

ЛЕНИНГРАДСКИЙ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

МЕЖВЕДОМСТВЕННЫЙ СБОРНИК

ВЫПУСК 76

ИССЛЕДОВАНИЯ ФОРМИРОВАНИЯ
РЕЧНОГО СТОКА И ЕГО РАСЧЕТЫ

ЛЕНИНГРАДСКИЙ ОРДЕНА ЛЕНИНА
ПОЛИТЕХНИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ
имени М. И. КАЛИНИНА

ЛЕНИНГРАД
1981

Одобрено Ученым советом
Ленинградского гидрометеорологического института

Сборник включает исследования в области гидрологических расчетов и вопросы водного режима рек и озер.

Рассматриваются вопросы применения формулы предельной интенсивности для расчета максимального талого стока на малых водотоках юга Западной Сибири, анализируется вероятность превышения наибольших годовых расходов воды рек западной части трассы БАМ и соотношение максимальных расходов дождевого и снегового стока в районе Степного Заволжья.

Приводятся результаты исследований некоторых характеристик водоотдачи и дождевых осадков. На примере бассейна р. Камчатка исследуются закономерности строения речной сети.

Ряд статей посвящен вопросам использования математических методов расчета в гидрологии.

Сборник рассчитан на специалистов гидрологов, аспирантов и студентов гидрометеорологических специальностей.

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

проф. Б. Б. БОГОСЛОВСКИЙ (ответственный редактор), доц. В. Г. ОРЛОВ,
доц. В. А. ШЕЛУТКО, ст. н. сотруд., к. г. н. Е. А. ЛЕОНОВ (ГГИ), к. т. н.
М. А. БЕСЦЕННАЯ (ЛГУ).

В. С. ДРУЖИНИН (ЛГМИ)

ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ ФОРМУЛЫ ПРЕДЕЛЬНОЙ ИНТЕНСИВНОСТИ ДЛЯ РАСЧЕТА МАКСИМАЛЬНОГО ТАЛОГО СТОКА НА МАЛЫХ ВОДОТОКАХ ЮГА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

В зоне недостаточного увлажнения, к которой относится и юг Западной Сибири, сток малых водотоков имеет особое значение. Крупных рек в этом районе мало, а удовлетворить значительную часть потребности в воде на нужды водоснабжения и орошения можно за счет использования местного поверхностного стока, аккумулированного в прудах и малых водохранилищах, возводимых на логах, балках и ручьях.

При строительстве шоссейных и железных дорог через водотоки сооружаются многочисленные мостовые переходы и водопропускные трубы. Размеры сооружений, а следовательно, их стоимость и безопасность эксплуатации зависят от расчетов максимального стока этих водотоков. Интерес к вопросу особенно возрос в последние годы в связи со строительством крупных оросительных систем в пределах указанного района, производства противоэрозионных мероприятий, а также благодаря стоящей сейчас проблеме переброски части стока сибирских рек в Казахстан и Среднюю Азию. Основной фазой, обуславливающей режим водотоков данной территории, особенно для малых водотоков, является весеннее половодье. Поэтому расчет его характеристик представляет собой как в научном, так и практическом смысле одну из актуальных задач для народного хозяйства.

В то же время в гидрологическом отношении район изучен совершенно недостаточно. Особенно это касается малых водотоков, систематические наблюдения на которых практически отсутствуют.

Сеть метеорологических станций развита значительно лучше. Это обстоятельство послужило причиной попытки создания схемы расчета максимального талого стока малых водотоков данной территории, используя материалы стандартных метеорологических наблюдений. Метеорологические факторы определяют основные характеристики, обуславливающие формирование весеннего

половодья. К тому же они менее подвержены влиянию антропогенной деятельности (в противоположность стоку) и, следовательно, являются более консервативными как во времени, так и в пространстве. Отсюда следует, что, имея достаточно продолжительные ряды наблюдений на метеостанциях (систематические наблюдения ведутся с 1936 г.), можно производить их статистическую обработку без больших сомнений в их генетической однородности.

Основными стокообразующими факторами, влияющими на формирование весеннего половодья, являются, как известно, снегозапасы, их распределение по площади, а также интенсивность снеготаяния и водоотдачи из снега. Сведения о снегозапасах можно получить непосредственно по данным снегосъемок, производящимся на сети метеостанций, а об интенсивности снеготаяния — по методу теплового баланса П. П. Кузьмина [2]. Несмотря на трудоемкость, этот метод в настоящее время является наиболее теоретически обоснованным и дает возможность определять интенсивность снеготаяния за короткие интервалы времени, что особенно важно при расчете стока малых водотоков, имеющих, как правило, внутрисуточный ход стока. Водоотдача из снега может быть рассчитана по схеме А. Г. Ковзеля [1], в основе которой лежит графоаналитический метод, позволяющий определить слой талой воды, учитывая водоудерживающую способность снега и неравномерность его залегания на местности.

Имея величины интенсивности водоотдачи и ход их во времени, в качестве расчетной можно принять формулу предельной интенсивности стока. Эта формула до настоящего времени использовалась, главным образом, для расчета дождевых максимумов из-за отсутствия данных о водоотдаче из снега, которая непосредственно на станциях почти не измеряется. Применительно к расчету максимального талого стока формула в общем виде может быть записана:

$$Q_{\max, p} = 0,28 \bar{B}_{\tau, p} \alpha F, \quad (1)$$

где 0,28 — коэффициент размерности; $Q_{\max, p}$ — максимальный расход заданной обеспеченности; $\bar{B}_{\tau, p}$ — средняя максимальная интенсивность водоотдачи из снега; α — коэффициент стока; F — площадь водосбора.

Чтобы проверить возможность применения рекомендуемой формулы для расчета максимального талого стока малых водотоков был произведен расчет максимальных расходов весеннего половодья по логам и балкам Кустанайской и Западно-Казахстанской стоковых станций, находящихся на территории исследуемого района с диапазоном площадей от 0,55 до 141 км² за отдельные многоводные годы. Интенсивности снеготаяния и водоотдачи из снега рассчитывались по двухчасовым интервалам времени. Всего было рассчитано 33 максимальных расхода ($Q_{\max}$) для 18 малых

водотоков. Сравнение значений $Q_{\text{мах}}$, полученных по формуле (1), с фактическими дало следующие результаты: средняя ошибка определения величины $Q_{\text{мах}}$ составила $\pm 29,5\%$ при максимальной — $78,0\%$. Учитывая точность измерения стока на таких водных объектах, каковыми являются лога и балки, полученные результаты можно признать удовлетворительными. Из этого следует, что формула предельной интенсивности может применяться при расчетах максимального талого стока малых водотоков юга Западной Сибири.

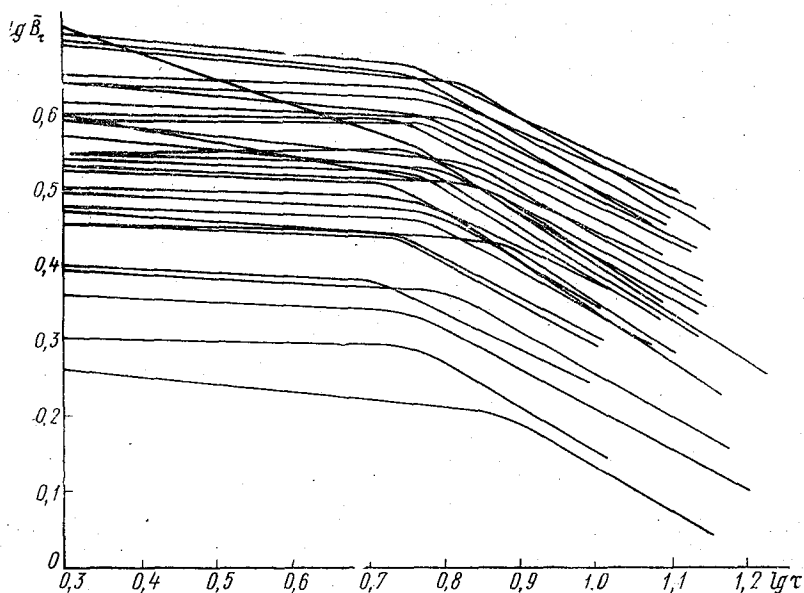


Рис. 1. Кривые редукции средней максимальной интенсивности водоотдачи из снега ($\bar{B}_\tau$) по времени (τ).

Для получения величины расходов заданной обеспеченности необходимо найти обеспеченные значения параметров формулы (1), а также аналитическое выражение, необходимое для определения значения $\bar{B}_\tau$ за время формирования максимального расхода. Для этой цели были построены кривые редукционных зависимостей интенсивности водоотдачи из снега ($\bar{B}_\tau$), рассчитанной за двухчасовые интервалы времени по логам и балкам тех же стоковых станций по времени (τ) за несколько многолетних лет (рис. 1). Годы этой категории водности представляют наибольший интерес, исходя из условия поставленной задачи. Кривые строились за сутки с максимальной интенсивностью водоотдачи из снега, так как для малых водосборов с временем добегающего

суток именно эта величина будет играть решающую роль в формировании максимального расхода. Уравнение этих зависимостей будет иметь вид

$$\bar{B}_\tau = \frac{S}{(\tau + c)^n}, \quad (2)$$

где S — предельная величина интенсивности водоотдачи из снега; τ — время осреднения; c — параметр, учитывающий нелинейность зависимости $\bar{B}_\tau = f(\tau)$; n — показатель степени редукции.

Из рис. 1 следует, что средняя максимальная интенсивность водоотдачи из снега в течение примерно 5 ч изменяется мало. Это можно объяснить незначительным изменением в данный период теплового баланса, обуславливающего снеготаяние. В дальнейшем показатель степени редукции n увеличивается и составляет в большинстве случаев величины порядка 0,50—0,70, в среднем 0,60 (табл. 1). Из анализа этих же материалов следует, что продолжительность водоотдачи из снега в течение суток (T) равняется в среднем 12 ч. Подставив эту величину в формулу (2), путем простых преобразований можно выразить параметр S через суточный максимум водоотдачи ($B_{c, \max}$).

$$B_{c, \max} = \frac{ST}{(T+5)^{0,60}} = \frac{12S}{17^{0,6}} = 2,2 S \text{ [мм]}.$$

Отсюда

$$S = 0,45 B_{c, \max}. \quad (3)$$

Расчетную продолжительность водоотдачи из снега (τ) можно принять равной времени сдвига между центром тяжести водоотдачи из снега и максимумом стока (t_c). Для расчета стока с неизученных водосборов величина t_c должна быть выражена через их основные морфометрические характеристики. Обычно это площадь водосбора и уклон. Такая зависимость была получена по материалам наблюдений Западно-Казахстанской и Кустанайской стоковых станций путем сопоставления хронологических графиков года водоотдачи из снега и стока (рис. 2). Аналитически эта зависимость может быть аппроксимирована уравнением

$$t_c = 10 \sqrt[3]{\frac{\lg(F+1)}{J}} \text{ [ч]}, \quad (4)$$

где F — площадь водосбора в км²; J — уклон водотока в ‰.

Подставив выражения (3) и (4) в уравнение (1), получим

$$Q_{\max. p} = \frac{0,125 B_{c, \max. p} \alpha_p F}{\left(10 \sqrt[3]{\frac{\lg(F+1)}{J}} + 5\right)^{0,60}} \text{ [м}^3\text{/с]}. \quad (5)$$

Таблица 1

Параметры кривых редукции интенсивности водоотдачи по времени
для суток с максимальным слоем

№ п/п	Лог — балка	F км ²	Год	n	c
----------	-------------	-------------------	-----	---	---

Кустанайская стоковая станция

1	Приусадебный	5,20	1965	0,46	3,9
2			1966	0,53	4,0
3			1970	0,60	5,3
4	Пологая	0,70	1965	0,53	4,7
5			1966	0,58	5,1
6			1970	0,59	5,6
7	Ковыльная	0,94	1970	0,48	4,6
8	Узкий	4,10	1970	0,57	5,5
9	Л. Каинсай	23,3	1964	0,63	5,8
10			1965	0,59	5,6
11			1970	0,65	5,0
12	Аякшу	38,0	1965	0,54	5,8
13			1966	0,49	4,1
14			1970	0,51	3,8
15	Без названия	2,24	1965	0,59	6,4
16			1966	0,59	4,9
17	Ящерицын	0,81	1965	0,65	5,3
18	Безымянный	5,20	1964	0,65	4,1
19			1966	0,44	4,8
20	Шолактерек	81,3	1966	0,47	5,6

Западно-Казахстанская стоковая станция

21	Кенсай	1,47	1954	0,74	4,9
22			1957	0,64	2,3
23	Теренсай	5,16	1954	0,79	4,4
24			1968	0,57	5,6
25	Кияксай	6,04	1954	0,78	5,9
26	Кияксай	6,04	1963	0,58	4,3
27	Лимансай	48,5	1954	0,76	4,2
28	Узунсай	3,80	1954	0,75	4,4
29	Теректысай В	31,0	1954	0,54	3,2
30			1963	0,59	5,4
31	Теректысай Н	54,0	1954	0,54	3,2
32			1957	0,58	4,8
33	Кашкентайсай	0,55	1963	0,49	4,0
34			1957	0,46	5,0

Коэффициент стока α_p определялся по зависимости

$$y_n = f(B_n),$$

где y_n — слой стока за половодье; B_n — слой водоотдачи из снега за половодье. Эта зависимость была построена по логам и балкам тех же стоковых станций за весь период их наблюдений путем

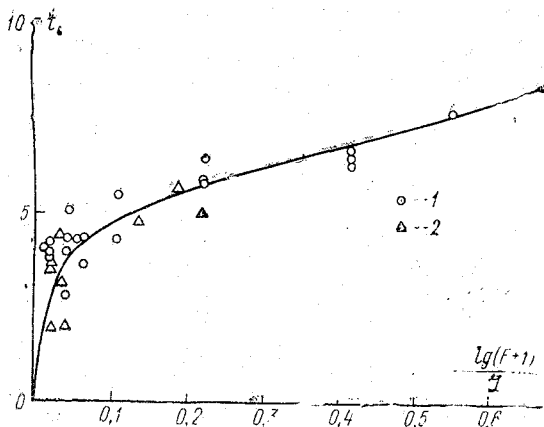


Рис. 2. Зависимость времени сдвига (t_e) от площади водосбора (F) и уклона водотока (J):

1 — Кустанайская стоковая станция; 2 — Западно-Казахстанская стоковая станция.

проведения нижней огибающей поля точек. Такой вид зависимости соответствует благоприятным условиям стекания и выражается

уравнением $y_n = \frac{y_n}{B_n} (B_n - B_0)$ или $y_n = \alpha (B_n - B_0)$, где B_0 — слой начальных потерь. В результате оказалось, что в этом случае коэффициент стока α за вычетом B_0 близок к 1,0, а слой начальных потерь, идущих на заполнение микронижений рельефа и насыщения влагой почво-грунтов, равен примерно 15 мм. Принятие такого коэффициента стока, по-видимому, можно считать обоснованным, так как при выдающихся весенних половодьях, которым обычно предшествует суровая зима и мерзлые насыщенные влагой почво-грунты, коэффициенты стока могут достигать довольно больших значений, около 0,8—1,0. Это подтверждается и материалами наблюдений стоковых станций, на которых даже за период их действия наблюдались коэффициенты поверхностного стока такого порядка.

За величину B_n без особой погрешности можно принять значение снегозапаса непосредственно перед началом снеготаяния, так как по данным различных источников испарение с поверхности снега и осадки за время снеготаяния в исследуемом районе невелики и в значительной мере взаимно компенсируются. Это

объясняется небольшой продолжительностью периода снеготаяния, который обычно не превышает 6—10 дней.

Величина предвесеннего снегозапаса определялась по данным маршрутных снегосъемок, производящихся на сети метеостанций; дата начала снеготаяния — по методу теплового баланса П. П. Кузьмина, а B_{Π} — как снегозапас, приходящийся на дату, предшествующую началу снеготаяния. Всего было использовано 15 метеостанций. На основании

Таблица 2

Среднегоголетние величины слоя водоотдачи из снега

№ п/п	Метеостанция	Высота над уровнем моря H , м	Число лет наблюдений n	Слой водоотдачи среднегоголетних		Коэффициент вариации	
				$\bar{B}_{\Pi}$	$\bar{B}_{c. \max}$	$C_{vB_{\Pi}}$	$C_{vB_{c. \max}}$
1	Актюбинск	219	36	60	16,6	0,50	0,58
2	Аяк-Кум	132	21	36	11,1	0,58	0,58
3	Баево	126	35	48	13,2	0,54	0,60
4	Бакчар	107	35	76	22,2	0,39	0,44
5	Карма	678	29	25	8,5	0,61	0,87
6	Кемерово	154	28	100	25,0	0,32	0,48
7	Кзыл-Жар	361	27	53	15,3	0,45	0,51
8	Кустанай	151	35	53	16,6	0,50	0,60
9	Иртышск	94	34	34	9,1	0,56	0,63
10	Петропавловск	136	35	65	17,2	0,34	0,50
11	Рубцовск	218	36	52	14,5	0,69	0,60
12	Северное	124	34	85	25,4	0,33	0,43
13	Челябинск	246	35	60	16,0	0,49	0,52
14	Целиноград	349	34	54	16,5	0,50	0,41
15	Ярково	48	36	83	23,7	0,34	0,52

полученных данных (табл. 2) была построена карта изолиний среднегоголетних значений $\bar{B}_{\Pi}$ для данного района (рис. 3). Максимальные суточные слои водоотдачи из снега $B_{c. \max}$ определялись путем вычисления этих значений на схеме А. Г. Ковзеля для тех же метеостанций, используя результаты расчета интенсивности снеготаяния по суточным интервалам времени за каждый год за весь период наблюдений. Путем статистической обработки величин $B_{c. \max}$ были найдены коэффициенты вариации $C_{vB_{c. \max}}$ (табл. 2) и построена карта изолиний этого параметра (рис. 4). Значение $\bar{B}_{c. \max}$ находится в довольно тесной

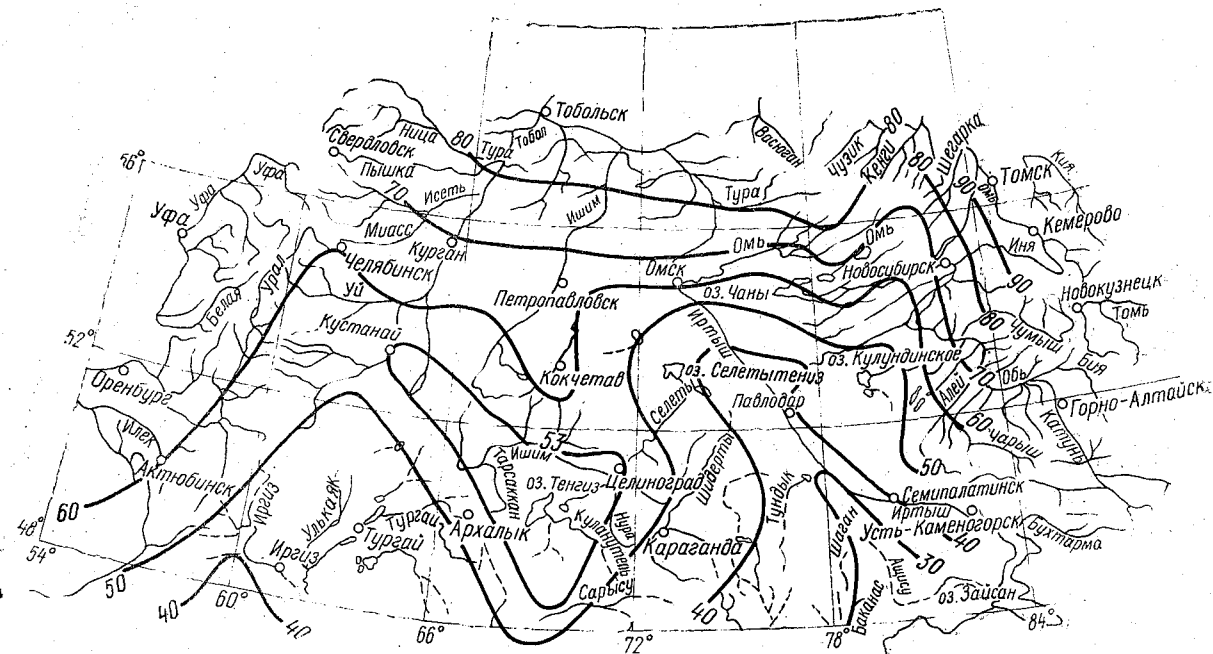


Рис. 3. Карта среднееголетнего слоя водоотдачи из снега за период половодья (B_{II}).

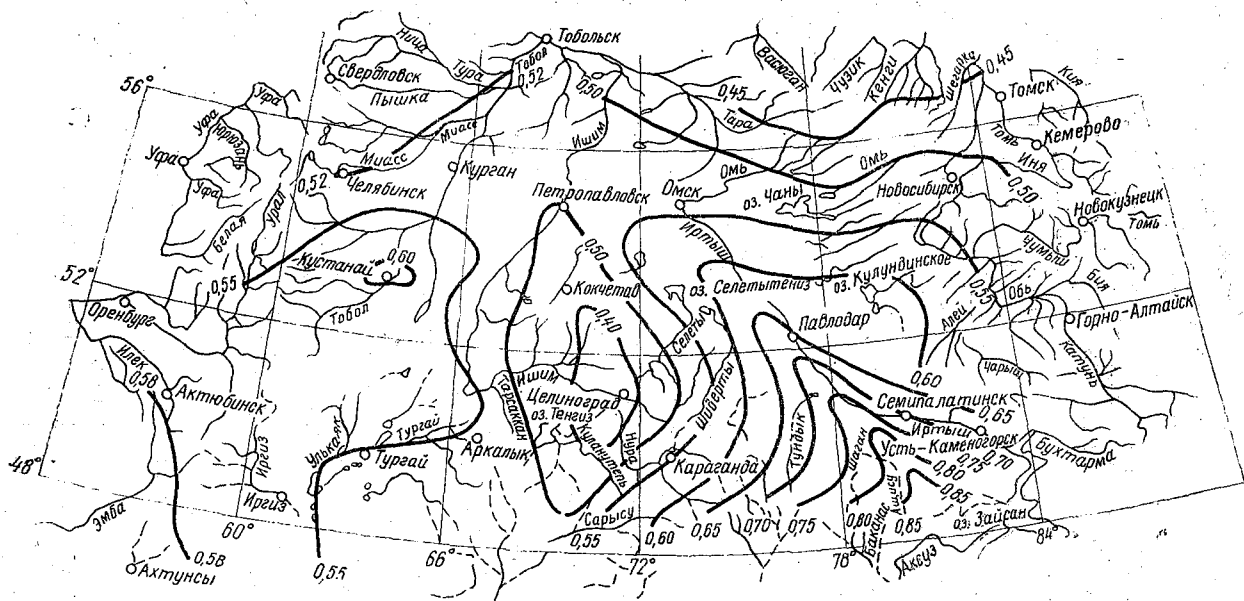


Рис. 4. Карта коэффициента вариации максимального суточного слоя водоотдачи из снега.

связи с $\bar{B}_\Pi$ (рис. 5). Поэтому, найдя по карте значение $\bar{B}_\Pi$, можно получить $\bar{B}_{с. \max}$ по соотношению $\bar{B}_{с. \max} = 0,3 \bar{B}_\Pi$, представляющему собой уравнение зависимости $\bar{B}_{с. \max} = f(\bar{B}_\Pi)$. Коэффициенты асимметрии (C_s) устанавливались методом подбора и в большинстве случаев оказались равными $2C_v$. Отсюда следует, что, имея величины $\bar{B}_\Pi$, $\bar{B}_{с. \max}$, C_v , $B_{с. \max}$, можно получить значение максимальной суточной водоотдачи заданной обеспеченности ($B_{с. \max, p}$).

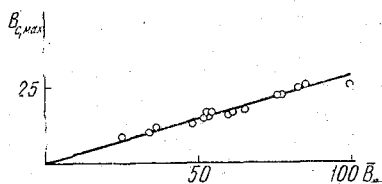


Рис. 5. Связь среднегоголетних слоев водоотдачи из снега за период половодья ($\bar{B}_\Pi$) и максимальных суточных ($\bar{B}_{с. \max}$)

к водоотдаче на водосборе B'_{Π} . Этот коэффициент определялся следующим образом. Так как α_p для половодий редкой повторяемости на малых водотоках может быть принят равным $\approx 1,0$, то в этом случае слой стока с водосбора y_Π будет численно равен слою водоотдачи за период половодья, т. е. $y_\Pi = B_\Pi$. Руководствуясь этим соображением, для исследуемой территории была построена зависимость (рис. 6)

$$\eta = \frac{y_{\Pi, p}}{B_{\Pi, p}} f[\lg(F+1)],$$

где y_p — рассчитанный слой стока заданной обеспеченности на реке или водотоке; $B_{\Pi, p}$ — слой водоотдачи этой же обеспеченности, вычисленный по данным метеостанций; F — площадь водосбора.

При ее построении использовались данные по стоку малых водотоков Кустанайской и Западно-Казахстанской стоковых станций, справочники «Ресурсы поверхностных вод» и карты изолиний $\bar{B}_\Pi$ и C_v , полученные по материалам наблюдений метеостанций.

Из теоретических соображений следует, что коэффициент η представляет собой произведение, $\eta = \lambda \alpha_p$, где $\lambda = B'_{\Pi, p} / B_{\Pi, p}$. Анализируя эту зависимость, которая аппроксимируется уравнением

$$\eta = \frac{y_{\Pi, p}}{B_{\Pi, p}} = f[\lg(F+1)] = \lambda \alpha_p = \frac{2,0}{(F+1)^{0,20}},$$

Можно отметить, что $\alpha_p = 1,0$ может иметь место только для диапазона площадей водосборов $0 < F < 30-40 \text{ км}^2$. В этом случае слой стока будет численно равен слою водоотдачи из снега на поверхность бассейна, т. е. $y_{п, p} = B_{п, p}$ и коэффициент η будет представлять собой отношение $B_{п, p} / B_{п, p}$, т. е. $\eta = 1$. При площадях водосборов более $30-40 \text{ км}^2$ $B'_{п, p} = B_{п, p}$, исходя из допущения, что снегозапасы, а следовательно, и водоотдача из снега

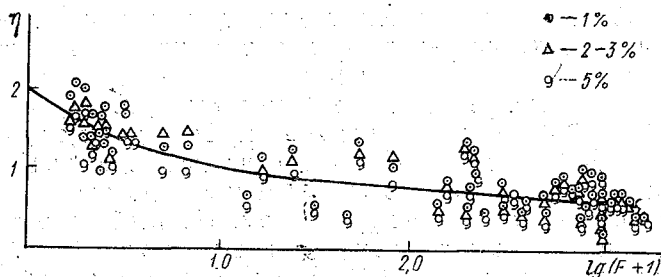


Рис. 6. Зависимость коэффициента η от площади водосбора (F).

должны быть во всяком случае не меньше, чем определенные по маршрутным снегосъемкам на метеостанциях. В этом случае η будет численно равен коэффициенту стока α_p , т. е. слой стока с водосбора будет меньше слоя водоотдачи, что можно объяснить закономерным уменьшением α с увеличением площади водосбора за счет возрастающей аккумулирующей способности водосбора, увеличения доли бессточных понижений и т. п. Таким образом, $F = 30-40 \text{ км}^2$ является той площадью, выше которой требуется введение α_p отличное от 1,0. Следовательно, чтобы найти слой эффективной водоотдачи на водосборе ($B'_{п, p}$), численно равный слою стока, достаточно знать величину $B_{п}$ и F . Этот слой находится по формуле

$$B'_{п, p} = y_{п} = B_{п, p} \cdot \eta = \frac{2,0 B_{п, p}}{(F+1)^{0,20}} \quad (7)$$

Допуская, что величина $B_{с, \max}$ будет изменяться пропорционально значению $B_{п}$, и подставив выражение (7) в формулу (5), получим в окончательном виде формулу предельной интенсивности для расчета максимального талого стока малых водотоков юга Западной Сибири

$$Q_{\max, p} = \frac{0,25 B_{с, \max, p} F}{\left(10 \sqrt[3]{\frac{\lg(F+1)}{J}} + 5 \right)^{0,60} (F+1)^{0,20}} \quad [\text{м}^3/\text{с}]. \quad (8)$$

Поверочный расчет по формуле (8) был произведен для 59 малых водотоков исследуемой территории с диапазоном площадей

от 0,55 до 1100 км², имеющих время добегания менее суток. Полученные в результате расчета $Q_{\text{тах}, 1\%}$ сравнивались с данными, опубликованными в справочниках «Ресурсы поверхностных вод» и «Материалы по максимальному весеннему стоку рек СССР». Сравнение показало, что среднее отклонение определения $Q_{\text{тах}, 1\%}$ по формуле (8) составило $\pm 24,2\%$, в то время как расчет максимальных расходов талых вод, выполненный для тех же водотоков по действующим в настоящее время в СССР СН 435-72, дал среднее отклонение $\pm 85,0$. На основании полученных результатов можно заключить, что такой подход дает вполне удовлетворительные для практики результаты, а формула предельной интенсивности может с успехом применяться не только при расчете дождевых максимумов, но и максимальных расходов талых вод малых водотоков. Основные параметры формулы могут быть получены на основании метеорологических наблюдений. При отсутствии достаточных данных о стоке малых водосборов, это также является определенным преимуществом. По всей вероятности подобная схема с некоторыми коррективами может быть использована и для других районов СССР, сходных по своим физико-географическим и климатическим характеристикам с исследуемым.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ковзель А. Г. Упрощенная схема расчета водоотдачи из снега. — Труды ГГИ, 1962, вып. 99, с. 141—175.
2. Кузьмин П. П. Процесс таяния снежного покрова. — Л.: Гидрометеиздат, 1961. — 344 с.

А. А. УСАНКИН (ЛенНИИП градостроительства)

О СООТНОШЕНИИ МАКСИМАЛЬНЫХ РАСХОДОВ ДОЖДЕВОГО И СНЕГОВОГО СТОКА НА МАЛЫХ ВОДОСБОРАХ СТЕПНОГО ЗАВОЛЖЬЯ

Вопрос соотношения дождевых и снеговых максимумов редкой повторяемости и, особенно, определения критической площади, при которой модули максимального дождевого стока будут выше снеговых максимумов, имеет большое практическое значение.

На малых водосборах максимальный дождевой сток обычно превышает максимальный сток талых вод. Это общее положение верно для большинства физико-географических зон страны. Однако величина площади водосбора, начиная с которой максимальный дождевой сток выше снегового, в разных географических зонах колеблется весьма существенно [4].

Нами этот вопрос рассматривался для условий степного Заволжья, на примере малых водотоков, пересекающих трассу Южно-Уральской железной дороги на участке Кинель—Оренбург с перепадом высот около 200 м. Весь участок находится в одной физико-географической зоне, что позволило более детально проследить влияние местных факторов (уклоны водосборов, их высоты, залесенность).

Территория района имеет хорошо выраженный континентальный климат. Годовая величина радиационного баланса положительна и составляет около 43 ккал/см². С марта по октябрь приход солнечной радиации значительно превышает расходную часть баланса. Самые большие значения месячных величин радиационного баланса наблюдаются в июне—июле (8—9 ккал/см²). Отрицательный радиационный баланс отмечается с ноября по февраль (—1 ккал/см²). Абсолютные минимумы температуры воздуха повсеместно наблюдаются в январе и составляют $-40 \div -47^\circ\text{C}$. Абсолютные максимумы температуры воздуха достигают $40 \div +41^\circ\text{C}$. Таким образом, абсолютная амплитуда колебаний температуры воздуха составляет $80 \div 88^\circ\text{C}$ [10].

Годовая сумма осадков на востоке района не превышает 480 мм, а к западу она увеличивается до 500 мм, т. е. вариация годовых сумм осадков по территории незначительна. В то же

время в дождливые и многоснежные годы количество осадков может достигать 649 мм (Куйбышев, 1961 г.).

Основное количество осадков (70—75%) приходится на теплый период (апрель—октябрь). Самый дождливый период — с июля по сентябрь. Преобладают дожди длительностью свыше 3 часов и интенсивностью < 1 мм/мин. Сильные ливни с интенсивностью > 3 мм/мин наблюдаются крайне редко. Наибольшие часовые суммы осадков составляют 20—38 мм [11].

В твердом виде выпадает около $1/4$ годового количества осадков. Среднемаксимальные запасы воды в снежном покрове составляют 90—120 мм. Под кронами деревьев запас воды в снеге увеличивается примерно в 1,3 раза. Разрушение и сход снежного покрова происходит весьма интенсивно. Как правило, уже к концу первой декады апреля вся рассматриваемая территория освобождается от снега. Даже в самые теплые и многоснежные зимы почва промерзает не менее, чем на 25 см, и сток талого снега происходит по мерзлой почве. Максимальная часовая интенсивность снеготаяния 1%-ой обеспеченности составляет 7,5—8,0 мм/ч [5, 6].

Таким образом, для рассматриваемого района интенсивность снеготаяния оказывается в 3—4 раза меньше интенсивности выпадения осадков. Приблизительно в таком же соотношении для малых водосборов должны находиться и максимальные модули снегового и дождевого стока. Однако с возрастанием водосборной площади уменьшение модулей максимального дождевого стока происходит гораздо быстрее, чем редукция модулей снегового стока, что связано с разной продолжительностью снеготаяния и выпадения осадков [8]. Кроме того, с увеличением площади водосбора интенсивность выпадения осадков убывает быстрее, чем интенсивность снеготаяния.

Это приводит к тому, что кривые редукции модулей максимального дождевого и снегового стока пересекаются при некотором значении площади. Точка пересечения характеризуется так называемым критическим значением площади $F_{кр}$ (рис. 1).

Для выявления соотношения дождевых и снеговых максимумов практически гораздо удобнее использовать не кривые редукции модулей дождевого M_d и снегового $M_{сн}$ максимального стока

по площади F , а зависимость $K = f(F)$, где $K = \frac{Q_{сн}}{Q_d}$ или $K = \frac{Q_d}{Q_{сн}}$ ($Q_{сн}$ и Q_d — снеговые и дождевые максимумы). Этот прием не нов, применялся рядом авторов, в частности А. А. Соколовым [7].

В качестве исходных данных были приняты максимальные расходы воды снегового и дождевого происхождения 1%-ой и 0,3%-ой обеспеченности, подсчитанные для 145 створов с площадями водосборов от 0,12 до 230 км².

Снеговые максимумы определены по нормам СН 435-72 [12], а дождевые вычислены по ведомственной инструкции ВСН 63-67 [2] с уточненными величинами интенсивности водоотдачи, как того требуют действующие на транспорте нормативные документы.

По полученным величинам снеговых и дождевых максимумов находились значения коэффициента K и строилась зависимость $K = f(F)$, представленная на рис. 2.

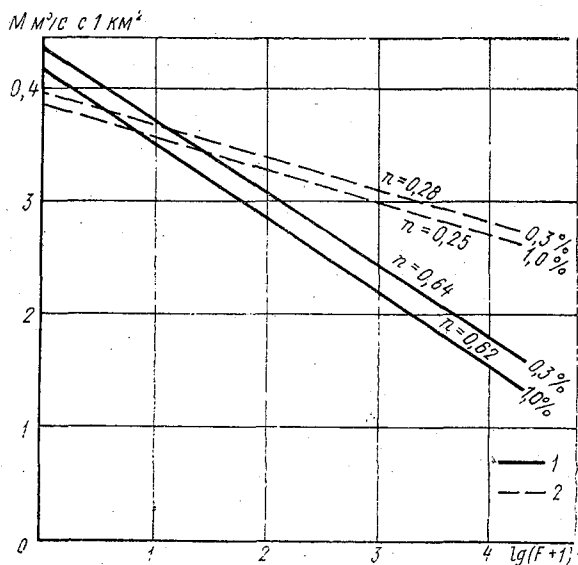


Рис. 1. Редукция максимальных модулей снегового (1) и дождевого (2) стока по площади для степного Заволжья.

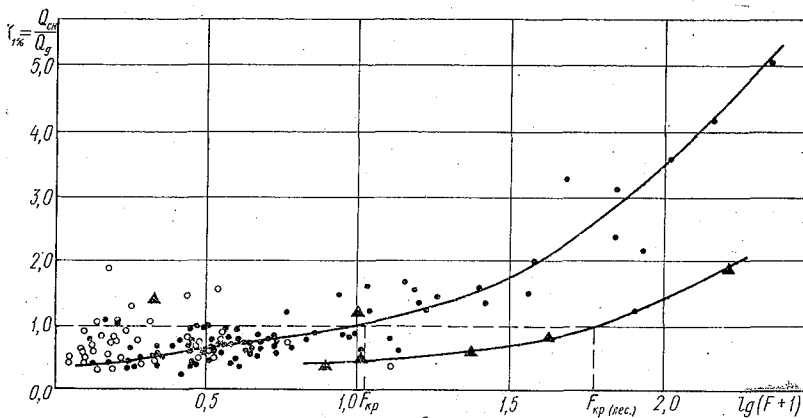


Рис. 2. Зависимость коэффициента $K_{10/0}$ от площади водосбора логов степного Заволжья:

○^{28.23} — первая цифра — уклон лога, вторая — уклон склонов в ‰;
 ▲⁴³ — залесенность водосбора в ‰; ● — водосборы с уклонами лога и склонов менее 20 ‰.

Прежде всего бросается в глаза, что критическая площадь значительно больше для залесенных бассейнов. Действительно, как отмечалось выше, снегозапасы под кронами деревьев приблизительно в 1,3 раза больше снегозапасов в поле. Однако, учитывая, что коэффициенты перехода от интенсивности снеготаяния на открытой местности к интенсивности таяния под пологом леса для хвойных лесов * составляют 0,2—0,6 [6], модули снегового стока для залесенных бассейнов должны быть приблизительно в 2 раза меньше, чем для безлесных бассейнов. Так как увеличение дожде-
вых осадков над лесными массивами, вызванное большей шерохо-
ватостью подстилающей поверхности по сравнению с открытой
местностью, относительно невелико [9], то это соотношение сохра-

няется и для коэффициента $K = \frac{Q_{\text{сн}}}{Q_{\text{д}}}$, что находит отражение на графике рис. 2.

Вместе с тем следует отметить, что для сплошь облесен-
ных водосборов ($f_{\text{л}} > 90\%$) уменьшение снеговых максимумов,
а следовательно, и коэффициента K происходит менее интенсивно.
Это связано с более поздними сроками снеготаяния в лесных бас-
сейнах, когда приход суммарной солнечной радиации резко уве-
личивается.

Ввиду того, что по трассе участка высоты колеблются от 50
до 250 м абс., взаимосвязь коэффициента K с высотой H в явном
виде не проявляется.

Несколько лучше обстоит дело с уклонами. На рис. 2 черными
точками показаны водосборы, у которых уклоны главного лога
и склонов менее 20°_{00} . Эти точки указывают на закономерное воз-
растание коэффициента K с увеличением водосборной площади,
причем возрастание происходит более интенсивно в зоне больших
площадей ($F > 20 \text{ км}^2$).

Наибольшие весенние модули стока ($\text{м}^3/\text{с}$ с 1 км^2)

Экспозиция склонов	Г о												
	1939	1945	1947	1948	1949	1950	1951	1952	1953	1954	1955	1956	1957
Северная	0,58	1,4	0,58	0,79	0,58	0,13	0,79	0,79	1,58	1,18	0,40	0,40	1,18
Южная	1,69	2,53	2,15	1,38	1,00	0,23	1,08	0,84	2,15	1,69	0,54	1,00	1,00

Обособлено расположена группа точек, относящихся к водосбо-
рам с повышенными уклонами лога и склонов (более 20°_{00}).
В основном, это лога с площадью бассейна до 3 км^2 . Как правило,
точки находятся несколько выше осредненной кривой $K = f(F)$,

* Залесенные бассейны находятся на территории Бузулукского реликтового
соснового бора.

что указывает на более благоприятные условия формирования весеннего стока для таких бассейнов.

В условиях Заволжья, где преобладает солярный тип снеготаяния, влияние склонов различной экспозиции на формирование максимумов весеннего стока на малых водосборных площадях должно быть значительным. К сожалению, нормы СН-435-72 не учитывают это явление. Для наблюдаемых снеговых максимумов, видимо, будет наблюдаться дифференциация величин максимальных модулей стока в зависимости от преобладания склонов той или иной ориентации [3]. Имеющиеся у нас данные косвенным образом подтверждают этот вывод. В таблице приведены наибольшие весенние модули стока двух малых искусственных сооружений (труб) за совместный период наблюдений. Гидрографические характеристики, почвогрунты, условия входа воды в сооружение практически одни и те же. Единственным существенным различием водосборов, расстояние между замыкающими створами которых менее 2,5 км, является ориентация склонов. Оба бассейна расположены вблизи генерального водораздела. Первый из них имеет южную экспозицию, а второй — северную. Малая величина площади бассейна ($F < 0,5 \text{ км}^2$) и небольшая расчлененность местности позволяют говорить о такой же ориентации и склонов водосбора.

В отдельные годы максимальные модули стока водосбора с южной экспозицией могут в 2—4 раза превышать модули стока водосбора с северной ориентацией склонов.

В маловодные годы, когда основная масса снеготопливается в русловой сети, влияние экспозиции склонов резко падает, что также находит отражение в данных таблицы.

Понятно, что для водосборов близкой экспозиции, ее влияние на величину максимальных модулей весеннего стока будет проявляться не так сильно.

со склонов различной экспозиции

д ы																
1958	1959	1960	1961	1962	1963	1964	1965	1966	1967	1968	1969	1970	1971	1972	1973	1974
0,79	1,58	0,79	0,92	0,58	1,18	0,40	0,24	0,58	0,24	0,11	0,11	0,40	0,40	0,58	0,58	0,24
0,54	4,00	0,76	1,23	1,69	0,54	1,38	0,54	1,69	0,76	0,54	0,54	0,54	0,23	0,54	1,00	0,54

На рис. 2 практическую ценность представляет точка пересечения кривой $K = f(F)$ с линией $K = 1$. При $K < 1$ преобладает дождевой сток, при $K > 1$ господствующим является снеговой сток. Точка пересечения дает нам критическую площадь порядка 10—12 км². Полученная величина весьма близка к данным А. А. Соколова [7], который для района западных склонов Урала отмечает, что «максимальные расходы дождевых паводков могут превышать

снеговые только в балках и логах с площадью водосбора приблизительно до 10 км^2 ».

Для частично залесенных бассейнов по причинам, указанным выше, критическая площадь значительно выше и составляет $60-65 \text{ км}^2$.

Все сказанное относилось к анализу максимальных расходов воды повторяемостью 1 раз в 100 лет. Для всех без исключения водосборов отношение $K = \frac{Q_{\text{сн}}}{Q_d}$ для расходов обеспеченностью

$0,3\%$ приблизительно на 20% меньше коэффициента $K_{1\%}$. Это объясняется тем, что для расходов более редкой повторяемости характерно более резкое возрастание дождевого стока по сравнению со снеговым, что связано с различной вариацией максимальных снеговых и дождевых расходов.

В заключение отметим следующий парадоксальный факт. По данным о наблюдаемых горизонтах воды на 145 малых искусственных сооружениях, имеющих периоды наблюдений от 25 до 42 лет, лишь в 11 случаях максимальный в году горизонт воды был дождевого происхождения, причем в 2 случаях из них максимальный горизонт наблюдался при переливе через водораздел между бассейнами.

По результатам расчетов, выполненных нами для расходов обеспеченностью $p = 1\%$ и $0,3\%$, напротив, расходы дождевого происхождения в большинстве случаев превышают снеговые максимумы (для водосборов с площадью до 10 км^2).

Противоречие между натурными данными и результатами расчета по нормативным документам легко снимается, если учесть следующие два момента.

Первое, ни по одному сооружению период наблюдений не составляет 100, а тем более 300 лет.

Второе, как указывалось выше, интенсивные ливни внутримассового происхождения наблюдаются крайне редко и площадь орошения очень мала. По данным [1] площадь охвата территории внутримассовыми ливнями составляет приблизительно 25 км^2 .

