

МИНИСТЕРСТВО ВЫСШЕГО И СРЕДНЕГО
СПЕЦИАЛЬНОГО ОБРАЗОВАНИЯ РСФСР

06
Т78

ЛЕНИНГРАДСКИЙ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ
ИНСТИТУТ

ТРУДЫ

ВЫПУСК 30

НАУЧНЫЕ РАБОТЫ
АСПИРАНТОВ

У
Д
К
5
7
1

БИБЛИОТЕКА
Ленинградского
Гидрометеорологического
Института

ЛЕНИНГРАД
1968

УДК 551 (467 + 481.2 + 482.4 + 496 + 509).

Одобрено Ученым советом
Ленинградского гидрометеорологического института

АННОТАЦИЯ

В сборнике опубликованы статьи аспирантов Ленинградского гидрометеорологического института. В статьях освещаются различные вопросы гидрологии, расчетов стока, океанологии, гидрофизики и гидрохимии.

Сборник рассчитан на научных работников и специалистов, работающих в области гидрологии, метеорологии, океанологии и других смежных дисциплин.

Ответственный редактор *Б. Д. Русанов*

ВОПРОСЫ ГИДРОЛОГИИ И РАСЧЕТОВ СТОКА

А. В. ПЕТЕНКОВ

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МАКСИМАЛЬНОГО СТОКА ВЕСЕННЕГО ПОЛОВОДЬЯ И ЕГО РАСЧЕТ НА РЕКАХ СРЕДНЕЙ ЧАСТИ СРЕДНЕ-СИБИРСКОГО ПЛОСКОГОРЬЯ

На основании имеющихся материалов УГМС и специальных экспедиционных исследований автора разработана методика расчета максимального стока весеннего половодья для рек Средне-Сибирского плоскогорья. Построены карты распределения характеристик максимального стока рассматриваемой территории.

Задача комплексного изучения природных богатств Сибири и, в частности территории Средне-Сибирского плоскогорья, делает необходимым решение вопроса расчета максимального стока рек данной территории. До настоящего времени этот вопрос не мог быть решен ввиду полной неизученности стока в указанном районе.

Территория Средне-Сибирского плоскогорья простирается между 58° — 68° с. ш. и 78° — 113° в. д. и занята бассейнами рек Подкаменной и Нижней Тунгусок, а также бассейнами менее значительных рек Бахта, Курейка и т. д. В этот же район можно включить реки Енисейского края (Большой Пит).

Более или менее интенсивное изучение стока в этом районе начато с 1959 г. Но даже стационарная сеть 1965 г. крайне недостаточна для полной характеристики его, так как приурочена к бассейнам значительных рек с $F = 10\,000$ — $20\,000$ км².

С целью более детального изучения этого вопроса гидрологической станцией Подкаменная Тунгуска в период 1958—1965 гг. проведены экспедиционные ежегодные гидрологические исследования в бассейнах рек Подкаменная Тунгуска, Бахта и др. Максимальные расходы водотоков и рек, как один из элементов комплекса этих исследований, либо измерялись непосредственно в момент их прохождения, либо определялись по меткам УВВ. Метки УВВ каждого года определялись в паводочный период или в период, непосредственно следующий за ним.

Определение максимальных расходов по меткам УВВ производилось согласно Методическим указаниям ГГИ, № 49, 1957.

Количество исследованных рек и водотоков ежегодно увеличивалось от 15 в 1959 г. до 54 в 1965 г. Общая площадь исследуемой тер-

ритории составляет приблизительно 340 000 км², а диапазон площадей исследованных водотоков и рек — от 0,51 до 231 000 км².

Результаты полевых и стационарных измерений позволили провести предварительный анализ и получить некоторые выводы, излагаемые ниже.

Анализ измерений максимального стока

Климатические особенности рассматриваемой территории характеризуются суровой многоснежной зимой и коротким весенним периодом. Это обуславливает высокое весеннее снеговое половодье с годовым максимумом стока. Летние дождевые подъемы незначительны и имеют второстепенное значение.

Максимальный снеговой сток явление многофакторное, но в условиях полной неизученности района практически более целесообразен учет небольшого числа факторов. Поэтому в основу первой попытки обобщения материалов по максимальному стоку положена однофазовая формула его расчета в уточненном виде

$$q_{\max} = \frac{0,28 \cdot K_c \cdot a_{\max c} \cdot \alpha}{(F + C)^n} \delta = \frac{A}{(F + 1)^n}, \quad (1)$$

где n — показатель редукции максимального стока;

K_c — коэффициент перехода от интенсивности снеготаяния к интенсивности водоотдачи;

$a_{\max c}$ — максимальная (часовая) интенсивность снеготаяния, мм/час;

α — коэффициент стока талых вод;

F — площадь водосбора, км².

Коэффициент учета лесистости δ из формулы исключается ввиду полной залесенности района; параметр C принят равным 1.

Построенные по материалам максимального стока связи $M = f(F)$ выразились в виде отдельных наклонных линий, проведенных по довольно узким полосам точек, характеризующих каждый год из указанного выше периода исследований. Характеристики наклонных линий (параметры расчетной формулы A и n) представлены в сводной табл. 1.

Рассмотрение этих связей (рис. 1) дает первое представление об изменчивости параметров расчетной формулы в данном районе и ставит задачу их расчета по другим элементам.

Максимальный элементарный снеговой сток, являясь по существу максимальной водоотдачей, должен определяться максимальной интенсивностью снеготаяния, которая, в свою очередь, в большой степени зависит от величины снегозапасов к началу снеготаяния (рис. 2).

Практическое равенство фактических и расчетных величин A по данным табл. 1 в некоторой степени решает задачу его расчета по максимальной интенсивности снеготаяния, определение которой для рассматриваемого района излагается ниже.

Предельные значения максимальной интенсивности снеготаяния в данном районе, выявленные в результате ее расчета и анализа за период 1933—1965 гг., определяют возможные значения параметра A , подтверждаемые приведенными в табл. 1 результатами полевых исследований. Для бассейнов рек Подкаменная Тунгуска, Большой Пит и других в основной восточной части района $A = 0,30$ — $2,2$ м³/сек, для бассейна р. Бахта и северо-западной части района $A = 0,40$ — $4,2$ м³/сек.

Таблица 1

Сводная таблица результатов полевых исследований по определению параметров расчетной формулы ($K_c = 1,3$, $B = 0,5$)

Год	Изменение параметра A по годам		Коэффициент стока половодья	Интенсивность снеготаяния по измеренному макс. стоку, мм/час	Открытая местность	лес	Расчетный коэффициент стока (α)	Максимальные снегозапасы (средние по бассейну) N_{max} , мм	Параметр по измерению максимального стока	Средняя дата перехода средней суточной температуры через 0°	Освещаемый район
	мм/сек	мм/час									
1959	2,10	7,5	0,66	5,2	8,5	4,3	0,80	247	0,22	III/V	Бассейн р. Подкаменная Тунгуска
*	1,03	3,7	0,66	4,3	7,5	3,8	0,73	223	0,17	II/V	Верхняя и средняя часть бассейна р. Подкаменная Тунгуска, бассейн р. Большой Пит
1960	4,24	15,1	0,68	2,0	4,1	2,1	0,66	340	0,22	II/V	Бассейн р. Бахта
1961	0,50	1,8	0,62	3,0	4,1	2,1	—	165	0,14	4/V	Бассейн р. Подкаменная Тунгуска, Большой Пит
*	1,25	4,6	0,62	2,6	4,1	2,1	0,77	174	0,20	2/V	»
1962	0,58	2,1	0,62	2,6	4,1	2,1	0,64	172	0,14	2/V	»
1963	0,54	1,9	0,64	2,3	4,6	2,3	0,81	202	0,16	30/IV	»
	0,62	2,2	0,58	3,3	4,1	2,1	0,81	320	0,16	6-8/V	»
	1,51	5,5	0,58	2,1	4,1	2,1	0,59	165	0,13	6-8/V	»
	0,44	1,6	0,53	2,1	4,1	2,1	0,53	141	0,14	5/V	Район в среднем течении р. Тунгуски
1964	0,41	1,5	0,57	2,0	4,4	2,2	0,53	158	0,18	8/V	Северо-запад района, бассейн р. Бахта
1965	0,76	2,7	0,60	2,9	4,3	2,2	0,80	117	0,14	8/V	Верхняя и средняя часть бассейна р. Подкаменная Тунгуска, бассейн р. Большой Пит
*	0,31	1,1	0,60	1,4	3,5	1,7	—				Район в целом
											Бассейн р. Подкаменная Тунгуска
											Восточная часть бассейна р. Подкаменная Тунгуска

Примечание. * Для значительных водотоков без учета жидких осадков.

Часовая интенсивность дожди по средним расчетам:

1959 г. — 3,0 мм/час,
1961 г. — 2,1 мм/час,
1965 г. — 0,4 мм/час.

