СССР, 1969, 59 с.
53. Методические указания Управлениям гидрометеослужбы. № 69. Л., Гидрометеоздат, 1963. 37 с.
54. Методические указания Управлениям гидрометеослужбы, № 83. ГГИ, Л., Гидрометеоздат, 1972. 33 с.
55. Минкин Е. Л. Взаимосвязь подземных и поверхностных вод и ее значение при решении некоторых гидрологических и водохозяйственных задач. М., Стройиздат, 1973. 102 с.
56. Мировой водный баланс и водные ресурсы земли. Л., Гидрометеоздат, 1974, 638 с.
57. Нормативы по учету влияния агролесомелиоративных мероприятий на сток. Л., Гидрометеоздат, 1973, 7 с.

58. Оценка подземного притока в реки и естественных ресурсов подземных вод в условиях нарушения режима речного стока. Методические рекомендации. Л., Гидрометеоздат, 1974, 53 с.
59. Петряшова Е. В. Определение коэффициента вариации годового стока рек Киргизии в неизученных створах.—«Вопросы водного хозяйства», 1965, вып. 4. Фрунзе, «Киргизстан», с. 101—113.
60. Подземный сток территории СССР. Под ред. Б. И. Куделина. Изд. МГУ, 1966, 343 с.
61. Попов И. В. Деформации речных русел и гидротехническое строительство. Л., Гидрометеоздат, 1965, 363 с.
62. Попов О. В. Подземное питание рек. Л., Гидрометеоздат, 1968, 290 с.
63. Попов О. В. Развитие исследований подземного притока в реки.—«Труды ГГИ», 1969, вып. 166, с. 5—28.
64. Практические рекомендации по расчету разбавления сточных вод в реках, озерах и водохранилищах, изд. 2-е. Л., Гидрометеоздат, 1973, 99 с.
65. Ратнер Н. С. Гидрологическое обоснование гидрометрических работ при изучении подземного стока.—«Труды ГГИ», 1969, вып. 166, с. 71—121.
66. Региональная оценка подземного питания рек СССР.—«Труды ГГИ», 1968, вып. 154, 143 с.
67. Рекомендации по расчету испарения с поверхности суши. Л., Гидрометеоздат, 1976, 95 с.
68. Рекомендации по учету естественных циклических деформаций русла равнинных рек при строительном проектировании. Л., Гидрометеоздат, 1969, 31 с.
69. Ресурсы поверхностных вод СССР, т. 14, Средняя Азия, вып. 2. Л., Гидрометеоздат, 1973, 307 с.
70. Рождественский А. В., Чеботарев А. И. Статистические методы в гидрологии. Л., Гидрометеоздат, 1974, 424 с.
71. Руководство по определению расчетных гидрологических характеристик. Изд. ГГИ. Л., Гидрометеоздат, 1973, 111 с.
72. Савельева А. В. Применение оптимальной интерполяции поправок к уровням для вычисления стока р. Амударья на ЭВМ.—«Труды НИИГАК», 1973, вып. 87, с. 47—63.
73. Соколовский Д. Л. Речной сток, 3-е изд. Л., Гидрометеоздат, 1968, 539 с.
74. Сенков Е. П. Точность определения гидрографических характеристик по топографическим картам разных масштабов. Сборник работ по гидрологии, № 10. Л., Гидрометеоздат, 1970, с. 31—42.
75. Указания по расчету заилиния водохранилищ при строительном проектировании. Л., Гидрометеоздат, 1973, 54 с.
76. Указания по определению расчетных гидрологических характеристик, СН-435—72. Л., Гидрометеоздат, 1972, 18 с.
77. Указания по расчету испарения с поверхности водоемов. Л., Гидрометеоздат, 1969, 82 с.
78. Указания по расчету испарения с поверхности суши. Л., Гидрометеоздат, 1970, 133 с.
79. Уланова Е. С., Сиротенко О. Д. Методы статистического анализа в агрометеорологии. Л., Гидрометеоздат, 1968, 196 с.
80. Харченко С. И. Гидрология орошаемых земель. Л., Гидрометеоздат, 1968, 246 с.
81. Чеботарев А. И. Гидрологический словарь, 2-е изд. Л., Гидрометеоздат, 1970, 306 с.
82. Чеботарев А. И., Серпик Б. И. Выбор и обоснование формул для расчета максимальных расходов дождевых паводков.—Сборник работ по гидрологии, № 11. Л., Гидрометеоздат, 1973, с. 3—45.
83. Чеботарев А. И. Общая гидрология. Л., Гидрометеоздат, 1975, 544 с.
84. Чеботарев А. И., Клыбашев К. П. Гидрологические расчеты. Л., Гидрометеоздат, 1956, 460 с.

