

МИНИСТЕРСТВО ВЫСШЕГО И СРЕДНЕГО СПЕЦИАЛЬНОГО
ОБРАЗОВАНИЯ РСФСР

ЛЕНИНГРАДСКИЙ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

ТРУДЫ

ВЫПУСК 55

ВОПРОСЫ ГИДРОЛОГИИ СУШИ

Под редакцией

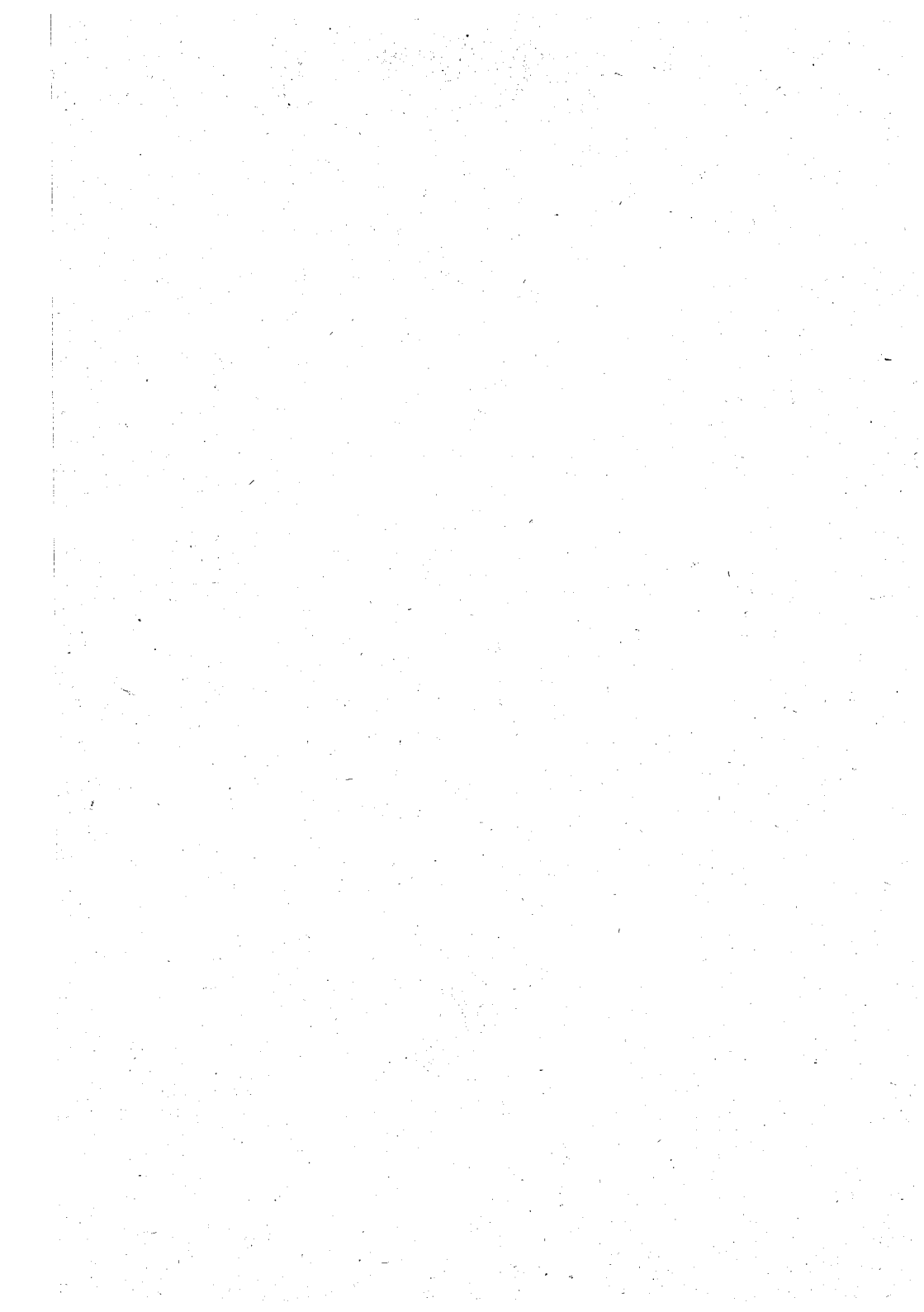
д-ра географ. наук профессора Б. Б. БОГОСЛОВСКОГО
и канд. географ. наук В. Г. ОРЛОВА

ЛЕНИНГРАД

1975

Ленинградский

Гидрометеорологический институт



*Одобрено Ученым советом
Ленинградского гидрометеорологического института*

Сборник содержит исследования по вопросам гидрологического режима водных объектов и расчетам речного стока. Рассматриваются вопросы проектирования и расчета максимального весеннего стока на малых водосборах зоны недостаточного увлажнения. Значительное место уделено вопросу типизации дождей и моделированию паводкообразующих осадков. Приводятся результаты исследований по максимальному стоку рек Камчатки и Сахалина, а также ряд других вопросов гидрологического характера.

Сборник рассчитан на специалистов гидрологов, гидротехников, аспирантов и студентов гидрологических специальностей.

Б. П. ПАНОВ

О ВЛИЯНИИ ОЗЕР НА ГИДРОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ПРИЛЕГАЮЩЕЙ МЕСТНОСТИ И РЕЧНОЙ СТОК

Общие положения

Крупные озера и водохранилища оказывают значительное влияние на климат, гидрогеологические и гидрологические процессы прибрежной полосы суши.

Изменение климата под влиянием водоемов происходит на относительно малой части водосборов, соответственно чему слабо отражается в режимных характеристиках речного стока. Аккумуляция огромных водных масс в чашах озер и водохранилищ является существенным фактором формирования режима речного стока, значительно трансформирующим и качество водных масс. Одпоры грунтовых вод от вновь создающихся водохранилищ и от озер в периоды стояния высоких уровней сильно изменяют гидрологические и гидрогеологические условия побережий, распространяя свое влияние по долинам впадающих рек на большие расстояния. Замедленное расходование аккумулярованных водных масс и сток через вытекающую реку является наиболее рельефным регулирующим фактором речного стока, в ряде случаев настолько его сглаживающим, что исчезают фазы весеннего половодья, как, например, на реках Нева и Ангара.

Малые водоемы, если их в бассейне много, также оказывают заметное влияние на поверхностный сток. Так, в степной местности многочисленные западины (на Украине — поды, подики) в период весеннего снеготаяния заполняются водами, в дальнейшем расходующимися на испарение и фильтрацию, от чего сильно уменьшается поверхностный сток. В пустынях Средней Азии — в такыях — сток талых или ливневых вод расходуется почти исключительно на испарение.

Таким образом, влияние озер на формирование поверхностного стока происходит тремя путями:

- 1) через трансформацию воздушных масс, проносящихся над экваториями водоемов;

2) через изменение гидрогеологических условий и затоплении пониженных частей прибрежной полосы суши;

3) через аккумуляцию вод впадающих рек и бестальвежного притока.

Влияние водоемов на климат побережий наиболее отчетливо проявляется в изменении температуры и влажности воздуха а также в направлении и скорости ветра.

Трансформированные воздушные массы при переносе над водной поверхностью на подветренную часть побережья создают такой специфический режим метеорологических элементов, формирующий так называемый «морской климат».

Основной причиной, определяющей трансформацию воздушных масс над водоемами, как известно, являются различия в физических свойствах воды и суши. Вследствие этого различны радиационные балансы водных масс и суши, а также альбедо их поверхностей. Чем больше эти различия, тем интенсивнее происходит трансформация воздушных потоков над водоемами и их воздействие на климат прилегающей местности.

Интенсивность изменения абсолютной влажности воздуха в прибрежной зоне суши определяется разностью между абсолютной влажностью насыщения (при температуре поверхности воды) и абсолютной влажностью воздуха над сушей.

Так как в зонах избыточного и достаточного увлажнения эти различия меньше, чем в зонах неустойчивого и недостаточного увлажнения, то и описываемая трансформация влажности воздуха в этих последних зонах больше, т. е. различия во влажности над водоемами и сушей возрастают с севера на юг.

Радиационный баланс мелководных водоемов больше радиационного баланса суши в течение всего периода открытой воды а у глубоководных он весной значительно больше, к концу лета почти одинаков и осенью меньше, чем суши. Эти контрасты радиационного баланса тоже увеличиваются с севера на юг.

Вследствие различий в шероховатости поверхности водоемов и суши в безледоставный период четко прослеживается увеличение скорости ветра над водоемами, что хорошо видно по заимствованным у С. Л. Вендрова [1] данным по Рыбинскому водохранилищу (табл. 1).

Из табл. I следует, что в период открытой воды скорость ветра на прибрежных станциях больше, чем на материковых, в начале лета на 15—20% (на мысе Рожновском даже на 40%), а осенью на 50%.

Так как шероховатость земной поверхности в тундровой лесной зонах больше, чем в степной и пустынной, то и отмечаемые различия в скоростях ветра над водоемами и сушей, т. е. при переходе от лесной зоны к степной, уменьшаются с севера на юг.

Береговая зона, на климат которой распространяется интенсивное влияние водоемов, по С. Л. Вендрову [1], носит название «полосы постоянного влияния», а со слабым влиянием, проявляющимся лишь временами, названа «полосой эпизодического воздействия». Полоса постоянного влияния таких крупных озер, как Ладожское, Онежское, имеет ширину 30—40 км, а в участках совместного их воздействия достигает 60 км.

Таблица 1

Средние за месяц скорости ветра (м/с) в районе Рыбинского водохранилища

Станции	Месяцы							
	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI
Материковые: *								
Кесьма, Данилов, Красный Холм	3,7	3,8	3,5	3,1	3,0	3,5	4,2	4,4
Прибрежные: *								
Мыс Рожновский	4,7	5,2	5,0	5,2	5,2	6,6	6,9	6,8
Брейтово	3,8	4,4	3,9	3,7	3,7	4,4	5,0	5,0
Гаютино	4,0	4,5	4,2	4,2	4,0	4,6	4,9	4,9

* Под материковыми станциями понимаются станции, расположенные вне зоны влияния водоема, а под прибрежными — находящиеся в зоне его влияния.

У Рыбинского водохранилища, с площадью зеркала вдвое меньшей, чем у Онежского озера, полоса постоянного влияния имеет ширину 10—12 км, у оз. Ильмень она примерно той же величины.

Капитальное исследование закономерностей трансформаций воздушных масс над водоемами произвел М. П. Тимофеев [7], разработавший и методику их расчетов. В этой методике расчета изменений влажности и температуры воздуха над водоемами исходными данными являются их значения у наветренного и подветренного берегов, турбулентность воздуха над водоемом, шероховатость водной поверхности и суши.

Б. А. Семенченко [6] применил метод Тимофеева к расчету изменения температуры, влажности воздуха и скорости ветра над Можайским водохранилищем — относительно небольшого водоема (длина 35 км, ширина 0,2—3,0 км, средняя глубина 7,5 м). По этим расчетам ориентировочно толщина приземного слоя воздуха, трансформируемого над Можайским водохранилищем, составляет в мае 50 м, в сентябре 70 м.

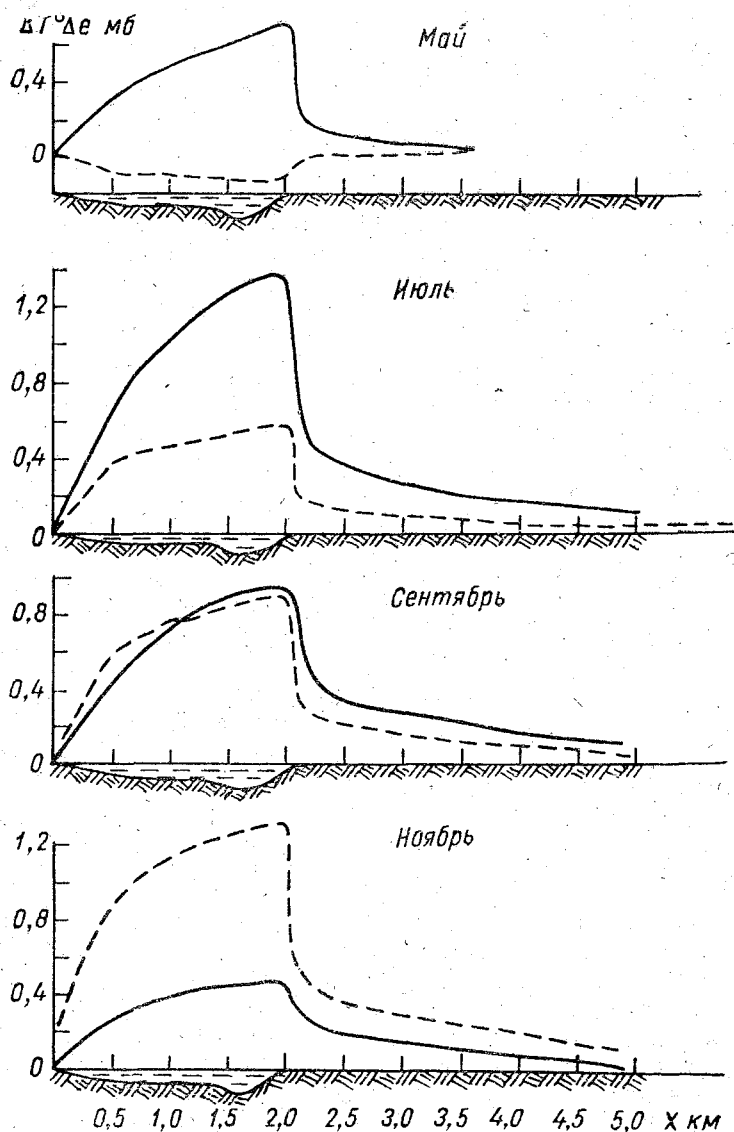


Рис. 1. Значения абсолютных изменений температуры и влажности воздуха на высоте 2 м над Можайским водохранилищем и прилегающей с подветренной стороны местности (по Б. А. Семенченко)

На рис. 1 представлен ход трансформации воздушных масс над водохранилищем и на подветренной полосе суши. От наветренного берега нарастание температуры и влажности воздуха происходит в общем плавно, однако с несколько большей интенсивностью в начале профиля, заметно уменьшающейся к его концу, и над подветренным урезом сменяется резким падением. От подветренного уреза вглубь суши понижение температуры и влажности воздуха происходит весьма плавно и к начальным величинам рассматриваемые метеорологические элементы возвращаются на расстоянии 2,0—2,5 км. Следует отметить, что даже такой небольшой водоем, как Можайское водохранилище, оказывает ощутимое влияние на метеорологические элементы на подветренном берегу в полосе шириной более 2 км (табл. 2).

Таблица 2

Изменения температуры воздуха (°C) под влиянием Можайского водохранилища на подветренном урезе и на суше на расстоянии 1 км от него

Месяц	Средние значения		Экстремальные значения *			
			$T_{II} - T_I > 0$		$T_{II} - T_I < 0$	
	урез	суша	урез	суша	урез	суша
Май	—0,1	0,0	1,2	0,1	—6,0	—0,4
Июль	0,6	0,6	1,9	0,3	—3,6	—0,5
Сентябрь	0,9	0,2	2,1	0,5	—4,1	—0,9
Ноябрь	1,2	0,3	1,8	0,4	—1,9	—0,5

* T_{II} — температура воздуха на подветренном урезе, T_I — то же в 1 км от него.

Полученные Б. А. Семенченко данные подтверждаются фактическими наблюдениями на Камском водохранилище.

Ю. М. Матарзиным [4] произведены измерения температуры и влажности воздуха на высоте 2 м по нескольким поперечным створам Камского водохранилища и прилегающей полосе суши (рис. 2). По этим измерениям следует, что в дневное время температура воздуха от наветренного берега понижается в сторону подветренного на протяжении 4 км, а далее почти не изменяется вплоть до береговой зоны, где резко повышается почти до начальных величин, а вся срединная часть профиля характеризуется пониженными температурами.

Обращает на себя внимание относительно малая интенсивность понижения температур от наветренного уреза к срединной части профиля и, наоборот, резкое у подветренного берега, еще в пределах литорали.

Относительная влажность увеличивается по профилю также с малой интенсивностью от наветренного берега к срединной части водоема, где имеет повышенные значения, но и далее к подветрен-

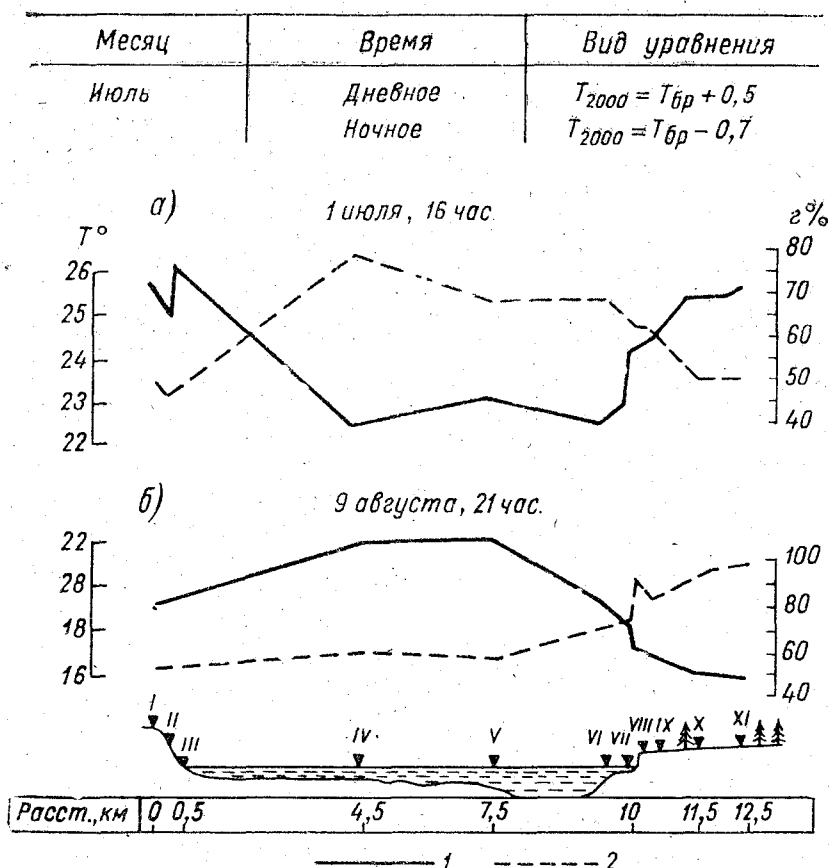


Рис. 2. Ход метеозаэлементов на гигротермическом профиле Камского водохранилища по створу: а) пос. Чермоз — б) пос. Висим (1967):

1 — температура воздуха; 2 — относительная влажность воздуха; I — гидрометстанция Чермоз; II — бровка правого берега; III — урез воды правого берега; IV, V, VI — точки измерений над водоемом; VII — урез левого берега; VIII — бровка левого берега; IX — бровка левого берега; X — 1,5 км; XI — 2,5 км от уреза левого берега (по Ю. М. Матарзину)

ному берегу уменьшается почти с той же скоростью, с какой повышалась в начале профиля. В целом описанные изменения температуры и влажности воздуха на Камском водохранилище находятся в соответствии с выводами Тимофеева.

В вечерние часы изменения температуры и влажности воздуха по профилю имеют противоположный ход по сравнению

с дневным, причем появляется явная асимметричность их графиков из-за смещения максимума к глубоководной части водоема, расположенной у подветренного берега. Любопытно отметить, что относительная влажность оставалась почти неизменной по всему профилю и лишь немного повысилась над глубоководной частью.

Изменения температуры и влажности воздуха и в дневные, и вечерние часы над сушей распространялись примерно на 2,0—2,5 км от водоема, что сопоставимо с результатами расчетов Б. А. Семенченко, полученными для Можайского водохранилища.

Следует отметить, что влияние озер на количество осадков, выпадающих в прибрежной зоне, в общем незначительно. Так, по исследованиям В. И. Корниенко [2] даже на таком крупном водоеме, как оз. Байкал, лишь на одном участке его побережья (у ст. Усть-Баргузин) количество осадков несколько увеличилось по сравнению с материковыми станциями. Причем в октябре осадков на этой прибрежной станции наблюдалось больше, чем на материковых станциях на 3—5%, в ноябре — на 13—16%, декабре — на 10—15%. Наибольшее увеличение выпадающих осадков приходится на период наибольшей в году интенсивности испарения — осень и начало зимы, когда оз. Байкал еще не покрыто льдом и температура его поверхности на 13—15° выше температуры воздуха.

Влияние озер и водохранилищ на гидрологические и гидрогеологические условия побережий

В равнинных местностях колебания уровней озер определяют большие изменения площади их зеркала. Так, например, оз. Ильмень от притока талых вод увеличивает свою площадь с 730 км² (в зимний сезон) до 2100 км², в высокие половодья оз. Чудско-Псковское затопляет более 1000 км². Грунтовые воды в весенний сезон подпираются озерными водами и в стороны может создаваться на довольно значительное расстояние обратный уклон.

Для определения ширины зоны влияния подпоров грунтовых вод на почвенно-ботанический покров могут быть применены методы индикационной геоботаники, в частности метод толщины годового прироста годовых колец деревьев (рис. 3). По данным Ю. М. Матарзина для Камского водохранилища, начиная с момента его заполнения (1955 г.) резко уменьшилась толщина годовых колец деревьев. Этот эффект влияния подпора грунтовых вод на произрастание деревьев проявлялся в течение 3—5 лет, а затем прирост стабилизировался.

Наибольшие изменения годового прироста деревьев наблюдаются непосредственно у уреза воды, постепенно затухая вглубь суши, и на некотором расстоянии толщина годовых колец увеличивается до размеров, свойственных предшествовавшим созданию водохранилища. Точки стыка кривых изменения годичного при-

роста деревьев для естественных условий и после создания водохранилища (рис. 3) являются границами зоны влияния подпора грунтовых вод на древесную растительность. Травяной покров

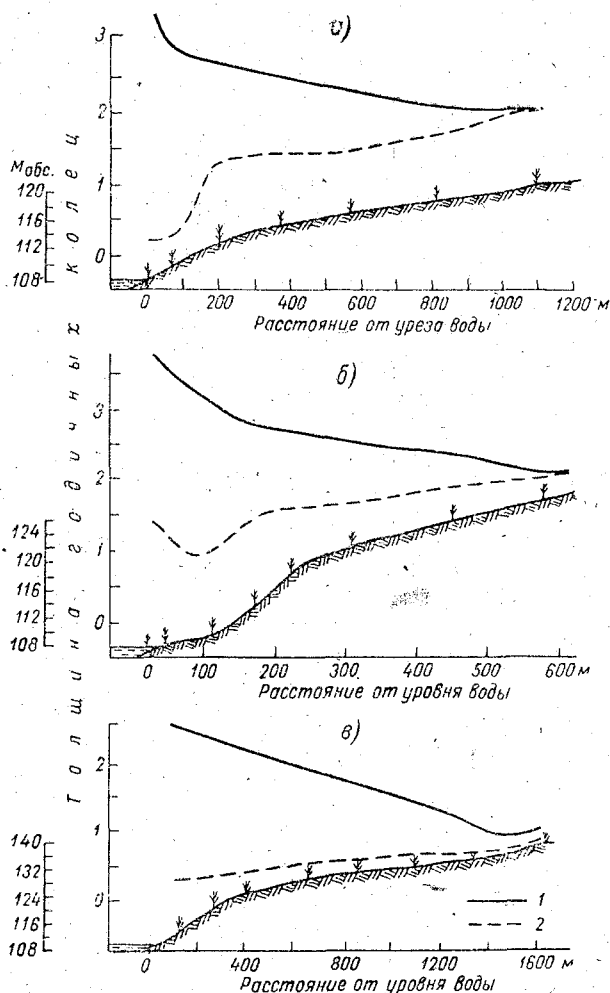


Рис. 3 Изменение величины годового прироста деревьев до (1) и после (2) создания Камского водохранилища на поперечных профилях в районе Хохловки (а), Полазны (б) и Ошвы (в)

в луговых участках под влиянием увеличения увлажнения, формирования новых условий микроклимата и процессов обмена веществ в почвенном покрове претерпевает также существенные изменения. На подзолистых почвах развиваются болотно-мятликовые, щучковые и осоковые фитоценозы, в микропонижениях появляются за-

росли осок, рогоза и др., а на повышениях, наоборот, часто создаются благоприятные условия для произрастания трав. Повышенное увлажнение от подпора грунтовых вод определяет заметные изменения в почвенном покрове. В качестве примера можно привести данные А. А. Лютина с соавторами [3] по некоторым почвенным разрезам на побережье Камского водохранилища в пределах подпора грунтовых вод (залегających здесь на глубине 2 м). В период производства наблюдений (август 1964 г.) влажность почвы была равной предельной во всех горизонтах (A_{0+1} , A_2 , B_1 , B_2). Влажность почвы в 1964 г. оказалась в 7—10 раз большей, чем в 1936 г. в том же месте, и в 2—3 раза большей, чем в 1973 г. (в естественных условиях). Следует при этом иметь в виду, что в период наблюдений осадков в 1964 г. было меньше, а температура выше, чем в эти «эталонные» годы.

При постоянной высокой влажности почвы в ее верхнем метровом слое не было обнаружено закисного железа, но оказались следы FeO и Fe_2O_3 . Содержание обменных Ca и Mg вниз по разрезу увеличивалось. В горизонтах A_1 и A_2 увеличилось отношение $Ca:Mg$ и наоборот в B_1 уменьшилось. В горизонте A_2 увеличилась насыщенность основаниями.

Приведенные примеры влияния подпоров грунтовых вод прибрежной зоны Камского водохранилища дают общее представление о характере процессов, в деталях значительно изменяющихся в зависимости от конкретных местных особенностей рельефа, почвенного покрова, подстилающих их грунтов и т. д.

Озера с большой амплитудой колебаний уровней создают временные подпоры в прибрежной зоне, распространяющихся лишь на то расстояние, на которое они успевают пройти в зависимости от величины напора, времени его действия, фильтрационных свойств грунтов и т. д.

На основе анализа обширных материалов исследования Камских водохранилищ на прибрежную часть суши Ю. М. Матарзин [5] делит ее на три зоны по степени интенсивности влияния подпоров и затоплений, т. е. по тому же принципу, что и С. Л. Вендров по отношению к воздействиям водоемов на климат побережий:

- 1) зона сильного влияния (явно выраженная),
- 2) зона умеренного влияния (не всегда проявляется),
- 3) зона слабого влияния (не всегда обнаруживается).

Ширина зон сильного и умеренного влияния подпоров грунтовых вод в условиях Камского водохранилища 500—800 м.

В зоне сильного влияния происходит отмирание древесной растительности и формирование взамен ее болотных комплексов.

Во второй зоне (умеренного влияния) древесная растительность сохраняется, но в угнетенном состоянии и обогащается гигрофитами.

Глубина залегания подземных вод в условиях Камского водохранилища в зоне сильного влияния менее 2 м, а в зоне умеренного влияния более 2 м.

Влияние озер на речной сток

Основной фазой уровненного режима озер в лесной зоне является период весеннего половодья. Начало весеннего подъема уровней озер по срокам почти совпадает с началом весеннего половодья на реках, но его максимум сдвинут в сторону запаздывания, что отражается на продолжительности ветви подъема половодья.

Естественно, что у малых озер период запаздывания наступления максимума, как и у озер с большой проточностью, незначителен, например у оз. Селигер с площадью зеркала всего 212 км² максимум уровней наступает на несколько дней позже, чем на соседних неозерных реках (без учета заторных пиков на реках). На озере с большой проточностью, даже таких значительных размеров, как оз. Ильмень (630—2100 км²), запаздывание пика половодья по отношению к питающей его р. Ловати также всего несколько дней. Однако, если учитывать заторные пики этой реки, часто значительно превышающие максимумы стока половодья, период запаздывания озерного максимума определяется в 10—15 дней, на Онежском озере (9700 км²) это запаздывание составляет более месяца.

Величина запаздывания максимума половодья зависит от соотношения площади зеркала озера с площадью водосбора, от соотношения величины притока вод с бассейна со стоком из него. Потери на испарение с поверхности зеркала и на фильтрацию в фазу весеннего половодья не играют сколько-либо заметной роли в водном балансе озера (в лесной зоне), особенно на ветви подъема, так как относительно невелики.

Учитывая отмеченное об испарении и фильтрации озерных вод, можно принять с малой погрешностью, что ветвь спада весеннего половодья создается после того, как сток из озера через вытекающую реку станет больше, чем речной приток в него. Так как сток воды из озера по мере падения уровней происходит замедленно, то ветвь спада половодья растягивается на длительный период, и если падение уровней не нарушается стоком от летне-осенних дождей, то ветвь спада уровней проточных озер продолжается вплоть до начала весеннего половодья следующего года. В этом случае в течение всего годового цикла режим колебаний уровней озер формируется почти исключительно под влиянием речного притока и стока из озера через вытекающую реку. В связи с этим многолетняя изменчивость уровней озер и стока вытекающих из них рек должна быть близкой к изменчивости речного притока.

В табл. 3 помещены значения коэффициентов вариации характерных уровней некоторых типичных озер Северо-Запада СССР и стока ряда рек их бассейнов. По данным таблицы следует, что коэффициенты вариации максимальных уровней озер ($C_{v_{\max}}$) меньше коэффициентов среднегодовых уровней ($C_{v_{\text{ср. г.}}}$). Лишь у оз. Пено $C_{v_{\max}} > C_{v_{\text{ср. г.}}}$, однако всего на 0,01, что возможно является следствием влияния Верхневолжской плотины.

Таблица 3

Коэффициенты вариации характерных уровней некоторых озер
Северо-Запада ЕТС и характерных расходов воды ряда рек и их бассейнов

Название объекта и пункты наблюдений	C_v максималь- ных уровней	C_v среднегодо- вых уровней	C_v минималь- ных уровней	C_v среднегодовых расходов воды, снятых с карты изолиний
---	---------------------------------------	--	--------------------------------------	--

Коэффициенты вариации уровней озер

оз. Ладожское, маяк Сухо	0,24	0,28	0,36	
оз. Онежское, Кондо- пога	0,31	0,36	0,49	
оз. Ильмень, с. Войцы	0,27	0,29	0,60	
оз. Селигер, с. Полново	0,26	0,29	0,45	
оз. Пено, с. Извехово	0,24	0,23	0,66	

Коэффициенты вариации расходов воды в реках

р. Нева, с. Новосара- товская	0,15	0,17	0,25	0,25
р. Волхов, с. Гостино- полье	0,21	0,26	—	0,25
р. Свирь, с. Мятусово	0,24	0,17	0,31	0,20
р. Сясь, с. Яхново .	0,36	0,24	0,37	0,25
р. Селижаровка, с. Яро- винка	0,28	0,30	0,35	0,25
р. Волга, с. Ельцы .	0,31	0,27	0,33	0,25
р. Молога, с. Спас-За- бережье	0,40	0,29	0,46	0,25

Коэффициенты вариации минимальных уровней озер во всех случаях оказались больше коэффициентов среднегодовых уровней. Отмеченные особенности в различиях коэффициентов вариации характерных уровней озер находят себе объяснение в строении озерных котловин, а именно: параболический вид связи площади зеркала, наиболее свойственный озерам лесной зоны, в верхней части шкалы колебаний уровней определяет замедленное их повышение с увеличением количества заполняющих котловины водных масс и, наоборот, в нижней части шкалы — ускоренное снижение уровней с уменьшением водных масс.

В 8 км ниже истока р. Волги из оз. Волго в 1845 г. была установлена, как теперь ее называют, Верхневолжская плотина (бей-

шлот), разрушенная в 1941 г. и восстановленная в 1943 г. За плотинной образовалось водохранилище с сезонным регулированием стока реки полезной емкостью 0,47 км³.

Существование плотины внесло некоторые изменения в режим Верхневолжских озер, в частности их слияние при высоких уровнях в единый водоем общей площадью 186 км², что несомненно отразилось и на изменчивости максимальных уровней оз. Пено,

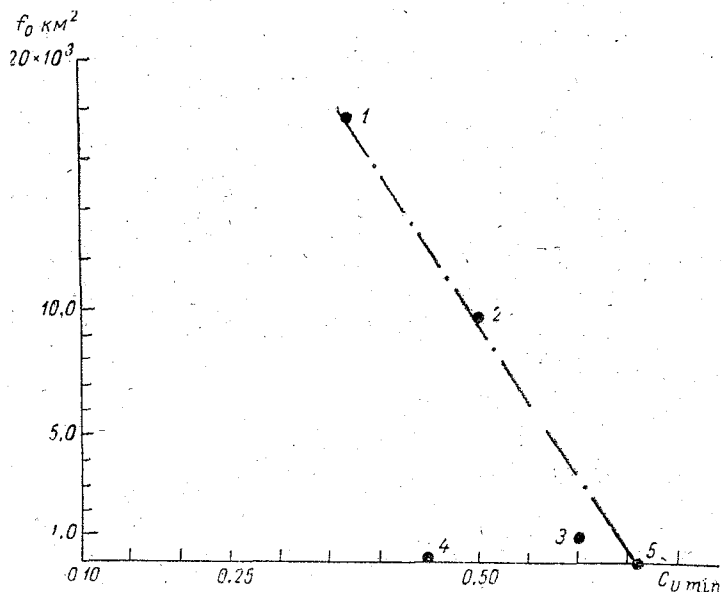


Рис. 4. Связь коэффициентов вариации минимальных уровней озер с площадью зеркала:

1 — оз. Ладожское; 2 — оз. Онежское; 3 — оз. Ильмень; 4 — оз. Селигер; 5 — оз. Пено

повысив величину их коэффициентов вариации. Так как Верхневолжская плотина производит только сезонное регулирование, то можно полагать, что изменчивость среднегодовых уровней оз. Пено в общем сохраняет естественный характер, однако величина их коэффициента вариации несколько меньше, чем у других озер исследуемого района, в чем возможно все же и проявилось влияние плотины. Наибольшее значение коэффициента вариации минимальных уровней оз. Пено, по сравнению с другими озерами, вероятно является также следствием работы плотины.

Р. Волга ниже Верхневолжской плотины весьма скоро теряет внесенные ею искажения в естественный режим, так как вскоре ниже принимает многоводную р. Селижаровку, более чем вдвое увеличивающую ее сток.

Изменчивость минимальных уровней озер больше, чем среднегодовых и максимальных, и, судя по рис. 4, определяется размером

площади зеркала озера. От этой наметившейся закономерности отклонилась точка связи оз. Селигер, что определяется особенностями строения, его котловины, так как она по существу представляет систему плесов, соединенных протоками, что создает дополнительный фактор, наиболее сильно проявляющийся при низких уровнях.

Коэффициенты вариации стока озерных и неозерных рек незначительно отличаются от коэффициентов вариации уровней озер, а именно: коэффициенты вариации среднегодового стока хотя и меньше, чем у минимального стока, но не во всех случаях больше коэффициентов максимального стока, а у рек с малой озерностью бассейна, как Молога, Сясь, Волга (у Ельцов), даже меньше. Это и дает основание полагать, что регулирующее влияние озер на вытекающие из них реки проявляется в снижении значений коэффициентов вариации максимального стока. Несколько от этой закономерности отклоняются величины коэффициентов вариаций максимального и среднегодового стока р. Свирь (соответственно 0,24 и 0,17), что может быть объяснено влиянием собственного водосбора р. Свирь, увеличившегося на 27% от истока до створа с Мятусово.

Влияние озер на изменчивость характерных расходов воды вниз по течению озерных рек довольно быстро теряется, как это хорошо видно на примере р. Волги.

На рис. 5 показаны совмещенные графики изменений коэффициентов вариации характерных расходов воды вниз по течению р. Волги. Коэффициент вариации максимальных расходов воды на первых же 150 км протяжения реки увеличился с 0,31 до 0,39, что и явилось следствием затушевывания регулирующих влияний системы Верхневолжских озер боковой приточностью реки. Площадь водосбора р. Волги на выходе из оз. Волго около 3500 км², а у г. Ельцы 9130 км², и естественно, что свои озерные свойства река утрачивает уже на этом отрезке. Ниже створа г. Ельцы коэффициенты вариации максимальных расходов воды уже не увеличиваются, а уменьшаются, что вполне закономерно, так как регулирующим фактором здесь является площадь водосбора самой реки, проявляющегося без влияния озер. Таким образом, для р. Волги с ее относительно небольшой озерностью (у выхода из оз. Волго озерность 7%, у створа г. Ельцы — 2,5%) «критической» величиной площади бассейна, при которой влияние озерности не сказывается на изменчивости максимальных расходов воды, ориентировочно можно принять 8000 км².

Влияние Верхневолжской плотины в истоке р. Волги из оз. Пено могло отразиться на изменчивости экстремальных расходов воды, но не в такой степени, чтобы полностью исказить естественный процесс. Поэтому отмеченные закономерности изменений коэффициентов вариации экстремальных расходов воды представляются близкими к тем, какие, происходят в естественных условиях. Вниз по течению р. Волги коэффициенты вариации ее

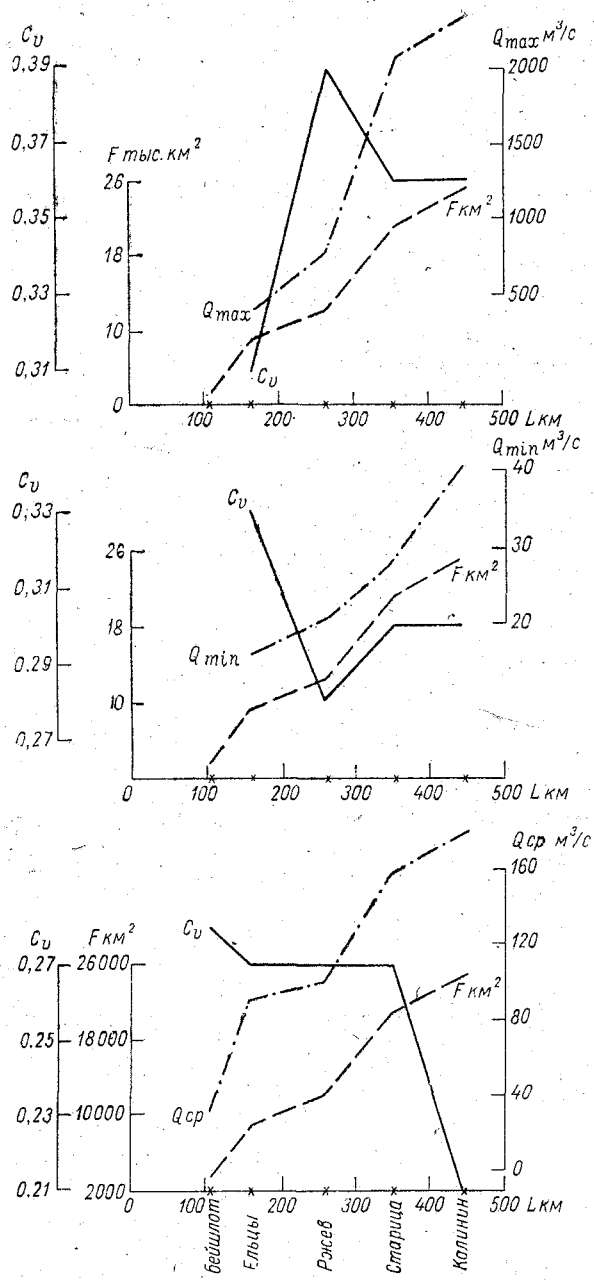


Рис. 5. Графики изменений коэффициентов вариации характерных расходов озерных рек по их длине

среднегодового стока почти не изменяются до створа с. Старицы, к которому площадь водосбора оказывается возросшей до 21100 км², т. е. почти в семь раз по сравнению со створом у выхода из оз. Волго. Стабильность коэффициента вариации среднегодового стока р. Волги вниз по течению свидетельствует об идентичности регулирующего влияния на этого рода сток Верхневолжских озер и собственного ее бассейна.

Что касается изменчивости минимального стока р. Волги, то она, в противоположность изменчивости максимального стока, от истока из оз. Волго до створа г. Ельцы не увеличивается, а уменьшается, и лишь ниже этого створа несколько увеличивается, что подтверждает сделанный выше вывод о пределах распространения озерного влияния на изменчивость стока вытекающей реки. Само собою разумеется, что эти пределы для различных конкретных условий значительно изменяются.

ЛИТЕРАТУРА

1. Вендров С. Л. Проблемы преобразования речных систем. Л., Гидрометеоиздат, 1970, гл. IX, с. 192—207.
2. Корниенко В. И. Влияние испарения в оз. Байкал на осадки окружающих районов. Тр. ГГО, вып. 247, 1969, с. 122—127.
3. Лютин А. А., Матарзин Ю. М., Данилова М. М. К влиянию Камского водохранилища на почвы и растительность прибрежной зоны. Уч. записки Пермского гос. ун-та, № 146, вып. 1, 1966, с. 10—20.
4. Матарзин Ю. М. Влияние камского водохранилища на температуру воздуха окружающей территории. Уч. записки Пермского гос. ун-та, т. 2—3, вып. 3, 1963, с. 76—79.
5. Матарзин Ю. М. К определению ширины зоны влияния водохранилища на природу прилегающей территории. Уч. записки Пермского гос. ун-та, № 146, вып. 1, 1966, с. 3—9.
6. Семенченко Б. А. Изменения температуры и влажности воздуха под влиянием Можайского водохранилища. Уч. записки Пермского гос. ун-та, вып. 4, 1969, с. 69—78.
7. Тимофеев М. П. Метеорологический режим водоемов. Л., Гидрометеоиздат, 1963, с. 52—94.

ИССЛЕДОВАНИЕ И РАСЧЕТ СРОКОВ ОЧИЩЕНИЯ ОЗЕР ОТ ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА

Процесс таяния, разрушения и полного исчезновения ледяного покрова весной является сложным физическим процессом, зависящим от большого числа действующих факторов.

Уравнение теплового баланса ледяного покрова в этот период в общем виде записывается следующим образом:

$$Q_{\text{л}} = Q_{\text{ср}} + Q_{\text{на}} + Q_{\text{пл}} + Q_{\text{ис}} + Q_{\text{та}} + Q_{\text{тв}}, \quad (1)$$

где $Q_{\text{л}}$ — энергия таяния; $Q_{\text{ср}}$ — поглощенная льдом суммарная солнечная радиация; $Q_{\text{на}}$ — поглощенное льдом излучение атмосферы; $Q_{\text{пл}}$ — излучение верхней поверхности льда; $Q_{\text{ис}}$ — тепло затрачиваемое при испарении и получаемое при конденсации; $Q_{\text{та}}$ — турбулентный теплообмен с атмосферой; $Q_{\text{тв}}$ — теплосоток к нижней поверхности льда из воды.

Из уравнения (1) следует, что все действующие факторы условно можно разделить на климатические и местные.

Очевидно, что к ведущим (определяющим) факторам надлежит отнести первые, характеризующиеся количеством тепла, поступающим к верхней поверхности льда. Местные факторы, определяемые особенностями водоемов, также оказывают заметное влияние на сроки исчезновения льда. Так, по многочисленным фактическим данным на озерах, расположенных в непосредственной близости друг от друга в одинаковых климатических условиях, но с неодинаковыми гидрологическими и морфологическими характеристиками эти сроки могут существенно различаться. К местным факторам следует отнести площадь зеркала, объем водной массы, глубину, степень проточности озера, форму котловины и др.

Существенное значение имеет также ветер, благодаря которому происходит нарушение сплошности ледяного покрова и начинается дрейф льда. Поэтому к местным факторам можно отнести еще очертания озера в плане, островность и ряд других менее значительных.

Совместное действие всех этих факторов и обуславливает очищение озер от ледяного покрова к тому или иному сроку:

Для получения искоемых дат целесообразно воспользоваться статистическими методами расчетов, где в качестве исходной информации привлечь лишь опубликованные гидрометеорологические и морфометрические данные. Учитывая большое число и разнообразие влияющих факторов, сделана попытка применить метод множественной линейной корреляции, который позволяет оценить вероятные значения одной случайной величины в зависимости от ряда других случайных и независимых величин.

Этот метод в настоящее время довольно широко вошел в практику гидрологических расчетов, например работы [1,7].

Задача сводится к вычислению полного коэффициента множественной корреляции между искомой датой y (предиктант) и определяющими ее факторами (предикторы) — $x_1, x_2, x_3, \dots, x_n$, а также матрицы парных коэффициентов корреляции между всеми переменными.

Кроме этого, производится численное определение коэффициентов в уравнении регрессии, а полученные коэффициенты и корреляции, и регрессии оцениваются средними квадратическими ошибками.

Общий или сводный коэффициент множественной линейной корреляции вычисляется по формуле

$$R = \sqrt{1 - \frac{D}{D_{00}}}, \quad (2)$$

где D — определитель корреляционной квадратной матрицы; D_{00} — минор этого определителя.

Парные или обычные коэффициенты корреляции равны

$$r_{xy} = \frac{\sum_{i=1}^{i=N} (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^{i=N} (x_i - \bar{x})^2 \sum_{i=1}^{i=N} (y_i - \bar{y})^2}}, \quad (3)$$

где N — число членов статистического ряда.

Уравнение регрессии переменной y по факторам $x_1, x_2, x_3, \dots, x_n$ имеет вид

$$y = a_1 x_1 + a_2 x_2 + a_3 x_3 + \dots + a_j x_j + \dots + a_n x_n, \quad (4)$$

где $a_1, a_2, a_3, \dots, a_n$ — коэффициенты регрессии, определяемые как

$$a_1 = -\frac{\sigma_0}{\sigma_1} \frac{D_{01}}{D_{00}}, \quad a_2 = -\frac{\sigma_0}{\sigma_2} \frac{D_{02}}{D_{00}}, \quad \dots, \quad a_n = -\frac{\sigma_0}{\sigma_n} \frac{D_{0n}}{D_{00}}. \quad (5)$$

Здесь σ_0 — среднее квадратическое отклонение переменной y ; $\sigma_1, \sigma_2, \dots, \sigma_n$ — средние квадратические отклонения переменных $x_1, x_2, x_3, \dots, x_n$; D_{01}, D_{02}, D_{0n} — алгебраические дополнения, соответствующие элементам корреляционной матрицы $r_{01}, r_{02}, \dots, r_{0n}$.

Среднее квадратическое отклонение фактического ряда от рассчитанного определяется так:

$$\sigma_y = \sigma_0 \sqrt{1 - R^2}, \quad (6)$$

а средние квадратические ошибки полного коэффициента множественной линейной корреляции и парных коэффициентов по формулам

$$\sigma_R = \frac{1 - R^2}{\sqrt{N - n}}, \quad (7)$$

где n — число переменных x , и

$$\sigma_r = \frac{1 - r^2}{\sqrt{N}}. \quad (8)$$

Средние квадратические ошибки коэффициентов регрессии $a_1, a_2, a_3, \dots, a_n$ равны

$$\sigma_{a_j} = \sqrt{\frac{N \sigma_y^2 D'}{(N - n) D''}}, \quad (9)$$

где D' — минор определителя D'' , равного

$$D'' = \begin{vmatrix} N\sigma_1^2 & \dots & N\sigma_1\sigma_2r_{21} & N\sigma_1\sigma_nr_{n1} \\ N\sigma_2\sigma_1r_{12} & N\sigma_2^2 & \dots & N\sigma_2\sigma_nr_{n2} \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ N\sigma_n\sigma_1r_{1n} & N\sigma_n\sigma_2r_{2n} & \dots & N\sigma_n^2 \end{vmatrix} \quad (10)$$

Из формул (2) — (9) следует, что точность расчетов зависит, с одной стороны, от длины исходных рядов, а с другой — от числа предикторов. Чем больше N и меньше n , тем надежнее должны быть полученные результаты.

Таким образом, отбор и анализ небольшого количества независимых и лишь основных факторов, а также привлечение предельно большого числа изученных объектов и является важнейшей задачей, предшествующей выводу расчетного уравнения регрессии.

Исследование возможности применения этого метода проведено на примере Северо-Западного озерного края, где имеется огромное количество озер, среди которых много достаточно хорошо изученных (рис. 1). При этом рассмотрен наиболее простой случай — определение средних многолетних дат исчезновения ледяного покрова. Рельеф этой территории представляет собой преимущественно холмистую равнину и несет на себе следы последнего оледенения, выражающегося в широком распространении моренных ледниковых отложений и направленной ориентировкой гидрографической сети (в том числе и озер).

В климатическом отношении край относится к зоне избыточного достаточного увлажнения. Первое обстоятельство определяет

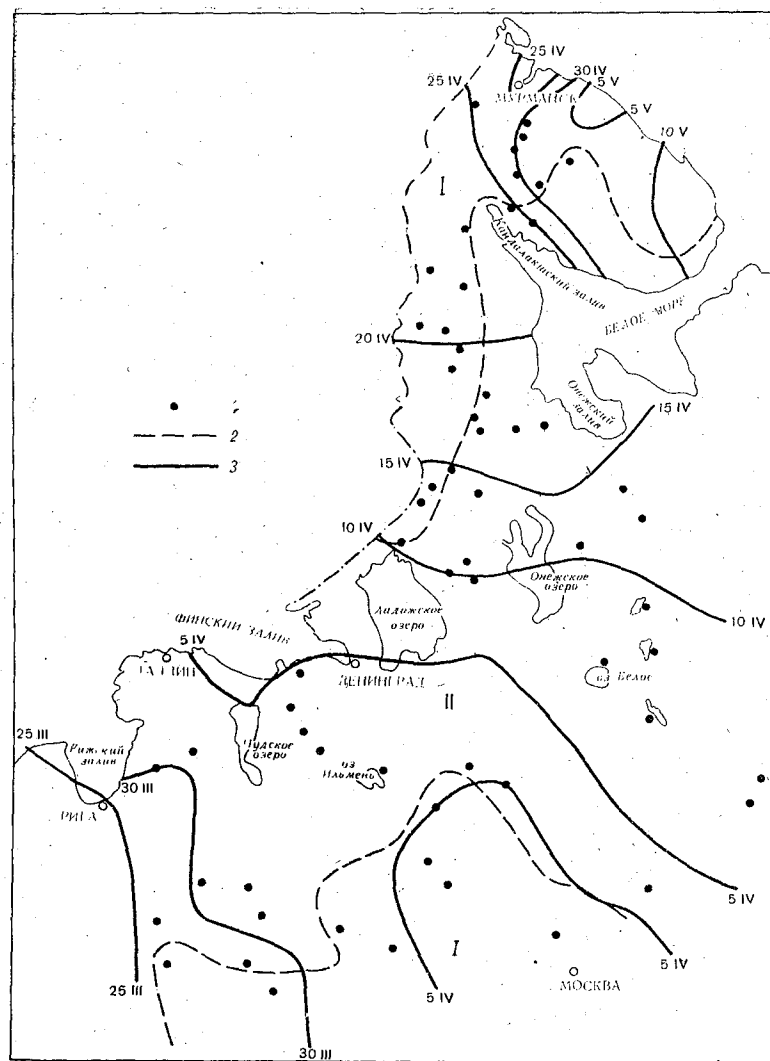


Рис. 1. Схематическая карта исследуемого района:

1 — исследуемые озера; 2 — границы районов; 3 — изолинии дат перехода температуры воздуха через 0° весной

особенности генезиса озерных котловин, второе — особенности их гидрологического режима. Так, происхождение озер связано в первую очередь с эрозионной и аккумулятивной деятельностью ледни-

ка и тектоникой района. Поэтому имеет место большое разнообразие размеров водоемов и форм их котловин.

Среди тысяч озер встречаются и малые и большие водоемы, имеющие площади зеркала в тысячи квадратных километров (Ладожское, Онежское и др.). Все озера являются проточными, и в зимний период на них формируется устойчивый ледяной покров, который разрушается в марте — апреле в южной части района и в мае — июне — в северной.

Для исследования привлечены все объекты, по которым удалось собрать данные по морфологии котловин и достаточно продолжительным наблюдениям за ледовыми явлениями (рис. 1).