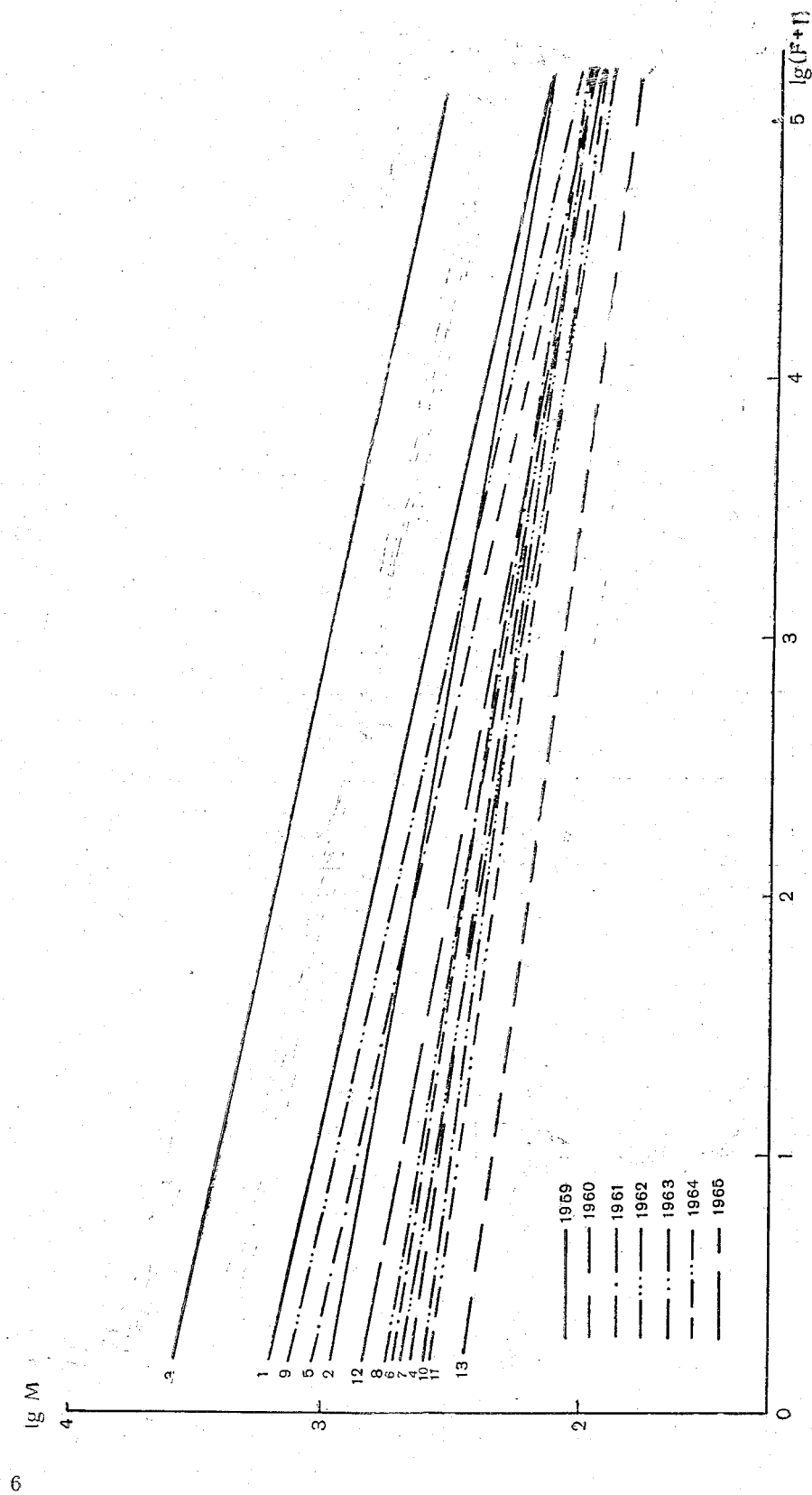


Рис. 1. Зависимость модуля максимального стока весеннего половодья от площади водосбора.
Номера линий связи указывают на освещаемый ими район согласно табл. 1

Верхние значения параметра A в указанных пределах соответствуют весеннему половодью 1959 г., явившемуся для данного района историческим с повторяемостью 1 раз в 100 лет.

При определении параметра A по расчетной формуле

$$A = K_p \cdot a_{\max} \cdot K_c \cdot \alpha \text{ м}^3/\text{сек} \quad (2)$$

переходный коэффициент принимается равным 1,3, коэффициент стока α равным 0,6—0,8 в зависимости от осенней увлажненности моховой подстилки. Указанные значения коэффициента стока подтверждаются данными полевых наблюдений и расчета (табл. 1). Максимальная интенсивность снеготаяния $a_{\max}$ в лесу определяется по ее величине, рассчитанной для открытой местности с введением коэффициента $B=0,5$, так как район полностью лесной, и полнота насаждений составляет в среднем 0,4—0,5.

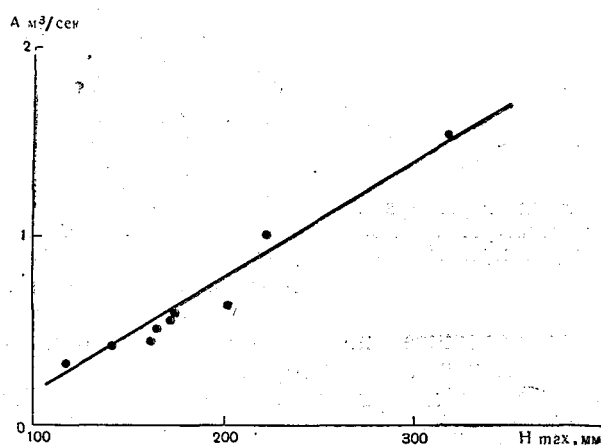


Рис. 2. Зависимость параметра A от максимальных снегозапасов (средние по бассейну)

Как указывалось выше, жидкие осадки, выпадающие в период формирования максимального стока, значительно увеличивают его величину. Поэтому при расчете максимального стока редкой повторяемости (1%) следует учитывать возможную максимальную интенсивность дождя в среднем для района, равную 3—5 мм/час.

Параметр n определяется температурным ходом в период снеготаяния и трудно поддается заблаговременному расчету. Для рассматриваемой территории показатель редукции n по результатам полевых исследований колеблется в пределах 0,12—0,22, в нормальных условиях имея значение 0,13—0,15. Крайнее значение его 0,22 имело место в 1959 г., который для всего района явился историческим с обеспеченностью 1%.

Для приближенного расчета параметра n возможно рассмотрение его взаимосвязи с датой перехода среднесуточной температуры воздуха через 0° и положительным значением, что можно обосновать следующими соображениями.

Потенциальный период интенсивного снеготаяния и его окончание определяются необходимым тепловым балансом на линии раздела «земля—атмосфера», который для данного района в основном зависит от

притока солнечной радиации. Это период для каждой широты приходится на определенные календарные даты. Таким образом, позднее начало снеготаяния, определяемое датой перехода температуры через 0° , характеризуется большим тепловым балансом, и увеличивающаяся дружность снеготаяния обуславливает большую редуцию максимального стока.

Связь $n = f(T_0)$, представленная на рис. 3, не очень точна, но очевидна. На графике возможны две линии связи: I — для снегового половодья, II — при участии жидких осадков.

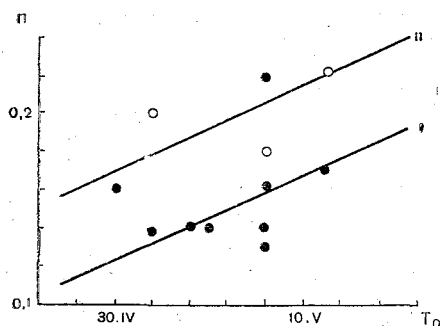


Рис. 3. График связи параметра n с датой перехода среднесуточной температуры воздуха через 0°

Как видно из графика, участие жидких осадков в формировании максимального стока весеннего половодья в небольшой степени увеличивает его редуцию.

Изложенная выше методика расчета максимального стока и его параметров является первой попыткой решения вопроса и не претендует на высокую точность, как основанная на 7-летнем периоде полевых наблюдений. Тем не менее она практически применима для приближенной оценки и расчета ожидаемых максимумов как в многолетнем, так и в ежегодном разрезе для любого водотока района. Последнее является положительной стороной решения. Оно основано на принятии для больших территорий средних значений A и n , что обусловлено равномерным распределением снеготаяния и одинаковыми для всего района синоптическими условиями в период снеготаяния. Для более полного освещения вопросов необходимо рассмотреть методику расчета максимальной интенсивности снеготаяния.

Расчет максимальной интенсивности снеготаяния

Интенсивность снеготаяния, определяя величину прихода талых вод на поверхность почвы, в конечном счете является основным фактором, формирующим максимальный сток весеннего половодья. Ее максимальная часовая величина входит в расчетную формулу (1).