ОТНОСИТЕЛЬНЫЕ ОТКЛОНЕНИЯ ОТ СЕРЕДИНЫ ОРДИНАТ КРИВОЙ ОБЕСПЕЧЕННОСТИ ПРИ $C_p = 1,00$
И ПРИ ОТРИЦАТЕЛЬНОЙ АСИММЕТРИИ

C_s	Обеспеченность, %															
	0,1	0,5	1	5	10	20	30	50	60	70	80	90	95	99	99,5	99,9
-0,0	3,09	2,58	2,33	1,64	1,28	0,84	0,52	0,00	-0,25	-0,52	-0,84	-1,28	-1,64	-2,33	-2,58	-3,09
-0,2	2,81	2,39	2,18	1,58	1,26	0,85	0,55	0,03	0,22	0,50	0,83	1,30	1,70	2,47	2,78	3,38
-0,4	2,54	2,20	2,03	1,52	1,23	0,85	0,57	0,07	0,19	0,47	0,82	1,32	1,75	2,61	2,95	3,55
-0,6	2,27	2,02	1,88	1,45	1,20	0,85	0,59	0,10	0,16	0,44	0,80	1,33	1,80	2,75	3,13	3,96
-0,8	2,02	1,84	1,74	1,38	1,17	0,85	0,60	0,13	0,12	0,41	0,78	1,34	1,84	2,89	3,31	4,24
-1,0	1,79	1,66	1,59	1,32	1,13	0,85	0,62	0,16	0,09	0,38	0,76	1,34	1,88	3,02	3,49	4,53
-1,2	1,58	1,50	1,45	1,24	1,08	0,84	0,63	0,19	0,05	0,35	0,73	1,34	1,91	3,15	3,66	4,81
-1,4	1,39	1,35	1,32	1,17	1,04	0,83	0,64	0,23	-0,02	0,31	0,71	1,34	1,92	3,27	3,83	5,09
-1,6	1,24	1,22	1,20	1,10	0,99	0,81	0,64	0,25	+0,02	0,28	0,68	1,33	1,96	3,39	3,99	5,37
-1,8	1,11	1,10	1,09	1,02	0,94	0,80	0,64	0,28	0,05	0,24	0,64	1,32	1,98	3,50	4,15	5,64
-2,0	0,999	0,995	0,99	0,95	0,90	0,78	0,64	0,31	0,08	-0,20	-0,61	-1,30	-2,00	-3,60	-4,30	-4,91

ОРДИНАТЫ КРИВЫХ ТРЕХПАРАМЕТРИЧЕСКОГО ГАММА-РАСПРЕДЕЛЕНИЯ

1. $C_1 = C_2$

P, %	Коэффициент изменчивости C_v									
	0,1	0,3	0,5	0,7	0,9	1,0	1,1	1,2		
0,01	1,38	2,26	3,15	3,95	4,64	4,92	5,16	5,34		
0,1	1,32	2,03	2,77	3,48	4,13	4,42	4,69	4,92		
0,5	1,27	1,84	2,46	3,08	3,69	3,99	4,29	4,58		
1	1,24	1,76	2,30	2,88	3,46	3,75	4,06	4,36		
5	1,17	1,52	1,90	2,30	2,76	3,02	3,31	3,63		
10	1,13	1,40	1,68	1,99	2,35	2,55	2,78	3,03		
20	1,08	1,25	1,42	1,60	1,80	1,90	2,00	2,10		
30	1,05	1,15	1,24	1,33	1,39	1,40	1,39	1,34		
50	0,998	0,985	0,954	0,891	0,760	0,665	0,559	0,446		
70	0,946	0,830	0,692	0,515	0,309	0,215	0,141	0,085		
80	0,915	0,740	0,549	0,338	0,151	0,088	0,047	0,023		
90	0,873	0,623	0,378	0,165	0,045	0,019	0,007	0,002		
97	0,816	0,478	0,202	0,046	0,005	0,001	$0,3 \cdot 10^{-3}$	$0,6 \cdot 10^{-4}$		
99	0,775	0,383	0,115	0,015	0,001	$0,1 \cdot 10^{-3}$	$0,2 \cdot 10^{-4}$	$0,5 \cdot 10^{-5}$		

2. $C_p=1,5C_p$

P%	Коэффициент изменчивости C_p									
	0,1	0,3	0,5	0,7	0,9	1,0	1,2	1,4	1,6	
0,01	1,40	2,38	3,55	4,88	6,38	7,19	8,92	10,8	11,8	
0,05	1,35	2,20	3,16	4,31	5,53	6,26	7,67	9,22	10,1	
0,1	1,33	2,11	3,02	4,06	5,22	5,84	7,18	8,61	9,38	
0,5	1,27	1,90	2,61	3,41	4,31	4,80	5,87	7,04	7,66	
1	1,24	1,79	2,42	3,11	3,89	4,30	5,21	6,24	6,78	
5	1,17	1,53	1,92	2,34	2,80	3,03	3,55	4,12	4,44	
10	1,13	1,40	1,68	1,97	2,26	2,41	2,71	3,00	3,13	
20	1,08	1,25	1,40	1,54	1,67	1,72	1,80	1,83	1,83	
30	1,05	1,14	1,21	1,27	1,28	1,28	1,24	1,16	1,10	
50	0,998	0,977	0,934	0,862	0,756	0,690	0,541	0,388	0,320	
60	0,972	0,903	0,812	0,695	0,553	0,475	0,324	0,193	0,142	
70	0,946	0,826	0,690	0,538	0,376	0,298	0,168	0,079	0,051	
80	0,915	0,741	0,562	0,384	0,223	0,156	0,067	0,022	0,012	
90	0,874	0,632	0,409	0,222	0,092	0,053	0,014	0,003	0,001	
97	0,819	0,498	0,247	0,088	0,020	0,008	0,001	$0,8 \cdot 10^{-4}$	$0,3 \cdot 10^{-4}$	
99	0,780	0,410	0,160	0,038	0,005	0,001	$0,1 \cdot 10^{-3}$	$0,8 \cdot 10^{-5}$	$0,2 \cdot 10^{-5}$	