Поэтому широко распространенное у работников службы пути представление (на основании ежегодно наблюдаемых весенних половодий) о преобладании на рассматриваемой территории снегового стока применительно к расходам редкой повторяемости является необоснованным, поскольку основывается на наблюдаемых рядах такой длительности, которые недостаточны для данного суждения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Анчугова Р. А., Морозова Т. И. О временной и пространственной изменчивости ливневых осадков по данным радиолокационных наблюдений. — Труды ГГО, 1966, вып. 186, с. 86—92.
2. Инструкция по расчету стока с малых бассейнов (ВСН 63-67): М.: Минтрансстрой СССР и МПС СССР, 1968. — 101 с.

3. Корзун В. И. Влияние экспозиции склонов на поверхностный сток. — Метеорология и гидрология, 1965, № 11, с. 22—33.
 4. Кузин П. С. Классификация рек и гидрологическое районирование СССР. — Л.: Гидрометеоиздат, 1960. — 455 с.
 5. Кузьмин П. П. Формула приближенной оценки снеготаяния и ее применение для изучения режима на территории Европейской части СССР. — Труды ГГИ, 1958, вып. 65, с. 5—30.
 6. Кузьмин П. П. Процесс таяния снежного покрова. — Л.: Гидрометеоиздат, 1961. — 345 с.
 7. Соколов А. А. О превышении максимальных расходов воды летне-осенних дождевых паводков над расходами весеннего половодья. — Труды ГГИ, 1965, вып. 127, с. 188—195.
 8. Соколовский Д. Л. Речной сток. — Л.: Гидрометеоиздат, 1968. — 540 с.
 9. Соколовский Д. Л. О причинах длительной дискуссии по вопросу гидрологической роли леса и водном балансе лесных и безлесных бассейнов. — Труды ГГИ, 1965, вып. 127, с. 3—9.
 10. Справочник по климату, вып. 12. — Л.: Гидрометеоиздат, 1971: — 428 с.
 11. Ресурсы поверхностных вод СССР, т. 12, вып. 1. — Л.: Гидрометеоиздат, 1971, с. 110—158.
 12. Указания по определению расчетных гидрологических характеристик (СН 435-72). — Л.: Гидрометеоиздат, 1972, с. 7—13.
-

Н. И. ГОРОШКОВА (ГГИ)

ВЕРОЯТНОСТЬ ПРЕВЫШЕНИЯ НАИБОЛЬШИХ ГОДОВЫХ РАСХОДОВ ВОДЫ РЕК ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТРАССЫ БАМ

В практике расчетов максимального стока расходы редкой повторяемости определяются как при наличии, так и при отсутствии материалов наблюдений, отдельно для максимумов разного происхождения. Основная цель исследования статистических параметров и характеристик максимальных расходов, разделяемых по генетическому признаку, заключается в том, чтобы по их значениям установить необходимые параметры расчетных формул, используемых для определения максимальных расходов при отсутствии натурных данных.

При наличии материалов гидрометрических наблюдений в расчетах максимальных расходов используются статистические методы с применением кривых обеспеченности. В отечественной гидрологии, как известно, наиболее часто применяются: биномиальная асимметричная кривая и кривые С. Н. Крицкого и М. Ф. Менкеля. Опыт многолетнего их использования показал приемлемую практическую точность расчетов.

Режим паводочного стока рек рассматриваемого района очень сложный. В период снеготаяния и на спаде весеннего половодья нередко выпадают значительные дожди, поэтому в объемы весенних половодий могут входить до 30—40% дождевых вод. Расчленение гидрографов и выделение снеговой и дождевой составляющих затруднено тем, что сеть метеостанций очень редкая и расположены они, в основном, в долинах рек. В то время как на преобладающей горной части водосборов выпадает снег, долинные метеостанции фиксируют дожди или мокрый снег.

Летне-осенний период здесь характеризуется высокими дождевыми паводками.

По соотношению максимальных расходов весеннего половодья и дождевых паводков на рассматриваемой территории можно выделить три района (рис. 1). Для характеристики соотношения максимальных расходов и статистических параметров весеннего половодья и дождевых паводков в каждом районе выбрано по десять створов. Продолжительность гидрометрических наблюдений в них составляет 16—63 года, площади водосборов колеблются в пределах от 280 до 77 000 км² (см. таблицу).

В первом районе весенние максимальные расходы воды выше наибольших расходов дождевых паводков и их отношение по наивысшим за период наблюдений максимумам составляет 1,1—2,3. Во втором районе наивысшие дождевые расходы выше весенних и отношение весенних максимумов к дождевым равно 0,12—0,92. В третьем районе, на реках которого наибольшие в году расходы

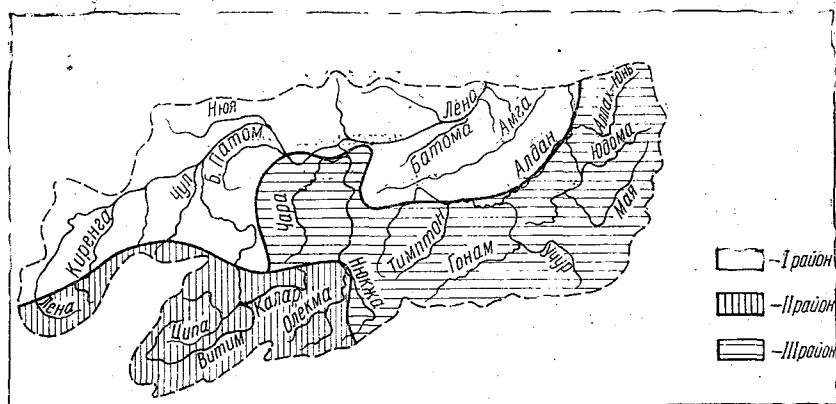


Рис. 1. Схема деления территории по соотношению максимальных весенних (снеговых) и летних (дождевых) расходов воды рек.

в одни годы бывают в период весеннего половодья, а в другие — во время летних дождевых паводков (число таких лет в среднем одинаково), указанное соотношение составляет 0,48—5,1 (см. таблицу).

Статистические параметры талых и дождевых максимумов по всем 30 створам вычислены графо-аналитическим способом и представлены в таблице.

В первом районе средние значения максимальных расходов Q_0 весеннего половодья во всех десяти створах выше в 1,4—4,4 раза Q_0 дождевых паводков. Коэффициенты вариации максимальных расходов талых вод составляют 0,1—0,56, а дождевых паводков 0,32—1,48. Отношения C_s/C_v весеннего половодья равны 1,5—3,0 и только в одном створе, р. Амга—с. Буяга, $C_s/C_v = 5,0$. Коэффициенты асимметрии дождевых максимумов равны (1—3) C_v . В девяти пунктах района кривые обеспеченности максимальных расходов весеннего половодья лежат выше кривых дождевых паводков, т. е. максимумы талых вод редкой вероятности превышения являются расчетными (рис. 2). Лишь в створе р. Жуя—пр-к Светлый за счет более высокого значения C_v дождевых паводков (0,62) по сравнению с C_v весеннего половодья (0,25) их кривая обеспеченности в верхней части (при $p < 10\%$) проходит выше кривой весеннего половодья, хотя среднее значение и наибольшая наблюдаемая величина $Q_{\max}$ у паводков ниже (см. таблицу).

Сравнения максимальных расходов редких повторяемостей, устанавливаемых по кривым максимумов разного генетического происхождения, суммарным и обобщенным кривым обеспеченности

Характеристики половодья и дождевых паводков								Соотношение	
								$\frac{Q_{\max \text{ вес}}}{Q_{\max \text{ дожд}}}$	
Кривые обеспеченности	$Q_0 \text{ м}^3/\text{с}$ п лет	$Q_{\max} \text{ м}^3/\text{с}$ год	C_v	C_s	$Q_{\max 1\%}$	$Q_{\max 5\%}$	$Q_{\max 10\%}$	Наблю-денные	1 %
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10

I группа — реки где преобладают максимумы весеннего половодья

1. р. Лена — д. Змеинова, $F = 140\,000 \text{ км}^2$

половодья	6550	11300							
	59	1924	0,31	$2 C_v$	12000	10100	9700	1,17	1,5
дождевых	2938	9640							
паводков	60	1948	0,56	2	8000	6000	5000		
суммарная					12000	10100	9100		

2. р. Лена — с.Солянка, $F = 770\,000 \text{ км}^2$

половодья	32198	44400	0,20	$2 C_v$	48500	43000	40500	1,6	1,31
	42	1935							
дождевых	19240	33200							
			0,32	$2 C_v$	37000	31000	28000		
паводков	42								
суммарная					48500	43000	40500		

3. р. Киренга — д. Шорохово, $F = 46\,500 \text{ км}^2$

половодья	3850	5540	0,19	$2 C_v$	5800	5150	4830	2,12	1,16
	49	1967							
дождевых	1818	4930							
			0,50	$3 C_v$	5000	3600	3000		
паводков	48	1948							
суммарная					6000	5200	5000		

4. р. Таюра — с. Таюра, $F = 5720 \text{ км}^2$

половодья	446	650	0,30	$3 C_v$	850	700	630	1,54	1,49
	20	1966							
дождевых	174	422							
			0,70	$2,5 C_v$	570	410	340		
паводков	19	1973							
суммарная					860	810	620		

Продолжение

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
---	---	---	---	---	---	---	---	---	----

5. р. Б. Патом — с. Патома, $F = 27\,600 \text{ км}^2$

половодья	3380	5670	0,33	$2 C_v$	6470	5360	4810	1,94	1,75
	41	1958							
дождевых	1236	2920	0,63	$2 C_v$	3700	2700	2800		
паводков	42	1964							
суммарная					6600	5420	4800		

6. р. Моголь — с. Моголь, $F = 1950 \text{ км}^2$

половодья	183	233	0,25	$2 C_v$	321	276	253	1,8	1,69
	20	1969							
дождевых	73	126	0,47	$3 C_v$	190	140	120		
паводков									
суммарная	26	1973			321	276	253		

7. р. Миня — гм. п. Миня, $F = 4800 \text{ км}^2$

половодья	1130	1410	0,17	$3 C_v$	1650	1470	1380	1,77	2,14
	19	1959							
дождевых	432	799	0,50	$1 C_v$	780	540	440		
паводков	18	1957							
суммарная					1660	1470	1380		

8. р. Жуя — пр-к Светлый, $F = 4790 \text{ км}^2$

половодья	571	865	0,25	$3 C_v$	991	841	769	1,10	0,83
	28	1970							
дождевых	416	784	0,62	$2 C_v$	1200	900	760		
паводков	27	1960							
суммарная					1240	980	860		

9. р. Синяя — местн. Песчаное, $F = 30\,400 \text{ км}^2$

половодья	690	1770	0,56	$1,5 C_v$	1810	1410	1210	2,21	1,89
	32	1959							
дождевых	151	802	1,48	$1,5 C_v$	960	640	480		
паводков	31	1946							
суммарная					1810	1400	1210		

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
10. р. Амга — с. Буйга, $F = 23\,900 \text{ км}^2$									
половодья	1880	(4210)	0,34	5 C_v	4730	3520	2970	2,28	2,15
	42	1962							
дождевых	558	1850	0,85	2 C_v	2200	1500	1200		
паводков	40	1957							
суммарная					4730	3570	2920		

II группа — реки с преобладанием дождевых паводков

1. р. Лена — с. Чанчур, $F = 4690 \text{ км}^2$

половодья	313	500	0,30	3 C_v	610	500	448	0,57	0,69
	21	1970							
дождевых	262	883	0,73	2 C_v	880	620	520		
паводков	20	1942							
суммарная					880	630	550		

2. р. Правая Иликта — с. Б. Тарель, $F = 1450 \text{ км}^2$

половодья	68,5	96,6	0,33	0,5 C_v	124	108	99,7	0,73	0,77
	20	1970							
дождевых	60,9	132	0,50	1 C_v	161	151	116		
паводков	20	1959							
суммарная					160	133	120		

3. р. Бирюлька — с. Бирюлька, $F = 280 \text{ км}^2$

половодья	4,80	11,5	0,77	1,7 C_v	16,8	11,9	9,75	0,42	0,59
	26	1967							
дождевых	5,67	27,4	1,10	2 C_v	28,5	18,0	13,5		
паводков	26	1967							
суммарная					28,6	18,3	14,8		

4. р. Манзурка — д. Зуева, $F = 3280 \text{ км}^2$

половодья	62,8	189	0,84	2,5 C_v	256	169	131	0,92	0,90
	23	1964							
дождевых	66,9	206	0,91	2 C_v	285	190	150		
паводков	23	1965							
суммарная					312	223	180		

Продолжение

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
---	---	---	---	---	---	---	---	---	----

5. р. Ципикан — с. Ципикан, $F = 5990 \text{ км}^2$

половодья	244 16	646 1974	0,85	$2 C_v$	957	652	517	0,59	0,59
дождевых	564	1090							
паводков	16	1966	0,60	$2 C_v$	1620	1220	1020		
суммарная					1660	1230	1040		

6. р. Витим — с. Романовка, $F = 18\,200 \text{ км}^2$

половодья	277 32	826 1973	0,87	$2 C_v$	1090	729	571	0,20	0,20
дождевых	1650	4020							
паводков	40	1936	0,68	$1,5 C_v$	5300	3800	3100		
суммарная					5300	3800	3100		

7. р. Витим — с. Калакан, $F = 66\,300 \text{ км}^2$

половодья	1090 23	4210 1974	0,87	$2 C_v$	4500	2980	2320	0,85	0,65
дождевых	2520	4970							
паводков	23	1971	0,55	$2 C_v$	6900	5200	4400		
суммарная					6950	5230	4520		

8. р. Калакан — с. Калакан, $F = 10\,700 \text{ км}^2$

половодья	590 23	1120 1962	0,64	$2 C_v$	1950	1360	1120	0,35	0,48
дождевых	1665	3230							
паводков	27	1973	0,49	$1 C_v$	4100	3200	2750		
суммарная					4100	3200	2750		

9. р. Каренга — с. Тунгокочен, $F = 3670 \text{ км}^2$

половодья	74,4 21	441 1971	1,6	$2 C_v$	572	308	204	0,50	0,49
дождевых	305	872							
паводков	25	1973	0,82	$2 C_v$	1160	800	640		
суммарная					1170	810	640		

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
10. р. Б. Амалат — с. Усть-Антосе, $F = 2100 \text{ км}^2$									
половодья	30,0	110	1,22	$2 C_v$	200	118	83,7	0,12	0,16
	24	1964							
дождевых	240	880	1,11	$2 C_v$	1220	780	580		
паводков	28	1949							
суммарная					1220	780	580		

III группа — реки, на которых максимальные расходы воды
бывают как снегового, так и дождевого происхождения

1. р. Алдан — г. Томмот, $F = 49\,500 \text{ км}^2$									
половодья	5900	9860	0,27	$2 C_v$	10300	8800	8040	1,30	1,30
	41	1933							
дождевых	2730	7580							
паводков	50	1958	0,58	$2,6 C_v$	7960	5790	4820		
суммарная					10430	8840	8100		
обобщенная	5900	9860							
	50	1933	0,27	$2 C_v$	10300	8800	8040		

2. р. Б. Хатами — пос. Б. Хатами, $F = 473 \text{ км}^2$									
половодья	94,2	146	0,28	$2 C_v$	166	142	129	1,38	1,28
	23	1963							
дождевых	31,4	106	0,84	$2,5 C_v$	130	85,5	65,6		
паводков	23	195							
суммарная					170	144	130		
обобщенная	94,2	146	0,28	$2 C_v$	166	142	129		
	23	1963							

3. р. Тимптон — местн. Усть-Баралас, $F = 43\,700 \text{ км}^2$									
половодья	2270	4340	0,40	$2,5 C_v$	5040	3980	3480	0,89	0,84
	21	1963							
дождевых	2500	4840	0,49	$2,0 C_v$	6180	4790	4130		
паводков	21	1958							
суммарная					6290	4990	4380		
обобщенная	2985	4840	0,32	$3,8 C_v$	5994	4810	4265		
		1958							

Продолжение

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
---	---	---	---	---	---	---	---	---	----

4. р. Чульман — пос. Чульман, $F = 3840 \text{ км}^2$

половодья	813 27	1610 1963	0,43	$2,3C_v$	1870	1470	1280	0,98	0,89
дождевых паводков	827 27	1650 1958	0,49	$2,5C_v$	2100	1595	1366		
суммарная обобщенная	1016 27	1650 1958	0,35	$1,7C_v$	2190 2010	1740 1660	1525 1500		

5. р. Чара — с. Чара, $F = 4150 \text{ км}^2$

половодья	512 19	858 1966	0,51	$0,5C_v$	1300	1000	853	0,48	0,65
дождевых паводков	612 25	1770 1965	0,65	$3,0C_v$	2000	1350	1100		
суммарная обобщенная	715 25	1770 1965	0,38	$4,0C_v$	2000 1620	1400 1240	1200 1070		

6. р. Туолба — с. Алексеевка, $F = 1440 \text{ км}^2$

половодья	1220 37	2280 1935	0,41	$2,0C_v$	2660	2130	1890	0,82	1,06
дождевых паводков	444 37	2770 1957	1,24	$2,0C_v$	2500	1500	1100		
суммарная обобщенная	135 37	2770 1957	0,41	$3,0C_v$	2910 3150	2280 2430	1980 2100		

7. р. Б. Ыллымах — пос. Ыллымах, $F = 2710 \text{ км}^2$

половодья	656 23	944 1955	0,31	$0 C_v$	1139	994	911	1,3	1,30
дождевых половодья	290 23	747 1957	0,70	$2,3C_v$	975	686	559		
суммарная обобщенная	675 23	944 1955	0,30	$0,3C_v$	1180 1178	1015 1025	940 946		

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
---	---	---	---	---	---	---	---	---	----

8. р. Тимптон — пос. Нагорный, $F = 613 \text{ км}^2$

половодья	159	510	0,82	$2,5C_v$	628	420	328	0,73	0,98
	45	1934							
дождевых	232	698	0,57	$3 C_v$	640	480	410		
паводков	45	1958							
суммарная	257	698	0,50	$3 C_v$	710	540	460		
обобщенная	45	1958			684	512	435		

9. р. Миль — местн. Моннюбут, $F = 4190 \text{ км}^2$

половодья	76	228	1,13	$2 C_v$	398	248	185	5,1	7,2
	17	1962							
дождевых	8,25	45	1,34	$2 C_v$	55	35	25		
паводков	17	1958							
суммарная					398	248	186		
обобщенная	80	288	1,07	$2,5C_v$	410	250	180		
	17	1962							

10. р. Учур — б. Чюльбю, $F = 108\,000 \text{ км}^2$

половодья	11700	20200	0,47	$3 C_v$	27470	21140	18280	0,94	0,92
	22	1956							
дождевых	12300	21600	0,48	$1,5C_v$	30000	23000	20000		
паводков	22	1956							
суммарная					31400	25000	21900		
обобщенная	14460	21600	0,30	$3 C_v$	27560	22090	20390		
	22	1956							

Во втором районе, где наивысшие за период наблюдений дождевые максимумы превалируют над соответствующими значениями максимальных расходов весеннего половодья, получены следующие параметры. В восьми створах Q_0 дождевых паводков выше и только в двух ниже Q_0 весенних половодий (р. Лена — с. Чанчур, р. Правая Иликта — с. Б. Тарель). Значения C_v соответственно колеблются в пределах 0,49—1,11 и 0,30—1,60, а C_s/C_v

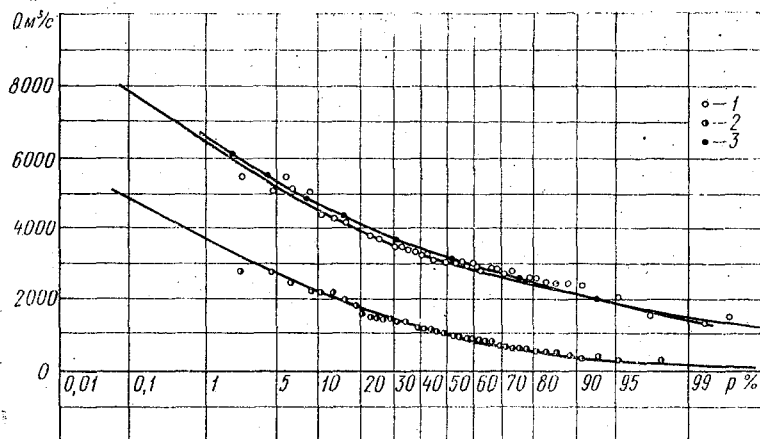


Рис. 2. Кривые обеспеченности максимальных расходов
р. Б. Патом — с. Патома:

1 — весеннего половодья; 2 — дождевых паводков; 3 — суммарная кривая обеспеченности по формуле (1).

в обоих случаях равны примерно 2,0. Максимальные расходы дождевых паводков редких вероятностей превышения во всех створах выше максимумов весенних половодий соответствующих повторяемостей и являются расчетными (рис. 3).

На реках третьего района, где как отмечалось выше, годовые максимумы в одни годы бывают в период весеннего половодья, а в другие — во время летних паводков, Q_0 дождевых паводков в пяти створах выше их значений для весенних половодий на 1—31%. В восьми случаях наибольшие наблюдаемые расходы весенних половодий ниже максимальных расходов дождевых паводков. Значения C_v максимумов талых вод изменяются от 0,28 до 1,13, дождевых — от 0,48 до 1,34. Отношения C_s/C_v соответственно равны 2 (7 случаев) и 2—3 (см. таблицу). Кривые обеспеченности тех и других максимумов располагаются близко друг к другу, различие в их очертаниях обусловлено в основном разными значениями C_v и C_s (рис. 4). Максимальные расходы вероятностью превышения 1—10% чаще более высокие по дождевым паводкам.

В тех случаях, когда годовые максимумы талых и дождевых вод близки между собой или превалируют одни над другими в раз-

ные годы, их расчетные значения редкой обеспеченности устанавливаются по так называемым суммарным кривым. Для их построения в СН 435-72 [1, 4, 5] рекомендуется формула С. Н. Крицкого и М. Ф. Менкеля

$$p = (p_1 + p_2 - p_1 p_2) \cdot 100\%, \quad (1)$$

где p_1 — вероятность превышения расчетного максимального расхода Q_p талых вод; p_2 — вероятность превышения той же величины Q_p дождевого паводка. Вероятности превышения p_1 и p_2 в формуле (1) принимаются в долях единицы.

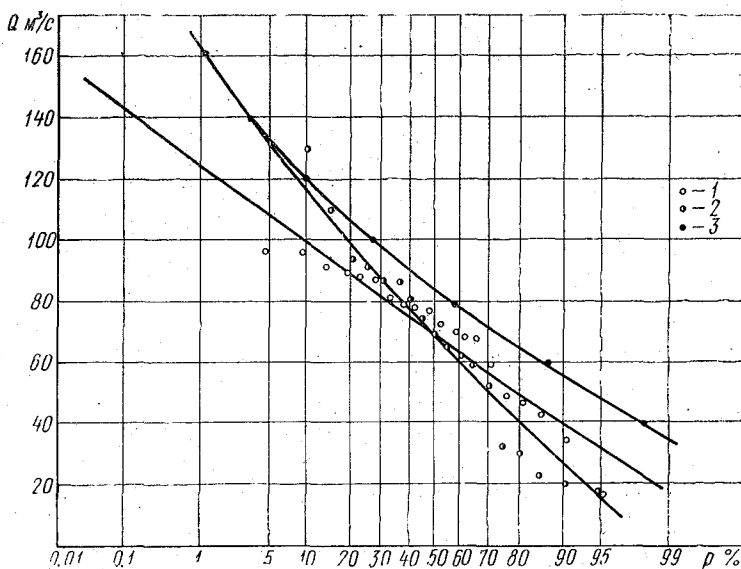


Рис. 3. Кривые обеспеченности максимальных расходов р. Правая Иликта—с. Б. Тарель:

1 — весеннего половодья; 2 — дождевых паводков; 3 — суммарная кривая обеспеченности, построенная по формуле (1).

Суммарные кривые обеспеченности были построены не только для рек третьего района, где генетически разнородные годовые максимумы наблюдаются в разные годы, но и для рек первого и второго районов, на которых их значения в отдельных створах бывают близки между собой. Для этого были использованы кривые обеспеченности максимальных расходов весеннего половодья и дождевых паводков (исходные кривые) по каждому из 30 створов. Во всех случаях суммарная кривая располагается выше верхней исходной кривой. Причем по рекам третьего района, где исходные кривые сравнительно близки между собой, суммарная кривая дает максимальные расходы повторяемостью 1—10% выше, чем верхняя исходная кривая, на 2—15%.

Суммарные кривые, построенные для рек первого района, проходят несколько выше (на 2—5%) или почти сливаются с кривыми обеспеченности максимальных расходов весеннего половодья. Тоже можно сказать и о реках второго района, для которых суммарные кривые, построенные по формуле (1), в 50% случаев сливаются с кривыми обеспеченности дождевых паводков, а в остальных случаях проходят на 1—9% выше их.

При расчете водопропускных и водосбросных сооружений и их эксплуатации иногда является желательным определять статистические параметры по ряду ежегодных максимумов независимо от

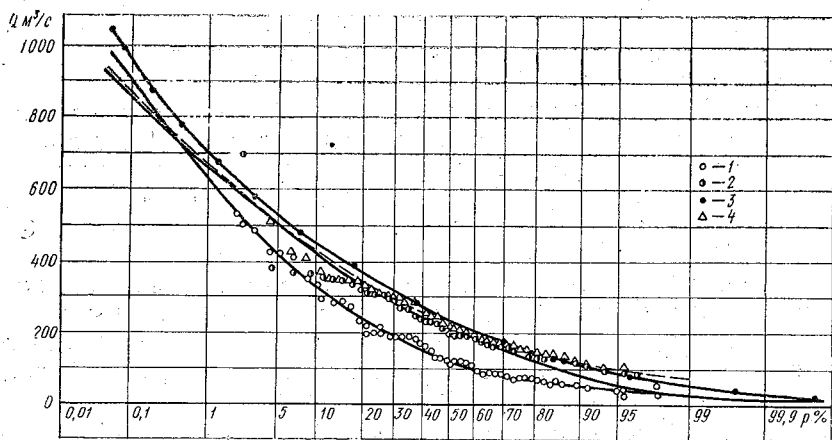


Рис. 4. Кривые обеспеченности максимальных расходов р. Тимптон—пос. Нагорный:

1 — весеннего половодья; 2 — дождевых паводков; 3 — суммарная кривая по формуле (1); 4 — обобщенная кривая, построенная по рядам ежегодных максимумов.

их генетического происхождения. Такие расчеты выполнены по материалам наблюдений в тех же 10 створах третьего района. Статистические параметры этих генетически разнородных максимумов характеризуются следующими значениями: Q_0 во всех случаях больше соответствующих величин генетически однородных рядов, коэффициенты вариации имеют более низкие значения и составляют 0,27—1,07, соотношение C_s/C_v равно 2—4 (см. таблицу). Построенные по этим рядам обобщенные кривые обеспеченности лежат близко к кривым, построенным по формуле (1). Однако следует иметь в виду, что в зоне обеспеченностей $p < 10\%$ обобщенные кривые дают несколько меньшие величины максимумов, чем их значения, установленные по суммарным кривым (рис. 4).

В результате выполненных исследований можно сделать следующие выводы. Вследствие сложного сочетания климатических факторов и факторов подстилающей поверхности максимальные

расходы весеннего половодья и дождевых паводков и их статистические параметры по рекам рассматриваемого района колеблются в значительных пределах.

Результаты определения обеспеченных величин максимальных расходов по суммарным кривым и сравнение их с соответствующими максимумами, установленными по кривым весенних половодий и дождевых паводков, дают основание считать, что в тех случаях, когда генетически разнородные максимумы близки между собой по абсолютным значениям, суммарные кривые, построенные с помощью формулы (1), дают более высокие или сравнительно близкие максимумы редких вероятностей ежегодного превышения по сравнению с их значениями, установленными по той или иной исходной кривой. Поэтому в таких случаях следует пользоваться рекомендациями СН 435-72.

Кривые, построенные по рядам ежегодных максимумов независимо от их генетического происхождения, лежат близко к кривой, построенной по формуле (1). Максимальные расходы обеспеченностью менее 10%, полученные по этим кривым, оказались меньше аналогичных величин, снятых с кривых, построенных по формуле (1).

В районах со сложным режимом весеннего половодья и дождевых паводков целесообразно вести параллельные расчеты генетически разнородных максимумов независимо от того, какие из них являются наибольшими, поскольку и те и другие бывают достаточно высокими и могут быть расчетными.

Нередко наибольшие расходы дождевых паводков, которые проходят в вегетационный период, представляют не меньший интерес, чем превышающие их по величине максимумы весенних половодий, особенно при использовании пойменных участков и участков непосредственно примыкающих к реке. В тех случаях, когда дождевые паводки по величине максимальных расходов превышают весенние половодья, последние учитываются при лесосплаве, проектировании ледорезов и строительстве на пойменных участках, а также при обваловании речных пойм для их сельскохозяйственного освоения, особенно принимая во внимание, что уровни воды весеннего половодья, проходящего часто поверх льда, при ледоходе и заторах, бывают очень высокими.

ЛИТЕРАТУРА

1. Крицкий С. Н., Менкель М. Ф. Гидрологические основы речной гидротехники. — М.—Л.: Изд. АН СССР, 1950. — 392 с.
2. Основные гидрологические характеристики (за 1963—1970 гг. и весь период наблюдений), т. 17. Лено-Инди́гирский район. — Л.: Гидрометеиздат, 1975, с. 3—179.
3. Ресурсы поверхностных вод СССР, т. 17. Лено-Инди́гирский район. — Л.: Гидрометеиздат, 1972, с. 5—249.
4. Рождественский А. В., Чеботарев А. И. Статистические методы в гидрологии. — Л.: Гидрометеиздат, 1974. — 424 с.
5. Указания по определению расчетных гидрологических характеристик (СН 435-72). — Л.: Гидрометеиздат, 1972. — 19 с.

А. А. САМОХИН (ЛГМИ)

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ НЕКОТОРЫХ ХАРАКТЕРИСТИК ВОДООТДАЧИ ИЗ СНЕГА

Подобно тому как для познания законов формирования дождевых паводков на реках необходимы наблюдения над количеством, интенсивностью, распределением во времени и по площади водосбора дождей или ливней, так для исследования формирования и расчета максимумов весенних половодий на реках необходимы количественные данные о режиме водоотдачи из снега на площади водосбора.

Это положение отчетливо прослеживается по изменению структуры наиболее применяемых в практике формул расчета максимального стока за последние 30—40 лет.

В 30—40-е годы максимумы дождевого и снегового происхождения часто рассчитывали по одной и той же редукционной формуле вида

$$q_p = \frac{A_p}{(F + 1)^n}, \quad (1)$$

где q_p — максимальный модуль стока $p\%$ -ной обеспеченности; A_p — максимальная интенсивность водоотдачи от дождя или снеготаяния $p\%$ -ной обеспеченности; F — площадь водосбора реки; n — показатель степени редукции водоотдачи по площади водосбора.

В прошлом значения A_p определялись обратным путем по значениям максимальных расходов воды той же обеспеченности, используя формулу (1). Полученные таким образом значения A_p картировались, а также публиковались в справочной гидрологической литературе.

При расчете максимального стока талых и дождевых вод для неизученных рек значения A_p устанавливались по картам изолиний или по рекам-аналогам.

По мере накопления и обработки характеристик дождей максимумы стока дождевого происхождения стали рассчитываться по формулам вида

$$q_{\max} = ka_\alpha \alpha \varphi, \quad (2)$$

где $q_{\max}$ — максимальный модуль стока дождевого паводка; k — коэффициент размерности; a_t — максимальная интенсивность дождя за время добегания τ ; α — коэффициент стока; φ — коэффициент полноты стока.

Расчет же максимумов стока талых вод ведется по сути дела по-старому, используя параметр A_p или по формуле СН 435-72 вида

$$q_p = \frac{k_b h_{b,p}}{(F + 1)^n}, \quad (3)$$

где k_b — параметр, характеризующий дружность половодья на малых реках и равный отношению максимальной интенсивности водоотдачи к слою водоотдачи за период половодья; $h_{b,p}$ — слой стока весеннего половодья $p\%$ -ной обеспеченности; остальные обозначения прежние.

При этом параметры A_p и k_b получены не по количественным характеристикам водоотдачи, а путем обратных вычислений в комплексе с другими параметрами, так как $A_p = a_{\max,p} \alpha$.

Исходя из вышеприведенного становится очевидным, что исследование характеристик водоотдачи имеет большое научное и практическое значение.

Фактические (инструментальные) наблюдения за водоотдачей из снега производились только на ВНИГЛ в течение 7 лет. Этот короткий срок наблюдений явно недостаточен для статистической обработки. Поэтому в настоящем исследовании за ход водоотдачи принимался сток с водонепроницаемой площадки № 3, расположенной на Приусадебном логу с периодом наблюдений в 15 лет. Такое отождествление можно считать вполне допустимым, так как ход стока с водонепроницаемой площадки соответствует ходу водоотдачи из снега на установках той же экспозиции. Правомерность такого отождествления подтверждается сопоставлением данных в годы параллельных наблюдений на установках В. А. Урываева и водонепроницаемой площадки, из которых видно, что сток с водонепроницаемой площадки, имеющий северо-восточную экспозицию, повторяет в основных чертах ход водоотдачи установки В. А. Урываева, расположенной на склоне северной экспозиции. При этом максимальные значения водоотдачи из снега наблюдаются в одни и те же дни, а абсолютные величины их отличаются не более чем на 10—15%.

В результате обработки почасовых записей хода расходов воды по водонепроницаемой площадке № 3 за интервалы времени от 1 часа до 10 суток были получены данные по интенсивности водоотдачи за соответствующие интервалы времени за весь 15-летний период наблюдений.

При анализе хода водоотдачи за весь период наблюдений была выявлена четко выраженная зависимость ее интенсивности от продолжительности.

Необходимо отметить, что в первые 2—4 часа после максимума интенсивности водоотдачи, она, как правило, незначительно уменьшается. Это обусловлено малой изменчивостью снеготаяния во время дневного максимума теплоприхода к снежной поверхности, длительность которого обычно составляет 1—3 часа. Лишь в годы формирования максимальной из ряда наблюдений интенсивности водоотдачи прослеживается резкое ее уменьшение в первые же часы после наступления максимума.

В настоящем исследовании была произведена статистическая обработка максимальных интенсивностей водоотдачи за различные периоды их осреднения, были получены параметры кривых обеспеченностей интенсивности водоотдачи. Результаты этих расчетов сведены в таблицу.

Анализ данных таблицы показывает, что средняя интенсивность водоотдачи, как и следовало ожидать, уменьшается с увеличением периода осреднения. Причем наиболее резкое уменьшение интенсивностей водоотдачи наблюдается при периоде осреднения в 12 и 24 часа. Это объясняется тем, что при осреднении интенсивностей водоотдачи за эти периоды времени складываются наибольшие и наименьшие их величины, обусловленные суточным ходом.

Период осреднения, ч	1	2	4	6	12	24	48	96	144	240
Средняя интенсивность водоотдачи, мм/ч	4,06	3,92	3,50	3,10	2,24	1,40	1,16	0,90	0,74	0,64
C_v	0,40	0,36	0,29	0,30	0,34	0,44	0,42	0,38	0,39	0,38
C_s/C_v	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	-1,0	-2,0	-3,0	-3,0	-3,0

Наибольшие абсолютные значения коэффициентов изменчивости интенсивностей водоотдачи (около 0,40) наблюдаются при периоде осреднения 1—2 часа и 1—2 суток. С увеличением периода осреднения, особенно в пределах полусуток, значения C_v уменьшаются.

Такое изменение абсолютных значений коэффициентов изменчивости связано с различием в отдельные годы условий формирования водоотдачи. На интенсивность водоотдачи в любом конкретном году влияют различия в приходе прямой и рассеянной солнечной радиации, а следовательно, различия в датах снеготаяния, а также и различия в адвекции тепла или холода воздушными массами в периоды снеготаяния.

Кроме этого, на величину коэффициентов изменчивости влияют величины и характер распределения снегозапасов, структурное

состояние снежного покрова, наличие или отсутствие жидких и твердых осадков в период снеготаяния в разные годы и т. д.

Резюмируя, можно сказать, что интенсивность водоотдачи зависит от большого числа факторов, которые принимают различные значения в отдельные годы. Совокупное воздействие этих факторов в одном направлении явление чрезвычайно редкое, что и отражается на абсолютных значениях водоотдачи отдельных лет.

С увеличением периода осреднения от 1 часа до 4—6 часов и от 1 суток до 10 суток абсолютные значения метеорологических факторов, влияющих на интенсивность водоотдачи, также сглаживаются, последствием чего и является уменьшение коэффициентов изменчивости водоотдачи.

Из анализа результатов расчетов также видно закономерное изменение коэффициента асимметрии. Как видно из таблицы, значения коэффициента асимметрии C_s кривых обеспеченности максимальной интенсивности водоотдачи с периодом осреднения до 12 часов равны $2C_v$. С дальнейшим увеличением интервала осреднения происходит уменьшение соотношения C_s/C_v и кривая обеспеченности максимальной среднесуточной интенсивности водоотдачи имеет уже коэффициент асимметрии C_s , равный минус C_v . Такое соотношение C_s/C_v можно объяснить сложением дневных и ночных значений интенсивностей водоотдачи при определении ее среднесуточных значений.

При последующем увеличении периода осреднения происходит сложение различных интенсивностей водоотдачи не только внутри суток, но и между ними, поэтому коэффициенты асимметрии кривых обеспеченностей принимают значения, равные минус $2-3C_v$.

По произведенным в исследовании статистическим расчетам была построена эмпирическая зависимость интенсивности водоотдачи 1%-ной обеспеченности от ее продолжительности. Эта зависимость в несколько спрямленном виде может быть записана выражением

$$a_{t\ 1\%} = \frac{8,7}{t^{0,35}} \text{ мм/ч.}$$

Как и следовало ожидать, показатель редукции интенсивности водоотдачи из снега, по продолжительности равный 0,35, меньше показателя редукции интенсивности дождей, равного для ливней и ливневых дождей 0,67.

Такое различие в коэффициентах редукции интенсивностей водоотдачи из снега и дождей вызывается более плавным и равномерным ходом снеготаяния и водоотдачи талых вод по сравнению с ходом дождей.

В заключение следует отметить, что в статье впервые публикуются результаты расчета статистических параметров интенсивности водоотдачи, полученные путем обработки инструментальных

наблюдений за водоотдачей из снега, и параметров зависимости интенсивности водоотдачи от периода осреднения.

Однако эти результаты справедливы лишь для условий склона северо-восточной экспозиции Приусадебного лога ВНИГЛ и поэтому не могут быть распространены полностью на водосборы малых рек, особенно в других географических районах.

В ходе исследования по материалам ВНИГЛ было установлено различие в ходе интенсивности водоотдачи на склонах разной экспозиции, особенно в весны с преобладанием ясной и солнечной погоды.

К сожалению, в настоящее время на стоковых и воднобалансовых станциях не ведутся наблюдения за ходом стока с водонепроницаемых площадок. Для познания закономерностей формирования максимального стока талых вод такие наблюдения на склонах разной экспозиции и в различных районах СССР крайне необходимы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Кузьмин П. П. Процесс таяния снежного покрова. — Л.: Гидрометеиздат, 1961. — 344 с.
 2. Самохин А. А. Анализ и методика расчета основных элементов весеннего половодья рек лесостепной и степной зон ЕТС. — Труды ЛГМИ, 1958, вып. 7, с. 31—54.
 3. Соколовский Д. Л. Речной сток. — Л.: Гидрометеиздат, 1968. — 539 с.
 4. Материалы наблюдений ВНИГЛ, 1936—1969 гг. — Л.: Гидрометеиздат.
-

Н. Н. СОЛОВЬЕВА (ЛГМИ)

ХАРАКТЕРИСТИКА ПОЛЕЙ ЖИДКИХ ОСАДКОВ

1. СОСТОЯНИЕ ВОПРОСА

Структура полей жидких осадков к настоящему времени изучена недостаточно. Это объясняется, с одной стороны, прикладным направлением исследований пространственных характеристик осадков — их большинство направлено на решение задач, связанных с расчетами максимального стока. С другой стороны — недостаточным количеством экспериментальных материалов. Для определения характеристик полей осадков необходима густая сеть пунктов наблюдений на достаточно больших площадях, соизмеримых с зонами дождей. Такие данные практически отсутствуют.

Размеры полей осадков изучались многими авторами. Но чаще всего результаты исследований несравнимы между собой, вследствие использования различных методик обработки и разного рода ограничений при отборе исходных данных. Обобщающих систематических работ, посвященных изучению характеристик полей жидких осадков, до сих пор нет. Поэтому ниже дан краткий обзор основных направлений исследований пространственной структуры жидких осадков.

1.1. Характеристика зон и очагов дождей

Одним из первых исследователей величин площадей, занятых осадками различной интенсивности, и неравномерности распределения осадков по площади был И. Е. Долгов. По материалам специально созданной густой сети дождемеров и трех самописцев дождей в Пологовском районе на Украине им были получены соотношения между площадью распространения ливня и его интенсивностью. По данным Долгова с уменьшением интенсивности от 2,2—2,0 до 0,8—0,5 мм/мин площадь орошения дождем увеличивается от 4—8 до 65—350 км² [10].

И. И. Касаткиным были проведены исследования размеров полей жидких осадков на территории Московской окружной железной дороги. По его данным непрерывные зоны дождей имеют ширину в 3—5 км, длину до 20 км [12].

Для ливней Черноморского побережья Кавказа А. О. Карачевский-Волк установил и связь между площадью орошения P_0 в км² и продолжительностью дождя T в мин, которая имеет вид $P_0 = 3\sqrt{T}$ [13].

Из первых зарубежных исследователей пространственных характеристик дождей следует отметить работы Хортон [17, 24]. В [17] зависимость слоя осадков от площади орошения представлена уравнением

$$\bar{P} = P_0 e^{-kA^n},$$

где $\bar{P}$ — средний по площади A слой осадков; P_0 — максимальный слой в центре дождя; k и n — постоянные ливня.

Наиболее фундаментальные исследования выполнены в Государственном гидрологическом институте.

З. П. Богомазовой и З. П. Петровой исследованы площади распространения зон осадков в районах Северо-Запада, Центра ЕТС и территории УССР [2—4]. Ими получена расчетная зависимость среднего по площади слоя осадков H от площади охвата дождем F , которая имеет вид

$$H = \frac{H_{100}}{1 + kF^m},$$

где H_{100} — слой осадков в центре зоны дождя на площади в 100 км²; k и m — параметры, зависящие от продолжительности дождя. Для Северо-Запада k изменяется в пределах 0,001 ÷ 0,003; $m = 0,80 \div 0,55$ при изменении продолжительности дождей от 1 до 5—6 суток. Для Центральных и Южных районов ЕТС принято $k \div 0,001$, $m = 0,80$.

Некоторые исследователи в качестве характеристики полей осадков принимали так называемые коэффициенты редукции осадков по площади. Коэффициенты редукции представляют собой отношение среднего на заданной площади слоя осадков к максимальному в центре дождя. В работах [9, 17, 18, 22] даны изменения коэффициентов в зависимости от площади для бассейнов Амура, Колымы, Алма-Атинки, территории США.

Размеры очагов осадков за наиболее короткие 15-минутные интервалы времени исследованы Ж. Д. Алибеговой [1]. Установлено, что очаги осадков имеют эллиптическую форму, преобладают очаги с протяженностью большей оси до 10 км, малой оси — до 5 км.

Таким образом, во всех работах, посвященных исследованию размеров зон дождей и зависимости слоев дождей от площадей охвата, установлен факт уменьшения слоев с увеличением площадей. Следует отметить, что большинство исследований выполнено по данным суточных и полусуточных сумм осадков. Записи дождей самописцами использовались в ограниченном количестве.

Учитывая небольшую густоту дождемерной сети, можно предположить, что при расчете пространственных характеристик в результаты включены данные по нескольким дождям, т. е. показаны суммарные размеры полей осадков за принятые интервалы времени.

Рядом исследователей пространственных характеристик дождей отмечается пятнистость в распределении дождей на площади [1, 11, 16, 19, 20]. Определение размеров отдельных пятен дождей производилось по данным сгущенной дождемерной сети, которая имеется на некоторых водно-балансовых станциях и экспериментальных полигонах. Большинство определений выполнено по данным суточных и полусуточных сумм осадков.

По исследованиям А. А. Исаева для условий нечерноземной зоны ЕТС площади отдельных пятен дождей составляют в среднем около 30 км², причем в дни с дождями на территории полигона в 3600 км² наблюдается около 10 отдельных очагов.