Тожественные условия весеннего снеготаяния на всей рассматриваемой территории делают возможным рассмотрение рабочей схемы расчета максимальной интенсивности на примере одного бассейна (р. Подкаменная Тунгуска).

Основой для анализа и принятия рабочей схемы явился произведенный автором расчет максимальной интенсивности для 10 пунктов в указанном бассейне за период 1932—1965 гг. и обработка данных по снеготаяниям для 18 пунктов района за тот же период (табл. 2 и 3). Средние характеристики были приведены к указанному наиболее длинному периоду наблюдений. Исходным материалом явились таблицы метеорологических наблюдений (ТМ-1).

Таблица 2

Вычисленные значения максимальной интенсивности снеготаяния

Станция (пункт)	Период наблюдений	Пределы значений, мм/час	Год наиболь- шей величины
Чемдальск	1955—1965	7,5—2,3	1959
Ванавара	1938—1965	8,0—2,3	1959
Чунская Стрелка	1933, 1935, 1936, 1938, 1940—1943, 1946—1965	8,8—2,2	1959
Муторай	1951—1965	6,0*—2,3	1960
Усть-Камо	1935, 1938—1965	7,4—2,3	1959
Байкит	1935—1965	12,5—2,5	1958
Вельмо	1933—1963	9,4—2,1	1959
Северо-Енисейск	1941—1965	8,0—2,6	1955
Перевалочная База	1947—1950, 1954—1959	8,5—2,3	1959
Кузьмовка	1950—1965	11,8—3,4	1959

* Величина занижена.

Таблица 3

Наблюденные значения максимальных снегозапасов

Станция (пункт)	Период наблюдений	Пределы значений, мм	Год наиболь- шей величины
Чемдальск	1955—1965	198—78	1959
Ванавара	1933—1965	189—97	1959
Чунская Стрелка	1936, 1940—1944, 1947— 1965	175—64	1958
Муторай	1952—1963	176—99	1959
Усть-Камо	1940—1950, 1953—1965	202—87	1959
Байкит	1935—1965	315—113	1959
Вельмо	1934—1965	329—90	1959
Северо-Енисейск	1942—1945, 1950—1965	294—69	1963
Перевалочная База	1947—1959	342—114	1959
Кузьмовка	1950—1965	396—172	1958
Кочумдек	1941—1965	246—133	1959
Учами	1950—1965	221—125	1965
Кербо	1952—1965	160—82	1959
Подкаменная Тунгуска	1936—1965	353—128	1959
Таимба	1941—1965	145—82	1963
Тынеп	1951—1960	338—187	1959
Тура	1951—1960	142—66	1959
Кислокан	1952—1965	147—70	1959
Новая Еруда	1948—1952, 1955—1965	196—108	1959

Расчет производился по методике, предложенной П. П. Кузьминым [2], с использованием стандартных расчетных таблиц по данным метеоэлементов за 13-часовой срок в дни с наиболее благоприятными условиями снеготаяния (табл. 4). Указанная методика подробно изложена в работе П. П. Кузьмина и в данной статье не рассматривается. Ее применение для данного района основано на физической концепции и сравнении результатов теоретического расчета и учтенных снеготаянок, проведенных в период с 25/IV—11/V 1964 г. в пунктах Ванавара и Усть-Камо в бассейне р. Подкаменная Тунгуска.

Таблица 4

Значения величин снеготаяния, вычисленных по тепловому и водному балансам.
Коэффициент $B = 0,45$

Дата	п. Ванавара					п. Усть-Камо				
	a_c — по тепловому балансу			a_c — по водному балансу		a_c — по тепловому балансу			a_c — по водному балансу	
	открытая местность, мм/сутки	лес, мм/сутки	за пентаду, мм	мм/сутки	за пентаду, мм	открытая местность, мм/сутки	лес, мм/сутки	за пентаду, мм	лес, мм/сутки	за пентаду, мм
25/IV	4,4	2,0	—	3	—	6,8	3,0	—	8	—
26/IV	9,4	4,2	—	19	—	22,7	10,2	—	8	—
27/IV	16,4	7,4	—	15	—	17,0	7,7	—	11	—
28/IV	24,5	11,0	—	7	—	12,2	5,6	—	3	—
29/IV	26,5	11,9	36,5	9	53	16,3	7,3	33,4	1	31
30/IV	12,4	5,6	—	1	—	—	—	—	—	—
1/V	—	—	—	0	—	—	—	—	—	—

В период 1/V — 3/V — снеготаяния не наблюдалось

4/V	9,3	4,2	—	5	—	—	—	—	—	—
5/V	16,2	6,8	—	7	—	11,1	5,0	—	2	—
6/V	25,0	11,3	—	2	—	16,5	7,4	—	7	—
7/V	26,1	11,8	—	4	—	28,2	12,7	—	5	—
8/V	44,9	20,2	—	19	—	20,4	9,2	—	9	—
9/V	54,1	24,3 ¹	50,0	8	40	40,0	18,0	52,0	21	44

Данные табл. 4 указывают на практическое равенство пентадных и суточных величин снеготаяния, рассчитанных по тепловому и водному балансам. Наибольшее равенство имеет место в дни с максимальными суточными значениями характеристик: 20 и 19 мм (Ванавара) и 18 и 21 мм (Усть-Камо).

Максимальная интенсивность снеготаяния наблюдается в конце основного периода снеготаяния и колеблется в отдельные годы периода от 2,3 до 12 мм/час для открытой местности. Ее колебания по терри-

¹ Снег лежит местами.

тории бассейна менее значительны и в среднем составляют 1—3 мм/час, что объясняется широтным расположением бассейна и его климатическими особенностями.

Составляющая максимальной интенсивности, обусловленная теплообменом с атмосферой, в подавляющем большинстве случаев незначительная и колеблется в пределах 0,1—0,8 мм/час; только в редких случаях она превышает 1,5 мм/час, достигая в отдельные годы значений 6 мм/час.¹⁾ Это является следствием ясной штилевой погоды в период снеготаяния.

Интенсивное снеготаяние на данной территории начинается в конце апреля — начале мая с переходом среднесуточных температур воздуха к положительным значениям. В этот период над большей частью Средне-Сибирского плоскогорья устанавливается антициклональная ясная погода. Выпадающие кратковременные ливневые дожди не меняют отмеченного выше характера погоды. Это обуславливает почти одновременный по всей территории бассейна переход температур воздуха через 0°, одновременное протекание процесса снеготаяния и, следовательно, одновременное возникновение максимальной интенсивности. Этим же объясняется определяющая роль радиационной составляющей интенсивности снеготаяния, которая колеблется в пределах 2—9 мм/час. Широтное же расположение бассейна обуславливает практическое постоянство как этой составляющей, так и полной интенсивности снеготаяния ввиду одинакового поступления солнечной радиации. Особенно это подтверждается распределением нормы максимальной интенсивности по территории бассейна, изменяющейся от 4,1 до 5,7 мм/час (табл. 5).

Таблица 5

Норма максимальной интенсивности снеготаяния
и расчет ее значения 1%-ной обеспеченности

Станция (пункт)	Норма ($\bar{a}$), мм/час	Коэффициент вариации	Коэффициент асимметрии	$K_{1\%}$	$a_{1\%}$, мм/час	$a_{1959 \text{ г.}}$ мм/час
Чемдальск	4,2	0,27	—	1,73	7,3	7,5
Ванавара	4,3	0,34	1,06	1,96	8,4	8,0
Чунская Стрелка	4,3	0,33	0,99	1,93	8,3	8,8
Муторай	4,1	0,27	0,39	1,7	7,1	5,8*)
Усть-Камо	4,3	0,34	0,53	1,96	8,4	7,4
Байкит	4,9	0,38	2,15	2,09	10,2	6,3*)
Вельмо	4,5	0,35	1,45	1,99	8,9	9,4
Северо-Енисейск	4,9	0,27	0,13	1,73	8,5	7,5
Перевалочная База	5,0	0,30	0,34	1,83	9,1	8,5
Кузьмовка	5,7	0,35	1,42	1,99	11,4	11,8
Средняя по бассейну	—	—	—	—	8,7	8,5

Примечание. *) Исключаются из подсчета, как явно заниженные.

¹ Указываются приведенные величины интенсивности снеготаяния.

Некоторое увеличение характеристик снеготаяния в западной и северо-западной частях бассейна (п. Кузьмовка и др.) обусловлено увеличением снегозапасов (табл. 6) и, следовательно, более поздним сходом снежного покрова в этой части.

На основной же стокообразующей площади бассейна р. Подкаменная Тунгуска наблюдается практическое равенство этих характеристик.

Связь средних по бассейну значений максимальной интенсивности и снегозапасов (рис. 4) выразилась соотношением

$$a_{\max} = 0,03 H_{\max} \text{ мм/час} \quad (3)$$

и вполне приемлема для расчетов, так как максимальная ошибка определения не превышает $\pm 1 \text{ мм/час}$. Верхняя граница связи соответствует более позднему переходу температуры воздуха через 0° , а нижняя — более раннему.