3. $C_1 = 2C_0$ Коэффициент изменчивости C_p

P%	Коэффициент изменчивости C_p									
	0,1	0,3	0,5	0,7	0,9	1,0	1,2	1,4	1,5	
0,01	1,42	2,52	3,96	5,81	7,98	9,21	11,8	14,7	16,4	
0,05	1,36	2,29	3,48	4,95	6,66	7,60	9,65	11,9	13,1	
0,1	1,34	2,19	3,27	4,56	6,08	6,91	8,65	10,6	11,6	
0,5	1,28	1,94	2,74	3,68	4,74	5,30	6,50	7,80	8,42	
1	1,25	1,82	2,51	3,29	4,15	4,60	5,53	6,55	7,08	
5	1,17	1,54	1,94	2,36	2,78	3,00	3,40	3,80	3,96	
10	1,13	1,40	1,67	1,94	2,19	2,30	2,50	2,64	2,70	
20	1,08	1,24	1,38	1,50	1,58	1,61	1,63	1,61	1,59	
30	1,05	1,13	1,19	1,22	1,22	1,20	1,14	1,08	1,04	
50	0,997	0,970	0,918	0,846	0,748	0,693	0,580	0,460	0,405	
60	0,972	0,898	0,803	0,692	0,568	0,511	0,390	0,283	0,234	
70	0,945	0,823	0,691	0,552	0,424	0,357	0,250	0,155	0,120	
80	0,915	0,745	0,574	0,419	0,280	0,223	0,130	0,065	0,046	
90	0,874	0,640	0,436	0,272	0,154	0,105	0,049	0,016	0,009	
95	0,842	0,565	0,342	0,181	0,082	0,051	0,016	0,004	0,002	
99	0,782	0,436	0,206	0,076	0,019	0,010	0,002	0,2 · 10 ⁻³	0,8 · 10 ⁻⁴	

4. $C_s = 2,5C_v$ Коэффициент изменчивости C_v

P%	Коэффициент изменчивости C_v													
	0,1	0,3	0,5	0,7	0,9	1,0	1,2	1,4	1,5	1,7	1,9	2,0		
0,01	1,44	2,67	4,45	6,76	9,55	11,1	14,6	18,4	20,4	24,7	29,3	31,9		
0,05	1,38	2,39	3,79	5,54	7,59	8,72	11,2	13,8	15,2	18,2	21,5	23,2		
0,1	1,35	2,27	3,51	5,04	6,80	7,76	9,81	12,0	13,2	15,7	18,4	19,8		
0,5	1,28	1,99	2,87	3,90	5,03	5,63	6,89	8,20	8,88	10,3	11,8	12,6		
1	1,25	1,86	2,59	3,42	4,32	4,78	5,73	6,71	7,20	8,20	9,22	9,74		
5	1,17	1,55	1,95	2,35	2,75	2,94	3,31	3,65	3,81	4,11	4,39	4,52		
10	1,13	1,40	1,66	1,90	2,12	2,22	2,39	2,53	2,59	2,69	2,76	2,79		
20	1,08	1,23	1,36	1,45	1,52	1,54	1,56	1,55	1,54	1,50	1,44	1,41		
30	1,05	1,13	1,17	1,18	1,17	1,16	1,11	1,05	1,01	0,931	0,843	0,797		
50	0,997	0,964	0,906	0,830	0,742	0,695	0,600	0,505	0,459	0,373	0,295	0,259		
60	0,972	0,893	0,797	0,692	0,586	0,533	0,432	0,340	0,298	0,224	0,162	0,136		
70	0,945	0,822	0,693	0,567	0,449	0,395	0,297	0,215	0,180	0,122	0,079	0,062		
80	0,915	0,745	0,585	0,444	0,324	0,272	0,185	0,119	0,094	0,055	0,030	0,022		
90	0,875	0,648	0,459	0,310	0,198	0,155	0,089	0,047	0,033	0,015	0,006	0,004		
95	0,843	0,576	0,373	0,227	0,128	0,093	0,046	0,020	0,012	0,004	0,001	0,001		
99	0,784	0,459	0,248	0,120	0,052	0,032	0,011	0,003	0,001	0,3·10 ⁻⁸	0,4·10 ⁻⁴	0,2·10 ⁻⁴		

5. $C_0 = 3,0C_0$

P%	Коэффициент изменчивости C_p											
	0,1	0,3	0,5	0,7	0,9	1,0	1,2	1,4	1,5	1,7	1,9	2,0
0,01	1,46	2,83	4,94	7,70	11,0	12,8	16,8	21,2	23,5	28,4	33,7	36,5
0,05	1,39	2,49	4,09	6,08	8,40	9,65	12,4	15,2	16,8	19,9	23,3	25,1
0,1	1,36	2,35	3,74	5,44	7,37	8,41	10,6	13,0	14,2	16,7	19,4	20,8
0,5	1,25	2,03	2,97	4,06	5,24	5,84	7,10	8,41	9,07	10,4	11,8	12,4
1	1,25	1,90	2,66	3,50	4,41	4,87	5,79	6,74	7,21	8,14	9,07	9,53
5	1,17	1,55	1,95	2,34	2,70	2,88	3,22	3,52	3,66	3,92	4,15	4,26
10	1,13	1,40	1,65	1,87	2,06	2,15	2,30	2,42	2,47	2,55	2,60	2,62
20	1,08	1,23	1,34	1,42	1,47	1,49	1,50	1,49	1,48	1,45	1,40	1,37
30	1,05	1,12	1,15	1,16	1,14	1,13	1,08	1,03	0,997	0,929	0,855	0,818
50	0,997	0,959	0,898	0,823	0,741	0,699	0,614	0,531	0,491	0,415	0,345	0,313
60	0,972	0,890	0,794	0,695	0,597	0,549	0,459	0,377	0,339	0,271	0,212	0,186
70	0,945	0,822	0,696	0,578	0,471	0,422	0,333	0,257	0,224	0,166	0,121	0,102
80	0,915	0,748	0,596	0,465	0,354	0,306	0,224	0,160	0,133	0,090	0,059	0,047
90	0,876	0,656	0,479	0,341	0,235	0,193	0,126	0,078	0,061	0,035	0,019	0,014
95	0,844	0,588	0,400	0,263	0,166	0,129	0,076	0,042	0,030	0,015	0,007	0,004
99	0,786	0,484	0,283	0,158	0,083	0,058	0,027	0,011	0,007	0,002	0,001	0,4-10-3