За дату очищения озера ото льда принят день с отметкой на водомерном посту «чисто», после которого лед уже не отмечался. Однако на больших водоемах возможен унос льда за пределы видимости, что в свое время отмечал В. В. Пиотрович [6]

Поэтому, если на озере имеется несколько постов, то из всех выбирались посты, на которых зафиксирован наиболее поздний срок очищения, а такие озера, как Ладожское и Онежское, вообще исключены из анализа.

Наиболее продолжительные периоды наблюдений — сорок и более лет — имеют оз. Галичское, Ильмень, Лаче, Белое, Селигер и др., но на большинстве водоемов наблюдения начаты значительно позже. Поэтому была сделана попытка приведения коротких рядов методом аналогии.

Опыт приведения показал, что можно установить достаточно тесные зависимости, соблюдая условия территориальной близости водоемов. При этом степень тесноты связи оценивалась с помощью обычного коэффициента корреляции, вычисленного по формуле (3), а связь считалась надежной при $r \geq 0,7$. В некоторых случаях получены очень высокие коэффициенты корреляции. Например, озера Нещердо и Себежское $r=0,9$, Дрисвяты — Освейское $r=0,87$ и др. Примеры некоторых таких зависимостей приведены на рис. 2.

Так удалось восстановить дополнительно 36 рядов, причем часть из них до 1931 г. (озера Верхнее, Среднее и Нижнее Куйто, Нюк, Ругозеро, Ондозеро, Тумозеро, Нароч и др.), а озера Прибалтики, где мало продолжительных наблюдений, — до середины сороковых годов (озера Разна, Золва, Лиепайс и др.).

Всего таким образом получено 63 объекта, по которым и определены средние многолетние даты очищения акваторий озер от ледяного покрова *. К числу «расчетных» отнесены также и некоторые зарегулированные водоемы (Топозеро, Имандра и др.), где после изменения гидрологического режима не наблюдалось заметных изменений исследуемых сроков.

* Подбор исходных данных проведен дипломантами Е. Ю. Кукушкиной и В. А. Ивановым под руководством автора.

Каждый из принятых к исследованию объектов имеет определенные климатические и местные особенности, отличающие его от других, что и приводит к существенному различию дат исчезновения ледяного покрова.

Несмотря на большое разнообразие факторов, влияющих на эти даты и перечисленных выше, можно отметить, что многие из них

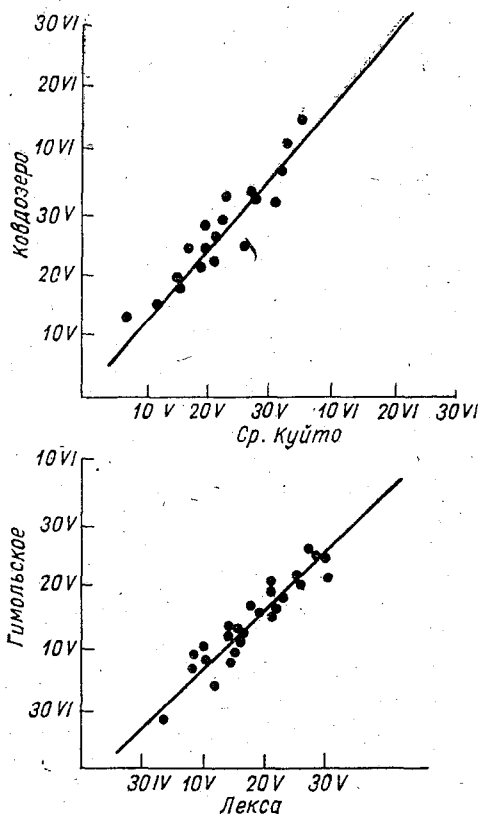


Рис. 2: Графики связи дат очищения озер от ледяного покрова

являются взаимообусловленными, а это позволяет некоторые исключить из числа возможных предикторов.

Климатические условия в месте расположения озера, определяемые количеством тепла, приходящим к поверхности ледяного покрова весной, зависят от широты местности, высоты расположения водоема и могут быть выражены интегральной характеристикой — датой перехода температуры воздуха через 0° в сторону положительных значений (T_0). Эта же дата характеризует и мощность льда, так как имеется хорошая зависимость T_0 и суммы отрицательных температур воздуха за зиму.

Что касается местных факторов, то основную роль в процессе таяния играет видимо объем водной массы W и глубина озера h , характеризующие теплозапасы (тепловую инерцию водоема).

Однако определение W и h требует проведения специальных работ, поэтому более доступной характеристикой является площадь зеркала озера f_0 , связывающая его объем и глубину.

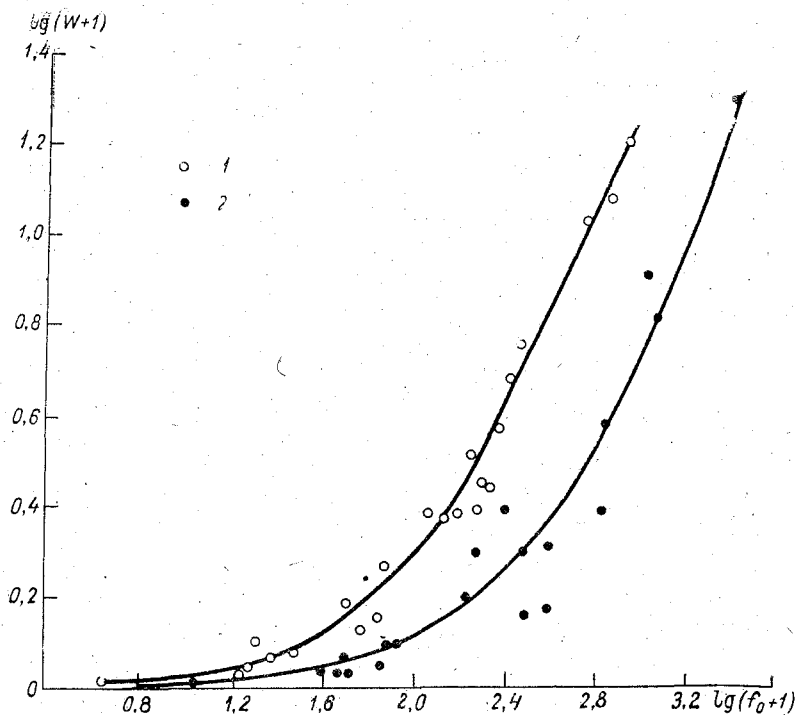


Рис. 3. Зависимость объемов воды в озерах (W) от площадей их зеркал (f_0):

1 — I район; 2 — II район

Исследования морфологических особенностей озерных котловин показали, что для различных районов рассматриваемой территории можно установить довольно тесные зависимости $f_0 = \psi(W)$ (рис. 3). При этом выделено два района. К первому из них тяготеют озера, водные поверхности которых, как правило, расположены на отметках, превышающих 100 м, а их бассейны находятся в наиболее возвышенных частях района. Высота расположения поверхностей озер и бассейнов второго района, как обычно, меньше. Можно констатировать, что озера первой группы генетически принадлежат к ледниково-тектоническому, второй — к ледниково-аккумулятивному типам.

При наличии большего исходного материала полученные зависимости, видимо, можно детализировать, выявив промежуточные районы.

Таким образом, в каждом из двух районов площадь зеркала является вторым интегральным показателем, участвующим в определении искомым дат. Кроме того, площадь озера косвенно отражает действие ветра, поскольку скорость последнего зависит от длины разгона воздушной массы над водоемом.

Проточность или водообменность озера — $K_{пр}$ характеризуется отношением объема воды в озере W к объему воды, вытекающей из него $W_{р}$. Эту характеристику удалось определить для 23 озер, имеющих достаточно длинные ряды наблюдений за стоком в истоках рек, вытекающих из озера. Эту же характеристику можно получить с помощью карты нормы стока, а в случае отсутствия данных об объеме водной массы приближенно по графику (рис. 3), учитывая местоположение озера.

Так были получены значения $K_{пр}$ для всех 63 исследуемых озер. Анализ этих данных показал, что существует достаточно тесная зависимость между проточностью озера и так называемым показателем площади, представляющим отношение площади зеркала

озера к площади его бассейна $\frac{f_0}{F} = K$ (рис. 4). Последнюю характеристику можно довольно легко получить практически для любого водоема, поэтому ее удобнее использовать при расчетах.

Что касается других факторов, таких как форма озера в плане, островность и др., то они, по всей видимости, менее существенны, чем рассмотренные выше, и, кроме того, о них мы не располагаем достаточно полной информацией.

Таким образом, для двух выделенных районов в качестве основных факторов, определяющих сроки исчезновения ледяного покрова весной, выбраны: дата перехода температуры воздуха через 0° , площадь зеркала озера и показатель площади. Все эти характеристики для неизученных озер можно легко определить.

Например, дата перехода температуры воздуха через 0° установлена по метеостанциям, расположенным в непосредственной близости от озер или по карте изолиний (рис. 1). Для построения карты были привлечены данные по 108 метеостанциям, расположенным на рассматриваемой территории и имеющим многолетние ряды наблюдений.

В наших расчетах правильнее использовать не соответствующие фактические даты, а числа, показывающие количество дней до этих дат от условного начала отсчета (T_0 , T_1). Так, при исчезновении ледяного покрова и переходе температуры воздуха через 0° за начало отсчета приняты соответственно 1. IV и 1. III.

Для спрямления возможной криволинейности связей $\bar{T}_t$ с f_0 и K последние прологарифмированы, при этом величина K домножена на 1000.

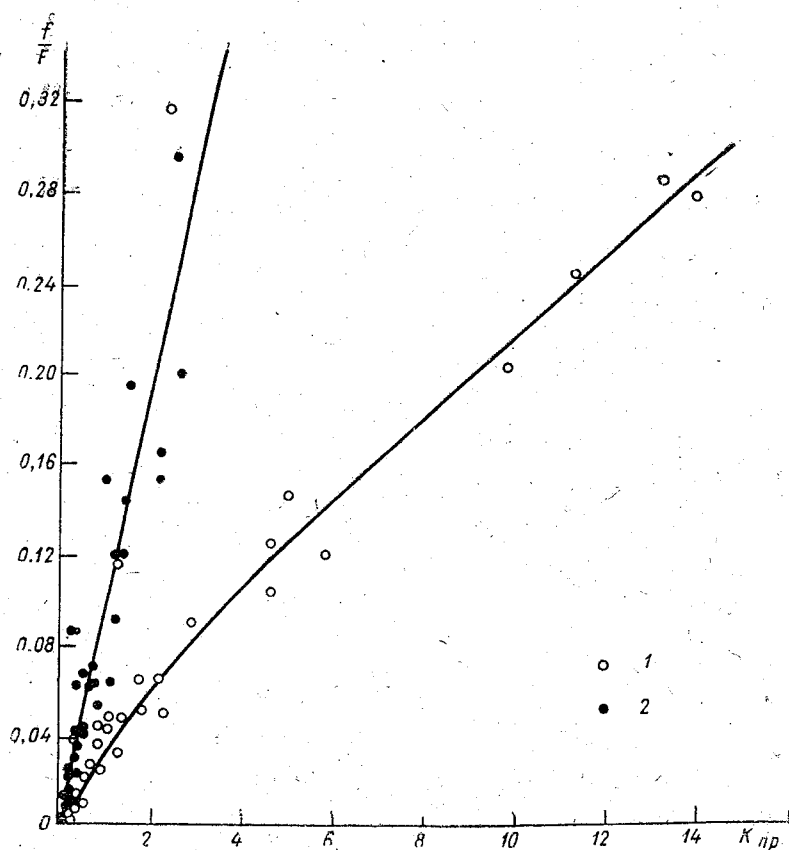


Рис. 4. Зависимость проточности озер ($K_{пр}$) от показателей площадей $\left(\frac{f_0}{F}\right)$
1 — I район; 2 — II район

Расчеты, проведенные отдельно для I и II районов, включающих соответственно 27 и 36 членов ряда, показали, что полные или сводные коэффициенты корреляции между T_t и f_0 , K , T_0 весьма высоки и равны: $R_I = 0,973 \pm 0,011$; $R_{II} = 0,970 \pm 0,010$.

Значения парных коэффициентов корреляции и их ошибок между предикторами и предиктантами приведены в табл. 1.

Таблица 1

Значения парных коэффициентов корреляции и их ошибок
между предикторами и предиктантами

	$\lg(f_0 + 1)$	$\lg K \cdot 1000$	T_0
I район	$+0,48 \pm 0,15$	$-0,25 \pm 0,18$	$+0,95 \pm 0,02$
II район	$+0,45 \pm 0,13$	$+0,01 \pm 0,16$	$+0,95 \pm 0,02$

Коэффициенты корреляции между предикторами невысоки, что показывает на независимость принятых в расчет факторов.

Уравнения регрессии имеют вид:

для I района

$$T_i = 2,54 \lg(f_0 + 1) + 1,01 \lg K \cdot 1000 + 1,28 T_0 - 20,56; \quad (11)$$

для II района

$$T_i = 2,13 \lg(f_0 + 1) + 1,03 \lg K \cdot 1000 + 1,40 T_0 - 25,22. \quad (12)$$

Оценки надежности рассчитанных коэффициентов регрессии произведена по формуле (8), представленной для трех предикторов:

$$\sigma_{a_1} = \frac{\sigma_{T_i}}{\sigma_1} \sqrt{\frac{1 - r_{2,3}^2}{(N - n)(1 - r_{1,2}^2 - r_{1,3}^2 - r_{2,3}^2 + 2r_{1,2} \cdot r_{1,3} \cdot r_{2,3})}};$$

$$\sigma_{a_2} = \frac{\sigma_{T_i}}{\sigma_2} \sqrt{\frac{1 - r_{1,3}^2}{(N - n)(1 - r_{1,2}^2 - r_{1,3}^2 - r_{2,3}^2 + 2r_{1,2} \cdot r_{1,3} \cdot r_{2,3})}};$$

$$\sigma_{a_3} = \frac{\sigma_{T_i}}{\sigma_3} \sqrt{\frac{1 - r_{1,2}^2}{(N - n)(1 - r_{1,2}^2 - r_{1,3}^2 - r_{2,3}^2 + 2r_{1,2} \cdot r_{1,3} \cdot r_{2,3})}}.$$

Числовые значения σ_a равны соответственно:

для I района

$$\sigma_{a_1} = 1,27; \quad \sigma_{a_2} = 1,69; \quad \sigma_{a_3} = 0,08;$$

для II района

$$\sigma_{a_1} = 0,80; \quad \sigma_{a_2} = 1,11; \quad \sigma_{a_3} = 0,07.$$

Эти величины показывают, что и в первом и во втором случаях при первом и третьем предикторах значения коэффициентов регрессии надежны, что нельзя сказать о коэффициенте перед x_2 (при условии $\frac{a_i}{\sigma_{a_i}} \geq 2$).

Учитывая это, а также невысокие коэффициенты корреляции между T_i и K , можно сделать вывод, что показатель площади озера практически не влияет на сроки исчезновения ледяного покрова. Нетрудно видеть, что уравнения регрессии (11) и (12), полученные для разных по морфологии озерных котловин районов, близки между собой. Например, расчет, проведенный по формуле (12) для I района, показал, что вычисленные величины T_i отличаются от вычисленных по формуле (11) не более чем на 1—2 дня, а в некоторых случаях наблюдается полное их совпадение. Отсюда следует, что форма озерной котловины оказывает на исследуемые сроки весьма незначительное влияние.

Таким образом, приведенными исследованиями установлено, что основными факторами, влияющими на сроки очищения озер от ледяного покрова, являются климатические, выраженные через дату перехода температуры воздуха через 0° , и размеры водоема, выраженные через площадь его зеркала.

Исходя из этого, для получения расчетных формул был произведен пересчет коэффициентов корреляции, регрессии и их ошибок при $n=2$ и $N=63$.

Результаты расчетов показали, что сводный коэффициент корреляции высок и равен $R=0,97\pm 0,01$, парные коэффициенты $r_{0,1}=0,48\pm 0,10$; $r_{0,2}=0,95\pm 0,01$, а уравнение регрессии имеет вид

$$T_i = 2,54 \lg(f_0 + 1) + 1,29 T_0 - 20,11. \quad (13)$$

Ошибки коэффициентов регрессии вычислены по формуле (8), представленной для случая двух предикторов:

$$\sigma_{a_1} = \frac{\sigma_{T_i}}{\sigma_1 \sqrt{(N-2)(1-r_{1,2}^2)}};$$

$$\sigma_{a_2} = \frac{\sigma_{T_i}}{\sigma_2 \sqrt{(N-2)(1-r_{1,2}^2)}}.$$

Числовые значения σ_{a_1} и σ_{a_2} равны соответственно 0,72 и 0,05, что говорит об их достаточной надежности.

Средняя абсолютная ошибка расчетов, вычисленная как

$$\Delta = \frac{\sum \Delta T_i}{N}, \quad (14)$$

оказалась равной 2,5, при максимальных отклонениях ± 6 суток.

Следовательно, с помощью уравнения (13) можно определить средние даты очищения от ледяного покрова акваторий неизученных озер рассматриваемого района.

При этом результаты расчетов можно считать достоверными для водоемов с площадями зеркала не менее 3—4 км², что следует из анализа исходных данных.

На озерах же с меньшей площадью, как правило появляется целый ряд дополнительных факторов, оказывающих существенное влияние на интенсивность разрушения ледяного покрова, например защищенность озера (лес, крутые высокие берега) и др. Поэтому часто на небольших лесных озерах лед сходит гораздо позже, чем на более крупных.

Анализ вклада каждого фактора-аргумента, входящего в уравнение (13), показывает, что решающее влияние на рассматриваемые сроки оказывают климатические условия, что следует также из уравнения теплового баланса ледяного покрова (1). Вклад же местных факторов более скромный, причем величина его зависит от географической широты расположения озера и размеров последнего. Простые расчеты показывают, что введение в уравнение (13) площади зеркала озера заметно уточняет расчетную величину T_l , и особенно для средних и больших водоемов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бабкин В. И. Внутригодовая зарегулированность стока рек равнинной территории Европейской части СССР и факторы ее определяющие. Труды ГГИ, вып. 174, 1969, с. 59—95.
2. Булатов С. Н. Расчет прочности тающего ледяного покрова и начало ветрового дрейфа льда. Труды ГМЦ, вып. 74, 1970, 118 с.
3. Григорьев С. В. Каталог озер Карелии. М., Изд. АН СССР, 1959, 239 с.
4. Зайков Б. Д. Очерки по озероведению. Л., Гидрометеониздат, 1955, 271 с.
5. Литинский Ю. Б. Генетические типы озерных котловин Карельского региона. Труды VII научной конференции по изучению внутренних водоемов Прибалтики. Петрозаводск, 1959, с. 11—18.
6. Пиотрович В. В. Образование и стаивание льда на озерах-водохранилищах и расчет сроков ледостава и очищения. Труды ЦИП, 1958, 192 с.
7. Рождественский А. В., Лобанова А. Г. Приведение рядов речного стока к длительному периоду методом множественной корреляции. Труды ГГИ, вып. 163, 1968, с. 9—18.
8. Романовский В. И. Математическая статистика. М.—Л. ГОНТИ НКТП СССР, 1938, 527 с.

ОПЫТ ПРОЕКТИРОВАНИЯ ГИДРОГРАФА ВЕСЕННЕГО ПОЛОВОДЬЯ НА МАЛЫХ ВОДОТОКАХ ЗАСУШЛИВОЙ ЗОНЫ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ЭЛЕКТРОННО-МОДЕЛИРУЮЩИХ УСТРОЙСТВ

Исследование и расчет весеннего паводка, как и дождей паводков, является в научном и практическом смысле наиболее важным разделом учения о стоке. В настоящее время существует два основных метода расчета максимального стока — аналитический и генетический. Аналитический метод, основанный на применении различных формул, позволяет рассчитать отдельные элементы паводка, в то время как на современном уровне развития гидротехнического строительства требуется зачастую знание всего гидрографа. От этих недостатков свободен генетический метод, позволяющий получить изменение расходов во времени по ходу водоотдачи. Этот метод может применяться для паводков любого типа и формы и любых диапазонов площадей как изученных, так и неизученных водотоков.

Метод электрического моделирования основан на аналогии дифференциальных уравнений, описывающих процессы, происходящие на водосборе и в электрической цепи.

Линейная схема формирования паводка может быть описана хорошо известной в гидрологии генетической формулой стока

$$Q_t = \int_0^{t-\tau} h_{t-\tau} f_{\tau} d\tau, \quad (1)$$

где Q_t — расход в замыкающем створе; $h_{t-\tau}$ — водоотдача на поверхность бассейна за вычетом потерь; f_{τ} — кривая распределения единичных площадей стекания.

Это уравнение отражает закономерность формирования паводка вследствие добегания и суммирования элементарных расходов, образующихся в различных частях бассейна.

В то же время известно, что изменение силы тока на выходе электрической системы, состоящей из последовательно соединен-

ных RC -элементов, будет описываться так называемым интегралом Дюамеля

$$i_t = \int_0^{t-\tau} u_{t-\tau} P_n(\tau) d\tau, \quad (2)$$

где i_t — изменение силы тока на выходе системы; $u_{t-\tau}$ — изменение во времени напряжения, подаваемого на вход системы; $P_n(\tau)$ — функция влияния, представляющая собой реакцию системы на единичный импульс.

Для n последовательно соединенных RC -элементов $P_n(\tau)$ может быть выражена двухпараметрической функцией

$$P_n(\tau) = \frac{\tau^{n-1}}{T^n (n-1)!} e^{-\frac{\tau}{T}}, \quad (3)$$

где T — постоянная времени одого RC -элемента.

Аналогия формул (1) и (2) очевидна. Отсюда следует, что если на вход электрической системы подавать напряжение, изменяющееся во времени так же, как ход водоотдачи на поверхность бассейна, а функцию (3) подобрать соответственно кривой распределения единичных площадей стекания (представляющей собой по существу функцию влияния водосбора), то на выходе устройства получим изменение силы тока i_t , соответствующее в определенном масштабе изменению расходов во времени Q_t , т. е. гидрографу.

Следовательно, при использовании электронно-моделирующих устройств (ЭМУ) для моделирования гидрографов паводков необходимо установить взаимосвязь машинных параметров T и n с физико-географическими и морфометрическими характеристиками водосборов.

Эта работа была проделана на кафедре инженерной гидрологии ЛГМИ [10, 12], в результате чего разработана схема расчета паводков с использованием ЭМУ. Материалом для разработки послужило большое количество дождевых паводков на многих десятках рек и водотоков с различным диапазоном площадей.

Многочисленные расчеты, проведенные в ЛГМИ по дождевым паводкам, показали хорошую сходимость рассчитанных гидрографов с фактическими. Что касается расчета весеннего половодья на ЭМУ, то этот вопрос, несмотря на наличие отдельных исследований [2, 3, 9], в настоящее время еще недостаточно изучен.

В данной работе сделана попытка моделирования на ЭМУ расчетных гидрографов весеннего половодья на малых водотоках заужливой зоны юга Западной Сибири.

Объектом для разработки методики и проверки возможности применения вышеупомянутой расчетной схемы для проектирования

гидрографов весеннего половодья на малых водотоках этой зоны была выбрана Кустанайская стоковая станция. В некоторых случаях, в качестве вспомогательных, привлекались материалы наблюдений Западно-Казахтанской стоковой станции.

Расчет фактических гидрографов был проведен по логам и балкам Кустанайской стоковой станции с диапазоном площади от 0,70 до 81,3 км² за многоводные 1965 и 1966 гг.

В связи с тем, что задачей данной работы являлось проектирование обеспеченных гидрографов, весенний сток лет этой категории представляет наибольший интерес. К тому же в годы большой водности весеннее половодье на логах формируется за счет снега запасов, распределенных по всему водосбору, в отличие от маловодных, когда основная масса снега сосредоточена в русловой сети. Поэтому в многоводные годы водоотдача в период снеготаяния будет происходить относительно равномерно по площади, а это является главным условием успешного применения генетической формулы стока.

Одна из основных трудностей расчета гидрографов весеннего половодья генетическим методом заключается в том, что снеготаяние и водоотдача из снега на поверхность бассейна непосредственно не учитываются, а их приходится рассчитывать тем или иным методом. Расчет снеготаяния в данной работе производился по методу теплового баланса, предложенному П. П. Кузьминым [5]. Разработанная им расчетная схема позволяет определить количество талой воды, привлекая лишь данные стандартных наблюдений, производящихся на метеостанциях.

Интенсивность снеготаяния в этой схеме определяется по формуле

$$m_c = m_{(Q + q)} + m_R + m_a,$$

где m_c — интенсивность снеготаяния за время Δt ; $m_{(Q + q)}$ — составляющая снеготаяния, обусловленная поступлением в снег тепла суммарной солнечной радиации; m_R — составляющая снеготаяния, обусловленная теплоотдачей снежного покрова эффективным излучением; m_a — составляющая снеготаяния, обусловленная турбулентным теплообменом с атмосферой и скрытой теплотой испарения и конденсации.

Несмотря на большую трудоемкость, этот метод в настоящее время является теоретически наиболее обоснованным и дает возможность рассчитывать интенсивность снеготаяния за любые интервалы времени.

Водоотдача из снега определялась по упрощенной схеме А. Г. Ковзеля [4]. В основу этой схемы положен графоаналитический способ, позволяющий учитывать регулирование стока талой вод снежным покровом в условиях его неравномерного залегания

а местности. Водоотдача из снега в этом методе находится как функция

$$\Delta B_{t_n - t_{n-1}} = f(\Delta m, \sum m_{t_n}, h_{\text{ср}}, C_{VF}, \beta),$$

где $\Delta B_{t_n - t_{n-1}}$ — водоотдача из снега за интервал времени от t_{n-1} до t_n ; Δm — неприведенный слой снеготаяния за тот же интервал времени; $\sum m_{t_n}$ — суммарный неприведенный слой снеготаяния к моменту времени t_n ; $h_{\text{ср}}$ — средний по водосбору запас воды в снежном покрове перед началом таяния; C_{VF} — коэффициент вариации залегания снежного покрова; β — водоудерживающая способность снега в начале снеготаяния.

Этот метод также позволяет рассчитать водоотдачу из снега за короткие интервалы времени.

Потери учитывались при помощи объемного коэффициента стока α , определявшегося отдельно для каждых суток по соотношению $\alpha = y_c / B_c$ (B_c — суточный слой водоотдачи, y_c — слой стока за сутки).

Время сдвига максимума стока по отношению к центру тяжести водоотдачи $t_{\text{сд}}$ определялось графически по совмещенным хронологическим графикам водоотдачи и стока для каждой суточной волны.

Анализ гидрографов весеннего половодья на логах и балках устанайской и Западно-Казахстанской станций показал, что коэффициент формы гидрографа γ , определенный для каждых суток, редко превышает 1,4—1,8, поэтому машинный параметр n в большинстве случаев принимался равным 6. Моделирование гидрографов производилось на электронно-моделирующем устройстве ПР-43.

Как видно из табл. 1, средняя ошибка определения максимальных расходов составила $\pm 14,5\%$, минимальная — $0,9\%$ и максимальная — 52% . В отношении формы гидрографов имеются некоторые расхождения (рис. 1), в основном в ночные часы, что можно объяснить резким изменением скоростей стекания, в то время как в дневные часы скорости в течение суток при расчете принимались постоянными.

Несмотря на указанные недостатки, результаты можно признать удовлетворительными, что свидетельствует о возможности применения этой методики для расчета гидрографов весеннего половодья на малых водотоках засушливой зоны.

При проектировании гидрографов определенной обеспеченности в ЭМУ необходимо иметь следующие данные: слой водоотдачи как за все половодье, так и за отдельные сутки и распределение этих величин внутри указанных интервалов, т. е. модели водоотдачи, а также величины $t_{\text{сд}}$ и α , соответствующие расчетной обеспеченности.

Сравнение фактических максимальных расходов с вычисленными на ЭМУ

Водоток (лог, балка)	F, км ²	Год	Дата	Q _ф , л/с	Q _р , л/с	ΔQ, л/с	$\frac{\Delta Q}{Q_{\text{ф}}} \cdot 100$ %
Без названия	2,24	1965	4.IV	868	1 300	+432	+50,0
			5.IV	3650	2 720	-930	-25,0
		1966	6.IV	545	500	-45	-8,0
			12.IV	525	460	-65,0	-12,0
			13.IV	940	820	-120	-12,0
			14.IV	580	510	-70,0	-12,0
			15.IV	330	372	+42,0	+12,0
Безымянный	5,20	1966	11.IV	58,0	71,0	+13,0	+19,0
			12.IV	376,0	363,0	-13,0	-3,0
			13.IV	300,0	286,0	-14,0	-4,0
			14.IV	72,0	71,0	-1,0	-1,0
			15.IV	78,0	103,0	+25,0	+32,0
Аякшу	38,0	1966	11.IV	1500	1 630	+130	+8,0
			12.IV	9 400	8 700	-700	-7,0
			13.IV	13 600	12 900	+700	+5,0
			14.IV	6 150	4 400	-750	-12,0
			15.IV	3 430	3 720	+290	+8,0
Шолактерек	81,3	1966	12.IV	5 700	4 700	-1000	-17,0
			13.IV	19 000	20 500	+1500	+7,0
			14.IV	6 600	6 700	+100	+7,0
			15.IV	3 400	3 930	+530	+15,0
Левый Каинсай	23,3	1965	4.IV	480	550	+70	+14,0
			5.IV	2 825	2 850	+25	+0,0
			6.IV	3 750	3 660	-90	-2,0
			7.IV	1 490	1 600	+110	+7,0
			8.IV	1 150	1 100	-50	-4,0
Приусадебный	2,17	1965	4.IV	7,5	5,0	-2,5	-33,0
			5.IV	60,0	62,0	+2,0	+3,0
			6.IV	23,0	22,0	-1,0	-4,0
			7.IV	4,7	5,0	+0,3	+6,0
Пологая	0,70	1965	4.IV	25,0	28,0	+3,0	+12,0
			5.IV	183,0	252,0	+69,0	+38,0
			6.IV	62,0	72,0	+10,0	+16,0
			7.IV	17,0	12,0	-5,0	-29,0
		1966	11.IV	17,0	12,0	-5,0	-29,0
			12.IV	162,0	137,0	-25,0	-15,0
			13.IV	52,0	25,0	-27,0	-52,0
			14.IV	48,0	58,0	+10,0	+21,0
Ящерицын	0,81	1965	15.IV	47,5	46,0	-1,5	-3,0
			5.IV	22,0	27,0	+5,0	+22,0
			6.IV	135,0	165,0	+30,0	+22,0
			7.IV	21,0	20,0	-1,0	-4,0
			8.IV	38,0	31,0	-7,0	-18,0

В результате расчетов, проведенных по нескольким метеостанциям, находящимся в пределах исследуемого района, оказалось, то распределение водоотдачи за период снеготаяния можно схематизировать по треугольнику. По материалам Кустанайской столовой станции был построены модели водоотдачи в относительных

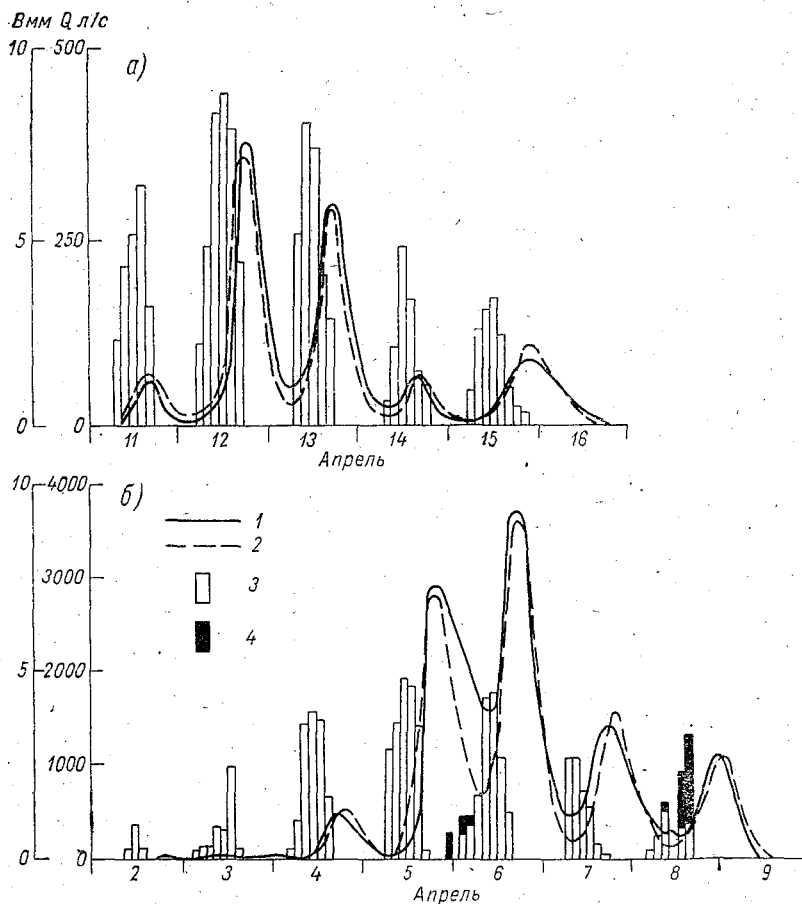


Рис. 1. Фактические (1) и рассчитанные на ЭМУ (2) гидрографы весеннего половодья:

а — лог Безмянный, $F = 5,2 \text{ км}^2$, 1966 г.; б — лог Левый Кайсай, $F = 23,3 \text{ км}^2$, 1965 г.; 3 — слой водоотдачи из снега; 4 — слой жидких осадков

единицах внутри суток. В этом случае распределение также представляет собой треугольник, близкий к равнобедренному, что можно объяснить суточным ходом метеозадающих элементов, по которым рассчитывалось снеготаяние. На основании этого в качестве расчетного было принято распределение слоя водоотдачи как за все поло-

водье, так и внутри суток по равнобедренному треугольнику. В этом случае продолжительность водоотдачи T может быть найдена по формулам: $T_n = 2B_n/B_c^{\max}$ — для всего половодья (B_n — слой водоотдачи за период половодья, $B_c^{\max}$ — максимальный слой водоотдачи за сутки) и $T_c = 2B_e/B_{\Delta t}^{\max}$ — для суток ($B_{\Delta t}^{\max}$ — максимальный слой водоотдачи за расчетную единицу времени).

Коэффициент стока α определялся по зависимости $y_n = f(B_n)$ (y_n — слой стока за половодье), построенной по материалам наблюдений Кустанайской стоковой станции путем проведения нижней огибающей поля точек. Такой вид зависимости соответствует наиболее благоприятным условиям образования половодья редкой повторяемости. Из уравнения этой зависимости следует

$$\alpha = \frac{y_n}{B_n - B_0} = \frac{y_n}{B_n - 10} \approx 1,0,$$

т. е. предельный коэффициент стока $\alpha \approx 1$, а слой начальных потерь $B_0 = 10$ мм. Эти величины и принимались как расчетные при проектировании обеспеченных гидрографов.

Принятие такого коэффициента стока, по-видимому, можно считать достаточно обоснованным, так как за период действия станции на ее логах наблюдались коэффициенты стока порядка 0,6—0,7 и даже 0,9 (Лог без названия, 1965 г., $\alpha = 0,94$). Подобные коэффициенты стока были отмечены на одном из логов р. Паньшихи [7]. Сведения о высоких коэффициентах стока (0,5—0,8). Зафиксированных на малых логах и склонах в ряде районов Кулундинской степи, приводятся в работе [6]. В работе [8] также отмечается, что «... при образовании выдающихся весенних половодий, которые обычно предшествует суровая зима и мерзлая почва, местные почвенные условия перестают играть существенную роль и коэффициент весеннего поверхностного стока может достигать, даже в случае водопроницаемых почв, высоких значений — порядка 0,8—1,0 что и обуславливает прохождение высоких половодий».

Как известно, снеготпасы на малых логах обычно больше, чем определенные по маршрутным снегосъемкам, производящимся на метеостанциях. Это можно объяснить передуванием снега с открытых участков и накоплением его в понижениях рельефа (логах, балках и т. п.). Руководствуясь этими соображениями и принимая во внимание то, что в работе рассчитывались гидрографы 1%-ной обеспеченности, была построена зависимость

$$\eta = \frac{y_{n, 1\%}}{B_{n, 1\%}^m} = f[\lg(F + 1)],$$

где $y_{n, 1\%}$ — рассчитанный слой стока 1%-ной обеспеченности на реке или водотоке; $B_{n, 1\%}^m$ — слой водоотдачи этой же обеспечен-

ости, вычисленный по данным метеостанций, находящихся в районе, где эти реки или водотоки протекают; F — площадь водосбора.

Объектами для построения этой зависимости (рис. 2) послужили районы Кустанайской стоковой станции, Северного Казахстана и Кулунды. Величины $y_{n, 1\%}$ и $B_{n, 1\%}^m$ по району Кустанайской стоковой станции и Северного Казахстана были рассчитаны ГГИ [1, 11]. Значения $y_{n, 1\%}$ для Кулунды брались из справочника «Ресурсы поверхностных вод районов освоения целинных и

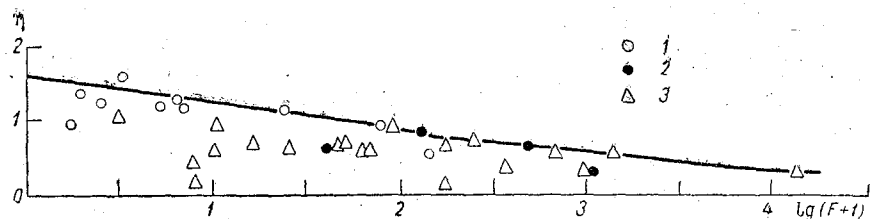


Рис. 2. Зависимость коэффициента η от площади водосбора:

1 — Кустанайская стоковая станция; 2 — Северный Казахстан; 3 — Кулунда

залежных земель» (Л., Гидрометеиздат, 1959 г.). Слой водоотдачи 1%-ной обеспеченности для этого района был получен путем статистической обработки водоотдачи, рассчитанной вышеизложенным методом по трем метеостанциям, находящимся на данной территории (табл. 2).

Таблица 2

Обеспеченные величины слоя водоотдачи из снежного покрова

Метеостанция	Высота над уровнем моря, м	Число лет наблюдений	Слой водоотдачи средне-многолетний, мм		C_v		Слой водоотдачи, мм ($P=1\%$)		$\frac{B_{n, 1\%}}{B_{c, 1\%}}$
			B_c	B_n	B_c	B_n	B_c	B_n	
Камень-на-Оби	146	28	22	74	0,39	0,38	47	156	3,32
Баяво	126	27	18	65	0,32	0,31	34	121	3,56
Родионо	160	26	21	76	0,32	0,32	40	143	3,57

Коэффициент η представляет собой произведение $\eta = \lambda \alpha_{1\%}$ (где $\lambda = B_{n, 1\%} / B_{n, 1\%}^m$, $B_{n, 1\%}$ — слой водоотдачи за период половодья на конкретном логу).

Из анализа зависимости (рис. 2) следует, что $\alpha_{1\%} = 1$ может иметь место только для площадей водосборов в диапазоне от 0 до 50 км². В этом случае слой стока 1%-ной обеспеченности на

данном конкретном логу будет численно равен слою водотдачи, т. е. $y_{n, 1\%} = B_{n, 1\%}$, и коэффициент η будет представлять собой отношение водоотдачи 1%-ной обеспеченности на логу к соответствующей водоотдаче, рассчитанной по данным метеостанции, т. е. $\eta = \lambda$.

При площадях водосборов более 50 км² $B_{n, 1\%} = B_{n, 1\%}^m$, так как снегозапасы, а следовательно, и водоотдача на логу должны быть во всяком случае не меньше, чем определенные на основании данных метеостанции, по причинам, о которых говорилось выше. В этом случае η будет численно равен коэффициенту стока $\alpha_{1\%}$, т. е. слой стока на логу будет меньше слоя водоотдачи, что можно объяснить закономерным уменьшением коэффициента стока с увеличением площади водосбора. Таким образом, $F = 50$ км² является как бы критической площадью, выше которой уже требуется введение коэффициента стока $\alpha_{1\%} < 1$. Следовательно, для того, чтобы найти слой эффективной водоотдачи 1%-ной обеспеченности на логу, достаточно знать $B_{n, 1\%}^m$ и F . Этот слой находится по формуле

$$B_{n, 1\%}^{\text{эф}} = B_{n, 1\%}^m \cdot \eta.$$

Переход к максимальному суточному слою водоотдачи этой же обеспеченности осуществляется по зависимости

$$B_c^{\text{max}} = f(B_n),$$

построенной на основании расчета водоотдачи по ближайшей метеостанции. Величина максимальной водоотдачи за расчетную единицу времени Δt определялась по графику связи $B_{\Delta t}^{\text{max}} = f(B_c)$ (рис. 3), построенному по результатам расчета водоотдачи на логах Кустанайской и Западно-Казахстанской стоковых станций за двухчасовые интервалы, либо для $B_c > 10$ мм по формуле $B_2^{\text{max}} = 0,21 B_c + 1,6$ мм.

Как показал анализ весеннего половодья на логах этих стоковых станций, $t_{\text{сд}}$ является относительно устойчивой величиной для водосбора. Однако очевидно, что при формировании гидрографа редкой повторяемости и высокой интенсивности водоотдачи величина $t_{\text{сд. P\%}}$ будет меньше среднего значения для бассейна.

Исходя из этого, в данной работе величина $t_{\text{сд. 1\%}}$ находилась по эмпирической формуле, полученной в результате расчета 24 фактических гидрографов весеннего половодья на логах и стоковых площадках те же стоковых станций. Эта формула является аналитическим выражением огибающей кривой полученного поля точек и имеет вид

$$t_{\text{сд. 1\%}} = 4,35 \sqrt[3]{[\lg(F+1)]^2}.$$

Число RC-элементов во всех случаях принималось равным 6.

Так как в результате моделирования гидрограф получается из расходов, осредненных за двухчасовые интервалы времени ($\Delta t = 2$ час), то максимальный расход, рассчитанный на ЭМУ, всегда будет несколько занижен по отношению к мгновенному. Чтобы откорректировать этот расход, были построены зависимости вида $Q_{\max, 2} = f(Q_{\max}^{\text{мгн}})$ в логарифмическом масштабе. Эти графики

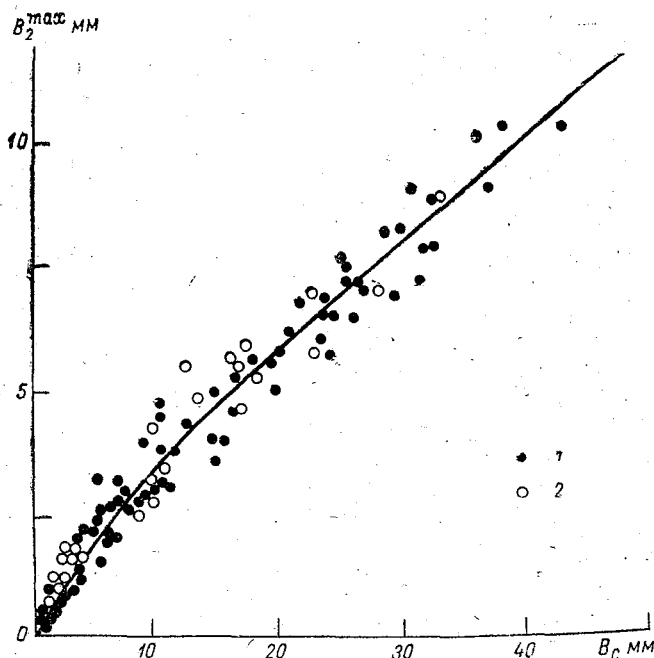


Рис. 3. График связи суточной водоотдачи (B_c) с максимальной двухчасовой ($B_2^{\max}$):

1 — Кустанайская стоксовая станция 2 — Западно-Казахстанская стоксовая станция

имеют довольно тесную связь и в аналитическом виде могут быть выражены уравнением $Q_{\max}^{\text{мгн}} = K \cdot Q_{\max, 2}$, где K изменяется от 1,26 для $F \leq 20 \text{ км}^2$ до 1,12 для $20 < F < 100 \text{ км}^2$.

На основании вышеизложенного был проведен расчет гидрографов 1%-ной обеспеченности по 40 водосборам северо-восточной части Кулундинской степи (Приобское плато) с диапазоном площадей от 0,27 до 73,4 км². Так как эти лога выбрали произвольно и в гидрологическом смысле являются совершенно неизученными, то полученные максимальные расходы сравнивались с расчетными по действующим в настоящее время в СССР «Указаниям по определению расчетных гидрологических характеристик» (СН 435-72). Как показало сравнение, результаты получи-

лись довольно близкие — средняя ошибка определения максимальных расходов при помощи ЭМУ составила $\approx 10\%$, в основном в сторону завышения. При этом главным и очень важным преимуществом метода является то, что он дает возможность не только максимальный расход, но и весь расчетный гидрограф (рис. 4).

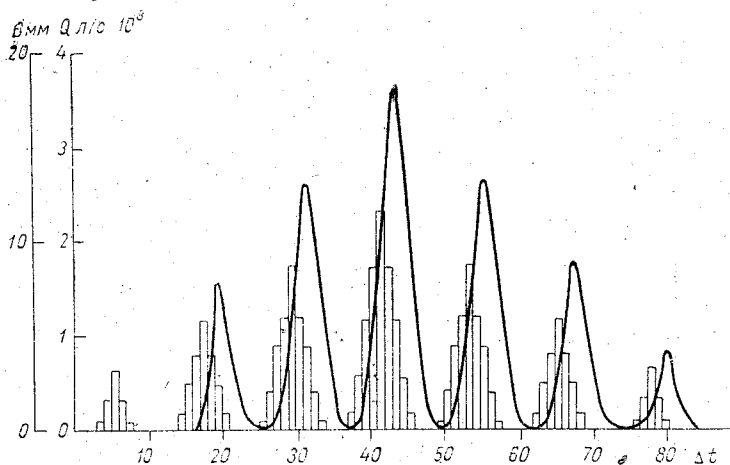


Рис. 4. Гидрограф 1%-ной обеспеченности, рассчитанный на ЭМУ ($F=2,65 \text{ км}^2$)

Конечно, эта методика требует дальнейшей разработки и уточнения ее параметров и зависимостей на более обширном материале, но полученные результаты позволяют заключить, что электронно-моделирующие устройства могут с успехом применяться для расчета гидрографов весеннего половодья как на изученных, так и на неизученных водотоках засушливой зоны.

ЛИТЕРАТУРА

1. Водный баланс Кустанайской области. Л., Гидрометеиздат, 1966, с. 5—76.
2. Догановский А. М., Шикломанов И. А. Проектирование гидрографа на горном водосборе. Колыма, № 6, 1969, с. 14—16.
3. Иванова А. А., Румянцев В. А., Делеур М. С. Математическое моделирование процесса снеготаяния для расчета гидрографа половодья. Труды ГГИ, вып. 211, 1973, с. 105—111.
4. Ковзель А. Г. Упрощенная схема расчета водотдачи из снега. Труды ГГИ, вып. 99, 1962, с. 141—175.
5. Кузьмин П. П. Процесс таяния снега. Л., Гидрометеиздат, 1961, 344 с.
6. Мосиенко Н. А. Агрогидрологические основы орошения в степной зоне. Л., Гидрометеиздат, 1972, с. 42—62.
7. Павленко Г. В. Весенний сток в Кулундинский степи и возможности его прогнозов и расчетов. Новосибирск, 1963, 148 с.

8. Соколовский Д. Л. Речной сток. Л., Гидрометеиздат, 1968, с. 280—337.
 9. Соколовский Д. Л., Шикломанов И. А. Об использовании электронных моделирующих устройств для расчета гидрографов весеннего половодья. Труды ЛГМИ, вып. 28, 1968, с. 6—12.
 10. Соколовский Д. Л., Шикломанов И. А. Расчеты гидрографов паводков с использованием электронных моделирующих устройств. Труды ЛГМИ, вып. 23, 1965, с. 65—79.
 11. Формирование и расчет элементов водного баланса малых водосборов Северного Казахстана (по данным наблюдений Кустанайской стоковой станции). Л., Гидрометеиздат, 1971, с. 5—38.
 12. Шикломанов И. А. Об использовании электромоделирующего устройства для расчета гидрографов паводков. Труды ЛГМИ, вып. 26, 1964, с. 3—16.
-

К РАСЧЕТУ МАКСИМАЛЬНОГО ВЕСЕННЕГО СТОКА В БАСЕЙНЕ р. САЛ

Ни одно гидротехническое строительство, каким бы крупным или малым оно ни было, не обходится без расчетных величин максимального стока. В настоящее время все необходимые расчеты гидрологических характеристик должны проводиться согласно требованиям технических указаний, утвержденных Госстроем СССР в качестве официальных нормативных документов [3]. Однако это не значит, что все существующие методы и формулы расчета должны быть забыты. Строительные нормы охватывают всю территорию Советского Союза и естественно не могут учесть все природные условия в полной мере. Особенно это относится к малым и средним бассейнам. Поэтому, выполняя какие-то локальные исследования по расчетам стока, мы должны преследовать цель — уточнить и как-то дополнить принятые нормативы, получить районные зависимости, которые бы более полно учли природные особенности района.

В настоящей работе использованы материалы наблюдений за максимальным весенним стоком по малым и средним речным бассейнам зоны недостаточного увлажнения (бассейн р. Сал). При анализе материалов по стоку использованы наблюдения на логах и балках Дубовской ГМО, а также створы гидрометслужбы в бассейне р. Сал с рядами наблюдений более 10 лет.

Анализ продолжительности весеннего половодья на реках рассматриваемого района позволил получить зависимость средней продолжительности половодья от площади бассейна:

$$T_{\text{ср}} = 10 + 0,5 \lg (F + 1), \quad (1)$$

где $T_{\text{ср}}$ — средняя продолжительность половодья в сутках;
 F — площадь водосбора, км².

Параметры кривых обеспеченности были рассчитаны по имеющимся рядам наблюдений методом моментов, графо-аналитическим и наибольшего правдоподобия. При расчете методом моментов оказалось возможным для рассматриваемого района принять постоянное соотношение $C_s = 2C_v$.

Используя полученные данные о значениях C_v , для расчета на неизученных реках получена и рекомендуется зависимость C_v от площади

$$C_v = 1,40 - 0,08 \lg(F+1), \quad (2)$$

где C_v — коэффициент вариации максимального весеннего стока.

Предлагаемая расчетная формула дает возможность с большей дифференциацией подойти к определению C_v , чем карты СН 435-72.

Вычисленные значения $Q_{1\%}$ по полученным параметрам кривых обеспеченности легли в основу районной редуccionной зависимости $M_{1\%} = f(F)$ для водотоков в бассейне р. Сал.

Аналитическое выражение этой зависимости имеет вид

$$M_{1\%} = \frac{6,0}{(F+10)^{0,35}} \text{ м}^3/\text{с с } 1 \text{ км}^2. \quad (3)$$

Зависимость получена с учетом данных максимального весеннего стока малых и средних рек. Ее анализ показал, что районную формулу можно рекомендовать для расчетов максимального стока на реках с площадью водосбора до 3000 км².

При отсутствии данных наблюдений расчет может быть произведен по различным методам и формулам. В частности, для рассматриваемого района такие расчеты проведены по СН 435-72 и по формулам Д. Л. Соколовского, согласно его рекомендациям для малых бассейнов (с учетом внутрисуточного хода стока) и больших (по редуccionной формуле) [2, 3].

Вычисленные расходы 1%-ной обеспеченности были сопоставлены с данными расчета по кривым обеспеченности и с расходами, полученными по районной редуccionной формуле (3).

Данные табл. 1 позволяют сделать вывод, что для расчета максимального стока на малых бассейнах района (до 200 км²) хорошие результаты дает районная редуccionная формула, СН 435-72 имеет небольшое расхождение с формулой Д. Л. Соколовского, но последняя дает большое занижение, поэтому для средних и больших рек целесообразнее применять «Указания» СН 435-72.