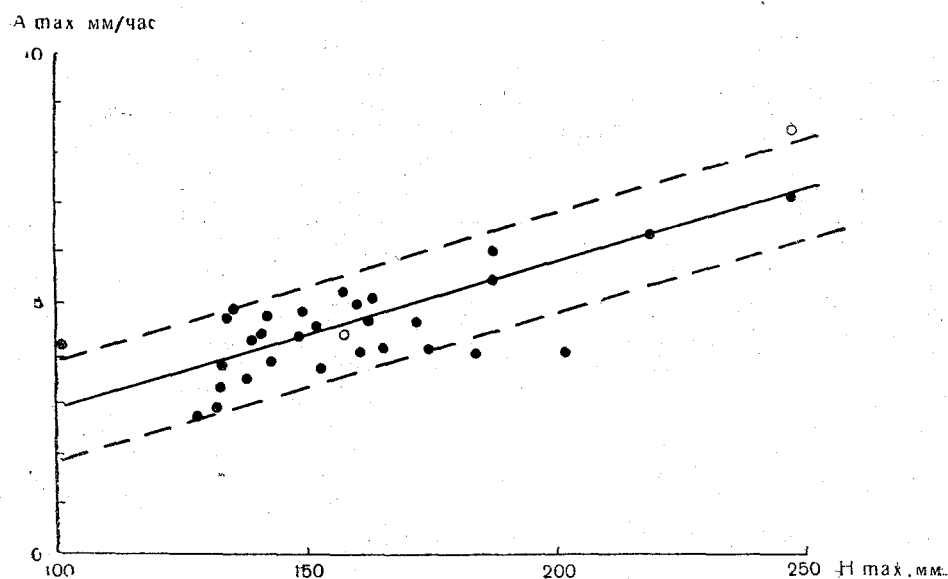


Рис. 4. Зависимость максимальной интенсивности снеготаяния от максимальных снегозапасов (средние по бассейну) — приведенный слой

Указанная взаимосвязь применима как для заблаговременного ежегодного расчета средней по бассейну максимальной интенсивности, так и для расчета ее величин заданной обеспеченности по соответствующим снегозапасам, определение которых представляет менее сложную задачу.

Средние значения $a_{\max}$ для всего бассейна колеблются в многолетнем ряду в пределах $2,7-8,0 \text{ мм/час}$. Их интенсивность характеризуется коэффициентами $C_v = 0,22$ и $C_s = 0,42$ при норме $\bar{a} = 4,5 \text{ мм/час}$. Эти данные могут быть использованы для приближенной оценки.

Средние по бассейну максимальные снегозапасы колеблются в пределах $101-247 \text{ мм}$. Их многолетняя изменчивость характеризуется коэффициентами $C_v = 0,19$ и $C_s = 0,92$ при норме $\bar{H} = 158 \text{ мм}$.

Таблица 6

Норма максимальных снегозапасов и расчет значения H 1%-ной обеспеченности

№ п/п	Станция (пункт)	Норма	C_v	$\frac{C_s}{C_v}$	$K_{1\%}$	$H_{1\%}$	$H_{1959 \text{ г.}}$
1	Чемдальск	122	0,25	2	1,67	204	198
2	Ванавара	129	0,17	4	1,44	186	189
3	Чунская Стрелка	115	0,24	2	1,64	189	168
4	Муторай	121	0,23	—	1,61	195	176
5	Усть-Камо	142	0,19	—	1,49	211	202
6	Байкит	178	0,23	4	1,61	287	315
7	Вельмо	231	0,24	0	1,64	379	329
8	Северо-Енисейск	164	0,33	3	1,93	317	320
9	Перевалочная База	213	0,27	2	1,73	368	342
10	Кузьмовка	252	0,21	1	1,55	391	332
11	Кочумдек	193	0,18	1	1,46	282	246
12	Учами	156	0,28	2	0,77	276	194
13	Кербо	112	0,18	—	1,46	164	160
14	Подкаменная Тунгуска	190	0,26	5	1,70	323	353
15	Таимба	104	0,19	—	1,49	155	133
16	Тынеп	208	—	—	—	—	338
17	Тура	91	—	—	—	—	142
18	Кислокан	90	—	—	—	—	147
19	Новая Еруда	131	—	—	—	—	196
	Средние по бассейну р. Подкаменная Тун- гуска	158				250	247

В практике расчетов часто используются характеристики 1%-ной обеспеченности. Ниже предлагается карта изолиний максимальной интенсивности снеготаяния данной обеспеченности (рис. 5).

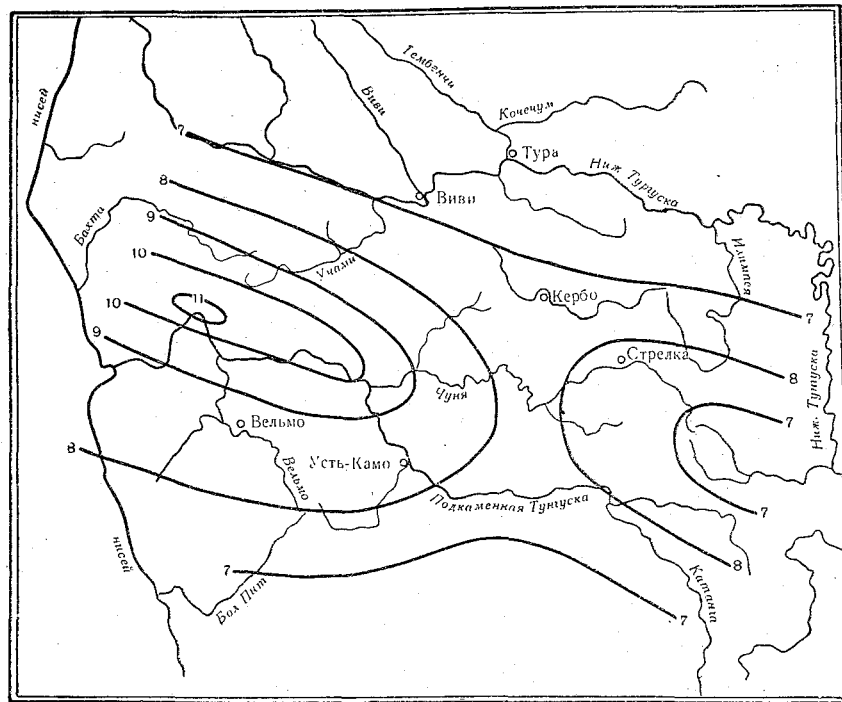


Рис. 5. Максимальная интенсивность снеготаяния 1%-ной обеспеченности, мм/час (приведенный слой)

Расчетная средняя по бассейну максимальная интенсивность 1%-ной обеспеченности оказалась равной значению этой характеристики в 1959 г., т. е. 8,7 и 8,5 мм/час. Точно так же расчетная средняя величина снегов запасов 1%-ной обеспеченности (250 мм) оказалась равной величине снегов запасов в 1959 г. (247 мм).

Результаты измерений максимального стока больших и малых водотоков в бассейне р. Подкаменная Тунгуска, проведенные в 1959—1965 гг., позволили на практике сравнить величины интенсивности снеготаяния, рассчитанные по метеоэлементам с величинами, определенными по данным максимального стока (табл. 1).

В заключение следует указать, что все расчеты приведенной максимальной интенсивности снеготаяния велись для условий открытой местности. Ввиду сплошного покрытия бассейна хвойным и смешанным лесом с полнотой насаждения в среднем $P = 0,4—0,5$ для определения действительных величин снеготаяния следует вводить переходный коэффициент $B = 0,45—0,50$.

Выводы

1. Приближенный расчет максимального стока весеннего половодья в районе возможен по редукционной формуле $q_{\max} = \frac{A}{(F+1)^n}$ с определением параметров по гидрометеорологическим элементам.

2. Результаты анализа и оценки максимальных снеготаяний, максимальной интенсивности снеготаяния и максимального стока, наблюдавшихся на территории средней части Средне-Сибирского плоскогорья в 1959 г., позволяют характеристики максимального стока данного года считать расчетными параметрами 1 %-ной обеспеченности.

$A_{1\%} = 2,2 \text{ м}^3/\text{сек}$ — бассейны рек Подкаменная Тунгуска, Большой Пит.

$A_{1\%} = 4,2 \text{ м}^3/\text{сек}$ — бассейн р. Бахта.

$C_v = 0,22$ — весь рассматриваемый район.

ЛИТЕРАТУРА

1. Кузьмин П. П. Теоретическая схема расчета интенсивности снеготаяния. Труды ГГИ, вып. 24(78), 1950.
2. Кузьмин П. П. Метод определения максимальной интенсивности снеготаяния. Труды ГГИ, вып. 24(78), 1950.
3. Соколовский Д. Л. Методика оценки физически возможных наибольших расходов воды на основе географических параметров формулы максимального стока. Труды ГГИ, вып. 79, 1960.
4. Соколовский Д. Л. Речной сток. Гидрометеиздат, Л., 1959.