6. $C_0 = 3,5C_0$

P%	Коэффициент изменчивости C_p																			
	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9	1,0	1,1	1,2	1,3	1,4	1,5	1,6	1,7	1,8	1,9	2,0
0,01	1,48	2,12	2,99	4,12	5,46	6,94	8,69	10,4	12,3	14,4	16,5	18,8	21,1	23,5	26,0	28,6	31,3	34,0	36,8	39,9

Коэффициент изменчивости C_p

P%	Коэффициент изменчивости C_p											
	0,1	0,3	0,5	0,7	0,9	1,0	1,2	1,4	1,5	1,7	1,9	2,0
0,1	1,37	2,43	3,93	5,75	7,82	8,90	11,2	13,6	14,9	17,4	20,1	21,4
0,5	1,29	2,07	3,06	4,18	5,35	5,97	7,22	8,50	9,14	10,4	11,8	12,4
1	1,25	1,93	2,71	3,56	4,45	4,90	5,80	6,71	7,16	8,05	8,92	9,36
5	1,17	1,56	1,94	2,31	2,66	2,83	3,14	3,42	3,55	3,78	3,99	4,08
10	1,13	1,39	1,63	1,84	2,02	2,10	2,23	2,34	2,38	2,46	2,51	2,52
20	1,08	1,22	1,32	1,39	1,44	1,45	1,46	1,45	1,44	1,41	1,37	1,35
30	1,05	1,11	1,14	1,14	1,12	1,11	1,07	1,02	0,989	0,929	0,864	0,831
50	0,997	0,954	0,892	0,819	0,742	0,703	0,625	0,549	0,513	0,443	0,379	0,350
60	0,972	0,887	0,793	0,698	0,606	0,562	0,479	0,403	0,368	0,303	0,247	0,222
70	0,945	0,821	0,700	0,588	0,488	0,442	0,358	0,286	0,254	0,199	0,153	0,134
80	0,915	0,751	0,606	0,482	0,377	0,332	0,253	0,189	0,163	0,118	0,084	0,070
90	0,877	0,664	0,496	0,366	0,263	0,221	0,154	0,104	0,085	0,055	0,035	0,027
95	0,840	0,600	0,422	0,290	0,195	0,158	0,101	0,062	0,048	0,028	0,016	0,011
99	0,788	0,499	0,312	0,186	0,110	0,082	0,044	0,022	0,016	0,007	0,003	0,002

7. $C_1=4C_2$ Коэффициент изменчивости C_p

P%	Коэффициент изменчивости C_p											
	0,1	0,3	0,5	0,7	0,9	1,0	1,2	1,4	1,5	1,7	1,9	2,0
0,01	1,50	3,17	5,91	9,41	13,4	15,5	20,3	25,4	28,0	33,6	39,4	42,4
0,05	1,41	2,72	4,63	6,96	9,56	11,0	13,9	17,0	18,6	21,9	25,4	27,2
0,1	1,38	2,53	4,15	6,05	8,15	9,26	11,6	14,0	15,3	17,9	20,6	21,9
0,5	1,29	2,12	3,13	4,26	5,43	6,03	7,29	8,53	9,16	10,4	11,7	12,3
1	1,25	1,94	2,75	3,59	4,47	4,91	5,79	6,66	7,09	7,95	8,78	9,19
5	1,17	1,56	1,94	2,29	2,62	2,78	3,07	3,34	3,46	3,68	3,87	3,96
10	1,13	1,39	1,62	1,81	1,98	2,05	2,18	2,28	2,32	2,39	2,44	2,45
20	1,08	1,22	1,31	1,37	1,41	1,42	1,44	1,43	1,42	1,39	1,36	1,33
30	1,05	1,11	1,13	1,13	1,11	1,10	1,06	1,01	0,985	0,929	0,871	0,841
50	0,997	0,950	0,888	0,818	0,744	0,707	0,634	0,562	0,529	0,464	0,403	0,375
60	0,972	0,885	0,793	0,702	0,614	0,572	0,494	0,421	0,388	0,327	0,273	0,249
70	0,945	0,821	0,704	0,597	0,501	0,457	0,377	0,308	0,277	0,223	0,177	0,157
80	0,915	0,754	0,614	0,496	0,395	0,351	0,274	0,212	0,185	0,140	0,105	0,090
90	0,877	0,671	0,511	0,384	0,284	0,243	0,176	0,125	0,104	0,072	0,049	0,040
95	0,846	0,611	0,440	0,312	0,217	0,180	0,121	0,080	0,064	0,041	0,025	0,019
99	0,790	0,516	0,336	0,214	0,132	0,102	0,060	0,034	0,025	0,013	0,006	0,004

НОРМИРОВАННЫЕ ОТКЛОНЕНИЯ ОТ СРЕДНЕГО ЗНАЧЕНИЯ ОРДИНАТ БИНОМИАЛЬНОЙ КРИВОЙ

$$\text{ОБЕСПЕЧЕННОСТИ } \frac{x_p - \bar{x}}{\sigma} = \frac{k_p - 1}{C_p} = \Phi(P, C_p)$$