По данным Ж. Д. Алибеговой в южных районах ЕТС и в Заволжье площади отдельных очагов дождей в 60% случаев не превышают 20 км².

Таким образом, исследования размеров отдельных очагов дождей весьма ограничены.

1.2. Степень заполнения площадей осадками

Вследствие большой пятнистости в распределении осадков на площади встает задача определения степеней заполнения заданных площадей осадками различной интенсивности. В литературе имеются некоторые результаты по исследованиям этой задачи [1, 14, 15, 21].

Степень заполнения заданной площади осадками обычно оценивается коэффициентом заполнения, т. е. отношением площади, покрытой осадками, к всей площади исследуемой территории.

В [21] даются степени заполнения площади экспериментального метеорологического полигона (ЭМП). Получено, что на площади в 3750 км² ЭМП в 71% всех случаев суточные суммы осадков со слоем 0,1 мм занимают $\leq 25\%$ площади полигона. По данным [14, 15] осадки со слоем ≥ 20 мм в 60—70% случаев занимают лишь 1—5% площади полигона. По данным [1] в 70% случаев осадки в 30 мм заполняют не больше 5% территории ЭМП.

1.3. Корреляционные связи слоев осадков в различных пунктах

В ряде работ [1, 5—8, 25] исследуются корреляционные связи между слоями осадков в пунктах, удаленных на различные расстояния. Корреляционные функции могут быть представлены в виде

$$r_L = r_{L_0} e^{-\frac{L}{L_0}},$$

где r_L — коэффициент корреляции слоев осадков в пунктах, удаленных на расстояние в L км; r_{L_0} — параметр корреляции, численно равный коэффициенту корреляции слоев осадков в пунктах, удаленных на расстояние, равное радиусу корреляции — L_0 ; e — основание натуральных логарифмов.

Исследования корреляционных функций в большинстве работ выполнены по данным суточных слоев осадков.

Обобщая результаты работ различных авторов по пространственным характеристикам дождей, можно сделать следующие выводы.

Размеры площадей, занятых дождями различной интенсивности, и зависимости слоев от площадей распространения определены в основном для выдающихся дождей. Рекомендации по пространственным характеристикам дождей в большинстве работ сводятся к значениям коэффициентов редукции для площадей различных градаций.

Степени заполнения дождями заданных площадей, так же как и другие пространственные характеристики, определены по суточным суммам осадков. Это дает основание предполагать, что в результаты могут быть включены суммарные значения характеристик от нескольких дождей. Таким образом, до настоящего времени недостаточно изучены пространственные характеристики полей жидких осадков за короткие (мгновенные) интервалы времени.

Вместе с тем сведения о размерах мгновенных площадей, занятых осадками, представляют собой большой интерес. Исследования по определению таких характеристик могут быть выполнены только по материалам густой сети самописцев дождей, размещенных на достаточно больших площадях.

2. ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

Для изучения пространственных характеристик дождей за короткие (мгновенные) интервалы времени необходима густая сеть самописцев дождей. Сеть гидрометслужбы не дает возможности провести такие исследования, так как расстояния между пунктами с самописцами обычно больше протяженности зон дождей.

Некоторое сгущение сети имеется на водно-балансовых (стоковых) станциях и экспериментальных полигонах. Материалы наблюдений над осадками по стоковым станциям публикуются с ограничениями, данные же экспериментальных полигонов до настоящего времени не опубликованы. Это ограничивает возможности.

На территории СССР в разное время работало 24 стоковых станций. Они расположены в различных физико-географических зонах, большая часть станций расположена в пределах ЕТС.

Из всех станций наибольшую площадь полигона с самописцами имеет Валдайская научно-исследовательская гидрологическая лаборатория (ВНИГЛ).

ВНИГЛ расположена в центральной части Валдайской возвышенности. Пункты наблюдения над осадками расположены вокруг г. Валдая в радиусе 50 км.

Ландшафт Валдайской возвышенности холмисто-моренный с выраженным чередованием холмов различной высоты и формы и заболоченных понижений между ними. На отдельных участках холмы сменяются грядами и слабоволнистой равниной. Центральная и южная части района исследований размещены на гребне Валдайской возвышенности с высотами 200—250 м. В западном и восточном направлениях от гребня местность значительно понижается, в западном до отметок в 50, в восточном до 170—150 м.

Территория ВНИГЛ расположена в северной части подзоны смешанных лесов, характеризующейся избыточным увлажнением. По климатическому районированию относится к западной атлантико-континентальной области.

Годовое количество осадков в районе Валдая составляет 650 мм, что больше годовой суммы осадков в прилегающих равнинных районах. С орографией местности связаны различия в сезонных и годовых количествах осадков. Наибольшее количество осадков наблюдается в центральной и южной повышенных частях района. На западных наветренных склонах количество осадков на 10—20% больше, чем на восточных. Наименьшее количество осадков выпадает в закрытых пониженных участках речных долин. Жидкие осадки составляют 70% годовой суммы.

В разные годы на полигоне ВНИГЛ работало от 20 до 113 самописцев дождей. Наибольшее их число действовало в период 1959—1963 годы.

Размещение самописцев на полигоне неравномерно. Расстояния между пунктами изменяются от 2—5 до 15—20 км. Наиболее густая сеть приходится на центральную часть куста в районе п. Усадьба.

Анализ и расчеты пространственных характеристик выполнены по данным 1961 г., когда на территории ВНИГЛ работало 86 самописцев дождей. По годовым и месячным данным этот год наиболее близко отражает средний многолетний режим осадков.

При определении пространственных характеристик использованы данные по записям всех дождей, обработанных по характерным точкам, со слоем $\geq 0,00$ мм.

Записи дождей, которые не опубликованы в материалах наблюдений, взяты из архивных материалов ВНИГЛ.

3. ХАРАКТЕРИСТИКА ЗОН ДОЖДЕЙ

Наличие сгущенной сети самописцев дождей на полигоне ВНИГЛ площадью в 10 000 км² позволило произвести исследование следующих характеристик зон дождей:

- а) зависимости между интенсивностью осадков и степенью заполнения площади полигона;
- б) размеров мгновенных очагов осадков.

3.1. Зависимость между интенсивностью осадков и степенью заполнения площади

Для исследования зависимости между интенсивностью и площадью в каждый момент определения вычислялась суммарная площадь, занятая осадками заданной интенсивности.

Степень заполнения площади осадками определялась за все дни с дождями в моменты времени кратные 10 мин от начала дождя до его окончания в любом пункте полигона. За сезон 1961 г. наблюдалось 59 дождей и общее число определений площадей составило 5300.

Вследствие неравномерного размещения пунктов по территории предварительно вся площадь полигона была разделена методом медиан (Тиссена) на участки, тяготеющие к каждому пункту. Далее принималось условие, что интенсивность дождя, зафиксированная в пункте, относилась ко всей тяготеющей к нему площади. Площади, фиксировавшие в один и тот же момент времени одинаковую интенсивность, суммировались.

Для возможности производства таких расчетов весь диапазон интенсивностей был разделен на градации с переменным шагом. Наименьший шаг в 0,02 мм/мин был принят для диапазона интенсивностей от 0,00 до 0,10 мм/мин. Далее до интенсивности в 1,00 мм/мин в качестве шага градации принимался 0,1 мм/мин, для интенсивностей более 1,00 мм/мин шаг увеличен до 1,00 мм/мин.

Таким образом, для каждого пункта, фиксировавшего дождь, по записи дождя самописцем в заданный момент времени интенсивность относилась к соответствующей градации. В каждый момент времени по градациям интенсивности определялись суммарные площади, которые осреднялись для всех моментов за каждый дождь, затем по месяцам и сезону.

Средние месячные и максимальные значения площадей по месяцам и за сезон, соответствующие различным значениям интенсивностей дождей, приведены в таблице.

Как видно из таблицы, наибольшие суммарные площади, занятые осадками интенсивностью $\leq 0,30$ мм/мин, наблюдаются в августе. Осадки интенсивностью $\geq 0,30$ мм/мин по всем диапазонам занимают во все месяцы практически одинаковые площади, которые составляют 100—150 км², т. е. 1—1,5% площади полигона ВНИГЛ. Средние за сезон суммарные мгновенные площади заполнения осадками интенсивностью $\geq 0,00$ мм/мин составляют 3535 км², что равно 35% площади полигона. Осадки интенсивностью $\geq 0,20$ мм/мин занимают в среднем 1475 км², т. е. 15% площади. Сильные осадки интенсивностью более 1,00 мм/мин занимают в среднем 4% площади.

Характеристики зон дождей

Градация интенсивности дождей, мм/мин	Площади заполнения (км ²) по градациям интенсивности								Средняя за сезон суммарная площадь, км ²
	Июнь		Июль		Август		Сезон		
	средняя	макси- мальная	средняя	макси- мальная	средняя	макси- мальная	средняя	макси- мальная	
0,00—0,02	690	5430	650	6320	1450	6812	995	6812	3535
0,03—0,04	275	1875	257	2812	426	5855	339	5855	2540
0,05—0,06	188	898	180	910	228	1284	203	1284	2201
0,07—0,08	169	535	168	1114	191	676	179	1114	1998
0,09—0,10	166	601	150	433	152	666	155	666	1819
0,11—0,20	178	704	159	736	219	996	189	996	1664
0,21—0,30	135	553	156	472	164	629	153	629	1475
0,31—0,40	149	530	136	471	126	518	136	530	1322
0,41—0,50	110	280	131	288	110	326	122	326	1186
0,51—0,60	152	280	118	293	134	293	132	293	1064
0,61—0,70	141	273	156	293	139	293	148	293	932
0,71—0,80	130	280	123	285	123	179	126	285	784
0,81—0,90	125	274	134	251	115	206	126	274	658
0,91—1,00	159	285	107	293	111	238	124	293	532
1,01—2,00	139	285	111	293	107	238	115	293	408
2,01—3,00	137	137	207	285			189	285	293
3,01—4,00									104
4,01—5,00			104	104			104	104	104

На рис. 1 приведены средние за сезон зависимости площадей заполнения по градациям интенсивности (1) и кривая (2), дающая суммарную площадь, занятую интенсивностью большей или равной заданной интенсивности.

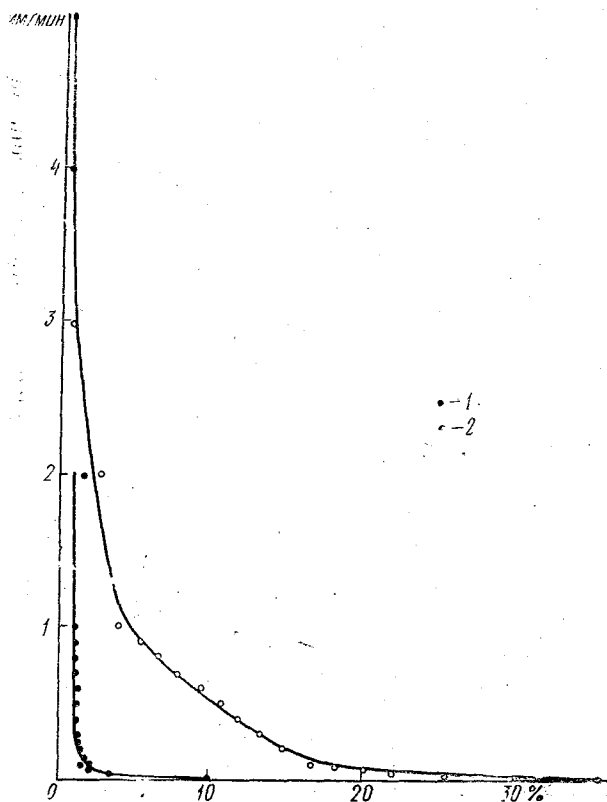


Рис. 1. Зависимости средних за сезон степеней заполнения площадей от интенсивности дождей:

1 — по градациям интенсивности; 2 — суммарная, занятая интенсивностью большей или равной заданному значению.

Полученные зависимости между площадями зон дождей и интенсивностями, по-видимому, незначительно меняются по годам и являются устойчивой характеристикой. Это подтверждается рис. 2, где на зависимостях за июль и август 1961 г. нанесены точки, полученные за эти месяцы по данным 1962 г.

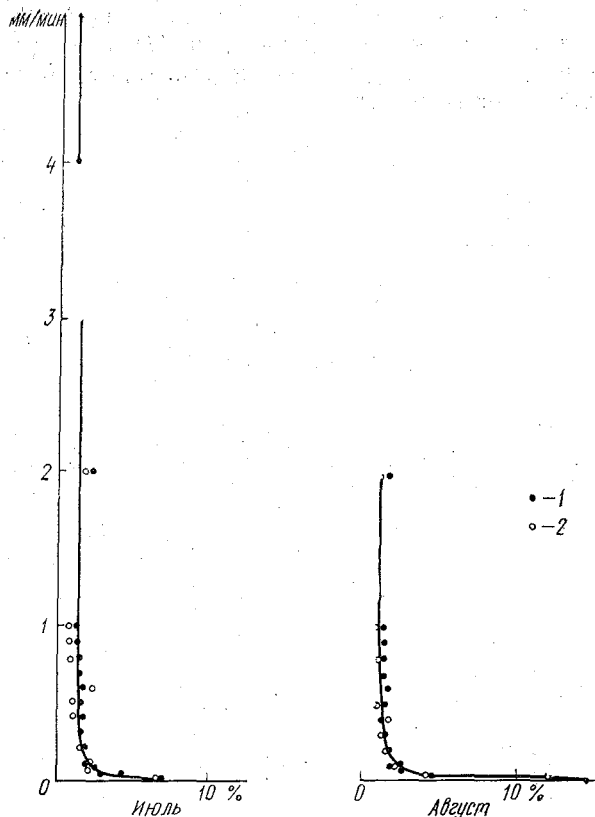


Рис. 2. Зависимости степени заполнения площадей от интенсивности дождей:

1 — 1961 г.; 2 — 1962 г.

3.2. Протяженности зон дождей

Протяженности зон дождей определялись для минутных интервалов времени путем картирования интенсивностей. Всего за период с 21/V по 28/IX 1961 г. построено 264 карты.

При определении протяженности зон дождей в качестве опорного принят пункт Усадьба, расположенный в центре ВНИГЛ. Карты строились для моментов времени, кратных часу, т. е. в 0 ч 00 мин, 1 ч 00 мин, 2 ч 00 мин и т. д., для тех случаев, когда в данный момент на пункте Усадьба наблюдался дождь. Тогда отметки об интенсивностях дождя в данный момент проставлялись на всех пунктах территории. Границы дождевых зон проводились через точки, расположенные по середине между пунктами, по которым в данный момент дождя не наблюдалось. Протяженность

очагов дождей измерялась в направлениях С—Ю, З—В, СВ—ЮЗ и СЗ—ЮВ по отношению к пункту Усадьба. Случаи, когда очаг дождя фиксировал один пункт Усадьба, выделены особо, так как протяженность его могла быть определена с большой точностью в связи с большой густотой сети станций в этой части территории. Кроме того, при определении характеристик дождевых зон последние разделены на две группы; полностью располагающиеся на территории ВНИГЛ и выходящие за ее пределы.

Мгновенные очаги осадков имеют неправильные причудливые по очертаниям формы. Средняя протяженность зон в пределах ВНИГЛ по всем направлениям имеет порядок в 30 км, максимальная выходит за пределы территории, т. е. >100 —120 км. В 40% случаев протяженность очагов ≤ 10 км. Наибольшая протяженность очагов наблюдается в августе. Распределение повторяемости максимальных значений протяженности дождевых зон следующее: С—Ю — 15%, З—В — 36%, СВ—ЮЗ — 27%, ЮВ—СЗ — 22%.

Таким образом, в работе предложена методика и определены пространственные характеристики зон дождей за минутные моменты времени.

Расчеты характеристик дождевых зон выполнены на примере полигона ВНИГЛ по данным 1961 г., близкого по условиям увлажнения к среднему многолетнему.

Изложенная методика может быть использована для определения пространственных характеристик дождей в других зонах по сгущенной сети самописцев, которая имеется на стоковых станциях и экспериментальных метеорологических полигонах.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алибегова Ж. Д. Структура полей жидких осадков за короткие интервалы времени. — Л.: Гидрометеиздат, 1975. — 137 с.
2. Богомазова З. П., Петрова З. П. Исследование выдающихся дождей Северо-Западного района ЕТС и их зависимости от площади распространения. — Труды ГГИ, 1947, вып. 1(55), с. 106—143.
3. Богомазова З. П., Петрова З. П. Исследование выдающихся дождей на территории УССР, их хода, распределения по площади. — Труды ГГИ, 1948, вып. 6(60), с. 104—139.
4. Богомазова З. П., Петрова З. П. Характеристика выдающихся дождей на территории Центральных черноземных областей. — Труды ГГИ, 1949, вып. 14(68), с. 95—122.
5. Буйков М. В. и др. Корреляционные функции сумм осадков и ошибки при измерении слоя летних осадков по данным осадкомерной сети ЭМП. — Труды УкрНИГМИ, 1967, вып. 67, с. 18—23.
6. Виноградов Ю. Б. Пространственное распределение осадков и его учет при расчетах дождевого стока. — Труды КазНИГМИ, 1970, вып. 36, с. 75—87.
7. Голубцов В. В. Об использовании корреляционных функций для характеристики пространственной неравномерности распределения осадков. — Труды КазНИГМИ, 1969, вып. 37, с. 78—85.
8. Дмитриев А. А., Исаев А. А. Метод расчета корреляционных функций суточных сумм осадков и их пространственно-временная изменчивость

- в различных природных условиях. — Метеорология и гидрология, 1973, вып. 5, с. 58—65.
9. Догановский А. М., Орлов В. Г. Об учете редукции жидких осадков в бассейне р. Колымы. — Труды ЛГМИ, 1969, вып. 35, с. 140—144.
 10. Долгов Н. Е. О нормах Кестлина и несоответствии этих норм результатам наблюдений над ливнями на Екатеринбургской железной дороге. — Екатеринбург, 1914, вып. 2. — 381 с.
 11. Исаев А. А. Об изменчивости осадков по территории в теплый период года по данным Обнинского экспериментального полигона. — Труды института экспериментальной метеорологии, 1969, вып. 8, с. 98—104.
 12. Касаткин И. И. Синоптические наблюдения над дождями, произведенные в Москве с 23 по 27 июля 1912 г. — Метеорологический вестник, 1913, т. 23, с. 129—134.
 13. Карачевский В. Волк А. О. Наибольший расход воды от ливней в суходолах, ручьях и реках. — Труды научно-технического комитета НКПС, 1926, вып. 26, с. 38—63.
 14. Курейко И. А. Некоторые характеристики распределения полусуточных сумм осадков в теплый период на экспериментальном метеорологическом полигоне. — Труды Укр НИГМИ, 1971, вып. 95, с. 60—66.
 15. Курейко И. А. Характеристика полей сильных осадков на ЭМП. — Труды УкрНИГМИ, 1971, вып. 103, с. 50—56.
 16. Левин А. Г., Мячиков В. Д. О редукции слоя осадков по площади вокруг подвижного центра дождя. — Сб. работ по гидрологии № 1, Л., Гидрометеиздат, 1959, с. 48—55.
 17. Линслей Р. К., Колер М. А., Паулюс Д. Л. Х. Прикладная гидрология. — Л.: Гидрометеиздат, 1962, с. 103—120.
 18. Литовченко А. Ф. К вопросу о редукции слоя дождя по площади. — Сборник работ по гидрологии № 5. Л., Гидрометеиздат, 1965, с. 26—34.
 19. Петрова З. П. Исследование закономерностей выпадения осадков на территории по наблюдениям куста ливнемерных станций Велико-Апалдоль. — Труды ОГМИ, вып. 15, Л., Гидрометеиздат, 1958, с. 89—92.
 20. Петрова З. П. Закономерности распространения дождевых осадков по площади. — Труды ГГИ, 1959, вып. 68, с. 86—113.
 21. Прихотько Г. Ф., Курейко И. А., Шошин В. М. Некоторые характеристики осадков на опытной площадке экспериментального метеорологического полигона. — Труды УкрНИГМИ, 1967, вып. 67, с. 39—44.
 22. Соловьева Н. Н. Анализ и методика расчета осадков в бассейне верхнего и среднего Амура и методы расчета максимальных дождевых расходов воды. — Труды ЛГМИ, 1961, вып. 11, с. 3—81.
 23. Тарасюк В. К., Прихотько М. А. Статистический анализ распределения осадков по площади. — Метеорология и гидрология, 1968, № 8, с. 34—38.
 24. Horton R. E. Discussion on Distribution of Intense Rainfall. — Trans. ASCE, 1924, vol. 87, p. 578—585.
 25. Huff F. A., Shipp W. L. Rainfall variability relations on small areas. — Illinois state Academy of Science, Transactions, 1968, 61(2), p. 157—164.

В. Г. ОРЛОВ (ЛГМИ)

НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ СТРОЕНИЯ РЕЧНОЙ СЕТИ БАСЕЙНА р. КАМЧАТКИ И ИХ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ В ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ РАСЧЕТАХ

Речная сеть любой территории является результатом деятельности сложного физико-географического процесса, в котором взаимодействуют такие факторы как климатические, гидрологические, геоморфологические и многие другие. Образованная при этом речная сеть не является каким-то случайным сочетанием путей стока поверхностных вод. Это вполне определенный результат в деятельности сложного физического процесса и даже можно сказать его интегральный показатель.

Вопросам структуры речной сети и ее закономерностям многие авторы уделяли достаточно внимания [1, 2, 3, 5, 7, 8] и здесь нет необходимости останавливаться на истории этого вопроса.

Для гидрологов определенный интерес представляет анализ строения речной сети и взаимосвязи различных ее показателей с целью получить региональные зависимости и использовать их в гидрологических расчетах для неизученных рек.

В работе в качестве объекта исследования взята река Камчатка, для бассейна которой и проведен анализ строения гидрографической сети и ее показателей.

Река Камчатка крупнейшая река Камчатского полуострова. Площадь водосбора реки 55 900 км², длина реки 704 км. В бассейне реки насчитывается более 7700 рек, общей протяженностью 30 352 км. Большинство рек (7105) имеют длину менее 10 км. Густота речной сети колеблется от 0,35 до 0,80 км/км². Озера составляют около 2% или 1038 км² площади бассейна, а болота около 7% или 4000 км² по площади.

Строение гидрографической сети в основном определяется рельефом местности.

В гидрологическом отношении река изучена неплохо. В бассейне более 30 гидрометрических пунктов с периодом наблюдений от 10 до 40 лет. На один пункт в бассейне реки приходится 2100 км², а для всего полуострова эта величина составляет 3000 км².

Для исследованных рек бассейна были построены зависимости длин основных рек от площади водосбора и их средних взвешенных уклонов от длины реки (рис. 1).

Зависимости в логарифмических координатах носят четко выраженный прямолинейный характер с очень небольшим разбросом точек, что указывает на общие черты в формировании гидрографической сети района.

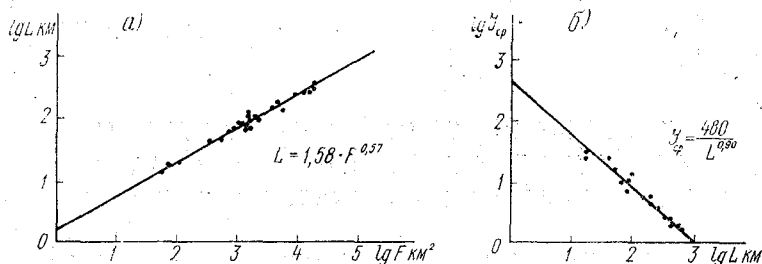


Рис. 1. Морфометрические зависимости рек бассейна р. Камчатки: а) длина от площади; б) средневзвешенного уклона реки от длины водостока.

К зависимостям подобраны аналитические выражения вида:

$$J = \frac{480}{L^{0,90}} \text{‰}; \quad (1)$$

$$L = 1,58 \cdot F^{0,57}, \quad (2)$$

где J — средневзвешенный уклон реки в ‰; L — длина основной реки в км; F — водосборная площадь в км^2 .

Если сравнить эти формулы с полученными А. А. Соколовым [6] для территории ЕТС, то можно отметить близкое значение параметров для зависимости $L = f(F)$, которая для ЕТС имеет вид $L = 1,54 \cdot F^{0,50}$, а это указывает на сходство в конфигурации речных бассейнов. Что касается зависимости $J = f(L)$, то здесь наблюдается резкое отличие параметров, вызванное наличием на Камчатке рек горного и полугорного типа, в отличие от равнинных рек ЕТС $\left(J = \frac{28}{L^{0,42}} \right)$.

Рассматривая какую-либо территорию, можно отметить, что условия влагооборота над ней не являются однородными, а это приводит к различной степени увлажненности отдельных ее участков и естественно влияет на степень развития гидрографической сети.

И. Н. Гарцман предложил оценивать протяженность гидрографической сети в зависимости от многолетнего расхода в замыкающем створе речной системы. Этот коэффициент им назван

гидроморфологическим (ГМК) и находится он по отношению длины русловой сети к многолетнему расходу;

$$\gamma_Q = \frac{\Sigma l}{Q_0} \text{ км} \cdot \text{с/м}^3. \quad (3)$$

Коэффициент (ГМК) показывает какая средняя протяженность речной сети приходится на расход, равный $1 \text{ м}^3/\text{с}$, и оценивает определенным образом эрозионное расчленение территории в связи со средним уровнем ее водоносности. Чем больше этот коэффициент, тем интенсивнее данный бассейн подвержен расчленению, тем больше регулирующая способность этой речной системы. На величину этого коэффициента не влияют факторы подстилающей поверхности как заболоченность, облесенность, озерность, поскольку эрозионный врез русла реки значительно ниже уровня размещения этих показателей.

ГМК тесно связан с густотой речной сети. Если $d = \frac{\Sigma l}{F}$, а из (3) $\Sigma l = \gamma_Q \cdot Q_0$, то, подставив это значение, имеем $d = \frac{\gamma_Q Q_0}{F} = \gamma_Q \cdot M_0$ и, следовательно,

$$\gamma_Q = \frac{d}{M_0}. \quad (4)$$

Для рек бассейна р. Камчатки, по имеющимся данным, были определены значения ГМК, которые изменяются от 25 до $45 \frac{\text{км} \cdot \text{с}}{\text{м}^3}$.

Анализ распределения ГМК показал, что его величина зависит от особенностей пород, слагающих водосбор. Так, наименьшие значения ГМК (25—30) в основном приурочены к устьевой части р. Камчатки и ее среднему течению, вплоть до г. Верхне-Камчатска, где преобладают рыхлые отложения как суглинки, алевроиты, пески, галечники. Значениям $\gamma_Q = 30—45$ соответствует район с преобладанием третичных отложений — песчаники, аргеллиты, конгломераты, гравелисты и вулканические отложения. Наибольшие значения $\gamma_Q > 45$ характерны для верховья р. Камчатки и бассейна реки Толбачик, где присутствуют интрузивные породы (габро, диабазы, граниты). Схема районирования территории бассейна р. Камчатки по ГМК представлена на рис. 2.

Поскольку норма стока связана с густотой речной сети соотношением (4), то при $\gamma_Q = \text{const}$ M_0 будет зависеть только от густоты речной сети и для выделенных районов имеет четко выраженную зависимость $d = f(M_0)$ с учетом гидроморфологического коэффициента района (рис. 3). Полученные зависимости могут быть рекомендованы для предварительных расчетов среднемноголетнего стока неизученных рек по значениям густоты речной сети и ГМК района.

Определенный интерес представляют исследования закономерности строения речной сети и, в частности, зависимости ее морфометрических показателей от порядка потока. Такой анализ был проведен по двум схемам, предложенным Ржаницыным и Шайдегером [5, 8].

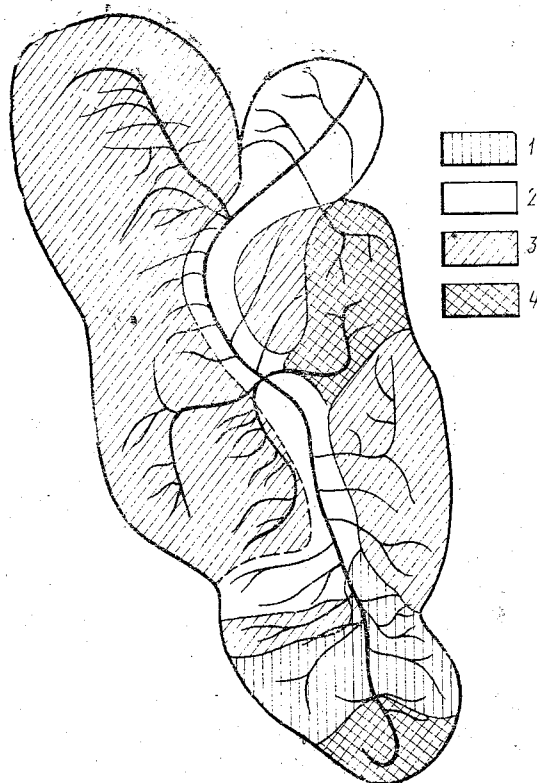


Рис. 2. Районирование территории бассейна р. Камчатки по гидроморфологическому коэффициенту (в $\text{км} \cdot \text{с/м}^3$):

1 < 25; 2—25—30; 3—30—45; 4 > 45.

Согласно схеме Ржаницына, при слиянии двух потоков образуется поток высшего порядка с новыми гидравлическими свойствами, который не может считаться продолжением одного из старых. Таким образом, река от истока до устья изменяет свои характеристики. Исходя из этого, Ржаницын установил ряд закономерностей в структуре речной сети. Так, элементарный неразветвленный поток является потоком первого порядка, сливаясь

вместе, два потока первого порядка образуют поток второго порядка и т. д.

В отличие от известной схемы Хортон [7] Ржаницын считает, что порядок потока изменяется на высшей, даже если в него впадают подряд два потока одного порядка. Модель Шайдеггера предусматривает определение порядка всей речной системы, исходя из порядка ее составляющих, то есть при слиянии двух подсистем, независимо от их порядка, порядок системы ниже слияния

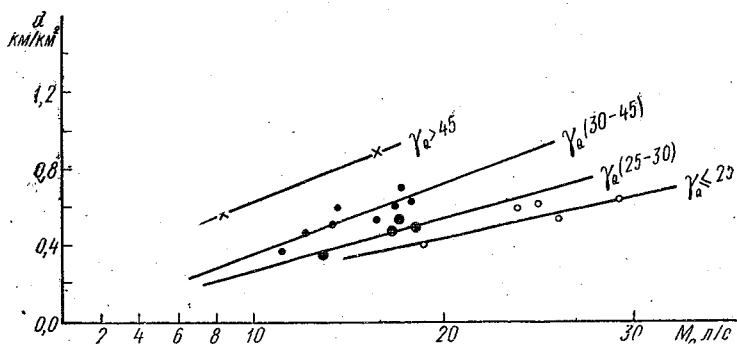


Рис. 3. Зависимость нормы стока от густоты речной сети и ГМК.

изменяется на определенную величину, пропорциональную размерам этих потоков. Для вычисления порядка системы нужно определить количество принадлежащих ей элементов первого порядка и по рекомендуемой формуле определить порядок соответствующей системы. В обоих вариантах наблюдаются общие закономерности в строении гидрографической сети бассейна.

Используя предложенные модели, были определены порядки потоков и их осредненные характеристики для рек бассейна р. Камчатки, которые легли в основу построения связей средней длины, средней площади и средней водности потока от порядка K (рис. 4). Полученные зависимости дают общее представление о закономерностях в изменении характеристик потока с увеличением порядка. Использовать их в качестве расчетных нецелесообразно, так как, при выполнении работы использовались карты масштаба 1 : 2 500 000, что, конечно, не дает желаемую точность в определении гидрографических характеристик и числа потоков низшего порядка.

Наличие же тесных связей, даже при использовании карты мелкого масштаба, указывает на правильность методического подхода.

В статье использованы некоторые материалы из дипломной работы А. А. Тихомирова, выполненной под руководством автора.

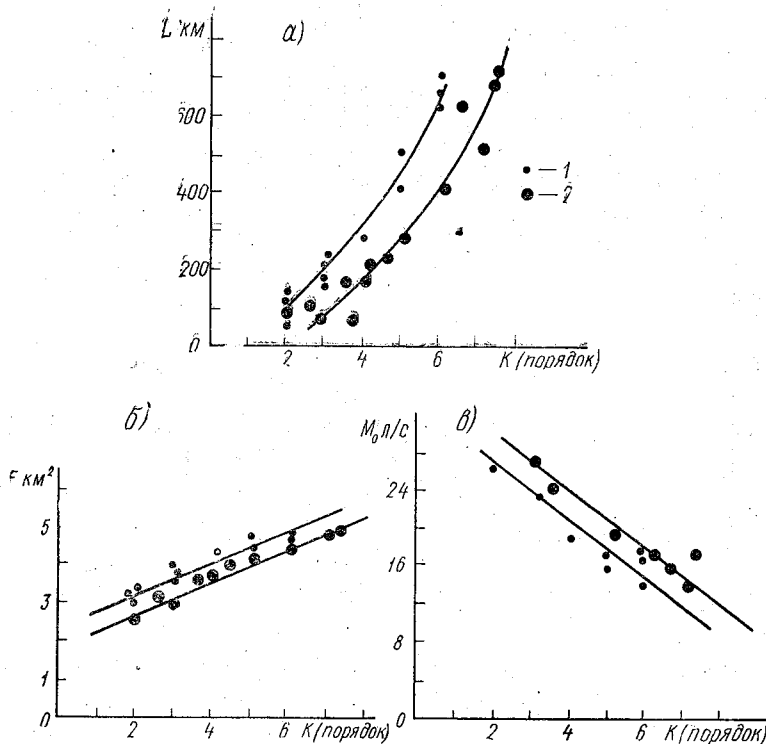


Рис. 4. Зависимость средних значений длины потока (а), площади водосбора (б) и водности (в) от порядка потока:

1 — по Ржаницыну; 2 — по Шайдеггеру.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гарцман И. Н. Топология речных систем и гидрографические индикативные последствия. — Водные ресурсы, 1973, № 3, с. 109—125.
2. Гарцман И. Н. Об индикативных свойствах густоты речной сети. — Водные ресурсы, 1973, № 6, с. 144—153.
3. Курдюмов Л. Д. Строение естественных водных систем. — Изв. АН СССР, отд. техн. наук. Изд. АН СССР, 1951, вып. 6, с. 887—899.
4. Панов Б. П. Количественные характеристики речной сети. — Труды ГГИ, 1948, вып. 4(58), с. 122—150.
5. Ржаницын Н. А. Морфологические и гидрологические закономерности строения речной сети. — Л.: Гидрометеиздат, 1960, с. 3—72.
6. Соколов А. А. Взаимосвязь морфологических характеристик бассейна и водостока. — Метеорология и гидрология, 1962, № 2, с. 14—22.
7. Хортон Р. Е. Эрозионное развитие рек и водосборных бассейнов. — М.: Изд-во ИЛ 1948. — 158 с.
8. Шайдеггер А. Е. Теоретическая геоморфология. — М.: Прогресс, 1961. — 450 с.

Б. Б. БОГОСЛОВСКИЙ, В. А. БРЮХАНОВ, А. И. ТАРАСОВ (ЛГМИ)

НЕКОТОРЫЕ ЗАВИСИМОСТИ ТЕРМИЧЕСКОГО РЕЖИМА ОЗЕР КАРЕЛЬСКОГО ПЕРЕШЕЙКА ОТ ИХ МОРФОМЕТРИЧЕСКИХ ПОКАЗАТЕЛЕЙ

На Карельском перешейке насчитывается 700 озер различных по генезису и морфометрическим показателям (Филенко, 1960). Термический режим озер определяется, в основном, географической зональностью, но значительно варьирует в зависимости от морфометрических особенностей водоемов. Систематические наблюдения за температурой воды ведутся только на некоторых озерах, по другим имеются только отрывочные данные экспедиционных исследований. Большинство водоемов, особенно малых, фактическими данными по термике не освещены. Полученные данные частью опубликованы в гидрологических материалах и справочниках, частью находятся в фондах различных организаций. Особенности термического режима отдельных озер и озерных групп отражены в опубликованных работах ряда авторов.

Некоторые данные и обобщения по термике озер Карельского перешейка приведены в статьях Т. Н. Филатовой (1957), Л. Ф. Форш (1968), Ф. Ф. Воронцова (1971, 1975), Р. А. Филенко (1960), А. Г. Пронина (1966), Л. Г. Кузьменко (1971). В этих работах освещаются либо термический режим отдельных озер, либо особенности режима тех или иных групп озер за короткие периоды времени.

Поскольку с размерами и формой водоемов связано общее количество солнечной радиации, поступающей на акваторию, ветровое перемешивание воды и проникновение тепла на глубины, озера с различными морфометрическими показателями имеют свои специфические особенности термического режима, по-разному накладывающиеся на зональный тип термики водоемов. При недостаточности фактических данных по температуре воды озер весьма важно типизировать водоемы по особенностям термического режима с учетом морфометрических показателей, выявить зависимости термики от этих показателей. Термическая типизация водоемов и связи термических и морфометрических показателей позволят, хотя бы ориентировочно, оценить термический режим озер, по которым имеются морфометрические показатели и нет

данных по температуре воды. В настоящей статье на основе фондовых и литературных данных делаются попытки типизации озер с учетом термических и морфометрических особенностей, а также выявления связей морфометрических и термических характеристик водоемов.

Котловины озер Карельского перешейка преимущественно тектонического, ледникового и смешанного тектонико-ледникового происхождения.

Морфометрические характеристики озер в связи с происхождением и переформированием котловин весьма различны. Исследованные водоемы имеют площади зеркала (f_0) от 0,1—0,8 км² до 3—10 км², а некоторые — до десятков км² (Вуокса 92,6 км², Отрадное 69,6 км²); объем воды (V) от $150 \div 300 \cdot 10^3$ м³ до $60 \div 175 \cdot 10^6$ м³; удельные водосборы $\left(\Delta F = \frac{F}{f_0} \right)$, где F — площадь

водосбора) от 1—2 до 35—75; средние глубины ($H_{\text{ср}}$) от 0,3—0,5 до 6—9 м, максимальные (H_{max}) — от 1,0 до 20—30 м.

В большинстве озер хорошо развита литораль с глубинами до 2 м. Площадь ее составляет от 10—15% площади зеркала у озер с глубинами более 10—15 м до 50—90% у более мелких озер преимущественно ледникового происхождения.

Показатели, так или иначе характеризующие форму котловин, также различны. По форме котловин $\left(c = \frac{H_{\text{ср}}}{H_{\text{max}}} \right)$ одни озера близки к конусу ($c = 0,20—0,40$), другие — к параболоиду ($c = 0,45—0,55$), некоторые — к полуэллипсоиду ($c = 0,60—0,62$). По относительной глубине $\left(a = \frac{H_{\text{ср}}}{\sqrt[3]{f_0}} \right)$ по классификации П. В. Иванова) встречаются как мелкие ($a = 0,6—2,0$), так и глубокие ($a = 4—10$). Различны удлиненность $\left(K_y = \frac{L}{B_{\text{ср}}} \right)$ — от 1,7—2,5 до 16—20, открытость $\left(K_{\text{от}} = \frac{f_0}{H_{\text{ср}}} \right)$ от 0,06—1,0 до 3—8. По струк-

туре водного баланса озера Карельского перешейка относятся к стоково-приточному типу (Богословский, 1960), отличающемуся преобладанием притока с водосбора ($Y_{\text{пр}}$) в приходной части, а стока из водоема ($Y_{\text{ст}}$) — в расходной его части. Так $Y_{\text{пр}}$ озера Отрадного составляет 66%, озера Вуокса — 94% приходной части, $Y_{\text{ст}}$, соответственно, 67 и 95% расходной части баланса (Пронин, 1966). Внешний водообмен озер, характеризуемый коэффициентом условного водообмена ($K_{\text{в}}$) — отношением объема среднего годового стока из водоема ($V_{\text{ст}}$) к среднему объему воды водоема ($V_{\text{в}}$), варьирует в широких пределах — от 8 лет ($K_{\text{в}} = 0,12$) у оз. Отрадного до месяца и меньше ($K_{\text{в}} = 13,9$) у оз. Белокаменного. Прямая связь $K_{\text{в}}$ с ΔF , выявленная для озер северо-запада ЕТС (Пронин, 1974; Сорокин, 1974), подтверждается и для Ка-

рельского перешейка. По расчетам А. И. Тарасова на характер этой связи влияет средняя глубина озер ($H_{\text{ср}}$) — при одинаковом ΔF водообмен больше у озер с меньшими средними глубинами.

По термическому режиму озера Карельского перешейка относятся к водоемам умеренной климатической зоны. В годовом цикле колебаний температуры воды и теплозапасов выделяются периоды: весеннего нагревания, летнего нагревания, осеннего охлаждения и зимний, характеризующийся у озер с большими теплозапасами донных отложений медленным нагревом воды в результате теплоотдачи илов, а у озер с малыми теплозапасами дна — выхолаживанием вод (Форш, 1968; Кузьменко, 1971). Сроки наступления и продолжительность термических периодов не одинаковы у озер с различными морфометрическими показателями и варьируют по годам в каждом водоеме в зависимости от метеорологических условий. Соответственно меняются теплозапасы и тепловой бюджет (разность между годовым максимумом и минимумом теплозапаса). Зависимость теплового бюджета некоторых озер Карельского перешейка от их средней глубины, полученная В. А. Брюхановым для холодного 1964 г. и теплого 1977 г. (рис. 1) имеет вид прямой, положение которой определяется значениями максимальных теплозапасов каждого года.

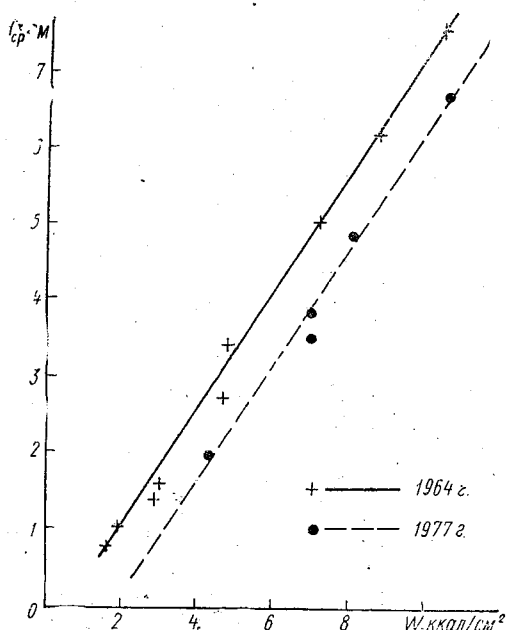


Рис. 1. Зависимость теплового бюджета (W) от средней глубины ($H_{\text{ср}}$) озер Карельского перешейка.

Важной характеристикой термического режима водоемов является положение слоя температурного скачка в период прямой температурной стратификации. Универсального метода определения положения слоя скачка не существует. Некоторыми исследователями предложены эмпирические формулы для определения положения этого слоя (К. Паталас, 1972; Т. Н. Филатова, 1972; Ф. Ф. Воронцов, 1975). А. И. Тарасовым сделана попытка построения зависимостей относительного положения слоя скачка $\left(\frac{h_t}{H_{\max}}\right)$ от максимальной глубины ($H_{\max}$) и глубинности $\left(\frac{H_{\text{ср}}}{\sqrt[3]{f_0}}\right)$ озер (рис. 2). Значения $\frac{h_t}{H_{\max}}$, полученные по данным наблюдений, сопоставлены с рассчитанными по формулам.

Формула Паталаса имеет вид $h_t = 4,4 \sqrt{\frac{L+B}{2}}$, где L — длина озера в км; B — максимальная ширина озера в км.