Таким образом, наши исследования позволили дать расчетные рекомендации для определения максимального весеннего стока на малых неизученных реках в бассейне р. Сал.

В статье использованы материалы дипломных работ В. Язева и И. Складновой выполненных под руководством автора.

Значения максимальных расходов 1%-ной обеспеченности, полученных различными методами

№ п/п	Река — пункт	Расходы 1%-ной обеспеченности, м ³ /с				F, км ²	Коэффициент вариации		
		Кривая обеспе- ченности	Формула Соколов- ского	СН-435-72	Районная формула		методом моментов	наибольшей правдопо- добности	графоанали- тический
1	Сал—Батлаевская . . .	962	1840	1650	3900	19500	1,13	1,20	1,21
2	Сал—Мартыновка . . .	1105	1800	1620	3800	19000	0,80	1,16	1,14
3	Сал—Моисеев	1155	1160	1054	2600	10605	1,17	1,30	1,25
4	Есаул—Аксай-Водянский	687	430	433	910	2110	0,93	1,28	0,90
5	Мышково-Черноморский	475	278	366	625	1190	1,19	1,34	1,34
6	Ерик-Минаев	141	144	121	178	176	0,82	1,08	1,04
7	Чапур	36,2	35,5	23,8	39,0	20,4	0,83	0,88	0,90
8	Бузиновка, ГМС-1 . . .	9,8	13,7	9,5	14,7	6,20	1,15	1,13	1,12
9	Габунка, ГМС-4	14,7	8,44	6,9	10,3	4,16	1,29	1,14	1,27
10	Глубокая	7,2	6,62	5,1	7,3	2,84	1,62	1,34	1,51
11	Габунка, ГМС-5	5,55	4,40	4,07	5,7	2,17	1,02	1,16	1,16
12	Бузиновка, ГМС-3 . . .	3,69	5,03	3,62	5,0	1,90	1,69	1,70	1,80
13	Егорова	3,12	2,50	2,10	2,7	1,00	1,67	1,50	1,60
14	Крутая	0,93	1,81	1,54	1,9	0,70	1,08	1,19	1,21
15	Снежная	0,99	1,13	0,92	1,1	0,40	1,00	1,37	1,22

ЛИТЕРАТУРА

1. Основные гидрологические характеристики. Т. 7. Донской район. Л., Гидрометеониздат, 1967, 370 с.
 2. Соколовский Д. Л. Речной сток Л., Гидрометеониздат, 1968, с. 308—323.
 3. Указание по определению расчетных гидрологических характеристик СН 435—72. Л., Гидрометеониздат, 1972, с. 7—10.
-

МЕТОД ТИПИЗАЦИИ ДОЖДЕЙ ПО ПОКАЗАТЕЛЮ СИММЕТРИИ

(на сетевых материалах Северо-Западного УГМС)

В расчетах максимального дождевого стока и при проектировании гидрографов для неизученных бассейнов расчетными параметрами формул являются отдельные характеристики дождей и дожди целиком. Такие характеристики, как слой и продолжительность дождя, легко определяются и учитываются при расчетах, менее изучен вопрос о расчетных площадях орошения дождями и еще менее — ход дождя во времени. Последняя характеристика, наряду с расчетным слоем, несомненно играет большое значение в формировании дождевых паводков. При проектировании гидрографов принимают расчетный дождь из реальных или типовых дождей с ориентацией на суммарный объем дождя. Между тем ход дождя во времени определяет не только формирование максимального расхода, но и изменение увлажненности бассейна в период паводка, что сказывается как на начальные, так и на общие потери стока. Существует много попыток типизации дождей по их ходу во времени и положению максимума на шкале времени. Все они имеют региональное значение и строгую практическую направленность — выбор расчетного дождя для проектирования гидрографов стока. При анализе влияния хода дождя на формирование максимального расхода и величину потерь осадков на площади водосбора удобно было бы иметь характеристику хода дождя в количественном выражении.

Каждый выпавший дождь является в природе неповторимым. Но одновременно мы умеем выделять в каждом дожде те характерные признаки, которые определяют его как расчетный для конкретных практических целей. Эти характерные признаки расчетного дождя и положены в основу существующих методов типизации дождей, которые могут производиться по дифференциальным и интегральным признакам.

Первый из них предусматривает распределение относительных сумм осадков за относительные равные интервалы времени. В этом случае тип дождя определяется по положению на шкале времени максимальных сумм осадков.

Второй — предусматривает построение интегральной кривой хода дождя во времени в относительных единицах. Этот способ позволяет легче выделить однотипные дожди.

Из существующих методов типизации дождей следует отметить методы З. П. Богомазовой и З. П. Петровой [1], Н. Н. Соловьевой [4], И. А. Шикломанова [5].

З. П. Богомазова и З. П. Петрова, обработав большое количество записей дождей со слоем более 10 мм, выделили шесть типов хода дождей по положению максимальной ординаты относительного слоя осадков на шкале времени:

I тип — максимальная интенсивность в начале дождя;

II тип — максимальная интенсивность в первой трети дождя;

III тип — максимальная интенсивность в средней части дождя;

IV тип — максимальная интенсивность в последней трети дождя;

V тип — примерно равномерный ход дождя;

VI тип — наблюдается два максимума и делится на два подтипа; VIa — максимальная интенсивность в начале и середине дождя; VIб — максимальная интенсивность в начале и конце дождя.

В работе о типизации осадков Н. Н. Соловьевой [4] для района Верхнего Амура рассмотрены все дожди, давшие слой более 10 мм. По продолжительности дожди отличались большой амплитудой. Изменение интенсивности во времени также отличалось большим разнообразием. Ею выделено восемь типов и два подтипа. В дополнение к типизации З. П. Богомазовой и З. П. Петровой, кроме первых шести типов ею выделены еще два:

VII тип — с максимальной интенсивностью при переходе от середины к последней трети дождя;

VIII тип с максимальной интенсивностью при переходе от первой трети к середине дождя.

Подобный способ типизации имеет ограниченное практическое значение.

Большой практический интерес представляет типизация, предложенная И. А. Шикломановым для района равнинной части Украины и Центральной Черноземной области. Анализ подтвердился лишь сильные ливни, которые могут быть расчетными при определении максимальных расходов. Ход каждого ливня был выложен в виде интегральной кривой. Типизация произведена по относительным суммам выпавших осадков в каждую из третей всей продолжительности дождя. Всего выделено четыре типа:

I тип — 50% суммы осадков выпадает в первую треть дождя;

II тип — 50% суммы осадков выпадает во вторую трет дождя;

III тип — 50% суммы осадков выпадает в последнюю трет дождя;

IV тип — равномерная интенсивность в течение ливня.

Несмотря на то, что при анализе были использованы только ливневые дожди, выделить преобладающий тип в каком-либо районе автору не удалось.

Все вышеуказанные типизации дают качественную характеристику хода дождя и поэтому менее определены при выборе расчетного типа. Кроме того, они очень трудоемки при использовании для анализа дождевого стока. При таких условиях крайне желательна количественная характеристика хода дождя, что исключило бы субъективный подход к выбору расчетного типа и позволило бы вводить в расчетные зависимости конкретные величины. Попытка типизации дождей Северо-Запада ЕТС предпринята на принципе учета симметричности хода дождей. Абсолютно симметричных дождей практически нет — есть дожди близкие к симметричным. За характеристику равномерности хода дождя принята алгебраическая сумма положительных и отрицательных разностей ординат между фактическим слоем осадков в интегральной кривой и средним ходом дождя

$$\sum_1^n (+\Delta h) + \sum_1^n (-\Delta h) = 0 \quad (1)$$

где n — число выбранных расчетных единиц времени; Δh — отклонение суммарной ординаты слоя от среднего значения.

Если взять отдельный дождь и выразить его интегральный ход в относительных единицах слоя и времени, то он будет представлен на рис. 1 ломаной линией $OA'B'C'D'E'$. Прямая, соединяющая начало O и конец дождя E , выражает равномерный ход со средней интенсивностью h_0 .

Отклонение ординат ломаной линии от прямой вызвано неравномерностью хода дождя, и чем больше будет его неравномерность, тем больше будут эти отклонения, которые выражаются на графике отрезками AA' , BB' , CC' , DD' . Длина этих отрезков равна разности суммарного слоя осадков h_i и слоя при равномерном ходе осадков h_{0i} : $AA' = h_1 - h_0$; $BB' = h_1 + h_2 - 2h_0$; $CC' = h_1 + h_2 + h_3 - 3h_0$; $DD' = \sum_1^n h - 4h_0$; $EE' = \sum_1^n h - 5h_0$.

Сумма этих отклонений, очевидно, и может характеризовать симметричность дождя, и чем она больше, тем асимметричнее

ждь. Просуммировав все ординаты и сделав приведение подобных членов, получим выражение

$$4h_1 + 3h_2 + 2h_3 + h_4 - 10h_0 = \pm \varphi. \quad (2)$$

Как как каждый дождь разбит на пять равных отрезков, то выражение примет окончательный вид

$$4h + 3h_2 + 2h_3 + h_4 - 2,0 = \pm \varphi. \quad (3)$$

Максимально возможные значения показателя симметричности равны $\pm 2,0$.

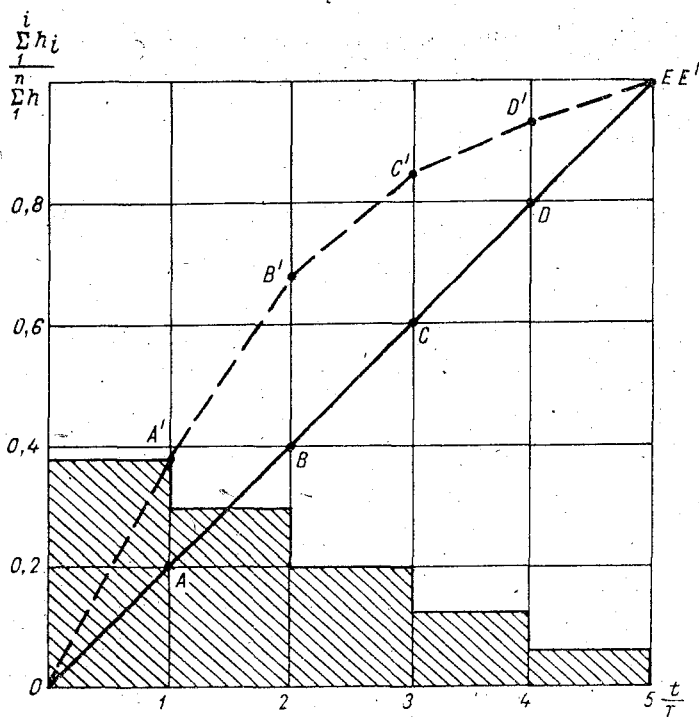


Рис. 1. Интегральная кривая хода дождя (пунктир) и ход дождя по интервалам времени (заштрихован)

Для района Северо-Запада ЕТС характерны частые ливневые и обложные дожди с сильно изменяющимися площадями орошения и интенсивностью в ходе их.

Площади орошения одним дождем могут достигать 200 000 км², что характерно для дождей фронтального происхождения. Дожди внутримассового происхождения, составляющие около 25% от общего количества дождей, охватывают сотни квадратных километров и отличаются значительной неравномерностью во времени.

В среднем за теплый период года выпадает 142 дождя. Преобладающее количество дождей имеет слой менее 10 мм и в формировании стока участвуют слабо. Стокообразующими дождями для территории Северо-Запада ЕТС являются дожди со слоем, превышающим 20 мм. Таких дождей бывает 6—9 за теплый сезон года. По продолжительности эти дожди изменяются от нескольких минут до двух суток. Наиболее часто выпадают дожди продолжительностью 6—9 часов.

Как указывалось выше, в формировании стока существенно значение имеет изменение интенсивности дождей во времени — ход дождя, который может быть типизирован по показателю симметрии.

Для определения преобладающего типа дождей по предлагаемому методу для района Северо-Запада ЕТС было обработано 112 записей дождей с суммарным слоем более 20 мм. Если по максимальному слою в центре дожди близки между собой, то по продолжительности они сильно отличаются друг от друга и находятся в диапазоне времени 2—24 часа.

Для всех дождей построены графики интегрального хода дождей в относительных координатах $\frac{h_i}{\sum h} = K$ и определены показатели симметричности φ . Как оказалось, величины φ изменяются в пределах от +1,77 до -1,13.

По величине показателя φ выделены пять типов и три подтипа дождей:

- I тип: $\varphi \geq 1,0$;
- II тип: $1,0 > \varphi > 0,2$;
- III тип: $0,2 > \varphi > -0,2$;
- IV тип: $-0,2 > \varphi > -1,0$;
- V тип: $\varphi \leq -1,0$.

Для I типа характерны дожди с крайне положительной асимметрией, где интенсивность уменьшается от начала к концу дождя. Второму типу соответствуют дожди с максимумом в первой трети дождя. Третий тип характеризуется симметричностью дождя, когда значение φ находится в пределах от +0,2 до -0,2. В этом типе выделено три подтипа:

- III а — равномерный ход дождя;
- III б — наибольшая интенсивность в середине дождя;
- III в — наибольшая интенсивность в начале и конце дождя.

При IV типе максимальная интенсивность имеет место в последней трети дождя. Пятый тип дождей имеет крайнюю отрицательную асимметричность с максимальной интенсивностью в конце дождя (табл. 1).

Таблица 1

Распределение дождей по типам

Типы	ε	Число типов	
		абсолютное	в %
I	$>1,0$	11	9,8
II	$1,0-0,2$	35	31,2
III а	$0,2-(-0,2)$	13	11,6
III б	"	23	20,6
III в	"	6	5,4
IV	$-0,2-(-1,0)$	23	20,6
V	$<-1,0$	1	0,8
Всего дождей		112	100

Наиболее часто выпадают дожди II и III типов, соответственно составляющие 31,2 и 37,6% от общего количества.

Среди дождей III типа (симметричных) наибольшую повторяемость имеет подтип «б» с максимумом в середине дождя. Таким образом, преобладающим типом стокообразующего дождя для данных территорий является II с максимумом в первой трети. Более редкую повторяемость имеют дожди I и V типов, составляющие 11 и 1%. Каждый тип предлагаемой типизации соответствует определенному типу классификаций З. П. Богомазовой и З. П. Петровой, Н. Н. Соловьевой и И. А. Шикломанова (табл. 2).

Таблица 2

Сопоставление методов типизации осадков

Типизация по показателю симметрии φ	Типизация по схемам		
	З. П. Богомазовой и З. П. Петровой	Н. Н. Соловьевой	И. А. Шикломанова
I	I	I	I
II	II	II, VIII	I
III а	V	V	IV
III б	III	III	II
III в	VI	VI	—
IV	IV	VII	III
V	IV, VII	IV, VII	III

Табл. 2 показывает, что предложенный метод охватывает все типы дождей, выделенные указанными авторами для ливнеопасных районов СССР, а поэтому может быть применен для типизации стокообразующих дождей любого района страны.

Большое значение в гидрологических расчетах, особенно при выборе типового или расчетного дождя, имеет устойчивость типа

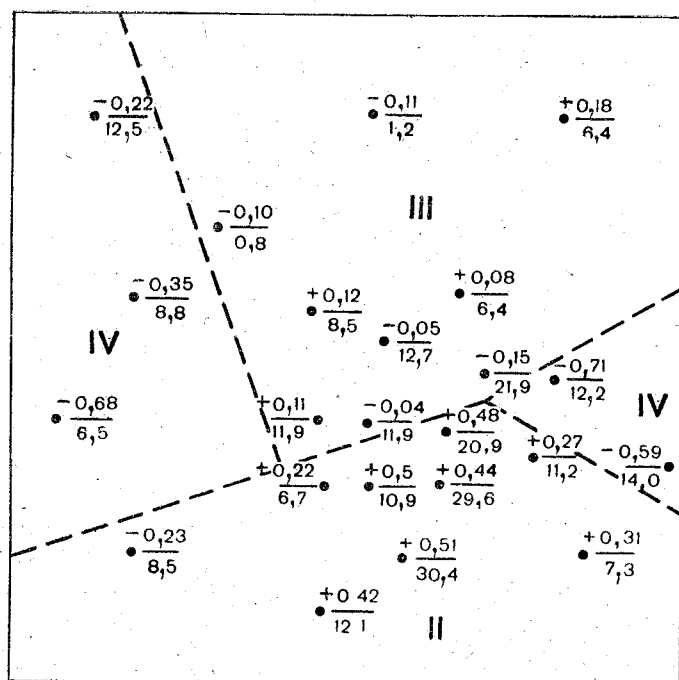


Рис. 2. Распределение типа дождя по территории Валдайского ливнемерного куста.

В числителе — показатель ϕ ; в знаменателе — слой осадков за дождь в мм

дождя по территории. Чем большая площадь охватывается однотипным дождем, тем надежнее может быть запроектирован гидрограф стока для рек этой территории. Для оценки устойчивости типа дождя по территории использовались данные типизации по предлагаемому методу.

Для дождей, выпавших 25 июня 1965 г. и 16 июля 1966 г., по 23 станциям Валдайского ливнемерного куста были получены показатели симметрии ϕ , из распределения которых по территории (рис. 2) следует, что практически они меняются не от пункта к пункту, а постепенно. Площади распространения однотипных дождей изменяются в зависимости от характера дождя. Для ливневых дождей они меньше, для обложных — больше. По показа-

элю Φ можно картировать или районировать территорию, охватываемую одним расчетным дождем; что позволило бы более обобщенно производить выбор преобладающего типа для дальнейшего использования при гидрологических расчетах. На рис. 2 показана часть территории, занимаемой Валдайским ливнемерным устьем площадью 320 км². На этой территории разместилось три типа одного и того же дождя. Наибольшую площадь — около 100 км² — занимает дождь IV типа с преобладанием суммы осадков более 50% во второй трети дождя с показателем Φ , равным -0,2—(-1,0). При картировании площади охвата одним типом дождя можно выявить более подробно.

У предлагаемого метода имеется ряд достоинств, которые облегчают выбор типа расчетного дождя и проведение анализа потерь стока:

1. Метод может быть полезен, так как облегчает анализ влияния дождей на формирование дождевого стока, в том числе и потерь стока, а также избавляет от громоздкой работы по вычерчиванию графиков хода дождей.

2. Метод может быть применен для любого района страны.

3. Анализ устойчивости типов дождей по территории показывает, что тип дождя сохраняется в среднем на площади до 200 км². Следовательно, учет изменения интенсивности дождей по площади для бассейнов рек с площадью водосбора до 200 км² может не производиться. В свою очередь, неучет хода дождя для более крупных бассейнов может повлечь к значительным погрешностям расчетных стоковых величин.

ЛИТЕРАТУРА

1. Богомазова З. П. и Петрова З. П. Характеристики выдающихся дождей на территории Центральных Черноземных областей. Труды ГГИ, вып. 14 (68), 1949, с. 95—123.
2. Богомазова З. П. и Петрова З. П. Исследование выдающихся дождей Северо-Западного района Европейской территории СССР и их зависимость от площади распространения. Труды ГГИ, вып. 1 (55), 1947, с. 106—144.
3. Галактионов И. И. Анализ закономерностей выпадения жидких осадков и их расчетные характеристики на территории Северо-Запада ЕТС. Труды ЛГМИ, вып. 47, 1972, с. 80—98.
4. Соловьева Н. Н. Статические характеристики и типизации дождей в бассейне Верхнего Амура. Труды ЛГМИ, вып. 35, 1969, с. 133—139.
5. Шикломанов И. А. Приближенный метод расчета ливневых паводков на малых неизученных водотоках степной и лесостепной зон ЕТС с использованием электронно-моделирующего устройства. Труды ГГИ, вып. 163, 1968, с. 126—148.

О ПОСТРОЕНИИ РАСЧЕТНОЙ МОДЕЛИ ПАВОДКООБРАЗУЮЩИХ ОСАДКОВ *

Не нуждается в доказательствах тот факт, что колебания речного стока во времени подчиняются вероятностным законам [7, 9, 11]. Благодаря вероятностному характеру формирования стока однозначное определение элементов стока невозможно, сколь бы не совершенствовалась методика и техника расчета, т. е. значения расчетной величины всегда будет колебаться в тех или иных пределах.

При стокообразовании каждая переменная этого процесса формируется под воздействием целого ряда факторов. По этой причине случайна не только величина речного стока за тот или иной период, но и форма гидрографа. Случайную функцию $Q(t)$ можно представить в виде ряда

$$Q(t) = \varphi_0(t) + \alpha_1 \varphi_1(t) + \alpha_2 \varphi_2(t) + \dots, \quad (1)$$

где $\varphi_0, \varphi_1, \dots$ — вполне определенные неслучайные функции времени; $\alpha_1, \alpha_2, \dots$ — некоррелированные случайные постоянные.

Представив $Q(t)$ приближенно суммой $n+1$ первых членов ряда, можно свести изучение вероятностного процесса к исследованию конечного числа случайных величин $\alpha_1, \alpha_2, \dots, \alpha_{n+1}$, т. е. к исследованию конечного числа элементов гидрографа.

Какими же элементами естественного гидрологического процесса определяется форма дождевого гидрографа? Несомненно, что эти элементы следует разбить на две группы: гидрометеорологические факторы и факторы подстилающей поверхности.

Поскольку максимум расходов редкой повторяемости, а также гидрографы стока могут наблюдаться лишь при определенном сочетании этих двух групп факторов, а именно — при таком сочетании, которое дает наибольший стоковый эффект, то при анализе

* Редакторы сочли возможным поместить данную работу, хотя отдельные положения статьи являются спорными. Такое решение обусловлено желанием осветить несколько иной подход к получению модели дождя, а именно: расчет вероятностной модели распределения осадков во времени в отличие от традиционного пути построения детерминированной модели.

формирования дождевого гидрографа следует задаваться предельными значениями элементов второй группы. В конечном счете необходимо найти связи между функциями распределения вероятностей гидрометеорологических процессов и функциями распределения вероятностей процесса стока.

Большинством рекомендуемых методов расчета не учитывается ход осадков во времени, исключая рекомендации по использованию плювиограмм выдающихся дождей. Правда, в последнее время появился ряд работ, посвященных построению гидрографов высоких половодий [6, 8], где и каждая ордината и суммарный расход имеют одну и ту же вероятность превышения. С этой целью получают сначала график осредненных во времени водотдач, который в любой своей части соответствует заданной обеспеченности. Вопросу типизации хода осадков во времени уделяют внимание многие авторы. Достаточно вспомнить известную работу В. П. Богомазовой и З. П. Петровой [3]. Все авторы, занимающиеся этим вопросом, единодушно отмечают бесконечное разнообразие хода дождя во времени, не подчиняющееся какой-либо закономерности. Поэтому не представляется возможным описать математически ход фактических дождей во времени. Однако имеются и противоположные мнения. Так, Ю. Б. Виноградов [4] считает возможным описать распределение осадков во времени на основе теории случайных функций.

Обычно наиболее реальным путем получения распределения осадков во времени является типизация фактически наблюдавшихся дождей по каким-либо признакам (средней интенсивности, продолжительности, слою) [10] или построение кривых обеспеченности продолжительности дождя T_d и его средней интенсивности

$$= \frac{H}{T_d},$$
 что возможно лишь при наличии плювиограмм. Следует

разу оговорить, что полученное таким образом распределение осадков не полностью отразит истинный характер хода дождей из-за малочисленности плювиографов и перерывов в наблюдениях. Поэтому часто при статистическом анализе слоя осадков за дождь используют данные о суточных суммах осадков, поскольку в районах активной ливневой деятельности в области высокой обеспеченности кривые повторяемости суточных осадков и осадков за дождь близки друг к другу [1].

В конечном итоге задача должна сводиться к получению расчетной модели осадков, все параметры которой (слой, продолжительность, интенсивность) в любой ее части соответствовали бы требуемой обеспеченности, т. е. речь идет о взаимной увязке всех элементов модели.

Обычно на практике функции $F = F(x_1, x_2, \dots, x_n)$, где $x_1, x_2, \dots, x_n$ — параметры модели, придается обеспеченность, равная обеспеченности одного из главных факторов. В расчетной модели дождя обеспеченность модели, как правило, принимается равной обеспеченности слоя осадков. Понятно, что в этом случае нельзя

сказать что-либо определенное по поводу обеспеченности ординат и продолжительности принятой модели осадков, хотя лишь в совокупности всех этих элементов получаем искомую модель.

Как указывалось выше, наблюдаемые дожди обладают практически бесконечно разнообразным распределением во времени. Фактические данные говорят о том, что ход дождя в значительной степени определяет вид гидрографа. Степень этого влияния на больших и малых водосборах различна и зависит от соотношения времени добегания τ и продолжительности ливня T_d .

Для расчета паводков по генетической формуле стока

$$Q_t = \int_{t=0}^{t=\tau} h_{t-\tau} f_{\tau} d\tau, \quad (2)$$

(где Q_t — расходы в замыкающем створе; $h_{t-\tau}$ — эффективные осадки в момент $t-\tau$; f_{τ} — кривая распределения единичных площадей) необходимо задаться ходом расчетного стокообразующего дождя. Схематизация хода дождя при этом неизбежна.

Рассмотрим теперь, как различные типы распределения осадков во времени влияют на форму дождевого паводка и на величину максимального расхода. Подобные исследования проводились рядом авторов, в частности [5, 14]. Так, по данным [14], для водосборов с площадью $F > 50$ км² (степная и лесостепная зоны ЕТС) ход ливня существенно не влияет на величину максимального расхода.

Для целей расчета за модель дождя принимался фактически наблюдававшийся ливень на ст. Христиновка 23.VII 1932 г. (рис. 1) со следующими характеристиками:

слой осадков за дождь $H = 144,4$ мм;
общая продолжительность дождя $T_d = 175$ мин;
максимальная интенсивность осадков $a = 2,68$ мм/мин;
средняя интенсивность осадков $a' = 0,80$ мм/мин;
средневзвешенная интенсивность осадков $a'' = 0,82$ мм/мин;
слой осадков за наиболее интенсивную часть дождя 138 мм (96% ко всему слою);

продолжительность наиболее интенсивной части дождя 130 мин (74% ко всей его продолжительности).

За расчетную единицу времени был взят интервал $\Delta t = 5$ мин т. е. ход осадков был задан 35 пятиминутными интервалами $\left(\frac{T_d}{\Delta t}\right)$.

На рис. 1 представлены принятые пять типов распределения осадков в интегральном виде.

Во всех случаях оставались неизменными слой и продолжительность осадков, а следовательно, и средняя интенсивность, а также максимальная интенсивность (за исключением последнего типа).

Расчет гидрографов производился на электронно-моделирующей установке ПР-43. Принцип работы аналоговой машины типа ПР-43 излагается в [13], поэтому на этом вопросе останавливаться здесь не будем. Следует лишь заметить, что машина этого типа очень удобна для экспериментальных исследований и ее потенциальные возможности, видимо, еще не полностью исчерпаны.

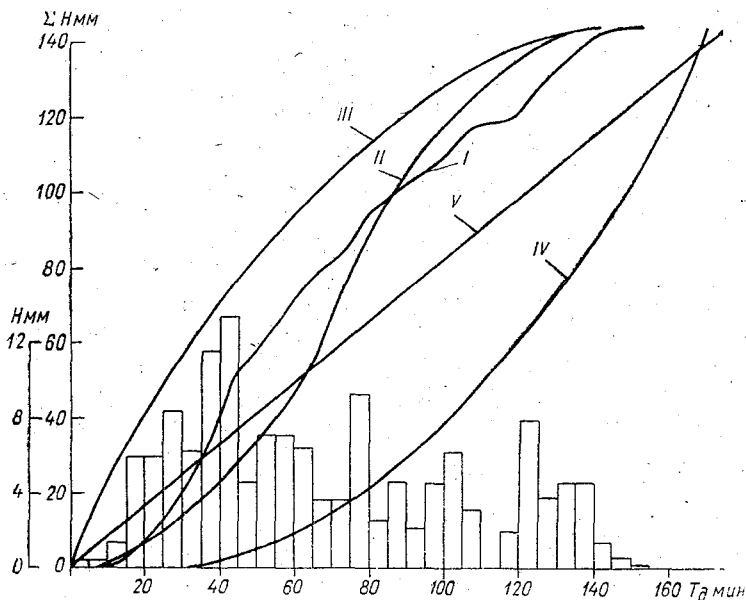


Рис. 1. Принятые типы распределения дождя на ст. Христиновка 23. VII. 1932 г. в интегральном виде:

I — фактическое распределение осадков по пятиминутным интервалам; *II* — симметричное распределение с максимальной ординатой в центре распределения; *III* — распределение слоев осадков по пятиминутным интервалам от наибольших значений до наименьших; *IV* — распределение слоев осадков по пятиминутным интервалам от наименьших значений до наибольших; *V* — равномерный ход дождя во времени

Рассматриваемая схема расчета, как вообще любая схема, потребовала введения ряда допущений, важнейшие из которых перечислены ниже:

1. Принятие постоянной скорости (времени) добега в процессе расчета. Такое допущение является довольно грубым приближением к естественному процессу стока. Но поскольку наша задача сводится к выяснению влияния формы дождя на величину максимального расхода и форму гидрографа, то усложнение задачи за счет учета изменчивости времени добега не может быть оправдано. Кроме того, имеющиеся в [14] данные говорят о том, что в области высоких значений расходов время (скорость) добе-

гания изменяется в небольших пределах; поэтому ошибка за счет принятого допущения должна быть не очень значительной.

2. выпадающие осадки должны равномерно орошать весь водосбор. Для относительно малых водосборных площадей это условие более или менее выполняется. Как будет показано ниже, диапазон условной водосборной площади, для которой производится расчет, колеблется в пределах от 0,05 до 2,0 км². Поэтому можно считать выполненным условие равномерного орошения всего водосбора [2].

3. Так как вопрос о потерях стока является большим отдельным вопросом, то с целью упрощения задачи объемный коэффициент стока α принимается постоянным и равным 1 в течение всего расчета. Это простое предположение не следует рассматривать как наименее обоснованное, поскольку, ввиду значительной неопределенности распределения потерь во времени, любые более сложные предположения дадут не столь уж достоверные результаты.

Расчетный дождь формировал паводок на условной водосборной площади с выбранными машинными параметрами $n=4$ и $T=2$ с. Эти параметры имитируют естественный водосбор со временем сдвига максимума осадков относительно максимума стока $t_{сд} \approx 15$ мин. С известной степенью приближения можно считать продолжительность времени добегания τ порции воды с наиболее удаленной точки бассейна, равной времени сдвига. Таким образом, в нашем случае $t_{сд} \approx \tau \approx 15$ мин, т. е. имеем сложный паводок ($T_n \gg \tau$).

Время сдвига $t_{сд} \approx 15$ мин соответствует большому диапазону водосборных площадей (от 0,05 до 2 км²).

Результаты расчета (рис. 2) показывают, что для малых водосборных площадей изменение конфигурации расчетного дождя (при неизменных максимальной интенсивности, слое и продолжительности осадков) существенно сказывается на форме гидрографа. Величина максимального расхода изменяется в очень небольшом диапазоне (табл. 1).

Таблица 1

Рассчитанные гидрографы

Тип распределения осадков (по данной работе)	Максимальный расход в %	Продолжительность паводка T_n , мин	Примечание
I	100	175	Максимальный расход по I типу распределения принят за 100%
II	115	165	
III	98	175	
IV	109	180	
V	53	200	

Из табл. 1 видно, что расчетным типом распределения, вызывающим наибольший максимум, является II тип (симметричное распределение осадков) или IV тип (один из предельных случаев распределения). Продолжительность рассчитанных сложных паводков $T_{п}$ оказалась близкой к продолжительности дождя $T_{д}$, как это и следует из теории [11]. Почти в два раза заниженное значение максимума расходов при V типе распределения осадков по сравнению с остальными типами вызвано искусственным выравни-

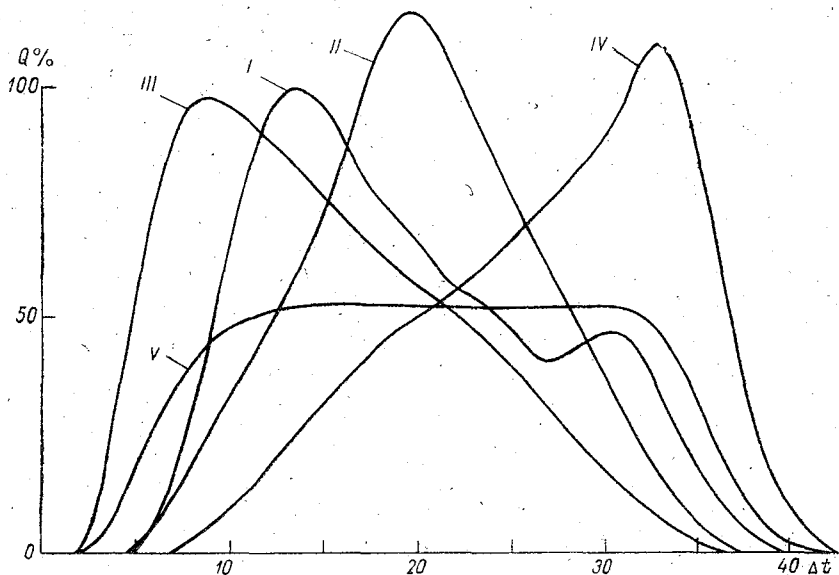


Рис. 2. Вид рассчитанных гидрографов в зависимости от принятого типа распределения осадков (в условных единицах):

Обозн. см. рис. 1

ванием хода дождя во времени и уменьшением максимального слоя осадков за пятиминутный интервал более чем в три раза. В остальных рассмотренных случаях максимальная интенсивность оставалась постоянной.

Заметим, что в работе [14] для района Украины симметричное распределение осадков (II тип у И. А. Шикломанова) также принимается за расчетное, ввиду большей его повторяемости, хотя III тип (IV тип в данной статье) дает больший максимум. Здесь существенно то, что автором работы [14] различные типы хода дождя получены путем осреднения всех сильнейших ливней района.

Таким образом, аналогичные модели хода осадков, правда, весьма схематично, получены:

- 1) по типовым модели (Христиновский дождь);
- 2) путем осреднения наблюдаемых сильнейших ливней, что служит показателем правомерности обоих способов расчета.

На основании изложенного предложение И. Ф. Горошкова [5] о схематизации расчетных осадков по треугольнику следует признать обоснованным.

Хотя по форме модели осадков можно, при наличии других материалов, судить о конфигурации гидрографа, максимальный расход, чаще других элементов гидрографа интересующий проектировщиков, определяется в основном величиной максимальной интенсивности осадков за выбранный интервал времени. Для целого ряда гидрологических расчетов необходимо помимо максимального расхода иметь и остальные элементы гидрографа. Другими словами, запросы практически уже давно вызывают необходимость получения такого расчетного гидрографа, который хотя бы по главным своим элементам (слою, интенсивности, максимальной ординате) отвечал заданной обеспеченности.

Как отмечалось выше для расчета ординат гидрографа заданной обеспеченности P по генетической формуле стока необходимо иметь график хода осадков той же обеспеченности. Требуется, чтобы в любой части модели слой и интенсивность осадков отвечали бы расчетной обеспеченности.

Для нахождения ординат расчетного графика хода осадков использовалась методика, изложенная в работе [6], которая применялась авторами для получения графика водотдачи расчетного половодья. С этой целью была составлена программа счета на ЭЦВМ «Раздан-2», так как принятый способ требует выполнения довольно большого объема работы*. По составленной программе велся расчет ординат графиков хода осадков 1,5 и 10%-ной вероятности превышения на примере р. Большая Уссурка у Картуна. Для данного створа (водосборная площадь $F=18500$ км²) за 32 года наблюдений (1936—1959, 1961—1968 гг.) по нескольким метеостанциям были определены средние по водосбору паводкообразующие осадки. Далее изложенным ниже способом находились расчетные графики хода осадков 1,5 и 10%-ной обеспеченности. Расчет хода осадков более высокой обеспеченности лимитируется продолжительностью ряда наблюдений.

Продолжительность расчетных дождей была принята равной 20 суткам на основании [12], поскольку лишь в 3 случаях из 32 продолжительность многосуточных осадков превышала указанную.

Принятая методика вычислений позволяет находить не только максимальную ординату графика хода осадков, но и слой осадков за вторые смежные сутки, за третьи и т. д. той же обеспеченности, что и максимальная ордината. Тот факт, что в работе [6] речь идет о расчете графика водоотдачи половодья, а мы применяем эту методику для определения расчетных осадков, в данном случае не играет существенной роли. В схему расчета следует

* Программа составлена старшим преподавателем кафедры гидрологических прогнозов ЛГМИ кандидатом технических наук В. А. Шелутко.

внести лишь одно уточнение, обусловленное различной природой формирования снеговых и дождевых паводков.

Если процесс снеготаяния (по суточным данным) имеет довольно плавный характер, нарушаемый лишь сильными понижениями температуры воздуха, то этого нельзя сказать о графике хода дождя. Форма осадков может иметь самую причудливую конфигурацию. По этой причине уменьшение осредненных во времени смежных слоев осадков с увеличением периода осреднения не всегда имеет место. Поэтому для дождевых паводков уменьшение смежных слоев осадков не может служить критерием правильности выборки членов ряда.

Полученный график хода осадков (расчетная модель дождя) $H_p = f(t)$ имеет в каждой своей части заданную обеспеченность P . Под H_p понимается наибольший смежный слой осадков обеспеченности P за каждую расчетную единицу времени продолжительности дождя. По расчетной модели дождя, используя генетическую формулу стока, строится гидрограф дождевого паводка той же расчетной обеспеченности.

Рассмотрим последовательные этапы получения ординат расчетной модели осадков (для более детального ознакомления с методикой в ее первоначальном виде отсылаем к работе [6]):

1. Двадцать суточных паводкообразующих слоев осадков за каждый год располагаются в следующем порядке: на первом месте находится наибольший суточный слой осадков (пусть его порядковый номер в исходном ряду будет k), на втором месте нового ряда будет находиться наибольший смежный слой осадков (H_{k-1} или H_{k+1}), на третьем месте нового ряда — наибольший смежный слой с индексом H_{k-2} или H_{k+1} (если на втором месте находится член H_{k-1}) и H_{k-1} или H_{k+2} (если второе место нового ряда занимает член H_{k+1}) и т. д. В результате последующих преобразований получим средний слой осадков за один, двое, трое и т. д. смежных суток. Как говорилось выше, в данном случае убывание по величине каждого последующего члена этого нового ряда не является жестким контролем правильности наших вычислений.

2. Результаты обработки 32 рядов по 20 членов в каждом записываются в убывающем порядке и подсчитывается обеспеченность каждого члена ряда по общеизвестной формуле

$$P = \frac{m - 0,3}{n + 0,4} \cdot 100\%, \quad (3)$$

где m — порядковый номер члена в ранжированном ряду;
 n — общее число членов ряда.

В итоге получаем средние слои осадков за одни сутки, расположенные в убывающем порядке, средние слои осадков за двое смежных суток, расположенные в убывающем порядке, и т. д.

3. По этим данным строятся кривые обеспеченности осредненных слоев осадков за 1, 2, 3, ..., $n=20$ суток $\bar{H}_n = f(P)$ до

$P < 20\%$. По кривым обеспеченности находятся расчетные слои осадков (1, 5, 10%), осредненные за 1, 2, 3, ..., $n=20$ суток. Поскольку первый член ряда из 32 членов имеет обеспеченность 2,2% то слои осадков 1%-ной обеспеченности определяются путем экстраполяции соответствующих кривых. Точность их понижена.

4. Имея осредненные слои осадков 1, 5 и 10%-ной обеспеченности за 20 суток, находим по ним среднесуточные слои осадков для всех 20 смежных дней, а также определяем положение каждого слоя осадков по отношению к центральной ординате.

В итоговой табл. 2 приводятся расчетные слои осадков 1, 5, 10%-ной обеспеченности за каждый из 20 дней принятой продолжительности осадков.

Таблица 2

Обеспеченные слои осадков в бассейне р. Большая Уссурка выше Картуна

Сутки	Обеспеченность P , %			Положение ординаты
	1	5	10	
1	136	124	57	Центральная
2	4	6	17	Левая
3	28	2	16	Левая
4	4	8	14	Левая
5	3	20	6	Правая
6	5	14	0	Правая
7	0	1	18	Правая
8	1	1	2	Правая
9	13	0	7	Правая
10	51	9	5	Правая
11	0	0	3	Правая
12	9	4	1	Правая
13	7	2	0	Правая
14	5	0	11	Правая
15	3	13	11	Правая
16	0	29	0	Правая
17	14	0	0	Правая
18	0	0	4	Правая
19	0	0	1	Правая
20	12	11	0	Правая

По данным табл. 2 на рис. 3 представлены паводкообразующие осадки 1, 5 и 10%-ной обеспеченности.

Сравним полученную модель осадков 1%-ной обеспеченности с моделью дождя в работе [12] (поскольку в упомянутой статье расчет велся по модели дождя 1%-ной обеспеченности, то ограничимся сравнением этих двух моделей).

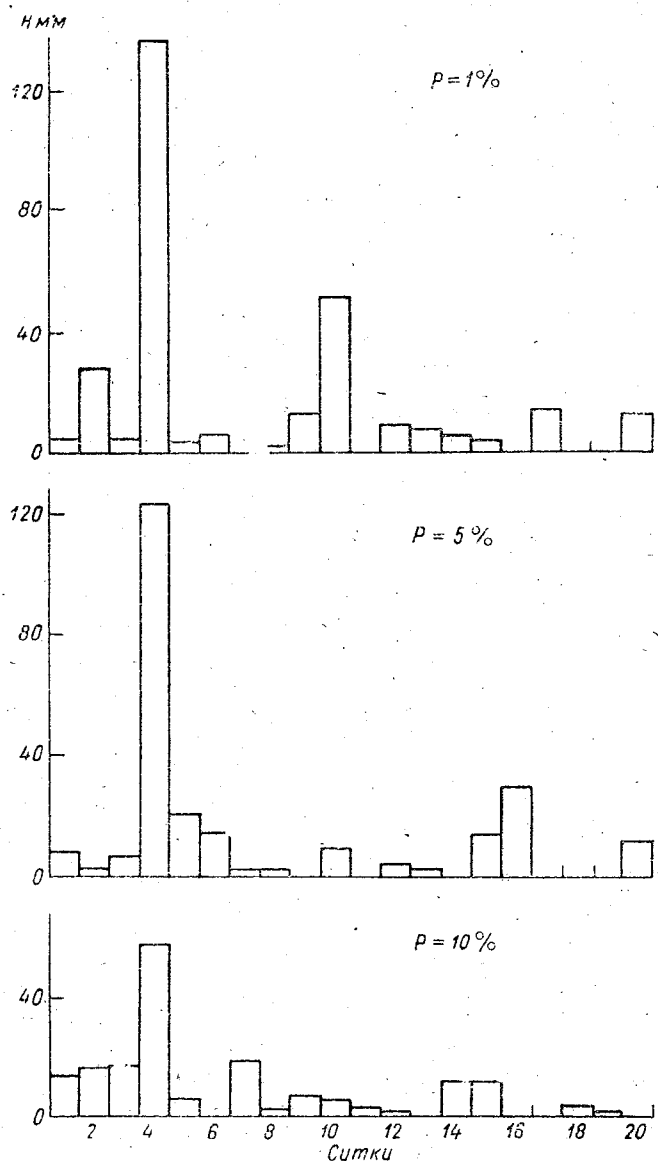


Рис. 3. Паводкообразующие осадки расчетной обеспеченности P

Отдельные параметры двух моделей осадков даны в табл. 3. Заметим, что по нашим данным [12, рис. 4] величина суточного слоя осадков 1%-ной обеспеченности составляет у Картуна 150 мм. Довольно хорошая сходимость с этой величиной наибольшего су-

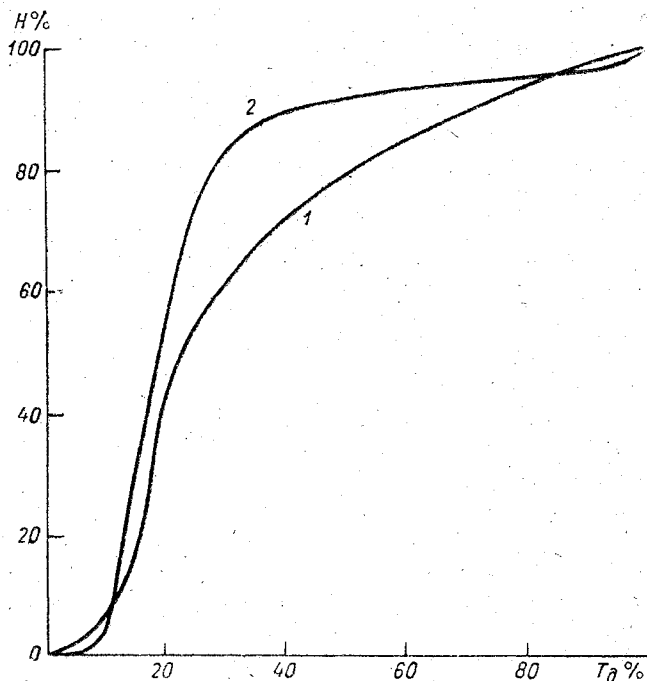


Рис. 4. Распределение паводкообразующих осадков 1%-ной обеспеченности:
1 — модель I; 2 — модель II

точного слоя осадков I и II моделей (136 и 126 мм соответственно) служит косвенным признаком правильности построения модели.

Таблица 3

Параметры сравниваемых моделей

Модель	Слой осадков за дождь H в мм	Наибольший суточный слой осадков H_c в мм	Пролонгированность паводкообразующих осадков T_d в сутках	Среднесуточный слой осадков в мм
I (рассматриваемая)	296	136	20	15
II (по работе [12])	360	126	18	20

Рассмотрим распределение осадков во времени, которое представлено в интегральном виде на рис. 4 в относительных координатах.

Хотя в отдельных деталях можно увидеть некоторое расхождение, но в общем соответствие распределения осадков во времени сравниваемых двух моделей можно считать удовлетворительным. Кроме того, как указывалось выше, для больших водосборов распределение осадков во времени уже не играет существенной роли, и на первый план выступают величины осадков за дождь и максимальной ординаты, которые в основном и определяют форму гидрографа и величину максимального расхода. Незначительные отклонения распределения осадков от расчетной схемы будут полностью нивелироваться водосборной площадью.

Таким образом, две удовлетворенные согласующиеся расчетные схемы паводкообразующих осадков, полученные независимо друг от друга, могут быть использованы для расчета гидрографов заданной обеспеченности по генетической формуле стока (2).

Нами был произведен расчет гидрографа р. Большая Уссурка / Картуна по типовой модели осадков 1%-ной обеспеченности на электронно-моделирующей установке ПР-43.

Сопоставление результатов расчета с данными, приведенными в [12], дано в табл. 4.

Таблица 4

Результаты расчета гидрографа 1%-ной обеспеченности по различным моделям осадков

Модель, метод	Слой стока за паводок h в мм	Максимальный расход Q в м ³ /с	Отклонения в %	
			$\Delta h/h$	$\Delta Q/Q$
Модель I (рассматриваемая)	194	3420	-13	-29
Модель II (по работе [12])	180	6300	-20	+30
Статистический метод	224	4840	—	—

Предложенная схема определения водоотдачи [6] с достаточной для практических целей точностью может быть использована для больших водосборов, минуя промежуточную операцию нахождения графика водоотдачи по малым бассейнам-индикаторам. Этот момент расчетной схемы приобретает тем большее значение, поскольку, как правило, на малых водотоках мы не имеем достаточного ряда наблюдений за стоком, который лимитирует получение длительного ряда паводкообразующих осадков. В свою очередь, короткий ряд паводкообразующих осадков не позволяет с достаточной точностью определить модели осадков редкой повторяемости. Поэтому рассмотренная схема может быть практически

использована для получения расчетной модели осадков, увязанной по всем ее элементам, что позволяет получить гидрограф дождевого стока в замыкающем створе большого водосбора по генетической формуле стока. Построение типовых моделей осадков для различных районов Союза несомненно является сегодня одной из важнейших задач инженерной гидрологии.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алексеев Г. А. Расчет дождевых осадков на основе применения кривых поверхностей распределения вероятностей. Труды ГГИ, вып. 26, 1950, с. 28—93.
2. Анчугова Р. А., Морозова Т. И. О временной и пространственной изменчивости ливневых осадков по данным радиолокационных наблюдений. Труды ГГО, вып. 186, 1966, с. 86—92.
3. Богомазова З. П., Петрова З. П. Исследования выдающихся дождей на территории УССР, их хода и распространения по площади. Труды ГГИ, вып. 6, 1948, с. 104—139.
4. Виноградов Ю. Б. Метод расчета осадков и поверхностного дождевого стокообразования заданной обеспеченности. Труды научной конференции по проблемам прогнозов и расчетов дождевых паводков на реках Сибири и Дальнего Востока Л., Гидрометеиздат, 1963, с. 166—177.
5. Горошков И. Ф. Методика определения расчетных параметров стокообразующих дождей на территории лесостепной и степной зон Европейской части СССР. Труды ЛГМИ, вып. 11, 1961, с. 254—279.
6. Железняк И. А., Молодых В. П. График водоотдачи расчетного половодья Труды Укр. НИГМИ, вып. 80, 1969, с. 24—32.
7. Картвелишвили Н. А. Теория вероятностных процессов в гидрологии и регулирование речного стока. Л., Гидрометеиздат, 1967, 291 с.
8. Мокляк В. И., Шкрябий П. А. Методические основы построения гидрографов весенних половодий. Труды Укр. НИГМИ, вып. 76, 1969, с. 71—88.
9. Снайдер В. М. Некоторые возможности использования многомерного статистического анализа в гидрологических исследованиях. Сб. «Электронные вычислительные машины в гидрологии». Л., Гидрометеиздат, 1966, с. 128—141.
10. Соколовский Д. Л. Методика построения гидрографа ливневого стока по осадкам. Труды ГГИ, вып. 14 (68), 1949, с. 26—45.
11. Соколовский Д. Л. Речной сток. Л., Гидрометеиздат, 1968, 540 с.
12. Усанкин А. А., Шикломанов И. А. Расчет гидрографов дождевых паводков по многосуточным осадкам с использованием электронных моделирующих устройств. Труды ЛГМИ, вып. 47, 1972, с. 34—47.
13. Шикломанов И. А. Об использовании электромоделирующего устройства для расчетов гидрографов паводков. Труды ЛГМИ, вып. 26, 1964, с. 3—16.
14. Шикломанов И. А. Приближенный метод расчета ливневых паводков на малых неизученных водотоках степной и лесостепной зон ЕТС с использованием электронного моделирующего устройства Труды, ГГИ вып. 163, 1968, с. 126—148.

ПАВОДКООБРАЗУЮЩИЕ ОСАДКИ НА ТЕРРИТОРИИ БОГУСЛАВСКОЙ И ПРИДЕСНЯНСКОЙ СТОКОВЫХ СТАНЦИЙ

Формирование дождевых паводков определяется в первую очередь характером выпадения осадков на водосборную площадь. По материалам Богуславской и Придеснянской стокowych станций были проанализированы наиболее значительные дожди, их ход во времени и пространстве, имея в виду использование в дальнейшем полученных результатов при анализе дождевого стока. Выбор дождей определялся в основном слоем выпавших осадков, но также принимался во внимание их гидрологический эффект и интенсивность выпадения (табл. 1). Всего было рассмотрено 13 дождей по Богуславской и 23 — по Придеснянской станциям за период с 1952 по 1966 г. Отсутствие выбранных дождей за более ранний период объясняется недостаточным количеством плювиографических записей.

Решение ряда задач гидрологических расчетов требует знания средних по водосборной площади осадков. Обычно рекомендуется определять средние по водосбору осадки путем планиметрирования соответствующих площадей по построенной карте изогиев. Принимается, что этот способ нахождения осредненных осадков является наиболее точным. Однако на практике при массовых расчетах способ изогиев не находит широкого применения из-за его значительной трудоемкости.