Кoeffициент асимметрии C _p	Нормированные отклонения Φ при обеспеченности P%											Φ ₃ - Φ _{3k} $S = \frac{x_3 + x_{3k} - 2x_{50}}{x_3 - x_{3k}}$		
	Кoeffициент асимметрии C _p													
	0,01	1	5	20	30	50	70	80	90	95	97		99,9	
0,00	3,72	2,33	1,64	0,84	0,52	0,00	-0,52	-0,84	-1,28	-1,64	-1,88	-3,09	3,28	0,00
0,10	3,94	2,40	1,67	0,84	0,51	-0,02	-0,53	-0,85	-1,27	-1,61	-1,84	-2,95	3,28	0,03
0,30	4,38	2,54	1,72	0,82	0,48	-0,05	-0,56	-0,85	-1,24	-1,55	-1,75	-2,67	3,27	0,08
0,50	4,83	2,68	1,77	0,81	0,46	-0,08	-0,58	-0,85	-1,22	-1,49	-1,66	-2,40	3,26	0,14
0,70	5,28	2,82	1,82	0,79	0,43	-0,12	-0,60	-0,85	-1,18	-1,42	-1,57	-2,14	3,24	0,20
0,90	5,73	2,96	1,86	0,77	0,40	-0,15	-0,61	-0,85	-1,15	-1,35	-1,47	-1,90	3,21	0,25
1,00	5,96	3,02	1,88	0,76	0,38	-0,16	-0,62	-0,85	-1,13	-1,32	-1,42	-1,79	3,20	0,28
1,20	6,41	3,15	1,91	0,73	0,35	-0,19	-0,63	-0,84	-1,08	-1,24	-1,33	-1,58	3,16	0,34
1,40	6,87	3,27	1,94	0,71	0,31	-0,22	-0,64	-0,83	-1,04	-1,17	-1,23	-1,39	3,12	0,39
1,60	7,31	3,39	1,96	0,68	0,28	-0,25	-0,64	-0,81	-0,99	-1,10	-1,14	-1,24	3,07	0,45
1,80	7,76	3,50	1,98	0,64	0,24	-0,28	-0,64	-0,80	-0,94	-1,02	-1,06	-1,11	3,01	0,51
2,00	8,21	3,60	2,00	0,61	0,20	-0,31	-0,64	-0,78	-0,90	-0,95	-0,97	-1,00	2,95	0,57
2,2	—	3,68	2,02	0,57	0,16	-0,33	-0,64	-0,75	-0,842	-0,882	-0,895	-0,909	2,89	0,62

Коэффициент асимметрии C_3	Нормированные отклонения Φ при обеспеченности $P\%$											$\Phi_2 - \Phi_{98}$	Коэффициент склонности $S = \frac{x_3 + x_98 - 2x_{50}}{x_98 - x_{02}}$	
	0,01	1	5	20	30	50	70	80	90	95	97			99,9
2,4	—	3,78	2,00	0,52	0,12	-0,35	-0,62	-0,72	-0,792	-0,820	-0,827	-0,833	2,82	0,67
2,6	—	3,86	2,00	0,48	0,085	-0,37	-0,61	-0,70	-0,746	-0,763	-0,766	-0,769	2,76	0,72
2,8	—	3,96	2,00	0,44	0,057	-0,39	-0,60	-0,67	-0,703	-0,711	-0,713	-0,714	2,71	0,76
3,0	—	4,05	1,97	0,39	0,027	-0,40	-0,59	-0,64	-0,661	-0,665	-0,667	-0,667	2,64	0,80
3,2	—	4,11	1,96	0,35	-0,006	-0,41	-0,57	-0,61	-0,622	-0,625	-0,625	-0,625	2,59	0,83
3,4	—	4,18	1,94	0,31	-0,036	-0,41	-0,55	-0,58	-0,587	-0,588	-0,588	-0,588	2,53	0,86
3,6	—	4,24	1,93	0,28	-0,072	-0,42	-0,54	-0,55	-0,555	-0,556	-0,556	-0,556	2,48	0,89
3,8	—	4,29	1,90	0,24	-0,095	-0,42	-0,51	-0,52	-0,526	-0,526	-0,526	-0,526	2,43	0,91
4,0	—	4,34	1,90	0,21	-0,12	-0,41	-0,49	-0,50	-0,500	-0,500	-0,500	-0,500	2,40	0,92
4,2	—	4,39	1,88	0,19	-0,13	-0,41	-0,47	-0,475	-0,476	-0,476	-0,476	-0,476	2,36	0,94
4,4	—	4,42	1,86	0,15	-0,15	-0,40	-0,450	-0,455	-0,455	-0,455	-0,455	-0,455	2,32	0,95
4,6	—	4,46	1,84	0,13	-0,17	-0,40	-0,432	-0,435	-0,435	-0,435	-0,435	-0,435	2,28	0,97
4,8	—	4,50	1,81	0,10	-0,19	-0,39	-0,415	-0,417	-0,417	-0,417	-0,417	-0,417	2,23	0,98
5,0	—	4,54	1,78	0,068	-0,20	-0,380	-0,399	-0,400	-0,400	-0,400	-0,400	-0,400	2,18	0,98