А. М. ДОГАНОВСКИЙ

КОЛИЧЕСТВЕННАЯ ОЦЕНКА РОЛИ НАЛЕДНОЙ СОСТАВЛЯЮЩЕЙ В СТОКЕ РЕК НЕКОТОРЫХ РАЙОНОВ ЗОНЫ ВЕЧНОЙ МЕРЗЛОТЫ

На основании обобщения имеющихся данных наблюдений за ходом таяния отдельных наледей разработана схема расчета поступления наледных вод в речную сеть и количественно учтена доля наледного стока в сезонном стоке некоторых рек вечномерзлой зоны.

Одной из особенностей режима многих рек зоны вечной мерзлоты является перераспределение стока в году наледями. Зимний сток уменьшается за счет изъятия части воды на образование наледей, а весенне-летний увеличивается за счет их таяния. Чем больше воды аккумулировано в наледях и чем меньше общая водность реки, тем большее значение имеет наледная составляющая. Под наледной составляющей условимся понимать ту часть воды, которая идет зимой на образование наледей, а летом поступает в речную сеть по мере их таяния. По Н. И. Толстихину: «наледь — ледяное тело, возникшее в результате замерзания подземной или речной воды, изливающейся на поверхность льда, снега, земли или в пределах деятельного слоя вследствие промерзания того водоносного тракта, по которому эта вода циркулирует».

В зависимости от источников питания различают наледи: речных вод, подземных вод, смешанных — подземных и речных вод. Наледи подземных вод делят на: а) грунтовые, образующиеся вследствие промерзания потока надмерзлотных вод и б) ключевые, которые образуются от замерзания воды источников. Размеры их бывают самые разнообразные: от нескольких квадратных метров до десятков квадратных километров. (Размер самой крупной из обследованных наледей Улахан-Тарын на реке Моме в бассейне Индигирки — 150 км²).

Небольшие речные и ключевые наледи, образующиеся в руслах рек, исчезают уже в первую половину весны, так как помимо действия тепла относительно большое значение имеет механический фактор: лед «размывается» вешним потоком. Такие наледи имеют место на всей рассматриваемой территории. В частности, в Приамурье основная их масса исчезает в апреле—июне, увеличивая сток только в период весеннего половодья [2].

На Северо-Востоке СССР распространены гигантские наледи. В подавляющем большинстве они образуются за счет подземных вод, 80—90% всех наледей имеют площади более 1 км² и приурочены к горным местностям — к областям разломов земной коры [6]. Функционируют они в течение всей зимы и не успевают растаять за лето. Поэтому влияние наледной составляющей прослеживается в течение всего года.

В статье сделана попытка на примере некоторых рек Северо-Востока СССР дать количественную оценку роли наледной составляющей в поверхностном стоке. Задача облегчается тем, что наледи этого района наиболее изучены, хотя далеко не в достаточной мере. Их гигантские размеры давно привлекают внимание геологов, гидрогеологов, строителей. И только в последние годы их стали изучать гидрологи. Единого мнения о влиянии наледей на речной сток нет до сих пор. Имеющиеся различные точки зрения на этот счет с достаточной полнотой изложены в работах [1, 4].

В настоящее же время можно с уверенностью сказать, что в годовом стоке больших рек наледная составляющая незначительна. Это легко доказать, подсчитав объемы воды, законсервированные в наледях, и отнеся их к объемам годового стока рек. Так для р. Яны у п. Джангкы доля наледной составляющей около 4%, р. Индигирки у п. Воронцово — около 6%, р. Колымы у п. Среднеколымск — около 2,5%. Очевидно, что для малых рек, имеющих большую относительную наледность, значение ее будет более существенным. Если учесть, что в разные сезоны соотношение между речным и наледным стоком будет различным, то количественная оценка доли наледной составляющей в речном стоке различных групп рек в разные сезоны представит несомненный интерес.

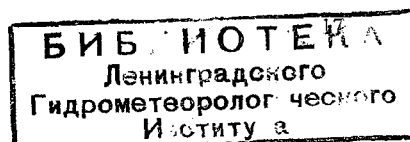
Первыми, кто дал такую оценку для верховьев р. Индигирки, были А. Г. Левин и В. М. Савченко [4]. Для этой цели они сравнили модули стока наледных и не наледных рек. После введения поправки на высоту бассейнов разность модулей была отнесена за счет ледников и наледей. В замыкающем створе Усть-Нера доля ледниково-наледной составляющей для годового стока оказалась около 6%. Подобный результат получен при подсчете по тепловому стоку. Из данных А. Г. Левина и В. М. Савченко следует, что основная масса воды с наледей поступает в речную сеть в самые жаркие месяцы — июль, август, увеличивая сток рек в этот период.

В настоящей работе применена другая методика: определение хода таяния наледей по суммам тепла и дальнейшее сопоставление поступающей в речную сеть наледной воды с ходом речного стока. Для исследований были отобраны бассейны рек, имеющих достаточно большую суммарную площадь оледенения и замыкающий створ с данными по стоку. Результаты подсчета суммарных площадей наледей взяты из работ [1, 4, 6]. Произведены они по Кадастру наледей, составленному А. С. Симаковым и З. Г. Шильниковской, достоинства и недостатки которого отмечены в работах [1, 3]. Кадастр позволяет ориентировочно определить средние многолетние площади наледей [1].

Очень важным моментом при подсчете объемов льда является правильный выбор средней мощности наледей. Разные авторы, базируясь на отрывочных сведениях о средней мощности наледей по отдельным обследованным объектам, принимали различную среднюю мощность. Так, А. Г. Левин и В. М. Савченко считают ее равной 2,2 м, Б. С. Бибинова — 3,0 м и т. д. Наиболее значительный результат получен О. Н. Толстихиным [5]. Им были обобщены данные по 105 наледям Северо-Востока, имеющие более или менее надежные наблюдения над площадями и объемами льда. Приняв, что дно долины на всех наледных участках однотипное (широкое, равное), он построил зависимость $F_n = f(W_n)$, которая оказалась линейной. Уравнение прямой имеет вид

$$W_n = 1,52 F_n, \quad (1)$$

где W_n — объем наледи,
 F_n — ее площадь.



Параметр 1,52 выражает среднюю мощность льда. По мнению самого автора, эта величина представляется несколько заниженной. Однако она наиболее обоснована, а поэтому и принята в качестве исходной для подсчетов объемов льда.

По карте наледей в отобранных бассейнах были оконтурены наледные районы. (Районы, где сосредоточена основная масса наледей от водораздела до последней наледи). Подсчитаны их средние высоты и коэффициенты наледности (K_1 — для всего бассейна, K_2 — для наледного района), которые выражают отношение суммарной площади наледей (F_n) к площади бассейна (F) или наледного района ($F_{н.р}$) и являются наиболее объективной характеристикой степени оледенения. Наибольшая наледность (K_1) отмечена в бассейнах рек: Агаякан (2,47), Куйдусун (1,54), Нерючи (1,60), Чаркы (1,12) и др. (табл. 3).

Первой задачей явилось определение характера стаивания наледей, характера поступления талой наледной воды в речную сеть. Для этих целей было отобрано несколько опорных наледей, имеющих наблюдения за ходом стаивания (табл. 1).

Таблица 1

Основные показатели опорных наледей

Место нахождения наледи	Бассейн реки	Годы наблюдений	Высота над уровнем моря, м	Площадь наледи F_n , км ²	Средняя максимальная мощность h_0 , м	Где взяты материалы
р. Анмангында	Колыма	1962—1965	910	6,0	1,70	Фонды КУГМС
р. Бургали (Тарын 1)	Индиگیرка	1957—1958	1430	1,2	1,70	Материалы гляциологических исследований. Институт мерзлотоведения АН СССР, 1963 г.
оз. Сюрен-Кюель	Яна	1947, 1956	810	4,0	1,65	Фонды ЯУГМС

Из таблицы видно, что основные показатели опорных наледей характерны для подавляющего большинства наледей района.

Средняя мощность льда в любой момент времени в период таяния выражается зависимостью

$$h_T = f(\Sigma t_+, h_0, a), \quad (2)$$

где Σt_+ — сумма положительных температур воздуха, накопленная к данному моменту времени,

h_0 — средняя мощность льда в начале таяния,

a — параметр, зависящий от морфологии наледного места.

Допускается, что испарение со льда и конденсация взаимно уравновешиваются.

Как было отмечено выше, лежа наледей по своему строению однотипны, следовательно, параметр a является величиной постоянной. В многолетнем разрезе h_0 так же постоянно и равно 1,52 м. Из-за недостатка данных нельзя построить зависимость $h_T = f(\Sigma t_+)$, поэтому в более общем виде можно записать

$$h_T = f(T), \quad (3)$$

где T — число дней с момента начала интенсивного таяния льда. (За начало интенсивного таяния принята дата устойчивого перехода температур воздуха через 0°).