Довольно густая сеть пунктов наблюдений за осадками на территории Богуславской стоковой станции (16—18 пунктов на площади порядка 70 км², т. е. приблизительно 1 пункт на 4 км²) и еще большая плотность осадкомерной сети на Придеснянской станции (1 пункт на 2—3 км²) позволяет сопоставить средние по водосбору осадки, определенные способом изогиев и полученные путем простого осреднения имеющихся значений осадков.

Основные характеристики ливневых дождей

Дата	Слой осадков H , мм		Максимальная интенсивность за 5 минут, a мм/мин		Продолжительность T_d , мин	
	средне-взвешенный	наибольший	средняя	наибольшая	средняя	по станции, зафиксировавшей $H_{\text{шах}}$
1	2	3	4	5	6	7

Богуславская стоковая станция

5.IX.1952	43,9	57,6	1,49	1,80	173	180
2.VI.1953	50,1	78,3	0,78	0,92	412	423
22.VI.1953	29,4	93,0	1,66	2,60	348	369
27—28.VI.1953	31,5	46,2	1,39	1,92	560	520
5—6.VII.1954	25,2	78,5	2,14	3,05	163	185
8.VIII.1955	46,7	73,4	0,84	2,02	342	643
11.VIII.1955	24,4	37,1	0,76*	0,76	440	646
31.VII.—1.VIII.1956	31,0	43,5	0,73	0,96	395	460
17.IX.1957	61,0	67,7	0,46	0,76	347	624
2—3.VIII.1959	28,8	63,1	0,58	1,18	—	—
7—8.IX.1960	33,6	36,8	—	—	—	—
16.VII.1962	37,4	58,2	1,03	1,16	334	—
19.VII.1963	26,6	67,5	1,13	1,54	324	287

Придеснянская стоковая станция

28.VII.1952	34,0	39,5	1,21	1,54	141	156
14.VI.1953	7,5	34,7	1,94*	1,94	198	—
20.VI.1953	10,4	27,3	1,37	1,38	48	45
12.VIII. 1953	22,6	28,9	1,32	1,40	174	344
20.VIII.1954	11,1	23,8	1,42*	1,42	58	—
5.VII.1957	13,5	19,0	1,36	1,83	188	168
15.VII.1957	11,2	19,2	1,87	2,12	114	110
30.VIII.1957	17,8	30,5	1,98*	1,98	98	—
23.VI.1958	21,8	35,4	1,49	2,18	38	34
4.VII.1958	31,0	47,8	1,52	2,52	116	217
3.VI.1959	12,4	16,2	1,76	2,28	81	78
14.VIII.1960	15,2	23,9	1,36	1,72	127	110

1	2	3	4	5	6	7
9.V.1961	18,9	37,4	1,67	2,20	67	90
VI.1961	9,4	15,7	0,65	0,68	98	154
4.VIII.1962	14,1	23,4	1,23	1,50	99	94
9.VIII.1962	38,4	47,1	1,04	1,45	407	414
9.VII.1963	9,6	21,8	1,35	1,44	60	78
23.VIII.1963	23,6	28,9	1,22	1,60	417	414
13.VII.1964	20,2	28,0	0,90	1,10	131	156
14.VIII.1965	62,5	65,9	0,36	0,50	1244	1243
9.VI.1966	9,7	24,8	1,56	1,60	68	64
21.VII.1966	5,2	10,9	1,00	1,04	51	40
5.VIII.1966	15,1	22,9	2,16*	2,16	44	44

* Плювиографическая запись имеется только по одному пункту.

Оказалось, что относительная ошибка определения среднеарифметических значений осадков (по отношению к средним по площади осадкам, полученным способом изогнет) не зависит ни от слоя осадков, ни от площади осреднения (рис. 1). Намечающаяся на рис. 1, а тенденция к уменьшению относительной ошибки с возрастанием слоя осадков скорее вызвана отсутствием достаточного числа случаев дождей с большими слоями осадков, т. е. малостью выборки, чем какой-то определенной закономерностью. Отметим также, что знаки ошибок достаточно равномерно распределены по всему диапазону слоев осадков и величин площадей, не давая ни в каком интервале каких-либо группировок того или иного знака. При этом относительная ошибка определения средних значений осадков для Придеснянской стоковой станции несколько больше, что, видимо, связано с большей изрезанностью рельефа и увеличением амплитуды высот плювиографических пунктов.

Табл. 2 дает представление о распределении относительных ошибок определения средних осадков. Для Богуславской станции почти в 70% всех случаев ошибка не выходит за пределы $\pm 10\%$, а в 90% — за пределы $\pm 20\%$. Эти же показатели для Придеснянской станции значительно хуже, что в какой-то мере может быть объяснено малым числом рассмотренных лучаев. Так, относительная ошибка в пределах $\pm 20\%$ наблюдается лишь в 60% всех случаев. Учитывая данные табл. 2, можно считать вполне допустимым при массовых расчетах нахождение средних по водосбору осадков как среднеарифметического из значений осадков в отдельных пунктах. Такой вывод не является особенно неожиданным, если учесть, что способ изогнет также основан на интерполяции между

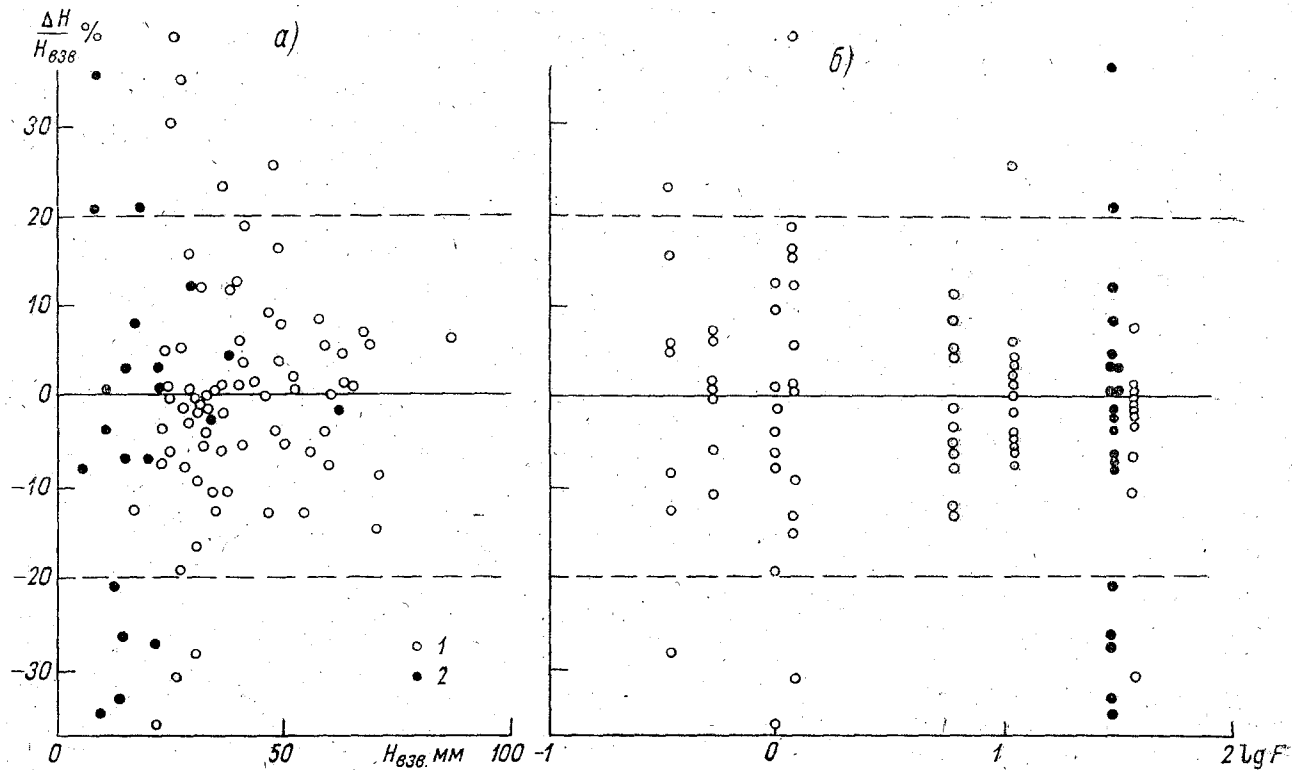


Рис. 1. Распределение относительных ошибок вычисления средних по водосбору осадков в зависимости от слоя осадков (а) и площади водосбора (б):

1, 2 — соответственно Богуславская и Придеснянская стоковые станции

еми же значениями осадков, в тех же пунктах, что и при простом среднемении. Сюда же накладывается некоторый субъективизм при аведении изогиег, что приводит в отдельных случаях к ошибкам предедения средних осадков, полученных по изогиегам, проведенными разными авторами, которые в 2—3 раза могут превышать шибки за счет простого осреднения осадков.

Таблица 2

Распределение ошибок вычисления средних по водосбору осадков

Ислю случаев	Ошибка в %						Σ
	< 5	5—10	10—15	15—20	20—30	> 30	

Богуславская стоковая станция

абсолютное	29	21	10	5	3	5	73
%	40	29	14	7	4	7	100

Придеснянская стоковая станция

абсолютное	8	4	1	—	5	5	23
%	35	17	4	—	22	22	100

Чаще всего мы не имеем достаточного числа дождемерных гунктов, чтобы прямым путем найти средние по водосбору осадки. В таких случаях используются районные кривые редукции осадков по площади, показывающие закономерное убывание осадков по мере возрастания площади орошения. Для района Богуславской стоковой станции были построены редукционные кривые по 10 дождям, поскольку для остальных 3 дождей центры осадков находилась вне территории станции. По Придеснянской станции использовались кривые по всем 23 дождям. Решалась задача со стационарным центром ввиду малости территории и с целью упрощения задачи. Нами были выделены три кривые редукции осадков по площади. Каждой кривой соответствует определенный тип дождей.

Богуславская станция. Первый тип дождей (I кривая редукции) характеризуется большими слоями осадков в центре дождя (70—90 мм) и резким убыванием слоя от центра к периферии. На площади порядка 60 км² средний слой осадков уменьшается уже до 25—30 мм (коэффициент редукции $k_r=0,34$).

Вторая кривая, построенная по наибольшему количеству дождей, имеет почти линейное изменение коэффициентов редукции по площади. Эта группа включает в себя дожди с суммой осад-

ков от 40 до 70 мм. Коэффициент редукции при площади 60 км² имеет значение 0,67.

Наконец, третья кривая включает дожди с очень равномерным орошением всей водосборной площади. Слой осадков в центре дождя, который кстати, изменяется в больших пределах, отличается от среднего по площади ($F=60$ км²) слоя осадков не более, чем на 10% ($k_F=0,90$).

Придеснянская станция. Хотя для территории этой станции анализировалось большее количество дождей, расположение редукционных кривых по площади позволяет говорить лишь о наличии нижней (I) и верхней (III) огибающих и кривой редукции (II), осредняющей кривые, лежащие между крайними огибающими.

Меньшая площадь территории Придеснянской стоковой станции заставляет рассматривать редукцию осадков только на площади до 30 км².

Первый тип дождей имеет быстрое уменьшение среднего слоя осадков по площади. Коэффициент редукции для площади 30 км² составляет 0,22, т. е. в два с лишним раза ниже, чем для той же площади на территории Богуславской стоковой станции.

Второй тип, включающий дожди со слоем в центре 20—40 мм, имеет значительную амплитуду изменения коэффициента редукции. Так, для площади 30 км² коэффициент редукции колеблется от 0,4 до 0,8.

Третий тип характеризуется очень медленной редукцией слоя осадков от центра дождя к его периферии. Средний слой осадков на площади 30 км² всего на 5% меньше слоя дождя в центре. Характер редукции этого типа дождей хорошо совпадает с III редукционной кривой для Богуславской станции.

Табл. 3 наглядно демонстрирует различную степень редукции слоя осадков по площади как для выделенных типов дождей внутри каждой станции, так и при переходе от одной станции к другой.

Следует отметить некоторое снижение ливневой деятельности от Богуславской к Придеснянской станции. Наблюдаемые максимумы осадков за отдельные дожди на Богуславской стоковой станции несколько выше, чем на Придеснянской. То же относится и к интенсивности осадков за отдельные интервалы времени.

Приводимые в работе [2] коэффициенты неравномерности распределения слоя осадков по площади для Велико-Анадольской стоковой станции (Приазовье) говорят о малой редукции осадков, которая до площади 100 км² практически не зависит от слоя дождя в центре ливня. Для районов же рассматриваемых станций, и в особенности для территории Богуславской станции коэффициенты редукции явно группируются по дождям с различными суммами осадков в центре, что позволяет более дифференцированно подойти к учету редукции осадков по площади.

Таблица 3

Значения коэффициентов редукции слоя осадков по площади $k_F = \frac{H_F}{H_0}$

тип дождей	Водосборная площадь, км ²								
	1	2	5	10	20	30	40	50	60

Богуславская стоковая станция

I	0,94	0,90	0,81	0,71	0,58	0,49	0,43	0,38	0,34
II	0,99	0,98	0,96	0,92	0,85	0,79	0,74	0,70	0,67
III	1,00	1,00	0,99	0,99	0,98	0,97	0,95	0,93	0,90

Придеснянская стоковая станция

I	0,74	0,63	0,52	0,40	0,28	0,22	—	—	—
II	0,94	0,90	0,82	0,78	0,71	0,59	—	—	—
III	1,00	1,00	1,00	0,99	0,98	0,95	—	—	—

Для исследуемых дождей наблюдается близкая продолжительность осадков, зафиксированных в различных пунктах на территории Богуславской стоковой станции. Так, для интенсивного дождя 5—6.VII.1954 г. начало выпадения осадков отмечается (без учета малоинтенсивной части дождя и перерывов) в 21 ч 58 мин. (ранний срок) и в 22 ч 37 мин (поздний срок), а окончание дождя — в 23 ч 29 мин (ранний срок) и 0 ч 13 мин (поздний срок). Для дождя 17.IX.1957 г. по 8 пунктам станции раннее начало выпадения осадков наблюдается в 0 ч 03 мин, а позднее — в 0 ч 30 мин. Соответственно сроки окончания дождя отмечаются в 4 ч 46 мин и 5 ч. 20 мин. Таким образом, крайние значения сроков начала и окончания осадков отклоняются от их средних значений не более чем на 20 мин.

Аналогичная картина характерна и для дождей на территории Придеснянской стоковой станции. Короткий интенсивный дождь 9.VI.1966 г. имеет разницу времени между крайними сроками начала дождя порядка 15 мин, а конца — около 20 мин. Начало слабоинтенсивного дождя 13—14.VIII.1965 г., длившегося около суток, по данным 5 пунктов наблюдений зафиксировано в 3 ч 37 мин (ранний срок) и 3 ч 56 мин (поздний срок). Окончание этого дождя наблюдалось соответственно в 24 ч 00 мин и 1 ч 14 мин. Следовательно, отклонение крайних сроков окончания дождя от середины составляет около 30 мин.

Конечно, можно привести много примеров, когда продолжительность одного и того же дождя, отмечаемая разными пунктами, резко меняется от пункта к пункту. При внимательном рассмотрении оказывается, что подобные расхождения часто обусловлены самой методикой обработки плювиографических записей. Например, по данным 5 пунктов Придеснянской стоковой станции продолжительность дождя 23.VIII.1963 г. отмечалась равной 420 мин, а по 2 пунктам — равной 95 мин. В последних 2 пунктах наблюдался 60-минутный перерыв в ходе дождя, после чего осадки возобновились. Согласно методике обработки плювиограмм, принятой в материалах наблюдений стоковых станций, при часовом перерыве дождь расчленяется на два самостоятельных. Если бы указанный перерыв длился 59 мин, то продолжительность выпадения осадков составляла бы по указанным двум пунктам 430 мин, т. е. все 7 пунктов показали бы практически одну и ту же продолжительность дождя.

Отсутствие в материалах дождей со слоем меньше 5 мм и дождей с суммой осадков от 5 до 10 мм, но с малыми интенсивностями, также вызывает искаженное представление о фактической картине распределения осадков во времени

По своей физической природе продолжительность осадков за отдельный дождь на таких малых площадях, как район стоковой станции, не может испытывать тенденцию к резким колебаниям. Это положение подтверждается тем, что нет никакой зависимости между продолжительностью дождя и расположением пункта измерений по отношению к центру осадков.

Анализ плювиограмм показал, что наибольшую интенсивность осадков за отдельные промежутки времени фиксируют станции, расположенные в непосредственной близости от центра дождя. По мере удаления от центра дождя практически за все интервалы времени наблюдается уменьшение интенсивности выпадения осадков. Поэтому кривые на графиках зависимости интенсивности дождей от их продолжительности располагаются почти параллельно. Отсюда следует, что график редукции осадков во времени, определенный для пункта находящегося вблизи центра дождя, дает нам наибольшие значения интенсивностей для данного дождя. Учет этого обстоятельства приводит к значительному сокращению объема вычислительных работ.

Между редукцией осадков во времени и редукцией осадков по площади имеется определенная связь. В количественном отношении связь этих двух видов редукции выявить затруднительно, но на некоторых особенностях такой зависимости мы остановимся.

Обращает на себя внимание тот факт, что интенсивные дожди, как правило, имеют значительную редукцию слоя осадков по площади (I редукционная кривая). Наоборот, дожди малой интенсивности довольно равномерно орошают территорию станции, т. е. относятся к III редукционной кривой. Эта дифференциация осадков по интенсивности ясно выявляется при совместном рассмотре-

нии рис. 2 и 3 (по данным Богуславской станции). Неинтенсивный дождь 17.IX.1957 г. относящийся к III редукционной кривой, служит нижней огибающей семейства кривых редукции интенсив-

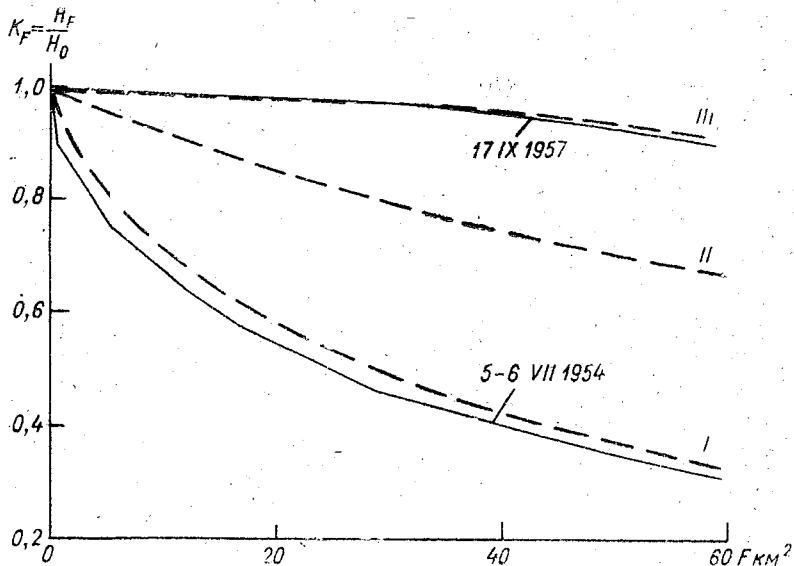


Рис. 2. Редукция слоя осадков по площади.
Пунктир — обсредненная кривая; I, II, III — редукционные кривые

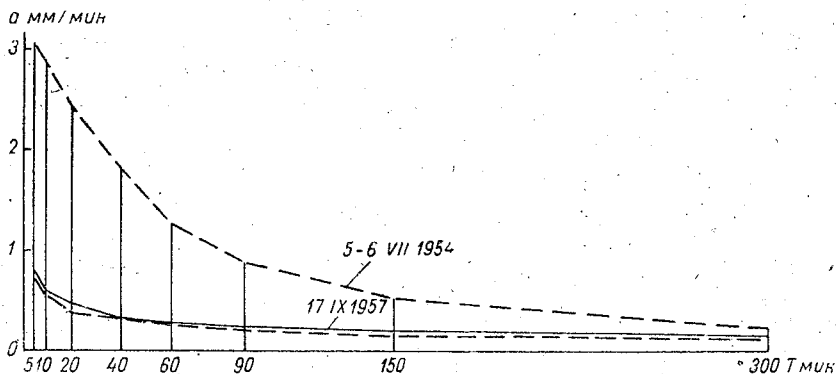


Рис. 3. Зависимость интенсивности дождя от продолжительности
Пунктир — крайние огибающие

ности осадков по продолжительности (рис. 3). Верхними огибающими являются кривые редукции интенсивности дождей 5—6.VII.1954 г. и 22.VI.1953 г. Оба дождя относятся к I редукционной кривой слоя осадков по площади. Остальные ливни (II редукционная

кривая) занимают промежуточное положение между крайними огибающими. При всех прочих одинаковых условиях интенсивность выпадения осадков является решающим фактором в формировании максимальных расходов, поэтому I кривая редукции осадков по площади должна быть взята за расчетную.

Подобное положение наблюдается и на Придеснянской стоковой станции. Продолжавшийся около суток дождь 13—14.VIII. 1965 г. из 23 рассмотренных дождей имеет самую малую интенсивность за все интервалы времени до 90 мин включительно. Он же обладает самой малой редукцией по площади, являясь верхней огибающей. Осадки, выпадающие с большой интенсивностью, тяготеют к дождям I типа, имеющим значительную редукцию по площади. Основная масса дождей с довольно большим диапазоном слоя (от 10 до 50 мм) размещается внутри крайних огибающих редукции осадков во времени. Эта группа дождей характеризуется небольшими интенсивностями за большинство интервалов времени и не формирует наибольшие паводки на малых водотоках стоковой станции.

Сравнение слоев осадков за различные интервалы времени, полученных путем выборки наибольших интенсивностей из фактических дождей, и рассчитанных по методу ГГИ [3], показывает, что обеспеченность максимальных выбранных слоев находится в пределах 2—5% (табл. 4). По мере возрастания периода осреднения отмечается тенденция к увеличению обеспеченности слоя осадков. П. Ф. Вишневский [1] для этого же района повторяемость наибольших слоев ливневых дождей приближенно оценивает один раз в 40—50 лет. В табл. 4 приведены также данные работы [4]. Здесь слои 1%-ной обеспеченности даются для симметричного распределения осадков, принятого автором работы за расчетный. Указанные слои дождя за различные продолжительности удовлетворительно соответствуют слоям осадков, рассчитанным по методу ГГИ. Все вышесказанное позволяет считать определение обеспеченности максимальных слоев, равной 2—5%, достаточно надежным.

Известно, что зависимость слоя дождя от его продолжительности характеризуется кривой $H=f(T)$, имеющей при малых значениях T интенсивное нарастание слоя осадков H . По мере увеличения продолжительности дождя кривая связи все более выполаживается и при достаточно больших значениях T слой осадков практически не возрастает. График связи средней за дождь интенсивности $a_{\text{ср}}$ и слоя осадков H фактически отражает указанную выше зависимость слоя дождя от его продолжительности. Действительно, так как $a_{\text{ср}} = \frac{H}{T}$, то средняя за дождь интенсивность

выпадения осадков является функцией H и T , или, другими словами, определяется видом зависимости $H=f(T)$. Поскольку при малых значениях T на графике $H=f(T)$ приращению ΔT соответствует большая величина ΔH и поскольку при возрастании T , а,

Таблица 4

Слой осадков (мм) за различные интервалы времени

Интервал, мин	Наблюден- ный максимум	Данные работы [4]	Метод ГГИ				
			0,1%	0,5%	1%	2%	5%
Богуславская стоковая станция							
5	15,2	13,3			21,0		15,2
10	28,5	25,7			32,6	28,5	
20	48,2	46,6		50,6	46,1		
40	71,2		66,0		56,7		
60	76,1		72,6		62,5		

Придеснянская стоковая станция

5	12,6	14,5			17,0		12,8
10	20,5	27,5			26,4		19,8
20	28,8	47,3			37,4		28,2
40	39,6				46,0	41,1	
60	43,2				50,6	45,2	

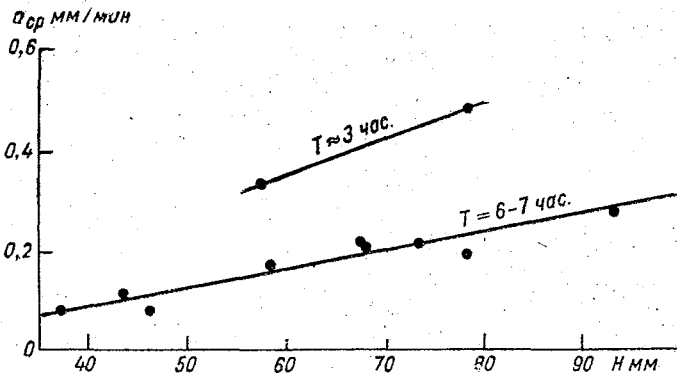


Рис. 4. Зависимость средней за дождь интенсивности осадков от их слоя (Богуславская стоковая станция)

следовательно, и H , величина ΔH все время уменьшается, то средняя интенсивность дождя с увеличением слоя осадков также будет уменьшаться. Сказанное относится к предельному случаю. Для рядовых дождей зависимость $a_{ср} = f(H)$ имеет вид, изображенный на рис. 4. При одном и том же слое осадков более короткие ливни

являются и более интенсивными. Наличие семейства кривых на рис. 4 обусловлено возможностью построения на графике зависимости $H=f(T)$ абак кривых, помеченных различной интенсивностью.

Выводы

1. Относительная ошибка нахождения средних по водосбору осадков не зависит ни от слоя осадков, ни от площади орошения.

2. При достаточном количестве дождевых пунктов средние по водосбору осадки вполне надежно могут быть определены путем вычисления среднеарифметического из значений осадков в отдельных пунктах.

3. Редукционные кривые осадков по площади для каждой станции могут быть дифференцированы по трем видам по характеру изменения коэффициентов редукции. Интенсивные дожди имеют более сильную редукцию слоя осадков по площади, чем дожди малой интенсивности.

4. На относительно малых площадях фактическая продолжительность дождей более или менее стабильна по территории.

5. Как правило, наибольшую интенсивность осадков за все интервалы времени фиксируют пункты находящиеся в центре дождя.

6. Обеспеченность наибольших наблюдаемых слоев осадков за различные интервалы времени (от 5 до 60 мин) за рассмотренный период для Приднестрянской и Богуславской стоковых станций составляет 2—5%.

7. Интенсивность, продолжительность и слой осадков за дожди тесно связаны между собой. Зависимости вида $H=f(T)$ или $a_{\text{ср}}=f(H)$ характеризуются не одной кривой, а семейством кривых каждая из которых соответствует определенной интенсивности или продолжительности.

ЛИТЕРАТУРА

1. Вишневский П. Ф. Ливни и ливневой сток на Украине (на укр. яз.) Киев, «Наукова думка», 1964, 292 с.
2. Максимов В. А. Изменение слоя осадков на малых площадях по наблюдениям густой сети дождемеров. Труды Укр. НИГМИ, вып. 66, 1967 с. 83—89.
3. Материалы по расчетным характеристикам дождевых осадков. Л., Гидрометеониздат, 1969, 396 с.
4. Шикломанов И. А. Приближенный метод расчета ливневых паводков на малых неизученных водотоках степной и лесостепной зон ЕТС с использованием электронного моделирующего устройства. Труды ГГИ, вып. 163 1968, с. 126—148.

ИССЛЕДОВАНИЕ ЗАВИСИМОСТИ ИНТЕНСИВНОСТИ ОСАДКОВ ОТ ИХ ПРОДОЛЖИТЕЛЬНОСТИ ДЛЯ РАЗЛИЧНЫХ РАЙОНОВ СССР

Развитие рациональных методов расчетов максимальных расходов воды и гидрографов дождевых паводков зависит от степени исследования и состояния развития методов расчетов жидких осадков. В частности, в большой группе формул расчета максимальных расходов воды используются зависимости интенсивности осадков от продолжительности. Нахождение этих зависимостей имеет чисто научное значение.

Различными авторами предлагались формулы, в которых максимально возможная интенсивность осадков определялась для заданных продолжительностей и в зависимости от повторяемости. Наиболее значительными исследованиями названных зависимостей были работы ГГИ, выполненные в 1940 и 1960 гг. [1, 2, 3, 4].

В работах [1, 4] интенсивность и слой осадков вычисляются по формулам:

$$a_T = \frac{S}{(T+1)^n} = \frac{A+B \lg N}{(T+1)^n}, \quad (1)$$

$$H_T = a_T \cdot T = (A+B \lg N) T^{1-n}, \quad (2)$$

где a_T — максимальная интенсивность осадков в мм/мин. при продолжительности T мин; S — максимальная предельная интенсивность ливня в мм/мин; n — показатель редукции интенсивности осадков по продолжительности; A и B — географические параметры осадков, N — расчетная повторяемость в годах.

Формулы (1) и (2) были получены авторами на основании обработки около 16000 записей самописцев дождей. Параметры формул определены для 193 станций СССР, причем большая их часть расположена на ЕТС, что позволило для этой территории представить изменение параметров A и B в виде карт изолиний. Для Азиатской же части параметры определены для незначительного числа станций, некоторые районы вообще не освещены данными.

При построении зависимостей $a_T = f(T)$ авторами были использованы записи самописцев дождей не за все дожди, а лишь за их наиболее интенсивные части, длительностью до одного часа. Такая искусственная вырезка из дождя его наиболее интенсивной части не оправдывается характером преобладающих осадков в различных районах СССР.

В табл. 1 приводится распределение числа дождей со слоем ≥ 10 мм по продолжительностям для различных районов по опорным станциям. Из таблицы видно, что на дожди продолжительностью ≤ 1 ч повсеместно приходится от 1 до 10% общего числа дождей. Наибольшая повторяемость продолжительности приходится на интервалы в 5—12 ч, повсеместно она равна 30—45%.

Таблица

Распределение числа дождей различной продолжительности

Район, станция	Общее число дождей	Число дождей в % от общего числа продолжительностью в интервалах, мин					
		60	60—150	150—300	300—720	720—1440	144
Валдайская возвышенность							
Демянск	91	10	15	28	31	15	1
Тажный	158	4	15	22	35	20	3
Боровичи	85	7	20	26	33	13	1
Крестцы	110	8	17	26	35	12	2
Карпаты							
Самбор	138	7	15	24	35	15	4
Славско	201	4	12	26	38	17	3
Долина	237	2	14	25	35	20	4
Свалява	115	1	15	19	48	14	3
о. Сахалин							
Адо-Тымово	97	0	9	9	36	38	8
Александровск	177	1	2	17	44	28	8
Ильинский	127	0	3	11	32	46	8
Южно-Сахалинск	225	1	2	13	45	35	4
Корсаков	244	0	1	7	40	45	7

Дожди же со слоем < 10 мм, как правило, имеют меньшие продолжительности, но в них не наблюдается максимальных интенсивностей.

Таким образом, рассмотрение только часовой части ливня не оправдывается характером преобладающих дождей.

По-видимому, следствием ограниченности исходных данных явилось принятие в работах [1, 4] для всей территории СССР постоянного показателя редукции интенсивности осадков по продолжительности, равного 0,67.

В работе [3] на основании обработки записей самописцев дождей по 1962 г. для территории СССР построены кривые редукции слоя и интенсивности осадков за заданные интервалы времени в относительном выражении к суточным суммам осадков. В итоге получены значения этих характеристик различных обеспеченностей. Конечные результаты обобщены в табличной форме. Все многообразие условий формирования осадков для территории СССР представлено 34 районными кривыми. Зависимости рекомендованы для расчета максимальных расходов дождевых паводков при отсутствии наблюдений для водосборов с площадью ≤ 200 км².

Построение кривых редукции осадков в работе [3] выполнено с применением метода годостанций. Для районов Дальнего Востока, где дожди одновременно охватывают огромные территории и характеризуются большой длительностью, это может привести к включению в один статический ряд взаимозависящих величин. Обязательным условием составления рядов, как известно, является независимость их членов. Кроме того, построение кривых редукции в относительных величинах может скрывать их специфику и не позволить выявить зависимости параметров этих кривых от орOGRAPHических и климатических особенностей районов. Поэтому представляется, что наряду с этой методикой должны применяться и другие возможные пути исследования зависимости интенсивности осадков от продолжительности и повторяемости.

Некоторые специфические особенности зависимостей $\lg a_T = f(\lg T)$ были отмечены автором в работах [5, 6] только для станций Дальнего Востока. Поэтому представлялось необходимым распространить исследования и на другие районы СССР. Расчеты выполнены для опорных станций, расположенных в районах Валдайской возвышенности, на Карпатах и о. Сахалин.

Для построения этих зависимостей использовались записи самописцев всех дождей со слоем ≥ 10 мм за период наблюдений по 1969 г. включительно. Именно по этот год записи самописцев дождей обрабатывались гидрометслужбой по характерным точкам. Начиная с 1970 г. записи самописцев дождей обрабатываются по хронологическим 10-минутным интервалам. Это сглаживает природный ход изменения интенсивности осадков во времени.

Поэтому такие данные не пригодны для выявления особенностей зависимостей интенсивности от интервала времени. Указанные данные не могут быть и в дальнейшем использованы для изложенных целей. При этом из каждого дождя произведена выборка максимальных сумм за интервалы времени 1, 5, 10, 20, 40, 60, 90, 150, 300, 720, 1440 и 2880 мин. Практически дождей продолжительностью более двух суток (2880 мин) по результатам обработки материалов не встречалось. Затем из данных обработки всех дождей каждого года для заданных интервалов времени выбиралось одно значение максимального слоя. По этим данным составлялись статистические ряды. В отдельные годы отсутствовали дожди большой продолжительности или такие дожди наблюдались, но имели меньшие суммы, чем дожди малой продолжительности. В таких случаях в расчеты принимались дожди, давшие наибольшие суммы осадков.

Анализ записей самописцев дождей показал, что в некоторые годы самописцы работали в течение коротких промежутков времени, часть записей забракована. В таких случаях надежности максимальных сумм осадков оценивалась с использованием данных осадкомеров. Если в период работы самописца наблюдался суточный максимум и были другие значительные дожди, то данные обработки такого года включены в статистические ряды. В противном случае год не включался в ряд.

По рядам максимальных сумм каждого интервала времени вычислены статистические параметры H_{cp} , C_v , C_s . При этом коэффициенты асимметрии принимались из условия наилучшего соответствия теоретических и эмпирических кривых обеспеченности; как правило, оно достигалось при $C_v = 4C_s$. Наибольшие значения коэффициентов вариации наблюдаются для малых интервалов продолжительностей 1—10 мин, далее для продолжительностей до 720 мин. коэффициенты вариации уменьшаются.

Наименьшие значения расчетных максимальных слоев осадков любой продолжительности наблюдаются в равнинных районах, на наветренных склонах возвышенностей они достигают максимальных значений. Можно отметить также, что станции отдельно взятого физико-географического района имеют близкие значения параметров кривой обеспеченности. Это может служить основанием для районирования и определения расчетных характеристик осадков, средних для каждого района по опорным станциям. В табл. 2 приведены параметры кривых обеспеченности и расчетные характеристики дождей по опорным станциям районов для различных интервалов времени.

Расчетные характеристики дождей

Район, станция	Вы- сота, м	Чис- ло лет	Пара- метры	Расчетные характеристики дождей продолжительностью, мин											
				1	5	10	20	40	60	90	150	300	720	1440	2880
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Валдайская возвышенность															
Тажный	203	19	$H_{ср}$	1,39	6,10	9,96	14,3	18,9	21,5	23,0	23,8	25,4	29,5		
			C_v	0,80	0,68	0,58	5,57	0,54	0,50	0,59	0,57	0,55	0,47		
			$H_{1\%}$	5,61	21,4	30,8	43,4	54,8	59,5	71,8	74,6	75,6	77,7		
			$H_{набл}$	3,96	16,4	19,3	31,4	53,4	55,2	58,5	69,0	69,0	72,0		
Демянск	48	15	$H_{ср}$	2,38	6,55	8,45	10,4	12,2	13,3	15,3	17,4	20,1			
			C_v	0,50	0,41	0,46	0,43	0,43	0,41	0,38	0,45	0,42			
			$H_{1\%}$	6,83	15,6	21,6	25,6	29,6	31,4	34,6	46,1	50,8			
			$H_{набл}$	5,80	6,80	14,5	16,6	19,6	23,4	25,2	33,0	42,0			
Боровичи	92	15	$H_{ср}$	1,45	5,60	8,50	11,8	14,7	15,2	16,5	19,1	19,8			
			C_v	0,56	0,54	0,54	0,47	0,45	0,45	0,42	0,34	0,34			
			$H_{1\%}$	4,36	16,4	24,9	31,2	37,9	38,4	39,4	41,0	44,1			
			$H_{набл}$	3,30	10,8	16,8	21,4	24,4	25,2	31,5	31,5	31,5			
Крестцы	54	16	$H_{ср}$	0,85	3,80	6,40	8,86	11,0	12,4	13,7	17,4	19,2			
			C_v	0,80	0,75	0,68	0,61	0,57	0,52	0,50	0,48	0,48			
			$H_{1\%}$	3,41	14,4	22,4	28,4	32,3	35,4	37,9	47,6	51,6			
			$H_{набл}$	2,13	9,00	14,9	17,4	22,8	28,8	30,6	40,5	40,5			

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Карпаты															
Самбор	296	12	$H_{ср}$	1,55	6,85	11,4	16,2	19,4	21,3	23,5	26,7	31,5	44,0		
			C_v	0,44	0,30	0,27	0,24	0,27	0,26	0,27	0,33	0,31	0,39		
			$H_{1\%}$	3,89	13,3	20,9	28,0	35,5	39,1	43,0	55,0	63,6	101,0		
			$H_{набл}$	3,40	9,95	16,0	27,6	30,3	30,5	31,6	41,7	54,6	82,8		
Долина	471	16	$H_{ср}$	2,10	7,20	11,6	16,8	21,3	23,5	24,7	27,6	31,2			
			C_v	0,49	0,35	0,41	0,39	0,35	0,34	0,36	0,36	0,32			
			$H_{1\%}$	5,72	16,2	27,6	38,8	45,3	49,4	53,7	60,1	63,0			
			$H_{набл}$	5,00	12,8	22,0	29,6	31,3	33,6	37,2	50,1	52,5			
Славско	593	13	$H_{ср}$	1,86	6,70	10,3	14,4	17,7	19,7	22,7	26,0	31,8	41,8		
			C_v	0,57	0,44	0,37	0,24	0,30	0,31	0,33	0,30	0,25	0,27		
			$H_{1\%}$	5,67	16,8	23,0	25,0	34,4	39,0	46,7	50,4	56,1	78,0		
			$H_{набл}$	4,00	14,4	17,9	21,0	28,5	30,1	33,0	37,6	50,7	69,1		
Ужгород	224	14	$H_{ср}$	2,22	5,48	13,3	19,4	24,4	26,4	27,9	32,7	34,5			
			C_v	0,44	0,42	0,33	0,38	0,38	0,36	0,33	0,33	0,32			
			$H_{1\%}$	5,57	20,2	27,4	43,8	55,2	57,6	57,6	67,3	69,6			
			$H_{набл}$	4,25	13,8	21,7	37,0	46,1	49,9	50,7	51,1	51,1			
Свалява	205	11	$H_{ср}$	2,67	6,85	10,1	15,1	19,0	21,7	23,8	25,8	28,8			
			C_v	0,70	0,35	0,27	0,25	0,26	0,23	0,20	0,17	0,17			
			$H_{1\%}$	9,57	14,6	18,5	26,6	34,0	36,7	36,8	39,0	43,4			
			$H_{набл}$	7,40	12,6	13,8	20,4	25,6	28,6	31,5	33,0	33,0			

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Ясния	660	14	$H_{\text{ср}}$	2,88	8,96	12,3	16,4	19,6	21,8	23,8	26,8	29,8			
			C_v	0,66	0,36	0,36	0,41	0,44	0,42	0,37	0,33	0,27			
			$H_{1\%}$	9,88	19,5	26,8	39,2	50,0	52,7	52,7	53,1	54,3			
			$H_{\text{набл}}$	8,30	13,8	16,3	32,5	42,4	47,5	47,5	47,7	47,7			
о. Сахалин															
Адо-Тымово	64	13	$H_{\text{ср}}$	0,88	3,8	5,6	9,1	11,2	14,2	16,8	20,5	25,4	35,1	44,1	54,5
			C_v	1,00	0,93	0,84	0,96	0,80	0,66	0,62	0,61	0,48	0,41	0,40	0,38
			$H_{1\%}$	4,22	17,3	23,4	42,7	44,5	48,5	54,6	65,0	68,3	83,5	101,3	121,0
			$H_{\text{набл}}$	3,57	15,2	20,5	35,8	37,3	45,7	53,0	53,0	53,0	68,1	79,3	99,4
Взморье	3	11	$H_{\text{ср}}$	0,63	2,50	4,30	5,00	7,80	10,0	11,5	16,0	28,3	40,5	56,0	70,6
			C_v	0,51	0,58	0,64	0,55	0,64	0,50	0,48	0,45	0,46	0,45	0,32	0,23
			$H_{1\%}$	1,75	7,70	14,3	14,8	26,0	27,7	31,0	41,0	73,6	103	113	119
			$H_{\text{набл}}$	1,55	4,80	8,80	11,4	13,0	15,5	19,0	27,8	52,5	75,5	89,6	96,3
Холмск	27	12	$H_{\text{ср}}$	1,36	4,50	7,50	10,6	14,4	16,5	19,4	25,4	34,0	43,7	50,9	56,0
			C_v	0,69	0,33	0,35	0,36	0,34	0,35	0,34	0,32	0,35	0,33	0,31	0,30
			$H_{1\%}$	4,80	9,10	16,0	22,6	29,6	35,4	41,0	51,4	72,6	90,0	98,8	106
			$H_{\text{набл}}$	4,10	6,90	12,8	18,8	24,2	28,4	33,9	38,7	50,3	68,0	90,2	92,6

1	2	3	4	5
Корсаков	34	11	$H_{\text{ср}}$	1,01
			C_v	0,64
			$H_{1\%}$	3,38
			$H_{\text{набл}}$	2,65
Ильинский	17	11	$H_{\text{ср}}$	0,90
			C_v	0,97
			$H_{1\%}$	4,47
			$H_{\text{набл}}$	3,60
Александровск	18	19	$H_{\text{ср}}$	0,77
			C_v	0,60
			$H_{1\%}$	2,41
			$H_{\text{набл}}$	1,67
Южно-Сахалинск	22	16	$H_{\text{ср}}$	1,00
			C_v	0,55
			$H_{1\%}$	2,97
			$H_{\text{набл}}$	2,05

Продолжение табл. 2

6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
3,90	5,90	8,50	12,8	15,6	20,7	26,2	34,2	44,4	52,3	58,8
0,52	0,58	0,58	0,52	0,42	0,40	0,42	0,44	0,33	0,30	0,33
11,1	18,0	26,3	35,4	37,2	48,5	62,5	80,4	91,6	99,5	121
7,3	14,6	18,5	26,3	33,0	44,6	56,6	65,3	77,5	87,1	106
3,30	4,80	7,20	10,0	11,6	13,2	15,9	22,3	35,3	47,5	51,6
0,55	0,65	0,50	0,42	0,40	0,48	0,44	0,35	0,35	0,40	0,38
9,80	16,2	19,6	23,3	27,2	36,0	40,0	47,7	75,5	111	117
8,00	11,0	15,0	18,9	20,0	21,1	24,7	38,3	60,1	70,0	73,5
3,10	4,80	7,10	9,90	12,0	14,0	17,3	22,1	29,5	42,0	50,0
0,59	0,64	0,59	0,50	0,45	0,38	0,32	0,33	0,48	0,48	0,43
9,50	15,8	21,9	27,4	30,6	31,4	35,0	44,6	79,0	112	121
7,30	14,1	18,5	20,6	20,8	21,0	25,4	29,6	59,1	73,1	81,2
4,20	5,90	8,50	12,1	14,4	17,1	21,0	31,3	42,0	51,3	57,3
0,55	0,47	0,48	0,41	0,42	0,42	0,41	0,37	0,38	0,43	0,41
12,5	15,6	22,4	28,2	34,8	41,3	49,2	69,5	95,0	127	134
9,50	11,5	16,7	21,7	23,3	26,5	35,6	57,0	82,2	129,3	130,5

По полученным значениям обеспеченных сумм осадков построены зависимости вида

$$\lg a_{T,P} = f(\lg T), \quad (3)$$

примеры которых для ст. Боровичи приведены на рис. 1. Характерной особенностью их является нелинейность в диапазоне малых продолжительностей. Нелинейность зависимостей (3) наблюдается

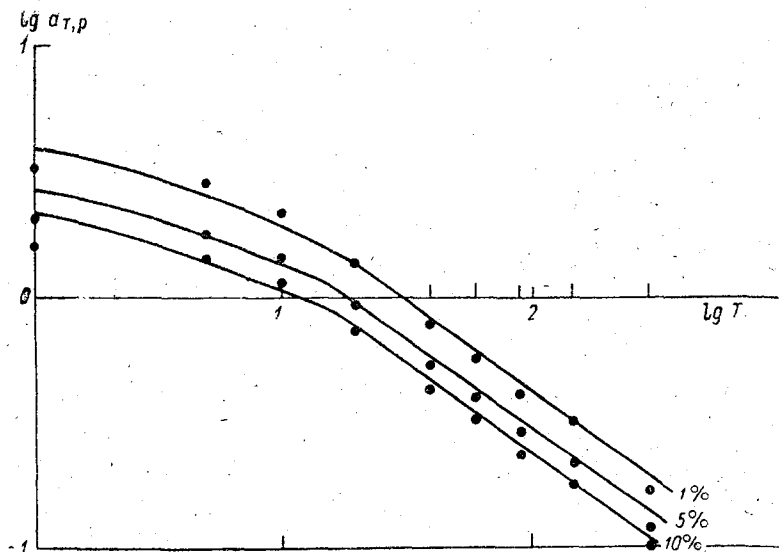


Рис. 1. Зависимость $\lg a_{T,P} = f(\lg T)$, ст. Боровичи

для всех станций, как равнинных, так и горных районов в Европейской и Азиатской частях. Она является, очевидно, следствием характера зависимостей для реальных дождей. На рис. 2 приведены примеры зависимостей реальных дождей для той же ст. Боровичи за случайно взятые 1959 и 1960 гг. Как видно из рисунка, почти все зависимости интенсивности от продолжительности для реальных дождей отличаются наличием ядра дождя с постоянной интенсивностью, равной максимальному значению.

Общий вид уравнений может быть представлен так:

$$a_{T,P} = \frac{S_P}{(T+1)^{n'}}, \quad (4)$$

где $a_{T,P}$ — максимальная интенсивность ливня P -% обеспеченности в мм/мин продолжительностью T мин; S_P — предельная фиктивная величина интенсивность обеспеченностью P -%; n' — показатель редукции интенсивности по продолжительности. Показатель редукции зависит от расчетного периода времени, т. е. $n' = f(T)$. В диа-

пазоне малых продолжительностей до одного часа показатель редукии изменяется от 0,10 до 0,40, для больших продолжительностей достигает значений 0,70—0,90. Практически при продолжительностях, больших одного часа, показатель редукии для каждой станции может быть принят постоянным.

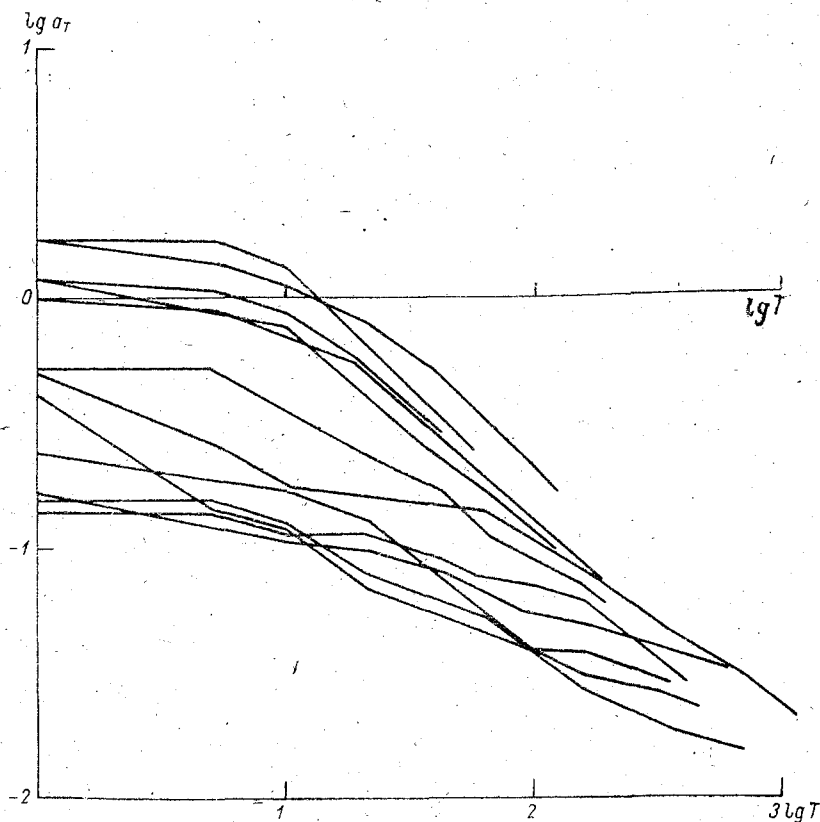


Рис. 2. Зависимости $\lg a_T = f(\lg T)$, ст. Боровичи

Непостоянство показателя редукии в формуле (4) может быть компенсировано включением в знаменатель параметра C , значение которого больше единицы. В этом случае следует ввести постоянное значение показателя редукии, определенное по прямой части зависимости (3). Формула (4) тогда может быть представлена в виде

$$a_{T, P} = \frac{S_p}{(T+C)^n}, \quad (5)$$

где C — параметр нелинейности зависимости, равный численному значению интервала времени, в течение которого наблюдается

дро ливня с интенсивностью, близкой к максимальному значению; n — показатель редукции прямолинейной части зависимости (3). Значение предельной интенсивности ливня зависит от расчетной повторяемости (рис. 3) и аналитически

$$S_p = A + B \lg N, \quad (6)$$

где A и B — географические параметры, N — расчетная повторяемость в годах.

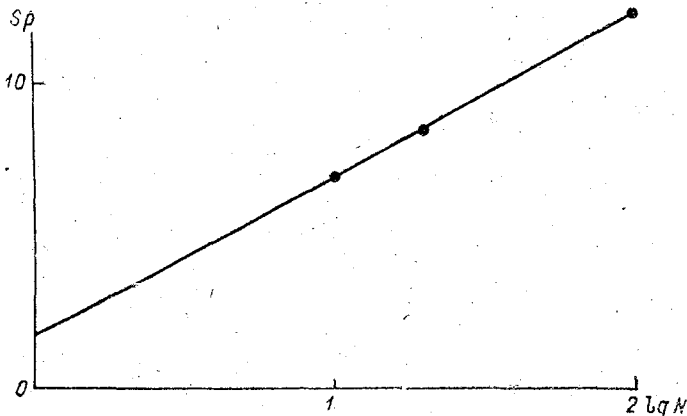


Рис. 3. Зависимость предельной фиктивной интенсивности дождей от расчетной повторяемости, ст. Боровичи

Максимальная интенсивность и слой ливня заданной продолжительности с учетом формул (5) и (6) могут быть вычислены:

$$a_{T, p} = \frac{A + B \lg N}{(T + C)^n}, \quad (7)$$

$$H_{T, p} = a_{T, p} T = \frac{(A + B \lg N) \cdot T}{(T + C)^n}. \quad (8)$$

Соотношение параметров S_p в формуле (5) с S в уравнении (1) можно получить, определяя их значения соответственно из формул (5) и (1) относительно заданной величины a_T . Как видно из структур формул, если параметр S в формуле (1) должен соответствовать предельной интенсивности ливня, т. е. $S = a_{1 \text{ мин}}$, то S_p в формуле (5) связан с предельной интенсивностью соотношением $a_{1 \text{ мин}} = \frac{S_p}{(T + C)^n}$, т. е. S_p больше предельной интенсивности ливня и представляет собой фиктивную характеристику.