ВЕЛИЧИНЫ ОБЕСПЕЧЕННОСТИ ПО ФОРМУЛЕ $P = \frac{m-0,3}{n+0,4} \cdot 100\%$

n	10	12	14	16	18	20	22	24	26	28	30	32	34	36	n
1	6,7	5,6	4,8	4,3	3,8	3,4	3,1	2,9	2,6	2,4	2,3	2,2	2,0	1,9	1
2	16,3	13,7	11,8	10,4	9,2	8,3	7,6	7,0	6,4	6,0	5,6	5,2	5,0	4,7	2
3	25,9	21,8	18,7	16,5	14,7	13,2	12,0	11,1	10,2	9,5	8,8	8,3	7,8	7,6	3
4	35,6	29,8	25,6	22,5	20,1	18,1	16,5	15,2	14,0	13,0	12,2	11,4	10,8	10,4	4
5	45,1	37,9	32,6	28,6	25,5	23,0	21,0	19,3	17,8	16,5	15,5	14,5	13,7	13,6	5
6	54,7	46,0	39,6	34,8	31,0	28,0	25,4	23,4	21,6	20,1	18,8	17,6	16,6	16,1	6
7	64,4	54,0	46,5	40,8	36,4	32,8	29,9	27,5	25,4	23,6	22,1	20,7	18,5	18,9	7
8	74,0	62,1	53,5	47,0	41,8	37,8	34,4	31,6	29,2	27,1	25,3	23,8	22,4	21,7	8
9	83,6	70,7	60,4	53,0	47,2	42,6	38,8	35,7	33,0	30,6	28,6	26,9	25,3	24,6	9
10	93,4	78,1	67,4	59,2	52,8	47,5	43,3	39,8	36,7	34,1	31,9	30,0	28,2	27,4	10
11		86,4	72,1	65,2	58,2	52,5	47,8	43,9	40,5	37,7	35,2	33,0	31,1	29,9	11
12		94,4	81,4	71,4	63,6	57,3	52,2	48,0	44,3	41,2	38,5	36,1	34,0	33,0	12
13			88,3	77,5	69,0	62,2	56,7	52,0	48,1	44,7	41,8	39,2	36,9	35,9	13
14			95,3	83,5	74,5	67,2	61,2	56,1	51,9	48,2	45,1	42,3	39,8	38,6	14
15				89,6	79,9	72,0	65,6	60,2	55,7	51,8	48,4	45,4	42,7	41,5	15
16				95,7	85,3	77,0	70,1	64,3	59,5	55,3	51,6	48,5	45,6	44,4	16

#	10	12	14	16	18	20	22	24	26	28	30	32	34	36	#
17					90,8	81,9	74,6	68,4	63,2	58,8	54,9	51,5	48,5	47,2	17
18					96,2	86,8	79,0	72,5	67,0	62,3	58,2	54,6	51,5	50,0	18
19						91,7	83,5	76,6	70,8	65,9	61,5	57,7	54,4	52,9	19
20						96,6	88,0	80,7	74,6	69,4	64,8	60,8	57,3	55,6	20
21							92,4	84,8	78,4	72,9	68,1	63,9	60,2	58,5	21
22							96,9	88,9	82,2	76,4	71,4	67,0	63,1	61,4	22
23								93,0	86,0	79,9	74,7	70,0	66,0	64,2	23
24								97,1	89,8	83,5	77,9	73,1	68,9	67,0	24
25									93,6	87,0	81,2	76,2	71,8	69,9	25
26									97,4	90,5	84,5	79,3	74,7	72,6	26
27										94,0	87,8	82,4	77,6	75,5	27
28										97,6	91,1	85,5	80,5	78,3	28
29											94,4	88,6	83,4	81,2	29
30											97,7	91,7	86,3	84,0	30
31												94,8	89,2	86,8	31
32												97,8	92,2	89,6	32
33													95,1	92,4	33
34													98,0	95,4	34
35														98,1	35

ВЕЛИЧИНЫ ОБЕСПЕЧЕННОСТИ ПО ФОРМУЛЕ $P = \frac{m}{n+1} \cdot 100\%$

<i>n</i>	10	12	14	16	18	20	22	24	26	28	30	32	34	35	<i>n</i>
1	9,1	7,7	6,7	5,9	5,3	4,8	4,4	4,0	3,7	3,4	3,2	3,0	2,9	2,8	1
2	18,2	15,4	13,3	11,8	10,5	9,5	8,7	8,0	7,4	6,9	6,4	6,1	5,6	5,6	2
3	27,3	23,1	20,0	17,6	15,8	14,3	13,0	12,0	11,1	10,3	9,7	9,1	8,6	8,3	3
4	36,4	30,8	26,7	23,5	21,0	19,0	17,4	16,0	14,8	13,8	12,9	12,1	11,4	11,1	4
5	45,4	38,5	33,3	29,4	26,3	23,8	21,7	20,0	18,5	17,2	16,1	15,2	14,3	13,9	5
6	54,6	46,2	40,0	35,3	31,6	28,6	26,1	24,0	22,2	20,7	19,4	18,2	17,1	16,7	6
7	63,6	53,8	46,7	41,2	36,8	33,3	30,4	28,0	25,9	24,1	22,6	21,2	20,0	19,4	7
8	72,7	61,5	53,3	47,1	42,1	38,1	34,8	32,0	29,6	27,6	25,8	24,2	22,9	22,2	8
9	81,8	69,2	60,0	52,9	47,4	42,9	39,1	36,0	33,3	31,0	29,0	27,3	25,7	25,0	9
10	90,9	76,9	66,7	58,8	52,6	47,6	43,5	40,0	37,0	34,5	32,3	30,3	28,6	27,8	10
11		84,6	73,3	64,7	57,9	52,4	47,8	44,0	40,7	37,9	35,5	33,3	31,4	30,6	11
12		92,3	80,0	70,6	63,2	57,1	52,2	48,0	44,4	41,4	38,7	36,4	34,3	33,3	12
13			86,7	76,5	68,4	61,9	56,5	52,0	48,2	44,8	41,9	39,4	37,1	36,1	13
14			93,3	82,4	73,7	66,7	60,9	56,0	51,8	48,3	45,2	42,4	40,0	38,9	14
15				88,2	79,0	71,4	65,2	60,0	55,6	51,7	48,4	45,4	42,9	41,7	15
16				94,1	84,2	76,2	69,6	64,0	59,3	55,2	51,6	48,5	45,7	44,4	16