Т. Н. Филатовой предложено определять глубину положения от поверхности воды верхней ($Z_{\text{в}}$) и нижней ($Z_{\text{н}}$) границ слоя скачка по графическим зависимостям $Z_{\text{в}} = f(N)$ и $Z_{\text{н}} = f(N)$, где параметр N определяется по формуле:

$$N = \frac{L \cdot l}{H_{\max} B_{\max}} 10^3.$$

Здесь L — длина озера (км); l — возможная длина разгона ветровой волны (км). Формула применима при условии, что

$$\frac{8,5 \sqrt{\frac{Ll}{B_{\max} H_{\max}}}}{H_{\max}} < 1.$$

Формула Ф. Ф. Воронцова имеет вид

$$h(t) = k \left(\bar{L}_w \sum_j \frac{R_k}{Q} \Delta t \right)^{1/2}.$$

Здесь $h(t)$ — глубина (м) слоя температурного скачка в последовательные моменты времени (t); R_k — работа ветра по перемешиванию вод озера за расчетные периоды времени t , определяемая по формуле $R_k = 0,002 \rho_a \omega^3 t$, где ω — скорость ветра (м/с); ρ_a — плотность воздуха; Q — приток тепла, принимаемый равным температуре воздуха над озером; $\bar{L}_w$ — средняя длина разгона ветра, определяемая по формуле $\bar{L}_w = \Sigma l \frac{p\%}{100}$, где l — средние длины разгона ветра по восьми румбам; p — повторяемость направлений ветра; k — коэффициент пропорциональности, равный 2.

Формулы Паталаса и Филатовой позволяют только по морфометрическим данным охарактеризовать положение слоя температурного скачка, но не учитывают метеорологических условий кон-

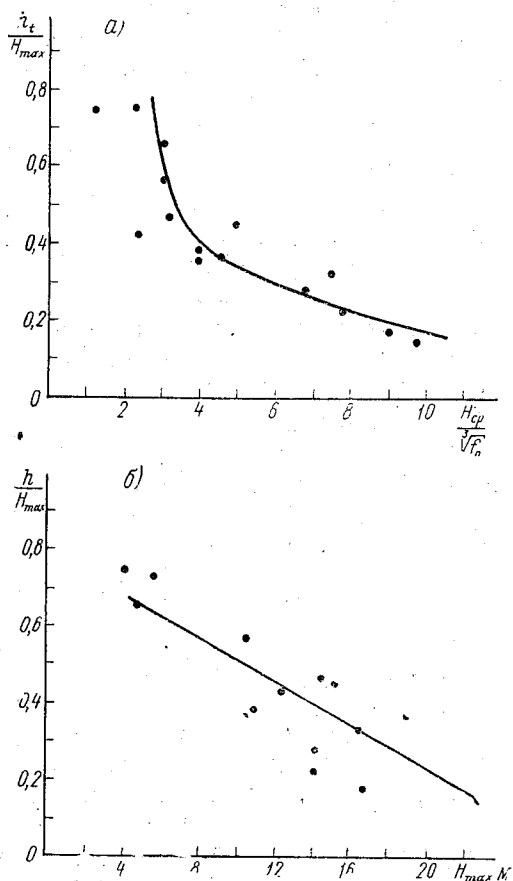


Рис. 2. Зависимости относительной глубины положения слоя температуры скачка $\left(\frac{h_t}{H_{max}}\right)$ от глубинности (а) и максимальной глубины (б) озер Карельского перешейка.

кретных периодов и факторов динамического перемешивания (скорости ветра). Расчет по ним для исследуемого района дает завышенные результаты (большую, по сравнению с фактической, глубину слоя скачка). Формула Воронцова учитывает основные факторы, определяющие глубину положения слоя скачка, но расчеты по ней трудоемки и требуют детальных метеоданных. Полученные

результаты близки к фактическим, формула может применяться для водоемов Карельского перешейка при наличии метеоданных.

Типизация озер Карельского перешейка, учитывающая морфометрические показатели и особенности термического режима, может базироваться на термической классификации озер умеренной климатической зоны А. И. Тихомирова (1970) и озер Карельского перешейка Т. Н. Филатовой (1957). А. И. Тихомиров делит озера на три класса (эпитермические, гипотермические и метатермические) в зависимости от характера нагрева и охлаждения по сезонам и летнего распределения температуры по глубине. Метатермический класс делится на три группы озер. Т. Н. Филатова делит озера по особенностям летнего термического режима на два типа: I — с устойчивой прямой стратификацией, II — с неустойчивой; последний включает три подтипа водоемов.

Учитывая принципы этих классификаций и фактические данные по температуре воды водоемов, на Карельском перешейке можно выделить два основных типа озер.

I тип — водоемы с устойчивой прямой температурной стратификацией в летний период, соответствующие первому типу Филатовой и третьей группе метатермического класса по Тихомирову. К этому типу относятся озера с котловинами, близкими по форме к конусу (коэффициент формы $c = 0,27-0,30$), малой площадью зеркала (до $0,6-1 \text{ км}^2$), малой открытостью ($\frac{f_0}{H_{\text{ср}}} = 0,02-0,10$)

при значительной для данного района максимальной (13—25 м) и средней (5—6 м) глубине и малой площади литорали с глубинами до 2 м (до 20% f_0). Для этих озер характерны большие вертикальные градиенты температуры (4—6° на 1 м). Теплозапас илов практически не играет роли в тепловом бюджете водоемов, не превышая 10—15% его величины. К ним относятся озера Охотничье, Узорное, Б. Берестовское, Ручьево, Ворошиловское.

II тип — водоемы с неустойчивой прямой температурной стратификацией в летний период, в основном соответствующие второму типу по Филатовой и подразделяющиеся на три подтипа.

Подтип А (эпитермического класса по Тихомирову) — озера с площадью зеркала $0,1-12 \text{ км}^2$, малыми глубинами (до 4 м), значительной открытостью (0,15—6,2) и малой глубинностью (1,0—2,5), котловины которых по форме близки к параболоиду ($c = 0,50-0,60$) и отличаются большой (до 60—95% f_0) литоралью. В летний период в них преобладает гомотермия или слабо выраженная прямая температурная стратификация с вертикальными градиентами температуры не более 1—2° на 1 м. Тепло илов играет большую роль в тепловом бюджете таких озер, составляя (по Л. Ф. Форш, 1968) до 40% его величины. К ним относятся озера Балтийское, М. Луговое, Волочаевское, Вишневское, Узловое, Долгое, Степанянское.

Подтип *Б* (вторая группа метотермического класса по Тихомирову) — водоемы с большой площадью зеркала (35—70 км²), глубиной (до 25—30 м) и шириной (более 5 км), низкими открытыми для ветра берегами. Для них характерно активное ветровое перемешивание и связано с ним быстрое погружение слоя скачка после его возникновения на большие глубины. К этому подтипу относятся озера Отрадное и Глубокое.

Подтип *В* (первая группа метотермического класса по Тихомирову) — водоемы с площадью зеркала до 10 км² и максимальной глубиной около 10 м, небольшой (до 15—20% f_0) литоралью, по форме котловин занимающие промежуточное место между конусом и параболоидом ($c = 0,38—0,49$) с глубиной 3,2—4,6 и колебаниями открытости в больших пределах. Слой температурного скачка располагается часто в придонных горизонтах. Роль теплозапаса илов в тепловом бюджете промежуточная между эпитермическими озерами (тип II-A) и озерами первого типа (составляет 15—25% теплового бюджета водоемов). К этому подтипу принадлежат озера Красное, Мичуринское, Борисовское, Снетковское, Чертово.

Теплозапас эпилимниона и металимниона в озерах с четко выраженной прямой температурной стратификацией летом доминирует над теплозапасом гипolimниона, составляя от 70—90% общего теплозапаса (оз. Охотничье, 1977 г.) до 94—96% (оз. Узорное, 1973—1974 гг.), что также свидетельствует о принадлежности этих озер к метатермическому классу. Теплозапас верхних слоев воды летом преобладает и в озерах с неустойчивой стратификацией. Так, в оз. Красном в безледный период 1977 г. на верхний пятиметровый слой приходилось 60—68% общего теплозапаса; зимой того же года доминировал теплозапас глубинных слоев (5 м — дно), составляющий 52—82% общего.

ЛИТЕРАТУРА

1. Воронцов Ф. Ф. Динамика вод озера Красного. — В кн.: Лимнологические циклы оз. Красного. Л., Наука, 1971, с. 50—65.
2. Воронцов Ф. Ф. Динамика вод малых озер. — Автореф. диссерт. на соискание учен. степени канд. геогр. наук. Л., 1975. 20 с. (ЛГУ).
3. Исследование течений в озерах и водохранилищах. — Л.: Гидрометеиздат, 1972, с. 26—31.
4. Кузьменко Л. Г. Годовой термический цикл озера Красного. — В кн.: Лимнологические циклы оз. Красного. Л., Наука, 1971, с. 75—110.
5. Пронин А. Г. Крупные озера северного рукава Вуоксы. — В кн.: Северо-Запад Европейской части СССР. Л., 1966, вып. 5, с. 33—41. (ЛГУ).
6. Тихомиров А. И. Классификация озер умеренной климатической зоны по термическому режиму. — Труды Всесоюзного симпозиума по основным проблемам пресноводных озер. Т. 1. Вильнюс, Митис, 1970, с. 174—185.
7. Филатова Т. Н. Термический режим озер Карельского перешейка в безледный период. — Вестник ЛГУ, 1957, № 6, вып. 1, с. 95—111.
8. Филенко Р. А. Гидрологические особенности Карельского перешейка. — Ученые записки ЛГУ, 1960, № 292, вып. 4, с. 106—138.
9. Форш Л. Ф. Термический режим, тепловой баланс озер и роль иловой толщи в их тепловом бюджете. — В кн.: Озера различных ландшафтов Северо-Запада СССР. Ч. 1. Л., Наука, 1968, с. 166—208.

С. А. ЧЕЧКИН, Г. И. КЛИМОВ (ЛГМИ)

ВОЗДЕЙСТВИЕ ПРОМЫШЛЕННЫХ ПРЕДПРИЯТИЙ НА ГРУНТОВЫЕ ВОДЫ

Подземные воды вообще и грунтовые в частности представляют собой важнейший вид сырьевых ресурсов любого государства. Они широко используются для питьевого, хозяйственного, технического водоснабжения и нередко, особенно в районах с недостаточной или нестабильной обеспеченностью поверхностными водами, определяют развитие некоторых отраслей промышленности. Например, в районах развития многолетней мерзлоты с крайне неустойчивым режимом поверхностных водотоков известен ряд крупных месторождений дефицитных редких металлов. Руды этих металлов транспортировать без предварительного обогащения экономически невыгодно. В то же время обогащение руд требует большого количества воды, нередко высокого качества. Получение ее в рассматриваемых районах возможно лишь за счет подземных вод. Подобных примеров зависимости развития водоемких отраслей промышленности от запасов подземных вод можно привести множество. Кроме того, ресурсы подземных пресных вод определяют обычно развитие орошаемого земледелия. Условия залегания грунтовых вод и их режим становятся решающим исходным материалом при проектировании и выполнении работ по осушению земель, вовлекаемых в сельскохозяйственное производство.

Подземные и особенно грунтовые воды, как известно, являются одним из основных источников питания абсолютного большинства рек и озер. Грунтовые воды составляют важное звено в общем круговороте воды в природе, и их экологическая роль трудно переоценима, ибо они в значительной степени определяют направленность и динамику миграции вещества в верхней части литосферы, постоянно взаимодействующей с атмо- и гидросферой и являющейся одной из основных частей ноосферы (в понимании В. И. Вернадского).

В связи с вышесказанным, вопрос антропогенного и, в частности, техногенного воздействия на грунтовые воды приобретает весьма большое значение. Грунтовые воды, несмотря на определенную изоляцию с поверхности почво-грунтами, достаточно чутко

реагируют на производственную деятельность человека. Это называется, как минимум, на двух характеристиках грунтовых вод, а именно на изменениях их общего баланса и химического состава, в том числе на появлении и концентрации в этих водах загрязняющих компонентов.

Ввиду тесной взаимосвязи грунтовых вод с поверхностными, техногенная нагрузка неизбежно ведет к изменениям общего водного баланса не только непосредственно территорий промышленных предприятий, но и примыкающих к ним пространств. По той же причине происходит изменение химического состава всех природных вод, так или иначе связанных с грунтовыми.

Следует заметить, что такой аспект техногенного воздействия на грунтовые воды до недавнего времени практически не рассматривался. Поэтому не случайно, что в настоящее время отсутствуют даже предварительные сугубо ориентировочные нормативные эколого-гидрогеологические рекомендации по рациональному размещению и проектированию так называемых водоемких предприятий; рекомендации, предусматривающие охрану окружающей среды в ее едином комплексе. В то же время имеется немало примеров негативных последствий воздействий промышленных предприятий на грунтовые воды и через них на окружающую среду в целом.

Негативные последствия проявляются в виде сильного и устойчивого загрязнения грунтовых вод промышленными отходами и некоторыми продуктами промышленного производства, а также в виде подтопления этими водами территорий промышленных предприятий и сопредельных с ними площадей. Основная причина таких последствий заключается в неправильном, но достаточно устоявшемся представлении о последствиях техногенных нагрузок на грунтовые воды. Анализ указанных последствий приводит к выводу о том, что в области профилактики промтерриторий от подтопления в ряде случаев принимаются некоторые меры. Однако загрязнение грунтовых вод производственными вредностями до последнего десятилетия рассматривалось как имеющее узко локальный характер и не представляющее опасности. При этом обычно делаются ссылки на ограниченность очагов загрязнения, малые скорости потоков грунтовых вод, высокие способности горных пород к самоочищению и т. д.

В настоящее время создаются промышленные предприятия, располагающиеся нередко на территории в десятки, сотни квадратных километров и более. Вблизи предприятий горно-добывающей и горно-обрабатывающей промышленности большие площади занимают хранилища жидких и твердых отходов, обычно содержащие легко извлекаемые водами вредные компоненты. Кроме того, при организации промышленных предприятий нередко заранее планируются потери готовой продукции при производстве, хранении и транспортировке. В связи с этим ореолы загрязнений еще более расширяются и охватывают очень значительные пло-

щади. В этих условиях происходит уничтожение почвенно-растительного покрова и сокращение зоны аэрации в результате повышения уровня грунтовых вод. Все это способствует интенсивному проникновению загрязняющих компонентов в грунтовые воды, самоочищение которых зависит от ряда взаимосвязанных факторов: литологического и минералогического составов горных пород, их фильтрационных свойств, химического состава природных грунтовых и поступающих загрязненных вод и др. В поверхностных слоях почво-грунтов создаются неблагоприятные условия для самоочищения грунтовых вод. Поэтому их загрязнение распространяется на значительные площади и может прослеживаться на глубины до десятков и сотен метров.

Примеры широкого площадного загрязнения грунтовых вод в последние годы часто приводятся в литературе. Например, в Англии на полуострове Корнуэлл в результате интенсивной подземной разработки, главным образом в XIX веке, месторождений полезных ископаемых [3] грунтовые воды в настоящее время сильно заражены тяжелыми металлами, которые постоянно поступают в реки и через них загрязняют эстуарии и прибрежные воды Атлантики. На Всесоюзном гидрогеохимическом совещании 27—29 декабря 1976 г. С. А. Шагоянцем, Г. М. Сухаревым и другими отмечалось интенсивное загрязнение грунтовых вод, распространяющееся при некоторых условиях на расстояния до 50 км и на глубину до 180 м и более. В частности, на юге Средней Азии в результате строительства одного из заводов был загрязнен эксплуатационный горизонт грунтовых аллювиальных вод мощностью до 180 м. В течение трех лет эксплуатации завода интенсивное загрязнение распространилось на три километра вниз по потоку грунтовых вод, что поставило в тяжелое положение расположенный неподалеку крупный эксплуатационный водозабор. Еще более сложные условия создались на территории одного из населенных пунктов Северного Предкавказья. Здесь издавна эксплуатировался мощный (до 500—600 м) водоносный горизонт в конгломератах и галечниках предгорного шлейфа. Запасы горизонта практически неистощимы. Но на территории населенного пункта действовала в течение нескольких десятилетий база, на которой производилась промывка цистерн от нефтепродуктов. Массовые проливы загрязненных вод обусловили постепенное стабильное загрязнение грунтовых вод и водовмещающих пород. Разгружающиеся через источники грунтовые воды загрязняли и воды реки, протекающей в этом районе. В результате для снабжения населенного пункта питьевой, хозяйственной и технической водой пришлось создавать водозабор в нескольких десятках километров от него и прокладывать специальный водопровод. Загрязнение же реки нефтепродуктами ликвидировать не удалось.

Приведенные примеры загрязнения грунтовых вод присущи для пород ненарушенного залегания. В последние годы остро встал

вопрос о рациональном землеиспользовании территорий, выведенных из строя карьерной добычей горно-рудного и горно-химического сырья. Кроме рекультивации, в практику вошло использование этих территорий для строительства крупных промышленных предприятий, перерабатывающих местное сырье. Эксплуатация месторождений открытым способом неизбежно приводит к нарушению структуры вмещающих грунтовые воды пород, серьезным изменениям их физико-механических, водно-тепловых и некоторых других свойств. Карьерный способ добычи сырья сопровождается процессами осушения месторождения в период его отработки и установления уровней грунтовых вод после завершения добычи сырья. Все это резко нарушает динамическое равновесие грунтовых вод, а на вновь застраиваемых территориях оно усугубляется подтоплением за счет естественных природных источников и промстоков. Причем нарушение динамического равновесия грунтовых вод происходит не столько за счет стоков, образующихся в результате непосредственно производственного процесса, сколько за счет стоков из различного рода отстойников, накопителей и других хранилищ жидких и даже твердых (содержащих воду) отходов.

Все эти и некоторые другие изменения естественных условий залегания грунтовых вод, как результат производственной деятельности, приводят к существенным изменениям всей гидрогеологической обстановки, к изменениям общего водного баланса обширных территорий. Эти изменения сопровождаются обычно более интенсивным, по сравнению с участками промышленной застройки на ненарушенных породах, загрязнением грунтовых вод, а также питающихся ими поверхностных или тесно контактирующих с первыми подземных напорных вод.

В рассматриваемом плане представляют интерес результаты исследования условий загрязнения грунтовых вод на территории одного из производственных объединений на Северо-Западе СССР. В состав объединения входят горнодобывающее производство, разрабатывающее месторождение сырья карьерным методом, горно-обоганительная фабрика и завод готовой продукции. Этот завод вместе с участками складирования жидких и твердых отходов почти полностью расположен на месте засыпанных вскрышей неглубоких (до 7—10 м) карьеров. Территория объединения расположена в области питания и разгрузки одного из основных эксплуатационных горизонтов подземных вод. При этом грунтовый поток, распространенный на рассматриваемой площади по простиранию, переходит в горизонт ранее напорных, а теперь в связи с интенсивным водозабором за пределами объединения, безнапорных пресных вод. В период отработки карьеров территория завода готовой продукции и участков складирования отходов была осушена.

В настоящее время горизонт грунтовых вод частично восстановился. Он приурочен в основном к высокопроницаемым крупно-

глыбовым с песчано-глинистым заполнителем грунтам вскрыши карьеров, представленным глыбами и обломками главным образом карбонатных пород. Питание горизонта осуществляется за счет атмосферных осадков, вод конденсации, различного рода проливов на промплощадке, а также за счет фильтрации промстоков из шламонакопителя. Все это ведет к подтоплению территории грунтовыми водами и снижению мощности высокопроницаемых пород зоны аэрации. На рассматриваемом промобъекте почти полностью уничтожен почвенный слой, в местах свалок или хранения твердых отходов практически отсутствуют искусственные экраны в основании хранилищ.

Сочетание подобных условий общепризнанно [1, 2] считается способствующим интенсивному загрязнению подземных вод и благоприятствующим распространению этого загрязнения на большие расстояния. Действительно, на территории указанного объединения наблюдаются весьма сильно загрязненные грунтовые воды с содержанием токсичных и вредных компонентов, в десятки и сотни раз превышающими предельно допустимые концентрации (ПДК) для питьевых вод. При этом на участках хранения твердых отходов содержания загрязняющих компонентов в грунтовых водах превышают концентрации этих же веществ в промстоках в десятки раз. Несколько более высокие концентрации вредных компонентов по сравнению с промстоками отмечаются в грунтовых водах и близ хранения жидких отходов. На данном предприятии именно места хранения отходов являются основными очагами концентрированного загрязнения грунтовых вод. Рассеянное загрязнение осуществляется через атмосферу. В целом, ореол загрязнения в грунтовых водах через 5 лет после ввода в эксплуатацию завода готовой продукции охватил территорию общей площадью около 100 км². При этом на площади до 10—12,5 км² это загрязнение по ряду компонентов превышает ПДК.

Как видно из приведенного примера, на территориях с нарушенными породами промышленное строительство может приводить к формированию очень больших запасов сильно загрязненных вод. Поэтому при планировании и проектировании промышленных предприятий на подобных территориях вопросу эколого-гидрогеологического прогнозирования должно уделяться максимум внимания.

В заключение следует указать, что организованные сбросы вод в промливневую канализацию обычно имеют ограниченные расходы и осуществляются концентрированно, на выходе они могут поступать в реки и озера после принудительной очистки в специальных очистных сооружениях. Применительно к грунтовым водам такая очистка в местах их разгрузки в поверхностные воды практически невозможна. Это связано как с крупными запасами грунтовых вод, так и с их рассеянностью разгрузки на большом протяжении по берегу и дну реки (озера). Отсюда следует, что загрязненные грунтовые воды являются одним из наиболее по-

стоянных и опасных источников загрязнения поверхностных вод. К тому же уже сложившееся загрязнение грунтовых вод сохраняется в течение длительного периода обычно даже после ликвидации первоисточника загрязнения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Пиннекер Е. В., Б. М. Шенькман. Проблема охраны подземных вод Восточной Сибири от загрязнения. — В кн.: Вопросы гидрогеологии и инженерной геологии Восточной Сибири. Иркутск, 1974, с. 53—63.
 2. Гютюнова Ф. И. Физико-химические процессы в подземных водах. — М.: Наука, 1976. — 127 с.
 3. Хоскинг К. Ф. Г. Проблемы применения геохимических методов поисков в Корнуэлле, Англия. — В кн.: Науки о Земле, т. 55, «Геохимические поиски». М., Мир, 1973, с. 90—107.
-

Г. Н. УГРЕНИНОВ, Н. Б. БАРЫШНИКОВ,
Н. И. КРУПНИКОВА (ЛГМИ)

РАЙОНИРОВАНИЕ ВЕСЕННЕГО СТОКА МЕТОДОМ МНОЖЕСТВЕННОЙ ИНВЕРСИИ

Общеизвестно, что расчет экстремальных значений гидрологической величины сопряжен с большими погрешностями, вызванными, в частности, ошибками определения статистических характеристик вследствие ограниченности объема исходной информации. Особенно велики эти погрешности при отсутствии гидрологических наблюдений. Один из путей повышения надежности гидрологических расчетов — конструирование генеральной совокупности по данным наблюдений на нескольких водных объектах, находящихся в пределах района, однородного в отношении изучаемого гидрологического элемента.

Подобным образом были определены статистические характеристики стока за весенний период на неизученном ручье Горском, являющемся главным водоприемником промышленных стоков комбината «Фосфорит». В настоящее время на этом ручье — левом притоке р. Луги вблизи г. Кингисеппа — размещена гидрологическая сеть ЛГМИ. Для оценки интенсивности антропогенного воздействия на гидрологический режим водотока необходимо иметь четкое представление о характеристиках режима в естественном состоянии. Вычисление параметров распределения величины весеннего стока по схеме СН 435-72 [4] — в данном случае неприемлемый вариант решения, поскольку речь идет о малом водотоке с площадью водосбора $F = 15 \text{ км}^2$, для которого аazonальные факторы могут иметь превалирующее влияние. Подбор бассейна-аналога гидролого-географическими методами [1] — трудно выполнимая задача в связи с осуществлением в настоящее время на водосборе ручья Горского необратимых изменений ландшафта и гидрологического режима.

Картинирование параметров распределения весеннего стока в бассейне р. Луги весьма затруднительно вследствие чрезвычайной неоднородности полей стока как за половодье, так и за год. Например, в зоне рек с нормой годового модуля стока $8-9 \text{ л/с·км}^2$ находится река Хревица (правый приток р. Луги) с модулем

13 л/с·км². Неоднородность полей стока за половодье и за год в бассейне р. Луги связана, в частности, с распространением карста на водосборах правобережных притоков, протекающих в области разгрузки подземных вод обширного Силурийского плато.

Районирование весеннего стока с помощью разработанного в ГГИ метода множественной инверсии [3] представляет научный интерес, поскольку позволяет сравнить итоги статистической оценки полей стока с результатами гидролого-географического подхода к выявлению территориальной неоднородности стока.

Гипотеза об однородности гидрологического элемента Y в пределах территории, на которой находятся k водотоков, проверяется в отношении трех признаков: нормы $\bar{y}$, второго и третьего моментов. Для оценки последних производится преобразование исход-

ных данных y_i в ряды величин $\left(\frac{y_i}{\bar{y}} - 1\right)^2$ и $\frac{\left(\frac{y_i}{\bar{y}} - 1\right)^3}{C_{vy}^3}$.

На основе широко известного двухвыборочного критерия Манна-Уитни производится проверка однородности любого числа выборок. В качестве критерия однородности k распределений принимается сумма инверсий

$$U_{MH} = \sum_{j=1}^{j=m} U_j, \quad (1)$$

где U_j — сумма инверсий при совместном рассмотрении j -й пары выборок элемента Y ; $m = \frac{k(k-1)}{2}$.

Распределение множественной инверсии U_{MH} приближенно описывается нормальным законом с параметрами

$$MU_{MH} = \sum_{j=1}^{j=m} MU_j; \quad (2)$$

$$DU_{MH} = \sum_{j=1}^{j=m} DU_j. \quad (3)$$

Если при уровне значимости α реализация множественной инверсии U_{MH} попадает в интервал

$$U_{MH} \begin{matrix} p_1 = \frac{\alpha}{2} \\ > \end{matrix} U_{MH} > \begin{matrix} U_{MH} \\ p_2 = 1 - \frac{\alpha}{2} \end{matrix}, \quad (4)$$

то нет оснований отвергнуть гипотезу однородности поля гидрологической величины — в отношении конкретного признака, например нормы y .

Районы, однородные по признаку нормы, обычно значительно уступают по размерам регионам, однородным по признаку вто-

рого момента, и тем более территориям, однородным в отношении коэффициента асимметрии.

Описываемая схема оценки полей гидрологических элементов требует тщательной подготовки исходной гидрологической информации. Статистической обработке подлежат только ряды физически сопоставимых величин. Так, например, выборки максимальных модулей стока рек должны быть преобразованы в ряды элементарных модулей [2, 3].

В нашем случае прежде всего встал вопрос о сопоставимости периодов подсчета весеннего стока на различных реках. В итоге решено принять расчетный период для всех притоков нижнего течения р. Луги от п. Толмачева до г. Кингисеппа одинаковым и соответствующим срокам половодья в нижнем гидростворе со смещением дат начала и конца периода на время добегаания до г. Кингисеппа. Такое решение вызвано целью исследования — оценить однородность распределения слоя весеннего стока, а не характеристик динамики развития половодья на каждом водосборе. В противном случае неодновременность начала и конца половодья на различных реках подчас приводила бы к тому, что дождевой паводок на малой реке после окончания половодья не включался бы в состав весеннего стока, в то время как на более крупной реке волна того же самого паводка накладывалась бы на спадовую ветвь половодья. С теоретической точки зрения следовало бы сопоставлять только слои талых вод, однако расчленение гидрографа — операция, обычно сопряженная с погрешностями субъективного характера.

На водосборах ряда рек рассматриваемой территории имеется довольно много озер: так, относительные площади озер ($f_{оз}$) в бассейнах рек Саба и Долгая составляют соответственно 2 и 5%. Озера несомненно оказывают регулирующее влияние на процессы формирования весеннего половодья. С целью исключения этого влияния данные о стоке озерных рек пересчитаны и приведены в соответствие с условиями безозерной реки. Такой пересчет нельзя выполнить по известным схемам [2], имеющим целью учет влияния озер на формирование максимального стока. Пересчет значений весеннего стока предлагается производить по следующей схеме.

— Определяется разность средних многолетних значений слоя меженного стока озерной ($\bar{y}_0^{мек}$) и безозерной ($\bar{y}_{мек}$) рек, находящихся по данным гидролого-географического районирования в стокооднородной зоне,

$$\Delta \bar{y}_0^{мек} = \bar{y}_0^{мек} - \bar{y}_{мек}. \quad (5)$$

— Величина слоя стока $\Delta \bar{y}_0^{мек}$ прибавляется к слою весеннего стока на озерной реке, и значение

$$\bar{y}_0^* = \bar{y}_0 + \Delta \bar{y}_0^{мек} \quad (6)$$

принимается в качестве оценки нормы весеннего стока на озерной реке, приведенной к условиям отсутствия озерного регулирования стока за половодье.

— Значение слоя весеннего стока за каждый i -й год умножается на коэффициент регулирования весеннего стока озерами

$$y_{0,i}^* = \delta y_{0,i} \quad (7)$$

где $\delta = \frac{\bar{y}_0^*}{y_0}$.

В основе предлагаемой схемы учета влияния озер лежит предположение о том, что аккумулируемая озерами полая вода в период межени расходуется на питание озерной реки. Разумеется, это несколько упрощенный подход, не учитывающий, например, влияния испарения с поверхности озер и ряда других факторов. В принципе коэффициент регулирования весеннего стока озерами (δ) — величина переменная, которая должна вычисляться по данным i -го года с учетом поля выпадения осадков за период межени на водосборах озерной и безозерной рек.

Вычисление коэффициента δ лучше всего выполнять путем сопоставления данных о стоке озерной и безозерной рек с близкими по величине площадями водосборов. Возможны случаи, когда на стокооднородной территории (по данным гидролого-географического районирования) нет безозерных рек. Тогда сравниваются две озерные реки, и полученный коэффициент δ' соотносится с разностью относительных площадей озер ($\Delta f_{\text{оз}}$) в бассейнах сравниваемых рек. При этом можно допустить наличие прямой пропорциональности между значением коэффициента δ' и относительной площадью $f_{\text{оз}}$.

Оценка регулирующего влияния озер за весну и межень не являлась целью данного исследования. В настоящем виде предлагаемая схема учета озерности требует уточнения и детализации.

Полученные в итоге указанных преобразований ряды данных о весенней водности 26 рек бассейнов р. Луги и Плюсы были подвергнуты анализу на предмет зависимости слоя весеннего стока от величины водосбора. Определено значение коэффициента корреляции десятичных логарифмов слоя стока и площади бассейна $r_{\lg y, \lg F} \approx -0,30$. Однако оценка значимости коэффициента корреляции, при уровне значимости $\alpha = 0,10$, показала, что в пределах имеющихся данных допустимо признать этот коэффициент корреляции равным нулю, т. е. незначимой величиной.

Итак, в процессе проверки гипотезы об однородности полей весеннего стока были использованы преобразованные указанным образом данные о стоке семи рек бассейна р. Луги ($k = 7$) с площадями водосборов от $F = 10,2 \text{ км}^2$ (ручей Чернецкий — д. Ситенка) до $F = 1280 \text{ км}^2$ (р. Саба — д. Райково). Расчеты с применением метода множественной инверсии показали, что при уровне значимости $\alpha = 0,05$ по признакам трех первых моментов ($y, C_y,$

C_{sy}) нет оснований отвергнуть гипотезу стокооднородности левобережья р. Луги от п. Толмачева до г. Кингисеппа. На правобережье даже смежные водосборы в ряде случаев не однородны по признаку нормы $\bar{y}$.

Следовательно, основные результаты гидролого-географического районирования в бассейне р. Луги полностью подтвердились.

Подтвердилось и положение создателя метода множественной инверсии В. Ф. Крюкова [3] об увеличении площади однородного района с возрастанием момента: так, все рассмотренные семь водосборов лево- и правобережья однородны по признаку C_{vy} , а однородная в отношении коэффициента асимметрии C_{sy} территория охватывает по меньшей мере весь бассейн р. Луги.

Конструирование генеральной совокупности весеннего стока выполнено способом отдельного осреднения статистических характеристик $\bar{y}$, C_{vy} и C_{sy} в пределах районов, однородных в отношении этих признаков. При таком способе определения параметров кривой обеспеченности используется максимальный объем независимой информации, возрастающий с увеличением порядка момента распределения.

Практическим результатом выполненного исследования является кривая обеспеченности весеннего стока на левобережье р. Луги (см. таблицу).

Ординаты биномиальной кривой обеспеченности весеннего стока (в мм слоя)

Параметры	1 %	5 %	10 %	25 %	50 %	75 %	90 %	95 %	99 %
$\bar{y} = 143$									
$C_{vy} = 0,33$	263	224	206	173	140	110	84,4	70,0	44,3
$C_{sy} = 0,33$									

Полученная кривая может быть принята в качестве распределения величины весеннего стока неизученного ручья Горского за период естественного режима. Ручей Горский находится в пределах стокооднородного района левобережья р. Луги. Влияние каких-либо азональных факторов вследствие малых размеров бассейна ручья Горского ($F=15 \text{ км}^2$), по всей вероятности, в данном случае не может привести к существенным погрешностям, так как при оценке полей весеннего стока учитывались данные многолетних наблюдений на столь же малом водотоке — ручье Чернецком ($F=10,2 \text{ км}^2$), являющемся левым притоком р. Луги в пределах стокооднородного района.

В процессе конструирования генеральной совокупности объединялись ряды зависимых величин. На левобережье р. Луги, например, коэффициенты корреляции весеннего стока рек однородного

района составляли 0,80—0,90. Поэтому объем независимой информации при вычислении параметров распределения изложенным способом возрос не столь существенно, как это можно было ожидать. Автор метода множественной инверсии В. Ф. Крюков детально не оценивает увеличения точности расчета параметров распределения при раздельном районировании статистических характеристик. Некоторые рекомендации по оценке возрастания объема независимой информации при объединении выборок даны, в частности, в работе [5]. Предварительная оценка погрешностей вычисления значений первых трех моментов распределения весеннего стока показала несомненную эффективность применения статистического метода районирования при условии использования физически сопоставимых рядов гидрологических данных.

ЛИТЕРАТУРА

1. Воскресенский К. П. Норма и изменчивость годового стока рек Советского Союза. — Л.: Гидрометеиздат, 1962. — 546 с.
2. Клибашев К. П., Горошков И. Ф. Гидрологические расчеты. — Л.: Гидрометеиздат, 1970. — 460 с.
3. Крюков В. Ф. Методика территориального обобщения статистических характеристик минимального стока рек (на примере Дона). — Труды ГГИ, 1974, вып. 213, с. 107—126.
4. Указания по определению расчетных гидрологических характеристик. СН 435-72. — Л.: Гидрометеиздат, 1972. — 20 с.
5. Шелутко В. А., Орлов В. Г. Анализ условий применения метода годостанций. — Труды ЛГМИ, 1969, вып. 35, с. 53—76.

В. А. ШЕЛУТКО, В. Г. ГУТНИЧЕНКО (ЛГМИ)

УТОЧНЕНИЕ СВЕРХДОЛГОСРОЧНЫХ ПРОГНОЗОВ ДИНАМИКО-СТАТИСТИЧЕСКИМ МЕТОДОМ С ПОМОЩЬЮ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ИСХОДНОЙ ИНФОРМАЦИИ

1. Постановка задачи

Динамико-статистический метод сверхдолгосрочного прогнозирования основан на использовании внутрирядной связи последовательности значений геофизических макропроцессов во времени, описываемой автокорреляционной функцией $R(\tau)$ [2, 3]. Численная реализация прогнозирования сводится к решению линейного равенства

$$\overset{\circ}{x}_t = k_1 \overset{\circ}{x}_{t-1} + k_2 \overset{\circ}{x}_{t-2} + \dots + k_n \overset{\circ}{x}_{t-n} = \sum_{i=1}^n k_i \overset{\circ}{x}_{t-i}, \quad (1)$$

где $\overset{\circ}{x}_{t-1}, \overset{\circ}{x}_{t-2}, \dots, \overset{\circ}{x}_{t-n}$ — последовательность предшествующих значений рассматриваемого процесса в отклонениях от среднего значения; $k_1, k_2, \dots, k_n$ — коэффициенты линейной экстраполяции или коэффициенты обратной связи, определяемые по матрицам коэффициентов корреляции внутрирядной связи; n — период обратной связи.

Практически равенство (1) представляет собой ни что иное, как уравнение или функцию линейной регрессии величины $\overset{\circ}{x}_t$ относительно аргументов $\overset{\circ}{x}_{t-1}, \overset{\circ}{x}_{t-2}, \dots, \overset{\circ}{x}_{t-n}$. В настоящее время решение уравнения регрессии (1) производится путем определения коэффициентов веса $k_1, k_2, \dots, k_n$ с помощью аппарата множественной линейной корреляции, основанного на принципе наименьших квадратов.

Как известно, принцип наименьших квадратов заключается в определении неизвестного параметра k исходя из условия минимума среднего значения квадратов отклонений

$$\varepsilon_0^2 = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (\overset{\circ}{x}'_i - \overset{\circ}{x}_i)^2 = \min. \quad (2)$$

регрессионных значений $\overset{\circ}{x}_i'$, вычисленных по уравнению (1) от соответствующих наблюдаемых значений $\overset{\circ}{x}_i$. В применении к уравнению (1) решение уравнения (2) в конечном счете сводится к построению и решению определителей матриц коэффициентов корреляции внутрирядной связи при различных сдвигах τ ($\tau = 1, 2, \dots, n$) [2].

Наиболее эффективные оценки коэффициентов $k_1, k_2, \dots, k_n$ по методу наименьших квадратов могут быть получены при выполнении следующих условий. Во-первых, внутрирядные связи в исходных рядах наблюдений должны быть линейными. Если внутрирядные связи криволинейны, то коэффициенты корреляции, входящие в расчетные формулы коэффициентов веса, занижают величину тесноты связи и при значительной криволинейности вообще не могут служить для ее оценки. Во-вторых, исходные ряды наблюдений должны подчиняться нормальному закону распределения [6]. Дело в том, что принцип наименьших квадратов основывается на минимизации среднего квадрата отклонений по всем значениям исходной переменной величины, то есть в основе метода лежит предположение о том, что возможная ошибка расчетов одинакова для всех значений ряда $\overset{\circ}{x}_t$. Однако это предположение верно только в том случае, если распределение исходного ряда не ограничено сверху и снизу, или точнее подчиняется нормальному закону. Если распределение ограничено снизу, то есть имеет положительную асимметрию как большинство гидрологических рядов, то ошибка минимальных значений должна быть меньше средней ошибки по всем значениям ряда $\overset{\circ}{x}_t$. В противном случае, ошибка расчетов максимальных значений будет занижена, а для минимальных значений будут получены расчетные величины $\overset{\circ}{x}_t'$ меньше, чем возможные. Например, для рядов стока могут быть получены отрицательные значения.

Уровень или существенность влияния указанных факторов на точность расчетов или в данном случае сверхдолгосрочного прогнозирования по равенству (1) неизвестна. Можно лишь предполагать, что учет их в какой-то степени позволит повысить точность прогнозов.

В настоящее время разработаны методы преобразования исходной информации, позволяющие выпрямить монотонно возрастающие или монотонно убывающие связи и перейти от любого асимметричного закона распределения к нормальному. В данной работе для уточнения прогнозов были использованы методы логарифмизации и нормализации [1].

2. Нормализация исходной информации путем логарифмирования

Для вероятностного описания и расчета гидрологических величин, которым свойственна асимметрия, используется так называемое логарифмически-нормальное распределение [1].

В практике разработаны две разновидности логарифмически-нормального распределения. Первая из них, используемая в данном случае, заключается в логарифмическом преобразовании всех членов ряда наблюдений. При этом, если значения исходного ряда $x_1, x_2, \dots, x_n$ имели область изменения от 0 до ∞ ($0 \leq x < \infty$), то есть ряд был заведомо асимметричен (изменения ниже нормы ограничены величиной нормы ($x \geq 0$), а выше нормы не ограничены), то ряд преобразованных значений $u = \ln x$ будет уже изменяться в пределах от $-\infty$ до ∞ ($-\infty < u < \infty$), то есть по характеру распределения приближаться к нормальному.

Такой подход весьма прост в техническом отношении и обладает важным принципиальным достоинством, заключающимся в том, что он позволяет использовать весь арсенал достаточно хорошо разработанных для нормального закона методических средств. Теоретическая кривая распределения ряда $u = \ln x$ при достаточно большом N имеет вид нормального закона распределения

$$y = \frac{1}{\sigma_u \sqrt{2\pi}} \exp\left(-\frac{(u - \bar{u})^2}{2\sigma_u^2}\right) = \frac{1}{\sigma_{\ln x} \sqrt{2\pi}} \exp\left(-\frac{(\ln x - \overline{\ln x})^2}{2\sigma_{\ln x}^2}\right), \quad (3)$$

где

$$\bar{u} = \frac{\sum_{i=1}^N u_i}{N} = \frac{\sum_{i=1}^N \ln x_i}{N} = \overline{\ln x}; \quad (4)$$

$$\sigma_u = \sigma_{\ln x} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (u_i - \bar{u})^2}{N-1}} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (\ln x_i - \overline{\ln x})^2}{N-1}}. \quad (5)$$

Следует отметить, что подобный подход неудобен, так как при проведении дальнейших расчетов приходится пользоваться логарифмическим языком. Так в единицах логарифмов выражаются рассматриваемые величины и соответственно все параметры, в логарифмической шкале производятся необходимые сопоставления и лишь в конце расчетов итоговые характеристики выражаются в натуральных единицах.

К более существенным недостаткам рассматриваемого метода относятся следующие. Во-первых, логарифмическое преобразование не может быть использовано для отрицательных значений. Во-вторых, при переходе от значений переменных к значениям их логарифмов и обратно происходит некоторое сглаживание естественных колебаний ряда и уменьшение его дисперсии. Наконец, в-третьих, на результатах расчетов с использованием логарифмирования могут сильно сказаться отклонения одного-двух значений в области минимума.

3. Выравнивание и нормализация исходной информации

Второй способ, позволяющий перейти к нормальному закону распределения, заключается в использовании объективного численного метода выравнивания и нормализации нелинейных попарно-монотонных корреляционных связей, то есть таких, когда все попарные кривые регрессии между исходными переменными представляют собой любые возрастающие либо убывающие функции, без максимумов и минимумов [1].

Нормализация исходных переменных осуществляется путем двух последовательно выполненных монотонных преобразований. Первое преобразование состоит в замене исходных переменных их эмпирическими вероятностями превышения согласно формуле

$$p_i = \frac{i - 0,3}{N + 0,4}, \quad i = 1, 2, \dots, N, \quad (6)$$

где i — порядковые номера исходного ряда значений x после ранжирования в убывающем порядке.

Второе преобразование состоит в замене эмпирических вероятностей превышения p_i нормализованными переменными t_i по известной таблице значений нормальной нормированной интегральной функции распределения

$$p_i = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^{t_i} e^{-\frac{t^2}{2}} dt = \Phi(t_i). \quad (7)$$

Полученные значения нормализованных переменных используются для решения уравнения (1).

Однако следует заметить, что переход от фактических значений переменных к нормализованным связан с некоторой идеализацией. Во-первых, уменьшается дисперсия исходных переменных и, во-вторых, обратный переход от нормализованных переменных к исходным производится по сглаженной теоретической кривой распределения, которая не всегда точно соответствует эмпирической. В этом случае правильный выбор теоретического закона распределения значений исследуемого процесса является определяющим.

Прогнозирование динамико-статистическим методом производится по известному алгоритму [2] с предварительной трансформацией исходных рядов наблюдений путем логарифмирования и нормализации по способу Г. А. Алексеева.

Все численные эксперименты производились на ЭЦВМ М-222 по программам кафедры гидропрогнозов.

4. Исходные данные

В качестве исходных данных для прогнозирования динамико-статистическим методом и экспериментов по его уточнениям в данной работе использовались средние квартальные, средние

годовые и средние за период с V—X месяцы расходы воды полезного притока в оз. Байкал и боковой приточности в реку Ангара на участке Иркутская ГЭС—Братская ГЭС за период с 1899 по 1976 гг.

Ввиду того, что имелись два варианта исходных данных, один из которых получен в «Иркутскэнерго» (данные «Мосгидепа»), а другой—в Сибирском НИИ энергетики, был проведен анализ достоверности различных вариантов. При этом оказалось, данные до 1962 г. в основном совпадают, однако имеются некоторые разночтения, вызванные различием приемов расчета в различных организациях. С 1962 г. данные взяты по материалам Иркутского УГМС.