По данным наблюдений на опорных наледях построен график изменения средней мощности льда наледей в период таяния (рис. 1). Коэффициент корреляции полученной зависимости равен 0,81, а уравнение регрессии имеет вид

$$h_T = 1,52 - 0,071 T. \quad (4)$$

Подставляя вместо T число дней с начала таяния, можно получить среднюю мощность наледей.

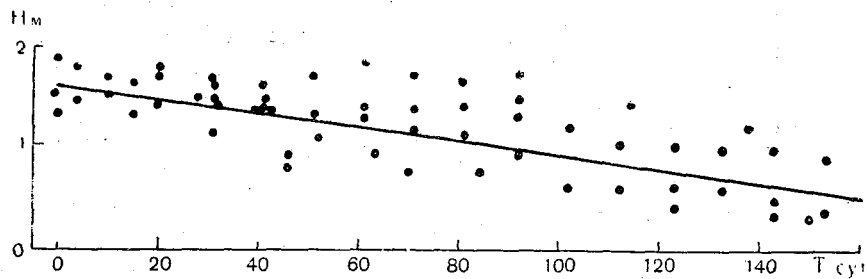


Рис. 1. График изменения средней мощности льда наледей в период таяния

Коэффициент стаивания (α) принят на основании исследований Н. Г. Дмитриевой [2] с нашими уточнениями по опорным наледям — 4 мм/град (в слое льда). Небольшая тенденция к увеличению его в весенний период не принималась во внимание, поэтому он принят постоянным для всего периода таяния. Влияние жидких осадков на увеличение коэффициента стаивания практически незаметно.

Сумма положительных температур подсчитывалась по ближайшей метеостанции с учетом вертикального температурного градиента.

Прежде чем остановить свой выбор на Σt_+ , как основном факторе, определяющем таяние льда, сделаны сопоставления Σt_+ и сумм положительного радиационного баланса (ΣR_+) для некоторых метеостанций, расположенных на разных высотах (Сунтар-Хаята, Оймякон и др.), давшие удовлетворительные результаты. Отмечено небольшое расхождение в ранний весенний и поздний осенний периоды. Устойчивый переход температур воздуха через 0° осуществляется несколько позже, чем переход через нулевое значение ΣR_+ . В связи с этим имеется некоторое занижение стока с наледей в весенний период, однако оно незначительно. Кроме того, наблюдения за температурой воздуха производятся на всех метеостанциях, тогда как за радиационным балансом на ограниченном числе станций.

В табл. 2 приведен пример расчета наледного стока для одного из бассейнов.

Полученный слой стаявшего за десятидневку льда (графа 9) относится к площади наледи за предыдущий срок (графа 3). Вычисленный таким образом объем льда (графа 10) вычитается из предшествующего общего объема наледи (графа 5) и здесь же записывается остаток. Средняя мощность льда (графа 4) определяется по формуле (4). Расчет продолжается до осеннего устойчивого перехода температуры через 0° .

Таблица 2

Расчет наледного стока. р. Детрин — п. Вахханка *

Дата	T , сутки	$F_n \cdot 10^6$, m^3	h_T , м	$W_n \cdot 10^6$, m^3	$\Sigma \rho_+$	$\Delta \Sigma \rho_+$	α , мм/град	Стаявший слой льда $h = \alpha \Delta \Sigma t_+ \cdot 0,001$ м	Стаявший объем льда $\Delta W_n = h \cdot F_n \cdot 10^6$ m^3	Объем образовавшейся воды $\Delta W_B = \Delta W_n \cdot 0,9$ m^3	$\Sigma \Delta W_n$
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
21/V	0	47,0	1,52	71,4	0	0	0	0	0	0	0
31/V	10	44,5	1,45	64,6	38,4	36,4	4,0	0,146	6,81	6,14	6,14
10/VI	20	38,7	1,38	53,5	99,3	62,9	4,0	0,251	11,1	10,1	16,2
20/VI	30	30,3	1,31	39,7	188,5	89,2	4,0	0,356	13,8	12,4	28,6
30/VI	40	21,9	1,24	27,2	292,0	103,5	4,0	0,414	12,5	11,2	39,8
10/VII	50	14,5	1,16	16,8	411,0	119,0	4,0	0,476	10,4	9,25	49,2
20/VII	60	8,20	1,09	9,68	534,0	123,0	4,0	0,492	7,12	6,40	55,6
31/VII	71	4,91	1,01	4,97	666,9	132,9	4,0	0,530	4,71	4,24	59,8
10/VIII	81	3,01	0,94	2,83	775,8	108,9	4,0	0,435	2,14	1,92	61,8
20/VIII	91	1,90	0,87	1,65	873,7	97,9	4,0	0,391	1,18	1,06	62,8
31/VIII	102	1,27	0,79	1,00	959,2	85,5	4,0	0,342	0,65	0,58	63,4
10/IX	112	1,04	0,72	0,75	1009,2	50,0	4,0	0,200	0,25	0,22	63,6
18/IX	120	1,01	0,66	0,67	1027,2	18,0	4,0	0,072	0,08	0,07	63,7

Общее количество стаявшего льда $70,7 \times 10^6 m^3$. Остаток составляет около 1% от первоначального объема. Таким образом, в течение теплого периода в речную сеть бассейна р. Детрин поступило дополнительно $63,7 \times 10^6 m^3$ воды (графа 12).

Подобные расчеты произведены для всех отобранных бассейнов. По данным графы 11 построены гидрографы наледного стока (рис. 2). Эти гидрографы дают наглядное представление о ходе поступления талой воды с наледей в речную сеть. Максимум поступления ее наблюдается на большинстве рек в середине — конце июня, а не в период самых высоких летних температур. В весенний период (май—июнь) исчезает 50% и более первоначального объема льда, в июле около 30—40%, оставшаяся часть приходится на август — сентябрь и переходит на следующий год.

* Средняя высота наледного района 930 м, $K_1 = K_2 = 0,83$. Суммы положительных температур подсчитаны по метеостанции Усть-Омчуг с учетом вертикального температурного градиента, вычисленного по станциям Бутугычаг — Вахханка.

Для бассейнов, где имеется большое число малых наледей ($F_n < 1,0 \text{ км}^2$), в весенний период исчезает еще больший процент объема льда (Тенгке, Сеймчан и др.).

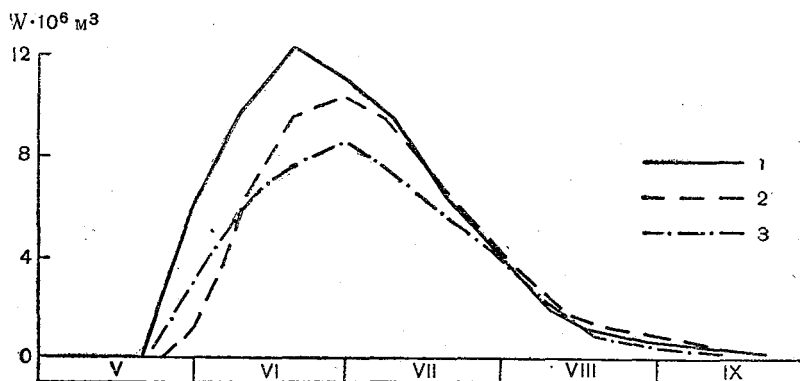


Рис. 2. Гидрографы наледного стока:
1 — бассейн р. Детрин; 2 — бассейн р. Сунтар; 3 — бассейн р. Сартанг

Для всех выбранных бассейнов подсчитаны объемы наледной воды (W_n), поступившие в речную сеть в весенний (V—VI), летний (VII—VIII) и зимний (X—IV) сезоны. Эти объемы сопоставлены с соответствующими объемами речного стока и подсчитана доля наледной составляющей (табл. 3).

На основании полученных данных построены графики

$$\frac{W_n}{W} = f(K_1) \quad (5)$$

для года, весеннего и летнего сезонов (рис. 3 а, б, в). По этим графикам, по известному коэффициенту наледности, можно определить долю наледной составляющей. Общей связи для всех бассейнов не получилось, так как водность рек за сезон и поступление тепла, определяющего характер таяния наледей, для разных районов различны и зависят от высоты и широты местности. Отсутствие достаточного количества данных по территории не позволяет произвести районирование зависимости (5). Однако для отдельных районов для различных сезонов такая связь прослеживается довольно четко. На рис. 3 а для весеннего сезона можно выделить юго-западную часть бассейна р. Колымы (I — бассейны рек Аян-Юрях, Кулу, Нерючи и др.), северный склон хребта Сунтар-Хаята в пределах бассейна р. Индигирки (II — бассейны рек Агаякан, Сунтар и др.), восточный и северо-восточный склоны Верхоянского хребта (III — бассейны рек Бытантай, Дулгалах, Нельгехе и др.).