В табл. 3 приведены параметры формул для опорных станций различных районов, а также сопоставлены вычисленные и «наблюдаемые» максимальные интенсивности и слои осадков за один час обеспеченностью один процент.

Таблица 3

Параметры формулы (7) для различных опорных станций

Район, станция	Вы- сота, м	n	C	A	B	Максимальная интенсивность, мм/ч, P=1%		Слой осадков мм/ч, P=1%	
						расч.	набл.	расч.	набл.
Валдайская возвышенность									
Таежный	203	0,71	4	2,8	7,5	5,67	5,61	56,2	59,5
Демянск	48	0,71	2	1,8	5,5	5,87	6,83	41,0	31,4
Боровичи	92	0,71	4	1,8	5,9	4,35	4,26	42,9	38,4
Крестцы	54	0,71	4	1,8	5,1	3,84	3,41	37,8	35,4
Карпаты									
Самбор	296	0,67	4	4,1	3,6	3,85	3,89	41,8	39,1
Долина	471	0,78	5	7,2	7,5	5,50	5,72	51,2	49,4
Славско	593	0,77	3	5,8	5,4	5,70	5,67	41,0	39,0
Ужгород	224	0,78	5	7,2	8,3	5,87	5,57	53,3	57,6
Свалява	205	0,76	2	7,6	5,2	7,84	9,57	47,0	36,7
Ясиня	660	0,78	4	7,4	10,0	7,82	9,88	63,9	52,7
о. Сахалин									
Адо-Тымово	64	0,72	5	1,0	7,5	4,40	4,22	47,3	48,5
Александровск	18	0,67	5	1,5	3,8	2,74	2,71	34,1	30,6
Ильинский	17	0,67	3	1,8	4,2	4,04	4,47	38,3	27,2
Взморье	3	0,67	8	1,0	5,0	2,53	1,75	39,0	27,7
Холмск	27	0,67	3	1,8	4,5	4,30	4,80	40,5	35,4
Южно-Сахалинск	22	0,67	5	1,0	4,5	3,41	2,97	36,8	34,8
Корсаков	34	0,73	7	2,7	6,6	3,48	3,38	44,3	37,2

При анализе изменений параметров по физико-географическим районам обнаруживается зависимость их от географического положения, высоты станции и экспозиции склона. Наибольшие значения параметра n в каждом районе имеют высокорасположенные станции. Параметр C также зависит от высоты и географического положения. Параметр A представляет собой значение ежегодно

повторяющейся максимальной интенсивности ливня, параметр B — степень изменчивости интенсивности по годам. Наибольшие значения этих параметров имеют в каждом климатическом районе высокогорно расположенные станции наветренных склонов.

Таким образом, все параметры зависят от высоты и географического положения станции. При этом станции равнин имеют показатели редукции интенсивности про продолжительности в пределах 0,65—0,70, т. е. близкие к рекомендациям ГГИ. Параметр C для этих станций изменяется в пределах 2—6 мин.

Станции, расположенные высоко в горах и в предгорьях, имеют значения параметров отличные от приведенных в рекомендациях ГГИ. Показатели редукции достигают значения 0,75—0,90, параметр C равен 5—8 мин.

Анализ изменения параметров каждого орографического района показывает, что они имеют зональные значения. Это может служить основанием для районирования и картирования значений параметров.

Для районов, слабо освещенных данными наблюдений, можно принять значения параметров в целом для каждого орографического района по опорным метеостанциям.

ЛИТЕРАТУРА

- Алексеев Г. А. Метод установления зависимости между интенсивностью, продолжительностью и повторяемостью ливней. Труды НИУ ГУГМС, сер. IV, вып. 1, 1941, с. 33—40.
- Богомазова З. П., Третьякова М. П. Ливни Дальнего Востока. Труды НИУ ГУГМС, сер. IV, вып. 2, 1941, с. 124—138.
- Руководство по определению расчетных гидрологических характеристик. Л., Гидрометеиздат, 1973, 111 с.
- Соколовский Д. Л. Речной сток. Л., Гидрометеиздат, 1968, 540 с.
- Соловьева Н. Н. Анализ и методика расчета осадков в бассейне верхнего и среднего Амура и методы расчета максимальных дождевых расходов воды. Труды ЛГМИ, вып. 11, 1961, с. 28—81.
- Соловьева Н. Н. Зависимость интенсивности осадков от их продолжительности и повторяемости в бассейне нижнего Амура. Труды ДВНИГМИ, вып. 29, 1968, с. 68—77.

АНАЛИЗ И РАСЧЕТ МИНИМАЛЬНОГО СТОКА В БАССЕЙНЕ р. КАМЧАТКИ

Изучение формирования минимального стока и разработка способов его расчета до начала шестидесятых годов производились недостаточно. Это в известной степени объяснялось менее широкой областью применения характеристик минимального стока по сравнению с другими характеристиками, потому что объектами водохозяйственного использования чаще всего были достаточно крупные реки, обеспечивающие промышленные и хозяйственно-бытовые потребности в воде в период межени за счет естественного притока.

В последнее время сведения о минимальном стоке приобрели важное значение ввиду использования малых рек для целей народного хозяйства.

В настоящей работе дается анализ минимального стока в бассейне р. Камчатки и рекомендации для расчета суточных и месячных минимальных расходов воды.

Минимальный сток в бассейне р. Камчатки

Регулярное изучение стока рек в бассейне р. Камчатки началось в сороковые годы, после организации Камчатского управления ГМС. В настоящее время на реках бассейна действует более 30 гидрометрических створов с различными по продолжительности периодами наблюдений.

Густота сети пунктов наблюдений за стоком составляет около 1500 км² на один пункт, что значительно выше общесоюзного значения (3910). Однако в условиях Камчатки показателем гидрологической изученности является не только количество пунктов наблюдений, но и их репрезентативность по отношению к весьма сложным условиям формирования речного стока. А здесь мы имеем дело с крайне неравномерно расположенными по территории станциями, которые в основном приурочены к долинам крупных рек.

Продолжительность наблюдений очень различна. Из 34 постов лишь 14 имеют период наблюдений ≥ 15 лет. Более 30 лет имеют всего 6 пунктов.

Слабо изучены горные районы, малые водотоки (с площадью водосбора менее 100 км²), а они составляют около 90% от общего числа рек.

В табл. 1 приводятся сведения о пунктах наблюдений в бассейне р. Камчатки, которые использованы для анализа минимального стока.

Проведенный анализ минимального стока показал, что в бассейне р. Камчатки период низкой водности (межень) продолжается 4—5 месяцев — от начала ледообразования до весеннего ледохода. В этот период основным источником питания рек являются подземные воды. Для подземного стока в общем питании реки довольно значительна и колеблется от 44 до 62% (для среднего по водности года). Наиболее интенсивная разгрузка подземных вод в речную сеть приурочена к высотной зоне 400—600 м, где наиболее развита речная сеть.

Минимальные расходы воды по территории изменяются в широких пределах. Среднемесячные минимальные модули стока (многолетние) изменяются от 5—7 л/с с 1 км² в средней части бассейна до 8—10 л/с с 1 км² в верхней и нижней его частях (табл. 1).

Таблица 1

Сведения о постах, данные которых использованы в работе

Река — пункт	Площадь <i>F</i> , км ²	Высота <i>H</i> _{ср} , м	Период наблюдений <i>n</i> лет*	Средние много- летние зна- чения <i>M</i> ₀ , л/с	
				суточные	месячные
Камчатка — Верхнекам- чатск	3700	652	34	11,0	11,6
Камчатка — Долиновка	12000	649	34	6,5	7,1
Камчатка — Береговое	18900	600	33	6,7	7,0
Камчатка — Козыревск	32500	634	35	6,2	6,5
Камчатка — Ключи	45000	595	40	7,9	8,2
Камчатка — ур. Большие Шеки	51000	584	33	8,1	8,4
Кирганик — Кирганик	1530	756	22	4,7	5,3
Итильгина — переправа	2330	620	11	4,7	5,3
Итильгина — 0,5 км от устья	1430	550	14	4,1	5,2
Цапина — Шапино	3350	704	23	4,7	5,4
Полбачик — Толбачик	1480	800	22	2,0	2,4
Козыревка — Быстрый	4480	530	14	5,7	6,2
Зловка — Харчино	8200	470	15	8,8	9,0
Радуга — Нижнекам- чатск	1040	290	18	9,0	9,8
Камчатка — Пушино	896	—	15	6,2	7,9
Долиновка — Долиновка	27	—	16	4,4	5,7

* Период наблюдений использован включительно до 1970 г.

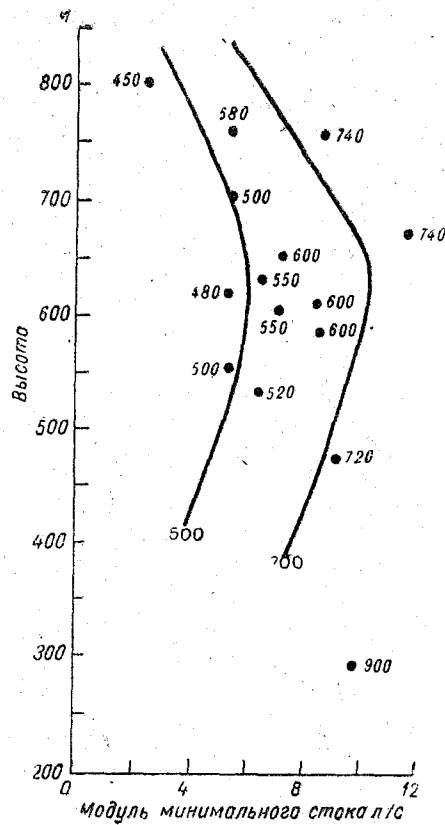


Рис. 1. Зависимость модуля минимального месячного стока от средней высоты бассейна и годовой суммы осадков (в мм)

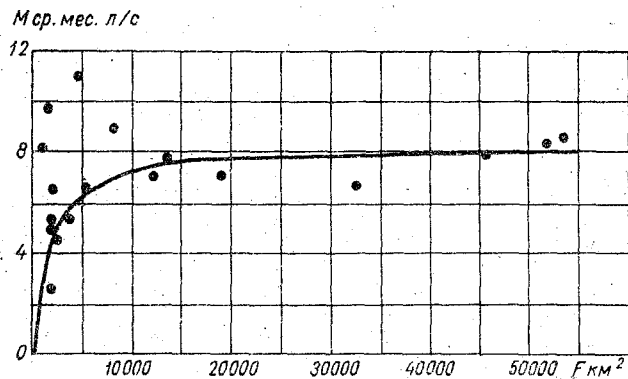


Рис. 2. Зависимость минимального месячного стока от площади водосбора

Такое различие объясняется как геологическим строением территории, так и климатическими условиями. Об этом можно судить по зависимости модуля минимального стока от средней высоты бассейна и годовой суммы осадков (рис. 1).

Зависимость минимального месячного стока от площади водосбора обнаруживается для рек с площадями более 6000 км² (рис. 2).

Между средними многолетними модулями минимального стока (месячными и суточными величинами) имеется тесная связь, которая выражается линейным уравнением

$$m_c = (m - 0,5) \text{ л/с с } 1 \text{ км}^2, \quad (1)$$

где m_c — минимальный суточный модуль стока; m — минимальный месячный модуль стока.

Довольно удовлетворительная связь между минимальным реднесуточным модулем стока и нормой стока, аналитическое выражение которой

$$m_c = 0,5 M_0 - 1,6, \quad (2)$$

где M_0 — норма стока.

Расчет минимального стока в бассейне р. Камчатки

1. При наличии данных наблюдений

Минимальный сток рек в бассейне р. Камчатки наблюдается в зимний период.

Для расчета основных статистических характеристик минимального стока были использованы данные наблюдений по 14 островам с продолжительностью наблюдений 15 лет и более (табл. 1).

По материалам наблюдений были подсчитаны обычными способами математической статистики параметры кривых обеспеченности Q_0 , C_v и подобрано соотношение C_s и C_v для минимального месячного и суточного стока.

Как показал анализ полученных материалов, для массовых расчетов минимального стока следует принимать соотношение $C_s = 2C_v$.

Вычисленные основные параметры теоретических кривых обеспеченности минимального стока приведены в табл. 2. По этим данным можно сделать вывод о влиянии на изменчивость минимального стока C_v таких факторов, как площадь водосбора и геологическое строение. Минимальные значения C_v месячного стока зафиксированы в нижнем течении р. Камчатки — происходит уменьшение C_v к устью: с. Береговое — 0,12, г. Козыревск — 0,10,

Нижнекамчатск — 0,09. Это несомненно влияние площади водосбора. Самая низкая величина C_v наблюдается на р. Еловка — 0,08, то объясняется распространением здесь трещиноватых лавовых пород. Максимальное значение $C_v = 0,25$ наблюдается в бассейне Долиновки.

Основные расчетные параметры минимального стока в бассейне р. Камчатки

Река — пункт	F, мм ²	Число лет наблюдений	Месячный сток				Суточный сток			
			Q _{ср} , м ³ /с	M _{ср} , л/с	C _v	Q _{набл} , м ³ /с	Q _{ср} , м ³ /с	M _{ср} , л/с	C _v	Q _{набл} , м ³ /с
Камчатка — Пушино	896	15	7,03	7,86	0,17	5,22	5,54	6,17	0,18	3,60
Камчатка — Верхнекамчатск	3 760	34	44,3	11,8	0,10	38,2	39,2	10,4	0,11	31,5
Камчатка — Долиновка	12 000	34	84,4	7,03	0,16	52,5	80,5	6,70	0,16	53,2
Камчатка — Береговое	18 900	33	132	6,98	0,12	101	122	6,46	0,13	80,2
Камчатка — Козыревск	32 500	35	210	6,46	0,11	146	200	6,15	0,13	120
Камчатка — Ключи	45 600	40	366	7,85	0,10	295	341	7,48	0,12	265
Камчатка — Большие Щеки	51 600	33	426	8,26	0,09	363	408	7,90	0,13	300
Камчатка — Нижнекамчатск	53 200	21	438	8,25	0,09	351	416	7,84	0,11	328
Кирганик — Кирганик	1 430	22	7,57	5,28	0,19	4,86	6,36	4,45	0,25	2,34
Долиновка — Долиновка	27	16	0,153	5,66	0,25	0,082	0,120	4,45	0,37	0,047
Щапина — Щапино	3 350	23	18,4	5,50	0,16	10,4	15,4	4,59	0,21	7,04
Толбачик — Толбачик	1 480	22	3,50	2,36	0,20	1,94	2,85	1,93	0,20	1,72
Еловка — Харчино	8 200	15	75,5	9,21	0,08	65,2	71,2	8,70	0,06	63,1
Радуга — Нижнекамчатск	1 040	18	10,4	10,0	0,11	8,27	9,45	9,07	0,13	7,70

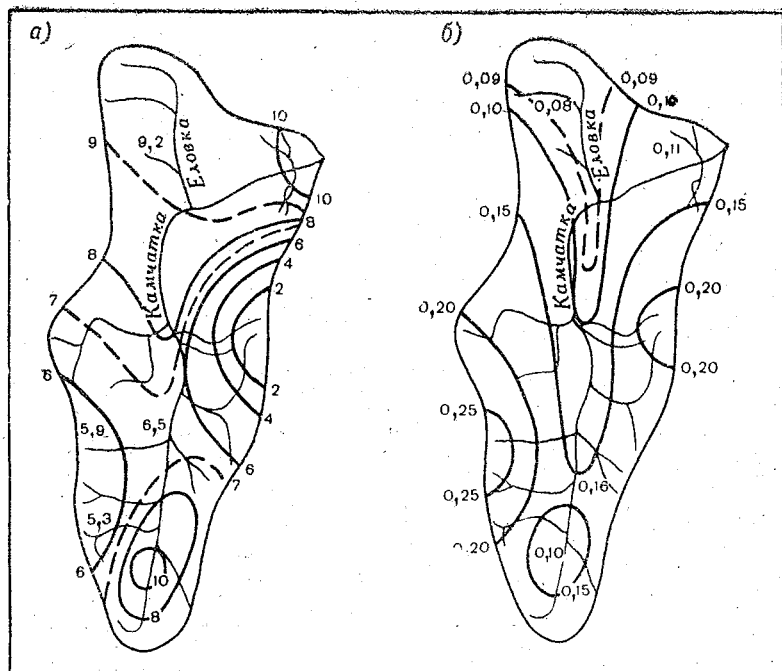
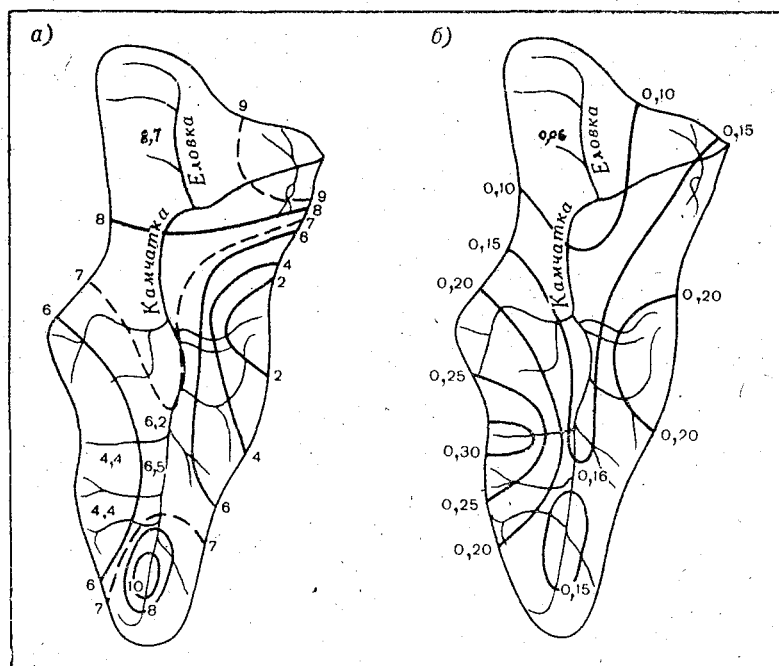


Рис. 3. Схематическая карта распределения среднегодового минимального месячного стока M (а) и его коэффициента вариации C_v (б)



* Рис. 4. Схематическая карта распределения среднегодового минимального суточного стока M (а) и его коэффициента вариации C_v (б)

Аналогичная картина в изменении C_v суточных минимальных модулей стока, только величина их здесь несколько выше.

Полученные расчетные параметры минимального стока использованы для построения схематических карт распределения C_v и среднемноголетних величин месячного и суточного минимального модуля стока M_0 (рис. 3, 4). Получить четкие зависимости этих величин от различных физико-географических и гидрологических характеристик не удалось.

2. При отсутствии данных наблюдений

Расчет минимального стока при отсутствии данных наблюдений производится по утвержденным указаниям СН 435-72 [5], согласно рекомендаций по картам и эмпирическим формулам. Однако СН 435-72 не исключают возможности исследований и уточнения предлагаемых методов расчета с учетом местных особенностей.

В связи с этим были проведены поверочные расчеты для выбранных 14 створов при условии отсутствия данных наблюдений по СН 435-72 и полученным в результате обработки данных наблюдений, карт распределения M_0 и C_v при $C_s = 2C_v$. При этом определялись средние ошибки при расчетах и наибольшие. Результаты этих поверочных расчетов сравнивались с данными наблюдений и приведены в табл. 3.

Анализ полученных результатов позволяет сделать следующий вывод.

Расчеты по СН 435-72 дали средние ошибки 16,4 и 17,5% соответственно для месячного и суточного минимального стока, а максимальную — 48% и 40%.

Расчеты по полученным в работе картам показали средние ошибки 5,5 и 7,0% при максимальной 18,0 и 16,7%, также соответственно для суточного и месячного минимального стока.

Это можно объяснить тем, что СН в своих рекомендациях не могут учесть все особенности в бассейне такой крупной реки, как р. Камчатка, в связи с этим в рекомендациях нет детальной дифференциации по территории.

Выполненные в работе расчеты позволили при составлении карт C_v и M_0 учесть индивидуальные особенности всех притоков с учетом климатических особенностей и геологического строения.

В связи с этим можно рекомендовать полученные карты распределения C_v и среднемноголетнего минимального стока (месячного и суточного) для практических расчетов на неизученных реках в бассейне р. Камчатки.

Сводная таблица результатов расчетов минимального стока (л/с) в бассейне р. Камчатки (среднеголетнего)

Река — пункт	F, км ²	По наблюдениям		По СН 435-72				По предложенной карте			
		30-днев- ные	суточ- ные	30-днев- ные	ошибка %	суточ- ные	ошибка %	30-днев- ные	ошибка %	суточ- ные	ошибка %
Камчатка — Пушино	896	7,86	6,17	7,49	0,9	6,73	2,9	8,0	1,8	7,2	1,7
Камчатка — Верхнекам- чатск	3 760	11,8	10,4	10,40	3,7	9,31	2,5	11,0	6,8	10,9	3,8
Камчатка — Долиновка	12 000	7,03	6,70	6,50	7,2	5,82	1,4	7,0	0,4	7,7	15,0
Камчатка — Береговое	18 900	6,98	6,46	5,10	18,3	4,58	20,0	7,5	7,4	6,5	0,6
Камчатка — Козыревск	32 500	6,46	6,15	5,40	20,3	4,86	11,1	6,6	2,2	6,6	7,3
Камчатка — Ключи	45 000	7,85	7,48	5,90	18,6	5,34	20,6	7,0	10,8	7,5	0,3
Камчатка — Большие Щеки	51 600	8,26	7,90	7,00	7,9	6,29	10,0	7,8	5,6	7,6	3,8
Камчатка — Нижекам- чатск	53 200	8,25	7,80	7,20	5,2	6,47	8,5	8,0	3,9	7,1	9,4
Кирганик — Кирганик	1 430	5,28	4,45	3,35	24,7	2,11	40,0	5,5	4,2	5,0	12,3
Долиновка — Долиновка	27	5,66	4,45	2,30	48,0	3,79	30,4	6,0	6,0	5,0	12,3
Щапина — Щапино	3 350	5,50	4,59	4,20	11,6	3,02	19,7	5,0	9,1	4,2	8,5
Толбачик — Толбачик	1 480	2,36	1,93	1,31	33,1	11,8	26,2	2,0	18,0	2,0	3,6
Еловка — Харчино	8 200	9,21	8,70	8,20	4,4	7,40	10,0	9,4	2,1	9,0	3,4
Радуга — Нижекам- чатск	1 040	10,0	9,07	7,50	17,2	6,74	26,0	10,8	0,0	9,0	0,8
Среднее					16,4		17,5		5,5		7,0
Наибольшее					48,0		40,0		18,0		16,7

ЛИТЕРАТУРА

1. Важинов А. М., Кумани М. В. Меженный сток Камчатки. Вопросы оценки и взаимосвязи поверхностных и подземных вод и качества воды. Изд. МГУ, 1972, с. 142—151.
 2. Владимиров А. М. Минимальный сток рек СССР. Л., Гидрометеониздат, 1970, 250 с.
 3. Кондратюк В. И. Климатический очерк Камчатки. Труды Петропавловской ГМО, вып. 1. Магадан, 1971, с. 3—15.
 4. Соколовский Д. Л. Речной сток. Л., Гидрометеониздат, 1968, с. 249—261.
 5. Указания по определению расчетных гидрологических характеристик. СН 435-72. Л., Гидрометеониздат, 1972, 18 с.
-

МИНИМАЛЬНЫЙ СТОК РЕК СЕВЕРНОГО САХАЛИНА

Изучение минимального стока рек Северного Сахалина проводилось кафедрой инженерной гидрологии ЛГМИ совместно с Сахалинским управлением гидрометслужбы в 1966—1969 гг. В этих работах принимали участие студенты старших курсов института.

Районы исследований включали полуостров Шмидта (бассейны рек Пильво, Тропто); участок трассы нефтепровода г. Оха — Погиби (бассейны рек Волчанки, Лангры, Большой); реки восточного побережья на участке от г. Оха до г. Ноглики. На территории указанных районов имеется 12 стационарных пунктов наблюдений по стоку с период от 3 до 10 лет.

Недостаточная гидрологическая изученность привела к необходимости организации 32 временных гидрометрических постов, на которых определялся сток в периоды летней и зимней межени 1966—1968 гг.

Рассматриваемая территория представляет собой холмисто-увалистую равнину с довольно мягкими очертаниями и средними высотами в 80—150 м. Наиболее крупными реками этой части острова являются: Большая, Волчанка, Пильво, Черная Лангры, Кадылань, Пильтун, Вал. Площади бассейнов рек изменяются от 11,4 до 1420 км².

При анализе условий формирования минимального стока малых рек важнейшее значение имеют гидрогеологические условия. На севере острова выделяются два водоносных комплекса:

- 1) комплекс современных и верхнечетвертичных аллювиальных отложений, развитый по долинам рек Лангры, Пильтун, Сахалинка, Кадылань. Положение зеркала грунтовых вод здесь подчинено рельефу и имеет падение от бортов долин к руслу. Глубина залегания подземных вод 1—5 м, дебит 0,05—0,2 м³/с реже до 2 м³/с;
- 2) комплекс плиоценовых отложений — распространен почти повсеместно.

Водовмещающие породы представлены песками с редкими прослойками галечников. Разгрузка подземных вод в виде родников осуществляется в долины и русла рек, нередко через дно последних, о чем можно судить по увеличению расходов ручьев, рек на участках, лишенных боковой приточности. Режим родников харак-

теризуется относительным постоянством, что, помимо равнинности территории, объясняется большой площадью распространения водовмещающих пород. Глубина залегания подземных вод в долинах рек 0,1—5,0 м, на склонах и водоразделах 5—15 м.

Водоносный комплекс отложений морских террас окаймляет западное и восточное побережье. Глубина залегания подземных вод 0,6—12 м.

В современных отложениях баров и пляжей встречаются линзы пресных вод (нижняя часть бассейна р. Сахалинки). Глубина их залегания 0—0,5 м.

Для рек северной части острова Сахалин путем расчленения гидрографов были определены характеристики подземного стока. Отмечаются высокие значения среднегодовых модулей подземного стока изменяющиеся от 5 до 19 л/с, с максимумом в бассейне р. Сейсмиков, где доля подземного стока от годового достигает 80%. На реках Сахалинка, Эрри, Кадыланы, Пильтун среднегодовые модули подземного стока составляют 6—9 л/с, доля же подземного стока от годового изменяется от 40 до 60%. Более высокие значения модулей подземного стока отмечены на реках Лангры (11,6 л/с), Лагуринка (14,0 л/с); на этих реках доля подземного стока повышается до 70%.

Колебания величин модулей подземного стока можно объяснить характером слагающих бассейн почвогрунтов, мощностью водоносных горизонтов и условиями дренирования подземных вод эрозийной сетью. Приводимые данные о величинах подземного стока ориентировочные, так как основаны на наблюдениях 5—10 лет.

Исходя из установленной рядом исследователей связи между объемом подземного бассейна и размером поверхностного водосбора реки, в основу расчета минимального стока положена его зависимость от площади бассейна реки [3]. Для определения нормы минимального 30-дневного и суточного стока (летнего и зимнего) был использован рекомендованный указаниями СН 346-66 метод отношений [7]. В качестве бассейна-аналога использовалась р. Тымь — с. Адо-Тымово с периодом наблюдений с 1937 по 1968 г. Полученные средние многолетние характеристики минимального стока позволили установить расчетные зависимости для рек с $F > 50 \text{ км}^2$ следующего вида:

$$\bar{Q}_{30} = 0,0114 F \text{ м}^3/\text{с} \text{ — летний период;}$$

$$\bar{Q}_{30} = 0,0073 F \text{ м}^3/\text{с} \text{ — зимний период.}$$

Эти зависимости отличаются от рекомендованных в указаниях по определению расчетных минимальных расходов описываются не параболическими, а линейными уравнениями.

Между среднесуточными минимальными суточными и 30-дневными расходами имеется связь вида:

$$\overline{Q}_{\text{ср. сут.}} = 0,91 \overline{Q}_{30} \text{ — летний период;}$$

$$\overline{Q}_{\text{ср. сут.}} = 0,96 \overline{Q}_{30} \text{ — зимний период.}$$

В связи с однообразностью территории Северного Сахалина изменности в климатическом и геоморфологическом отношении и сравнительно маломеняющейся в течение года величиной подземного стока можно высказать предположение о наличии однородности статистических выборок зимних и летних суточных минимумов стока. Если такое предположение подтвердится, то это позволит объединить выборки и тем самым повысить точность определения минимального стока. Для анализа однородности рядов наблюдений широко применяются как параметрические, так и непараметрические критерии [1, 2, 4, 5, 6]. Предпочтительность последних заключается в их простоте и, что более существенно, в возможности применения их при любом виде распределения. Указанные критерии позволяют принимать или отвергать нулевую гипотезу, т. е. допущение о том, что рассматриваемые выборки, состоящие из летних $F(x)$ и зимних $F(y)$ минимальных среднесуточных расходов относятся к одной совокупности. Для критериев проверки выбирался 5%-ный уровень значимости. Проверка гипотезы отвергалась, если величина критерия превосходила принятый уровень значимости.

Проверка однородности двух выборок минимального стока первоначально проводилась по критерию Ван-дер-Вардена [2], основанного на упорядочении данных наблюдений случайной величины $x_1, x_2, x_3, \dots, x_q$ и $y_1, y_2, y_3, \dots, y_h$, где $q+h=n$.

Величины двух выборок x и y располагались в порядке их возрастания в общий ряд с обозначением: r_i — порядковые номера (ранги) x_i и s_i — порядковые номера y_i .

Статистика x критерия Ван-дер-Вардена представляет собой сумму

$$x = \psi \left\{ \frac{r_1}{n+1} \right\} + \psi \left\{ \frac{r_2}{n+1} \right\} + \dots + \psi \left\{ \frac{r_q}{n+1} \right\},$$

где предполагается, что $q < h$.

Для контроля вычисляется величина

$$x' = \psi \left\{ \frac{s_1}{n+1} \right\} + \psi \left\{ \frac{s_2}{n+1} \right\} + \dots + \psi \left\{ \frac{s_h}{n+1} \right\}.$$

Нулевая гипотеза отвергается, когда x превышает табличное значение, соответствующее 5%-ному уровню значимости. Выполненные расчеты для 8 рек Северного Сахалина (табл. 1)

К оценке однородности минимального суточного летнего и зимнего стока

Река	Пункт	$F, \text{ км}^2$	$n = q + h$	Критерий Ван-дер-Вардена		Критерий Смирнова		Критерий F -распределенная		Критерий Стьюдента	
				x	Оценка	D	Оценка	F	Оценка	t	Оценка
Александровка	Корсаковка	167	34	7,23	—	0,53	$\pm$	3,62	—		
Сахалинка	Оха	22,7	20	4,58	—	0,47	+	2,23	+	2,50	—
Эрри	Тунгор	11,4	20	5,66	—	0,74	—	1,81	+	3,79	—
Лагуринка	Лагури	13,4	20	4,49	—	0,55	+	1,57	+	2,97	—
Сейсмиков	Сабо	15,0	18	3,30	+	0,56	+	3,18	+	1,70	+
Пильтун	Пильтун	480	20	7,13	—	0,81	—	1,35	+	5,86	—
Лангры	4-й пост	487	18	5,33	—	0,72	$\pm$	1,89	+	3,63	—
Кадылань	Кадылань	434	18	3,32	—	0,82	—	2,53	+	5,67	—

Примечание. Знак «плюс» свидетельствует об однородности выборок, дисперсий, центров распределений; знак «плюс-минус» означает, что однородность выборок сомнительна; знак «минус» отвергает соответствующую гипотезу про-

твергают предположение о принадлежности рядов минимального и летнего суточного стока к одной генеральной совокупности в семи случаях. Только в бассейне р. Сейсмиков отмечается однородность распределения минимумов.

Для проверки гипотезы принадлежности двух независимых выборок одной и той же генеральной совокупности использовался также критерий Смирнова. В качестве приближений к теоретическим функциям распределения рассматриваются эмпирические функции $F_q(x)$ и $F_h(y)$, за меру их расхождения приняты наибольшие разности

$$D_{q,h} = \max |F_q(x) - F_h(y)|.$$

В случае, когда гипотеза справедлива, величина $D_{q,h} \sqrt{\frac{qh}{q+h}}$ подчиняется приближенно закону распределения Колмогорова (λ) [4]. Критерием однородности является величина вероятности $= 100 [1 - R(\lambda)] \%$.

Предположение о принадлежности выборок к одной генеральной совокупности отвергается или является сомнительным для большинства рек, за исключением рек Сахалинка, Лагуринка, Сейсмиков (табл. 1). К этим выводам следует отнестись с осторожностью, так как они получены по сравнительно коротким выборкам.

Проверка причин неоднородности летних и зимних суточных минимумов стока велась путем сравнения дисперсий и центров распределений выборок. Для проверки однородности дисперсий по независимым выборкам использовалось F -распределение [4]. Критерий проверки величина $F = \frac{\sigma_1^2}{\sigma_2^2}$, где в качестве числителя использовалась большая из двух несмещенных оценок дисперсий. Распределение зависит только от числа степеней свободы: $= q - 1$ и $k_2 = h - 1$. Гипотеза однородности дисперсий отвергается только для р. Александровки — п. Корсаковка.

Для проверки равенства (однородности) двух центров распределения (или двух средних) в случае равенства дисперсий применяется критерий Стьюдента:

$$t = \frac{\bar{y} - \bar{x}}{\sqrt{q\sigma_x^2 + h\sigma_y^2}} \sqrt{\frac{qh(q+h-2)}{q+h}}.$$

Расхождение между центрами распределений считается значимым, если $|t| > t_{\alpha,h}$, где α — уровень значимости; $= q + h - 2$ — число степеней свободы.

Установлено, что основной причиной неоднородности рядов минимального летнего и зимнего стока, за исключением р. Сейсми-

ков, является значимое расхождение между центрами распределений. Применение критерия Стюдента, строго говоря, допустимо только для нормально распределенных выборок. Однако, как отмечает В. Ф. Крюков [6], для критерия Стюдента это требование и является жестким.

Заключение

Выполненная работа позволила уточнить расчетную формулу по определению среднегогодовых 30-дневных и суточных минимальных расходов на неизученных реках Северного Сахалина. Предложенные формулы для расчета минимального стока реки в зимний период существенно отличаются от рекомендованных в указаниях [7].

Проведена оценка однородности статистических выборок зимних и летних суточных минимумов стока с помощью непараметрических критериев. Для большинства рек объединяемые выборки неоднородны, причиной чего является значимое расхождение между центрами распределений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Большев Л. Н., Смирнов Н. В. Таблицы математической статистики. М., «Наука», 1965, 464 с.
2. Ван-дер-Варден Б. Л. Математическая статистика. Перевод с нем. М., Изд-во иностр. л-ры, 1960, 434 с.
3. Владимиров А. М. Минимальный сток рек СССР. Л., Гидрометеиздат, 1970, 215 с.
4. Дунин-Барковский И. В., Смирнов Н. В. Теория вероятностей математическая статистика в технике (общая часть). М., ГИТТЛ, 1955, 556 с.
5. Красник М. Г., Лившиц И. М. Расчет многолетних колебаний минимального стока. Сб. «Водное хозяйство Белоруссии», вып. 1. Минск «Высшая школа», 1971, с. 20—29.
6. Крюков В. Ф. Статистические критерии проверки гипотезы однородности двух выборок. Труды ГГИ, вып. 196, 1973, с. 97—123.
7. Указания по определению расчетных минимальных расходов воды рек при строительном проектировании. СН 346-66. Л., Гидрометеиздат, 1966, 17 с.

Т. А. СОКОЛОВА

ТИПИЗАЦИЯ ИНТЕГРАЛЬНЫХ КРИВЫХ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЭЛЕМЕНТАРНЫХ ПЛОЩАДЕЙ ОДНОВРЕМЕННОГО СТЕКАНИЯ

(к расчету по генетической формуле стока)

Как известно, общая линейная схема формирования паводка в результате суммирования элементарных расходов, образующихся в разных частях бассейна, описывается генетической формулой стока

$$Q_t = \int_0^{t=\tau} h_{t-\tau} f_{\tau} d\tau, \quad (1)$$

где f_{τ} — кривая распределения элементарных площадей одновременного стекания; $h_{t-\tau}$ — осадки, равномерно орошающие бассейн, или водоотдача.

Из-за сложности и трудоемкости расчетов по определению элементарных площадей одновременного стекания этот метод не получил широкого применения.

Однако генетическая основа метода заслуживает того, чтобы наряду с другими также использовался в гидрологической практике.

И не случайно в последние годы на страницах гидрологической печати все чаще появляются работы, посвященные внедрению генетического метода в практику.

Так, исследования И. А. Железняка [2] позволили на основании анализа и обобщений русловых емкостей малых рек Украины разработать способ простого определения русловой емкости для любого участка малой реки при отсутствии морфометрических данных, что позволяет упрощенно решать различные задачи движения воды в речном русле. Разработана методика определения водоотдачи речного бассейна в периоды весеннего половодья по стоку малых рек. Составлена программа счета на ЭВМ М-20, примене-

ние которой устраняет недостатки способа определения водотока — трудоемкость вычислений.

В статье И. Ф. Горошкова [1] отмечено, что располагая типичными кривыми площадей одновременного стекания, отвечающим определенным типам бассейнов, представленными в относительных единицах, и зная площадь бассейна, длину водотока до наиболее удаленной точки, гидрограф скоростей стекания и ход водоотдачи можно рассчитать гидрограф генетическим методом и без построения изохрон, что в значительной степени уменьшит трудоемкость вычислений генетическим методом.

В данной статье приводится попытка типизации интегральных кривых распределения элементарных площадей одновременного стекания по конфигурации водосбора.

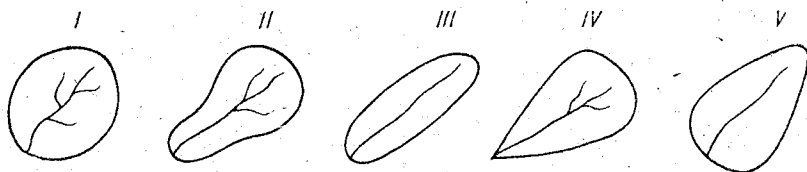


Рис. 1. Типы конфигурации водосборов:

I — круговой; II — грушевидный; III — вытянутый; с развитой речной сетью в верхней (IV) и нижней (V) части бассейна

Водосборный бассейн является одной из главных гидрологических характеристик и определяется прежде всего своим контуром, имеющим некоторую форму и ограничивающим некоторую поверхность [4]. Очевидно, эта форма оказывает влияние на общий стои и особенно на характер гидрографа от какого-либо дождя. Если два речных бассейна характеризуются одинаковыми площадями водосборов, но один из них имеет длинную, вытянутую форму, а форма второго близка к круглой, то продолжительность половодья в первом бассейне будет больше, а высота пика меньше, чем во втором. В вытянутом бассейне общий вид волны половодья будет более сглаженным и выравненным, в сравнении с половодьем формирующимся в бассейне с округлым очертанием. Такое различие в характере половодья объясняется тем, что время добега частиц воды от наиболее удаленных точек бассейна к замыкающему створу в вытянутом бассейне имеет большие значения, чем в бассейне с округлой формой очертания, где вода к замыкающему створу поступает почти одновременно со всех частей водосбора образуя высокий пик [3].

В природе встречается значительное множество различных конфигураций водосборов; некоторые из них встречаются довольно часто. На рис. 1 приведены наиболее часто встречающиеся конфигурации водосборов.

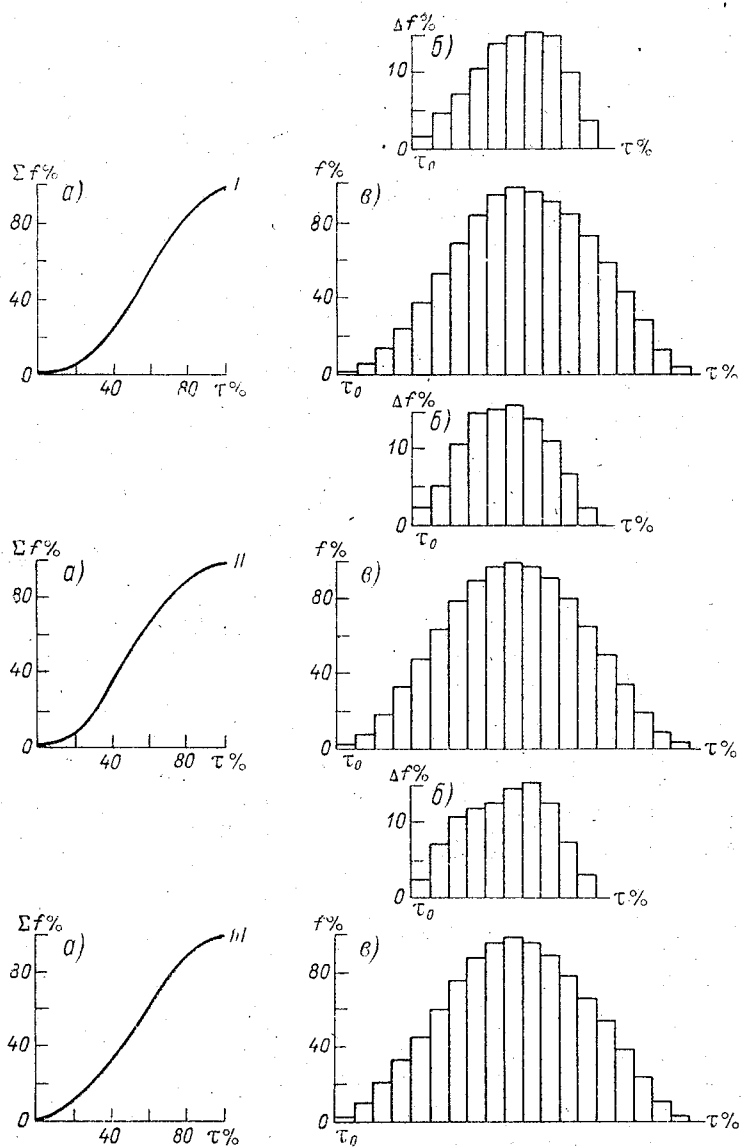


Рис. 2. Распределение интегральных кривых (а), элементарных площадей (б) и площадей одновременного стекания при $\tau = t_b = 10 \tau_0$ (в).

Римские цифры у кривых — типы конфигурации водосборов

Координаты типовых кривых распределения элементарных площадей стекания и интегральных кривых

Площади стекания, %	Время добегания τ , %																			
	5	10	15	20	25	30	35	40	45	50	55	60	65	70	75	80	85	90	95	100

I тип — круговые водосборы

Δf	0,7	1,0	1,8	3,1	3,4	4,2	5,1	5,8	6,6	7,5	8,0	7,3	7,4	8,3	8,7	6,5	6,0	4,5	2,9	1,2
$\Sigma \Delta f$	0,7	1,7	3,5	6,6	10,0	14,2	19,3	25,1	31,7	39,2	47,2	54,5	61,9	70,2	78,9	85,4	91,4	95,9	98,8	100

II тип — грушевидные водосборы

Δf	0,7	1,7	1,9	3,4	4,8	6,1	7,4	7,7	7,7	7,8	7,8	8,2	7,4	6,9	6,2	5,1	4,3	2,7	1,5	0,7
$\Sigma \Delta f$	0,7	2,4	4,3	7,7	12,5	18,6	26,0	33,7	41,4	49,3	57,0	65,2	72,6	79,5	85,7	90,8	95,1	97,8	99,3	100

III тип — вытянутые водосборы

Δf	0,9	1,7	3,2	4,1	5,1	5,9	6,1	6,0	6,1	6,7	7,1	7,8	8,1	7,5	7,1	5,8	4,2	3,4	2,2	1,0
$\Sigma \Delta f$	0,9	2,6	5,8	9,9	15,0	20,9	27,0	33,0	39,1	45,8	52,9	60,7	68,8	76,3	83,4	89,2	93,4	96,8	99,0	100

Отметим, что, прежде чем определять тип конфигурации водосбора рекомендуется по возможности выровнять контур бассейна, так как небольшие изгибы не оказывают заметного влияния на сток в масштабе всего бассейна.

В работе с целью установления типовых кривых распределения элементарных площадей стекания рассмотрено более 100 средних и малых водосборов различных по конфигурации и густоте гидрографической сети. Из наиболее часто встречающихся бассейнов I, II и III типов выбрано по 7 опорных бассейнов каждого типа. Для сравнимости и достаточной освещенности интегральных кривых распределения элементарных площадей одновременного стекания на каждом водосборе построена достаточно густая сеть клоново-русловых изохрон. Полученные координаты кривых распределения элементарных площадей одновременного стекания водосборов выражены в процентах от общей площади водосбора и общего времени добегания.

Типизируя интегральные кривые по конфигурации водосборов получаем незначительные отклонения интегральных кривых от типовых: для водосборов круглой и грушевидной форм отклонения оставляют менее 10%, а для вытянутых водосборов — 5%. Координаты типовых кривых распределения элементарных площадей стекания для 3-х типов водосборов приведены в табл. 1.

Интегральные кривые для водосборов IV типа, т. е. с развитой речной сетью в верхней части бассейна, незначительно отличаются в нижней части от типовой кривой II типа, а интегральные кривые водосборов V типа близки к круговым водосборам. Поэтому для водосборов IV и V типов для ориентировочных расчетов можно использовать типовые кривые соответственно II и V типа.

На рис. 2 представлены типовые интегральные кривые для трех типов водосборов, графики распределения элементарных площадей стекания и графики распределения площадей одновременного стекания. Наличие таких кривых позволяет определить площади одновременного стекания без построения систем изохрон, что значительной степени упрощает расчет расходов по генетической формуле стока.

ЛИТЕРАТУРА

- Горошков И. Ф. Схема расчета гидрографов паводков с учетом переменных скоростей. Труды ЛГМИ, вып. 23, 1965, с. 80—105.
- Железняк И. А. Русловая емкость, водоотдача речного бассейна и гидрограф половодья малой реки. Труды УкрНИГМИ, вып. 80, 1969, с. 3—22.
- Панова Н. Ф. Методика расчета гидрографов весеннего половодья в различных физико-географических условиях равнинной территории СССР. Труды ГГИ, вып. 61, 1957, с. 163—170.
- Рош М. Гидрология суши. Л., Гидрометеониздат, 1971, с. 42—51.

О СВЯЗИ КОЭФФИЦИЕНТА ВАРИАЦИИ ГОДОВОГО СТОКА РЕК С ЭКСТРЕМАЛЬНЫМИ ВЕЛИЧИНАМИ СТОКА И ПРОДОЛЖИТЕЛЬНОСТЬЮ ПЕРИОДА НАБЛЮДЕНИЙ

Для изучения изменчивости годового стока малых рек УССР автором были рассчитаны коэффициенты вариации по 169 стоковым пунктам с продолжительностью наблюдений от 10 до 40 лет. Около половины стоковых пунктов имеют продолжительность наблюдений за стоком воды 20 лет и более. Площадь водосборных малых рек изменяется от 100 до 5000 км².

Как известно, коэффициент вариации C_v определяется по формуле

$$C_v = \sqrt{\frac{\sum (K - \bar{K})^2}{n - 1}}, \quad (1)$$

где $K = \frac{Q_i}{\bar{Q}}$ — модульный коэффициент, а $\bar{Q}$ и Q_i — соответственно среднегодовое количество воды и расход воды за i -й год; n — число наблюдений.

Более быстрый результат при той же точности расчета дает формула

$$C_v = \sqrt{\frac{\frac{\sum Q^2}{n} - \bar{Q}^2}{n - 1}}, \quad (2)$$

преобразованная из формулы (1) путем замены модульного коэффициента [3]. При этом отпадает необходимость каждый раз заново пересчитывать модульные коэффициенты при удлинении периода наблюдений.

В результате проведенных расчетов установлено, что C_v годового стока малых рек Украины изменяется в широких пределах от 0,25—0,35 — для горных рек Карпат и междуречья Днестр — Припять до 0,80—1,10 — для рек степной зоны.

При расчетах и графическом анализе полученных данных было замечено, что значения C_v достаточно тесно связаны с отношением максимального $Q_{\max}$ и минимального $Q_{\min}$ значений стока в ряд.

аблюдений. На графике по оси абсцисс откладывали логарифмы отношения $Q_{\max}/Q_{\min}$, а по оси ординат значения C_v , рассчитанные по формуле (2). В общем виде полученная нами связь удовлетворительно аппроксимируется уравнением

$$C_v = \varphi \lg \frac{Q_{\max}}{Q_{\min}}. \quad (3)$$

Среднее значение эмпирического коэффициента φ для периодов продолжительностью наблюдений за стоком воды в 20—25 лет оказалось равным 0,64—0,61.

Одновременно нами было также замечено, что рассматриваемая связь становится более тесной, если учитывается продолжительность периода наблюдений n . Поскольку для малых рек крайны имеет сравнительно узкий диапазон длительности наблюдений за стоком воды, и к тому же для большинства пунктов она меньше 30 лет, было решено привлечь материалы по стоку в других районах. При этом также преследовалась цель проверить пригодность использования формулы (3) для средних и крупных рек СССР, для рек с разной площадью водосбора, с различными величинами стока, C_v , n и для различных географических широт.

С этой целью были использованы материалы работы [1] по стоку 130 рек в различных районах земного шара. Площадь водосбора этих рек колеблется в значительных пределах: от 500 до 100000 км², длительность наблюдений за стоком воды — от 20 до 100 лет, коэффициент вариации годового стока — от 0,05 до 1,40.

При графическом анализе взаимосвязи было установлено, что эмпирический коэффициент φ связан с продолжительностью ряда наблюдений следующим соотношением:

$$\varphi = \frac{1,36}{\sqrt[4]{n}}. \quad (4)$$

Фактически все точки (рис. 1) укладываются в $\pm 20\%$ интервал отклонений от среднего значения числителя 1,36. Интересно отметить, что влияние площади водосбора при этом было небольшим. Это согласуется с выводом Г. П. Калинина [2] о том, что влияние площади водосбора на коэффициент вариации годового стока рек незначительно меньше, чем раньше предполагалось.

Подставляя полученное значение φ в формулу (3) получаем зависимость коэффициента вариации C_v от трех параметров: максимального, минимального значений стока за анализируемый период и продолжительности периода наблюдений

$$C_v = \frac{1,36}{\sqrt[4]{n}} \lg \frac{Q_{\max}}{Q_{\min}}. \quad (5)$$

Как следует из формулы (4) удлинение периода наблюдений ведет к уменьшению коэффициента φ , а по формуле (5) — к уменьшению C_v (при условии, что соотношение $Q_{\max}/Q_{\min}$ по мере удлинения периода наблюдений не изменится). На рис. 1 видно, что наибольшее уменьшение наблюдается в интервале от 20 до 50 лет, а затем оно изменяется уже мало.

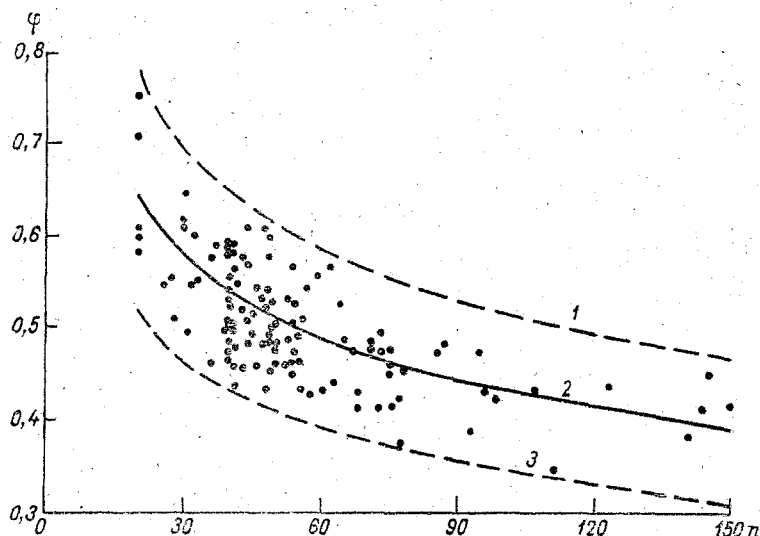


Рис. 1. Зависимость коэффициента φ от продолжительности периода наблюдений n :

$$1 - \varphi = 1,63/\sqrt[4]{n}; \quad 2 - \varphi = 1,36/\sqrt[4]{n}; \quad 3 - \varphi = 1,09/\sqrt[4]{n}$$

Проверка формулы (5) для 80 стоковых пунктов малых рек СССР с продолжительностью периода наблюдений за стоком воды свыше 20 лет показала, что в 2/3 случаев расхождения между величинами C_v , рассчитанными по формуле (1) или (2) и найденными по формуле (5) не превышают $\pm 10\%$, и в остальных 1/3 случаев составляют $\pm 10-20\%$. Таким образом, эти расхождения выходят за пределы погрешностей расчета C_v существующими способами.