Следует также отметить, что гидрометрические работы на притоках озера Байкал начались в основном с 1927 г. [4]. В это время они освещали только четыре процента общей площади водосбора. С 1933 г. гидрометрическая освещенность резко возросла за счет включения в число изученных рек Баргузин и Селенга. Более достоверно приток в озеро Байкал определяется с начала сороковых годов. В это время гидрометрическая освещенность территории бассейна превысила 90%. Однако завершение строительства Иркутской ГЭС в конце пятидесятых годов привело к подтоплению озера Байкал, нарушив в некоторой степени его естественный режим. Все эти обстоятельства в значительной мере определяют сравнительно невысокую точность прогнозов динамики статистическим методом по исходным рядам наблюдений и вызывают необходимость применения различных методов уточнений.

5. Результаты численных экспериментов по уточнению прогнозов

Изложенный прием трансформации путем логарифмирования использовался для выпуска прогнозов по всем исходным рядам полезного притока в оз. Байкал (за исключением первого квартала) и бокового притока в р. Ангара. С помощью нормализации прогнозы полезного и бокового притока выпускались только по рядам значений за второй квартал, период с V по X месяцы и год.

Для оценки средней эффективности использованных приемов трансформации по результатам прогнозов каждого прогнозируемого признака были рассчитаны средние величины статистических характеристик оценки прогнозов $\bar{R}_{\text{фр}}$ и $\bar{\delta}$ (табл. 1). В расчет $\bar{R}_{\text{фр}}$ и $\bar{\delta}$ вошли результаты оценки поверочных прогнозов по всем названным выше периодам T , как оптимальным (обеспеченность поверочных прогнозов по которым достаточно высока), так и не принятым в расчет при выпуске оперативных прогнозов, то есть имеющих $R_{\text{фр}}$ меньше 0,60. Поэтому значения $\bar{R}_{\text{фр}}$ получились заниженными, а $\bar{\delta}$ —завышенными по сравнению с точностью оперативных прогнозов.

Таблица 1

**Средние значения статистических характеристик прогнозов
по исходным и трансформированным рядам**

Прогнозируемый период	Исходный ряд		По логарифмам исходного ряда		По нормализованным значениям исходного ряда.	
	$R_{фр}$	δ	$R_{фр}$	δ	$R_{фр}$	δ

Полезный приток в оз. Байкал

I квартал	0,52	0,75				
II квартал	0,55	0,69	0,59	0,67	0,60	0,64
III квартал	0,57	0,71	0,62	0,65		
IV квартал	0,49	0,76	0,57	0,68		
C V по X мес.	0,59	0,71	0,62	0,69	0,67	0,58
Год	0,57	0,70	0,64	0,61	0,67	0,59

Боковой приток в р. Ангара

I квартал	0,57	0,73	0,62	0,66		
II квартал	0,64	0,61	0,57	0,75	0,60	0,71
III квартал	0,72	0,48	0,73	0,48		
IV квартал	0,56	0,72	0,56	0,73		
C V по X мес.	0,72	0,52	0,71	0,52		
Год	0,70	0,55	0,70	0,54	0,69	0,54

Как следует из приведенных данных, при логарифмировании рядов полезного притока в озеро Байкал коэффициент корреляции фактических и спрогнозированных значений увеличился, а критерий случайности уменьшился в среднем для всех прогнозируемых периодов на 0,06, то есть в среднем точность прогнозов повысилась примерно на 10%. По отдельным прогнозируемым периодам средний коэффициент корреляции увеличился на 0,03—0,08, а критерий случайности уменьшился на 0,02—0,09. Таким образом, использование трансформации рядов полезного притока в оз. Байкал путем логарифмирования позволило увеличить точность прогнозов и в среднем по всем расчетным периодам оказалось достаточно эффективным.

Менее эффективным оказалось применение логарифмирования при прогнозировании динамико-статистическим методом бокового притока в реку Ангара. Лишь по одному прогнозируемому периоду

(I квартал) коэффициент корреляции $R_{\text{фр}}$ увеличился на 0,05, а критерий случайности уменьшился на 0,07. В остальных случаях средняя эффективность поверочных прогнозов по логарифмам оказалась меньше, чем по исходным рядам наблюдений.

С целью выяснения причины меньшей эффективности логарифмирования при прогнозировании бокового притока по каждому ряду наблюдений обычным путем [7] были определены величины коэффициента асимметрии (табл. 2). Оказалось, что по всем рядам полезного притока в оз. Байкал, за исключением первого квартала, коэффициент асимметрии $C_s > (4-6)C_v$, то есть эти ряды сильно асимметричны.

По рядам бокового притока в р. Ангара коэффициенты асимметрии меньше или равны $4C_v$, причем по рядам притока в первый и второй квартал отношение C_s к C_v соответственно равно 0 и -1. По рядам притока в третий квартал и в год отношение C_s к C_v равно 2 и только в четвертом квартале и в период с V по X месяцы отношение C_s к C_v равно 4. Таким образом, ряды бокового притока в реку Ангара подчиняются нормальному закону распределения или умеренно асимметричны. Естественно, что для этих рядов логарифмирование при прогнозировании динамико-статистическим методом незначительно улучшило результаты, а в некоторых случаях, учитывая недостатки метода логарифмирования (см. выше), ухудшило их.

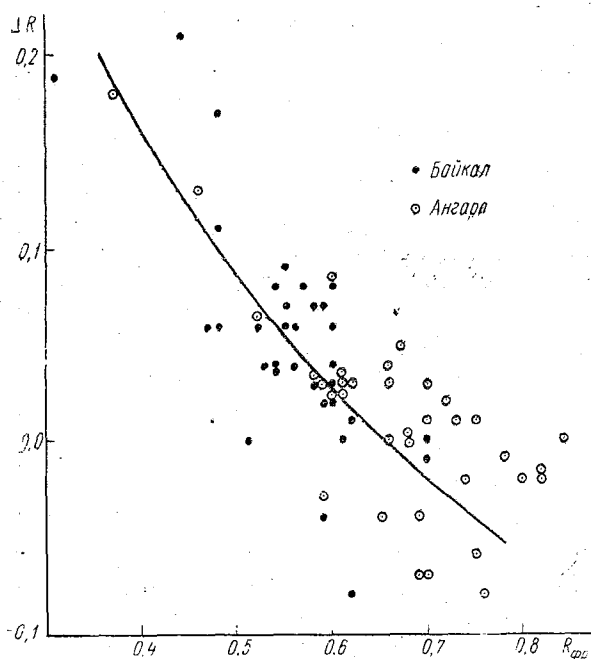
На рисунке представлен график зависимости уточнения прогнозов, выраженного в приращениях коэффициента корреляции фактических и расчетных величин при логарифмировании ΔR , от величины коэффициента корреляции $R_{\text{фр}}$ прогнозов по исходным рядам наблюдений. Очевидно, что связь $\Delta R = f(R_{\text{фр}})$ является достаточно четко выраженной, причем наибольшие приращения ΔR получаются при значениях коэффициентов корреляции меньших 0,6. Таким образом, путем логарифмирования в наибольшей степени уточняются прогнозы по тем рядам, где до этого их оправдываемость была недостаточной для выпуска оперативных прогнозов.

Как отмечалось ранее [8], в результате прогнозирования по рядам различной продолжительности выбираются так называемые оптимальные расчетные периоды, по которым и производится выпуск оперативных прогнозов. При этом оптимизация проводится исходя из следующих требований к продолжительности расчетного ряда. С одной стороны, продолжительность должна быть достаточно велика, для того чтобы корреляционная функция рассчитывалась с наибольшей точностью. С другой стороны, продолжительность должна быть достаточно мала, для того чтобы влияние нестационарности процессов, приводящее к сглаживанию значений корреляционной функции, сказалось незначительно. Учет этих противоречивых требований производится на основе численных экспериментов. При этом в качестве критерия выбора оптимальной продолжительности исходного ряда наблюдений принимается,

во-первых, величина критерия случайности δ и, во-вторых, соответствие величин δ и коэффициента корреляции $R_{\text{фр}}$ по теоретической формуле для стационарных процессов

$$R_{\text{фр}} = \sqrt{1 - \delta}. \quad (8)$$

В табл. 2 представлены результаты оценки поверочных прогнозов по оптимальному периоду исходного ряда для различных



Зависимость приращения коэффициента корреляции при логарифмировании ΔR от коэффициента корреляции $R_{\text{фр}}$ по исходному ряду наблюдений (● — данные по полезному притоку в оз. Байкал, ○ — данные о боковом притоке в р. Ангару).

прогнозируемых элементов. Как следует из приведенных данных, продолжительность оптимальных периодов для разных элементов изменяется от 55 до 78 лет. При этом по исходным рядам наблюдений полезного притока в оз. Байкал коэффициент корреляции $R_{\text{фр}}$ для названных периодов изменяется от 0,58 до 0,66, а по рядам бокового притока в р. Ангару — от 0,60 до 0,80. При трансформации исходных рядов путем логарифмирования точность прогнозов полезного притока в оз. Байкал по всем прогнозируемым элементам повысилась. Так, коэффициенты корреляции $R_{\text{фр}}$ увеличились на 0,02—0,08, а критерии случайности δ уменьшились на 0,01—0,10. Особенно важно, что при логарифмировании исход-

ной информации произошло увеличение точности поверочных прогнозов по тем рядам, по которым до этого она не удовлетворяла существующим требованиям, предъявляемым при переходе к выпуску оперативных прогнозов. Так по исходным рядам среднего годового и среднего за период с V по X месяцы полезного притока коэффициенты корреляции $R_{фр}$ были равны соответственно 0,59 и 0,58 (табл. 2). После логарифмирования исходных рядов эти коэффициенты корреляции стали равными 0,67 и 0,65. Как отмечалось выше, менее значительна эффективность трансформации путем логарифмирования по рядам бокового притока в р. Ангара. Здесь несколько лучшие результаты прогнозирования оказались только для первого ($\Delta R = 0,01$; $\Delta \delta = -0,04$) и четвертого кварталов ($\Delta R = 0,04$; $\Delta \delta = -0,03$), для периода с V по X месяцы ($\Delta R = 0,02$; $\Delta \delta = -0,03$) и года ($\Delta R = 0,01$; $\Delta \delta = -0,01$). По остальным прогнозируемым элементам точность прогнозов по логарифмированным рядам оказалась ниже. Причина этого обстоятельства рассматривалась нами выше. Следует также отметить, что оправдываемость поверочных прогнозов бокового притока достаточно велика по самим исходным рядам наблюдений.

Таблица 2

Оценка поверочных прогнозов по оптимальным расчетным периодам

Прогнозный период	По ряду наблюдений			По логарифмам ряда			По нормализованным значениям			C_s/C_v
	$T_{опт}$	$\bar{R}_{фр}$	δ	$T_{опт}$	$\bar{R}_{фр}$	δ	$T_{опт}$	$\bar{R}_{фр}$	δ	

Полезный приток в оз. Байкал

I квартал	55	0,66	0,60							0
II квартал	78	0,60	0,64	78	0,62	6,61	70	0,66	0,58	4
III квартал	70	0,60	0,64	65	0,68	0,54				6
IV квартал	70	0,60	0,64	70	0,66	0,57				5
С V по X мес.	70	0,58	0,67	70	0,65	0,58	70	0,75	0,44	5
Год	70	0,59	0,65	70	0,67	0,56	70	1,72	0,48	5

Боковой приток в р. Ангара

I квартал	65	0,75	0,49	65	0,76	0,45				—1
II квартал	65	0,65	0,62	65	0,61	0,75	50	0,68	0,54	1
III квартал	60	0,80	0,38	60	0,79	0,42				2—3
IV квартал	78	0,60	0,65	65	0,64	0,62				4
С V по X мес.	70	0,72	0,49	70	0,74	0,46				4
Год	70	0,73	0,47	70	0,74	0,46	75	0,72	0,49	2—3

Таким образом, прием трансформации рядов полезного притока в оз. Байкал позволяет повысить точность прогнозирования и его следует использовать при выпуске оперативных прогнозов.

По рядам бокового притока в р. Ангарау применение логарифмирования исходной информации оказалось неэффективным. Однако в обоих случаях логарифмирование исходной информации может использоваться для повышения устойчивости и надежности прогнозирования в экстремальных случаях. Большое расхождение при выпуске оперативных прогнозов по исходным и логарифмированным рядам говорит о неустойчивости решения и необходимости проведения дополнительного анализа по всем вариантам проверочного прогнозирования.

Применение метода нормализации исходной информации по функции обеспеченности для прогноза динамико-статистическим методом полезного притока в оз. Байкал оказалось эффективным (табл. 1, 2). Так, при прогнозировании по нормализованным значениям притока во втором квартале коэффициент корреляции $R_{фр}$ увеличился в среднем по рядам различной продолжительности на 0,05, а критерий случайности δ уменьшился на эту же величину. По ряду значений притока за период с V по X месяцы коэффициент корреляции $R_{фр}$ возрос на 0,08, а критерий случайности δ уменьшился на 0,13. По ряду значений годового притока коэффициент корреляции $R_{фр}$ увеличился на 0,09, а критерий случайности δ уменьшился на 0,11. По оптимальным расчетным периодам (табл. 2) $R_{фр}$ увеличился соответственно на 0,06; 0,17 и 0,13, а критерий случайности δ уменьшился на 0,06; 0,13 и 0,17.

Применение нормализации для прогнозов динамико-статистическим методом бокового притока в р. Ангарау по данным расчетов оказалось из-за малой асимметричности функций распределения исходных рядов недостаточно эффективным.

6. Заключение

В работе на примере рядов полезного притока в оз. Байкал и бокового притока в р. Ангарау рассматривалась возможность использования логарифмирования и нормализации для повышения точности прогнозов динамико-статистическим методом. В качестве критерия эффективности названных методов трансформации принимались коэффициенты корреляции фактических и спрогнозированных значений и критерии случайности. Проведенный анализ показал:

1. Изложенные методы трансформации исходных рядов наблюдений во многих случаях позволили увеличить точность прогнозов динамико-статистическим методом.

2. Эффективность трансформации при прогнозировании оказывается тем выше, чем больше асимметричность распределения ряда наблюдений.

3. Особенно важно, что применение трансформации позволяет увеличить точность прогнозов по тем рядам, по исходным значениям которых она была неудовлетворительной.

4. Логарифмирование и нормализация исходной информации может использоваться для повышения устойчивости и надежности прогнозов в экстремальных случаях, когда значения прогнозов на будущий период существенно отличаются от нормы.

Учитывая все выше изложенное можно считать, что применение логарифмизации и нормализации при прогнозировании динамико-статистическим методом оказалось достаточно эффективным и может использоваться в дальнейшем при выпуске оперативных прогнозов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алексеев Г. А. Объективные методы выравнивания и нормализации корреляционных связей. — Л.: Гидрометеиздат, 1971. — 363 с.
2. Алехин Ю. М. Динамико-статистический метод прогноза геофизических макропроцессов. — Труды ЛГМИ, 1961, вып. II, с. 97—123.
3. Алехин Ю. М. О некоторых проблемных вопросах динамико-статистического метода прогнозирования. — Труды ЛГМИ, 1975, вып. 56, с. 3—21.
4. Викулина З. А., Кашникова Т. Д. Водный баланс оз. Байкал. — Труды ГГИ, 1973, вып. 203, с. 3—33.
5. Демидович Б. П., Марон И. А. Основы вычислительной математики. — М.: Наука, 1966. — 658 с.
6. Линник Ю. В. Метод наименьших квадратов и основы теории обработки наблюдений. — М.: Физматгиз, 1958. — 334 с.
7. Соколовский Д. Л. Речной сток, изд. 3. — Л.: Гидрометеиздат, 1968. — 541 с.
8. Шелутко В. А., Гвоздева В. Г. Некоторые вопросы уточнения сверхдолгосрочных прогнозов геофизических процессов динамико-статистическим методом. — Труды ЛГМИ, 1975, вып. 56, с. 73—85.

В. А. ВОЛКОВ, А. М. ДОГАНОВСКИЙ (ЛГМИ)

МОРФОМЕТРИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОЗЕР КАРЕЛЬСКОГО ПЕРЕШЕЙКА

На территории Карельского перешейка сосредоточено около 700 озер, суммарная площадь водной поверхности которых 710 км² [1]. Это самый озерный район Ленинградской области. Средняя озерность составляет 5,2%, повышаясь к северу до 15—20% и снижаясь к югу до 0,5%. Большинство озер района относится к категории малых и их площадь составляет несколько десятков гектаров. Так, озер с площадью зеркала менее 0,2 км² насчитывается около 480. Наряду с такими водоемами имеются и довольно большие: Вуокса (площадь зеркала 92,6 км²), Отрадное (68,4 км²), Суходольское (44,3 км²), Глубокое (37,9 км²). Это самые крупные озера перешейка.

Большинство озер являются проточными вследствие превышения осадков над испарением и принадлежат к бассейнам рек, впадающих в Ладожское озеро и Финский залив. При этом большая часть территории тяготеет к Ладожскому озеру. Так, все перечисленные крупнейшие водоемы относятся к бассейну этого озера и входят в систему р. Вуоксы.

Как отмечено выше наибольшее количество озер рассматриваемого района сосредоточено в северной части, что связано с определенным комплексом природных условий в прошлом, которые были различны на севере и на юге перешейка. Озера северной части приурочены к доледниковым тектоническим трещинам и разломам, которые позже были разработаны деятельностью ледника. Поэтому большинство озер имеет вытянутую с северо-запада на юго-восток форму и высокие склоны котловины, сложенные или ледниковыми отложениями или кристаллическими породами. Озера южной части приурочены в основном к депрессиям, образовавшимся при аккумуляции ледниковых отложений и под действием эрозии водноледниковых потоков. Эти озера имеют чаще всего неправильные очертания и пологие низкие склоны котловин. В отличие от озер северной части «южные» озера имеют меньшую проточность, а котловины, как правило; заполнены мощным слоем иловых отложений.

В настоящее время озера Карельского перешейка в основном используются для рыбохозяйственных и рекреационных целей. Не умаляя значения озер как зон отдыха, по нашему мнению, особенно перспективно их использование для ведения рыбного хозяйства, что неоднократно отмечалось также в работах ГОСНИОРХа [4, 5], института озероведения АН СССР [8] и др. Значение озер как рыбохозяйственных объектов должно еще более повыситься после известного постановления ЦК КПСС и Совета Министров СССР 1978 г. «О мерах по дальнейшему развитию рыбоводства и увеличению вылова рыбы в пресноводных водоемах страны».

Поэтому большинство исследований озер района проводилось в этом направлении, но в первую очередь касалось вопросов биологии. Гидрологии уделялось значительно меньше внимания. Нам кажется, что для детального изучения озер следует выполнять комплексные исследования, в том числе рассматривать их гидрологический режим и морфометрию. Так, морфометрические характеристики или показатели (площадь зеркала, глубина, конфигурация, форма котловин, ее объем и др.) оказывают влияние на большинство процессов, протекающих в водоеме, в том числе на процессы обуславливающие характер и интенсивность озерных отложений, проточность водоемов, что представляется важным для рыбного хозяйства. Например, от размеров озер зависят при прочих равных условиях интенсивность волнения, течений; от извилистости береговой линии — направления этих течений и характер их воздействия на берега и дно. Глубина озера и форма его котловины влияют на гидрофизические, гидрохимические, гидробиологические показатели и т. п.

Для получения этих характеристик необходимо располагать планом водоема в изобатах и как вспомогательным средством — построенным по этим данным кривым площадей и объемов. Такие кривые дополнительно позволяют определять объемы водных масс до любого заданного горизонта, проводить расчет их теплозапасов, определять глубину центра тяжести гомогенной воды и т. п.

В связи с этим в течение нескольких лет ЛГМИ по заказу Севзапрыбвода и Севзапрыбпрома проводит кадастровые обследования малых и средних озер Карельского перешейка. Одной из главных задач является исследование морфометрических характеристик этих водоемов, для чего производились детальные съемки озер. К настоящему времени работы выполнены более чем по 200 объектам, расположенным преимущественно в северной и центральной частях перешейка (Выборгский и Приозерский районы). Кроме того, собраны и обобщены данные по озерам, изучавшимся ранее другими организациями (60 объектов). Работа еще не завершена, поэтому в статье приводятся лишь общие предварительные результаты анализа морфометрических особенностей водоемов рассматриваемого района.

По морфометрическим показателям озера Карельского перешейка очень разнообразны. Для большинства из них характерна вытянутая форма, а очень малые озера, как правило, округлы. Часто встречаются водоемы, представляющие расширенные плесовые участки рек. Такие озера чаще всего являются составными частями озерно-речных систем. На рис. 1 приведены плановые

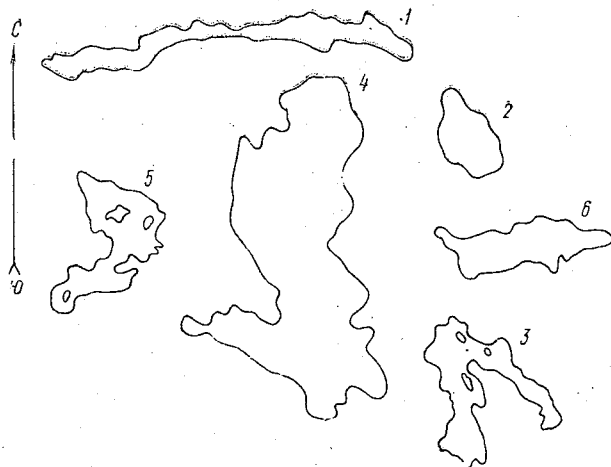


Рис. 1. Очертания некоторых озер Карельского перешейка:

1 — озеро без названия, $F_o = 0,18 \text{ км}^2$; 2 — оз. Боевое, $F_o = 0,1 \text{ км}^2$; 3 — оз. Дужки, $F = 0,34 \text{ км}^2$; 4 — оз. Капитоновское, $F_o = 0,9 \text{ км}^2$; 5 — оз. Поперечное, $F_o = 0,19 \text{ км}^2$; 6 — оз. Малое Лебединое, $F_o = 0,16 \text{ км}^2$.

очертания некоторых озер, имеющих различные площади поверхности и расположенные в разных частях Карельского перешейка.

Из общего количества обследованных к настоящему времени водоемов большинство озер имеют площадь зеркала (F_o) до 1 км^2 и лишь 10% более 5 км^2 (табл. 1).

Таблица 1

Распределение изученных озер Карельского перешейка по градациям площадей зеркала

$F_o \text{ км}^2$	до 0,1	0,1—1	1—5	5—20	20	Всего
%	19	49	22	8	2	100

Сопоставляя данные таблицы с картографическим материалом и другими исследованиями, проведенными в этой области, можно отметить, что полученное распределение в основном отражает общую картину распределения всех озер рассматриваемого района по грациям площадей.

Отметки водной поверхности озер изменяются от 0,5 м абс. (оз. Молочное в Выборгском районе) до 94,1 м абс. (оз. Мичуринское в Приозерском районе). Большая же часть водоемов расположена на высотах 15—25 м абс. При этом отмечено повышение отметок к центру перешейка, где они достигают в среднем 50—60 м абс. (озера Морозовское, Борисовское, Жемчужное и др.) и в области кристаллического щита на водоразделе между р. Новоселовкой и Дымовкой в истоке р. Красновки (оз. без названия 98 м, оз. Солнцево 90 м).

Количественно конфигурацию поверхности озера характеризует коэффициент удлиненности, который представляет собой отношение длины озера (L) к его средней ширине (B) ($K_y = \frac{L}{B}$). Зна-

чения K_y изменяются от 1,5 до 21,5 (оз. без названия в Выборгском районе $F_o = 0,18 \text{ км}^2$). Для озер северной части перешейка K_y , как правило, больше 2,5. При этом прослеживается возрастание коэффициента удлиненности с увеличением площади зеркала. Так, для озер этого района площадью до $0,1 \text{ км}^2$ значения K_y в большинстве случаев не превышают 2,5, при $F_o \approx 1 \text{ км}^2$ K_y возрастает до 4—5.

Важной характеристикой, отражающей плановые очертания водоемов, служит коэффициент развития береговой линии, который определен по формуле

$$K_p = \frac{L}{2\sqrt{\pi F_o}} \quad (1)$$

Значения K_p изменяются от 1,0 (группа малых озер площадью в несколько гектаров в Выборгском и Приозерском районах) до 6,7 (оз. Семиостровье в Приозерском районе $F_o = 1,24 \text{ км}^2$). Анализ значений коэффициента развития береговой линии показал, что он, как правило, возрастает с увеличением площади водоемов. В большинстве случаев для озер с площадью до $0,1 \text{ км}^2$ $K_p = 1,0—1,2$, при $F_o = 0,5—1 \text{ км}^2$ K_p возрастает до 2,5—3,0.

Для озер, имеющих высокие значения K_p , характерно наличие островов, количество которых увеличивается с возрастанием коэффициента развития береговой линии. Для сравнения водоемов по показателю островности вычислен коэффициент островности, равный отношению суммарной площади островов ($F_{ост}$) к общей площади поверхности озера ($K_o = \frac{F_{ост}}{F_o} 100\%$).

Наибольшее значение K_o зафиксировано на озерах: Узорном ($K_o = 18,2$), Морозовском (9,4%), Обходном (8,9%), Семи-

островье (8,6%). Интересно отметить, что Морозовское озеро по некоторым источникам носит название Островистое.

В северной части перешейка наличие островов отмечено лишь на 10% обследованных озер, к югу этот показатель выше.

Объем воды (W_0), заключенный в озерной котловине, представляет собой водные ресурсы водоема. Объемы всех изученных

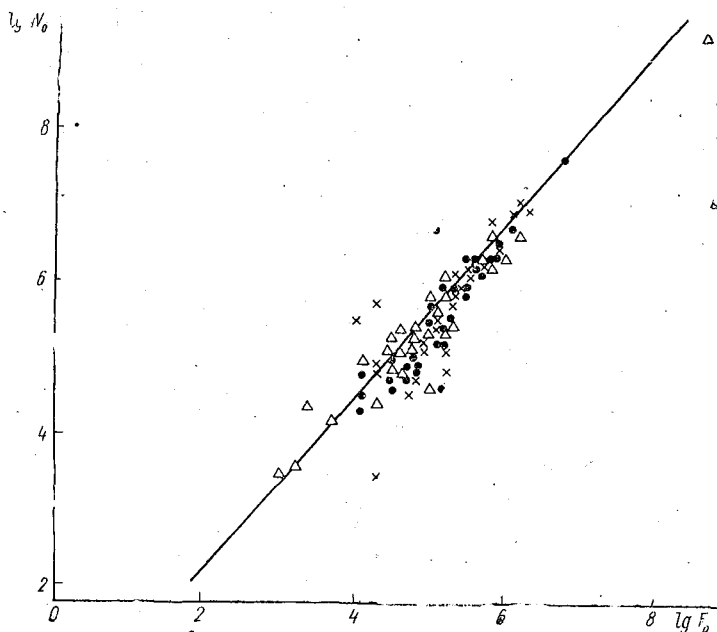


Рис. 2. Зависимость $W_0 = f(F_0)$.

озер определены как сумма объемов усеченных конусов, основаниями которых являются плоскости, обозначенные на плане изобатами.

Объемы воды в обследованных ЛГМИ озерах изменяются от $10 \cdot 10^3 \text{ м}^3$ до $36,7 \cdot 10^6 \text{ м}^3$ (оз. Гусиное).

В наиболее же крупных водоемах заключено значительно большее количество воды. В озере Вуокса содержится $468 \cdot 10^6 \text{ м}^3$, Отрадном — $526 \cdot 10^6 \text{ м}^3$, Комсомольском — $186 \cdot 10^6 \text{ м}^3$, Глубоком — $175 \cdot 10^6 \text{ м}^3$ и т. д.

Установлена достаточно тесная зависимость между объемами воды в озерах и площадями их поверхностей (рис. 2) и это несмотря на различия в происхождении котловин. Даже тщательный анализ всех обследованных объектов не позволил выявить какие-то характерные группы водоемов. Исключение составляют отдельные озера, в ряде случаев отклоняющиеся от общей зависимости. Можно лишь отметить, что с уменьшением размеров

водоемов разброс точек в поле графика увеличивается. Тем не менее эта зависимость дает возможность по известным значениям F_0 , легко определяемым по топографическим картам, ориентировочно оценить объемы воды, заключенные в том или ином озере. Эта же зависимость позволила приблизительно определить общие запасы воды во всех водоемах Карельского перешейка, которые оказались равными $8,7 \text{ км}^3$ при указанной выше суммарной площади водной поверхности 710 км^2 . Это количество соответствует запасам воды в таком крупном водоеме как озеро Ильмень при высоком стоянии урвня.

Аналитическое выражение линии регрессии имеет вид

$$W_0 = F_0^{1,1}. \quad (2)$$

Анализ максимальных и средних глубин озер показал, что их значения изменяются в широких пределах. На крупных озерах максимальные глубины, как правило, превышают 20 м. Наибольшие глубины, зафиксированные на озерах Отрадном — 27 м, Вуоксе — 25 м, Нахимовском — 22 м. Отмечено возрастание $H_{\text{макс}}$ с увеличением площадей озер, что хорошо иллюстрируется табл. 2.

Таблица 2

Средние значения максимальных глубин озер Карельского перешейка по градациям площадей зеркал

$F_0, \text{ км}^2$	до 0,1	0,1—1	1—5	5—20	>20
$\bar{H}_{\text{макс}}$	5,3	8,8	10,4	12,1	15,8

Вместе с этим выявлены и существенные отклонения. Так на озерах с F_0 до $0,1 \text{ км}^2$ отмечены несколько водоемов с $H_{\text{макс}} = 10 \text{ м}$ (озера в Приозерском районе: Маркеловское $F_0 = 0,011 \text{ км}^2$, $H_{\text{макс}} = 16,4 \text{ м}$; без названия $F_0 = 0,042 \text{ км}^2$, $H_{\text{макс}} = 12 \text{ м}$) и менее 1 м (озеро без названия $F_0 = 0,098 \text{ км}^2$, $H_{\text{макс}} = 0,9 \text{ м}$). Для других групп минимальные значения $H_{\text{макс}}$ равны соответственно 1,6 м (озеро без названия в Приозерском районе $F_0 = 0,165 \text{ км}^2$); 2 м (озеро Б. Кирилловское $F_0 = 4,16 \text{ км}^2$); 2,8 м (оз. Вишневское $F_0 = 9 \text{ км}^2$). Максимальные значения $H_{\text{макс}}$ соответственно равны: 22,7 м (оз. Б. Берестовое $F_0 = 0,25 \text{ км}^2$); 18,8 м (оз. Бородинское $F_0 = 2,29 \text{ км}^2$); 24,6 м (оз. Михалевское $F_0 = 24,6 \text{ км}^2$).

Можно отметить, что наибольшее количество аномально глубоких озер расположено в центре Карельского перешейка на наиболее высоких отметках. Помимо упомянутого выше оз. Б. Берестового можно назвать еще озера Узорное ($F_0 = 0,15 \text{ км}^2$, $H_{\text{макс}} = 16,7 \text{ м}$), Светлое ($F_0 = 0,22 \text{ км}^2$, $H_{\text{макс}} = 14,2 \text{ м}$), Мичуринское

$F_0 = 5,9 \text{ км}^2$, $H_{\text{макс}} = 19 \text{ м}$) и др. Однако говорить об общей закономерности увеличения максимальных глубин с возрастанием высоты расположения водоемов пока нет оснований, так как здесь же имеются озера и с аномально малыми глубинами (оз. Жемчужное $F_0 = 0,73 \text{ км}^2$, $H_{\text{макс}} = 3,2 \text{ м}$; оз. Долгое $F_0 = 0,32 \text{ км}^2$, $H_{\text{макс}} = 2,8 \text{ м}$ и ряд других).

Отмечено также некоторое убывание максимальных глубин на озерах южной части перешейка, где значения $H_{\text{макс}}$, как правило, ниже установленных средних значений (оз. Кавголовское $F_0 = 6,8 \text{ км}^2$, $H_{\text{макс}} = 4,5 \text{ м}$; оз. Красавица $F_0 = 5,7 \text{ км}^2$, $H_{\text{макс}} = 4,5 \text{ м}$ и др.).

Аналогично распределение средних глубин, которые вычислены как $H_{\text{ср}} = \frac{W_0}{F_0}$. Поэтому имеет место достаточно тесная зависимость $H_{\text{ср}} = f(H_{\text{макс}})$, аналитическое выражение которой имеет вид

$$H_{\text{ср}} = 2,0 H_{\text{макс}}^{0,8} \quad (3)$$

Из уравнения (3) следует, что соотношение средних и максимальных глубин $\left(\frac{H_{\text{ср}}}{H_{\text{макс}}} = C\right)$ для различных озер непостоянно и уменьшается с увеличением $H_{\text{макс}}$. Так, в среднем для озер с $H_{\text{макс}} = 3 \text{ м}$ $C = 0,5$, при $H_{\text{макс}} = 10 \text{ м}$ $C = 0,43$, при $H_{\text{макс}} = 15 \text{ м}$ $C = 0,37$ и при $H_{\text{макс}} = 20 \text{ м}$ $C = 0,31$ и т. д. Учитывая, что $H_{\text{макс}}$ в общем увеличивается с увеличением площади водоемов, как это отмечено выше, значения C , наоборот, уменьшаются.

Наряду с установленными закономерностями имеются и существенные отклонения. Например, абсолютно наименьшие значения C свойственны озерам: Обходное ($F_0 = 0,52 \text{ км}^2$, $C = 0,23$), Мысовское ($F_0 = 1,9 \text{ км}^2$, $C = 0,26$), Длинное ($F_0 = 0,21 \text{ км}^2$, $C = 0,26$) и др.

Наибольшие значения C отмечены на озерах М. Морозовское ($F_0 = 0,19 \text{ км}^2$, $C = 0,71$), на целом ряде малых озер без названия в районе Приозерска $C = 0,60-0,65$ и др.

В лимнологической литературе величина C называется коэффициентом формы котловины, который позволяет выявлять соответствие озерных котловин тому или иному правильному геометрическому телу. Так, для цилиндра $C = 1$, полуэллипсоида — 0,67, параболоида — 0,5, конуса — 0,33.

Из этого следует, что большинство озер Карельского перешейка имеют котловины, по форме занимающие промежуточное положение между конусом и параболоидом. При этом с увеличением размеров водоемов, форма их котловин приближается к конусоидальной.

По немногочисленным данным, имеющимся в нашем распоряжении, озера южной части перешейка имеют котловины по форме ближе к параболоиду и полуэллипсоиду.

Эти же выводы следуют при рассмотрении кривых объемов, построенных по всем обследованным объектам.

Для сравнения котловин между собой кривые $W_0 = f(H)$ представлены в относительных единицах и наиболее характерные даны на рис. 3. Особенностью кривых является в большинстве случаев

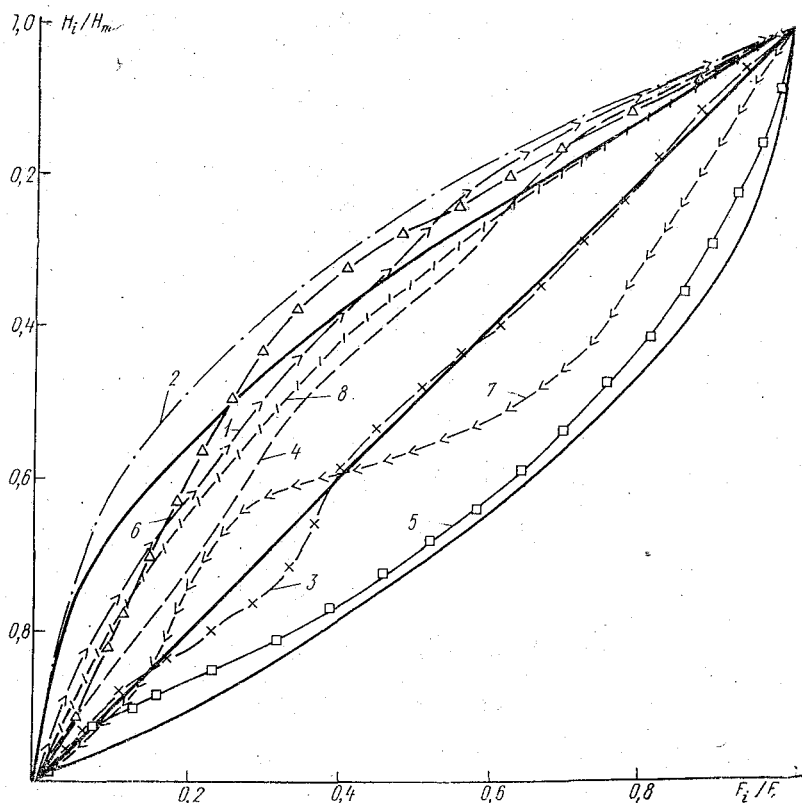


Рис. 3. Кривые объемов $W_0 = f(H)$:

- 1 — оз. Подгрядовое; 2 — оз. Покровское; 3 — оз. Богородское; 4 — оз. Б. Ряска; 5 — оз. Новинское; 6 — оз. Межгорное; 7 — Б. Заветное; 8 — оз. Змеиное.

их плавные очертания с заметным уменьшением кривизны в верхней части, что указывает на наличие литорали. Лишь в отдельных случаях на кривых появляются переломы (озера Кремневское, Б. Заветное, Смежное и др.), указывая на сложную форму котловины.

В настоящее время считается, что форма котловины позволяет судить о ее происхождении и стадии развития [3]. Так, котловины, имеющие вид близкий к конусу, как правило, тектонического

происхождения и находятся на ранней стадии развития. Котловины ледникового происхождения с дном, покрытым слоем осадочных пород, по форме ближе к параболонду и полуэллипсону. Такая же форма характерна для котловин, находящихся в зрелой стадии развития. Следовательно, в происхождении котловин наиболее крупных озер Карельского перешейка наибольшую роль сыграл тектонический фактор, на малых озерах его роль меньше.

Специальными измерениями на всех исследованных озерах установлена площадь литорали ($F_{\text{л}}$) и определена ее относительная величина $\left(\frac{F_{\text{л}}}{F_0} 100\%\right)$. В среднем литораль составляет 20—30% площади поверхности озер. Однако отмечены водоемы, где эта величина увеличивается до 70—80% (оз. Малое $F_0 = 0,15 \text{ км}^2$; несколько малых озер без названия в Приозерском районе) или практически отсутствует. В первом приближении можно отметить некоторое увеличение относительной площади литорали с увеличением коэффициента формы.

Проведенные исследования на относительно большом фактическом материале позволили установить некоторые общие закономерности изменения морфометрических характеристик, свойственных озерам Карельского перешейка. При этом основным показателем, от которого зависят практически все исследуемые характеристики, являются плановые размеры водоемов. Однако такие зависимости не являются однозначными, так как отмечены существенные отклонения, которые связаны прежде всего с местными геологическими особенностями районов. Поэтому основной задачей дальнейших исследований помимо увеличения исходного материала является совместный анализ морфометрических показателей и генезиса котловин, районирование однотипных зависимостей, их статистическая оценка и классификация озер, а также зависимость элементов гидрологического и биологического режимов от морфометрических особенностей котловин.

ЛИТЕРАТУРА

1. Филенко Р. А. Гидрологические особенности Карельского перешейка. — Ученые записки ЛГУ, 1960, № 292, вып. 14, с. 106—138.
2. Филенко Р. А. Гидрологические районы Карельского перешейка. — Вестник ЛГУ, 1957, № 24, с. 139—151.
3. Хомский В. Динамика и термика малых озер. — Вильнюс: Минтис, 1969. — 204 с.
4. Рыбохозяйственный кадастр малых озер Ленинградской области. — Известия ГОСНИОРХа, 1977, т. 124. — 170 с.
5. Рыбохозяйственный фонд внутренних водоемов (озера, реки, водохранилища) и перспективы повышения их продуктивности. — Известия ГОСНИОРХа, 1974, т. 87. — 138 с.

6. Пронин А. Г. Крупные озера северного рукава р. Вуоксы. — В сб.: Северо-Запад Европейской части СССР, 1966, вып. 5, с. 34—41. (ЛГУ).
 7. Форш Л. Ф. (отв. ред.). Озера различных ландшафтов Северо-Запада СССР, ч. 1. — Л.: Наука, 1968. 212 с.
 8. Калесник С. В. (отв. ред.). Озера центральной части Карельского перешейка (лимнология, методика исследований). — М.—Л.: Изд-во АН СССР, 1960. — 225 с.
-

С. М. ТУМАНОВСКАЯ (ГГИ)

РАСЧЕТ МАКСИМАЛЬНОГО СТОКА ВЕСЕННЕГО ПОЛОВОДЬЯ С МАЛЫХ ВОДОСБОРОВ И СКЛОНОВ НА ОСНОВЕ КРИВОЙ РЕДУКЦИИ ВОДООТДАЧИ

В настоящее время основным нормативным документом в области расчетов максимального стока являются «Указания по определению расчетных гидрологических характеристик (СН 435-72)» [5], в которых максимальный расход талых вод равнинных рек определяется по формуле

$$Q_{p\%} = q_{p\%} \cdot F = \frac{k_0 h_{p\%}^\mu}{(F + 1)^n} \delta \delta_2 F, \quad (1)$$

где $Q_{p\%}$ — расчетный мгновенный максимальный расход воды вероятности превышения $p\%$, м³/с; $q_{p\%}$ — модуль максимального расчетного расхода воды, м³/с·км²; $h_{p\%}$ — расчетный слой суммарного (без срезки грунтового питания) стока половодья той же вероятности превышения $p\%$, что и искомый максимальный расход воды, мм; F — площадь водосбора до замыкающего створа, км²; k_0 — параметр, характеризующий дружность половодья; n — показатель степени редукции отношения $\frac{q_{p\%}}{h_{p\%}}$ в зависимости от

площади водосбора; δ — коэффициент, учитывающий снижение максимального расхода воды рек, зарегулированных озерами δ_1 и водохранилищами δ'_1 ; δ_2 — коэффициент, учитывающий снижение максимального расхода воды залесенностью и заболоченностью; μ — коэффициент, учитывающий неравенство статистических параметров слоев стока и максимальных расходов.

Проведенное сравнение величин максимальных расходов, рассчитанных по формуле (1), с данными наблюдений на воднобалансовых станциях лесостепной и степной зон ЕТС показало, что при расчетах максимального талого стока на малых водосборах ($F < 50$ км²) рекомендуемая формула (1) дает значительные от-

клонения от фактических величин стока, причем чаще всего в сторону завышения.

Уточнение основных параметров расчетной формулы (1), выполненное на основе статистически обработанных данных наблюдений малых и средних рек по территории ЕТС, не привело к заметному улучшению результатов расчетов.

Вследствие этого была предпринята попытка разработки методики расчета максимального стока весеннего половодья на основе «генетической» формулы.

Генетическая формула стока в общем виде может быть представлена уравнением

$$Q_t = \sum_{k=1}^{k=t_B} h_k F_{t-k+1}, \quad (2)$$

где Q_t — ордината гидрографа в t -ю от начала водоотдачи единицу времени; F_{t-k+1} — часть площади водосбора, заключенная между изохронами; h_k — интенсивность водоотдачи в k -й момент времени; t_B — продолжительность водоотдачи.

Так как при формировании максимального стока на малых водосборах время добегания меньше времени водоотдачи ($\tau < t_B$), максимальная ордината гидрографа ($Q_{\max}$) формируется за счет наиболее интенсивной части водоотдачи за время добегания ($\bar{a}_{\tau_0}$)

$$Q_{\max} = 16,67 \bar{a}_{\tau_0} F, \quad (3)$$

где $\bar{a}_{\tau_0}$ — максимальная интенсивность водоотдачи за время добегания, мм/мин; F — площадь водосбора, км².

В целях повышения точности расчетов максимального весеннего стока с небольших водосборов было принято решение разработать параметры формулы (3) применительно к расчетам максимумов снегового происхождения на малых водосборах и склонах части лесной, лесостепной и степной зон ЕТС.

Расчет интенсивности водоотдачи

Вследствие отсутствия непосредственных данных о ходе водоотдачи из снега (параметр $\bar{a}_{\tau_0}$ в формуле (3)) по отдельным пунктам за многолетний период и отсутствия в ближайшее время перспективы его непосредственного расчета в качестве характеристики хода водоотдачи во времени принят ход стока на стоковых площадках и небольших ручьях и логах воднобалансовых станций. При этом автоматически учитываются потери стока на инфильтрацию и поверхностное задержание, а также доля жидких осадков в формировании максимального расхода.