В летний сезон (рис. 3 б) выделенные районы в основном сохраняются. Для зимнего сезона не удалось получить подобных районных связей, так как зимний сток обладает по территории еще большей пестротой. На образование наледей в этот сезон идет 65—85% зимнего стока в бассейне р. Яны, 60—70% — в бассейне р. Индигирки и 40—65% — в бассейне р. Колымы. Следует заметить, что основная масса воды зимнего сезона стекает в первые 2—3 месяца, далее сток или прекращается совсем или становится незначительным, и в этот последний период на образование наледей расходуется вся вода. Осенью (IX) влияние наледной составляющей практически равно нулю.

Сводная таблица расчетов

№ п/п	Река	Пункт	Период наблюдений за стоком	Площадь бассейна F , км ²	Средняя высота бассейна H , м	Объем речного стока $W \cdot 10^6$ м ³			
						год	V—VI весна	VII—VIII лето	X—IV зима
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10

Б а с с е й

1	Бытантай	Асар	1937—1941, 1943, 1944, 1946—1962	40000	750	4750	1657	2634	69,
2	Чаркы	3,5 км от устья	1949—1962	8290	1030	2090	648,2	1206	43,
3	Нельгехе	3 км от устья р. Хатакчан	1943, 1945—1962	10500	880	1210	573	523	9,
4	Яна	Верхоянск	1926—1928, 1935—1962	45300	740	4600	1556	2553	94,
5	Дулгалах	Томтор	1956—1962	23900	930	3340	1009	2055	48,
6	Сартанг	Бала	1957—1962	16700	700	1490	492,5	874	19,

Б а с с е й

7	Нера	Ала-Чубук	1944—1962	22300	1150	3720	16,21	1788	53,
8	Индиگیرка	Усть-Нера	1944—1962	83500	—	13480	4426	7260	473,
9	Эльги	Б. Артык-Юрях	1945—1962	17600	1140	3150	1326	1771	57,
10	Индиگیرка	Юрты	1956—1962	51100	—	7010	1799	4164	353,
11	Сунтар	Сахарынья	1955—1962	7680	1410	1495	345,2	999	30,
12	Агаякан	Агаякан	1953—1960	7630	1420	1550	357,5	840,1	86,
13	Куйдусун	Куйдусун	1953—1954	8610	1340	1800	473,8	964	—

Б а с с е й

14	Сугой	3,2 км ниже устья р. Омчикчан	1942—1960	5880	830	1852	950,5	615	77,
15	Омчикчан	Омсулчан	1942—1960	1720	880	498	244	176,1	24,
16	Таскан	Таскан-2	1939—1960	9970	780	2260	1264	746	123,
17	Бохапча	5,4 км от устья	1934—1960	13600	840	3840	1663	1103	139,
18	Детрин	Вакханка	1939—1960	5630	930	1594	740	598	100,
19	Кулу	Кулу	1943—1960	10300	1120	2855	1274	1122	167,
20	Нерючи	3,4 км ниже устья р. Хени- кенджа	1954—1956	825	1180	2285	105,8	90,6	9
21	Берелех	Переправа	1956—1960	4980	1220	1280	420	745	22
22	Аян-Юрях	Эмтегей	1952—1960	9560	1140	2520	1128	927	93

Таблица 3

аледной составляющей

Суммарная площадь наледей $F_n, км^2$	Площадь формирования налед- ного стока $F_{н.р}, км^2$	Средняя высота наледного района $H_{н.р}, м$	Коэффициент наледности, %		Объем наледного льда $W_n \cdot 10^6 м^3$	Объем наледного стока $W_B \cdot 10^6 м^3$			Доля наледной составляющей в речном стоке $\frac{W_B}{W} \cdot 100\%$			
			$K_1 = \frac{F_n}{F}$	$K_2 = \frac{F_n}{F_{н.р}}$		год	V-VI	VII-VIII	год	V-VI	VII-VIII	X-IV
11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23

Я н ы

295)	24000	1000	0,74	1,23	449,0	391,5	199,8	186,6	8,20	12,05	7,10	84,9
(93,0)	5700	1220	1,12	1,63	141,3	118,8	67,0	51,1	5,65	10,3	4,25	72,9
(11,0)	930	1230	0,10	1,18	16,7	14,4	7,24	7,10	1,20	1,26	1,36	60,5
124,2	20100	1030	0,27	0,62	189	165,4	90,4	74,1	3,60	5,81	2,91	64,0
(90)	14800	1060	0,38	0,61	137	120	65,6	53,7	3,58	6,55	2,61	70,4
(34)	5300	1060	0,20	0,64	51,8	45,4	24,8	20,4	3,05	5,03	2,34	71,0

И н д и г и р к и

72,7	22300	1150	0,33	0,33	110,5	98,1	60,8	36,8	2,64	3,75	2,06	64,9
527)	44310	—	0,64	—	802,5	707,2	382,5	321,8	5,26	8,65	4,34	59,8
87,1	11300	1220	0,50	0,77	132,5	117,2	63,9	52,7	3,45	4,82	2,98	67,2
410)	33010	—	0,86	—	670	590	318,6	269,1	8,36	17,7	6,45	62,5
39,4	7680	1410	0,51	0,51	59,9	52,2	27,5	24,5	3,50	7,97	2,46	63,0
188,8	7630	1420	2,47	2,47	287,7	251	132,3	117,7	16,1	37,1	13,9	74,6
132,1	8610	1340	1,54	1,54	201	178	100,5	76,5	9,75	21,2	7,95	—

К о л ы м ы

73,8	5880	830	1,26	1,26	112	91,3	60,2	30,8	4,92	6,35	5,01	54,4
23,4	1720	880	1,36	1,36	35,6	31,8	18,5	13,1	6,38	7,57	7,43	56,6
29,0	9970	780	0,29	0,29	44,1	39,5	28,3	11,1	1,75	2,24	1,50	24,1
139,5	13600	840	1,03	1,03	212	189,2	129,7	59,0	4,94	7,79	5,36	57,6
47	5630	910	0,83	0,83	71,4	63,7	39,8	23,6	4,00	5,33	3,95	38,9
135,3	9500	1150	1,31	1,42	205	173,6	100,7	71,4	6,09	7,85	6,35	51,1
13,2	825	1180	1,60	1,60	20,1	17,35	10,1	7,60	7,81	9,55	8,39	65,8
40,6	3600	1260	0,82	1,13	61,7	54,2	29,9	24,0	4,24	6,35	4,31	64,5
78,2	9360	1140	0,82	0,82	119	105	58,7	45,4	4,15	5,24	4,90	52,7

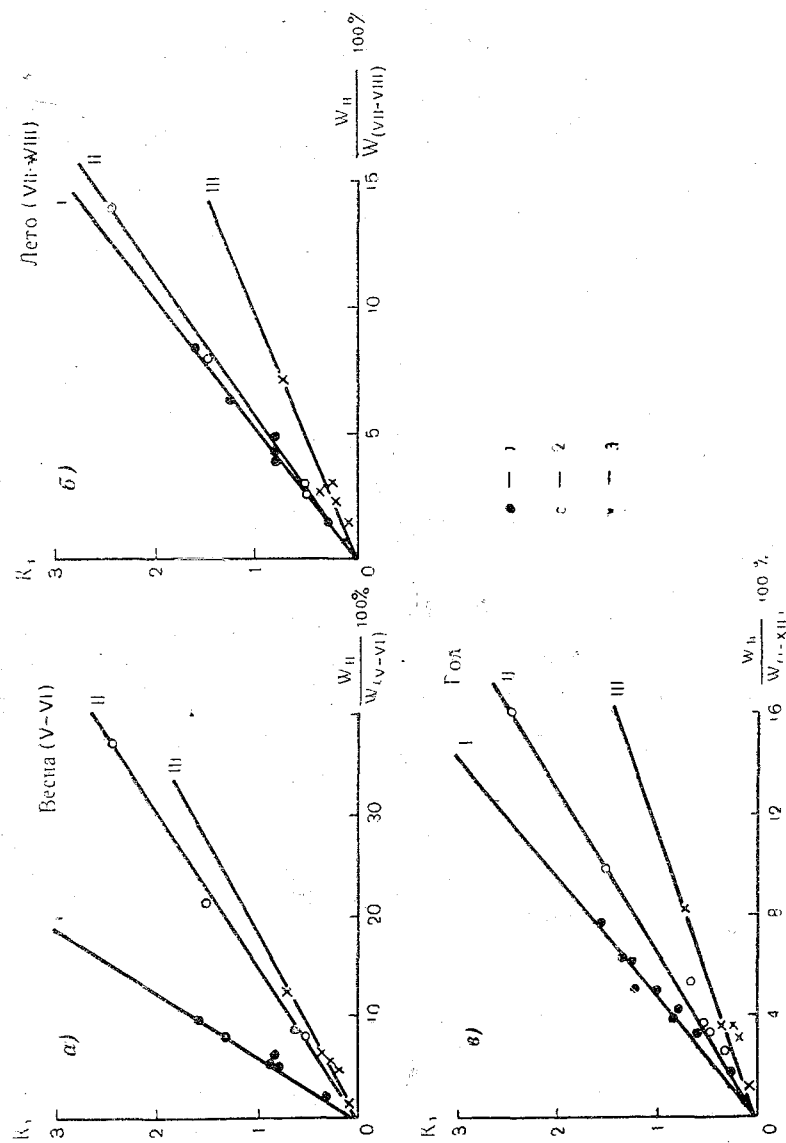


Рис. 3. График зависимости доли наледного стока от коэффициента наледности для различных районов:

1 — реки бассейна Колымы; 2 — реки бассейна Индигирки; 3 — реки бассейна Яны

Более общие зависимости получены для года (рис. 3 в). Здесь довольно четко прослеживается три района: бассейны рек Колымы, Индигирки и Яны (без правобережья).