Поскольку точки рис. 1, соответствующие анализируемым величинам φ , рассчитанным по материалам, заимствованным из работы [1], также укладываются в $\pm 20\%$ интервал отклонений средней (это соответствует значениям числителя в формуле (5) верхней огибающей 1,63 и для нижней — 1,09), то найденная зависимость коэффициента вариации годового стока от продолжительности периода наблюдений и экстремальных величин годового стока воды за этот период имеет, по-видимому, общий характер для различных рек в разных географических зонах Земли.

Найденная нами зависимость (5) может быть использована для быстрого определения C_v с достаточной для приближенных расчетов точностью. Следует отметить, что точки, соответствующие значениям коэффициента для рек с искусственной и естественной зарегулированностью стока, чаще располагаются в нижней части графика (рис. 1). Поэтому в дальнейшем, видимо, можно будет узить интервал отклонений, разделив все реки на две большие группы с зарегулированным и незарегулированным стоком.

ЛИТЕРАТУРА

- Евстигнеев В. М., Калинин Г. П., Никольская Н. В. Основы расчета естественных колебаний стока по обобщенным кривым обеспеченности. В сб. «Исследования и расчеты речного стока». Изд-во МГУ, 1970, с. 81—84.
- Калинин Г. П. Проблемы глобальной гидрологии. Л., Гидрометеиздат, 1968, 145 с.
- Сарычев А. Т. Некоторые упрощения гидрологических расчетов, «Гидротехника и мелиорация», № 11, 1959, с. 47—50.
-

ИССЛЕДОВАНИЕ РЕДУКЦИИ ПРЕДЕЛЬНОЙ ИНТЕНСИВНОСТИ ДОЖДЕВОГО СТОКА ПО МАТЕРИАЛАМ НАБЛЮДЕНИЙ

1. Общие положения и метод исследования

Почти по всей территории Советского Союза максимальные расходы дождевых паводков малых водотоков, а в отдельных районах: значительных и больших рек, превышают максимумы талых вод и являются расчетными при проектировании водопропускных отверстий различных гидротехнических сооружений. Это объясняется большой практической и научной интерес к исследованиям и расчетам дождевых паводков и их максимальных расходов.

Недостатки материалов гидрометрических наблюдений по максимальному стоку дождевых паводков, и особенно по стоку с малых водотоков, породили огромное количество расчетных формул и методов. Большинство формул вытекает из общей генетической теории формирования паводков по методу изохрон или уравнения динамического равновесия и неразрывности. При доведении таких формул до практического использования и разработке методов определения расчетных параметров, обычно приняты та или иная схематизация процесса формирования паводков и ряд допущений. В зависимости от степени схематизации и допущений, а также о методов обоснования параметров генетические или теоретические формулы часто трансформируются в эмпирические региональные зависимости.

Из ряда формул, наиболее обоснованных и доведенных до практических решений, можно выделить формулы М. М. Протоцкого [11], Д. Л. Соколовского [13], Г. А. Алексева [1, 2], А. Н. Бефани [3], Е. В. Болдакова [4], Г. Д. Ростомова [12], Н. Н. Чегдаева [16], П. Ф. Вишневого [5].

Обычно формулы максимального стока дождевых паводков делятся на две группы: формулы предельной интенсивности и редуцированные формулы.

Первая группа формул имеет общий вид

$$Q_{\max p} = 16,67 (\bar{a}_{\tau_p} - i) \cdot F, \quad (1)$$

ли

$$Q_{\max p} = 16,67 \bar{a}_{\tau_p} \alpha F, \quad (2)$$

где $\bar{a}$ — предельная средняя интенсивность дождя за время τ , авное времени добегания от наиболее удаленной части бассейна о замыкающего створа, в мм/мин; i — интенсивность инфильтрации в мм/мин; α — коэффициент стока; F — площадь водосбора км²; P — расчетная обеспеченность в %.

Формула (2) может быть представлена и в виде

$$Q_{\max p} = q_{\max p} F = 16,67 \bar{a}_{\tau_{\delta p}} F, \quad (3)$$

где $q_{\max p}$ — модуль максимального стока в м³/с·км²; $\bar{a}_{\tau_{\delta p}}$ — предельная интенсивность поверхностной водоотдачи за время бассейнового добегания τ_{δ} , которое складывается из склонового и русового добегания — ($\tau_{\delta} = \tau_{ск} + \tau_p$).

Вторая группа формул — редукционные формулы:

$$Q_{\max p} = q_{\max p} \cdot F = \frac{A_p}{(F + C)^n} F, \quad (4)$$

где A_p — элементарный или предельный модуль максимального тока при $F \rightarrow 0$; n — показатель степени редукции максимального модуля стока по площади водосбора F ; C — параметр, отражающий снижение степени редукции n в зоне малых площадей.

Редукционные формулы можно также записать следующим образом:

$$Q_{\max p} = q_{\max p} \cdot F = \frac{A_p}{(\tau_{\delta} + C')^{n'}} F, \quad (5)$$

где n' — показатель степени редукции модуля максимального стока $q_{\max p}$ по времени бассейнового добегания τ_{δ} ; C' — параметр, отражающий уменьшение степени редукции n' в зоне малых продолжительностей τ_{δ} .

Сделав допущение, что график хода водоотдачи и гидрограф стока имеют одинаковую конфигурацию, редукционная формула может быть записана в виде

$$Q_{\max p} = q_{\max p} \cdot F = \frac{A_p}{1 + \frac{\tau_{\delta}}{t_b}} F, \quad (6)$$

где t_b — продолжительность водоотдачи. Остальные параметры имеют прежние значения.

Исследования А. И. Чеботарева и Б. И. Серпик [15], в которых обобщены наиболее рациональные и физические обоснованные методы, а также материалы стационарных наблюдений более 2500 створов и сведения о максимальных расходах дождевых паводков, установленных по следам высоких вод в различных районах Союза, дали авторам основания рекомендовать две расчетные формулы.

Для определения максимальных расходов дождевых паводков неизученных водотоков с площадями до 200 км² они предлагают формулу предельной интенсивности

$$Q_{\max P} = 16,67 H_P \bar{\psi}(\tau_0) \alpha F \lambda', \quad (7)$$

где $\bar{\psi}(\tau_0)$ — районная предельная средняя интенсивность осадков за время бассейнового добегания τ_0 , выраженная в долях от районного суточного максимума осадков; H_P — суточный максимум осадков, определяемый по карте изолиний или ближайшей к расчетному бассейну метеостанции; α — коэффициент стока, значение которого зависит от характера почв и площади водосбора; P — обеспеченность в %, принятая равной 1%; λ' — переходный коэффициент от обеспеченности 1% к другой обеспеченности.

Для определения максимальных расходов дождевых паводков неизученных рек с площадями водосборов более 200 км² авторы работы [15] рекомендуют две редуционные формулы, одна из которых учитывает редукцию модуля максимального стока по площади, вторая — по времени добегания:

$$Q_{\max P} = q_{\max_{200}} \left(\frac{200}{F} \right)^n F \lambda_p, \quad (8)$$

$$Q_{\max P} = q_{\max_{pa}} \left(\frac{\Phi'_a}{\Phi'} \right)^{n_1} \frac{\delta}{\delta_a} F, \quad (9)$$

где $q_{\max_{200}}$ — максимальный модуль стока 1%-ной обеспеченности с площади водосбора 200 км²; $q_{\max_{pa}}$ — максимальный модуль стока реки-аналога; Φ'_a и Φ' — морфометрические характеристики русла реки-аналога и расчетной реки, которые определяются в зависимости от площади водосбора и длины реки, а также от шероховатости и уклона русла; λ_p — переходный коэффициент от расхода 1%-ной обеспеченности к другим обеспеченностям. Показатели степени редукции n и n_1 имеют зональные значения. Формула (9) рекомендуется для расчетов максимального стока по аналогии.

Анализируя приведенные формулы предельной интенсивности и редуционные формулы, можно убедиться в том, что они легко преобразуются друг в друга. Формулы предельной интенсивности

(1, 2, 3) отражают редукцию предельной интенсивности водоотдачи или предельной интенсивности стока — $(\bar{a}_t - i)$, $\bar{a}_t \propto n$ и $\bar{t}_b \tau_6$ — по времени бассейнового добегания. Формула (7) также отражает редукцию предельной интенсивности стока $H\psi(\tau_6)\alpha$, так как коэффициент стока α , зависящий от площади бассейна, можно выразить в зависимости от времени бассейнового добегания τ_6 . Редукционные формулы отражают редукцию модуля максимального стока или предельной интенсивности стока по площади (4, 8) или времени бассейнового добегания (5, 6, 9). Их внешнее различие исчезает при пользовании одними и теми же единицами измерения времени, интенсивности стока и осадков и тем более при учете, что

$$L = kF^m, \quad (10)$$

$$\tau_6 = \tau_{ск} + \tau_p = \frac{l_{ск}}{v_{ск}} + \frac{L_p}{v_p}, \quad (11)$$

где L , L_p и $l_{ск}$ — длины водотоков и склонов; $v_{ск}$ и v_p — склоновая и русловая скорости добегания; k и m — сравнительно устойчивые эмпирические параметры, значения которых приводятся в соответствующих литературных источниках и устраниваются по L и F рек и малых водотоков рассматриваемого района.

Таким образом, формулы первой и второй группы, вытекающие из общей теории формирования паводков, различаются между собой лишь способами определения расчетных параметров в зависимости от наличия соответствующих материалов наблюдений, устойчивости параметров и технических удобств пользования этими параметрами при расчетах.

Вследствие слабой изученности скоростей склонового и руслового добегания за время формирования максимального расхода [7] в практике чаще используются более простые эмпирические зависимости предельной интенсивности дождевого стока от площади водосбора $q_{max} = \psi(F)$, что имеет технические преимущества и, при достаточном обосновании расчетных параметров, не снижает точности вычисляемых максимумов.

Природа и физическая сущность редукции максимального стока дождевых и талых вод объясняется ходом интенсивности водоотдачи или интенсивности дождей и снеготаяния и распределением площадей одновременного стекания [9, 10]. Теоретическое обоснование редукционной зависимости $q_{max} = \psi(\tau)$ или $q_{max} = \psi(F)$ вытекает из общей теории формирования паводков по методу изохрон при учете разных соотношений времени добегания τ и продолжительности водоотдачи t_b [6, 8].

В зоне $0 < \tau_6 < t_b$, когда в формировании максимальных расходов участвует вся водосборная площадь и наиболее интенсивная

часть водоотдачи $\bar{a}_{\max \tau_6} > \bar{a}_{t_6}$, имеет место редукция предельной интенсивности водоотдачи по продолжительности τ , и характеризуется она убыванием

$\frac{\bar{a}_{\max \tau_6}}{\bar{a}_{t_6}} \geq 1,0$ от наибольшего значения при

$\tau_6 \rightarrow 0$ до 1,0 при $\tau_6 = t_6$. В случае больших водотоков, когда $\tau_6 > t_6$, и в формировании максимальных расходов участвует вся водоотдача и только часть бассейна с наибольшей действующей площадью F_d при действующей длине $L_d = t_6 v$, имеет место редукция модулей максимального стока по площади или длине, которая

объясняется убыванием отношения $\frac{F_d}{F}$ или $\frac{L_d}{L}$, или $\frac{t_6}{\tau_6}$ от 1,0 до ми-

нимума. Разграничение двух видов редукции проходит в зоне $\tau_6 = t_6$, когда в формировании максимума участвует весь бассейн и вся водоотдача.

Исследования редукционных зависимостей предельной интенсивности дождей $\bar{a}_{\max \tau} = \psi(\tau)$ и предельной интенсивности стока дождевых и талых вод $\bar{q}_{\max \tau} = \psi(\tau)$ или $q_{\max} = \psi(F)$ приводят к выводу, что по всему диапазону τ или F показатели степени редукции неоднозначны и в зоне малых величин τ или F они уменьшаются, приближаясь к нулю.

Для решения практических задач обычно исследуется редукция модулей максимального стока в зависимости от площади водосборов — $q_{\max} = \psi(F)$. По этим зависимостям устанавливаются и региональные расчетные параметры применительно к формулам вида (4, 8). Для этого необходимо иметь материалы наблюдений по максимальному стоку с большого количества водосборов разных площадей, включая и очень малые. По значительным водотокам такие материалы сейчас накоплены, что позволило авторам работы [15] рекомендовать формулу (8) и обосновать ее районные параметры. По малым бассейнам мы располагаем недостаточным количеством надежных материалов, чтобы обосновать параметры формул вида (4) или (6) в зоне малых площадей. Кроме того, на графиках $q_{\max} = \psi(F)$ в зоне малых площадей всегда наблюдается больший разброс точек, чем в зоне больших водосборов. Объясняется это разнообразием индивидуальных особенностей малых бассейнов, влияющих на максимальный сток, а также пестрым распределением интенсивности и слоя осадков ливней и ливневых дождей по орошаемой ими площади. На больших бассейнах эти факторы нивелируются и влияние их на максимальный сток сглаживается.

Обилие формул и разнообразие методов определения их параметров говорят о том, что и в настоящее время интерес к исследованиям дождевых паводков и их максимальным расходам, особенно с малых водосборных площадей, не утратил своего научного и

практического значения. Как вытекает из всех приведенных формул, плодотворным может быть исследование предельной средней интенсивности стока или поверхностной водоотдачи с малых бассейнов и экспериментальных площадок по времени τ применительно к формуле вида (3), т. е. исследование зависимости $\bar{q}_{\max\tau} = \psi(\tau)$ в диапазоне от $\tau \rightarrow 0$ до $\tau = t_B$.

Перспективность такого метода заключается в том, что вместо предельной интенсивности дождей и параметров, учитывающих общие потери стока, используется предельная интенсивность поверхностной водоотдачи с элементарных площадок или очень малых водотоков в русловую сеть. Элементарная площадка однородна по уклону, характеру почв и растительного покрова, экспозиции. На ней наблюдается только поверхностный сток в первоначальном его формировании. Бассейн лога имеет поверхностный и внутрипочвенный сток. Как показывают материалы наблюдений (рис. 2), внутрипочвенный сток не велик по сравнению с поверхностным и выклинивается на спаде паводков, образуя продолжительный шлейф. В такой характеристике уже самой природой учтены все виды потерь воды, поступившей на бассейн в виде дождя (потери на смачивание, инфильтрацию, заполнение отрицательных форм рельефа и пр.), определены начало и конец поверхностного водообразования и другие элементы сложного процесса формирования паводка. Необходимо также иметь в виду, что для освещения зависимости $q_{\max} = \psi(F)$ в каком-то диапазоне площадей необходимо иметь большое количество изученных малых бассейнов с надежными максимальными расходами, в то время как для исследования $\bar{q}_{\max\tau} = \psi(\tau)$ можно ограничиться материалами одновременных наблюдений над ходом стока трех-пяти паводков и дождей по трем-пяти стоковым площадкам и малым водосборам с разными характеристиками подстилающей поверхности. Это даст возможность лучше исследовать сам процесс формирования паводков, сущность редукции и обосновать ее параметры, а также в большей мере исследовать влияние характеристик дождей и факторов подстилающей поверхности на формирование паводков и максимальных расходов. Исходные материалы для таких исследований имеются в большом количестве по стоковым станциям разных районов. Для этой же цели не трудно поставить специальные непродолжительные наблюдения в нужном районе. Подобные исследования выполнены автором по ходу стока весенних половодий малых водотоков [6].

Ниже представлены результаты исследований редукции предельной интенсивности стока отдельных дождевых паводков $\bar{q}_{\max\tau} = \psi(\tau)$ и предельной интенсивности дождей $\bar{a}_{\max\tau} = \psi(\tau)$ по материалам Нижнедевицкой и Валдайской станций. Исследованы также зависимости $q_{\max} = \psi(F)$ и $L = kF^m$, что позволило сопоставить конечные результаты.

2. Исходные материалы и результаты исследований

Исследования максимального стока дождевых паводков и сбор исходных материалов имеют свои специфические особенности и трудности. Паводкообразующие дожди и особенно ливни орошают сравнительно малые площади и характеризуются неравномерным пространственным распределением интенсивности и слоя осадков (рис. 1). Уже только поэтому характеристики одних и тех же паводков соседних водотоков бывают различными по величине и обеспеченности.

Часто, по техническим причинам, нет материалов одновременных наблюдений за ходом дождя и стока. Относится это главным образом к выдающимся и большим паводкам и дождям, во время которых выходят из строя сооружения и устройства, регистрирующие уровни, и самописцы дождей. Данные по максимальным расходам не обладают достаточной точностью. На малых водотоках створы измерений стока, как правило, оборудованы водосливами, в верхних бьефах которых создается подпор, и максимумы малых по объему островершинных паводков трансформируются. В створах, не оборудованных самописцами уровней и максимальными рейками, максимальные уровни интенсивно формирующихся дождевых паводков часто проходят между сроками наблюдений незарегистрированными.

По Нижнедевицкой станции исследованы паводки, прошедшие 9.VIII.1951 г. 2.VI.1954 г. и 26.VII.1955 г. Первый паводок наблюдался только на отдельных водотоках и был небольшим. Суммарный слой осадков дождя не превышал 11—26 мм. Два других были достаточно большими и их общие характеристики рассматриваются ниже.

Паводок 2.VI.1954 г. сформировался в результате выпадения значительного ливня и прошел на всех водотоках станции.

Ливень, зарегистрированный десятью самописцами станции, имел продолжительность 1,5—2,0 ч, слой осадков 56,5 мм в центре и 6,0 мм на периферии. Средняя интенсивность его составляла 0,30—0,50 мм/мин, максимальная достигала 1,25—4,60 мм/мин. Полные одновременные наблюдения за ходом стока и дождя имеются по четырем бассейнам (табл. 1). Ход ливня — пульсирующий, вплоть до прекращения в отдельные моменты, о чем свидетельствуют наблюдения в некоторых точках (рис. 2).

Ливень 2.VI.1954 г. выпал на достаточно сухую почву и слои стока паводков не превышали 5,1 мм (табл. 1). Модули максимального стока по четырем водотокам колеблются от 2180 (лог Татьянин) до 44,7 л/с·км² (лог Ясенюк). На малых водотоках паводки повторяют ход ливня, и на логах Ивкин и Медвежий они одномодальные, а на логах Татьянин и Ясенюк — двухмодальные.

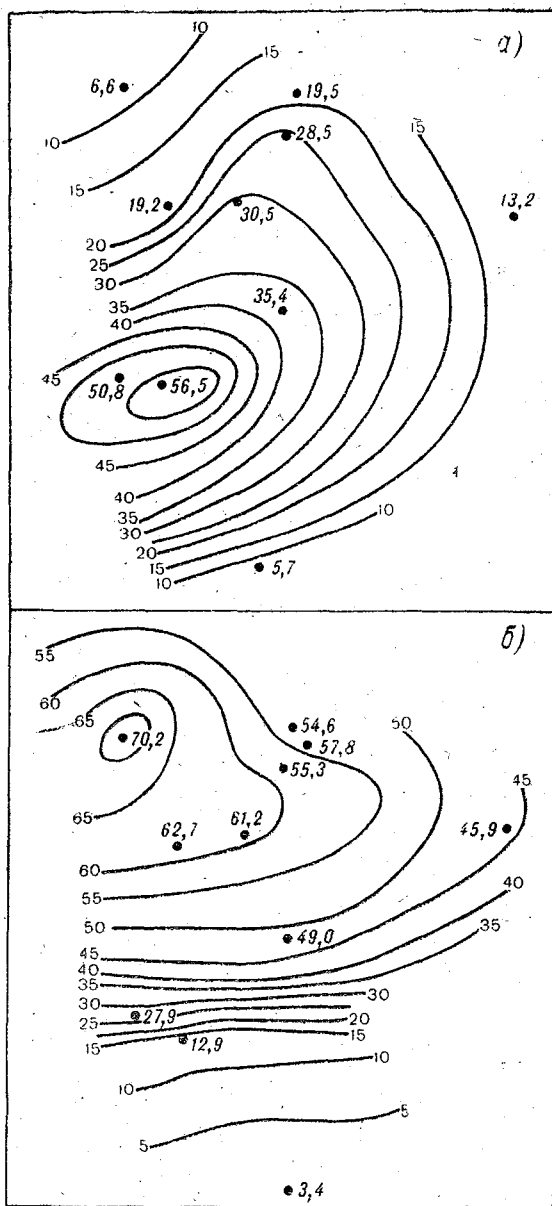


Рис. 1. Распределение слоя осадков отдельных дождей по территории Нижнедевицкой станции:
 а — дождь 2. VI. 1954 г.; б — дождь 26. VII. 1955 г. Цифры у точек — слой осадков в мм

Основные сведения о водосборах и максимальном стоке двух дождевых паводков по Нижнедевицкой станции

№ п/п	Наименование водотока	F, км ²	L, км	Средний уклон, ‰		Площадь (в %), занятая			2.VI.1954 г.			26.VII.1955 г.		
				водо- сбора	водо- тока	лесом	лугом	пашней	Q _{max} , л/с	q _{max} , л/с·км ²	h стока, мм	Q _{max} , л/с	q _{max} , л/с·км ²	h стока, мм
1	Площадка № 9	2·10 ⁻²	0,10	54,5	—				—	—	—	19,3	9650	8,9
2	л. Малютка	0,06	0,32	79	69	0,0	0,0	100	—	—	—	120	2000	2,8
3	л. Татьянин	0,18	0,65	220	113	0,0	89	11	383	2180	5,1	650	3610	6,1
4	л. М. Репной	0,23	0,84	25	25	0,0	0,0	100	—	—	—	425	1850	2,7
5	л. Ивкин	0,55	0,94	78	67	35	0,0	65	726	1320	4,3	—	—	—
6	л. Чураков	1,56	1,0	66	36	0,0	—	61	—	—	—	7210	4560	8,7
7	л. Медвежий	2,55	2,1	46	32	41	0,0	59	2340	918	3,5	—	—	—
8	л. Барский	3,16	3,0	64	20	12	2,0	68	—	—	—	9250	2920	3,7
9	л. Барсук	10,7	6,4	62	9,0	3,0	17	80	—	—	—	4610	430	2,5
10	л. Ясенюк	21,7	6,5	46	16	16	10	77	972	44,7	1,7	5660	261	4,6

Паводок 26.VII.1955 г. по своей величине был сравнительно высоким, наблюдался почти на всех водосборах станции и прилегающих к ней временных и постоянных водотоках. Сформировался он в результате выпадения достаточно сильного по интенсивности и слою осадков ливня. Центр ливня находился в северо-восточной части станции (рис. 1). Площадь распространения его невелика. Суммарный слой осадков по материалам наблюдений станции составляет от 70,2 мм (лог Долгий) до 3,4 мм (лог Круглый). Продолжительность ливня не превышала 100—130 мин; средняя интенсивность 0,50—0,56 мм/мин, максимальная достигала 5,2 мм/мин (записи на стоковых площадках), а по ряду бассейнов 2,30—1,76 мм/мин.

Ливню 26.VII.1955 г. предшествовал почти месячный бездождный период и осадки выпали на иссушенную почву бассейнов. Несмотря на высокий слой дождя, слой стока не превышал 5—9 мм. Однако благодаря высокой средней и максимальной интенсивностям ливня, оросившего северо-восточные водосборы, максимальные расходы воды данного паводка были очень большими и в несколько раз превышали максимумы значительных весенних половодий.

Паводки 2.VI.1954 г. и 26.VII.1955 г. характеризуются очень крутыми подъемами и спадами. Основное ядро их, сформированное поверхностными водами, имеет продолжительность на стоковых площадках и логах с площадями от 0,18 (Татьянин) до 3,16 км² (Барский) меньшую продолжительности ливня. На совмещенных графиках хода дождя и стока с малых площадей и малым временем добега (рис. 2) хорошо прослеживается общий процесс формирования водообразования при выпадении дождей. Здесь видно, что первые порции дождя расходуются на смачивание, начальное увлажнение, в результате которого снижается текущая инфильтрация, и на заполнение отрицательных форм рельефа. Здесь также видно, как мал внутрпочвенный сток и велика продолжительность его стекания по сравнению с продолжительностью основного ядра паводка. Этот очень важный факт говорит о том, что в исследованиях и расчетах ход паводочного стока с малых площадей можно рассматривать как водообразование и заменить им ход дождей, фиксируемых в точках.

Редукция предельной интенсивности стока за время осреднения $q_{\max, \tau} = \psi(\tau)$ установлена тем же способом, который применяется при определении предельной интенсивности дождей $i_{\max, \tau} = \psi(\tau)$. Параллельно рассмотрены эти же зависимости по дождям, вызвавшим данные паводки. Кроме того, построены широко известные зависимости $q_{\max} = \psi(F)$, $q_{\max} = \psi(L)$ и $i_{\max} = \psi(\tau)$. Их исследования выполнены по материалам одновременных наблюдений над ходом дождей и ходом стока двух указанных выше паводков.

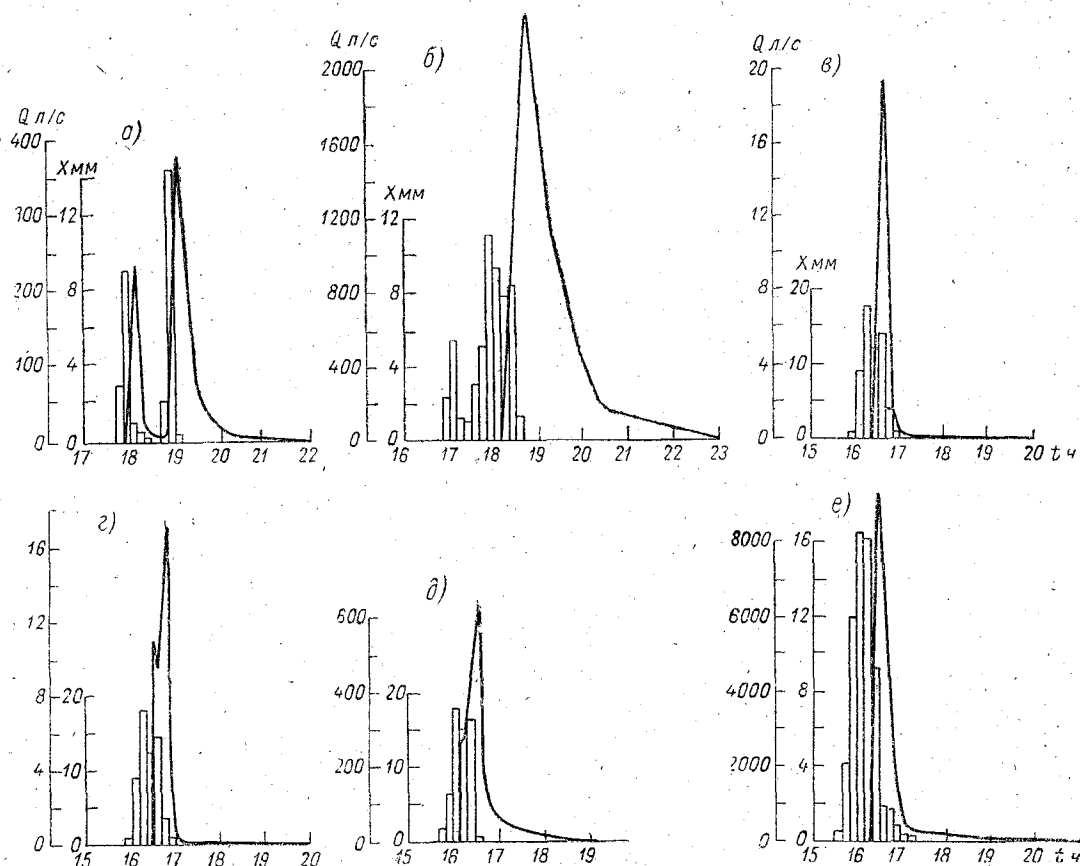


Рис. 2. Графики хода дождей и стока наводков:

Дождь 2. VI. 1954 г.: а — лог Татьянин ($H = 30,5$ мм, $t = 92$ мин, $\bar{a}_t = 0,33$ мм/мин, $a_{\max} = 2,1$ мм/мин); б — лог Медвежий ($H = 56,5$, $t = 117$, $\bar{a}_t = 0,48$, $a_{\max} = 4,6$). Дождь 26. VII. 1955 г.: в — площадка № 9 ($H = 57,8$, $t = 113$,

На графиках связи $q_{\max} = \psi(F)$, $q_{\max} = \psi(L)$ и $q_{\max} = \psi(\tau)$ отмечается некоторый разброс точек, что, как уже отмечалось выше, объясняется и пестротой распределения характеристик дождей по площади (рис. 3), и разнообразием факторов подстилающей поверхности. Например, отклоняются точки логов Малютка и Репной, на поверхность которых за дождь 26.VII.1955 г. выпало только около 45 мм осадков. Кроме того, эти бассейны полностью заспаханы. Связи $q_{\max} = \psi(L)$ и $q_{\max} = \psi(\tau)$ идентичны, так как

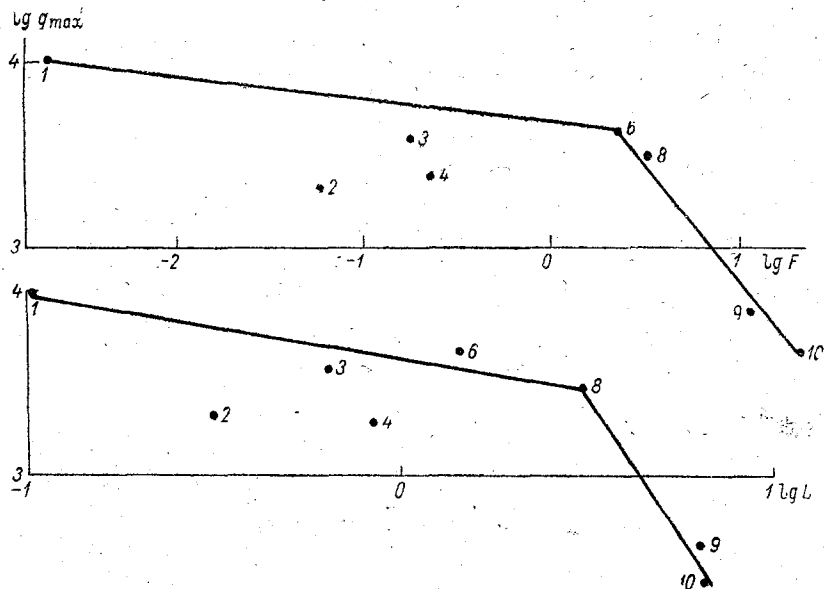


Рис. 3. Зависимость максимального стока от площади и длины водотоков $q_{\max} = \psi(F)$ и $q_{\max} = \psi(L)$ паводка 26.VII.1955 г.

Цифры у точек — см. № пп в табл. 1

для определения времени добегания приняты одинаковые скорости, а расположение точек здесь несколько лучше, чем на графиках $q_{\max} = \psi(F)$.

Несмотря на малое количество точек и их относительный разброс, явление убывания модулей максимального стока с возрастанием площади водосбора прослеживается достаточно убедительно. В зоне малых площадей — до 2,5—3,0 км² редукция $q_{\max} = \psi(F)$ велика и характеризуется показателем $n_1 \approx 0,12—0,30$. Начиная этой площади по двум паводкам наблюдается резкий перелом ависимости $q_{\max} = \psi(F)$ и показатель степени n_2 в зоне больших начений увеличился до 1,40. Такое большое значение n_2 объясняется не только убыванием модулей, но и максимальных расходов с возрастанием площади водосборов. Например, максимальные расходы паводка 26.VII.1955 г. логов Барсук и Ясенюк с площадями 10,7 и 21,7 км² меньше максимальных расходов логов Лураков и Барский, имеющих площади 1,56 и 3,16 км².

На графиках $q_{\max} = \psi(L)$ в зоне малых значений $L \approx 2-3$ км показатели степени редукции двух паводков составляют 0,36 (паводок 26.VII.1955 г.) и 0,64 (паводок 2.VI.1954 г.). В зоне $L > 3$ км редукция сильно увеличивается, и в обоих случаях значение показателя степени достигает 2,7. Пересчет относительно F по уравнению $L = 1,58 \cdot F^{0,54}$ дает точки перелома при $F \approx 2,5-3,0$ км² и показатели степени редукции того же порядка, что и по связи $q_{\max} = \psi(F)$.

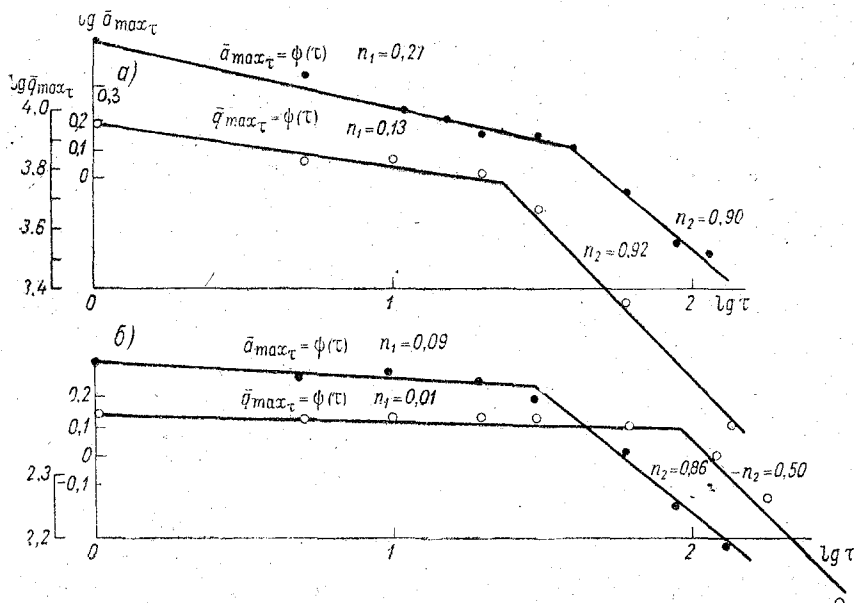


Рис. 4. Редукция предельных интенсивностей дождя $\bar{a}_{\max\tau} = \psi(\tau)$ и стока $\bar{q}_{\max\tau} = \psi(\tau)$ за паводок 26.VII.1955 г.

а - площадка № 9 ($H = 57,8$, $t = 113$, $\bar{a}_t = 0,51$, $a_{\max} = 5,2$); б - лог Ясенки ($H = 55,3$, $t = 125$, $\bar{a}_t = 0,44$, $a_{\max} = 1,72$).

Основное внимание уделено исследованию редукции предельной средней интенсивности стока и осадков с возрастанием времени осреднения $\bar{q}_{\max\tau} = \psi(\tau)$ и $\bar{a}_{\max\tau} = \psi(\tau)$. Эти исследования выполнены по паводкам 9.VIII.1951 г., 2.VI.1954 г. и 26.VII.1955 г. Рассмотрены материалы по отдельным водотокам с разными площадями водосборов, по которым имеются полные одновременные наблюдения за осадками и стоком.

На графиках $\bar{a}_{\max\tau} = \psi(\tau)$ отдельно взятых дождей, фиксируемых в разных точках, явление редукции прослеживается достаточно четко, точки располагаются довольно согласно (рис. 4). Некоторый разброс точек отмечается в случаях значительной не

вномерности хода дождя. В зоне малых продолжительностей (о 20—40 мин) явление редукции или почти отсутствует или характеризуется показателями степени n_1 , не превышающими 0,35. В зоне продолжительных интервалов осреднения (более 40 мин) редукция $\bar{q}_{\max} = \psi(\tau)$ заметно возрастает и ее показатель n_2 достигает 0,60—0,90 при средней величине по рассматриваемым дождям 0,75 (табл. 2).

Анализ зависимости $\bar{q}_{\max, \tau} = \psi(\tau)$ по всем рассмотренным паводкам показывает согласное расположение точек одномодальных паводков и некоторый разброс их или появление волн при многомодальных паводках. Так же как и на графиках $\bar{a}_{\max, \tau} = \psi(\tau)$, наруживается очень малая редукция в зоне малых значений τ : $\tau = 1$ мин до $\tau_{кр}$, где показатели n_1 меняются от 0,06 до 0,13. наруживается выраженная тенденция уменьшения редукции той зоне с возрастанием площади водосбора (табл. 2, рис. 4).

Продолжительность интервала времени, в течение которого наблюдается замедленная редукция $\tau_{кр}$ возрастает с увеличением водосборной площади. По паводку 26.VII.1955 г. она составляет мин — для стоковой площадки и 90 мин — для лога Ясенки $\tau = 21,7 \text{ км}^2$. По паводку 9.VIII.1951 г. для лога Татьяна $\tau = 0,18 \text{ км}^2$ — 40 мин, а для лога Ясенки — 190 мин.

В зонах больших интервалов времени $\tau > \tau_{кр}$ показатели степени редукции значительно возрастают и достигают 0,90—0,50, уменьшаясь с возрастанием водосборной площади.

По Валдайской станции использованы материалы наблюдений дождевым паводкам за 13.VII.1952 г., 16—18.VII.1953 г. и 26.V.1955 г. Дожди, сформировавшие эти паводки, были очень продолжительными, имели малые интенсивности, а паводки — затянутые, с медленными подъемами и спадами и сравнительно малыми максимальными расходами. Этому способствует также малая впитывающая способность почвогрунтов бассейнов, что в общем не благоприятствует поверхностному стеканию и увеличивает долю внутриводосборных вод в паводочном стоке.

Здесь приведем лишь общие краткие сведения по отдельным паводкам и паводкам и некоторые ориентировочные результаты исследований.

Паводок в июле 1953 г. вызван дождями, продолжавшимися несколько суток с перерывами. Он наблюдался на многих реках. Суммарный слой осадков на территории достигал 100 мм. Более, максимальная интенсивность отдельных дождей не превышала 0,19—0,25 мм/мин. Дожди выпали на увлажненную почву. Максимальная интенсивность дождей достигала 40—75 мм (табл. 3). Общая продолжительность паводка составляла несколько дней, а подъем достигал 10—15 часов. Максимальные расходы были сравнительно малыми.

Значения показателей степени редукции предельной интенсивности дождя и стока (n_1 — в зоне малых значений τ ; n_2 — в зоне больших значений $\tau > \tau_{кр}$)

Наименование водотока	F , км ²	$\tau_{кр}$, мин		Показатели степени редукции			
		дождя	стока	дождя		стока	
				n_1	n_2	n_1	n_2

НИЖНЕДЕВИЦКАЯ СТАНЦИЯ

Паводок 9.VIII.1951 г.

л. Татьянин	0,18	10	40	0,20	0,90	0,06	0
л. Долгий	2,57	10	170	0,00	0,78	0,10	0
л. Ясенок	21,7	12	190	0,00	0,63	0,12	0

Паводок 2.VI.1954 г.

л. Ивкин	0,55	10	80	0,37	0,87	0,11	0
л. Медвежий	2,55	20	70	0,35	0,70	0,11	0

Паводок 26.VII.1955 г.

Площадка № 9	$2 \cdot 10^{-3}$	40	20	0,27	0,90	0,13	0
л. Татьянин	0,18	35	35	0,14	0,88	0,11	0
л. Барский	3,16	30	35	0,00	0,80	0,10	0
л. Барсук	10,7	25	50	0,06	0,76	0,10	0
л. Ясенок	21,7	40	90	0,09	0,86	0,01	0

БАЛДАЙСКАЯ СТАНЦИЯ

Паводок 13.VII.1952 г.

л. Синяя Гнилка	0,014	10	60	0,00	0,90	0,03	0
л. Усадьевский	0,36	15	100	0,00	0,90	0,10	0
л. Таежный	0,45	12	100	0,00	0,87	0,05	0

Паводок 16—18.VII.1953 г.

л. Синяя Гнилка	0,014	10	100	0,00	0,60	0,08	0
л. Усадьевский	0,36	10	160	0,00	0,42	0,04	0
л. Таежный	0,45	15	250	0,00	0,50	0,01	0

Паводок 24—26.V.1955 г.

л. Синяя Гнилка	0,014	10	600	0,07	0,44	0,10	0
л. Усадьевский	0,36	30	800	0,00	0,56	0,04	0
л. Таежный	0,45	20	1000	0,00	0,33	0,01	0

Основные сведения о водосборах и максимальном стоке трех дождевых паводков по Валдайской станции

№ п/п	Наименование водотока	F, км ²	L, км	Ук- лон, ‰	Площадь водосбора (в %), занятая			13.VII.1952 г.			16—18.VII.1953 г.			24—26.V.1955 г.		
					лесом	болотами	пашней	Q _{max} , л/с	q _{max} , л/с·км ²	h сто- ка, мм	Q _{max} , л/с	q _{max} , л/с·км ²	h сто- ка, мм	Q _{max} , л/с	q _{max} , л/с·км ²	h сто- ка, мм
1	л. Центральный	0,0095	0,17	5,0	0	8	58	—	—	—	—	—	—	2,78	293	33,4
2	л. Синяя Гнилка	0,014	0,15	42,0	0	0	83	0,33	23,6	0,2	14,4	1028	75,7	3,87	276	37,3
3	л. В. Усадьевский	0,016	0,08	32,0	32	0	27	0,20	13,3	0,4	7,50	500	20,2	7,50	500	32,7
4	л. Сосновый	0,093	0,42	5,0	73	26	0	4,52	58,7	—	—	—	—	6,14	80	26,1
5	л. Приусадьевский	0,36	1,4	11,0	0	27	25	1,64	4,54	0,1	45,7	127	35,0	82,0	228	35,8
6	л. Усадьевский	0,36	0,98	11,0	2	11	51	3,66	10,2	0,4	169	470	64,2	93,0	266	40,3
7	л. Таежный	0,45	1,2	13,0	77	2	0	23,0	51,0	—	72,7	165	42,2	72,7	165	28,4
8	руч. Архиерейский	2,67	5,4	6,0	12	12	15	9,02	3,40	0,4	118	44,3	35,8	383	145	40,1

Дожди, выпавшие в конце мая 1955 г., охватили большую территорию, суммарный слой осадков достигал 60—70 мм. Средняя интенсивность очень малая, максимальная около 0,12—0,15 мм/ми. Благодаря хорошему предшествующему весеннему увлажнению почвы, эти дожди вызвали сравнительно высокие паводки на малых и значительных водосборах. Слой стока достигали 40 мм с мало облесенных бассейнов и были не ниже 26 мм с бассейнов логов Сосновый и Таежный (табл. 3). Сравнительно велики были и модули максимального стока этого паводка.

По материалам наблюдений указанных паводков исследованы все те же зависимости, что и по паводкам Нижнедевицкой станции.

На графиках $q_{\max} = \psi(\tau)$, которые строились с привлечением материалов некоторых соседних рек, имеет место значительный разброс точек. Объясняется это главным образом большим разнообразием факторов подстилающей поверхности водосборов (залесенность, распаханность, заболоченность, уклоны), а также и неравномерным территориальным распределением характеристик дождей. Тем не менее явление редукции модулей максимальной стока по площади прослеживается достаточно явно. В зоне площадей более 1,0 км² показатели степени редукции n по отдельным паводкам составляют 0,23—0,34; в зоне $F < 1,0$ км² они уменьшаются до 0,16—0,07.

На графиках $q_{\max} = \psi(F)$, разброс точек несколько меньше, и также большой. Показатели степени редукции n_2 по этим зависимостям составляют 0,42—0,57, а в зоне с $L < 2$ км $n_1 = 0,10—0,2$.

Зависимости предельной средней интенсивности стока и дождя от продолжительности интервала времени осреднения исследованы по материалам одновременных наблюдений над тремя паводками по трем логам — Синяя Гнилка, Усадьевский и Таежный. Эти водосборы имеют большие контрасты по распаханности, залесенности и заболоченности.

На зависимостях $\bar{a}_{\max\tau} = \psi(\tau)$ и $\bar{q}_{\max\tau} = \psi(\tau)$ расположены точки достаточно согласные (рис. 5), хотя и при использовании логарифмического масштаба они не всегда ложатся на прямую.

На графиках $\bar{a}_{\max\tau} = \psi(\tau)$ прослеживается зона малой редукции или ее отсутствия в пределах до 20—30 мин с показателями степени $n_1 = 0,00—0,07$ и большей редукции с показателями степени n_2 по отдельным самописцам и дождям от 0,38 до 0,90 в зависимости от интенсивности основного ядра дождей.

Зависимости $\bar{q}_{\max\tau} = \psi(\tau)$ хорошо иллюстрируют влияние факторов подстилающей поверхности не только на модуль максимального стока, но и на редукцию предельной интенсивности стока: время паводка, — они отражают ход стока с отдельно взятых бассейнов. Например, точки перехода от малой редукции к повышенной $\tau_{кр}$ и показатели степени редукции в двух зонах, значения которых в какой-то мере определяются и ходом дождей, заметно отличаются друг от друга при разной распаханности, залесенности

и заболоченности бассейнов. По трем водотокам, со сравнительно близкими площадями водосборов, по одним и тем же паводкам $\tau_{кр}$ колеблются в пределах 60—100, 100—250 и 800—1000 мин. В зонах $\tau > \tau_{кр}$ показатели степени редукции значительно уменьшаются с ростом залесенности бассейнов и уменьшением их уклонов (табл. 2), и для одних и тех же паводков колеблются в пределах 0,68—0,29; 0,54—0,22; 0,42—0,27.

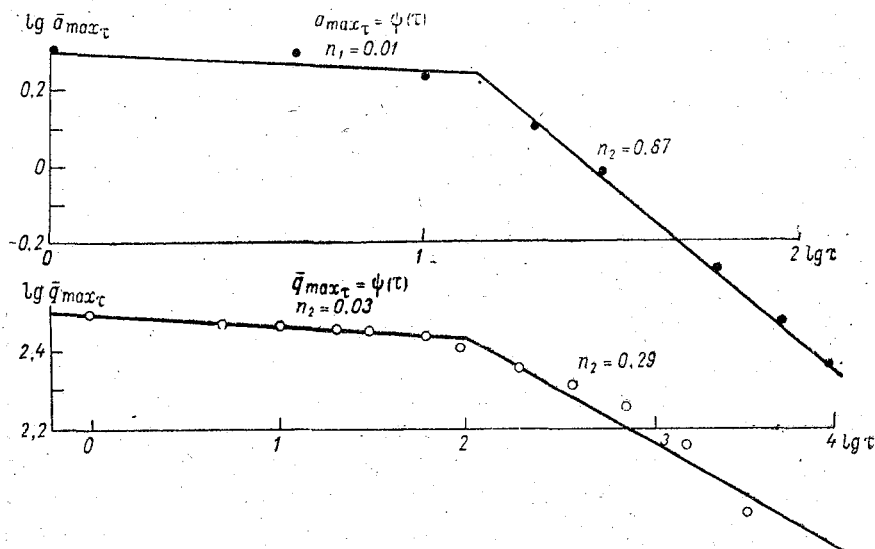


Рис. 5. Редукция предельных интенсивностей дождя $\bar{a}_{max\tau} = \psi(\tau)$ и стока $\bar{q}_{max\tau} = \psi(\tau)$ за паводок 13.VII.1952 г. лога Таежного ($H=35,3$, $t=120$, $\bar{a}_t=0,29$, $a_{max}=2,02$)

В результате выполненных исследований максимального стока отдельных паводков по материалам наблюдений на малых водотоках двух станций, расположенных в разных географических зонах, можно сделать ряд выводов научного и практического значения. Некоторые из них нужно расценивать как предварительные и нуждающиеся в подтверждении большим объемом наблюдений.

Зависимость $q_{max} = \psi(F)$ в зоне малых площадей имеет большой разброс точек, обусловленный пестрым распределением характеристик дождей, особенно ливней, по площади орошения, и меньшим разнообразием факторов подстилающей поверхности отдельных водосборов. Установить показатели степени редукции в этой зоне и ее размеры в разных районах практически невозможно или можно принять лишь приближенно.

Зависимости предельной средней интенсивности дождей от продолжительности времени осреднения $\bar{a}_{max\tau} = \psi(\tau)$, как известно, определяются характером дождей, общим ходом их интен-

сивностей, значениями максимальной и средней интенсивности, а показатели степени редукции отдельно взятых дождей по одной и той же станции меняются в достаточно широких пределах. Компактные сильные ливни с большими максимальными интенсивностями имеют большую редукцию, чем ливневые или обложные дожди с равномерным общим ходом или ходом основного ядра. Однако общим для всех дождей является сравнительно малая редукция в зоне продолжительности основного ядра дождя и увеличение редукции по мере включения мало интенсивных и продолжительных частей или шлейфов дождей.

Исследования предельной средней интенсивности стока отдельно взятых дождевых паводков, особенно выдающихся паводков, позволяют судить о редукции максимального стока по времени на бассейнах с разными характеристиками подстилающей поверхности. По зависимостям $q_{\max} = \psi(\tau)$ можно установить районные расчетные параметры и характеристики, входящие в формулы максимального стока предельной интенсивности или редукционные формулы. Практические преимущества таких параметров и характеристик очевидны — они отражают расчетные характеристики дождей и включают в себя основные виды потерь дождевого стока, которые обычно устанавливаются не всегда надежно и легко.

По материалам одновременных наблюдений за ходом дождей и паводочного стока с малых водотоков Нижнедевицкой станции установлено, что показатели степени редукции $\bar{a}_{\max} = \psi(\tau)$ и $q_{\max} = \psi(\tau)$ практически одинаковы, если пользоваться ходом стока с экспериментальных площадок или водотоков с площадями до 2—3 км². По Валдайской станции такие площади не превышают 1 км², а лучше пользоваться материалами стоковых площадок. Поверхностный склоновый сток с таких площадей можно рассматривать как поверхностную водоотдачу в точке и, при определенных допущениях или учете, распространять ее на бассейн, как принято поступать с характеристиками дождей, фиксируемых в точках.

Для определения статистических характеристик и обеспеченных значений расчетных параметров предельной средней интенсивности стока дождевых паводков или весенних половодий необходимо выполнить такие исследования и расчеты по многолетним наблюдениям на малых водосборах, подобно исследованиям и определениям расчетных параметров дождей.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алексеев Г. А. Обоснование формулы максимального расхода паводка. Труды ГГИ, вып. 79, 1960, с. 18—74.
2. Алексеев Г. А. Схема расчета максимальных дождевых расходов воды по формуле предельной интенсивности стока. Труды ГГИ, вып. 134, 1966, с. 72—79.