Для определения осредненной зависимости наибольшей средней интенсивности водоотдачи по времени максимальные суточные гидрографы на стоковых площадках, ручьях и логах водно-

балансовых станций обрабатывались аналогично тому, как обрабатывался ход дождей при построении кривых редукции осадков [1]:

1) по каждому максимальному гидрографу в период весеннего половодья за каждый конкретный год определялись наибольшие слои стока (h_t) за различные интервалы времени ($t = 15, 30, 60, 90, 150, 300, 720, 1440$ мин).

Вся предварительная обработка данных по определению величины h_t за принятые интервалы времени проводилась на ЭВМ «Минск-32»;

2) затем строились кривые обеспеченности слоев стока h_t за рассматриваемые интервалы времени t , на основании которых были получены значения $(h_t)_{p\%}$, вероятностью превышения $p\%$;

3) по данным величин слоев стока за различные интервалы времени h_t были вычислены соответствующие им значения средних максимальных интенсивностей водоотдачи $\bar{a}_t = \frac{h_t}{t}$;

4) для получения более устойчивой по территории зависимости интенсивности водоотдачи от времени t значения величин $\bar{a}_t$ вероятностью превышения $p = 1\%$ и $p = 50\%$ были выражены в долях от суточного слоя водоотдачи $h_{t=1440} = h^*$, то есть

$$\frac{\bar{a}_{t, p\%}}{h_{p\%}^*} = \bar{\psi}(\tau)_{p\%}, \quad (4)$$

где $\bar{\psi}(\tau)_{p\%}$ — относительная максимальная интенсивность водоотдачи.

Полученные по данным небольших водосборов и стоковых площадок осредненные кривые зависимости $\bar{\psi}(\tau) = f(\tau)$ представляют кривые редукции максимальной относительной интенсивности водоотдачи $\bar{\psi}(\tau_6)$ за время добегания $\tau_6 = t$. При этом следует заметить, что значения ординат этих кривых для заданных величин $\tau_6 = t$ в диапазоне площадей водосборов от 0,005 до 50 км² постоянны.

Как показали исследования, существенное влияние на величины $\bar{\psi}(\tau_6)$ оказывают залесенность и заболоченность бассейна.

Коэффициенты снижения относительной интенсивности водоотдачи залесенностью или заболоченностью водосбора могут быть выражены следующими уравнениями:

$$\delta_6 = \frac{1}{1 + 0,04 f_6}; \quad (5)$$

$$\delta_{\pi} = \frac{1}{1 + 0,005 f_{\pi}}, \quad (6)$$

где f_6 — заболоченность, %; f_{π} — залесенность, %.

Исключение влияния залесенности и заболоченности на величины $\bar{\psi}(\tau_6)$ привело к большей устойчивости кривых редукции $\bar{\psi}(\tau_6) = f(\tau_6)$, однако для ряда пунктов отмечались значительные отклонения величин $\bar{\psi}(\tau_6)$ от осредненной кривой.

Анализ причин, вызвавших резкое отклонение ряда точек показал, что они обусловлены прохождением максимумов заторного типа. Поэтому дополнительно в значения величин $\bar{\psi}(\tau_6)$ был введен коэффициент k_3 , учитывающий возможность прохождения

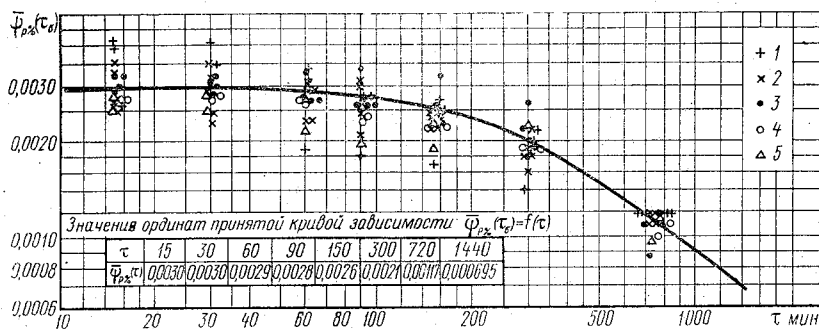


Рис. 1. Зависимость $\bar{\psi}(\tau_6) = f(\tau)$ для стоковых площадок воднобалансовых станций (с введением всех поправок):

1 — Придеснянская; 2 — Нижнедевицкая; 3 — Каменная степь; 4 — Дубовская; 5 — Подмосковная.

максимумов заторного типа. В связи с тем, что исследования по изучению формирования максимумов на малых водосборах в результате прорыва снежных заторов в настоящее время не проводятся, поправочный коэффициент k_3 , согласно рекомендациям В. И. Мокляка, был принят в следующем виде

$$k_3 = \frac{2}{1 + \frac{F}{2}}, \quad (7)$$

где F — площадь водосбора, км².

После исключения из величин $\bar{\psi}(\tau_6)$ коэффициентов δ_6 , $\delta_{\text{л}}$, k_3 были получены устойчивые кривые $\bar{\psi}(\tau_6) = f(\tau_6)$ (рис. 1). Отклонения от средней кривой для стоковых площадок составили $\pm 23\%$, а для ручьев и логов — $\pm 30\%$.

Средняя максимальная интенсивность водоотдачи $\bar{a}_{\tau_6}$, согласно выражению (4), может быть вычислена по уравнению

$$\bar{a}_{\tau_6, p\%} = h_{p\%}^* \cdot \bar{\psi}(\tau_6), \quad (8)$$

в котором основной величиной, определяющей значение $\bar{a}_{\epsilon_6, p\%}$, является максимальный суточный слой стока вероятностью превышения $p\%$.

При разработке метода расчета максимального суточного слоя стока $h_{p\%}^*$ на малых водотоках при отсутствии гидрометрических наблюдений были использованы данные наблюдений по стоковым площадкам, ручьям и логам воднобалансовых станций и малым рекам площадью водосборов $F < 1000 \text{ км}^2$.

Анализ данных по максимальным суточным слоям стока показал, что максимальные суточные слои стока при $F < 1000 \text{ км}^2$, представляющие собой величины, пропорциональные максимальным среднесуточным модулям стока ($h_{p\%}^* = 86,4 \bar{q}_{p\%}$), не зависят от площади водосбора в выбранном диапазоне, но существенно изменяются в зависимости от залесенности водосбора. Зависимость $h_{p\%}^* = f(f_{\text{л}})$ от залесенности усиливается с увеличением расчетной вероятности превышения.

При вероятности превышения $p < 50\%$

$$\delta_{\text{л}}^* = \frac{1}{1 + 0,01 f_{\text{л}}}, \quad (9)$$

При вероятности превышения $p \geq 50\%$

$$\delta_{\text{л}}^* = \frac{1}{1 + 0,02 f_{\text{л}}}. \quad (10)$$

После исключения влияния залесенности водосбора на значения максимального суточного слоя стока представляется возможным картировать величину $h_{p\%}^*$.

Исследование влияния агротехнического фона на величину суточного слоя стока со склонов по данным стоковых площадок воднобалансовых станций показало, что различные виды распашки могут существенно влиять на его величину. Вследствие недостаточности данных наблюдений это влияние оценивалось только ориентировочно в виде поправочных коэффициентов δ_p . Значения этих коэффициентов для некоторых видов вспашки были получены следующие:

Вспашка поперек склона	0,8
Вспашка вдоль склона, косая залежь	1,2
Выпасаемая залежь	1,3
Озимые, многолетние травы (для Поволжья)	1,7

Таким образом, слой стока за максимальную суточную волну паводка вычисляется по формуле

$$h_{p\%}^* = h_{\text{к}}^* \cdot \delta_{\text{л}}^* \cdot \delta_p \lambda_{p\%}, \quad (11)$$

где $h_{\text{к}}^*$ — картируемый слой стока вероятностью превышения $p = 1\%$ или $p = 50\%$ (мм); $\delta_{\text{л}}^*$ — коэффициент залесенности, вычис-

ленный по формуле (9) или (10); δ_p — коэффициент, зависящий от характера агротехнических мероприятий, проводимых на водосборе, вводится только при расчете слоя стока со склонов; $\lambda_{p\%}$ — переходный коэффициент от вероятности превышения $p = 1\%$ или $p = 50\%$ к другой вероятности превышения, определяется в зависимости от расчетной вероятности превышения по формулам:

$$\text{при } p < 50\% \quad \lambda_{p\%} = \frac{h_{p\%}^*}{h_{1\%}^*}; \quad (12)$$

$$\text{при } p \geq 50\% \quad \lambda_{p\%} = \frac{h_{p\%}^*}{h_{50\%}^*}. \quad (13)$$

Расчетное время добегания

Расчетное бассейновое время добегания принято равным сумме руслового (τ_p) и склонового ($\tau_{скл}$) времени добегания

$$\tau_b = \tau_p + \tau_{скл}. \quad (14)$$

Как показали исследования, проводившиеся в ГГИ в связи с составлением нормативного документа СН 435-72, для расчета руслового и склонового времени добегания могут быть использованы формулы, рекомендованные Г. А. Алексеевым.

$$\tau_p = \frac{L \cdot 1000}{m_p J_p^{1/3} Q_{p\%}^{1/4}} \text{ мин}; \quad (15)$$

$$\tau_{скл} = \frac{(1000\bar{l})^{1/2}}{m_{скл} J_{скл}^{1/4} \left(\frac{q_{скл}}{16,67} \right)^{1/2}} \text{ мин}, \quad (16)$$

где L — длина главного водотока от истока до замыкающего створа, км; J_p — средневзвешенный уклон главного водотока, ‰; $Q_{p\%}$ — максимальный расход вероятностью превышения $p\%$, м³/с; m_p — коэффициент, зависящий от шероховатости русла ($m_p \approx 9,0$); $\bar{l}$ — средняя длина склонов, км; $J_{скл}$ — средний уклон склонов, ‰; $q_{скл}$ — максимальный модуль притока воды со склонов за соответствующее склоновое время добегания, м³/с · км²; $m_{скл}$ — коэффициент, зависящий от шероховатости склонов ($m_{скл} \approx 0,40$).

Значение коэффициента $m_{скл}$ для условий добегания талых вод по склону установлено на основе данных наблюдений по скоростям стекания на девяти микроплощадках Придеснянской стокковой станции.

Необходимо отметить, что этот коэффициент колеблется в значительных пределах от 1,0 до 0,2. Для расчетов принято среднее из значений $m_{\text{скл}}$, соответствующих прохождению наибольших максимальных расходов воды.

Расчет максимального расхода воды

Как следует из формулы (3), максимальный расход воды формируется средней максимальной интенсивностью водоотдачи за расчетное время добегания $\bar{a}_{\tau_6}$. Подставляя в уравнение (3) значение $\bar{a}_{\tau_6}$, выраженное через максимальный суточный слой водоотдачи $h_{p^0/0}^*$ и ординату кривой редукции водоотдачи $\bar{\psi}(\tau_6)$, получим уравнение для вычисления максимального расхода

$$Q_{p^0/0} = 16,67 \bar{\psi}(\tau_6) \cdot h_{p^0/0}^* \cdot \delta_{\text{л}} \cdot \delta_{\text{б}} \cdot k_3 \cdot F. \quad (17)$$

Непосредственный расчет максимальных расходов воды по этой формуле затруднителен вследствие зависимости основного аргу-

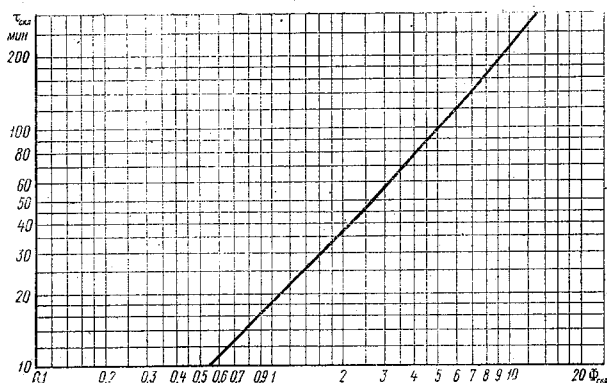


Рис. 2. Зависимость продолжительности склонового добега $\tau_{\text{скл}}$ от гидроморфометрической характеристики склона $\Phi_{\text{скл}}$.

мента τ_6 от искомой функции $Q_{p^0/0}$. Поэтому для практического выхода решения этого уравнения был применен графо-аналитический метод, в основу которого положено совместное решение уравнений (14—17) и кривой редукции водоотдачи $\bar{\psi}(\tau_6) = f(\tau_6)$. В результате решения этой системы уравнений были получены расчетные формулы, использование левой части которых при наличии кривых редукции водоотдачи позволило получить основные расчетные зависимости, $\tau_{\text{скл}} = f(\Phi_{\text{скл}})$ (рис. 2) и $A_{p^0/0}^* = f(\Phi_{\text{р}}$ и $\tau_{\text{скл}}$ (см. таблицу).

$$\text{Максимальный модуль стока } A_{p\%}^* = \frac{q_{p\%}}{h_{p\%}^*}$$

Время склонового добегания $\tau_{скл}$, мин	Гидроморфометрический параметр русла Φ_p .																	
	0	1	5	10	20	30	40	50	60	70	80	90	100	150	200	250	300	400
10	0,050	0,048	0,044	0,040	0,039	0,038	0,037	0,036	0,036	0,033	0,032	0,031	0,030	0,025	0,022	0,020	0,018	0,016
30	0,050	0,048	0,043	0,039	0,038	0,037	0,036	0,035	0,034	0,032	0,031	0,030	0,029	0,025	0,022	0,020	0,018	0,016
60	0,048	0,046	0,042	0,038	0,037	0,036	0,035	0,034	0,033	0,031	0,030	0,029	0,028	0,025	0,022	0,019	0,017	0,015
90	0,047	0,045	0,041	0,037	0,036	0,035	0,034	0,032	0,031	0,030	0,029	0,027	0,026	0,023	0,020	0,019	0,017	0,015
120	0,045	0,043	0,039	0,035	0,034	0,033	0,032	0,030	0,029	0,028	0,027	0,025	0,025	0,022	0,019	0,018	0,016	0,014
150	0,043	0,041	0,037	0,033	0,032	0,031	0,030	0,028	0,027	0,026	0,025	0,024	0,024	0,021	0,018	0,017	0,016	0,014
180	0,042	0,040	0,036	0,032	0,030	0,029	0,026	0,027	0,026	0,025	0,024	0,023	0,022	0,020	0,017	0,016	0,015	0,013
300	0,035	0,033	0,030	0,027	0,025	0,024	0,023	0,023	0,022	0,021	0,021	0,020	0,019	0,018	0,016	0,015	0,014	0,013

$$\Phi_{\text{скл}} = \tau_{\text{скл}} [\bar{\psi}(\tau_6 = \tau_{\text{скл}}) \cdot \delta_6 \cdot \delta_{\text{л}} \cdot k_3]^{1/2} = \frac{(1000L)^{1/2}}{m_{\text{скл}} J_{\text{скл}}^{1/4} h_{p^0/o}^{*1/2}}; \quad (18)$$

$$\Phi_p = \tau_p [16,67 \bar{\psi}(\tau_6) \cdot \delta_6 \cdot \delta_{\text{л}} \cdot k_3]^{1/4} = \frac{1000L}{m_p J_p^{1/3} F^{1/4} h_{p^0/o}^{*1/4}}; \quad (19)$$

$$A_{p^0/o}^* = \frac{q_{p^0/o}}{h_{p^0/o}^*} = 16,67 \bar{\psi}(\tau_6) \cdot \delta_6 \cdot \delta_{\text{л}} \cdot k_3. \quad (20)$$

Из уравнения (20) видно, что параметр $A_{p^0/o}^*$, определяемый по таблице, является максимальным модулем стока (срочным), выраженным в долях от соответствующего ему максимального суточного слоя стока воды.

Нужно отметить, что величина $A_{p^0/o}^*$ представляет собой также отношение максимального срочного модуля стока к суточному слою стока и может быть выражена в виде

$$A_{p^0/o}^* = \frac{q_{p^0/o}}{h_{p^0/o}^*} = \frac{q_{p^0/o}}{86,4 \cdot q_{\text{ср. сут. } p^0/o}} = \frac{k}{86,4}, \quad (21)$$

где k — коэффициент, характеризующий отношение срочного и среднесуточного модулей стока.

Таким образом, значения $A_{p^0/o}^*$, согласно выражению (21) и таблице, могут быть преобразованы в величины коэффициентов, характеризующих соотношения срочного и среднесуточного модулей стока в зависимости от склонового времени добегания и гидроморфометрического параметра русла (Φ_p).

В конечном итоге расчет максимальных расходов талых вод в предлагаемой методике производится по формуле

$$Q_{p^0/o} = A_{p^0/o}^* \cdot h_{p^0/o}^* \cdot \delta_{\text{л}} \cdot \delta_6 \cdot k_3 \cdot F. \quad (22)$$

Слой стока вероятностью превышения $p = 1\%$ является опорной ординатой для расчетов максимальных расходов обеспеченностью $p \leq 25\%$; а слой стока вероятностью превышения $p = 50\%$ является опорной ординатой для расчетов максимальных расходов обеспеченностью $p > 25\%$.

Приведенное сравнение результатов расчета по данным водно-балансовых станций показало, что отклонения вычисленных расходов от наблюдаемых в среднем составляют $\pm 35\%$. Предлагаемый метод расчета максимальных расходов весеннего половодья при расчетах стока с малых водосборов в среднем на 30% является более точным, чем по методике, изложенной в указаниях СН 435-72 и может явиться основой для расчетов максимальных расходов весеннего половодья на небольших водосборах и склонах.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алексеев Г. А. Методика расчета максимальных дождевых расходов воды по кривым редукции осадков. — Труды ГГИ, 1963, вып. 107, с. 3—62.
2. Временные методические указания по расчету максимальных расходов и объемов стока с малых водосборных площадей (до 2,0 км²) при проектировании противоэрозионных мероприятий. (Для условий Украинской ССР) — Киев, Ротапринт УкрНИИГиМ, 1974. — 41 с.
3. Руководство по определению расчетных гидрологических характеристик. — Л., Гидрометеониздат, 1973. — 111 с.
4. Чеботарев А. И., Серпик Б. И. Выбор и обоснование формул для расчета максимальных расходов дождевых паводков. — Сб. работ по гидрологии, № 11. Л., Гидрометеониздат, 1973, с. 3—46.
5. Указания по определению расчетных гидрологических характеристик СН 435-72. — Л., Гидрометеониздат, 1972. — 18 с.

Е. А. ЛЕОНОВ (ГГИ)

ИЗМЕНЕНИЕ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОДЫ КРУПНЫХ РЕК ПОД ВЛИЯНИЕМ ХОЗЯЙСТВЕННОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ

Проблеме влияния хозяйственной деятельности на термический режим рек и водоемов издавно уделялось большое внимание. Широко известны гидротермические исследования, осуществленные Б. В. Проскуряковым и Д. Н. Бабиновым [8], Я. Л. Готлибом, В. И. Жидких и Н. М. Сокольниковым [2], Т. Н. Филатовой [10] и др. По глубине и строгости физико-математического обоснования гидротермические расчеты занимают одно из ведущих мест в гидрологии. Аналитические расчеты изменения термического режима водотоков можно производить только при наличии большого количества исходной информации и специальных наблюдений, которые на массовой сети Гидрометслужбы не проводятся.

В работах [6, 7] было показано, что наиболее ошутимое воздействие на термический режим малых и средних рек оказывают: теплоэнергетика, промышленно-коммунальное водоснабжение, переброска стока. Очевидно, что и для больших рек эти факторы хозяйственной деятельности сохраняют свое влияние, однако их роль и удельный вес различны.

Влияние теплых сбросных вод на гидрологический режим крупных рек изучалось применительно к отдельным небольшим участкам рек и водохранилищ [1, 5, 9]. Исследования Н. В. Буторина, Т. М. Курдиной [1], на р. Волге, Н. В. Пикуша [9] на р. Днепре показали, что сброс теплых вод даже с больших ГРЭС приводит к серьезным локальным нарушениям термического режима крупных рек в основном в пределах двух-трех десятков километров от сброса в реку. Слабый подогрев в виде термического шлейфа может проследиваться на многие десятки километров.

Для оценки в многолетнем разрезе величины повышения температуры воды в реках, обусловленной совместным влиянием всех техногенных источников теплового загрязнения (теплоэнергетики, промышленности и коммунального хозяйства), расположенных в пределах исследуемого речного бассейна, можно использовать метод сравнения интегральных кривых сумм температуры воды,

корреляционных связей температуры воды с определяющими ее факторами и др. [6, 7].

Оценка условно-предельного фонового повышения средней температуры воды над ее естественным уровнем может быть выполнена по формуле смешения водных масс с различной температурой

$$t_n = \frac{t_e Q + t_a q_a + t_{пр} q_{пр} + t_{кх} q_{кх}}{Q + q_a + q_{пр} + q_{кх}},$$

где t_a , $t_{пр}$, $t_{кх}$ — осредненная температура сборных вод энергетических, промышленных и коммунальных предприятий; q_a , $q_{пр}$, $q_{кх}$ — водоотведение в м³/с с тех же предприятий; t_e и Q — температура и расход воды реки в естественных условиях.

Естественно, что формула дает завышенные расчетные величины температуры воды против фактически наблюдаемых, так как она не учитывает теплообмена с атмосферой и выравнивания значений температуры воды по ширине и длине потока при удалении от расчетного створа. Несмотря на указанные недостатки, она позволяет оценить условный верхний предел возможного нагрева речных вод за счет техногенного тепла при сбросе подогретых промышленных вод.

Анализ данных о величинах суммарного водоотведения по бассейнам крупных рек (табл. 1) показывает, что на большинстве рек объем современного (1975 г.) суммарного водоотведения составляет от десятых долей до нескольких процентов и только для некоторых рек 10—28% годового стока. При этом для южных рек (Дона, Кубани, Куры) в величине суммарного водоотведения значительную долю составляют ненагретые дренажно-коллекторные и сбросные воды, поступающие в реки с орошаемых массивов.

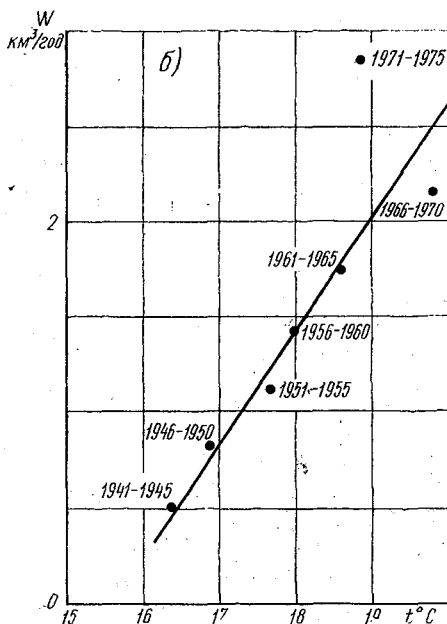
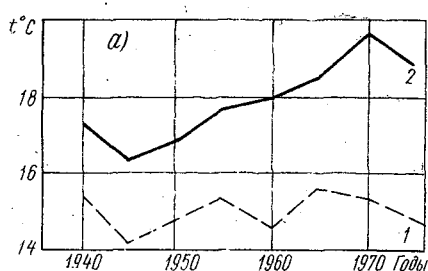
Приближенная оценка возможного условно-предельного фонового нагрева речных вод за счет поступления в реки теплых промышленно-коммунальных вод, при условии их равномерного распределения по длине реки, показывает следующее. Современное (1975 г.) условно-предельное повышение температуры воды в весеннее время при разнице естественных и сбросных вод 3°С может быть для рек: Волги — 0,2°С, Дона — 0,7°С, Днепра — 0,7°С, Урала — 0,5°С, Невы — 0,1°С, Западной Двины — 0,1°С, Оби — 0,06°С. Для летнего периода условно-предельное повышение температуры воды будет несколько выше чем для весеннего периода.

В будущем к 2000 г. с некоторым ростом объема водоотведения (табл. 1) можно ожидать небольшое увеличение температуры речных вод за счет сброса теплых промышленно-коммунальных вод. При этом условно-предельное повышение не будет превышать 1,5—2,5°С над естественным уровнем на большей части рек. Зависимость между объемом водоотведения и температурой воды хорошо иллюстрируется на рисунке.

Таблица 1

Годовой сток и величины суммарного водоотведения по бассейнам крупных рек
(в числителе — км³/год; в знаменателе — в % от годового стока)

Бассейн реки	Норма годового стока, км ³	Водоотведение		
		1975 г.	1980 г.	2000 г.
Печора	132	0,3/0,2	0,4/0,3	0,6/0,5
Северная Двина	109	2/2	2,5/2	3/3
Нева	78,8	2,8/4	3,5/4	4,5/6
Западная Двина	19,2	0,8/4	1/5	1,5/8
Днестр	9,59	1/10	1,5/16	3,0/31
Днепр	53,4	13/24	19/35	40/74
Дон	28,9	8/28	13/44	24/82
Волга	254	20/8	28/11	60/25
Урал	11,4	2/19	3/27	4/37
Кубань	13,4	3,4/25	4/30	9/67
Кура	27,4	5,5/20	7/25	10/36
Обь	399	12/3	20/5	50/12
Енисей	590	4/0,7	5,5/1	6/1
Лена	528	0,5/0,1	0,6/0,1	3/0,6
Амур	358	1/0,3	2/0,6	9/2,5



Ход осредненной по пятилетиям температуры воздуха (1) и воды (2) за (IV—X) (а), и график связи осредненной температуры воды за (IV—X) и суммарного водопотребления в бассейне р. Северский Донец — г. Лисичанск (б). Цифрами у точек обозначены годы, за которые проведено осреднение температуры воды и суммарного водопотребления за пятилетия.

Сброс теплых промышленно-коммунальных вод приводит к направленному повышению температуры речных вод в течение всего года, как это видно на примере рек Сунжа — г. Грозный, Кура — г. Тбилиси, Уводь — г. Иваново (табл. 2). Для крупных рек это воздействие в сильной мере ослабляется и затухает влиянием водохранилищ.

Создание водохранилищ на крупных реках привело к коренному перераспределению температуры воды внутри года и по длине рек. Изменение средней месячной температуры воды крупных рек под влиянием водохранилищ, без учета незначительного подогрева речных вод теплыми промышленно-коммунальными стоками, представлено в табл. 3. Как видно из табл. 3, на всех реках, зарегулированных водохранилищами, независимо от климатических условий, в многолетнем разрезе температура воды в весенне-летнее время ниже, а в осенне-зимнее время выше, чем в естественных условиях. При этом, чем глубже водохранилище и меньше его проточность, тем более значительно расхождение между естественным и нарушенным термическим режимом. Действительно, для наиболее глубоких водохранилищ (Красноярское на р. Енисее, Мингечаурское на р. Куре, Ириклинское на р. Урале) наблюдаемая разность средней температуры июля в естественных и зарегулированных условиях достигает $8,5^{\circ}\text{C}$, $2,7^{\circ}\text{C}$ и $4,8^{\circ}\text{C}$ соответственно.

Влияние водохранилищ прослеживается на многие сотни километров ниже водохранилищ. Воздействие Цимлянского водохранилища прослеживается на всем 500-километровом участке реки от плотины Цимлянской ГЭС до г. Ростова-на-Дону. По мере удаления от плотины разность средней месячной температуры в естественных и зарегулированных условиях уменьшается, например в мае она равна ($-3,8^{\circ}\text{C}$) у г. Цимлянска, уменьшается до ($-1,8^{\circ}\text{C}$) у г. Ростова-на-Дону; в октябре она изменяется соответственно от 3,1 до $1,4^{\circ}\text{C}$. Для р. Куры в апреле эта разность у г. Мингечаур составляет ($-3,7^{\circ}\text{C}$), а у г. Сальяны, удаленного на 520 км от плотины водохранилища, равна ($-0,1^{\circ}\text{C}$).

Сооружение каскада водохранилищ на р. Днестре также привело к изменению термического режима реки. Характерно, что наибольшая разность температуры воды в естественных и зарегулированных условиях у г. Каховки наблюдается в мае ($-3,3^{\circ}\text{C}$) и ноябре ($3,2^{\circ}\text{C}$).

На р. Волге влияние водохранилищ на изменение температуры воды прослеживается от г. Рыбинска до г. Астрахани, на р. Каме — от г. Перми до устья. В отличие от рек Дона и Днепра наибольшая разность средней месячной температуры воды в естественных и зарегулированных условиях в нижних бьефах Волжско-Камского каскада приходится на октябрь—ноябрь и равна $3,5$ — $3,8^{\circ}\text{C}$. Ниже г. Волгограда разница температуры воды в естественном и зарегулированном состоянии реки невелика. В мае—июле

Изменение средней многолетней температуры речной воды под влиянием сброса
промышленно-коммунальных сточных вод

Река — пункт	Период	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Наибольшая
Кура — г. Тбилиси	1938—1952	1,7	2,9	5,3	9,7	14,3	17,5	20,4	20,4	17,5	12,2	7,4	3,0	33,0
	1953—1975	2,6	3,2	5,9	10,2	14,4	18,0	20,6	20,5	17,2	12,9	7,7	5,8	27,6
	разность	0,9	0,3	0,6	0,5	0,1	0,5	0,2	0,1	-0,3	0,7	0,3	1,2	
Суижа — г. Грозный	1936—1952	5,4	6,3	8,3	13,3	17,7	20,3	22,7	23,0	19,4	14,0	9,9	6,6	31,4
	1953—1975	10,0	10,6	11,8	15,7	20,1	22,2	24,0	24,7	21,3	17,0	13,2	10,6	32,4
	разность	4,6	4,3	3,5	2,4	2,4	1,9	1,3	1,7	1,9	3,0	3,3	4,0	
Увудь — г. Иваново	1936—1953				4,2	11,4	17,1	19,8	18,6	14,9	7,6			28,0
	1954—1974				8,4	17,7	23,8	25,9	23,2	20,5	13,8			37,8
	разность				4,2	6,3	6,7	6,1	4,6	5,6	6,2			

Примечание. Конец естественного и начало нарушенного периода определены по интегральным кривым сумм температуры воды.

Средняя месячная температура воды крупных рек и ее изменения под влиянием водохранилищ

Период	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
р. Кура — г. Мингечаур												
1938—1952	3,2	4,9	7,4	13,3	18,6	22,5	25,0	24,7	21,2	15,1	9,5	5,0
1953—1973	8,2	6,6	6,8	9,6	15,9	20,0	22,3	23,2	22,2	19,4	15,2	11,3
Разность	5,0	1,7	-0,6	-3,7	-2,7	-2,5	-2,7	-1,5	1,0	4,3	5,7	6,3
р. Урал — п. Ирикля												
1936—1958					12,6	18,6	20,3	19,0	13,2	4,8		
1959—1975					8,3	13,1	15,5	15,8	13,8	8,2		
Разность					-4,3	-5,3	-4,8	-3,2	0,6	3,4		
р. Волга — г. Волгоград												
1936—1957					10,9	18,4	22,4	21,6	16,9	9,1	2,4	
1958—1973					9,3	17,2	21,6	22,0	18,4	12,6	5,8	
Разность					-1,6	-1,2	-0,8	0,6	1,5	3,5	3,4	
р. Дон — г. Цимлянск												
1936—1952				7,2	16,3	21,2	23,8	22,2	17,2	9,0		
1953—1967				5,2	12,5	18,5	22,0	22,5	18,3	12,1		
Разность				-2,0	-3,8	-2,7	-1,8	0,3	1,1	3,1		
р. Днепр — г. Каховка												
1936—1955				8,0	16,8	21,5	23,9	23,3	19,3	12,5	5,8	
1959—1967				6,2	13,5	20,2	23,2	22,8	19,4	14,4	9,0	
Разность				-1,8	-3,3	-1,3	-0,7	-0,5	0,1	1,9	3,2	
р. Обь — г. Новосибирск												
1936—1957					9,8	17,6	20,8	18,8	12,3	4,1		
1958—1973					9,6	16,5	20,8	19,3	13,4	4,9		
Разность					-0,2	-1,1	0,0	0,5	1,1	0,8		
р. Енисей — с. Базаиха												
1937—1967				2,3	6,1	14,0	18,4	17,4	11,2	3,6		
1968—1975					3,9	6,1	9,9	11,5	10,6	8,4	3,5	
Разность					-2,2	-6,9	-8,5	-5,9	-0,6	4,8	3,5	

у с. Черный Яр она составляет $1,3 \div 0,6^{\circ}\text{C}$, а в октябре—ноябре $2,1 \div 2,6^{\circ}\text{C}$.

В последние 10—15 лет в водохозяйственной практике широкое распространение получили межбассейновые переброски стока. Динамика перебросок стока по крупным рекам страны представлена в табл. 4. Влияние перебросок стока на температуру воды крупных рек, текущих с севера на юг и с юга на север, несколько различно по своим последствиям. Для рек южного склона страны (Северский Донец, Кубань, Терек), а также Амударьи отвод существенной доли годового стока (до 15—50%) оказывает заметное влияние на изменение температуры воды (табл. 5). В указанной таблице помещены данные по температуре воды по станциям и постам, расположенным ниже головных водозаборов магистральных каналов, забор воды в которые осуществляется из низконапорных водохранилищ. На внутригодовое перераспределение температуры воды эти водохранилища не оказывают влияния. Необходимо отметить, что за сравниваемые периоды (табл. 5) средние значения температуры воздуха практически были равны. Таким образом, полученные разности температуры воды по створам на реках Северском Донце, Кубани, Тереке, Амударье обусловлены относительно большим нагревом речных вод промышленно-коммунальными стоками, а также естественным прогревом речных вод при снижении расходов воды за счет перебросок стока.

Таблица 4
Динамика перебросок стока по крупным рекам

Река — пункт	Год начала перебросок стока	Средний годовой объем стока, км ³	Объем переброски стока (в числителе — в км ³ ; в знаменателе — в % от среднего годового стока)			
			1950 г.	1960 г.	1970 г.	1975 г.
Кубань — г. Армавир	1948	4,89	$\frac{0,97}{19,8}$	$\frac{1,45}{29,7}$	$\frac{2,18}{44,6}$	$\frac{2,30}{47,0}$
Терек — ст-ца Каргалинская	1932	9,50	$\frac{0,15}{1,6}$	$\frac{0,56}{5,9}$	$\frac{2,11}{22,2}$	$\frac{2,30}{24,2}$
Днепр — г. Каховка	1959	43,5		$\frac{1,25}{0,3}$	$\frac{2,16}{5,0}$	$\frac{3,69}{8,5}$
Северский Донец — г. Лисичанск	1958	3,47		$\frac{0,18}{5,2}$	$\frac{0,61}{17,6}$	$\frac{0,83}{23,9}$
Амударья — г. Керки	1959	65,0		$\frac{3,88}{6,0}$	$\frac{7,57}{11,6}$	$\frac{9,52}{14,6}$
Иртыш — г. Павлодар	1971	28,2				$\frac{0,78}{2,8}$

Таблица 5

Изменение средней месячной температуры воды крупных рек в условиях
отвода воды при межбассейновых перебросках стока

Река — пункт	Период	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	$t_{\text{макс}}$ °C
Северский Донец — г. Лисичанск	1936—1957				8,4	16,3	21,3	23,5	22,7	17,8	10,6			
	1958—1975				9,8	18,0	23,1	25,3	23,9	19,0	13,1			
	разность				1,4	1,7	1,8	1,8	1,2	1,2	2,5			
Кубань — г. Армавир	1936—1963			3,4	10,3	15,7	18,8	20,3	20,3	16,7	11,0	5,2	1,5	29,4
	1964—1974	0,5	1,0	4,2	11,7	17,1	20,0	21,6	21,4	17,8	11,2	6,4	2,1	27,2
	разность			0,8	1,4	1,4	1,2	1,3	1,1	1,1	0,2	1,2	0,6	
Терек — ст-ца Каргалинская	1936—1956	0,5	1,8	4,9	11,8	18,0	22,0	23,9	23,3	19,2	13,1	7,1	2,7	29,0
	1957—1975	1,5	2,0	5,6	12,6	18,7	22,2	23,6	23,0	19,1	13,1	7,4	3,8	30,1
	разность	1,0	0,2	0,7	0,8	0,7	0,2	— 0,3	— 0,3	— 0,1	0,0	0,3	1,1	
Амударья — г. Керки	1936—1959	4,4	6,8	9,9	15,9	20,8	22,7	22,5	22,5	18,0	15,2	9,4	5,8	27,5
	1960—1975	4,0	6,5	11,2	17,7	21,7	24,0	24,6	23,7	20,7	16,2	10,4	6,1	27,4
	разность	—0,4	—0,3	1,3	1,2	0,9	1,3	2,1	1,2	1,3	1,0	1,0	0,3	

Для рек, текущих с юга на север, объем воды при перебросках стока должен приводить к снижению теплового стока и небольшому ($0,1-0,4^{\circ}\text{C}$) снижению температуры воды [4]. К сожалению, проверить теоретические расчеты и предположения о снижении температуры воды при перебросках стока из рек, текущих с юга на север, на фактическом материале наблюдений не представляется возможным. В качестве примера рассмотрим влияние перебросок стока из бассейна р. Иртыша. В настоящее время из р. Иртыша осуществлена межбассейновая переброска стока по каналу Иртыш—Караганда в объеме $0,78 \text{ км}^3/\text{год}$ (см. табл. 1), что составляет всего лишь около 2% от объема годового стока в створе г. Павлодара. Анализ колебаний температуры воды в этом створе не выявил каких-либо изменений температуры воды под влиянием переброски стока. Очевидно и для рек, текущих с юга на север, нельзя изолированно рассматривать влияние перебросок стока, сооружение водохранилищ и сбросов промышленно-коммунальных стоков на термический режим рек.

В заключение следует отметить, что на современном уровне хозяйственного использования водных ресурсов по глубине и масштабу воздействия на изменение термического режима крупных рек первое место занимают водохранилища, создание которых приводит к коренным преобразованиям внутригодового распределения температуры воды и прослеживается на многие сотни километров. При этом наибольшая разница средней месячной температуры в естественных и наружных условиях может достигать $4-8^{\circ}\text{C}$, разница в декадных и суточных величинах температуры воды еще выше, до $10-12^{\circ}\text{C}$.

Влияние сбросов теплых промышленно-коммунальных стоков на подогрев речных вод в основном прослеживается на притоках крупных рек [6]. При современном объеме водоотведения по крупным рекам (от 0,1 до 28% от нормы годового стока) и разнице температуры речных и промышленно-коммунальных вод $3-10^{\circ}\text{C}$ повышение температуры речных вод в среднем не превышает $0,2-0,5^{\circ}\text{C}$, либо отсутствует. Вместе с тем вблизи мест сброса теплых вод крупных ГРЭС локальное повышение температуры речных вод может достигать $4-10^{\circ}\text{C}$.

Влияние межбассейновых перебросок стока на термический режим крупных рек, при объеме до 50% годового стока, весьма незначительно. Отмеченное на всех реках увеличение средней месячной температуры воды при перебросках стока на $0,5-2^{\circ}\text{C}$ обусловлено подогревом речных вод промышленно-коммунальными стоками и лучшим естественным прогревом воды при снижении стока.

Для крупных рек Сибири и Дальнего Востока при отсутствии водохранилищ влияние хозяйственной деятельности на изменение термического режима не обнаружено.

ЛИТЕРАТУРА

1. Буторин Н. В., Курдина Т. Н. О динамике температуры воды Иваньковского водохранилища в зоне подогретых вод Конаковской ГРЭС. — Информ. бюлл. Ин-та биол. внутр. вод АН СССР, 1970, № 7, с. 69—73.
2. Браславский А. П. Исследования и расчет гидрологического режима озер и водохранилищ. — Автореф. на соиск. учен. степени д-ра техн. наук. Алма-Ата, 1966. — 255 с. (КазНИГМИ).
3. Готлиб Я. Л., Жидких В. М., Сокольников Н. М. Тепловой режим водохранилищ гидроэлектростанций. — Л.: Гидрометеониздат, 1976. — 203 с.
4. Донченко Р. В., Лазаревская В. И., Филиппов А. М., Чачина Н. С. Оценка влияния перераспределения стока рек на ледовый режим Оби и Иртыша — Труды ГГИ, 1978, вып. 248, с. 15—68.
5. Кумарина М. Н. Методика расчета теплового режима участка зарегулированного водотока ниже выпуска в него подогретых вод ГРЭС. — Труды координационного совещания по гидротехнике, 1974, вып. 96, с. 30—34.
6. Леонов Е. А. О влиянии промышленно-коммунальных стоков на термический режим рек. — Метеорология и гидрология, 1977, № 6, с. 63—72.
7. Леонов Е. А. Изменение термического режима рек под влиянием хозяйственной деятельности. Труды ГГИ, 1977, вып. 239, с. 49—76.
8. Проскуряков Б. В., Бабинов Д. Н. Метод прогноза температур воды в естественных водоемах. — Изв. НИИГ, 1935, т. 16, с. 65—75.
9. Пикун Н. В. Влияние Трипольской ГРЭС на термический режим Днепра. Влияние тепловых электростанций на гидрологию и биологию водоемов. — Материалы 2-го симпозиума. Барок 26—28/VIII 1974 г., с. 125—127. Ин-т биологии внутр. вод.
10. Филатова Т. Н. Тепловое загрязнение и гидрологические аспекты этой проблемы. — Труды ГГИ, 1976, вып. 231, с. 163—180.

М. А. БЕСЦЕННАЯ (ЛГУ), И. В. РЯБОВОЛ (ЛГМИ)

ОЦЕНКА ТОЧНОСТИ РАСЧЕТА РАЗБАВЛЕНИЯ СТОЧНЫХ ВОД В РЕКАХ ПО МЕТОДУ ГГИ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ЭВМ «МИНСК-32»

Среди широкого круга задач, направленных на решение проблемы охраны водных ресурсов, важное место занимают вопросы оценки изменения качества воды рек, происходящего вследствие сброса в них сточных вод. Ответ на этот вопрос может быть дан либо на основании детальных натурных исследований, охватывающих всю совокупность факторов, влияющих на интенсивность процесса разбавления, либо путем расчета. Оценка точности любой расчетной методики может быть выполнена только путем сопоставления расчетных и фактических значений рассматриваемых величин. В данном случае для выполнения такой оценки необходимо располагать сведениями о гидрохимических характеристиках в зоне загрязнения и детальными данными о гидравлико-морфометрических характеристиках участков рек ниже мест поступления промстоков. Однако натурных данных, включающих в себя детальные гидрохимические и гидрологические наблюдения, очень мало. Такие комплексные исследования были выполнены одним из авторов в 1968 г. на ручьях в Донбассе [1] и экспедицией ГГИ в 1976—1977 гг. на р. Вычегде.

Названные исследования проводились по одной программе и включали в себя измерение гидравлических характеристик в зоне загрязнения с одновременным отбором проб воды на химический анализ. Измерение гидравлических характеристик и отбор проб воды производились по створам, расположенным на таком расстоянии друг от друга, чтобы иметь возможность проследить за распределением глубин, скоростей течения и загрязнения в потоке ниже места поступления сточных вод. Протяженность обследованного участка на р. Вычегде — 1070 м, на ручьях в Донбассе — 30—40 м. Средние значения гидравлико-морфометрических характеристик на рассматриваемых участках названных водотоков приведены в табл. 1.