#	10	12	14	16	18	20	22	24	26	28	30	32	34	35	#
17					89,5	81,0	73,9	68,0	63,0	58,6	54,8	51,5	48,6	47,2	17
18					94,7	85,7	78,3	72,0	66,7	62,1	58,1	54,6	51,4	50,0	18
19						90,5	82,6	76,0	70,4	65,5	61,3	57,6	54,3	52,8	19
20						95,2	87,0	80,0	74,1	69,0	64,5	60,6	57,1	55,6	20
21							91,3	84,0	77,8	72,4	67,7	63,6	60,0	58,3	21
22							95,6	88,0	81,5	75,9	71,0	66,7	62,9	61,1	22
23								92,0	85,2	79,3	74,2	69,7	65,7	63,9	23
24								96,0	88,9	82,8	77,4	72,7	68,6	66,7	24
25									92,6	86,2	80,6	75,8	71,4	69,4	25
26									96,3	89,7	83,9	78,8	74,3	72,2	26
27										93,1	87,1	81,8	77,1	75,0	27
28										96,6	90,3	84,8	80,0	77,8	28
29											93,6	87,9	82,9	80,6	29
30											96,8	90,9	85,7	83,3	30
31												93,9	88,6	86,1	31
32												97,0	91,4	88,9	32
33													94,3	91,7	33
34													97,1	94,4	34
35														97,2	35

**ЗНАЧЕНИЯ КОЭФФИЦИЕНТОВ ШЕРОХОВАТОСТИ
ДЛЯ ЕСТЕСТВЕННЫХ ВОДОТОКОВ (по М. Ф. Срибному)**

Категория	Характеристика русла	n
А. Равнинные реки		
1	Прямолинейные участки канализованных рек в плотных грунтах с тонким слоем илистых отложений	0,020
2	Извилистые участки канализованных рек в плотных грунтах с тонким слоем илистых отложений	0,022
3	Естественные земляные русла в весьма благоприятных условиях, чистые и прямые, со спокойным течением	0,025
4	Галечные и гравийные русла в таких же условиях	0,030
5	Русла постоянных водотоков, преимущественно больших и средних рек в благоприятных условиях состояния ложа и течения воды	0,035
6	Сравнительно чистые русла постоянных водотоков в обычных условиях, извилистые с некоторыми неправильностями в направлении струй или же прямые, но с неправильностями в рельефе дна (отмели, промоины, местами камни). Незаросшие ровные поймы	0,040
7	Русла больших и средних рек, значительно засоренные, извилистые и частично заросшие, каменистые с беспокойным течением. Поймы больших и средних рек, сравнительно разработанные, покрытые нормальным количеством растительности (травы, кустарники)	0,050
8	Русла периодических водотоков, сильно засоренные и извилистые. Сравнительно заросшие, неровные, плохо разработанные поймы рек (промоины, кустарники, деревья, наличие заводей). Порожистые участки равнинных рек	0,065
7	Русла больших и средних рек; значительно засоренные, извилистые и частично заросшие, каменистые с беспокойным течением. Периодические (ливневые и весенние) водотоки с крупногалечным покрытием ложа или с растительностью, $I=0,007 \div 0,015$	0,050
8	Русла периодических водотоков, сильно засоренные и извилистые. Галечно-валунные русла горного типа (в среднем течении) с ненормальной поверхностью водного зеркала, $I=0,015 \div 0,05$	0,065

Категория	Характеристика русла	n
9	Валунные, горного типа русла горных рек (в средней и верхней части) и периодических водотоков с бурным пенистым течением с изрытой поверхностью водного зеркала (с летящими вверх брызгами воды); $I=0,05 \div 0,09$	0,080
10	Горно-водопадного типа русла преимущественно в верхнем течении с крупновалунным и извилистым строением ложа; перепады ярко выражены, пенистость настолько сильна, что вода, потеряв прозрачность, имеет белый цвет, шум потока доминирует над всеми остальными звуками; $I=0,09 \div 0,20$	0,100
11	Характеристика горных рек та же, что и предыдущей категории, но с более сильным сопротивлением	0,140
12	Предельно высокое сопротивление горных рек	0,200
9	Русла и поймы, весьма значительно заросшие (со слабым течением) с большими глубокими промоинами	0,080
10	Поймы такие же, как в предыдущей категории, но с сильно неправильными косоструйными течениями, с заводами и пр.	0,100
11	Реки болотного типа (заросли, кочки, во многих местах почти стоячая вода и пр.). Поймы лесистые с очень большими мертвыми пространствами, с местными углублениями, озерами и пр.	0,140
12	Глухие поймы, сплошь лесные, таежного типа	0,200
Б. Горные реки		
1	Искусственные отводы русел рек, весьма чисто высеченные в скале	0,020
2	То же при посредственной обработке поверхности	0,022
3	Естественные русла рек горного происхождения, но с небольшими уклонами и в весьма благоприятных условиях; чистые, прямые, земляные (глина, песок, мелкий гравий) русла с уклоном $I=0,0005 \div 0,0008$	0,025
4	Галечно-гравийные русла в таких же условиях, $I=0,0008 \div 0,0010$	0,030
5	Периодические потоки (большие и маленькие) при очень хорошем состоянии поверхности и формы ложа. Галечно-гравийные русла такие же, как в предыдущей категории, но с более крупной галькой, $I=0,001 \div 0,003$	0,035
6	Земляные русла периодических водотоков (сухих логов) в благоприятных условиях. Правильные, хорошо разработанные галечные русла горных рек в нижнем течении, $I=0,003 \div 0,007$	0,040