3. Бефани А. Н. Основные положения теории речного стока. Добегание ливневых вод со склонов. Труды Одесского гидрометеорологического института, вып. 12, 1958, с. 99—164.
4. Болдаков Е. В. Переходы через водотоки. М., «Транспорт», 1965, 406 с.
5. Вишневский П. Ф. Ливни и ливневый сток на Украине. Киев, «Наукова думка», 1964, 292 с. (укр.).
6. Горошков И. Ф. К вопросу редукции модулей максимального стока. Труды ЛГМИ, вып. 28, 1968, с. 19—26.
7. Горошков И. Ф. О методике определения расчетных скоростей течения при установлении максимальных расходов. Труды ЛГМИ, вып. 11, 1961, с. 152—159.
8. Клибашев К. П., Горошков И. Ф. Гидрологические расчеты. Л., Гидрометеиздат, 1970, 460 с.
9. Мокляк В. И. О редукции модулей максимальных расходов талых вод. «Метеорология и гидрология», № 3, 1949, с. 68—77.
10. Мокляк В. И. О природе редукции максимальных модулей стока. «Метеорология и гидрология», № 4, 1956, с. 51—52.
11. Протодьяконов М. М. Определение максимального стока поверхностных вод с малых водосборов. Л., Гидрометеиздат, 1960, 170 с.
12. Ростомов Г. Д. Метод расчета ливневого стока с малых водосборов. В кн.: Международный симпозиум по паводкам и их расчетам. Л., Гидрометеиздат, 1969, с. 498—507.
13. Соколовский Д. Л. Речной сток. Л., Гидрометеиздат, 1968, 539 с.
14. Указания по определению расчетных гидрологических характеристик (СН 435-72). Л., Гидрометеиздат, 1972, с. 17.
15. Чеботарев А. И., Серпик Б. И. Выбор и обоснование формул для расчета максимальных расходов дождевых паводков. Сборник работ по гидрологии, № 11, Л., Гидрометеиздат, 1973, с. 3—47.
16. Чегадаев Н. Н. Расчет поверхностного стока с малых водосборов. М., Трансжелдориздат, 1953, 77 с.

К ВОПРОСУ УЧЕТА ВЛИЯНИЯ ТУНДРОВОГО ПОКРОВА НА МАКСИМАЛЬНЫЕ РАСХОДЫ РЕК

(На примере восточного побережья полуострова Камчатки)

При различного рода дорожном и строительном проектировании часто надо знать расчетные максимальные расходы воды рек, на которых не ведутся наблюдения за стоком. В этом случае для получения искомых расходов используются эмпирические формулы с уточненными параметрами, отражающими природные особенности района.

В случае слабой гидрологической изученности эти параметры наиболее целесообразно определять по натурным данным — путем массового полевого обследования водотоков с установлением максимальных расходов воды по следам прошедших паводков.

Такие работы были проведены экспедицией кафедры инженерной гидрологии Ленинградского гидрометеорологического института на восточном побережье Камчатки в 1968 г. Основной целью этих исследований было установление расчетных норм максимального стока по рекам, протекающим в районе Кроноцкого залива.

Этот район представляет собой восточные отроги вулканического плато, поэтому большинство рек берет свое начало на склонах вулканических конусов и протекают по океанической террасе примерно в одинаковых физико-географических условиях. Всего было обследовано 15 водотоков с площадями бассейнов от 1,25 до 875 км² (р. Богачевка), расположенным на 200—500 м над уровнем океана и залесенных, как правило более чем на 70%. Видимым различием является лишь наличие на водосборах ряда рек тундрового покрова, площадь которого в отдельных случаях достигает 50% *. Основные морфометрические характеристики исследуемых рек приведены в табл. 1.

* Горные тундры не рассматриваются.

Таблица 1

Основные морфологические характеристики исследуемых рек

№ п/п	Река	F, км ²	L, км	D, км/км ²	f _{лес} , %	f _т , %	Средний уклон водотока
1	Ручей б/н № 1	1,61	0,9	0,56	95	—	0,108
2	Ручей б/н № 2	1,25	0,5	0,40	93	—	0,200
3	Ручей б/н № 3	1,75	1,7	1,46	96	—	0,089
4	р. Ольга	180	39,1	0,58	70	6	0,013
5	р. Татьяна	141	45,1	0,54	34	6	0,014
6	р. Столбовая (9 км от устья)	28,2	10,8	0,49	50	50	0,010
7	Ручей б/н № 7	1,75	2,4	1,37	76	—	0,062
8	Ручей б/н № 8	2,24	3,4	1,51	94	—	0,048
9	Ручей б/н № 9	5,37	4,1	0,14	85	15	0,049
10	Ручей Шеломайникова .	12,3	7,5	1,36	80	20	0,021
11	Речка Десятая	18,0	9,8	1,38	70	30	0,020
12	р. Медвежка	53,6	14,9	0,52	83	12	0,015
13	р. Сухая (1,3 км от устья)	35,7	13,2	0,68	70	30	0,016
14	р. Богачевка	873	64,3	0,55	33	1	0,010
15	р. Узкая	10,3	5,6	0,76	50	50	0,014

Тундры рассматриваемого района характеризуются широким распространением мхов, лишайников, местами встречаются заросли кедрового стланика. Тундровый покров обладает большой аккумулирующей способностью и безусловно оказывает влияние на снижение максимальных расходов воды.

Для получения расчетных норм на всех 15 водотоках были определены максимальные расходы воды по известной методике [2].

При этом оказалось, что прошедший паводок был достаточно высоким и имеет повторяемость примерно один раз в 10 лет. Последнее удалось установить после тщательного анализа паводков этого года на изученных водотоках сопредельных районов, а также условий распределения снежного покрова, дождей, температур воздуха по территории Камчатки.

На основании полученных данных построена зависимость $q_{\max} = f(F)$ для рек рассматриваемого района, аналитическое выражение которой имеет вид:

$$q_{\max} = \frac{3,2}{(F+1)^{0,45}}.$$

Подчиняясь общей закономерности убывания максимальных модулей с увеличением площадей водосборов, имеет место значительный разброс точек. При этом отклонившиеся точки характеризуют реки с распространением в их бассейнах тундрового покрова, и чем выше его величина, тем больше отклонение. Исходя из этого получена достаточно тесная зависимость (рис. 1)

$\delta = f\left(\frac{F_T}{F} \cdot 100\%\right)$, аппроксимация которой позволила получить

формулу, показывающую степень снижения максимальных расходов в зависимости от наличия в бассейне тундрового покрова

$$\delta_T = 1,3 - 0,65 \lg(f_T + 0,5), \quad (1)$$

где f_T — распространение в бассейне тундрового покрова в %.

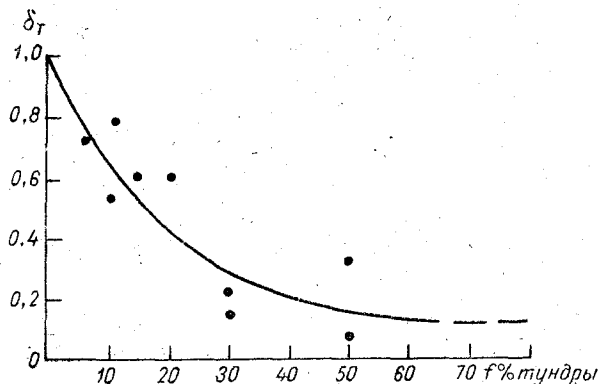


Рис. 1. Зависимость δ_T от степени покрытия бассейна тундровым покровом

Нетрудно видеть, что полученная формула напоминает известные формулы для расчета снижения максимумов болотами. Отличительной чертой является более резкое убывание δ при $f_T = 0 \div 30\%$ и более значительная регулирующая роль тундрового покрова вообще.

Расчеты $Q_{\max}^{p\%}$, проведенные на реках восточного побережья Камчатки по районной редуccionной формуле, выведенной на основании зависимости $M = f(F)$ и по СН, разработанным в ГГИ с учетом рекомендуемой поправки, дали хорошие результаты.

ЛИТЕРАТУРА

1. Любимова Е. Л. Камчатка. М., Географгиз, М., 1961, 190 с.
2. Методические указания Управления гидрометслужбы, № 49. Л., Гидрометеиздат, 1957, 48 с.
3. Соколовский Д. Л. Речной сток. Л., Гидрометеиздат, 1968, 539 с.

О РАСЧЕТЕ ТЕРМИЧЕСКОГО РЕЖИМА ПОЧВЫ ПО МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ

1. Введение

Основное внимание в данной работе будет уделено вопросам сезонного промерзания и протаивания почв при отсутствии или наличии снежного покрова *. Однако предлагаемые ниже методические разработки могут быть использованы и для расчетов в течение теплого периода. В прикладном отношении результаты ориентированы на область агрометеорологии и гидрологии хотя могут найти применение а) при определении степени загрязнения почвы и водоемов выбросами промышленных предприятий; б) в строительной практике; в) при прокладке и эксплуатации транспортных магистралей и трубопроводов, а также при решении некоторых других промышленных задач.

В агрометеорологическом плане знание изменения температуры со временем в пределах деятельного слоя почвы имеет первостепенное значение. Именно температура определяет условия перезимовки культур, ибо, например, понижение ее ниже некоторого предела на уровне узла кущения может повести к гибели растений. От нее во многом зависит накопление влаги весной, а также сроки проведения весенних полевых работ. Кроме того, процесс смены агрегатных состояний воды влияет на структуру почвы. Провести непосредственные измерения температуры по глубине возможно далеко не всегда и не везде. Для этого необходимо располагать и методами прогноза неблагоприятных условий с целью принятия необходимых мер по их предотвращению. Поэтому разработка соответствующей методики расчета представляется весьма актуальной задачей. Методика должна быть достаточно гибкой и оперативной, позволяя в соответствии с практическими запросами определять среднесуточную или среднедекадную температуры, обеспечивая при этом нужную степень точности.

* По отношению к водоемам вся излагаемая ниже постановка задачи остается в силе, и отличия сводятся лишь к учету специфических особенностей среды.

2. Обзор

В целом задача об определении поля температуры в среде, где имеются подвижные границы с протекающими на них фазовыми переходами, относится к классу нелинейных и известна в литературе как проблема Стефана. Существует ряд частных аналитических и приближенных ее решений, полученных различными авторами на основе допущений, которые диктовались спецификой той или иной решаемой конкретной проблемы. Достаточно полные обзоры содержатся в работах [11], [12], [14], причем в монографии [14] большое внимание уделено вопросам чисто математического характера в связи с доказательством существования и единственности решения. Мы не ставим перед собой цель дать анализ существующих решений, а обратимся к тем работам, которые выполнены применительно к метеорологическим целям. Тем более, что работы этого направления не нашли отражения в цитированной литературе.

Температурному режиму в почве уделялось значительное внимание со стороны метеорологов, что, в первую очередь, связано с запросами сельского хозяйства. Впервые задача о расчете температуры почвы под снегом при постоянных теплофизических коэффициентах и в предположении отсутствия промерзания была сформулирована и решена А. Ф. Дюбюком и А. С. Мониным [9]. При этом использовалась известная из наблюдений температура воздуха на уровне метеобудки. Таким образом рассматривалась трехслойная среда атмосфера — снег — почва. Конкретный расчет, проведенный В. К. Баевым и А. С. Мониным [1], показал, что полученное решение улавливает многие особенности рассматриваемого процесса. В работах Л. Н. Гутмана [4]—[5] задача обобщена на случай зависимости термических коэффициентов от времени, а также переменной толщины снега. Предложенная теория была проверена на ряде примеров [6]. Зимой при отрицательных температурах результаты расчета достаточно хорошо совпадают с данными практических измерений, но в случае оттепели между ними наблюдаются значительные расхождения. Ф. Н. Шехтер [17] учитывалось наличие слоя промерзания, и в процессе решения определялась его толщина. При этом считалась известной температура поверхности, а не атмосферы. Следующий шаг в развитии проблемы был сделан Х. Ж. Дикиновым [7], который впервые использовал численные методы для решения этой агрометеорологической задачи и рассчитал ряд примеров на срок порядка месяца. Численные модели сезонного промерзания (без учета снега и атмосферы) были предложены В. Г. Меламедом (их обзор содержится в работе [8]). Однако в последнем случае автор не имеет в виду каких-либо метеорологических приложений. Численный алгоритм одного из вариантов задачи Стефана был разработан также Б. М. Будаком, Ф. В. Васильевым, А. В. Успенским [2]. Но его апробация авторами не проводилась в плане исследуемой

проблемы использование этой работы не представляется возможным в связи с отличиями в постановке вопроса.

В целом можно констатировать, что на пути решения указанной задачи имеются весьма существенные достижения. Однако для того, чтобы результаты расчетов могли быть использованы на практике, необходимо построить более общую, в сравнении с предшествующими, модель, учитывающую появление и исчезновение снежного покрова, оттепели и, как следствие последних, возникновение ряда чередующихся между собой талых и мерзлых зон, соответствующих смене знака температуры воздуха.

Обратимся к обсуждению физического механизма протекающих при этом процессов и формулировке задачи.

3. Постановка задачи

Пусть в начальный момент времени $t=0$ температура воздуха становится отрицательной. Тогда в почве появится мерзлый слой, и возникает граница раздела фаз. Поскольку в последующем вполне возможна смена знака температуры атмосферы, то по ходу процесса почва может оттаять вновь полностью или частично. Если подобная картина повторяется неоднократно, то среда будет многослойной причем в ней будут чередоваться талые и промерзшие зоны, а на поверхности может появиться снег. Кроме того, если в течение зимы наблюдаются оттепели, при которых снег полностью исчезает, то также следует ожидать возникновения описанной выше ситуации. А в весенний период многослойность наблюдается практически всегда. Таким образом, в общем случае следует рассматривать среду, состоящую из атмосферы, снега и почвы, в которой в отдельные периоды времени имеет место указанное чередование слоев. На рис. 1 верхний слой представляет собой атмосферу, где на уровне метеобудки $z = -H_0$ задан ход температуры воздуха $T_0(t)$. Затем следует снег, а ниже талая и мерзлая почва, n -й* слой является талым и иногда его удобно интерпретировать как полупространство.

Остановимся еще на одном важном обстоятельстве, которое уже нашло свое отражение на рис. 1. Дело в том, что обычно в природе имеет место термическая неоднородность в горизонтальном направлении. Однако, как правило, вертикальные градиенты температуры во всех рассматриваемых средах значительно больше горизонтальных. Поэтому если не принимать во внимание исключительных случаев наличия резкой смены свойств по горизонтали, то можно все процессы теплообмена полагать одномерными. Что касается наклона земной поверхности и являющихся вследствие этого различий в экспозиции для разных участков местности, то они учитываются через посредство измеренной солнечной радиации.

* Если первый слой является мерзлым, то n — четное число, в противном случае — нечетное.

Обсудим еще вопрос, касающийся наличия влаги в почве. О ее распределении по вертикали зависит количество тепла, выделяющееся в какой-либо точке z почвы при прохождении через нее нулевой изотермы. Вообще говоря, процесс промерзания сопровождается миграцией влаги, которая движется от талой части через границу фазовых переходов в направлении более низких температур. При этом, поскольку наблюдаются различные формы связи

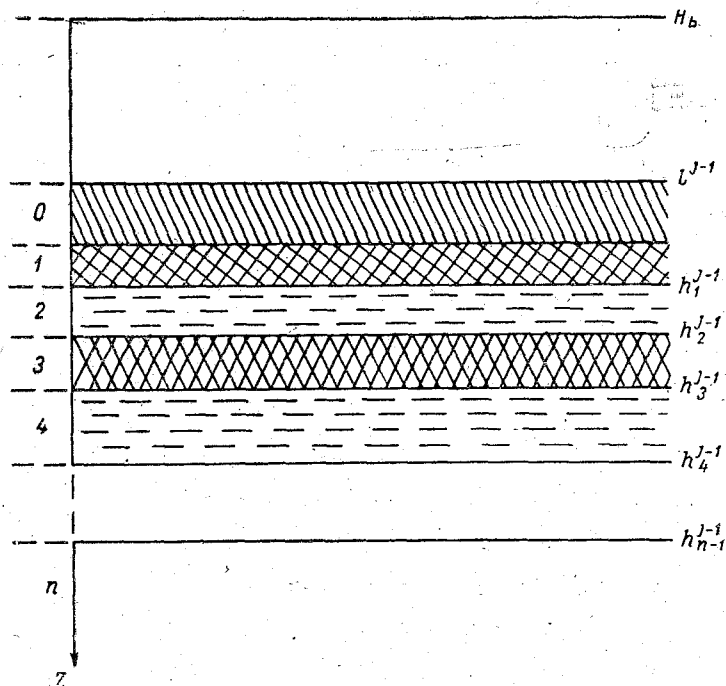


Рис. 1. Условное распределение слоев в промерзающей почве в момент $t = t^{j-1}$

жидкой влаги со скелетом почвы, то во всей мерзлой зоне происходит переход жидкости в лед. С энергетической точки зрения это эквивалентно появлению источника тепла, распределенного по всей толще промерзшей почвы. Численно он равен количеству тепла, выделяющегося при замерзании единицы массы воды в единицу объема сухого грунта за единицу времени. Из-за миграции и изменения температуры, он является переменным по времени. Но оба фактора, с точки зрения имеющих в виду практических приложений, на температурное поле влияют незначительно. Поэтому в дальнейшем они учитываться не будут.

Тогда в математическом плане для составной среды снег-почва вопрос будет сводиться к решению системы одномерных уравнений теплопроводности при наличии n подвижных границ

Первая из них $z = -l(t)$ ($l(0) \neq 0$) представляет собой переменную толщину снежного покрова. Она известна из наблюдений, ибо снегомерные съемки входят в цикл регулярных наблюдений, производимых на гидрометсети. Остальные $n - 1$ соответствуют положению поверхностей раздела между талой и мерзлыми зонами. Их координаты заранее неизвестны и определяются в процессе решения всей задачи.

Обратимся далее к обсуждению граничных условий. Как уже упоминалось, значения температуры на уровне метеобудки $T_0(t)$ при $z = -H_0$ являются известными. В качестве входной информации используются измеренные величины и других метеозадающих, речь о которых пойдет ниже. Поскольку характерный временной интервал в данном случае не меньше суток, то, как показано в статье [5], можно рассматриваемый слой атмосферы считать квазистационарным, а турбулентные потоки тепла и пара* постоянными по высоте, учитывая их зависимость от времени параметрически. Эти обстоятельства позволяют воздействие атмосферы учитывать целиком через посредство уравнения теплового баланса на поверхности снега, которое [5] может быть сведено к граничному условию третьего рода. На поверхности раздела снег — почва имеет место равенство температур и тепловых потоков, а на границах фазовых переходов — условие баланса тепла при равенстве температур 0°C . В качестве нижней границы талой почвы можно использовать глубину H , на которой затухают сезонные колебания температуры. Здесь ее значения T_H принимаются главными климатологическому значению температуры поверхности почвы. Это же условие необходимо использовать и в случае, когда нижний слой считается полуограниченными, ибо H соответствует точке счета, где $T = T_H$ и за пределами которой температуру можно считать неизменной. Начальные поля температуры и влажности заданы. В этом качестве фигурируют профили указанных величин, измеренные накануне даты установления устойчивых отрицательных среднесуточных значений воздуха. Подобные измерения проводятся на сети агрометеорологических станций. В случае их отсутствия можно довольствоваться сведениями, приводимыми агрометеорологических справочниках.

Теплофизические и механические характеристики снега и различного вида почв к настоящему моменту изучены с достаточной полнотой, и сведения об их значениях могут быть заимствованы из справочной или оригинальной литературы. В нашем случае коэффициенты теплопроводности $\lambda(z, t)$ и температуропроводности $\chi(z, t)$ считаются зависящими от времени и являются разрывными функциями от z , оставаясь постоянными в пределах каждого слоя. В принципе они определяются не только меняющимися с глубиной

* Точнее речь должна идти только о потоке тепла, ибо в зимний период вклад, вносимый испарением в уравнение теплового баланса, пренебрежимо мал.

свойствами почвы, но также влажностью и температурой. Однако во многих физически реальных ситуациях, и в частности применительно к рассматриваемым нами агрометеорологическим вопросам, достаточная точность достигается при использовании средних по слою значений коэффициентов, меняющихся скачком при переходе к другой среде. Это подтверждается проведенными нами предварительными расчетами, а также результатами, приводимыми в работах [7] и [17].

Теперь, учитывая все вышесказанное, можно перейти к математической записи задачи, которая, в целях большей наглядности при изложении использованного метода решения, дается применительно к случаю, когда сверху имеется только один мерзлый слой. Тогда, располагая начало координат $z=0$ на поверхности почвы и направляя ось z вниз, будем иметь

$$\frac{\partial T}{\partial t} = a(z, t) \frac{\partial^2 T}{\partial z^2}; \quad (3.1)$$

$$\left| \lambda(z, t) \frac{\partial T}{\partial z} = a(t) [T - F(t)] \right|_{z=-l(t)}, \quad \text{если } T_0(t) < 0; \quad (3.2)$$

$$T|_{z=-l(t)} = 0, \quad \text{если } T_0(t) \geq 0; \quad (3.2')^*$$

$$\alpha(t) = \mu(t) \left[1 - \frac{1}{\kappa(t)} \right];$$

$$\kappa(t) = \frac{\mu(t)}{c_p \rho_v(t)} \cdot \frac{|H_0 - l(t)|^{\varepsilon(t)} - z_0^{\varepsilon(t)}}{\varepsilon(t)};$$

$$F(t) = \frac{T_0(t)}{1 + \kappa(t)} - \frac{J_0(t)}{\alpha(t)} + \frac{[1 - A(t)] S(t)}{\alpha(t)};$$

$$\mu(t) = \frac{4J_0(t) T_0(t)}{T_{00}};$$

$$J_0(t) = \delta \sigma T_{00}^4 [0,254 - 0,006 e(t)] \cdot [1 - 0,76 n(t)];$$

$$T|_{z=0} = T|_{z=+0}; \quad (3.3)$$

* Условие (3.2) в приведенном здесь виде впервые применено в работе [7]. Нами используются другие формулы для составляющих радиационного баланса, заимствованные из монографии [3].

** Если температура воздуха положительна, то на поверхности таящего снега она становится равной 0°C , что и учитывается в (3.2'), которое в это случае заменяет (3.2).

$$\lambda(z, t) \frac{\partial T}{\partial z} \Big|_{z=-0} = \lambda(z, t) \frac{\partial T}{\partial z} \Big|_{z=+0}; \quad (3.4)$$

$$T|_{z=h(t)-0} = T|_{z=h(t)+0} = 0; \quad (3.5)$$

$$\begin{aligned} \lambda(z, t) \frac{\partial T}{\partial z} \Big|_{z=h(t)-0} - \lambda(z, t) \frac{\partial T}{\partial z} \Big|_{z=h(t)+0} = \\ = L\gamma(w^0|_{z=h(t)} - w_0) \frac{dh}{dt}; \end{aligned} \quad (3.6)^*$$

$$T|_{z=H} = T_H = \text{const}; \quad (3.7)$$

$$T|_{t=0} = T^0(z); \quad w|_{t=0} = w^0(z). \quad (3.8)$$

В формулах (3.1)–(3.7) следующие обозначения: $T(z, t)$ — температура; $T_0(t)$ — температура поверхности; $\nu(t)$, $\varepsilon(t)$ — характеристики турбулентного состояния атмосферы, которые должны быть известны. Заданными величинами являются: $c_p \rho$ — объемная плотность воздуха; z_0 — параметр шероховатости; $A(t)$ — альбедо поверхности; $S(t)$ — суммарный приток прямой и рассеянной солнечной радиации; $e(t)$ — упругость водяного пара в мм рт. ст.; t — облачность в долях единицы; σ — постоянная Стефана-Больцмана; $T_{00} = 273^\circ\text{C}$; δ — коэффициент серости; γ — объемный коэффициент с почвой; L — теплота плавления льда; $w^0(z)$ — начальная удельная влажность (отнесенная к единице веса сухой почвы**); — количество влаги, незамерзающей при 0°C . Экспериментально установлено, что количество не перешедшей в лед жидкости зависит только от температуры (и не зависит от влажности), причем для каждого вида почв опытным путем устанавливается вид кривой $w = w(T)$, называемой иногда кривой льдовыделения***. Величина $w_0 = w(0)$.

Таким образом, задача сводится к решению уравнения (3.1) граничными условиями (3.2)–(3.7) и начальными (3.8). Наибольшие трудности на этом пути возникают из-за наличия нелинейного условия (3.6), записанного на подвижной границе, положение которой должно быть определено в процессе решения.

* В случае протавивания в (3.6) меняется знак.

** Поскольку миграция влаги не учитывается, то она от времени не зависит и равна начальному распределению.

*** Примеры подобных зависимостей приводятся в литературе (см., например, [12], [15]).

Вначале, имея в виду построение численного алгоритма, разбьем весь интересующий нас период времени на ряд шагов $\Delta t = t^j - t^{j-1}$ ($j=1, 2, \dots$ — индекс времени) и рассмотрим какое-либо из них в отдельности.

4. Переход к новым переменным и функции

Для уяснения принципов построения численной схемы необходимо отвлечься от сформулированной выше задачи и рассмотреть некий — m -й мерзлый или талый слой, у которого, в целом, будем считать обе границы изменяющимися со временем по законам: верхняя $z = h_{m-1}(t)$, а нижняя $z = h_m(t)$. Толщина пластины будет $\Delta h_m(t) = h_m(t) - h_{m-1}(t)$. Введем вместо z и t новые переменные $\xi = \xi(z, t)$ и $\tau = \tau(t)$, а вместо $T(z, t)$ новую функцию

$$u(\xi, \tau) = f(\xi, \tau) T(\xi, \tau). \quad (4.1)$$

В дальнейшем поставим перед собой задачу определить их так, чтобы в новых переменных границы были неподвижны, а уравнение для $u(\xi, \tau)$ имело вид уравнения теплопроводности, совпадающее по форме с исходным, т. е. должно быть

$$\frac{\partial u}{\partial \tau} = b \frac{\partial^2 u}{\partial \xi^2} \quad \text{при } b = \text{const}. \quad (4.2)$$

С учетом (4.1) оно может быть переписано в виде

$$\frac{\partial f}{\partial \tau} \tilde{T} + f \frac{\partial \tilde{T}}{\partial \tau} = b \left(\frac{\partial^2 f}{\partial \xi^2} \tilde{T} + 2 \frac{\partial f}{\partial \xi} \cdot \frac{\partial \tilde{T}}{\partial \xi} + f \frac{\partial^2 \tilde{T}}{\partial \xi^2} \right). \quad (4.3)$$

В свою очередь, в новых переменных вместо (3.1) будем иметь

$$\frac{\partial \tilde{T}}{\partial \tau} = a \left(\frac{\partial \xi}{\partial z} \right)^2 \frac{dT}{d\tau} \frac{\partial^2 \tilde{T}}{\partial \xi^2} - \frac{\partial \xi}{\partial t} \frac{dT}{d\tau} \frac{\partial \tilde{T}}{\partial \xi} + a \frac{dT}{d\tau} \frac{\partial^2 \xi}{\partial z^2} \frac{\partial \tilde{T}}{\partial \xi}, \quad (4.4)$$

где на каждом шаге $a = \text{const}$.

Подставив (4.4) в (4.3), получим

$$\begin{aligned} \left(\frac{\partial f}{\partial \tau} - b \frac{\partial^2 f}{\partial \xi^2} \right) \tilde{T} - \left(2b \frac{\partial f}{\partial \xi} + f \frac{\partial \xi}{\partial t} \frac{dT}{d\tau} - af \frac{dT}{d\tau} \frac{\partial^2 \xi}{\partial z^2} \right) \frac{\partial \tilde{T}}{\partial \xi} + \\ + f \left[a \left(\frac{\partial \xi}{\partial z} \right)^2 \frac{dT}{d\tau} - b \right] \frac{\partial^2 \tilde{T}}{\partial \xi^2} = 0. \end{aligned} \quad (4.5)$$

Из (4.5) следует, что для выполнения поставленных выше условий должны быть справедливы следующие соотношения:

$$\frac{\partial f}{\partial \tau} = b \frac{\partial^2 f}{\partial \zeta^2}, \quad (4.6)$$

$$\frac{\partial \ln f}{\partial \zeta} = -\frac{1}{2b} \frac{dt}{d\tau} \left(\frac{\partial \zeta}{\partial t} - a \frac{\partial^2 \zeta}{\partial z^2} \right); \quad (4.7)$$

$$\left(\frac{\partial \zeta}{\partial z} \right)^2 \frac{dt}{d\tau} = \frac{b}{a}. \quad (4.8)$$

Из вида соотношения (4.8) можно сделать вывод, что ζ может быть только линейной функцией z , так что следует записать:

$$\zeta = \alpha(t)z + \beta(t). \quad (4.9)$$

Поскольку границы при использовании ζ должны быть непорочными, то, потребовав дополнительно, чтобы $\zeta = m-1$, если $z = h_{m-1}(t)$, и $\zeta = m$, если $z = h_m(t)$, найдем

$$\zeta = \frac{z - h_m(t)}{\Delta h_m(t)} + m \text{ при } m-1 \leq \zeta \leq m. \quad (4.10)$$

Обращаясь вновь к (4.8) и учитывая (4.10), перепишем его в виде

$$d\tau = \frac{a}{b} \frac{dt}{\Delta h_m^2(t)}$$

и

$$d\tau = \frac{a}{b} \frac{d(\Delta h_m)}{\Delta h_m^2} \cdot \frac{dt}{d(\Delta h_m)}. \quad (4.11)$$

Последнее выражение может быть проинтегрировано, если положить

$$\frac{d(\Delta h_m)}{dt} = \frac{\Delta h_m^j - \Delta h_m^{j-1}}{\Delta t}. \quad (4.12)$$

Тогда, подставляя (4.12) в (4.11) и интегрируя последнее в пределах: слева — от 0 до τ , а справа — от Δh_m^{j-1} до $\Delta h_m(t)$, получим

$$\tau = \frac{a \Delta t}{b(\Delta h_m^j - \Delta h_m^{j-1})} \left[\frac{\Delta h_m(t) - \Delta h_m^{j-1}}{\Delta h_m(t) \Delta h_m^{j-1}} \right]. \quad (4.13)$$

Поскольку из (4.12) вытекает, что

$$\Delta h_m(t) = \Delta h_m^{j-1} + (\Delta h_m^j - \Delta h_m^{j-1})(t - t^{j-1})/\Delta t, \quad (4.14)$$

то, используя последнее выражение, для τ получим формулу вид

$$\tau = \frac{a(t - t^{j-1})}{b} \cdot \frac{1}{\Delta h_m(t) \Delta h_m^{j-1}}. \quad (4.15)$$

Теперь определим постоянную в (4.15) таким образом, чтобы при $t = t^j$ было $\tau = 1$. Для этого должно выполняться равенств

$$b = \frac{a \Delta t}{\Delta h_m^j \Delta h_m^{j-1}}. \quad (4.16)$$

Тогда окончательно

$$\tau = \frac{t - t^{j-1}}{\Delta t} \cdot \frac{\Delta h_m^j}{\Delta h_m(t)} \text{ при } 0 \leq \tau \leq 1. \quad (4.17)$$

Для определения вида функции $f(\zeta, \tau)$ используем (4.7) вместе с (4.10), (4.16) и (4.17). После интегрирования (4.7) * приходим к зависимости

$$f(\zeta, \tau) = C(\tau) \exp \left\{ \frac{\psi(\tau)}{2} [(\zeta - m + \delta)^2 - (m - \delta)^2] \right\},$$

где

$$\psi(\tau) = \frac{\Delta h_m^j - \Delta h_m^{j-1}}{2b [\Delta h_m^j - (\Delta h_m^j - \Delta h_m^{j-1})\tau]};$$

$$\delta = \frac{h_m^j - h_m^{j-1}}{\Delta h_m^j - \Delta h_m^{j-1}}; \quad (4.18)$$

$C(\tau)$ — неизвестная функция, которую находим с помощью (4.6) подставляя в него последнее выражение. Тогда

$$C(\tau) = \frac{C}{V \Delta h_m^j - (\Delta h_m^j - \Delta h_m^{j-1})\tau} \cdot \exp \left[\frac{\psi(\tau)(m - \delta)^2}{2} \right].$$

* Из (4.9) следует, что $\frac{\partial^2 \zeta}{\partial x^2} = 0$, и (4.7) упрощается.

В итоге получаем

$$f(\zeta, \tau) = \frac{C}{\sqrt{\Delta h_m^j - (\Delta h_m^j - \Delta h_m^{j-1}) \tau}} \times \\ \times \exp \left\{ \frac{(\Delta h_m^j - \Delta h_m^{j-1})(\zeta - m + \delta)^2}{4b [\Delta h_m^j - (\Delta h_m^j - \Delta h_m^{j-1}) \tau]} \right\}. \quad (4.19)$$

Множитель C можно положить равным некоторой постоянной величине с размерностью длины, которая выбирается исходя из наиболее удобного для решаемой конкретной задачи вида функции $u(\zeta, \tau)$. Подставляя (4.19) в (4.1), получаем и вид интересующей нас функции $u(\zeta, \tau)$.

5. Вычислительный алгоритм

Обратимся вновь к сформулированной в п. 3 задаче. При этом удем иметь: для снега $m=0$, $h_m^j = h_m^{j-1} = 0$, $\delta=0$, $\Delta h_m^j = \Delta^j$, для ерзлого слоя $m=1$, $\Delta h_m^j = h^j$, $\delta=1$; для талого $m=2$, $h_m^{j-1} = H$, $h_m^j = H - h_m^j$, $\delta=0$.

В целях унификации записи введем еще функцию

$$\varphi(t) = 0,5(m-1)(m-2)l(t) - m(m-2)h(t) + \\ + 0,5m(m-1)[H - h(t)]; \quad (5.1) \\ \varphi^j = \varphi(t^j); \quad \Delta \varphi^j = \varphi^j - \varphi^{j-1}.$$

Используя (4.14), (4.10), (4.17) и (4.1), с учетом (4.19), можно для всех трех слоев записать общие формулы:

$$\varphi(t) = \varphi^{j-1} + \Delta \varphi^j (t - t^{j-1}) / \Delta t; \quad (5.2)$$

$$\zeta = \frac{z + 0,5m(m-1)[H - 2h(t)]}{\varphi(t)}; \quad (5.3)$$

$-1 \leq \zeta \leq 0$, если $m=0$; $0 \leq \zeta \leq 1$, если $m=1$; $1 \leq \zeta \leq 2$, если $m=2$;

$$\tau = \frac{t - t^{j-1}}{\Delta t} \cdot \frac{\varphi^j}{\varphi^{j-1}} \text{ при } 0 \leq \tau \leq 1; \quad (5.4)$$

$$T(z, t) = \sqrt{\frac{\varphi^j - \Delta \varphi^j \tau}{\varphi^{j-1}}} \times \\ \times \exp \left\{ - \frac{\Delta \varphi^j [\zeta - m(m-1)]^2}{4b^j(\zeta, \tau)(\varphi^j - \Delta \varphi^j \tau)} \right\} u(\zeta, \tau). \quad (5.5)$$

В формуле (5.5) $C = \varphi^{j-1}$.

Тогда вместо (3.1) — (3.8) будем на каждом шаге иметь

$$\frac{\partial u}{\partial \tau} = b^j(\zeta, \tau) \frac{\partial^2 u}{\partial \zeta^2}; \quad (5.6)$$

$$\left| \tilde{\lambda}(\zeta, \tau) \frac{\partial u}{\partial \zeta} = A(\zeta, \tau) [u - B(\zeta, \tau)] \right|_{\zeta = -1} \quad \text{при } \tilde{T}_6(\tau) < 0; \quad (5.7)$$

$$u|_{\zeta = -1} = 0 \quad \text{при } \tilde{T}_6(\tau) \geq 0; \quad (5.7')$$

$$A(\zeta, \tau) = \tilde{\alpha}(\tau) l(\tau) - \tilde{\lambda}(\zeta, \tau) \Gamma(\zeta, \tau);$$

$$\Gamma(\zeta, \tau) = \frac{\Delta l^j}{2b(\zeta, \tau)(l^j - \Delta l^j \tau)};$$

$$B(\zeta, \tau) = \frac{\tilde{\alpha}(\tau) \tilde{l}(\tau) \tilde{F}(\tau)}{A(\zeta, \tau)} \sqrt{\frac{l^{j-1}}{l^j - \Delta l^j \tau}} \exp \left[\frac{\Delta l^j}{4b(\zeta, \tau)(l^j - \Delta l^j \tau)} \right];$$

$$\sqrt{\frac{l^j - \Delta l^j \tau}{l^{j-1}}} u \Big|_{\zeta = -0} = \sqrt{\frac{h^j - \Delta h^j \tau}{h^{j-1}}} u \Big|_{\zeta = +0}; \quad (5.8)$$

$$\begin{aligned} & \frac{\tilde{\lambda}(\zeta, \tau)}{\tilde{l}(\tau)} \sqrt{\frac{l^j - \Delta l^j \tau}{l^{j-1}}} \frac{\partial u}{\partial \zeta} \Big|_{\zeta = -0} = \\ & = \frac{\tilde{\lambda}(\zeta, \tau)}{\tilde{h}(\tau)} \sqrt{\frac{h^j - \Delta h^j \tau}{h^{j-1}}} \frac{\partial u}{\partial \zeta} \Big|_{\zeta = +0}; \end{aligned} \quad (5.9)$$

$$u|_{\zeta = -1-0} = u|_{\zeta = -1+0} = 0; \quad (5.10)$$

$$\begin{aligned} & \frac{\tilde{\lambda}(\zeta, \tau)}{\tilde{h}(\tau)} \sqrt{\frac{h^j - \Delta h^j \tau}{h^{j-1}}} \exp \left[-\frac{\Delta h^j}{4b^j(\zeta, \tau)(h^j - \Delta h^j \tau)} \right] \frac{\partial u}{\partial \zeta} \Big|_{\zeta = -1-0} = \\ & = \frac{\tilde{\lambda}(\zeta, \tau)}{H - \tilde{h}(\tau)} \sqrt{\frac{H - h^j + \Delta h^j \tau}{H - h^{j-1}}} \exp \left[\frac{\Delta h^j}{4b^j(\zeta, \tau)(H - h^j + \Delta h^j \tau)} \right] \times \\ & \times \frac{\partial u}{\partial \zeta} \Big|_{\zeta = -1+0} = L \gamma [w^0(\zeta)|_{\zeta = -1} - w_0] \frac{dh}{dt}; \end{aligned} \quad (5.11)$$

$$u(2, \tau) = \sqrt{\frac{H - h^{j-1}}{H - h^j + \Delta h^j \tau}} T_H; \quad (5.12)$$

$$u^0(\zeta) = \sqrt{\frac{\varphi^0}{\varphi^1}} \exp \left\{ \frac{\Delta \varphi^1 [\zeta - m(m-1)]^2}{4b(\zeta) \varphi^1} \right\} T^0(z). \quad (5.13)$$

Пусть теперь величина τ является шагом счета. Будем удовлетворять граничным условиям при $\tau = 1$, что соответствует концу шага. При этом будем обозначать $u^j(\zeta, 1) \equiv U^j(\zeta)$; $\lambda(\zeta, 1) \equiv \lambda^j(\zeta)$; $\tilde{a}(\zeta, \tau) \equiv a^j(\zeta)$; $b^j(\zeta) = \frac{a^j(\zeta) \Delta t}{\varphi^j \cdot \varphi^{j-1}}$; при $\tau = 0$ $u^j(\zeta, 0) \equiv u^{j-1}$. Тогда вместо (5.6) — (5.13) будем иметь

$$U^j - u^{j-1} = b^j(\zeta) \frac{\partial^2 U^j}{\partial \zeta^2}; \quad (5.14)$$

$$\left| \lambda^j(\zeta) \frac{\partial U^j}{\partial \zeta} = A^j(\zeta) [U^j - B^j(\zeta)] \right|_{\zeta = -1} \text{ при } \tilde{T}_6(\tau) < 0; \quad (5.15)$$

$$U^j|_{\zeta = -1} = 0 \text{ при } \tilde{T}_6(\tau) \geq 0; \quad (5.15')$$

$$A^j(\zeta) = \alpha^j l^j - \lambda^j(\zeta) \Gamma^j(\zeta);$$

$$B^j(\zeta) = \frac{\alpha^j l^j \Gamma^j}{A^j(\zeta)} \exp \left[\frac{\Gamma^j(\zeta)}{2} \right];$$

$$\Gamma^j(\zeta) = \frac{1}{2b^j(\zeta)};$$

$$U^j|_{\zeta = -0} = U^j|_{\zeta = +0}; \quad (5.16)$$

$$\frac{\lambda^j(\zeta)}{l^j} \frac{\partial U^j}{\partial \zeta} \Big|_{\zeta = -0} = \frac{\lambda^j(\zeta)}{h^j} \frac{\partial U^j}{\partial \zeta} \Big|_{\zeta = +0}; \quad (5.17)$$

$$U^j|_{\zeta = 1-0} = U^j|_{\zeta = 1+0} = 0; \quad (5.18)$$

$$\begin{aligned} & \frac{\lambda^j(\zeta)}{h^j} \exp \left[-\frac{\Delta h^j}{4b^j(\zeta) h^{j-1}} \right] \frac{\partial U^j}{\partial \zeta} \Big|_{\zeta = 1-0} \\ & - \frac{\lambda^j(\zeta)}{H - h^j} \exp \left[\frac{\Delta h^j}{4b^j(\zeta) (H - h^{j-1})} \right] \frac{\partial U^j}{\partial \zeta} \Big|_{\zeta = 1+0} = \\ & = L\gamma [\tilde{w}^0(1) - w_0] \frac{\Delta h^{j+1}}{\Delta t}; \end{aligned} \quad (5.19)$$

$$U^j|_{\zeta = 2} = T_H. \quad (5.20)$$

При $j > 1$ производится пересчет. Так, если U^{j-1} решение для $j-1$ -го шага при $\tau=1$, то на j -м шаге при $\tau=0$ будет

$$u^{j-1}(\zeta) = \sqrt{\frac{\varphi^{j-1}}{\varphi^j}} \exp \left\{ \frac{\zeta^2}{4} \left[\frac{\Delta \varphi^j}{b^j(\zeta) \varphi^j} - \frac{\Delta \varphi^{j-1}}{b^{j-1}(\zeta) \varphi^{j-2}} \right] \right\} U^{j-1}(\zeta). \quad (5.21)$$

Выражение (5.21) играет роль начальных условий на j -м шаге.

Таким образом, можно констатировать, что задача с подвижными границами за счет указанных преобразований по своей формальной записи (без 5.19)) ничем не отличается от обычных задач по распространению тепла в составных пластинах с фиксированными плоскостями раздела. Поэтому при ее решении применима любая из классических численных схем. Единственная особенность заключается в том, что на каждом шаге необходимо производить пересчет начальных условий в соответствии с (5.21). Но это никаких затруднений не создает и практически не усложняет решения. Условие (5.19) использовалось для отыскания h^{j+1} после того, как в результате решения уравнений (5.14) совместно с условиями (5.15) — (5.18), (5.20) — (5.21) найдена величина $U^j(\zeta)$. Если первое и второе слагаемые левой части (5.19) обозначить соответственно через k_1^j и k_2^j , а $L\gamma[\tilde{w}^0(1) - w_0] / \Delta t \equiv B$, то сразу получаем

$$h^{j+1} = h^j + \frac{(k_1^j - k_2^j)}{B}. \quad (5.19')$$

Найденная из (5.19') величина h^{j+1} используется при вычислении $U^{j+1}(\zeta)$, после чего процесс повторяется, так что получаем h^{j+2} и т. д. При $j=1$ $u^0(\zeta)$ определяется по (5.13), но h^1 не может быть найдено, как прочие, из решения на предыдущем шаге. В этом случае приходится прибегать к итерациям. При этом, полагая вначале $h_1^1 = h^0$, находим $U_1^1(\zeta)$ и из (5.19') h_2^1 . Затем вновь повторяем всю процедуру, используя h_2^1 , так что в итоге получаем h_3^1 . Процесс продолжается до тех пор, пока для двух последовательно найденных значений не станет справедливым неравенство $|h_{n-1}^1 - h_n^1| < \epsilon$, где ϵ — заранее заданное малое число. Величина h_n^1 и принимается за истинное h^1 .

Заметим, что аналогичным образом можно было бы действовать и на последующих шагах, что соответствовало бы неявной схеме расчета при определении h^j , но, как показали численные эксперименты, изложенная выше явная схема дает вполне удовлетворительную точность, являясь в то же время менее трудоемкой. Поэтому она и была принята за основу.

6. Методика расчета и пример

При численном решении записанного в п. 5 алгоритма использовалась схема Кранка-Николсона, а ее реализация осуществлялась методом прогонки*. Последовательность действий при этом приводилась к следующему.

1. Производилась интерполяция начальных значений температуры и влажности, заданных в точках z_k ($k=0, 1 \dots N$), в точки ξ_i , где $\xi_i = -1 + \frac{i}{J}$; $\Delta \xi_i = \frac{1}{J}$ ($i=0, 1 \dots J, J+1 \dots 3J$); J соответствует

числу точек в каждом слое.

2. На первом шаге, согласно изложенному выше, определялись величины h^1 , h^2 и $u^0(\xi_i)$. Кроме того, осуществлялся обратный переход от $U^1(\xi_i)$ к температуре $T^1(\xi_i)$ в почве, и путем интерполяции находились значения $T^1(z_n)$, где z_n — уровни, которые выбирались в соответствии с требованиями агрометеорологической практики.

3. На втором шаге, используя найденные ранее значения h^2 , рассчитывались h^3 , $u^1(\xi_i)$ и $T^2(z^n)$. Последняя величина определялась так же, как и на первом шаге.

4. На последующих шагах все операции были аналогичны изложенным в п. 3.

Программа, составленная для реализации рассмотренного алгоритма, позволяет проводить расчеты при наличии и отсутствии снега, с учетом возможных оттепелей. Если при этом снег сходил или его еще не было (при наличии промерзшего слоя), то в почве появляется протаивающий слой. При последующих сменах знака температур может появиться несколько чередующихся слоев талой и мерзлой почвы. (Некоторые из них могут и исчезнуть на этом промежутке времени). Эти обстоятельства учитываются путем не сложной модификации задачи, и в программе это нашло отражение.

В заключение заметим, что если известна температура поверхности, то она может быть использована в качестве входной информации вместо температуры воздуха $T_6(t)$. Переключение счета на этот случай производится автоматически.

В качестве примера приводим результаты расчета глубины промерзания и хода температуры на уровнях $z=0$, $z=40$ см, исходным материалом для которого послужили данные метеостанции Можайск с 20.XI 1971 г. по 20.III 1972 г. при этом принималось: $\Delta t = 86400$ с (сутки), $z_0 = 1$ см, $v(t) = 7$ см¹⁺²/с, $\varepsilon = 0,1$. Последнее соответствует случаю слабой термической устойчивости. Начальная толщина снега и мерзлого грунта 20.XI — 1973 г. была равна 1 см. Коэффициенты теплопроводности и температуропроводности в соответствии с типом почвы (дерново-подзолистая) принимались равными: для талой $\lambda = 3,2 \cdot 10^{-3}$ кал/см·с·град, $a = 6 \cdot 10^{-3}$ см²/с; для мерзлой $\lambda = 4,2 \cdot 10^{-3}$ кал/см·с·град, $a = 6,2 \cdot 10^{-3}$ см²/с.

* Сетка по ξ и t является равномерной.

Для снега при средней его плотности, равной $0,2 \text{ г/см}^3$, значения λ и a вычислялись по соответствующим экспериментальным зависимостям, приведенным в монографии [8], которые дают значения $\lambda = 0,5 \cdot 10^{-3} \text{ кал/см} \cdot \text{с} \cdot \text{град}$, $a = 0,53 \cdot 10^{-2} \text{ см}^2/\text{с}$. Величина $w_0 = 1,1 \text{ г/г}$ снималась с экспериментальной кривой льдовыделения, $H = 200 \text{ см}$, $T_H = 3^\circ\text{C}$.

На рис. 2 дается сопоставление расчетных данных и натурных измерений, которые достаточно хорошо соответствуют друг другу.

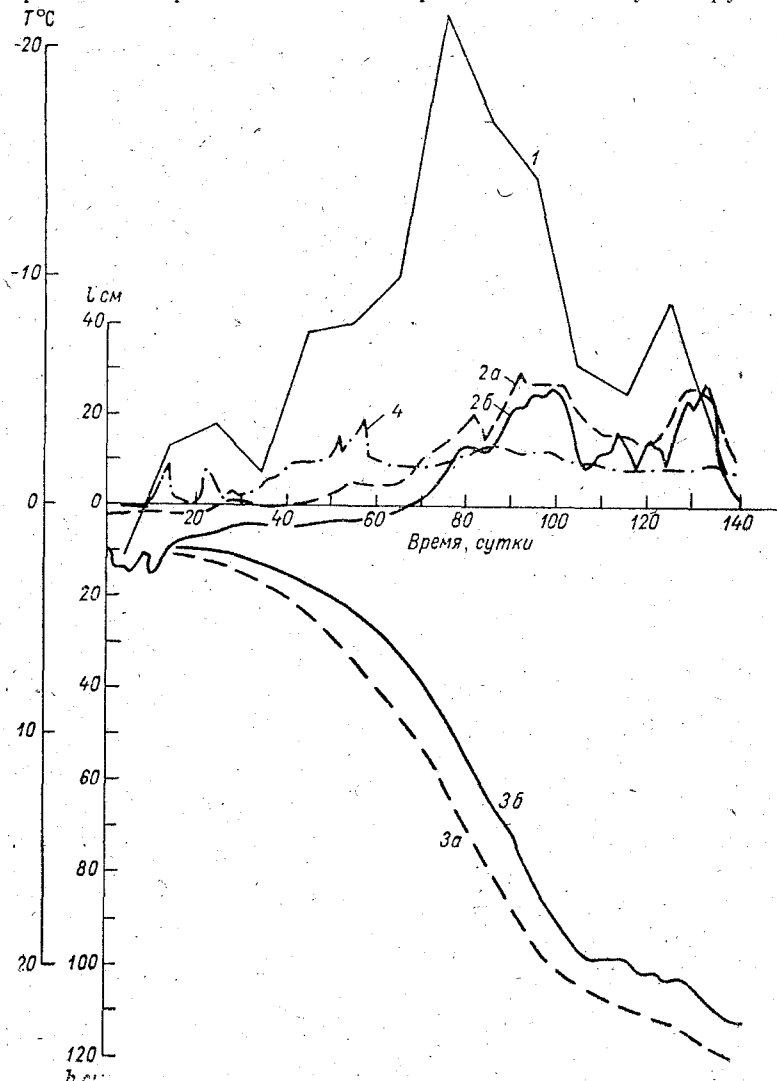


Рис. 2. Расчет и измерения по данным метеостанции Можайск:
1 — температура воздуха; 2 — температура почвы на глубине 40 см (а — расчет, б — наблюдения); 3 — глубина промерзания (а — расчет, б — наблюдения); 4 — толщина снега

7. Некоторые точные решения

Этот метод позволяет на каждом шаге по времени построить и точные решения. Такой подход целесообразен, если внешне заданная температура (в примере п. 6 — температура воздуха) меняется достаточно плавно в течение длительного промежутка времени. С одной стороны, его уже нельзя считать шагом счета, а с другой — соотношение (4.14) остается в силе, что гарантирует успех использования изложенного в п. 4 метода.

Рассмотрим n слоев в соответствии с рис. 1. При этом вначале будем полагать, что снег на поверхности отсутствует, и известна ее температура. Последний талый слой будем считать полубесконечностью. Тогда математически задача запишется следующим образом:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = a(z, t) \frac{\partial^2 T}{\partial z^2}; \quad (7.1)$$

$$T(0, t) = T_n(t); \quad (7.2)$$

$$T|_{z=h_m(t)-0} = T|_{z=h_m(t)+0} = 0; \quad (7.3)$$

$$\begin{aligned} & (-1)^{m+1} \left[\lambda(z, t) \frac{\partial T}{\partial t} \Big|_{z=h_m(t)-0} - \lambda(z, t) \frac{\partial T}{\partial z} \Big|_{z=h_m(t)+0} = \right. \\ & \left. \equiv L[\omega^0(z)|_{z=h_m(t)} - w_0] \frac{dh_m}{dt}; \right. \end{aligned} \quad (7.4)$$

$$T|_{z \rightarrow \infty} \rightarrow T_{ff}; \quad (7.5)$$

$$T|_{t=0} = T^0(z); \quad w|_{t=0} = w^0(z). \quad (7.6)$$

Если первый слой является мерзлым, то четные значения показателя степени при -1 соответствуют мерзлым зонам, а нечетные — талым.