Средние величины гидравлико-морфометрических характеристик р. Вычегды и ручьев Кантарного и Рассыпного

Водоток	Время съемки	Q , м ³ /с	$Q_{ст}$, м ³ /с	$B_{ср}$, м	$H_{ср}$, м	$v_{ср}$, м/с	C , м ² /с	$D_{испр}$, м ² /с
р. Вычегда	август 1976 г.	436	6,55	492	1,74	0,51	40	0,0127
	март—апрель 1977 г.	302	7,5	499	1,31	0,47	40	0,0075
	июнь—июль 1977 г.	509	7,7	598	1,41	0,61	40	0,0093
руч. Кантарный	1968 г.	0,08	0,013	1,6	0,14	0,34	12,4	0,0069
руч. Рассыпной	1968 г.	0,18	0,06	3,3	0,15	0,40	8,4	0,0112

Данные, приведенные в табл. 1, были использованы для расчетов разбавления сточных вод в р. Вычегде и ручьях Кантарном и Рассыпном по методу ГГИ. Методом ГГИ мы называем метод, основанный на решении дифференциального уравнения турбулентной диффузии, впервые предложенного В. М. Маккавеевым [3]. Это уравнение наиболее широко применяется для разработки практических методов расчета. А. В. Караушев разработал метод расчета разбавления сточных вод в реках, основанный на решении дифференциального уравнения турбулентной диффузии методом конечных разностей [4]. В настоящее время в отделе наносов и качества вод ГГИ составлена программа для ЭВМ «Минск-32», написанная на языке «Фортран», предназначенная для расчета разбавления загрязняющих веществ в реках при условии установившегося процесса. Концентрации загрязняющего вещества в потоке определяются путем численного решения уравнения турбулентной диффузии (метод А. В. Караушева) для стационарной плоской задачи. Программа позволяет производить расчеты разбавления для произвольного числа вариантов с различными исходными данными: при расположении сбросного сооружения у берега или в середине потока, при сосредоточенном или рассеивающем выпуске сточных вод и т. д. Программа позволяет получить поле концентраций загрязняющих веществ от места сброса до любого интересующего нас расстояния. В работе расчет выполнялся для участков водотоков, на которых производились гидрохимические съемки. Расчетные концентрации загрязняющих веществ в фиксированных точках потока выражаются в относительных величинах — в процентах от содержания данных веществ в сточных водах. Начальная концентрация загрязняющего вещества в сточных водах принимается за 100% ($s_{ст} = 100\%$). Это позволяет пересчитывать значения концентраций в процентах в абсолютные содержания конкретных загрязняющих веществ, если мы располагаем

данными о их содержании в сточных водах ($s_{ст}$) и в воде реки ($s_{фон}$). Для р. Вычегды в качестве консервативных показателей, по которым оценивалась точность методики расчета, были выбраны ионы SO_4'' и Cl' . Содержание этих ингредиентов в сточных водах и их фоновые величины приведены в табл. 2.

Таблица 2

Содержание ионов SO_4 и Cl' в сточных водах Котласского ЦБК и в р. Вычегде

Время съемки	Расход сточных вод, м ³ /с	Содержание в сточных водах		Содержание в воде реки (фон)	
		SO_4'' , мг/л	Cl' , мг/л	SO_4'' , мг/л	Cl' , мг/л
Август 1976 г.	6,55	185	130	55,0	8,0
Март—апрель 1977 г.	7,5	296	125	60,0	8,0
Июнь—июль 1977 г.	7,7	240	152,4	45,0	7,5

На ручьях Кантарном и Рассыпном содержание загрязняющих веществ в пробах воды определялось по величине электропроводности. При этом прибор эталонировался таким образом, что отсчет по шкале давал сразу процент сточных вод, содержащихся в пробе воды [1]. Это позволило производить сопоставление расчетных и измеренных величин концентраций загрязняющих веществ в процентах.

Выполненные расчеты разбавления сточных вод и результаты гидрохимических съемок дают нам два значения концентрации загрязняющего вещества в точках отбора проб воды — измеренное ($s_{изм}$) и расчетное ($s_{расч}$). В табл. 3 приведены расчетные и измеренные величины концентраций ионов SO_4'' и Cl' в р. Вычегде. В табл. 4 помещены данные о расчетных и измеренных концентрациях загрязняющих веществ (в %) в ручьях Кантарном и Рассыпном.

Оценка точности метода расчета разбавления выполнялась путем корреляционно-регрессивного анализа. Были подсчитаны коэффициенты корреляции и определены уравнения регрессии рядов расчетного и измеренного содержания сточных вод (в %) в соответствующих точках ручьев Кантарного и Рассыпного и рядов расчетной и измеренной концентрации ионов SO_4'' и Cl' для р. Вычегды. При этом за действительное значение концентрации загрязняющего вещества в фиксированной точке потока принималась величина концентрации, полученная в результате химического анализа пробы воды ($s_{изм}$).

Расчетные и измеренные величины концентраций ионов SO_4^{2-} и Cl^- в р. Вычегде

№ п/п	Время съемки	Створ	Верти- каль	Содержание SO_4^{2-} , мг/л		Содержание Cl^- , мг/л	
				$S_{\text{расч}}$	$S_{\text{изм}}$	$S_{\text{расч}}$	$S_{\text{изм}}$
1	Август 1976 г.	II	4	72,3	62,1	—	—
2			5	72,3	66,4	24,2	15,4
3		III	6	55,0	53,6	8,0	7,8
4			1	55,0	57,0	8,0	10,6
5		IV	2	55,0	56,6	8,0	10,6
6			3	56,3	59,4	8,1	12,3
7		V	4	72,0	62,8	24,0	13,0
8			5	55,0	55,6	8,0	10,3
9		IV	1	55,0	54,5	8,0	8,9
10			2	55,0	54,1	8,0	7,8
11		V	3	55,0	51,0	8,0	7,9
12			4	72,3	68,8	24,2	16,6
13		V	5	55,0	55,6	8,0	8,6
14			1	55,0	55,0	8,0	8,4
15	Март 1977 г.	V	2	55,0	54,1	8,0	8,3
16			3	55,0	54,2	8,0	7,4
17		V	4	55,0	69,8	8,0	15,4
18			5	72,3	56,4	—	—
19		V	1	111,9	112	33,7	12,4
20			2	104,8	94	30,2	33,3
21		V	3	60,0	87	8,0	14,5
22			1	45,0	48,3	7,5	9,2
23		V	2	45,0	49,4	7,5	11,3
24			3	45,0	46,6	7,5	8,2
25		V	4	45,2	49,1	7,6	9,6
26			3	45,0	50,2	7,5	10,3
27		V	4	71,9	55,5	31,7	12,8
28			5	45,0	51,0	7,5	10,6
29	Июнь—июль 1977 г.	IV	6	45,0	51,8	7,5	11,0
30			1	45,0	50,2	7,5	8,9
31		V	2	45,0	48,8	7,5	8,9
32			3	45,2	48,3	7,6	9,2
33		V	4	45,0	52,9	7,5	12,0
34			1	45,0	51,4	7,5	8,5
35		V	2	77,5	55,1	31,7	10,6
36			3	47,0	56,4	9,0	12,0
37		V	4	45,0	56,1	7,5	12,4

Таблица 4

Расчетные и измеренные концентрации загрязняющих веществ (в %) в ручьях Кантарном и Рассыпном

№ п/п	Водоток	Створ	Расстояние от левого берега, м	s, %	
				$s_{изм}$	$s_{расч}$
1	руч. Кантарный	II	0,4	89	50
2		"	0,8	12	0
3		"	1,2	12	0
4		III	0,4	25	22,7
5		"	0,8	13	7,8
6		"	1,2	3	2,7
7		IV	0,4	13	14,5
8		"	0,8	12	10,0
9		"	1,2	11	7,2
10		V	0,32	12	11,3
11		"	0,64	11	10,8
12		"	0,96	12	10,0
13		"	1,28	12	9,0
14	руч. Рассыпной	II	0,66	93	100
15		"	1,32	7	0
16		"	1,98	0	0
17		III	0,66	32	50
18		"	1,32	32	42
19		"	1,98	32	12
20		"	2,64	23	0
21		IV	0,66	37	31,2
22		"	1,32	37	30,0
23		"	1,98	37	17
24		"	2,64	37	14

Вычисления коэффициентов корреляции и уравнений регрессии выполнялись на ЭВМ «Минск-32» по стандартной программе. Полученные в результате расчета значения коэффициентов корреляции и уравнения регрессии приведены в табл. 5.

Для рядов расчетной и измеренной концентрации ионов Cl^- в р. Вычегде коэффициент корреляции оказался равным 0,51, а для ионов SO_4^{2-} — 0,82. Ряды расчетных и измеренных концен-

траций загрязняющих веществ в ручьях Рассыпном и Кантарном имеют коэффициенты корреляции 0,88 и 0,94 соответственно. Неудовлетворительная связь расчетной и измеренной концентрации ионов Cl' , вероятно, объясняется более низким их фоновым содержанием в реке при высоком содержании в сточных водах (см. табл. 2). Высокие коэффициенты корреляции рядов расчетной и измеренной концентрации загрязняющих веществ в ручьях объясняются двумя причинами: 1) на ручьях влияние абсолютных величин содержания загрязняющих веществ в сточных водах и влияние фоновых значений было исключено использованием величины электропроводности в качестве показателя разбавления и принятой методикой эталонировки прибора; 2) небольшие размеры водотоков позволили выполнить с большой точностью плановое сопоставление точек расчетного и измеренного поля концентраций. Все это позволяет при оценке точности метода расчета ориентироваться на результаты, полученные по данным исследований на ручьях Кантарном и Рассыпном.

Таблица 5

Значения коэффициентов корреляции и уравнения регрессии рядов измеренных и расчетных концентраций загрязняющих веществ в обследованных водотоках

Водоток	Показатель загрязнения	Коэффициент корреляции	Уравнение регрессии	
			свободный член	коэффициент регрессии
р. Вычегда	SO_4''	0,82	4,13	0,93
	Cl'	0,51	-7,39	1,81
руч. Кантарный	%	0,91	-0,70	1,58
руч. Рассыпной	%	0,88	14,50	0,70

Выполненная проработка показала, что метод расчета разбавления сточных вод в реках, разработанный в ГГИ, позволяет с большой точностью вычислять распределение загрязняющих веществ в реках ниже выпуска сточных вод. Высокие коэффициенты корреляции рядов расчетных и измеренных концентраций загрязняющих веществ ($r=0,82-0,94$) дают возможность рекомендовать этот метод для практического использования при оценке санитарного состояния рек, определения условий сброса промстоков в них, расчета качества воды в местах водозабора и т. д.

Перевод методики расчета на ЭВМ позволяет значительно облегчить расчеты и расширить диапазон применения данного метода при водохозяйственных расчетах.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бесценная М. А. Натурное изучение разбавления сточных вод в реках и проверка методов расчета. — Труды ГГИ, 1968, вып. 156, с. 163—178.
 2. Маккавеев В. М. Теория процессов перемешивания при турбулентном режиме и вопросы зимнего режима рек. — Записки ГГИ, 1931, т. V, с. 75—116.
 3. Караушев А. В. Турбулентная диффузия и метод смешения. — Л.: Гидрометеониздат, 1946. — 82 с.
 4. Караушев А. В. Речная гидравлика. — Л.: Гидрометеониздат, 1969, с. 277—303.
-

Л. И. АТАМАНОВА, В. Г. ОРЛОВ (ЛГМИ)

О РАСЧЕТЕ МАКСИМАЛЬНОГО СТОКА НА НЕИЗУЧЕННЫХ РЕКАХ БАССЕЙНА р. САМАРЫ

На IV Гидрологическом съезде были рассмотрены и утверждены основные нормативные документы для расчета различных характеристик стока, в том числе и максимального, на реках СССР — СН 435-72 «Указания по определению расчетных гидрологических характеристик» [8]. Границы применимости расчетных формул СН 435-72 определены для различных физико-географических зон СССР в зависимости от площади водосбора. На реках, площади водосбора которых превышают пределы «Указаний по определению расчетных гидрологических характеристик», максимальные расходы могут быть определены на основе полевых гидрологических исследований.

Для транспортных сооружений определение максимальных расходов на реках возможно по другим нормативным документам, утвержденным или согласованным с Госстроем СССР. Так, для расчета максимальных расходов при проектировании постоянных водопропускных сооружений на водотоках с площадями до 100 км² применяют «Инструкцию по расчету стока с малых водосборов» ВСН 63-67 [1]. При изысканиях и проектировании мостовых переходов постоянного типа с мостами длиной более 25 м расходы воды определяют в дополнение к СН 435-72 по рекомендациям НИМП-72 [4].

Для районов, не охваченных рекомендациями нормативных документов, можно пользоваться различными эмпирическими формулами.

Однако любые методы расчета, а это относится и к указанным выше методам, имеют недостатки. Поэтому наиболее объективный подход к оценке точности того или иного метода — сравнить конечные результаты расчета с натурными материалами наблюдений.

Такая оценка точности расчета максимального стока по различным методам была выполнена на кафедре гидрологии суши ЛГМИ для рек бассейна р. Самары в связи с выполняемой кафедрой работой по договору с Южно-Уральской железной дорогой для оценки и рекомендаций по расчетам максимального стока неизученных рек этого района.

Поверочные расчеты были выполнены для 19 створов, расположенных в бассейне реки Самара, и, учитывая сходство физико-географических условий и условий формирования стока, для 13 створов на близ расположенных реках бассейна р. Урала (см. рисунок).

Основные гидрографические характеристики речных бассейнов и максимальные расходы 1%-ной обеспеченности взяты из «Ресурсов поверхностных вод СССР» [5] и приведены в таблице.

Учитывая, что для рассматриваемого района характерно значительное преобладание максимальных расходов талых вод над дождевыми, в расчетах использованы методы определения максимальных расходов, рекомендованные для талого стока. К ним относится расчетный метод СН 435-72, он же рекомендуется и дорожными организациями (НИМП-72), а также редуционная формула Д. Л. Соколовского. Основным расчетным параметром формулы Д. Л. Соколовского — максимальный элементарный модуль стока $A_{1\%}$, картирован автором, но довольно схематично, что не дает возможности дифференцировать его значение в районе. В связи с этим была выполнена соответствующая работа по расчету этого параметра и уточнено его распределение по территории. Результатом такой работы явилась более детальная карта распределения параметра $A_{1\%}$ (см. рисунок), которая и использована при расчетах. Все остальные параметры брались согласно рекомендациям автора.

Использование СН 435-72 предусматривает возможность уточнения распределения некоторых параметров по территории. Такая работа была выполнена и результаты по уточнению опубликованы [5] в виде схематических карт соответствующих параметров.

Таким образом, в настоящей работе проведены расчеты по каждому методу в двух вариантах — по существующим рекомендациям и по уточненным параметрам расчетной схемы. Значения расходов 1%-ной обеспеченности приведены в таблице. Анализ и сопоставление этих данных с $Q_{1\%}$ по параметрам теоретических кривых обеспеченности показал, что наиболее близкие результаты получены по формуле Д. Л. Соколовского с уточненным параметром $A_{1\%}$. Метод СН 435-72 дал завышение в среднем на 50%, а с уточнением расчетных параметров ошибка уменьшилась до 10—15%, что дает вполне удовлетворительную точность расчета.

Используя результаты расчетов, были построены редуционные зависимости $M_{1\%} = f(F)$ для каждого метода. Анализ их позволил установить значение максимального элементарного модуля стока $p = 1\%$, который оказался равным для района $3,5 \text{ м}^3/\text{с с } 1 \text{ км}^2$. Значение показателя степени редукции колеблется в пределах 0,25—0,35 и может быть принято в среднем 0,30.

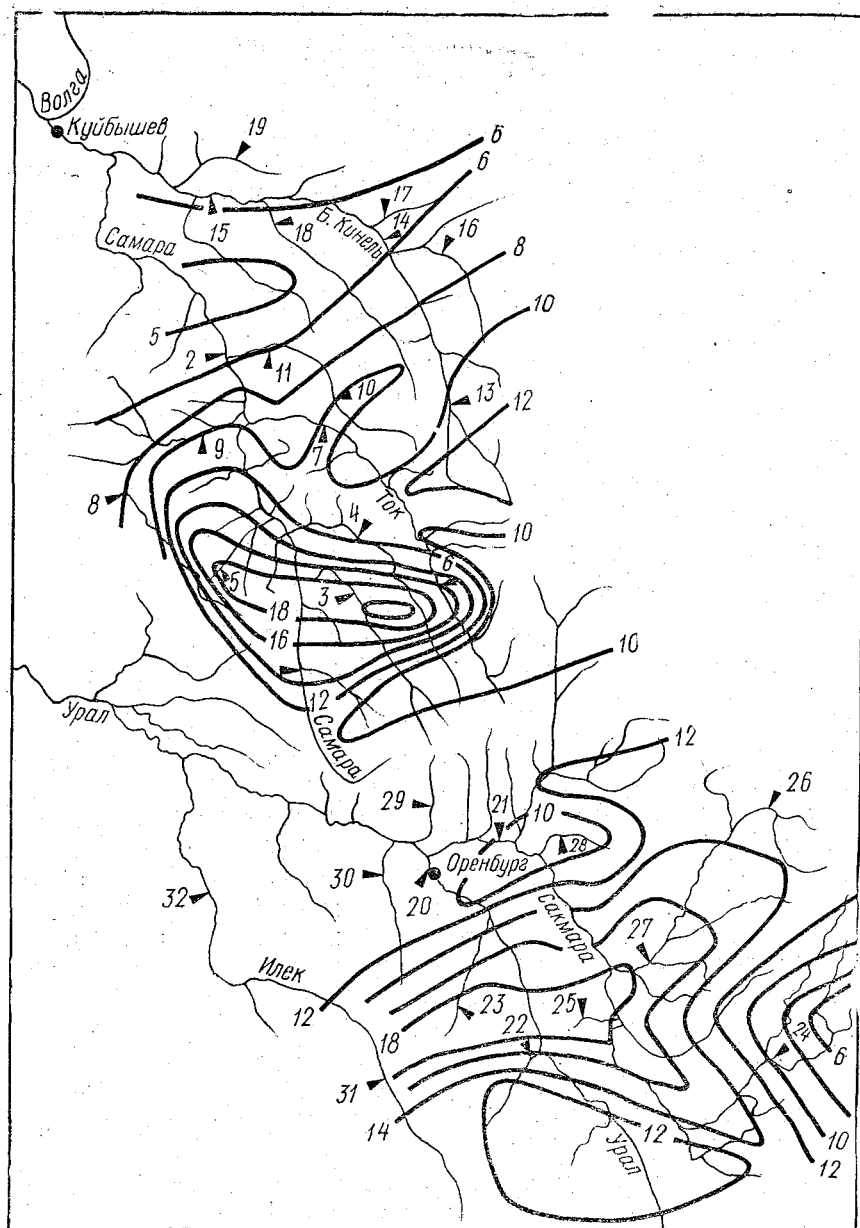


Схема расположения гидрометрических постов и распределения уточненного параметра $A_{1\%}$ в бассейне реки Самара.

**Сводная таблица максимальных модулей стока талых вод (M_{10}),
вычисленных различными способами**

№ по схеме (см. рисунок)	Река-пункт	F, км ²	L, км	J _{ср. взв.} , °/100	Максимальные модули стока талых вод				
					с кривой обеспече- ности	по СН 435-72	по СН 435-72 с уточнением	по формуле Д. Л. Соко- ловского	по формуле Д. Л. Соко- ловского с уточнением
1	Самара—Ново-Сергеевка	1340	114	0,8	458	770	429	290	445
2	Самара—Елшанка	22800	355	0,4	253	394	195	136	261
3	Б. Уран—Ивановка	2110	140	0,7	396	755	465	30	415
4	М. Уран—Грачевка	1440	145	0,8	1100	1170	545	282	880
5	Сорока—Марковка	232	17	3,8	1300	1170	1030	405	1230
6	Ток—Красноярка	2600	121	0,6	334	844	402	230	388
7	Ток—Ероховка	5440	286	0,3	300	620	351	190	322
8	Бузулук—Байгоровка	1810	145	0,6	433	680	495	250	465
9	Бузулук—Перевозниково	5280	231	0,4	254	504	324	196	276
10	Боровка—Якутино	651	59	1,4	366	966	696	324	495
11	Боровка—Паника	2040	144	0,6	300	610	416	168	286
12	Колтубанка—рзд. Лес	119	17	6,3	361	565	512	306	306
13	Б. Кинель—Азаматово	908	68	0,8	656	632	512	300	610
14	Б. Кинель—Бугуруслан	5970	187	0,6	304	510	195	171	281
15	Б. Кинель—Тимашево	12000	368	0,4	202	394	116	147	177
16	Мочегай—Октябрьское	1480	73	1,6	393	649	301	230	312
17	Турхановка—Бугуруслан	95,1	20	5,1	525	1180	666	390	398
18	М. Кинель—Кузьмино	2150	178	0,5	266	336	227	235	267
19	Сарбай—Сарбай	365	39	2,2	444	895	367	331	340
20	Урал—Оренбург	82300	1160	0,3	180	307	155	88,4	155
21	Уртабуртя—Жана—Талан	2160	110	1,2	449	912	443	250	510
22	Бердянка—Красноярка	445	44	1,1	1190	739	612	350	1090
23	Сакмара—Акьюлово	4420	324	1,4	120	356	116	200	173
24	Сакмара—Сакмара	28700	743	0,7	226	366	271	112	190
25	Чертанка—Желтое	60	12	7,8	1900	2650	1480	614	1900
26	Б. Ик—Мраково	1870	133	2,7	595	1780	2650	296	562
27	Б. Ик—Поляковка	6530	305	0,8	360	1250	1230	185	470
28	Чебенька—Булгаково	442	38	2,3	788	1195	836	364	606
29	Каргалка—Приютово	751	38	2,6	530	1030	636	258	584
30	Черная—Красный Холм	943	87	0,6	523	584	456	291	552
31	Илек—Веселый № 1	17200	402	0,5	336	311	303	140	296
32	Илек—Чилик	37300	587	0,3	200	271	224	115	242

Подводя итог выполненным расчетам, можно отметить, что для расчета максимального талого стока на неизученных реках рассматриваемой территории целесообразно использовать методику СН 435-72 с уточненными параметрами, как основной нормативный документ, а также формулу Д. Л. Соколовского с использованием карты распределения параметра $A_{1\%}$, приведенной в работе.

ЛИТЕРАТУРА

1. Инструкция по расчету стока с малых бассейнов (ВСН 63-67). — М.: Изд. Оргтрансстрой, 1958. — 97 с.
2. Каталог по дождевому стоку рек СССР. — Л.: Гидрометеиздат, 1972, с. 82—85.
3. Клибашев К. П., Горошков И. Ф. Гидрологические расчеты. — Л.: Гидрометеиздат, 1970, с. 240—352.
4. Наставление по изысканиям и проектированию железнодорожных и автодорожных мостовых переходов через водотоки (НИМП-72). — М.: Транспорт, 1972, с. 106—137.
5. Ресурсы поверхностных вод СССР. — Л.: Гидрометеиздат, т. 12, 1971, вып. 1. — 399 с; 1972, вып. 2. — 510 с.
6. Руководство по определению расчетных гидрологических характеристик. — Л.: Гидрометеиздат, с. 29—55.
7. Соколовский Д. Л. Речной сток. — Л.: Гидрометеиздат, 1973, с. 280—446.
8. Указания по определению расчетных гидрологических характеристик. — Л.: Гидрометеиздат, 1973, с. 7—13.
9. Чеботарев А. И., Серпик Б. И. Гидрология и строительное проектирование. — Метеорология и гидрология, 1973, № 10, с. 3—10.



Н. Б. БАРЫШНИКОВ (ЛГМИ)

ВЛИЯНИЕ АНТРОПОГЕННОГО ФАКТОРА НА РУСЛОВЫЕ И ПОЙМЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ

Интенсивный рост городов, транспортных коммуникаций, промышленного и водохозяйственного строительства приводит к непрерывному увеличению антропогенного воздействия на окружающую среду. Это в ряде случаев приводит к ее негативным изменениям и, как следствие, резкому повышению интереса к этой проблеме со стороны ученых различного профиля.

В последние годы особенно возросли антропогенные нагрузки на речные системы и отдельные водотоки, являющиеся водоприемниками сбросных стоков различных промышленных предприятий, городов, аэропортов и др. На ряде рек концентрации примесей значительно превышают предельно допустимые (ПДК), что приводит к уничтожению промысловых рыб и невозможности использования речных вод для промышленных целей и водоснабжения. Особенно остро проблема стоит в промышленно-развитых странах Западной Европы, Японии и США [6, 12, 13]. Существенно загрязнение вод и ряда рек южных районов нашей страны, промышленного Урала и бассейна нижней Оби из-за интенсивной добычи нефти, газа и суровых северных условий.

Влиянию антропогенных нагрузок на жидкий сток, его загрязнению и охране рек от загрязнения посвящено значительное количество отечественных и зарубежных исследований, детальные сводки которых приведены в монографиях В. В. Куприянова [6] и И. А. Шикломанова [12].

Антропогенный фактор оказывает существенное, часто неблагоприятное влияние на русловые и пойменные процессы. В то же время его изучению уделяется недостаточное внимание. Основные исследования в этом направлении выполнены при разработке методов оценки устойчивости и надежности сооружений. Например, наиболее полно изучены местные размывы в нижних бьефах ГЭС [4, 7] и у опор мостов, заносимость водозаборов и пр.

Имеющиеся попытки классификации воздействия сооружений на русловые процессы являются их первыми систематизациями и не лишены существенных недостатков. Так, по классификации

Б. Ф. Сنيщенко [11] все гидротехнические сооружения по воздействию на русловые процессы подразделяются на две группы. К первой — относятся активные сооружения, оказывающие значительное влияние на русловые и пойменные процессы, в ряде случаев приводя к их принципиальным изменениям, в частности к изменению типа руслового процесса (плотины регулирующих водохранилищ и водозаборов и мостовые переходы). К этой же группе отнесены сооружения не только воздействующие на русловые процессы, но и сами подверженные его воздействию (руслоразправительные сооружения, капитальные прорезы и карьеры для добычи грунта). Вторая группа — пассивные сооружения, не вызывающие существенного изменения гидроморфологического процесса, но подверженные его отрицательному воздействию (водозаборы, водовыпуски, переходы коммуникаций через реки и малые прорезы).

Степень влияния сооружений на русловые и пойменные процессы различна внутри каждой группы. Действительно, плотины особенно регулирующих водохранилищ, разделяя реку на верхний и нижний бьефы, коренным образом изменяют весь ход русловых и пойменных процессов [2, 7 и др.]. Мостовые же переходы, как правило, оказывают на них влияние лишь на участках ограниченной длины. Другим существенным недостатком данной классификации является недоучет некоторых групп сооружений и водохозяйственных мероприятий в бассейнах, особенно малых и средних рек, влиянием которых на русловые процессы пренебрегать нельзя, в частности градостроительством, мелиорацией, строительством крупных земляных каналов, насыпей автомобильных и железных дорог, водохозяйственными объектами в бассейнах рек и другими. По-видимому, в классификации необходимо учитывать климатические и физико-географические особенности бассейна и размеры реки. Например, вырубка леса, распахивание территории бассейна реки и другие мероприятия оказывают существенное влияние на поступление наносов в реки, их твердый и жидкий сток в южных районах, чем в зоне залегания вечной мерзлоты, где все естественные процессы восстановления растительного покрова, скорости роста деревьев и другие протекают значительно медленнее.

Рассмотрим более детально воздействие некоторых гидротехнических сооружений на русловые и пойменные процессы. Из всех видов сооружений наибольшее влияние оказывают плотины регулирующих водохранилищ, которые коренным образом изменяют русловые процессы. В верхних их бьефах происходит аккумуляция взвешенных и донных наносов и частиц, образующихся при разрушении берегов водохранилищ, повышение уровней в зоне начального выклинивания подпора, приводящее к заболачиванию прилегающих территорий, образование торфяных островов и голубых водорослей. Воздействие этих негативных процессов иногда бывает настолько значительно, что водохранилища перестают выполнять роль регуляторов стока значительно раньше расчетных

сроков и для возобновления их эффективной эксплуатации необходимы существенные капитальные работы [7].

Интенсивное увеличение числа и размеров водохранилищ в последние годы привело к тому, что площади затоплений резко возросли и в Советском Союзе уже превышают 20 миллионов гектаров, свыше 10 из которых приходится на поймы.

В нижних бьефах наблюдаются односторонние деформации размыва, достигающие больших размеров непосредственно у плотин и существенно уменьшающиеся вниз по течению. Это приводит к изменению типа руслового процесса. Как правило, плановые деформации сменяются глубинной эрозией. Глубины основного русла в паводок увеличиваются, а отметки дна снижаются, что при уменьшении максимальных расходов воды за счет регулирования стока водохранилищами приводит к пропуску паводков по основному руслу без затопления пойм. Специальные попуски, приводящие к затоплению и увлажнению пойм, крайне дороги и не решают проблемы повышения плодородия пойменных земель, ибо вместо мелких, частично органических наносов, улучшающих плодородие почв, на поймах откладывается песок, выносимый из водохранилищ. Без специальных попусков незатопляемые поймы остепняются, как это было с поймой р. Иртыша и других рек [3].

На притоках, впадающих в реки ниже таких водохранилищ, также наблюдается врезание русел, приводящее к интенсивному выносу наносов, которые частично компенсируют их недостаток в основном водотоке и уменьшают скорость врезания его русла. Процесс врезания может быть также ограничен выходами трудно-размываемых пород или продолжаться до тех пор, пока водохранилище полностью заполнится наносами и сброс их в нижний бьеф достигнет расходов при бытовом режиме. В этом случае будет наблюдаться обратный процесс, т. е. занесение русла в нижнем бьефе, восстановление отметок свободной поверхности и занесение русел притоков. Однако сроки занесения водохранилищ на равнинных реках исчисляются несколькими десятилетиями или столетиями.

Несмотря на интенсивное развитие на территории Советского Союза мелиоративных работ, проводимых на поймах и в бассейнах рек, вопросы их влияния на русловые и пойменные процессы изучены недостаточно. Это воздействие довольно многообразно и зависит от климатических условий. Так, мелиоративные работы, проводимые в зоне избыточного увлажнения, как правило, сопровождаются вырубкой малоценных лесов и кустарников, снижением уровней грунтовых вод и развитием эрозионных процессов, что приводит к поступлению больших объемов частиц грунтов и наносов в реки и часто к изменению типа руслового процесса.

Существенно отлично влияние мелиорации на грунтовые воды: перераспределение стока в южных районах, хотя мелиорация

на юге, так же как и на севере, сопровождается эрозией почв оказывающей интенсивное влияние на русловые процессы.

Научно обоснованная методика борьбы с эрозией почв, которой только в РСФСР охвачено свыше 24 миллионов гектаров [8] в настоящее время отсутствует. Однако имеется много примеров успешной борьбы с ней, основанной на закреплении почв, что, при значительных капитальных вложениях в комплексном проведении противоэрозионных мероприятий, обеспечивает восстановление и плодородия. В газете «Правда» [8] приведен пример комплексных противоэрозионных мероприятий в колхозе «Ленинская искра» в Чувашии, результатом которого было восстановление плодородия почв и получение высокого экономического эффекта.

До сих пор не решен вопрос о проведении эффективных мелиоративных работ на торфяных массивах. Так, И. Ф. Карасев [5] приводит примеры отрицательного влияния осушительных работ на режим малых и средних рек Белорусского Полесья и их русловые процессы. После осушения болот наблюдалось спрямление и врезание русел рек, что сопровождалось снижением уровня грунтовых вод и воды в реках и, как следствие, пересыханием торфяников, их выветриванием и зарастанием сорняками, т. е. ожидаемый эффект — повышение продуктивности угодий — не был достигнут.

Таким образом, в настоящее время остро назрела проблема проведения комплексных, научно обоснованных мероприятий по борьбе с эрозией и закреплении почв на широкой общегосударственной основе с учетом климатических и физико-географических условий.

Мелиоративные работы в южных районах ЕТС, Средней Азии и других регионах сопровождаются строительством многочисленных каналов, наиболее крупные из которых прокладываются в земляных и песчаных руслах. Анализ данных наблюдений за эксплуатацией таких каналов показал, что они из прямолинейных часто превращаются в извилистые, в их руслах формируются свойственные рекам русловые процессы, что, существенно нарушая условия их эксплуатации, требует для поддержания проектных режимов крупных капитальных работ. Многочисленные примеры затрат на русловыправительные, берегоукрепительные работы и очистку каналов от наносов приведены в монографии В. С. Алтунина [1], И. Ф. Карасева [5] и др. Например, на защиту от разрушений нижних бьефов только четырех сооружений Каракумского канала затрачено 300 тысяч рублей.

Особенно острой стала проблема проектирования и строительства крупных каналов в связи с перебошкой стока северных рек на юг. Например, по каналу «Антииртыш» проектировалось пропускать в обратном основному направлению течения расход воды в 2000 м³/с (вторая очередь).

Как показывают предварительные расчеты, этот расход будет проходить при затопленной пойме, что в свете последних достиже-

ий по проблеме взаимодействия руслового и пойменного потоков вызывает дополнительные трудности расчетов. Опыт эксплуатации крупных рек, течение в которых происходит в прямом и обратном направлениях, практически отсутствует. Поэтому вопрос деформациях русел таких рек представляет собой гипотетическую задачу, решение которой на размываемых моделях крайне затруднено.

Интенсивное строительство автомобильных и железных дорог как в Советском Союзе, так и за рубежом приводит к необходимости учета влияния мостовых переходов и полотна дорог на русловые и пойменные процессы. К сожалению, обширная литература по мостовой гидравлике, широко освещающая проблему влияния условных процессов на мостовые переходы, природоохранным вопросам уделяет недостаточное внимание. Поэтому необходимо рассмотреть именно эти вопросы.

Мостостроители, как правило, стремятся перекрывать поймы сплошной дамбой, строя мосты непосредственно через русла рек, величивая в случае необходимости подмостовые отверстия зачет расчистки прилегающих к руслу участков пойм. Строительство мостов через протоки или участки пойм производится в качестве исключения для удовлетворения специальных требований аказчиков (рыбного хозяйства, мелиорации и пр.).

Мостовые переходы оказывают значительное влияние на русловые и пойменные процессы как непосредственно в створах около них, так и на нижерасположенных участках. Около опор мостов происходит местный размыв, наибольшая величина которого известная автору составила на р. Ганг 44,5 метра, а продукты размыва выносятся вниз по течению и частично откладываются в пойме. Ниже сооружения наблюдается общий размыв русла, который распространяется в зависимости от формы и размеров сооружения на несколько, а иногда и на десятки километров.

Мостовые переходы существенно искажают процессы формирования пойм. В частности, около дамб, несмотря на различные виды струенаправляющих сооружений, которые возводятся, если о пойме проходится не менее 15% максимального расхода воды расчетной обеспеченности [10], в формирующихся временных водохранилищах образуются застойные зоны. При больших размерах таких водохранилищ в них возникает ветровое волнение и, как следствие, разрушение берегов (склонов долины).

Ниже сооружения в результате значительного расширения потока также образуются водоворотные застойные зоны. Характер течения наносов на пойме существенно изменяется. В связи понижением отметок дна русла в результате размыва уменьшается частота затопления пойм, а следовательно, изменяются процессы их формирования, т. е. возникают аналогичные, но менее четко выраженные процессы, как и в нижних бьефах регулирующих водохранилищ.

Если вопросам мостовой гидравлики в литературе уделено достаточно большое внимание, то влияние полотна дорог на жидкий и твердый сток, русловые и пойменные процессы особенно малых рек освещено недостаточно. Между тем дороги пересекают бассейны таких рек в любом направлении (вдоль тальвега, поперек его и под любым углом к нему). Это приводит к резкому изменению русловых и пойменных процессов малых рек, а в сочетании с кюветами, проложенными вдоль дорог, к переброскам стока из бассейна одной реки в бассейн другой, что также оказывает существенное влияние на русловые процессы обеих рек. Действительно, полотно дороги, как показывает опыт обследования значительного количества малых водопропускных сооружений на железных дорогах Свердловского и Забайкальского управлений, при пропуске паводков, как правило, выполняет роль подпорной стенки, выше которой образуется временное водохранилище, а сами сооружения работают в напорном режиме. В зависимости от уровней воды перед соседними сооружениями вода из бассейна одного водотока может по кювету поступать в другой. Нижесооружения из-за повышенных скоростей часто наблюдаются местные размывы, для ликвидации которых сотрудники дорожной службы укрепляют дно галькой, щебнем или другим материалом.

Это приводит к тому, что процессы формирования русел и пойм особенно ниже насыпей дорог, резко отличаются от условий при бытовом режиме.

Урбанизация территорий происходит во все нарастающей темпе, в основном за счет притока населения из сельских районов. Так, по данным ООН только в странах Юго-Восточной Азии за 25-летний период (с 1950 по 1975 гг) городское население более чем утроилось и к концу нашего столетия в Азии будет 24 города с населением свыше 10 миллионов жителей. Территории, занятые современными городами, часто превышают 1000 км² (Лондон, Токио, Нью-Йорк и др.) и продолжают непрерывно увеличиваться. Эти территории соизмеримы с площадями бассейнов не только малых, но и средних рек.

Большинство городов исторически располагалось и располагается в настоящее время на берегах, поймах и в дельтах рек, которые издавна использовались как источники водоснабжения и в качестве транспортных коммуникаций.

Большие и средние города вносят существенные изменения в режим малых, средних, а иногда и больших рек. В ряде случаев малые реки заключаются в мощные трубы (р. Оккервил в г. Ленинграде и др.) или отводятся в другие бассейны, а их русла засыпаются грунтом (р. Лиговка в г. Ленинграде и др.). По данным В. В. Куприянова [6], из 118 рек и ручьев, в границах современной Москвы, 67 водотоков полностью или частично заключены в подземные коллекторы. Несмотря на эпизодические повторяющиеся наводнения, приносящие значительный мате-

риальный ущерб, многие города располагались и располагаются на поймах (Флоренция, Куйбышев, Барнаул и др.) и в дельтах рек (Ленинград, Гамбург, Амстердам, Архангельск и др.). Убытки от наводнений, причиняемые только городам США, в среднем составляют 500 миллионов долларов в год. Расчеты автора, выполненные на основе данных Л. Р. Найфельда [9] по 10 средним и малым городам страны, показывают, что ежегодные убытки от наводнений в среднем составили 17 миллионов рублей; значительно превышая эту сумму в годы прохождения катастрофических паводков.

Все это приводит к необходимости совершенствования защиты таких городов от наводнений. Наиболее часто как средство защиты применяются подсыпка территорий и строительство вдоль-береговых дамб, частично или полностью отделяющих поймы от русел рек. Высота таких дамб зависит от амплитуды колебаний уровней воды и может достигать 10—15 метров. В последние годы часто применяется одновременное использование подсыпки со строительством защитных дамб.

Проект уникального комплекса сооружений, разработанный для защиты г. Ленинграда от наводнений, включает в себя строительство дамбы, проходящей от ст. Горской через старые форты и остров Котлин до г. Ломоносова на противоположном берегу дельты р. Невы. Таким образом, дамба снабжена несколькими затворами, перегораживает поперек дельту р. Невы. Это уникальное защитное сооружение, окончание строительства которого предусмотрено в 1990 г., будет возводиться с одновременным намывом грунта для повышения отметок заболоченных территорий, расположенных на северном берегу дельты в районе ст. Лахта.

В большинстве случаев дамбы, расположенные вдоль русел рек, частично или полностью выключают пойму из пропуска паводков, что приводит к изменению режима транспорта наносов, а следовательно, и к изменению типа руслового процесса, как правило, к смене плановых деформаций глубинной эрозией. В этом случае необходим научно обоснованный расчет не только высоты, но и расположения дамб в плане, с учетом последних достижений по проблеме взаимодействия руслового и пойменного потоков. Так, Л. Р. Найфельд указывает [9] на нецелесообразность расположения дамб по берегам русел рек. Смещение их вглубь поймы, даже на небольшие расстояния, дает большой экономический эффект, что подтверждается и нашими расчетами. Учет достижений по проблеме взаимодействия руслового и пойменного потоков указывает на необходимость расположения верхних и нижних участков ограждающих дамб таким образом, чтобы обеспечить плавное поступление (под малыми углами) и выход пойменных вод в русло и из него.

В заключение необходимо отметить, что нами выполнен лишь частичный анализ влияния некоторых гидротехнических сооружений на русловые и пойменные процессы, не претендующий на пол-

ный охват этой многосторонней проблемы. Дальнейшие исследования по ней должны опираться на больший объем натурных данных, полученных как в результате стационарных наблюдений на сети станций Госкомгидромета, так и на данные специальных наблюдений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алтуний В. С. Мелиоративные каналы в земляных руслах. — М.: Колос, 1979. — 255 с.
2. Барышников Н. Б. Поймы равнинных рек (морфология, гидрология и гидравлика). — Автореф. на соиск. учен. степени д-ра геогр. наук. Л., 1978. 53 с. (ЛГМИ).
3. Вендров С. Л. Проблемы образования речных систем. — Л.: Гидрометеоздат, 1970. — 237 с.
4. Гончаров В. Н. Динамика русловых потоков. — Л.: Гидрометеоздат, 1962. — 375 с.
5. Карасев И. Ф. Русловые процессы при переброске стока. — Л.: Гидрометеоздат, 1975. — 288 с.
6. Куприянов В. В. Гидрологические аспекты урбанизации. — Л.: Гидрометеоздат, 1977. — 184 с.
7. Лапшенков В. С. Прогнозирование русловых деформаций в верхних бьефах гидроузлов. — Л.: Гидрометеоздат, 1979. — 238 с.
8. Логинов В., Мурзин А. Испить из родника. — Газета «Правда», 1979, 23 ноября, с. 3.
9. Найфельд Л. Р. Инженерная подготовка пойменных и заболоченных территорий для городского строительства. — М.: Стройиздат, 1974. — 183 с.
10. Наставление по изысканиям и проектированию железнодорожных и автодорожных мостовых переходов через водотоки (НИМП-72). — М.: Транспорт, 1972. — 280 с.
11. Сنيщенко Б. Ф. Методы решения практических задач на основе гидроморфологической теории руслового процесса. — В кн.: Труды Всесоюз. гидрологического съезда. Л., 1976, т. 10, с. 376—382.
12. Шикломанов И. А. Антропогенные изменения водности рек. — Л.: Гидрометеоздат, 1979. — 302 с.
13. Ricca V., Simmons P. W., Mc Guinness G. L., Taiganides E. P. Influence of land use of runoff from agricultural Watersheds. — Trans. ASAE, 1970, vol. 13, № 2, p. 187—190.

*И. П. СПИЦЫН, Н. В. ТИМОФЕЕВА (ЛГМИ),
Г. П. МАНДРЫКИН (ЛенНИИП градостроительства)*

НАТУРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПРОТИВОТОЧНЫХ БАШЕННЫХ ГРАДИРЕН БОЛЬШОЙ ПРОИЗВОДИТЕЛЬНОСТИ

Разработка проектов новых типов градирен, как правило, сопровождается выполнением расчетов и лабораторных исследований отдельных узлов градирен.

Существенным и необходимым дополнением к этому являются натурные исследования головных градирен, построенных по новому проекту. Результаты таких исследований позволяют уточнить отдельные детали методики технологического расчета, отыскать оптимальные конструктивные решения и своевременно внести коррективы в типовую проект градирен.

В данной работе представлены результаты натурных исследований головных градирен большой производительности Старобешевской ГРЭС, выполненных в ряде случаев совместно с сотрудниками ЮжОргРЭС и ВНИИГ им. Б. Е. Веденеева. Этот вид градирен имеет следующую техническую характеристику.

Форма градирен — гиперболическая. Высота их составляет 90 м, диаметр входного сечения — 77 м, выходного — 47,5 м, в сжатом сечении (на отметке 70 м) — 44 м. Воздуховходные окна высотой 5,5 м оборудованы воздухонаправляющим козырьком и зимними поворотными щитами.

Градирня № 1 оборудована большими и малыми ветровыми перегородками, взаимное расположение которых показано на рис. 1. Градири № 2 и 3 больших ветровых перегородок не имеют.

Ороситель градирен общей высотой 2520 мм выполнен из плоских асбестоцементных листов толщиной 6—8 мм, установленных в два яруса. Расстояния между щитами оросителя в свету по проекту равны 19 мм.

Система водораспределения градирни — напорная с прямоугольной компоновкой труб. Высота подъема воды от нулевой отметки равна 10 м. Вода разбрызгивается пластмассовыми соплами с чашечным отражателем, имеющим диаметр выходного отверстия 24 мм. Сопла (3156 штук) установлены на рабочих трубопроводах

градирен по прямоугольной схеме с расстоянием между трубами 1200 мм и между соплами на них 990 мм.

Водоуловительное устройство в градирях отсутствует. Градири расположены в один ряд с расстоянием между ними в свету 45 м. Расчетный расход воды на каждую градирню составляет 27 000 м³/ч.

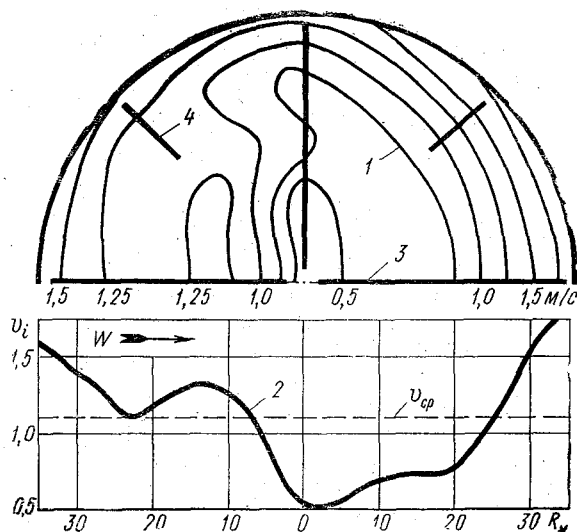


Рис. 1. Распределение скоростей воздуха в градири:

1 — поля изотак; 2 — эюра скоростей вдоль диаметра градири совпадающего с направлением ветра; 3 — большие ветровые перегородки; 4 — малые ветровые перегородки.