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Введение	5
1. Гидрографические характеристики реки и ее бассейна	12
2. Гидрометеорологические элементы бассейна	41
2.1. Атмосферные осадки и дефицит влажности	—
2.2. Испарение с поверхности суши и водоемов	59
3. Статистические связи, применяемые при расчетах стока	71
3.1. Графические и аналитические способы определения связи ха- рактеристик стока	—
3.2. Корреляционные зависимости двух и трех переменных	78
4. Уровень воды	97
4.1. Определение характерных уровней и дат их наступления	97
4.2. Расчет наивысших уровней рек при наличии, отсутствии или недостаточности данных гидрометрических наблюдений	108
5. Годовой сток	118
5.1. Расчет годового стока по данным гидрометрических наблюде- ний	—
5.2. Расчет годового стока при недостаточности данных наблюде- ний	158
5.3. Расчет годового стока при отсутствии материалов наблюдений	167
6. Внутригодное распределение стока	186
6.1. Расчет внутригодного распределения стока по сезонам и ме- сяцам по данным наблюдений	—
6.2. Расчет внутригодного распределения стока при отсутствии наблюдений	197
6.3. Построение средних кривых продолжительности (обеспеченно- сти) суточных расходов воды	200
7. Максимальные расходы воды	203
7.1. Расчет максимальных расходов воды при наличии данных наблюдений	—
7.2. Расчет максимальных расходов воды при отсутствии данных наблюдений	216
7.2.1. Максимальные расходы талых вод равнинных рек	—
7.2.2. Максимальные расходы талых вод горных рек	233
7.2.3. Максимальные расходы дождевых паводков при пло- щади водосбора более 200 км ²	240
7.2.4. Максимальные расходы дождевых паводков при пло- щади водосбора менее 200 км ²	248
8. Минимальные расходы воды	258
8.1. Расчет минимальных расходов воды при наличии наблюдений	—
8.2. Расчет минимальных расходов воды при отсутствии наблю- дений	268
9. Вопросы взаимосвязи поверхностных и подземных вод	277
9.1. Методы расчленения гидрографов речного стока	—
9.2. Гидрометрический метод оценки подземного питания	291
9.3. Изменчивость подземного стока в реки, основные характери- стики подземного стока и некоторые расчеты, связанные с бе- реговым инфильтрационным водозабором	295
	439

10. Водный баланс речных бассейнов	309
10.1. Составление детального и приближенного водного баланса	—
10.2. Составление руслового водного баланса	326
11. Влияние хозяйственной деятельности на сток	333
11.1. Расчеты стока, связанные с влиянием осушения земель	—
11.2. Расчет разбавления сточных вод в реках и озерах	347
11.3. Некоторые вопросы экономической эффективности водоохран- ных мероприятий	366
12. Режимные характеристики озер	372
12.1. Термический режим озер	—
12.2. Водный баланс озер	387
13. Сток речных наносов и русловые процессы	394
13.1. Вычисление стока наносов при отсутствии данных наблюдений	—
13.2. Расчет показателей деформации русел	399
13.3. Расчеты транспортирующей способности потока и заиления пруда	410
13.4. Расчет расходов наносов и определение гидроморфологиче- ских соотношений	414
Список литературы	419
Приложения:	
1. Относительные отклонения от середины ординат кривой обес- печенности при $C_v=1,00$ и при отрицательной асимметрии	423
2. Ординаты кривых трехпараметрического гамма-распределения	424
3. Нормированные отклонения от среднего значения ординат бино- миальной кривой обеспеченности	431
4. Величины обеспеченности по формуле $P = \frac{m - 0,3}{n + 0,4} \cdot 100\%$	433
5. Величины обеспеченности по формуле $P = \frac{m}{n + 1} \cdot 100\%$	435
6. Значения коэффициентов шероховатости для естественных водо- токов (по М. Ф. Срибному)	437

Александра Анатольевна Лучшева

ПРАКТИЧЕСКАЯ ГИДРОЛОГИЯ

Отв. редактор А. И. Чеботарев

Редактор Л. А. Чепелкина. Художник В. К. Селиванов.

Худож. редактор В. А. Баканов. Техн. редактор М. И. Брайнина

Корректоры: В. И. Гинцбург, Т. Н. Черненко

Сдано в набор 10/VI 1976 г. Подписано к печати 25/X 1976 г. М-19852. Формат 60×90¹/₁₆.
Бум. тип. № 1. Печ. л. 27,5. Уч.-изд. л. 28,5. Тираж 8000 экз. Индекс ГЛ-56. Заказ № 244.
Цена 1 р. 23 к. Гидрометеиздат. 199053. Ленинград, 2-я линия, д. 23.

Ленинградская типография № 8 Союзполиграфпрома при Государственном комитете
Совета Министров СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли
190000, Ленинград, Прачечный пер., 6.