Будем выбирать интервалы времени таким образом, чтобы в их пределах ход температуры на поверхности был более или менее равномерным. Тогда есть все основания считать справедливым условие (4.14). В этом случае можно констатировать, что на каждом из временных интервалов отыскание поля температур в каждой из сред представляет собой самостоятельную задачу. Так для первого слоя она сводится к решению уравнения для неограниченной пластины с заданной на поверхности $z=0$ температурой, другая ее граница движется по известному линейному закону и имеет температуру ноль. В каждом последующем слое имеем дело с определением поля температур (при заданных начальных условиях) в пластине, обе границы которой перемещаются с постоянной скоростью и имеют нулевую температуру. Наконец.

в n -м слое следует решать задачу для полупространства. Все слои стыкуются между собой через посредство условий (7.4), из которых определяется скорость или толщина слоя на следующем шаге. Начальными распределениями служат полученные на предыдущем шаге температурные поля, фиксированные для конечного момента времени.

Обратимся вновь к исследованию случая отдельного слоя с двумя подвижными границами, на которых будем для общности считать температуру любыми известными функциями времени

$$T|_{z=h_{m-1}(t)} = \Phi_1(t); \quad (7.7)$$

$$T|_{z=h_m(t)} = \Phi_2(t). \quad (7.8)$$

После перехода к новым переменным ξ, τ и функции $u(\xi, \tau)$ будем иметь

$$\frac{\partial u}{\partial \tau} = b \frac{\partial^2 u}{\partial \xi^2}; \quad (7.9)$$

$$u(m-1, \tau) = f(m-1, \tau) \tilde{\Phi}_1(\tau) \equiv \bar{\Phi}_1(\tau); \quad (7.10)$$

$$u(m, \tau) = f(m, \tau) \tilde{\Phi}_2(\tau) \equiv \bar{\Phi}_2(\tau); \quad (7.11)$$

$$u(\xi, 0) = f(\xi, 0) \tilde{\varphi}(\xi) \equiv \bar{\varphi}(\xi). \quad (7.12)$$

Решение такой задачи известно и может быть записано в виде [15]:

$$u(\xi, \tau) = \int_{m-1}^m G(\xi, \xi, \tau, 0) \bar{\varphi}(\xi) d\xi + \\ + b \int_0^\tau \frac{\partial G}{\partial \xi} \Big|_{\xi=m-1} \bar{\Phi}_1(\eta) d\eta - b \int_0^\tau \frac{\partial G}{\partial \xi} \Big|_{\xi=m} \bar{\Phi}_2(\eta) d\eta; \quad (7.13)$$

$$G(\xi, \xi, \tau, \eta) = \frac{1}{2\sqrt{\pi b(\tau-\eta)}} \sum_{r=-\infty}^{\infty} \exp \left[- \frac{(\xi - \xi + m - 1 - 2r)^2}{4b(\tau-\eta)} \right] - \exp \left[- \frac{(\xi + \xi - m + 1 - 2r)^2}{4b(\tau-\eta)} \right];$$

$$\frac{\partial G}{\partial \xi} \Big|_{\xi=m-1} = \frac{1}{2\sqrt{\pi b^3(\tau-\eta)^3}} \sum_{r=-\infty}^{\infty} \exp \left[- \frac{(\xi - 2r)^2}{4b(\tau-\eta)} \right] \times (\xi - 2r).$$

Это функция Грина рассматриваемой задачи и ее производная. Обратный переход к температуре осуществляется по формуле

$$\hat{T}(\zeta, \tau) = f^{-1}(\zeta, \tau) u(\zeta, \tau).$$

При этом необходимо иметь только значение, соответствующее $\tau = 1$. Тогда

$$\hat{T}(z, 1) = f^{-1}(\zeta, 1) u(\zeta, 1). \quad (7.14)$$

Причем

$$f^{-1}(\zeta, 1) = \exp \left[- \frac{(\Delta h_m^j - \Delta h_m^{j-1})(\zeta - m + \delta)^2}{4b \Delta h^{j-1}} \right].$$

Здесь положено $C \equiv \Delta h_m^{j-1}$.

Из (7.14) и (7.13) можно получить различные частные случаи. Так, если имеется в виду первый слой, то $m=1$, $\delta=1$, $\Delta h_1^j = h_1^j$. Пусть еще на его нижней границе задана нулевая температура так, что $\bar{\Phi}_2(\eta) \equiv 0$ (вследствие этого третье слагаемое в (7.13) ходит). Тогда для температуры в момент t^j будет справедливо выражение

$$T(z, t^j) = \hat{T}(\zeta, 1) \exp \left[- \frac{(h_1^j - h_1^{j-1}) \zeta^2}{4b h_1^{j-1}} \right] \times \\ \times \left[\int_0^1 G(\zeta, \xi, 1, 0) \cdot \bar{\varphi}(\xi) d\xi + b \int_0^1 \frac{\partial G(\zeta, 0, 1, \eta)}{\partial \xi} \bar{\Phi}_1(\eta) d\eta \right]. \quad (7.15)$$

В данном случае

$$\left. \begin{aligned} \bar{\varphi}(\xi) &= \sqrt{\frac{h_1^{j-1}}{h_1^j}} \exp \left[\frac{(h_1^j - h_1^{j-1}) \xi^2}{4b h_1^{j-1}} \right] \tilde{\varphi}(\xi), \\ \bar{\Phi}(\eta) &= \sqrt{\frac{h_1^{j-1}}{h_1^j - (h_1^j - h_1^{j-1}) \eta}} \tilde{\Phi}_1(\eta). \end{aligned} \right\} \quad (7.15')$$

Значение производной на нижней границе $\xi=1$, при $\tau=1$, входящее в уравнение баланса (7.4), можно найти из (7.15). Оно, учитывая, что $u(1,1)=0$, имеет вид

$$\left. \frac{\partial T}{\partial z} \right|_{z=h_1^j} = \frac{1}{h_1^j} \exp \left[- \frac{(h_1^j - h_1^{j-1})}{4b h_1^{j-1}} \right] \left[\int_0^1 N(1, \xi, 1, 0) \times \right. \\ \times \frac{d\bar{\varphi}}{d\xi} d\xi - \int_0^1 N(1, 0, 1, \eta) \frac{d\bar{\Phi}_1}{d\eta} d\eta \left. \right]. \quad (7.16)$$

При получении (7.16) использована функция $N(\zeta, \xi, \tau, \eta)$, которая сопряжена с $G(\zeta, \xi, \tau, \eta)$ и связана с последней равенствами

$$\frac{\partial N}{\partial \xi} = -\frac{\partial G}{\partial \zeta}; \quad \frac{\partial N}{\partial \eta} = b \frac{\partial^2 G}{\partial \zeta \partial \xi};$$

$$N(1, \xi, 1, 0) = \frac{1}{\sqrt{\pi b}} \sum_{r=-\infty}^{\infty} \exp \left[-\frac{(\xi + 2r - 1)^2}{4b} \right];$$

$$N(1, 0, 1, \eta) = \frac{2}{\sqrt{\pi b(1-\eta)}} \sum_{r=0}^{\infty} \exp \left[-\frac{(2r-1)^2}{4b(1-\eta)} \right].$$

Второй интересующий нас случай, когда обе границы подвижны и на каждой из них температура равна нулю, также следует из (7.13) при $\bar{\Phi}_1(\eta) = \bar{\Phi}_2(\eta) = 0$. При $\tau=1$ получим

$$\begin{aligned} T(z, t^j) = \hat{T}(\zeta, 1) = \exp \left[-\frac{(\Delta h_m^j - \Delta h_m^{j-1})(\zeta - m + \delta)^2}{4b \cdot \Delta h_m^{j-1}} \right] \times \\ \times \int_{m-1}^m G(\zeta, \xi, 1, 0) \bar{\varphi}(\xi) d\xi. \end{aligned} \quad (7.1)$$

Значения производных при $\tau=1$ на верхней $\zeta=m-1$ и нижней $\zeta=m$ границах равны

$$\begin{aligned} \left. \frac{\partial T}{\partial z} \right|_{z=\Delta h_m^j} = \frac{1}{\Delta h_m^j} \exp \left[-\frac{(\Delta h_m^j - \Delta h_m^{j-1})(\delta - 1)^2}{4b \cdot \Delta h_m^{j-1}} \right] \times \\ \times \int_{m-1}^m N(m-1, \xi, 1, 0) \bar{\varphi}(\xi) d\xi; \end{aligned} \quad (7.1)$$

$$\begin{aligned} \left. \frac{\partial T}{\partial z} \right|_{z=\Delta h_m^j} = \frac{1}{\Delta h_m^j} \exp \left[-\frac{(\Delta h_m^j - \Delta h_m^{j-1}) \cdot \delta^2}{4b \cdot \Delta h_m^{j-1}} \right] \times \\ \times \int_{m-1}^m N(m, \xi, 1, 0) \bar{\varphi}(\xi) d\xi. \end{aligned} \quad (7.1)$$

Действуя аналогично, можно получить и другие частные случаи, но для поставленных целей достаточно приведенных выше.

Нижний талый слой представляет собой полупространство, у которого верхняя граница, в пределах каждого шага, движется по линейному закону и температура ее равна нулю. Соответствующее решение получено в статье [13]. Мы не будем приводить

дробных выкладок, а дадим лишь окончательный результат. Пусть же при $t=t^j$ и в форме, удобной для численной реализации, распределение температуры в момент $t=t^j$ подчиняется закону

$$T(z, t^j) = \frac{1}{2\sqrt{\pi a \Delta t}} \int_0^\infty \left\{ \exp \left[-\frac{(z - \xi - h_{n-1}^{j-1})^2}{4a \Delta t} \right] - \exp \left[-\frac{(2h_{n-1}^j - h_{n-1}^{j-1} - z - \xi)^2}{4a \Delta t} \right] + \frac{(h_{n-1}^j - h_{n-1}^{j-1})(h_{n-1}^j - z)}{a \Delta t} \right\} \cdot \varphi(\xi + h_{n-1}^{j-1}) d\xi. \quad (7.20)$$

Производная при $z=h_{n-1}^j$ может быть вычислена по формуле

$$\left. \frac{\partial T}{\partial z} \right|_{z=h_{n-1}^j} = \frac{1}{2\sqrt{\pi a^3 \Delta t^3}} \int_0^\infty \xi \cdot \exp \left[-\frac{(h_{n-1}^j - h_{n-1}^{j-1} - \xi)^2}{4a \Delta t} \right] \times \varphi(\xi + h_{n-1}^{j-1}) d\xi. \quad (7.21)$$

Следует заметить, что используя аппроксимацию вида (4.14), заменяем реальную кривую отрезками прямых, начиная с ка-
ельной. Поэтому необходимо иметь уверенность в том, что по-
ающаяся в итоге ломаная не расходится сколь угодно много
своим оригиналом. Доказательство сходимости процесса дано
аботе [13].

Полученные выше решения в каждом отдельном случае позво-
от находить поле температур независимо в каждом слое. А вы-
ленные значения производных для общей границы двух сред
воляют с помощью соотношений (7.4) найти ее положение
концу следующего временного интервала. Различные комбина-
и рассмотренных задач дают возможность построить решения
и всевозможных реально встречающихся в природе ситуаций.
да в наличии границы раздела фаз. Так, например, уравнения
15) и (7.16) в сочетании с формулами (7.20), (7.21) и (7.4) дают
ление задачи о промерзании полупространства при любых на-
альных и граничных условиях. Это соответствует промерзанию
омов или крупнозернистых грунтов, находящихся в состоянии
ного увлажнения. В последнем случае, присоединив к преды-
щим еще соотношения (7.17) — (7.19), получаем возможность
сматривать и случай таяния как при наличии одного верхнего
ого слоя, как и при чередовании ряда мерзлых и оттаявших зон.
Результаты расчета примера по изложенному в данном пункте
оду приводятся на рис. 3, речь о котором пойдет ниже.

В заключение еще раз подчеркнем, что метод точных решений
авдывает себя, если он не рассматривается как шаг счета.
гати, в этом случае можно решать исходные уравнения и числен-

но, используя преобразования п. 4 и разбивая τ на ряд более мелких участков, которые и будут являться интервалами счета. И поскольку нас интересует результат при $\tau=1$, то изложенный здесь подход зачастую является более предпочтительным, ибо сводит вычислительную процедуру к однократному вычислению записанных выше интегралов.

8. Учет снежного покрова

Все изложенное в п. 7 относилось к случаю оголенной почвы. Наличие же снежного покрова приводит к необходимости отдельно на каждом шаге рассмотреть двухслойную среду, состоящую из снега и первого промерзшего слоя. Для остальных слоев вид решения не меняется. Будем считать, что температура поверхности снега является известной функцией времени. На плоскости раздела снег — почва естественно, как и ранее, полагать сохраняющимися условия равенства температур и тепловых потоков, а снизу иметь место нулевая температура.

Как показывают оценки [17], с достаточной точностью можно полагать, что распределение температуры в снеге подчиняется линейному закону. Если, кроме того, заменить температурную кривую на поверхности ломаной с линейным изменением температуры $T_n(t) = v_1 t + \gamma$ в течение каждого шага, то решение соответствующей задачи существенно облегчается. Будем также считать, что толщина снега l^{j-1} в пределах каждого шага неизменна и меняется скачком при переходе к следующему. (Это ограничение неприципиально и может быть снято без существенных усложнений аппарата).

Обозначим температуру на поверхности почвы и снега соответственно через $\Phi(t)$ и $T_n(t)$. Тогда для снега

$$T_c^* = \Phi(t) - \frac{T_n(t) - \Phi(t)}{l^{j-1}} z. \quad (8)$$

Кроме того, для промерзшей почвы справедливо выражение (7.15), где $\Phi_1(t)$ следует заменить функцией $\Phi(t)$. Тогда, дифференцируя (8.1) и (7.15) по z соответственно получим

$$\lambda_c \frac{\partial T_c}{\partial z} = \lambda_c \frac{\Phi(t) - T_n(t)}{l^{j-1}}; \quad (8)$$

$$\begin{aligned} \lambda \frac{\partial T}{\partial z} \Big|_{z=0} &= \frac{\lambda \sqrt{1-\varepsilon}}{h^{j-1}} (1-\varepsilon\tau) \left\{ \int_0^1 N(0, \xi, \tau, 0) \frac{d}{d\xi} \times \right. \\ &\times \left[\exp\left(\frac{\varepsilon\xi^2}{4b}\right) \tilde{\varphi}(\xi) \right] d\xi - \int_0^1 N(0, 0, \tau, \eta) \frac{d}{d\eta} \left[\frac{\tilde{\Phi}(\eta)}{\sqrt{1-\varepsilon\eta}} \right] d\eta \right\}. \quad (8) \end{aligned}$$

* Величины с индексом «с» относятся к снегу.

При получении (8.3) использовалась вновь введенная величина $\lambda = 1 - \frac{h^{j-1}}{h^j}$ и раскрыты функции $\bar{\varphi}(\xi)$ и $\bar{\Phi}(\eta)$ через посредство формулы (7.15'). Для малых относительных приращений толщины разлого слоя, что обычно всегда имеет место вблизи неподвижной границы (за исключением первых дней промерзания), $\varepsilon \ll 1$. Полагая $\varepsilon \rightarrow 0$, будем иметь

$$\tau = \frac{t - t^{j-1}}{\Delta t}; \quad \xi = \frac{z}{h^{j-1}}; \quad b = \frac{a \Delta t}{h^{j-1} \cdot h^j}; \quad (8.4)$$

$$\lambda \frac{\partial T}{\partial z} \Big|_{z=0} = \frac{\lambda_c}{h^{j-1}} \left[\int_0^1 N(0, \xi, \tau, 0) \frac{d\tilde{\varphi}(\xi)}{d\xi} d\xi - \int_0^\tau N(0, 0, \tau, \eta) \frac{d\tilde{\varphi}(\eta)}{d\eta} d\eta \right]. \quad (8.5)$$

Перейдя в (8.2) к новым значениям τ и ξ и приравнявая выражение для потоков при $z=0$, получаем интегро-дифференциальное уравнение для определения $\Phi(\tau)$ вида

$$\begin{aligned} (\tau) + \frac{\lambda}{\lambda_c} \cdot \frac{l^{j-1}}{\sqrt{a \Delta t}} \int_0^\tau \frac{1}{\sqrt{\pi(\tau-\eta)}} \left\{ 1 + 2 \sum_{r=1}^{\infty} \exp \left[-\frac{r^2}{b(\tau-\eta)} \right] \right\} \times \\ \times \frac{d\tilde{\Phi}(\eta)}{d\eta} d\eta = \hat{T}_u(\tau) + \frac{\lambda}{\lambda_c} \cdot \frac{l^{j-1}}{\sqrt{a \Delta t}} \cdot \int_0^1 \frac{1}{\sqrt{\pi\tau}} \times \\ \times \left\{ \sum_{r=-\infty}^{\infty} \exp \left[-\frac{(\xi + 2r)^2}{4b\tau} \right] \right\} \frac{d\tilde{\varphi}(\xi)}{d\xi} d\xi. \end{aligned} \quad (8.6)$$

Применяя к выражению (8.6) преобразование Лапласа по переменной τ , после несложных преобразований приходим к уравнению

$$\begin{aligned} \psi(p) \left[1 + D \sqrt{p} \sum_{r=-\infty}^{\infty} \exp \left(-2|r| \sqrt{\frac{p}{b}} \right) \right] = \\ = \frac{\gamma_1}{p^2} + \frac{\gamma}{p} + \frac{D}{\sqrt{b}} \sum_{r=-\infty}^{\infty} \int_0^1 \tilde{\varphi}(\xi) \exp \left[-|\xi + 2r| \sqrt{\frac{p}{b}} \right] d\xi, \end{aligned} \quad (8.7)$$

$$\psi(p) = \int_0^\infty \tilde{\Phi}(\tau) e^{-p\tau} d\tau; \quad D = \frac{\lambda l^{j-1}}{\lambda_c h^{j-1} \sqrt{b}}.$$

Поскольку $\sum_{r=-\infty}^{\infty} \exp\left(-2|r|\sqrt{\frac{p}{b}}\right) = \text{cth}\sqrt{\frac{p}{b}}$, то, обозначив $\alpha_r = \frac{|\xi + 2r|}{\sqrt{b}}$, вместо (8.7) можно записать

$$\psi(p) = \frac{\gamma_1 + \gamma p}{p^2 \left[1 + D\sqrt{p} \text{cth}\sqrt{\frac{p}{b}} \right]} + \frac{D}{\sqrt{b}} \int_0^1 \tilde{\varphi}(\xi) \frac{\sum_{r=-\infty}^{\infty} \exp(-\alpha_r \sqrt{p})}{1 + D\sqrt{p} \text{cth}\sqrt{\frac{p}{b}}} d\xi. \quad (8.)$$

Обозначим еще

$$\tilde{\omega}(\sqrt{p}) \equiv \omega(s) = \frac{1}{1 + D \cdot s \text{cth} \frac{s}{\sqrt{p}}} \quad \text{при } \sqrt{p} = s. \quad (8.)$$

Тогда, после некоторых преобразований, можно (8.9) представить в виде

$$\omega(s) = \frac{1}{1 + Ds} + \sum_{r=1}^{\infty} \frac{1}{1 + Ds} \left[\left(\frac{1 - Ds}{1 + Ds} \right)^r - \left(\frac{1 - Ds}{1 + Ds} \right)^{r-1} \right] \exp\left(-2 \frac{rs}{\sqrt{b}}\right). \quad (8.1)$$

Следовательно,

$$L^{-1}[\omega(s)] \equiv \Omega(\sigma) = \frac{1}{D} \sum_{r=0}^{\infty} (-1)^r \exp \times \\ \times \left[-\frac{\left(\sigma - \frac{2r}{\sqrt{b}}\right)}{D} \right] L_r \left[\frac{2\left(\sigma - \frac{2r}{\sqrt{b}}\right)}{D} \right] - \frac{1}{D} \sum_{r=1}^{\infty} (-1)^{r-1} \exp \times \\ \times \left[-\frac{\left(\sigma - \frac{2r}{\sqrt{b}}\right)}{D} \right] L_{r-1} \left[\frac{2\left(\sigma - \frac{2r}{\sqrt{b}}\right)}{D} \right],$$

где $L_r \left[\frac{2\left(\sigma - \frac{2r}{\sqrt{b}}\right)}{D} \right]$ — полиномы Лаггера.

Как известно из теории операционного исчисления

$$L^{-1}[\omega(\sqrt{p})] \equiv \Omega_1(\tau) = \int_0^{\infty} \frac{\sigma}{2\sqrt{\pi\tau^3}} \exp\left(-\frac{\sigma^2}{4\tau}\right) \Omega(\sigma) d\sigma. \quad (8.11)$$

Так как наше $\Omega(\sigma)$ выражается рядом, у которого аргумент еняется вместе с r , то, учитывая теорему запаздывания, мы олжны брать аргументы в соответствии с некоторой последова-ельностью. К примеру, если $0 < \sigma < 2/\sqrt{b}$, то

$$\Omega^{(1)}(\sigma) = \frac{1}{D} \exp\left(-\frac{\sigma}{D}\right). \quad (8.12)$$

Если $\frac{2}{\sqrt{b}} < \sigma < \frac{4}{\sqrt{b}}$, то

$$\begin{aligned} \Omega^{(2)}(\sigma) = & \frac{1}{D} \exp\left(-\frac{\tau}{D}\right) - \frac{2}{D} \exp \times \\ & \times \left(-\frac{\sigma - \frac{2}{\sqrt{b}}}{D}\right) \left(1 - \frac{\sigma - \frac{2}{\sqrt{b}}}{D}\right). \end{aligned} \quad (8.13)$$

Однако из (8.10) следует, что указанный ряд быстро сходится счет наличия в каждом члене экспоненты. Как показывают олее детальные выкладки, можно ограничиться только первым еном и, следовательно, выражением (8.11), ибо в этом случае праведливо интегрирование в пределах от 0 до ∞ . Поэтому

$$F(\tau) = \frac{1}{D\sqrt{\pi\tau}} - \frac{1}{D^2} \exp\left(\frac{\sigma}{D^2}\right) \operatorname{erfc}\left(\frac{\sqrt{\tau}}{D}\right). \quad (8.14)$$

Возвращаясь к (8.8), в соответствии с леммой Бореля, можем писать

$$\begin{aligned} \hat{\Phi}(\tau) = & \int_0^{\tau} [\gamma_1(\tau - \sigma) + \gamma] F(\sigma) d\sigma + \frac{D}{4b\sqrt{\pi}} \sum_{r=-\infty}^{\infty} \int_0^1 \hat{\varphi}(\xi) \times \\ & \times (1 + 2r) \int_0^{\tau} \frac{1}{\sqrt{\tau - \sigma}^3} \left\{ \exp\left[-\frac{(\xi + 2r)^2}{4b(\tau - \sigma)}\right] + \right. \\ & \left. + \exp\left[-\frac{(\xi - 2r)^2}{4b(\tau - \sigma)}\right] \right\} F(\sigma) d\sigma d\xi. \end{aligned}$$

После интегрирования, будем иметь

$$\begin{aligned} \tilde{\Phi}(\tau) = & \gamma_1(\tau + D^2) + \gamma - (\gamma + \gamma_1 \cdot D^2) \exp\left(\frac{\tau}{D^2}\right) + \frac{2\gamma}{D} \sqrt{\frac{\tau}{\pi}} + \\ & + \frac{2}{D^2 \sqrt{b}} \int_0^1 \tilde{\varphi}(\xi) \sum_{r=-\infty}^{\infty} \left\{ \sqrt{\frac{\tau}{\pi}} \left(1 - \frac{V\alpha_r}{D} + \frac{D^2}{2\tau}\right) \exp\left(-\frac{\alpha_r}{\tau}\right) - \right. \\ & \left. - V\alpha_r \left(1 + \frac{D}{2V\alpha_r} + \frac{\tau}{2D V\alpha_r} - \frac{V\alpha_r}{D}\right) \operatorname{erfc}\left(\sqrt{\frac{\alpha_r}{\tau}}\right) \right\} d\xi. \quad (8) \end{aligned}$$

При выводе (8.15) мы воспользовались тем, что $\frac{\tau}{D^2}$ малая величина, если $l^{j-1} \geq 25$ см (при $\Delta t \sim 10^6$ с) и $l^{j-1} \geq 10$ (при $\Delta t \sim 10^5$ с). Подставляя (8.15) в (7.15), получаем решение интересующей нас задачи о промерзании грунта при наличии снежного покрова.

Таким образом, учет снега производится путем замены в (7.1 и (7.16) функции $\Phi_1(\tau)$ на $\Phi(t)$. Отсюда следует, что все результаты п. 7 полностью приложимы и к случаю покрытой снегом почвы.

9. Пример расчета

Для проверки точности изложенного выше метода был проведен ряд расчетов. На рис. 3 приводятся результаты для случая промерзания Каховского водохранилища в районе станции Иновка при отсутствии снежного покрова. При этом использовали данные наблюдений, проведенных в 1969—1970 гг. Государственным гидрологическим институтом. К моменту окончания ледостава 29.XII толщина льда была равна 7 см, а начальная скорость роста ~ 2 см/с. Численные эксперименты проводились и для других произвольно задаваемых начальных толщин льда. Во всех случаях исходные профили температуры во льду $T(z)$ задавали в виде кривой второго порядка. Произвол в выборе ее параметров устранялся за счет задания температуры на поверхности льда производной от температуры на границе вода — лед. Последняя величина определялась скоростью движения границы в предполо-

жении, что $\left. \frac{\partial T}{\partial z} \right|_{z=0} \gg \left. \frac{\partial T}{\partial z} \right|_{z=+0}$. Следует отметить, что процесс нарастания льда очень слабо зависит от начального распределения температуры во льду и в воде.

Результаты расчета и натурных наблюдений промерзания покрытой снегом почвы также хорошо совпадают друг с другом (рис. 4). При их получении были использованы измерения, проведенные в 1970—1971 гг. экспедицией ГГО им. Воейкова вблизи Цимлянского водохранилища (в районе совхоза «Гигант

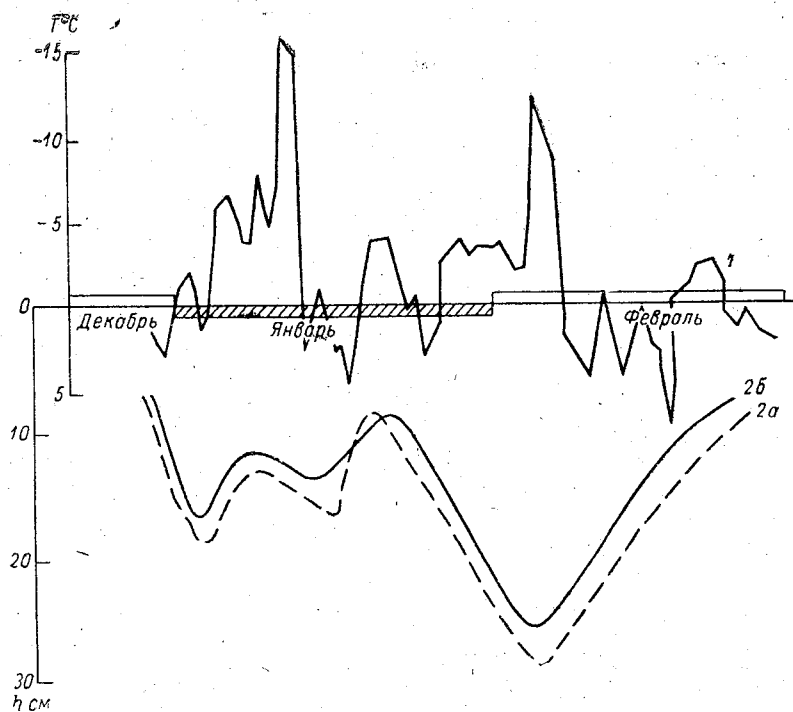


Рис. 3. Температура подстилающей поверхности и нарастание толщины льда на Каховском водохранилище:

1 — температура поверхности; 2 — глубины промерзания
(а — расчет, б — наблюдения)

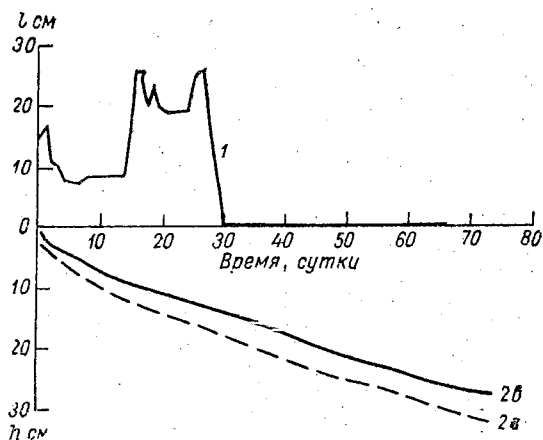


Рис. 4. Расчет и наблюдения в районе Цимлян-ского водохранилища:

1 — толщина снега; 2 — глубина промерзания
(а — расчет, б — наблюдения)

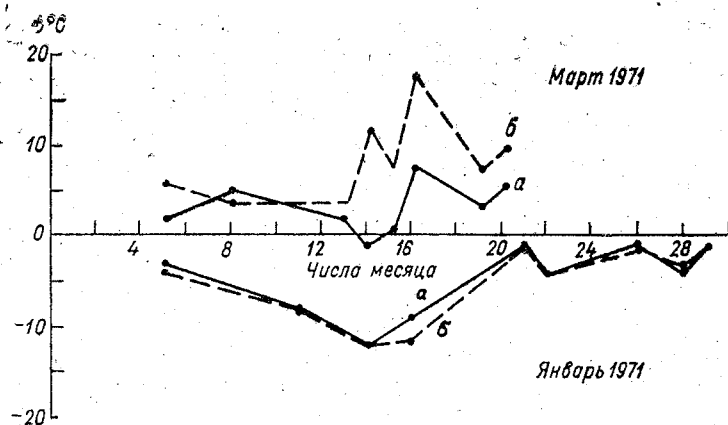


Рис. 5. Температура подстилающей поверхности:
а — расчет, б — наблюдения

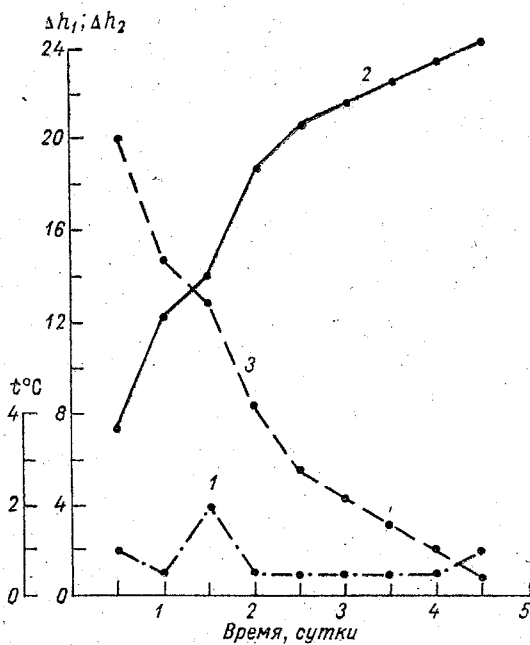


Рис. 6. Протаивание почвы
1 — температура поверхности почвы; 2 — толщина протаивающего слоя; 3 — толщина промерзшего слоя

Ход температуры поверхности снега приведен на рис. 5. Расчеттверждает весьма сильное влияние, оказываемое снегом, как на пературное поле в промерзающей почве, так и на глубину прозания. На рис. 6 приведены расчетные данные о протаивании вы. Полное время исчезновения мерзлого слоя равно $\sim 4,5$ сут.; считая от момента схода снежного покрова. Кривые 1 и 2 юстрируют поведение подвижных границ мерзлого слоя, когда рху имеется слой протаивания.

В нашем распоряжении не было данных измерений в почве за г период. Но время полного протаивания почвы, полученное четным путем, практически совпадает с наблюдаемым.

10. Определение температуры поверхности

Для установления хода температуры поверхности $T_n(t)$ можно влечь спутниковые данные или результаты непосредственных ерений. Если же указанными источниками информации мы не полагаем, то ее можно рассчитать, используя прогностические измеренные значения метеоэлементов на уровне свободной осферы. Соответствующая методика излагается в статье [10]. тывая существенные погрешности, возникающие при использоии любого из указанных методов, наиболее предпочтительным дует считать способ расчета, основанный на использовании гра- нтных наблюдений, когда они имеются в наличии. На нем мы ановимся подробнее.

В этом случае известны значения скорости ветра и темпера- ы воздуха на двух уровнях (обычно 50 и 200 см). Турбулент- потоки тепла P и количества движения τ в приземном слое гояны по высоте. Отсюда вытекает, что

$$\frac{P_0}{\rho c_p} = -\alpha_\tau k \frac{dT}{dz} = \text{const}; \quad \frac{\tau}{\rho} = v_*^2 = k \frac{du}{dz} = \text{const},$$

ρ — плотность воздуха, $\alpha_\tau = \frac{k_\tau}{k}$, k_τ , k — коэффициенты тур- знтности для тепла и количества движения, v_* — динамическая ость. Полагая $\alpha_\tau = \text{const}$ и составляя отношение, будем иметь

$$\frac{dT}{du} = - \frac{P_0}{\alpha_\tau \rho c_p v_*^2} = \text{const}.$$

егрируя последнее выражение, после простейших преобразова- получим:

$$T_n = T_1 - u_1 \frac{T_2 - T_1}{u_2 - u_1}. \quad (10.1)$$

Значения с индексом «1» и «2» относятся соответственно к уровням $z_1=50$ см и $z_2=200$ см. Результаты расчета по формуле (10.1) и сопоставление их с данными фактических измерений приводятся на рис. 5. Как видим, они достаточно хорошо совпадают друг с другом в зимнее время и расходятся весной. Этого и следовало ожидать, потому что в процессе таяния температура поверхности снега равна нулю и поэтому определять ее по (10.1) нельзя (Материалом при этом послужили данные измерений ГИМ. Воейкова, приведенные в п. 9).

11. Заключение

Все рассмотренные подходы не являются принципиально отличными друг от друга, ибо в их основе лежит одно и то же дробно-линейное преобразование, переводящее уравнение теплопроводности само в себя, позволяя при этом решать задачу для области с фиксированными границами, вместо исходной. Точнее оба варианта можно считать модификациями одного метода. Использование того или иного из них определяется соображениями наибольшей целесообразности в связи с удобствами счета и наибольшей экономии времени. В статье даны конкретные условия применения

Приведенные примеры, а также результаты испытаний, проведенных на дополнительном материале, позволяют сделать вывод, что предлагаемый метод является весьма экономичным и обеспечивает нужную степень точности. Это, в свою очередь, дает основание полагать, что в перспективе он может послужить основой для создания оперативной методики прогноза температуры почвы и глубины промерзания для целей агрометеорологии. Отметим, что эти же результаты могут найти применение не только в сельском хозяйстве, но и в других областях, где знание указанных характеристик является необходимым.

ЛИТЕРАТУРА

1. Баев В. К., Монин А. С. Пример расчета температуры под снежным покровом. Труды ЦИП, вып. 21, 1950, с. 74—82.
2. Будаков Б. М., Васильев Ф. П., Успенский А. В. Разностные методы решения некоторых краевых задач типа Стефана. Сб. «Численные методы в газовой динамике». Труды ВЦ МГУ, вып. IV. Изд. МГУ, 1965, с. 139—147.
3. Будыко М. И. Климат и жизнь. Л., Гидрометеоиздат, 1971, 472 с.
4. Гутман Л. Н. К вопросу о расчете температуры почвы. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 2, 1954, с. 173—184.
5. Гутман Л. Н. К теории расчета температуры почвы. Труды Геофизин-та АН СССР, № 37 (164), 1956, с. 3—48.
6. Гутман Л. Н., Дорогоневская М. А. О расчете температуры почвы, покрытой снегом. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 10. 1956, с. 1186—1191.
7. Дикинов Х. Ж. Расчет глубины промерзания почвы, покрытой снегом, заданной температуре воздуха. Изв. АН СССР, ФАО, т. III, № 6, 1961, с. 602—610.
8. Достовалов Б. Н., Кудрявцев В. А. Общее мерзлотоведение. ИГиГ, МГУ, 1967, 403 с.

- Дюбюк А. Ф., Монин А. С. К прогнозу температуры почвы под снежным покровом. Труды ЦИП, вып. 21, 1950, с. 60—73.
- Егоров К. Л., Палагин Э. Г. Расчет термического режима поверхности суши. Труды ЛГМИ, вып. 49, 1974, с. 38—47.
- Карслоу Г., Егер Д. Теплопроводность твердых тел. М., «Наука», 1964, 487 с.
- Лыков А. В. Теория теплопроводности. М., «Высшая школа», 1964, 599 с.
- Палагин Э. Г. Кинетика фазового перехода на границе двух масс значительной протяженности. ИФЖ, т. XI, № 1, 1966, с. 60—67.
- Рубинштейн Л. И. Проблема Стефана. Рига, «Звайгзне», 1967, 456 с.
- Тихонов А. Н., Самарский А. А. Уравнения математической физики. М., «Наука», 1971, 735 с.
- Цытович Н. А. Механика мерзлых грунтов. М., «Высшая школа», 1973, 446 с.
- Шехтер Ф. Н. Промерзание грунта при заданной температуре на деятельной поверхности. Труды ГГО, вып. 94, 1960, с. 42—61.
-

СОДЕРЖАНИЕ

Панов Б. П. О влиянии озер на гидрологические условия прилегающей местности и речной сток	Стр. 1
Догановский А. М. Исследование и расчет сроков очищения озер от ледяного покрова	
Дружинин В. С. Опыт проектирования гидрографа весеннего половодья на малых водотоках засушливой зоны с использованием электронно-моделирующих устройств	
Орлов В. Г. К расчету максимального весеннего стока в бассейне р. Сал	
Галактионов И. И. Метод типизации дождей по показателю симметрии (на сетевых материалах Северо-Западного УГМС)	
Усанкин А. А. О построении расчетной модели паводкообразующих осадков	
Васехин А. И., Усанкин А. А. Паводкообразующие осадки на территории Богуславской и Придеснянской стоковых станций	
Соловьева Н. Н. Исследование зависимости интенсивности осадков от их продолжительности для различных районов СССР	
Квасникова Е. А., Орлов В. Г. Анализ и расчет минимального стока в бассейне р. Камчатки	
Георгиевский Ю. М., Каюров А. В. Минимальный сток рек Северного Сахалина	1
Соколова Т. А. Типизация интегральных кривых распределения элементарных площадей одновременного стекания (к расчету по генетической формуле стока)	1
Филь С. А. О связи коэффициента вариации годового стока рек с экстремальными величинами стока и продолжительностью периода наблюдений	1
Горошков И. Ф. Исследование редукции предельной интенсивности годового стока по материалам наблюдений	1
Догановский А. М., Орлов В. Г. К вопросу учета влияния тундрового покрова на максимальные расходы рек (на примере восточного побережья полуострова Камчатки)	1
Палагин Э. Г. О расчете термического режима почвы по метеорологическим данным	1

Редактор Ю. П. Андрейков

М-17115	Подп. к печати 7.04.75	Объем 10,75 п. л.	Зак. 4
Типография ВОК ВМФ	Тираж 500	Цена 1 р. 45	

УДК 556.55

О влиянии озер на гидрологические условия прилегающей местности и речной сток. Панов Б. П. Труды ЛГМИ, 1975, вып. 55, стр. 5—19.

Приведены сведения о влиянии озер на климат и гидрологические условия прилегающей местности и в частности на изменчивость максимальных, средних и минимальных расходов воды некоторых озерных рек Северо-Запада Европейской части СССР.

Показано соотношение коэффициентов вариации характерных уровней озер с коэффициентами вариации характерных расходов воды вытекающих из них рек. Этого рода данные имеют большое познавательное значение и могут быть использованы при исследованиях регулирующего влияния водоемов с замедленным водообменом.

Статья может быть использована научными работниками, инженерами, работающими в области гидрологии суши и других смежных специальностей.

Табл. 3. Илл. 5. Библ. 7.

УДК 556.555.4

Исследование и расчет сроков очищения озер от ледяного покрова. Догановский А. М. Труды ЛГМИ, 1975, вып. 55, стр. 20—31.

Проведен корреляционный анализ факторов, влияющих на средние многолетние сроки очищения акваторий озер от ледяного покрова. При этом все факторы подразделены на климатические, определяемые количеством тепла приходящим к верхней поверхности льда и местные, определяемые гидрологическими и морфологическими особенностями водоемов.

Получены эмпирические зависимости между целым рядом факторов, позволивших некоторые из них исключить из числа возможных предикторов. Установлено, что искомые сроки зависят в первую очередь от климатических факторов, выраженных через дату перехода температуры воздуха через 0° и в меньшей степени, от размеров водоемов, выраженных через площадь их зеркал. Получено уравнение регрессии для расчетов сроков очищения естественных и слабозарегулированных водоемов Северо-Западного района ЕТС.

Табл. 1. Илл. 4. Библ. 8.

УДК 556.16.047

Опыт проектирования гидрографа весеннего половодья на малых водотоках засушливой зоны с использованием электронно-моделирующих устройств. Дружинин В. С. Труды ЛГМИ, 1975, вып. 55, стр. 32—43.

В работе сделана попытка моделирования на ЭМУ гидрографов весеннего половодья на малых логах, имеющих внутрисуточный ход стока. Произведен расчет по фактическим данным и разработана ориентировочная схема проектирования гидрографов редкой повторяемости. Расчет по этой схеме дал неплохие результаты, что свидетельствует о возможности успешного применения подобных устройств для решения данной задачи.

Табл. 2. Илл. 4. Библ. 12.

УДК 556.166.

К расчету максимального весеннего стока в бассейне р. Сал. Орлов В. Г. Труды ЛГМИ, 1975, вып. 55, стр. 44—47.

По материалам наблюдений за максимальным стоком весеннего половодья на больших и малых реках в бассейне р. Сал получены районные зависимости для расчета на неизученных реках коэффициента вариации максимального весеннего стока, продолжительности половодья, обеспеченных максимальных расходов. Выполнены расчеты при отсутствии данных наблюдений по СН 435-72, формулам Д. Л. Соколовского и районной формуле. Даются рекомендации по расчету.

Табл. 1, Библ. 3.

УДК 551.577.3

Метод типизации дождей по показателю симметрии (на сетевых материалах Северо-Западного УГМС) Галактионов И. И. Труды ЛГМИ, 1975, вып. 55, стр. 48—55.

В статье изложен способ типизации дождей по признаку симметричности их хода. Для территории северо-западных областей РСФСР определен преобладающий тип. Произведено сравнение способа с другими методами разработанными в разные периоды. На примере дождей Валдайского ливнемерного куста показана устойчивость типа дождя по территории.

Табл. 2. Илл. 2. Библ. 5.

УДК 556.121+556.166.4

О построении расчетной модели паводкообразующих осадков. Усанкин А. А. Труды ЛГМИ, 1975, вып. 55, стр. 56—68.

Рассматриваются колебания максимального дождевого стока во времени как «случайные», обусловленные воздействием на них многих факторов, совместное действие которых подчиняется вероятностным законам.

На этом положении основано построение модели дождя заданной обеспеченности. По модели дождя построен с использованием генетической формулы стока гидрограф стока той же обеспеченности, который сопоставляется с гидрографом, полученным ранее по другой модели дождя. Результаты сравнения удовлетворительные. Построение расчетных моделей осадков для различным районов территории СССР, отвечающих заданной обеспеченности как по слою, так и по максимальной интенсивности, является, по мнению автора, важной задачей расчетов стока.

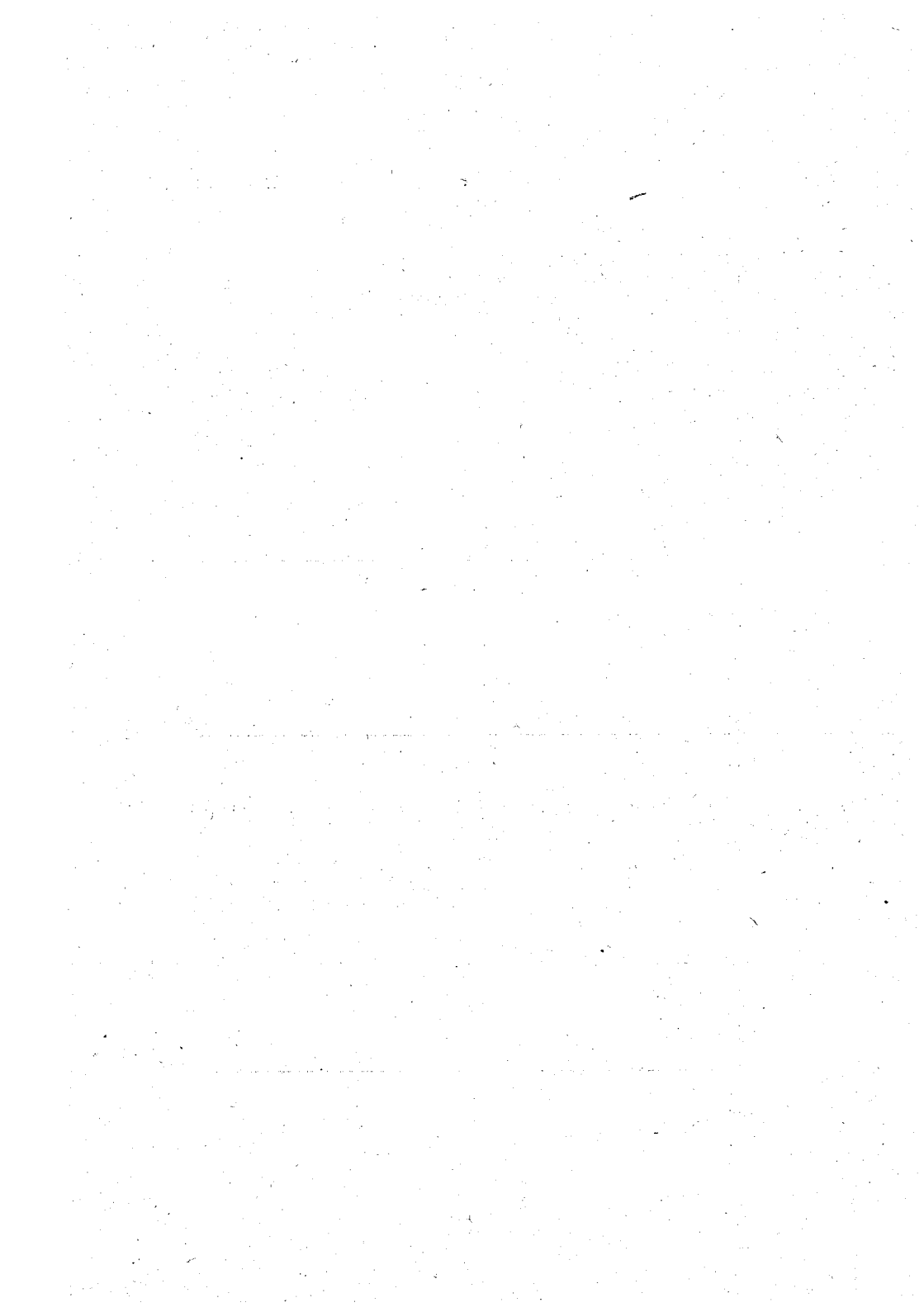
Табл. 4. Илл. 4. Библ. 14.

УДК 556.121

Паводкообразующие осадки на территории Богуславской и Придеснянской стоковых станций Васехин А. И., Усанкин А. А. Труды ЛГМИ, 1975, вып. 55, стр. 69—80.

На основании материалов наблюдений Богуславской и Придеснянской стоковых станций рассматриваются осадки с точки зрения их гидрологического эффекта. Отмечена группировка дождей с различными суммами осадков вокруг выделенных типов редукции осадков по площади, а также закономерная связь между характером редукции осадков во времени и редукции осадков по площади. За имеющийся период наблюдений на указанных станциях наибольшие слои осадков за интервалы времени от 5 мин. до 1 час. могут быть отнесены к 2—5%-ой обеспеченности.

Табл. 4. Илл. 4. Библ. 4.



УДК 566.121

Исследование зависимости интенсивности осадков от их продолжительности для различных районов СССР. Соловьева Н. Н. Труды ЛГМИ, 1975, вып. 55, стр. 81—93.

Исследуется зависимость интенсивности осадков заданной обеспеченности от продолжительности и повторяемости в различных районах СССР. Характерной особенностью этой зависимости является непостоянство показателя редукции дождей по продолжительности. В диапазоне малых продолжительностей до 1 часа показатель редукции составляет величины 0,10—0,40, для больших продолжительностей доходит до 0,70—0,80.

Дается общая структура формул для расчета интенсивности и слоя осадков любой продолжительности с учетом факта нелинейности зависимости интенсивности от продолжительности. Для опорных станций районов Валдайской возвышенности, Карпат, о. Сахалина предлагаются параметры этих формул. Прослеживается зависимость параметров от орографических характеристик района.

Табл. 1. Илл. 3. Библ. 6.

УДК 556.167

Анализ и расчет минимального стока в бассейне р. Камчатки. Квасникова Е. А., Орлов В. Г. Труды ЛГМИ, 1975, вып. 55, стр. 94—102.

Рассматривается минимальный сток (суточный и месячный) в бассейне реки Камчатки, анализ факторов минимального стока с учетом физико-географических особенностей. По результатам обработки данных наблюдений получены расчетные зависимости и построены схематические карты распределения среднеего-летнего минимального суточного и месячного стока, их коэффициентов вариации. Проведены расчеты по СН 435-72 и даны сопоставления.

Табл. 3. Илл. 4. Библ. 5.

УДК 556.167

Минимальный сток рек Северного Сахалина. Георгиевский Ю. М., Каюров А. В. Труды ЛГМИ, 1975, вып. 55, стр. 103—108.

В статье изложены результаты исследований минимального стока рек Северного Сахалина. Уточнены расчетные формулы по определению среднеего-летних 30-дневных и суточных минимумов стока. Произведена проверка однородности статистических выборок зимних и летних суточных минимумов стока. Установлено, что основной причиной неоднородности рядов минимального стока для большинства рек является значимое расхождение между центрами распределений.

Табл. 1. Библ. 7.

ДК 556.16.047

Типизация интегральных кривых распределения элементарных площадей одновременного стекания (к расчету по генетической формуле стока). Соколов А. А. Труды ЛГМИ, 1975, вып. 55, стр. 109—113.

В статье рассматривается типизация интегральных кривых распределения элементарных площадей стекания по конфигурации водосборов. Получены типовые кривые для трех наиболее часто встречающихся типов водосборов: круглых, грушевидных и вытянутых. Наличие таких кривых значительно упрощает расчет расходов воды по генетической формуле и позволяет вести расчет при переменных скоростях стекания без построения систем изохрон.

Табл. 1. Илл. 2. Библ. 4.

ДК 556.161

О связи коэффициента вариации годового стока рек с экстремальными величинами стока и продолжительностью периода наблюдений. Филь С. А. Труды ЛГМИ, 1975, вып. 55, стр. 114—117.

На основе выполненных расчетов выявлена связь коэффициента вариации годового стока малых рек УССР с соотношением максимальных и минимальных значений стока и продолжительностью периода наблюдений. Получена формула для расчета C_v в зависимости от этих параметров.

Илл. 1. Библ. 3.

ДК 556.121

Исследование редукции предельной интенсивности дождевого стока по материалам наблюдений. Горошков И. Ф. Труды ЛГМИ, 1975, вып. 55, стр. 118—137.

По записям хода стока отдельных дождевых паводков с площадок и малых водосборов Нижнедевицкой и Валдайской станций исследована редукция предельной средней интенсивности стока по времени — $q_{\max \tau} = \psi(\tau)$.

Принятый метод в большей мере отражает процесс формирования склонового стока как водоотдачи при разнообразной подстилающей поверхности. Установленные характеристики и параметры могут быть использованы в формулах максимального стока дождевых паводков.

Табл. 3. Илл. 5. Библ. 16.