Предметом натурных исследований явилось изучение аэродинамики, термики и гидравлики различных зон градирен. Применявшиеся при этом приборы и методика исследований достаточно подробно описаны в специальной литературе [1, 2, 3]. Некоторые результаты исследований опубликованы ранее [4].

К числу важнейших факторов, определяющих степень охлаждения воды в градири, относятся общий расход охлаждающего воздуха и его распределение в градири, в частности в поперечном сечении оросителя.

За период исследований было произведено около 250 опытов по измерению полей скоростей воздуха на выходе из оросителя. Значения средней скорости воздуха в сечении оросителя, полученные при различных гидротермических и метеорологических условиях, приведены в табл. 1.

Таблица 1

Результаты натурных исследований градирен Старобешевской ГРЭС

Месяц, год	Количество опытов	q м ³ /ч·м ²	Δt °С	t_2 °С	θ_1 °С	τ_1 °С	φ_1 %	w_2 м/с	$v_{ор}$ м/с	$\zeta_{гр}$	$t_2 - \tau_1$
Градирия № 1											
VII—VIII 1968	16	6,91	8,50	27,2	24,4	16,6	45	2,43	0,93	74,7	10,6
II 1970	14	7,69	5,55	12,2	-0,9	-1,2	84	3,82	1,19	70,2	13,4
X 1970	10	6,83	6,50	19,5	10,2	8,0	74	3,63	1,00	81,3	11,5
Средние по 40 опытам		7,15	6,95	19,6	11,2	8,3	66	3,39	1,03	75,4	11,8

Градирия № 2

X 1970	12	6,55	7,10	19,4	10,2	8,0	74	3,59	1,08	78,7	11,4
IX 1971	11	6,27	8,01	26,3	23,3	17,8	56	2,80	0,93	73,1	9,5
1972	1	7,8	5,4	24,3	21,2	17,0	59	7,00	1,12	77,1	7,3
Средние по 24 опытам		6,41	7,35	22,8	16,7	12,9	65	3,37	1,02	74,9	10,4

Обозначения: q — плотность орошения; Δt — перепад температур горячей t_1 и охлажденной t_2 воды; θ_1 и τ_1 — температура наружного воздуха по сухому и смоченному термометру; φ_1 — относительная влажность воздуха; w_2 — скорость ветра на высоте 2 м; $v_{ор}$ — средняя скорость воздуха в сечении оросителя; $\zeta_{гр}$ — коэффициент сопротивления градирии.

Как видно из табл. 1, осредненные по всем опытам значения средней скорости воздуха для градирен № 1 и 2 практически одинаковы. Изменения ее в зависимости от метеорологических условий и гидравлической нагрузки выражены незначительно. Небольшие средние скорости воздуха для градирен такой высоты объясняются большим коэффициентом аэродинамического сопротивления, среднее значение которого, по данным измерений, оказалось равным 75.

Измеренные поля скоростей воздуха над оросителем показали значительную неравномерность распределения расхода воздуха по площади оросителя. В результате анализа материалов исследований выяснилось, что основными причинами этой неравномерности являются влияние ветра, особенно при наличии ветровых перегородок, и пониженное сопротивление оросителя в его периферийной зоне. Последнее объясняется недостаточным заполнением оросителем места сопряжения его с башней градирни.

На рис. 1 показано поле изотак 1 и эпюра распределения измеренных скоростей воздуха 2 над оросителем градирни № 1. Измерения в этом случае производились при скорости ветра 6,8 м/с и направлении, совпадающем с одной парой больших диаметральных ветровых перегородок. Из рисунка видно, что почти по всей наветренной половине оросителя скорости воздуха больше средней в сечении, а по подветренной — меньше средней. Непосредственно за ветровыми перегородками, перпендикулярными к направлению ветра, скорости воздуха снижаются до 0,5 м/с, а к периферии повышаются, достигая в месте сопряжения оросителя и башни 1,8 м/с.

Общая закономерность распределения скорости воздуха по радиусу градирни получена путем осреднения полей скоростей по большому количеству опытов (более 50) и показана на рис. 2а в относительных координатах (кривые 1 и 2). При этом в градирне № 2, где ветровые перегородки отсутствуют и тщательнее выполнено сопряжение оросителя с башней градирни, скорости распределены по радиусу более равномерно (кривая 2), чем в градирне № 1 с ветровыми перегородками (кривая 1).

Синхронно со скоростными измерялись и температурные поля воздуха над оросителем (всего 248 опытов).

Анализ полученного материала показал тесную взаимосвязь и соответствие распределения скорости и температуры воздуха по радиусу градирни (рис. 2б. кривые 1 и 2). При этом изменение температуры воздуха прямо противоположно изменению его скорости.

В результате измерений полей влажности воздуха над оросителем градирни № 2 установлено, что относительная влажность воздуха изменяется в пределах 70—98%. Осредненные данные двух опытов показали уменьшение относительной влажности воздуха от центра градирни к периферии. На основании данных рис. 2а, б были произведены подсчеты удельных расходов тепла, приобретенного воздухом за счет конвекции и испарения. Оказалось, что удельный расход тепла, полученного в результате каждого из упомянутых видов теплообмена, остается примерно одинаковым по радиусу градирни. Это говорит о том, что над периферийной частью оросителя, где скорости воздуха больше, тепло- и влагосодержание воздуха ниже, чем над центральной частью. Следовательно, градирня работает с тепловой недогрузкой в периферийной части и перегрузкой — в центральной. Последнее объяс-

няется кроме того, и тем, что нижние струи воздуха находятся в контакте с капельным потоком большее время, чем верхние.

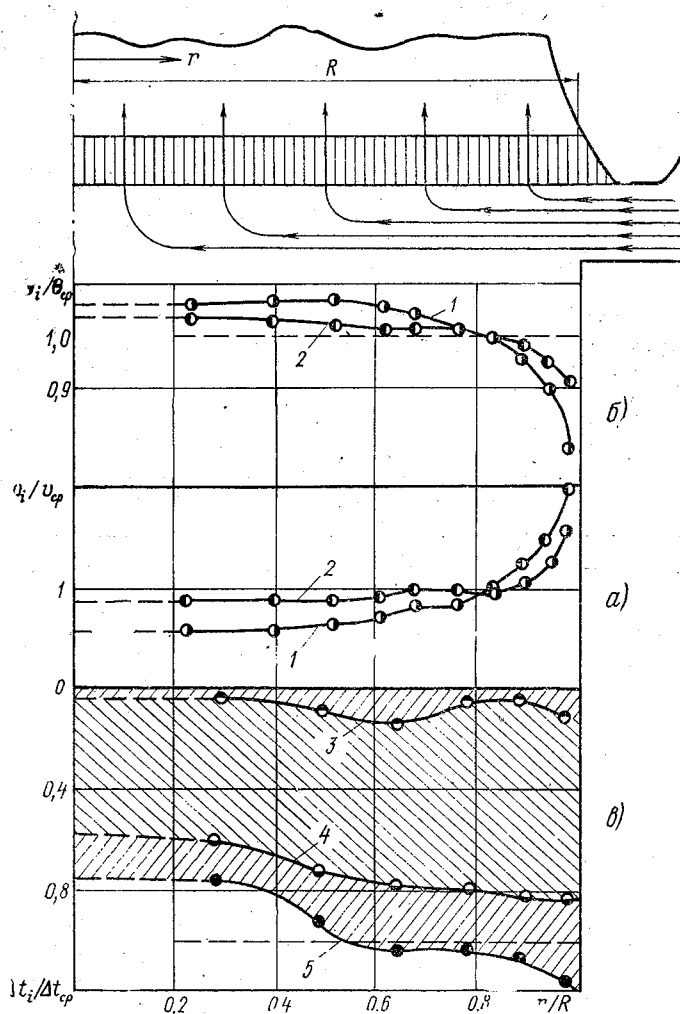


Рис. 2. Измерение скорости (а), температуры (б) воздуха над оросителем и перепадов температуры воды (в) по радиусу градинки:

1 — градинка № 1; 2 — градинка № 2; 3 — относительный период температуры воды над оросителем; 4 — то же над оросителем и в оросителе; 5 — то же в градинке в целом.

Во время натуральных исследований проводились опыты (всего 240) по определению перепада температуры охлажденной воды на входе и выходе из градинки при различных метеорологических

условиях. 24 опыта этой серии были посвящены измерениям температурных полей воды в различных зонах охлаждения: факелах разбрызгивания, оросителе, подоросительном пространстве. Осреднение указанных полей позволило получить обобщенную характеристику охлаждения воды по радиусу градирни в различных зонах охлаждения (рис. 2в, кривые 3, 4, 5).

Как видно из рисунка, параметры охлаждаемой воды и охлаждающего воздуха находятся в тесной взаимосвязи и соответствии. Средние по площади сечения значения температур воды и их перепадов на границах зон охлаждения приведены в табл. 2, из которой видно, что наибольшая доля участия в процессе охлаждения приходится на ороситель. Однако значительную роль в охлаждении воды играет также подоросительное пространство, и если не учитывать данного обстоятельства, как обычно и бывает при расчетах [5], то это может привести к ощутимым погрешностям.

Таблица 2

Данные измерения температуры воды в оросителе градирни
(опыты проведены в августе 1971 г.)

Число	Количество опытов	Температура воды, °С				Перепады температуры			
		на входе в градирню t_1	на верху оросителя t_2	в низу оросителя t_2'	на уровне бассейна t_1''	$\Delta t_1 = t_1 - t_2'$	$\Delta t_2 = t_2' - t_2''$	$\Delta t_3 = t_2'' - t_2'''$	$t_1 - t_2'''$
10	3	38,8	38,5	32,6	30,2	0,3	5,9	2,4	8,6
11	6	38,5	37,5	32,2	30,6	1,0	5,3	1,6	7,8
12	6	39,3	38,6	33,2	31,5	0,7	5,4	1,7	7,9
13	2	39,0	38,6	32,6	30,7	0,4	6,0	1,9	8,3
17	1	38,0	37,9	33,0	30,1	0,1	4,9	2,9	7,9
18	1	37,0	36,0	32,1	28,8	1,0	3,9	3,3	8,2
23	4	35,2	34,6	30,4	29,0	0,6	4,2	1,4	6,2
24	1	36,2	35,0	29,6	27,8	1,2	5,4	1,8	8,4
Среднее		38,1	37,4	32,2	30,3	0,7	5,2	1,9	7,8
Среднее по 24 опытам, %						9	67	24	100

Несколько серий опытов было посвящено изучению влияния скорости и направления ветра на охлаждающую способность градирни.

Средние входные параметры воды и воздуха в этих сериях оказались следующими:

температура горячей воды t_1	36,4° С
плотность орошения q	6,75 м ³ /м ² · ч
температура наружного воздуха θ_1	25,2° С
относительная влажность воздуха φ_1	51%
перепад температур горячей и охлажденной воды при шторме Δt_0	8,4° С

На рис. 3 показаны относительные изменения перепада температур воды в зависимости от скорости ветра для различных условий работы градирен. При этом характер хода всех кривых примерно одинаков. С увеличением скорости ветра до 4—5 м/с его

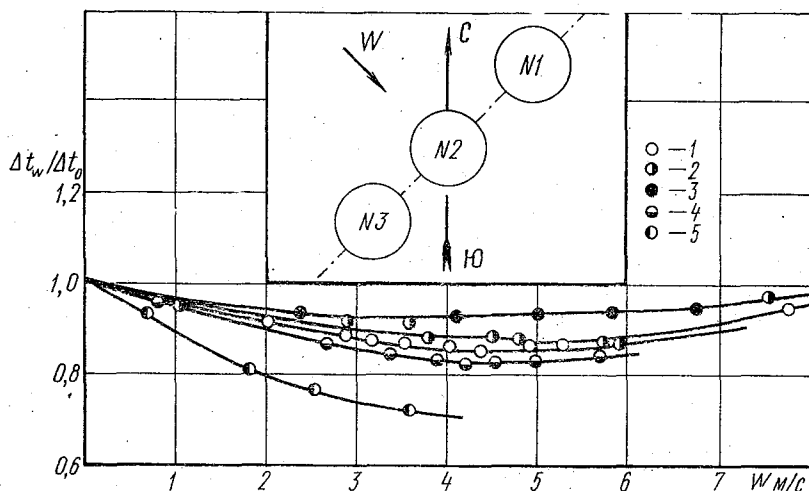


Рис. 3. Изменение относительного перепада температур воды с увеличением скорости ветра:

1 — градирня № 1 с ветровыми перегородками; 2 — градирня № 2 без ветровых перегородок; 3 — ветер направлен под углом 90° к оси размещения градирен; 4 — то же под углом 45°; 5 — то же вдоль оси расположения градирен.

отрицательное влияние увеличивается, а далее уменьшается. Из сравнения кривых 1 и 2, полученных по осредненным данным 75 опытов, видно, что охлаждающая способность градирни № 1 (с ветровыми перегородками) несколько ниже, чем градирни № 2 (без ветровых перегородок). Это, как отмечалось выше, объясняется неравномерностью поля скоростей, вызванной аэродинамическим влиянием ветровых перегородок.

Кривая 3 проведена по осредненным данным 35 опытов на градирне № 2, при выполнении которых ветер был направлен под

углом 90° к оси расположения градирен. При таком направлении ветра градири № 1 и 3 не оказывают заметного отрицательного влияния на работу градири № 2. При направлении ветра под углом 45° к оси расположения градирен, (кривая 4, полученная по данным 23 опытов) отрицательное влияние соседних градирен на работу градири № 2 становится заметным.

Наиболее неблагоприятные условия работы градири № 2 создаются, когда ветер направлен вдоль оси расположения трех одновременно действующих градирен. В этом случае градири № 2 оказывается в зоне низкого давления при обтекании ветром градирен № 1 или 3, вследствие чего снижается сила тяги и создаются условия для возникновения рециркуляции воздуха, вышедшего из градирен № 1 или 3 в градири № 2.

В программу гидравлических исследований водораспределительной системы градири № 2 входило изучение равномерности распределения разбрызгиваемой соплами воды по площади оросителя, потерь напора воды, пропускной способности водораспределительной системы в целом и одиночного разбрызгивающего сопла.

В результате одновременных измерений расхода воды и напора в водораспределительной системе градирен № 1 и 2 была получена тарировочная кривая 1 (рис. 4). Делением расхода воды в градири на число сопел можно получить при заданном напоре пропускную способность единичного сопла.

Аналитическая связь расхода воды с напором для единичного сопла выражается формулой [6]

$$q' = \mu \omega \sqrt{2gH} \text{ м}^3/\text{с}, \quad (1)$$

где μ — коэффициент расхода воды; ω — площадь выходного сечения сопла, м^2 ; g — ускорение свободного падения, $\text{м}/\text{с}^2$; H — напор воды над выходным сечением сопла, м .

По формуле (1) с использованием данных, снятых с кривой 1 (см. рис. 4), было вычислено значение коэффициента расхода воды, который в диапазоне напоров от 1,5 до 3 м оказался одинаковым и равным 0,78. Такому коэффициенту расхода воды соответствует коэффициент сопротивления $\zeta = 0,64$ [6].

Потери напора воды для сопла определяются по формуле

$$h_w = \zeta \frac{v_c^2}{2g} \text{ м}; \quad (2)$$

где v_c — средняя скорость на выходе из сопла, $\text{м}/\text{с}$; ζ — коэффициент сопротивления сопла.

Зависимость потери напора в соплах, подсчитанных по данным натурных измерений с помощью формулы (2), от напора показана на рис. 4 (кривая 2). В данном случае эти потери составляют 38% действующего напора. Изменение суммарных потерь напора в водораспределительной системе, которые составляют 44% действующего

щего напора, показано кривой 3. Заштрихованная область между кривыми 2 и 3 — составляют 6% действующего напора. Поскольку они сравнительно невелики, принятая система водораспределительных труб обеспечивает почти одинаковые расходы воды для всех сопел. Опыты показали, что в принятой системе орошения

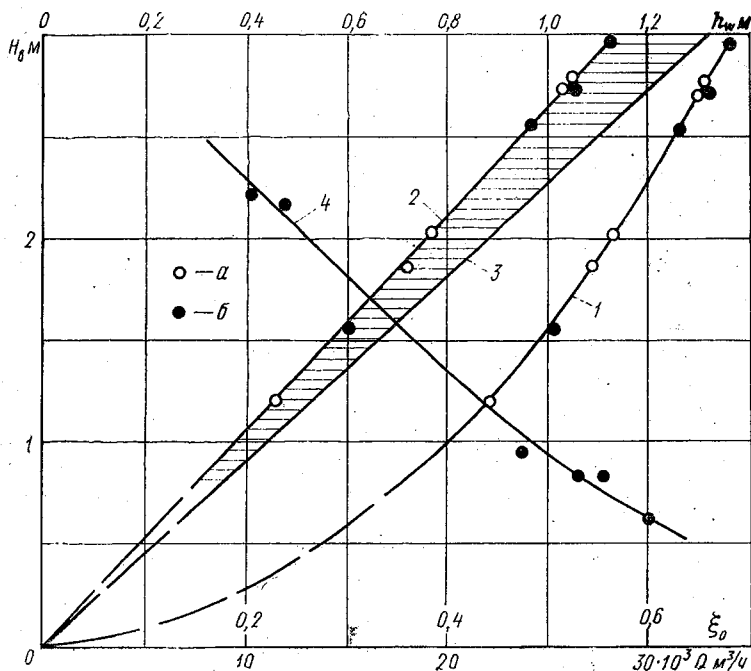


Рис. 4. Зависимость гидравлической нагрузки (1), потерь напора воды (2, 3) в водораспределительной системе и коэффициента неравномерности орошения (4) от величины напора в градириях № 1 (а) и № 2 (б).

54% действующего напора непосредственно расходуется на создание капельного потока на ороситель.

Для определения эффективности разбрызгивания воды соплами измерялась локальная плотность орошения, т. е. в системе точек на верхней кромке оросителя. Для этой цели на ней выборочно назначались контрольные площадки, где в узлах заданной сетки измерялась плотность орошения. Затем, согласно принятой методике [5], определялся коэффициент неравномерности плотности орошения ξ_0 . Среднее значение его для всего сечения градири № 2 при напоре 2,18 м составило 0,23, т. е. находится в пределах принятых норм [5]. С уменьшением напора воды неравномерность орошения в градири значительно увеличивается (см. рис. 4, кривая 4) и удваивается при напоре, равном 1 м.

Анализ рассмотренных выше материалов натуральных исследований позволяет сделать вывод о том, что в целом реальные характеристики испытываемых градирен соответствуют расчетным.

Однако испытываемый тип башенных противоточных градирен имеет потенциальные возможности повышения эффективности их работы, которые могут быть реализованы путем совершенствования узлов градирен.

Так, например, улучшением сопряжения оросителя с внутренней стенкой башни, совершенствованием воздухопроводных окон и ликвидацией ветровых перегородок можно улучшить аэродинамику охлаждающего воздуха в оросителе. Оставшуюся неравномерность воздушного потока в оросителе по радиусу градирни можно компенсировать дифференцированным водораспределением.

Применяемые в градирнях пластмассовые сопла с чашечным отражателем обеспечивают удовлетворительную равномерность распределения лишь при сравнительно высоком проектном напоре. Снизить неоправданные потери напора в соплах и одновременно обеспечить более равномерное водораспределение можно внедрением более совершенных конструкций разбрызгивающих устройств.

По данным исследований обнаружено аэродинамическое влияние градирен друг на друга при ветре. Поэтому необходимы более детальные лабораторные и натурные исследования по вопросу оптимального расположения градирен на стройплощадках.

ЛИТЕРАТУРА

1. Спицын И. П., Ефремов В. И., Винников С. Д. Комплекс аппаратуры для дистанционного измерения гидроаэротермических характеристик башенных градирен. — Труды ЛГМИ, 1970, вып. 39, с. 214—228.
2. Спицын И. П., Винников С. Д. Измерение количества воды, выносимой из градирни каплями и в виде пара. — Труды ЛГМИ, 1971, вып. 44, с. 84—91.
3. Указания по проведению натуральных гидроаэротермических исследований башенных градирен. ВСН 030-70, Минэнерго СССР. — Л.: Энергия, 1971. — 60 с.
4. Спицын И. П. Некоторые вопросы аэродинамики башенных градирен. — Труды ГГИ, 1972, вып. 192, с. 208—223.
5. Технические указания по расчету и проектированию башенных противоточных градирен для тепловых электростанций и промышленных предприятий. ВСН 14-67, Минэнерго СССР. — Л.: Энергия, 1971. — 65 с.
6. Киселев П. Г. Справочник по гидравлическим расчетам. — Л.: Энергия, 1972. — 312 с.

Д. И. КАЗАКЕВИЧ, Е. Н. СОКИРЯНСКАЯ (ЛГМИ)

СТАТИСТИЧЕСКИЙ МЕТОД ГЕОГРАФИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

Предлагаемую методику географического районирования территории на основании выделения однородных областей многомерных случайных комплексов для большей наглядности будем излагать применительно к двумерным комплексам. В качестве исходной информации, характеризующей каждый географический пункт M_n ($n = 1, 2, \dots, r$), используется матрица двумерного частотного распределения.

Например, полная информация о структуре дождей в пункте M_n может быть представлена двумерным частотным распределением интенсивности и длительности осадков, оформленным в виде интенсивно-временной матрицы

$\Delta J \backslash \Delta t$	Δt_1	Δt_2	$\dots$	Δt_k
ΔJ_1	μ_{11}^n	μ_{12}^n	$\dots$	μ_{1k}^n
ΔJ_2	μ_{21}^n	μ_{22}^n	$\dots$	μ_{2k}^n
$\dots$	$\dots$	$\dots$	$\dots$	$\dots$
$\dots$	$\dots$	$\dots$	$\dots$	$\dots$
$\dots$	$\dots$	$\dots$	$\dots$	$\dots$
ΔJ_l	μ_{l1}^n	μ_{l2}^n	$\dots$	μ_{lk}^n

Элемент такой матрицы μ_{ij}^n — это число появлений осадков с интенсивностью из диапазона ΔJ_i и продолжительностью из диапазона Δt_j .

Обозначим $p_{ij}^n = \frac{\mu_{ij}^n}{N^n}$, где $N^n = \sum_{i=1}^l \sum_{j=1}^k \mu_{ij}^n$ — общее число наблюдений в пункте M_n , и введем векторы

$$A_n = (p_{11}^n, p_{12}^n, \dots, p_{1k}^n, p_{21}^n, \dots, p_{2k}^n, \dots, p_{l1}^n, \dots, p_{lk}^n).$$

Географические пункты $M_1, M_2, \dots, M_r$ считаются однородными, если соответствующие им векторы $A_1, A_2, \dots, A_r$ можно считать выборками из одной генеральной совокупности.

За наилучшую оценку компонент вектора генеральной совокупности естественно принять величину

$$p_{ij} = \frac{\mu_{ij}^1 + \mu_{ij}^2 + \dots + \mu_{ij}^r}{N} \left(N = \sum_{n=1}^r N^n \right).$$

Далее следует оценить, являются ли отклонения векторов A_n от вектора — генеральной совокупности

$$A = (p_{11}, p_{12}, \dots, p_{1k}, p_{21}, \dots, p_{2k}, \dots, p_{l1}, p_{l2}, \dots, p_{lk})$$

случайными или нет. Для этого можно использовать какой-нибудь критерий случайности разностей $A_n - A$, в частности некоторую функцию векторов A_n и A с известным законом распределения. В качестве такой функции мы приняли информационную статистику Кульбака

$$I = \sum_{n=1}^r N^n \sum_{i=1}^l \sum_{j=1}^k p_{ij}^n \lg \frac{p_{ij}^n}{\sum_{n=1}^r \mu_{ij}^n / N}.$$

Известно, что величина $2I$ распределена по закону χ^2 с $r(kl-1)$ степенями свободы. Выбирая некоторый критерий значимости, например 5%, получим, что если $2I < \chi_{0,05}^2$, то наблюдаемые отклонения $A_n - A$ не противоречат гипотезе о случайности этих отклонений, и пункты $M_1, M_2, \dots, M_r$ можно считать принадлежащими одному однородному району. Если же $2I \geq \chi_{0,05}^2$, то нулевая гипотеза отвергается, и пункты $M_1, M_2, \dots, M_r$ считаются неоднородными.

Если с помощью рассмотренной процедуры установлено, что случайные комплексы в r пунктах, представленные векторами A_n , неоднородны, то возникает задача выделения из них областей однородности. Такое выделение мы осуществим с помощью некоторого алгоритма сокращенного перебора. Для этого введем меру близости: в качестве расстояния между двумя векторами A_m и A_s возьмем, аналогично предыдущему, информационную статистику Кульбака

$$I_{ms} = \sum_{i=1}^l \sum_{j=1}^k (p_{ij}^m - p_{ij}^s) \lg \frac{p_{ij}^m}{p_{ij}^s},$$

где

$$p_{ij}^m = \frac{\mu_{ij}^m}{N^m}; \quad p_{ij}^s = \frac{\mu_{ij}^s}{N^s}.$$

Вычислив по этой формуле всевозможные расстояния между векторами $A_1, A_2, \dots, A_r$, получим матрицу расстояний

A_n	A_1	A_2	$\dots$	A_r
A_1	0	I_{12}	$\dots$	I_{1r}
A_2	I_{21}	0	$\dots$	I_{2r}
$\dots$	$\dots$	$\dots$	$\dots$	$\dots$
A_r	I_{r1}	I_{r2}	$\dots$	0

Это — симметричная матрица с неотрицательными элементами; у нее суммы элементов по строкам (суммы расстояний каждого вектора A_i от всех остальных) равны суммам элементов по соответствующим столбцам.

Обозначим сумму расстояний вектора A_i от остальных через I_i ($I_i = \sum_{j=1}^r I_{ij}$) и расположим векторы $A_1, A_2, \dots, A_r$ в порядке убывания (невозрастания) величины I_i .

Пусть $A_{n_1}, A_{n_2}, \dots, A_{n_r}$ — такое расположение, тогда вектор A_{n_1} наиболее удален от всех остальных, и именно он мог вызвать неоднородность исходного множества. Исключим вектор A_{n_1} и проверим с помощью описанной ранее процедуры однородность оставшихся $r-1$ векторов.

Если окажется, что эти векторы удовлетворяют условию однородности, то тем самым осуществлено разбиение на две области однородности. Если же $r-1$ векторов неоднородны, исключим вектор A_{n_2} и проверим на однородность оставшиеся $r-2$ вектора.

На s -ом шаге будет установлено, что $r-s$ векторов ($r-s \geq 1$) однородны; тем самым осуществилось разбиение всех векторов на два множества, одно из которых состоит из $r-s$ однородных векторов: $A_{n_{s+1}}, A_{n_{s+2}}, \dots, A_{n_r}$. По отношению к множеству оставшихся векторов несколько модернизируем последовательность действий.

1. Проверим его на однородность. Если оно однородно, то исходное множество разбито на два однородных подмножества.

2. В противном случае составляем матрицу расстояний для векторов $A_{n_1}, A_{n_2}, \dots, A_{n_s}$; располагаем векторы $A_{n_1}, A_{n_2}, \dots, A_{n_s}$ в порядке убывания новых суммарных расстояний I_{n_i} . Пусть $A_{m_1}, A_{m_2}, \dots, A_{m_s}$ — такое расположение.

3. Присоединим вектор A_{m_1} к ранее выделенному множеству однородных векторов $A_{n_{s+1}}, \dots, A_{n_r}$ и проверим на однородность пополненное множество $\{A_{m_1}, A_{n_{s+1}}, \dots, A_{n_r}\}$, содержащее $r - s + 1$ векторов. Если оно однородно, то вектор A_{m_1} присоединяется к ранее выделенному однородному множеству; в противном случае вектор A_{m_1} записывается отдельно.

4. Проверим на однородность множество $\{A_{m_2}, A_{m_3}, \dots, A_{m_s}\}$. Если оно окажется однородным, то разбиение на области однородности (две или три) осуществлено; в противном случае исключаем из него вектор A_{m_2} и проделываем с ним то же, что раньше с вектором A_{m_1} .

Продолжая такой процесс, в результате получим три множества, два из которых однородны, причем первое уже заведомо нельзя пополнить. Если третье множество пусто, разбиение на области однородности осуществлено; в противном случае применяем к третьему множеству ту же процедуру, которая применялась к множеству $\{A_{m_1}, \dots, A_{m_s}\}$, причем проверяем возможность включить каждый выбрасываемый из него вектор во второе однородное множество и т. д.

Изложенная выше методика была применена для географического районирования ЕТС по интенсивно-временной структуре жидких осадков. Разработанный алгоритм был запрограммирован О. Я. Аксаковой на языке АЛГОЛ-60, все расчеты проводились на ЭВМ «М-222». Были рассчитаны по пятилетним рядам наблюдений за 1965—1969 годы интенсивно-временные матрицы по 75 пунктам ЕТС, которые и использовались в качестве исходной статистической информации при районировании.

В результате проведенного исследования оказалось, что ЕТС по интенсивно-временной структуре жидких осадков можно разбить на семь однородных районов: Север ЕТС, Центр ЕТС, Юг ЕТС, Восточное Закавказье, Крымский полуостров, Западное Закавказье и Большой Кавказ. При этом в Центре ЕТС, в свою очередь, выделяются три подрайона: северный, средний и южный.

ЛИТЕРАТУРА

1. Казакевич Д. И. Основы теории случайных функций и ее применение в гидрометеорологии. — Л.: Гидрометеониздат, 1977, с. 31—35.
2. Казакевич Д. И., Наровлянский Г. Я., Сокирянская Е. Н. Применение непараметрических методов статистики при выравнивании эмпирических распределений жидких осадков: — Межвузовский сборник «Метеорологические прогнозы», изд. ЛПИ, 1978, вып. 68, с. 113—121. (ЛГМИ).
3. Кульбак С. Теория информации и статистика. — М.: Наука, 1967. — 407 с.

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
1. <i>В. С. Дружинин</i> . Опыт применения формулы предельной интенсивности для расчета максимального талого стока на малых водотоках юга Западной Сибири	3
2. <i>А. А. Усанкин</i> . О соотношении максимальных расходов дождевого и снегового стока на малых водосборах степного Заволжья	15
3. <i>Н. И. Горошкова</i> . Вероятность превышения наибольших годовых расходов воды рек западной части трассы БАМ	22
4. <i>А. А. Самохин</i> . Результаты исследования некоторых характеристик водоотдачи из снега	35
5. <i>Н. Н. Соловьева</i> . Характеристика полей жидких осадков	40
6. <i>В. Г. Орлов</i> . Некоторые закономерности строения речной сети бассейна р. Камчатки и их использование в гидрологических расчетах	51
7. <i>Б. Б. Богословский, В. А. Брюханов, А. И. Тарасов</i> . Некоторые зависимости термического режима озер Карельского перешейка от их морфометрических показателей	57
8. <i>С. А. Чечкин, Г. И. Климов</i> . Воздействие промышленных предприятий на грунтовые воды	64
9. <i>Г. Н. Угрюминов, Н. Б. Барышников, Н. И. Крупникова</i> . Районирование весеннего стока методом множественной инверсии	70
10. <i>В. А. Шелутко, В. Г. Гутниченко</i> . Уточнение сверхдолгосрочных прогнозов динамико-статистическим методом с помощью преобразования исходной информации	76
11. <i>В. А. Волков, А. М. Догановский</i> . Морфометрические особенности озер Карельского перешейка	87
12. <i>С. М. Тумановская</i> . Расчет максимального стока весеннего половодья с малых водосборов и склонов на основе кривой редукции водоотдачи	97
13. <i>Е. А. Леонов</i> . Изменение температуры воды крупных рек под влиянием хозяйственной деятельности	107
14. <i>М. А. Бесценная И. В. Рябовол</i> . Оценка точности расчета разбавления сточных вод в реках по методу ГГИ с использованием ЭВМ «Минск-32»	117
15. <i>Л. И. Атаманова, В. Г. Орлов</i> . О расчете максимального стока на неизученных реках бассейна р. Самары	124
16. <i>Н. Б. Барышников</i> . Влияние антропогенного фактора на русловые и пойменные процессы	129
17. <i>И. П. Спицын, Н. В. Тимофеева, Г. П. Манорыкин</i> . Натурные исследования противоточных башенных градиен большой производительности	137
18. <i>Д. И. Казакевич, Е. Н. Сокирянская</i> . Статистический метод географического районирования гидрометеорологических комплексов	147

Межведомственный сборник, вып. 76

**ИССЛЕДОВАНИЯ ФОРМИРОВАНИЯ РЕЧНОГО СТОКА
И ЕГО РАСЧЕТЫ**

Редактор *З. Б. Ваксенбург*

Корректор *Л. В. Ломакина*

Сдано в набор 3.02.81.	Подписано в печать 20.11.81.	М-21651.
Формат бумаги 60×90 ¹ / ₁₆ .	Бумага тип. № 2.	Лит. гарн. Печать высокая.
Печ. л. 10.	Уч.-изд. л. 10.	Тираж 500 экз. Зак. 238.
Темплан 1981 г., поз. 245		Цена 1 р. 50 к.

ЛПИ имени М. И. Калинина. 195251, Ленинград, Политехническая ул., 29.

Типография ВОК ВМФ

УДК 556.160.«321»

Опыт применения формулы предельной интенсивности для расчета максимального талого стока на малых водотоках юга Западной Сибири. Дружинин В. С. Межведомственный сборник «Исследования формирования речного стока и его расчеты», изд. ЛПИ, 1981, вып. 76, с. 3—14. (ЛГМИ).

Рассматривается опыт применения формулы предельной интенсивности для расчета максимального талого стока на малых реках юга Западной Сибири.

Табл. 2. Илл. 6. Библ. 2.

УДК 556.166

О соотношении максимальных расходов дождевого и снегового стока на малых водосборах степного Заволжья. Усанкин А. А. Межведомственный сборник «Исследования формирования речного стока и его расчеты», изд. ЛПИ, 1981, вып. 76, с. 15—21. (ЛГМИ).

Приводятся результаты исследования соотношений максимальных расходов весеннего половодья и дождевых паводков и их статистических параметров по материалам наблюдений.

Табл. 1. Илл. 2. Библ. 12.

УДК 556.16.048

Вероятность превышения наибольших годовых расходов воды рек западной части трассы БАМ. Горошкова Н. И. Межведомственный сборник «Исследования формирования речного стока и его расчеты», изд. ЛПИ, 1981, вып. 76, с. 22—34. (ЛГМИ).

Содержатся результаты исследования соотношений максимальных расходов весенних половодий и дождевых паводков и их статистических параметров по материалам наблюдений для рек западной части трассы БАМ.

Табл. 1. Илл. 4. Библ. 5.

УДК 556.166.«321»

Результаты исследования некоторых характеристик водоотдачи из снега. Самохин А. А. Межведомственный сборник «Исследования формирования речного стока и его расчеты», изд. ЛПИ, 1981, вып. 76, с. 35—39. (ЛГМИ).

Излагаются результаты статистической обработки рядов наблюдений водоотдачи из снега. Показано закономерное изменение средней интенсивности водоотдачи и параметров их кривых обеспеченности в зависимости от периодов осреднения от 1 часа до 10 суток по данным наблюдений на водонепроницаемых площадках ВНИГЛ.

Табл. 1. Библ. 4.

УДК 556.121

Характеристика полей жидких осадков. Соловьева Н. Н. Межведомственный сборник «Исследования формирования речного стока и его расчеты», изд. ЛПИ, 1981, вып. 76, с. 40—50. (ЛГМИ).

Изложены результаты исследований полей жидких осадков с рекомендацией расчетных характеристик по материалам дождемерного куста ВНИГЛ.

Табл. 1. Илл. 2. Библ. 25.

УДК 556.515:556.522:556.165

Некоторые закономерности строения речной сети бассейна р. Камчатки и их использование в гидрологических расчетах. Орлов В. Г. Межведомственный сборник «Исследования формирования речного стока и его расчеты», изд. ЛПИ, 1981, вып. 76, с. 51—56. (ЛГМИ).

Исследованы закономерности строения речной сети рек бассейна р. Камчатки и даны рекомендации для их использования в гидрологических расчетах.

Илл. 4. Библ. 8.

УДК 556.555.4

Некоторые зависимости термического режима озер Карельского перешейка от их морфометрических показателей. Богословский Б. Б., Брюханов В. А., Тарасов А. И. Межведомственный сборник «Исследования формирования речного стока и его расчеты», изд. ЛПИ, 1981, вып. 76, с. 57—63. (ЛГМИ).

Дается классификация озер Карельского перешейка по термическому режиму, приводятся связи теплового бюджета и положения слоя температурного скачка с морфометрическими показателями озер.

Илл. 2. Библ. 9.

УДК 556.388

Воздействие промышленных предприятий на грунтовые воды. Чечкин С. А., Климов Г. И. Межведомственный сборник «Исследования формирования речного стока и его расчеты», изд. ЛПИ, 1981, вып. 76, с. 64—69. (ЛГМИ).

Рассмотрены вопросы влияния промышленных стоков на загрязнение грунтовых вод на примере одного из производственных объединений Северо-Запада СССР.

Библ. 3.

УДК. 556.166.«321»

Районирование весеннего стока методом множественной инверсии. Угренцов Г. Н., Барышников Н. Б., Крупникова Н. И. Межведомственный сборник «Исследования формирования речного стока и его расчеты», изд. ЛПИ, 1981, вып. 76, с. 70—75. (ЛГМИ).

Использован метод множественной инверсии для оценки характеристик весеннего стока. Выполнено районирование с применением этого метода.

Табл. 1. Библ. 5.

УДК 556.16.06

Уточнение сверхдолгосрочных прогнозов динамико-статистическим методом с помощью преобразования исходной информации. Шелутко В. А., Гутниченко В. Г. Межведомственный сборник «Исследования формирования речного стока и его расчеты», изд. ЛПИ, 1981, вып. 76, с. 76—86. (ЛГМИ).

Используются приемы логарифмирования и нормализации исходных рядов стока с целью повышения точности прогнозирования динамико-статистическим методом. Проведены численные эксперименты на примере рядов квартального, среднего годового и за период с V—X месяцы расходов полезного притока в оз. Байкал и бокового притока в р. Ангара на участке Иркутская—Братская ГЭС. В качестве критерия эффективности трансформации использовался сводный коэффициент корреляции фактических и спрогнозированных значений. Эффективность предложенных трансформаций исходных рядов при прогнозировании динамико-статистическим методом оказывается тем выше, чем больше асимметричность распределения исходных рядов.

Табл. 2. Илл. 1. Библ. 8.

УДК 556.55:

Морфометрические особенности озер Карельского перешейка. Волков В. А., Догановский А. М. Межведомственный сборник «Исследования формирования речного стока и его расчеты», изд. ЛПИ, 1981, вып. 76, с. 87—96. (ЛГМИ).

Рассмотрены морфометрические особенности малых и средних озер Карельского перешейка. Дается характеристика озерных котловин по морфометрическим показателям. Приводятся аналогичные выражения связи объема котловин от площади зеркала и средней глубины от максимальной.

Табл. 2. Илл. 3. Библ. 8.

УДК 556.166

Расчет максимального стока весеннего половодья с малых водосборов и склонов на основе кривой редукции водотдачи. Гумановская С. М. Межведомственный сборник «Исследования формирования речного стока и его расчеты», изд. ЛПИ, 1981, вып. 76, с. 97—106. (ЛГМИ).

Рассматривается метод расчета максимального весеннего стока, рекомендуемый в «Указаниях СН 435-72», применительно к малым водосборам и указывается на невысокую точность этих расчетов. Предлагается новый метод расчета, учитывающий особенности формирования максимумов на небольших бассейнах (внутрисуточный ход стока, влияние агротехнических мероприятий и т. д.).

Метод разработан на основе использования кривой редукции водоотдачи, полученной по данным гидрометрических наблюдений на воднобалансовых станциях.

Табл. 1. Илл. 2. Библ. 5.

УДК 556.166

Изменение температуры воды крупных рек под влиянием хозяйственной деятельности. Леонов Е. А. Межведомственный сборник «Исследования формирования речного стока и его расчеты», изд. ЛПИ, 1981, вып. 76, с. 107—116. (ЛГМИ).

Рассмотрены вопросы влияния хозяйственной деятельности на температурный режим некоторых крупных рек.

Табл. 5. Илл. 1. Библ. 10.

УДК 628.19

Оценка точности расчета разбавления сточных вод в реках по методу ГГИ с использованием ЭВМ «Минск-32». Бесценная М. А., Рябовол И. В. Межведомственный сборник «Исследования формирования речного стока и его расчеты», изд. ЛПИ, 1981, вып. 76, с. 117—123. (ЛГМИ).

В работе изложены результаты расчета разбавления сточных вод в р. Вычегде, руч. Кантарном и Рассыпном по методу ГГИ с использованием ЭВМ «Минск-32». Оценка точности расчетного метода выполнена путем корреляционно-регрессивного анализа рядов расчетных и измеренных величин концентраций загрязняющих веществ в соответствующих точках рассмотренных объектов. Высокие коэффициенты корреляции рядов расчетных и измеренных концентраций загрязняющих веществ ($r = 0,82—0,94$) позволяют рекомендовать метод ГГИ для практического использования при оценке санитарного состояния рек, расчета качества воды в местах водозабора и т. д.

Табл. 5. Библ. 4.

УДК 556.166

О расчете максимального стока на неизученных реках бассейна р. Самары. Атамансва Л. И., Орлов В. Г. Межведомственный сборник «Исследования формирования речного стока и его расчеты», изд. ЛПИ, 1981, вып. 76, с. 124—128. (ЛГМИ).

Для неизученных рек в бассейне р. Самара даны рекомендации по расчету максимального стока талых вод. Для створов Гидрометслужбы проведены поверочные расчеты по СН 435-72 и редукционной формуле Д. Л. Соколовского. Расчеты выполнены в двух вариантах — согласно рекомендации и с уточненными параметрами. Результаты сопоставлялись с максимальными расходами, полученными по кривым обеспеченности. Установлены параметры районной редукционной зависимости $M_{1\%} = f(F)$.

Табл. 1. Илл. 1. Библ. 9.

УДК 551.482.2

Влияние антропогенного фактора на русловые и пойменные процессы. Барышников Н. Б. Межведомственный сборник «Исследования формирования речного стока и его расчеты», изд. ЛПИ, 1981, вып. 76, с. 129—136. (ЛГМИ).

Рассмотрено влияние различных видов гидротехнических сооружений на русловые и пойменные процессы. Выполнен анализ особенностей изменения последних при водохозяйственном строительстве и градостроительстве на поймах и в бассейнах рек.

Библ. 13.

УДК 532.54.001.5

Натурные исследования противоточных башенных градиен большой производительности. Спицын И. П., Тимофеева Н. В., Мандрыкин Г. П. Межведомственный сборник «Исследования формирования речного стока и его расчеты», изд. ЛПИ, 1981, вып. 76, с. 137—146. (ЛГМИ).

Изложены результаты натурных гидротермических исследований противобашенных градиен большой производительности. Табличные данные и графики, полученные на основе богатого экспериментального материала, позволяют сравнить реальные характеристики градиен с расчетными, а также использовать их при проектировании новых типов градиен.

Табл. 2. Илл. 4. Библ. 6.

Статистический метод географического районирования гидрометеорологических комплексов. Казакевич Д. И., Сокирянская Е. Н. Межведомственный сборник «Исследования формирования речного стока и его расчеты», изд. ЛПИ, 1981, вып. 76, с. 147—150. (ЛГМИ).

Разработан статистический метод разбиения двумерных случайных комплексов на области однородности. На его основе разработана методика географического районирования с использованием ЭВМ.

В качестве примера проведено географическое районирование Европейской территории СССР по интенсивно-временной структуре атмосферных осадков.

Предложенная методика может быть использована для географического районирования различных гидрометеорологических комплексов.

Библ. 3.