Общим для всех связей является то, что они показывают увеличение сезонного и годового стока с запада на восток.

В заключение следует отметить, что полученные результаты для отдельных рек и районов несколько занижены, так как по данным А. С. Кузнецова [3], производившего аэровизуальные наблюдения наледных районов Северо-Востока СССР, следует, что в Кадастре наледей А. С. Симакова и З. Г. Шильниковской по разным причинам не учтено свыше 2000 наледей.

Выводы

1. В году наледная составляющая речного стока играет незначительную роль.
2. В зимнем сезоне она сильно влияет на снижение расходов воды.
3. В весенний сезон наледная составляющая играет заметную роль. Особенно ощутимо ее влияние в районах с низким половодьем.
4. Летом влияние наледной составляющей заметно в период межени и особенно в июле. В период дождевых паводков роль ее ничтожна.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бибилова Е. С. Об использовании Кадастра наледей для анализа стока некоторых рек Северо-Востока СССР. Труды ЦИП, вып. 129, 1964.
2. Дмитриева Н. Г. Элементы влагооборота и прогноз стока в Приамурье. Гидрометеиздат, Л., 1960.
3. Кузнецов А. С. Наледи и полыньи на Северо-Востоке СССР. Сборник работ по гидрологии, № 2. Гидрометеиздат, Л., 1961.
4. Левин А. Г., Савченко В. М. Ледниковое и наледное питание рек Северо-Востока СССР. Труды ВНИИ-1, вып. 14, Магадан, 1959.
5. Толстихин О. Н. О возможности использования площадей наледей для ориентировочной оценки ресурсов подземных вод. Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР, вып. XI, Якутск, 1963.
6. Толстихин О. Н. О влиянии новейшей тектоники на формирование и распределение наледей в Северо-Восточной Якутии. Геология и геофизика, № 9, Новосибирск, 1965.

В. А. ШЕЛУТКО

ПРИВЕДЕНИЕ СТОКА К РАСЧЕТНОМУ ПЕРИОДУ С УЧЕТОМ ВНУТРЕННЕЙ КОРРЕЛЯЦИОННОЙ СВЯЗИ

Рассматриваются критерии возможности приведения коротких рядов наблюдений к расчетному периоду по данному аналогу. Делается вывод о жесткости применяемых в настоящее время критериев и о возможности расширения их рамок.

1. Введение

Величина нормы среднего и максимального годового стока определяется как среднее арифметическое значение за очень большой период времени, при котором дальнейшее увеличение числа лет наблюдений практически не изменит среднего значения. Этот промежуток времени называется расчетным. Его длительность, составляющая как минимум 60—70 лет, и границы определяются исходя из теории ошибок и анализа циклических колебаний стока.

подавляющее большинство гидрологических постов имеет продолжительность наблюдений, существенно меньшую названного срока, и норма стока непосредственно по их данным не может быть вычислена. Поэтому необходимо предварительно привести эти данные к расчетному периоду.

Известно, что приведение является одной из важнейших задач анализа гидрологических материалов, решению которой уделяется большое внимание как при различных территориальных обобщениях, так и при обработке результатов наблюдений по конкретному объекту. Зачастую возможность приведения рядов к расчетному периоду пред-
решает возможность получения обоснованных характеристик гидрологического режима данного района или бассейна.

2. Математические основы теории приведения

Сущность приведения короткого ряда к расчетному периоду заключается, во-первых, в установлении связи колебаний значений этого ряда с колебаниями значений той же (прямое приведение) или другой (косвенное приведение) характеристики по ряду-аналогу, во-вторых, в экстраполяции полученной связи на часть расчетного периода, не охваченную наблюдениями данного ряда и, в-третьих, в определении по найденной связи возможного среднего значения короткого ряда наблюдений за расчетный период.

В каждом отдельном случае возможность приведения короткого ряда наблюдений по данному длительному оценивается степенью тесноты связи колебаний их значений. В качестве критерия тесноты связи и надежности ее установления рекомендуются следующие требования [14]:

1. Связь годовых колебаний стока должна устанавливаться не менее чем по 8—10 соответственным точкам; т. е. при установлении связи колебаний средних, максимальных и других значений стока должно быть не менее 8—10 лет совместных наблюдений.

2. Связь колебаний по данному ряду и ряду-аналогу должна быть достаточно тесной, т. е. коэффициент корреляции, характеризующий тесноту этой связи, должен быть не менее 0,7—0,8.

3. Отклонения отдельных точек от установленной линии связи или зависимости не должны превышать 10—15%.

Эти требования, ограничивая выбор аналога по связанности отдельных колебаний, ограничивают также и круг рядов, результаты наблюдений которых могут быть приведены к расчетному периоду. Особенно сказывается их жесткость в отдаленных районах, где интенсивное освоение рек началось сравнительно недавно и вследствие этого в пределах довольно больших территорий нет вообще рядов с достаточно длительным для аналога периодом наблюдений.

Известно, что изложенные требования относятся к коррелятивной связи колебаний случайных величин и применение их к связи гидрологических рядов правомерно постольку, поскольку колебания данных гидрологических рядов подчиняются законам колебаний случайной величины.

Условия, которым должны удовлетворять ряды, сводимые к случайным, в применении к теории приведения сформулированы в конце 20-х годов Е. С. Кузнецовым [13, 6] и заключаются в том, что:

1. Математические ожидания приводимого ряда m_y и ряда-аналога m_x должны быть постоянны и не зависеть от времени, т. е.

$$m_y(t) = m_y = \text{const}; \quad m_x(t) = m_x = \text{const}.$$

2. Дисперсии этих рядов должны иметь определенный предел при удлинении ряда и колебания их уровней в ряду должны отсутствовать

$$D_y(t) = D_y = \text{const}; \quad D_x(t) = D_x = \text{const}.$$

3. В рядах Y и X , а также между членами рядов Y и X за разные годы корреляция должна отсутствовать

$$r_{x_ix_j} = 0; \quad r_{y_iv_j} = 0; \quad r_{x_iy_j} = 0.$$

4. Математическое ожидание коэффициента корреляции связи соответственных членов рядов Y и X должны быть постоянны и не зависеть от времени

$$m_{r_{x_iy_i}} = m_{r_{x_jy_j}} = \text{const}.$$

Для гидрологических рядов принятие первого и второго условий, утверждающих постоянство математического ожидания и дисперсии приводимого ряда и ряда-аналога во времени, означает признание постоянства климата и прочих физико-географических условий, формиру-

ющих сток, и отрицание возможности изменений и колебаний их во времени. Эти условия уже сами по себе являются одним из признаков сходности приводимого ряда и ряда-аналога. При несоблюдении их, помимо других осложнений, возникала бы необходимость в каждом отдельном случае доказать, что математические ожидания обоих рядов изменяются во времени соответственно.

Принятие третьего условия, означающего независимость членов каждого данного ряда друг от друга, для гидрологических рядов равносильно отрицанию преемственности гидрометеорологических процессов.

В целом, гидрологические ряды, удовлетворяющие названным условиям, могут быть приняты за статистические совокупности случайных чисел одного уровня и, следовательно, изучение характеристик их, в том числе приведение к расчетному периоду, может производиться элементарными методами математической статистики.

Четвертое условие, требующее признания сохранения постоянства связи между колебаниями соответственных членов рядов Y и X , означает, что изменения результативных сумм климатических условий, формирующих режим данного ряда и ряда-аналога во времени, одинаково.

Теория приведения, разработанная базируясь на эти условия, оказалась плодотворной, дала возможность применить аппарат математической статистики и конкретно разработать стройную систему критериев целесообразности и возможности приведения рядов к расчетному периоду, а также и сами методы приведения.

Однако в последнее время в связи с накоплением материалов наблюдений и косвенных сведений о гидрологическом и климатическом режиме, в связи с развитием в математической статистике ряда новых разделов происходит уточнение взгляда о случайности и стационарности гидрологических рядов. В частности, эти уточнения сказались в следующем:

Во-первых, все более подтверждается наличие изменений и циклических колебаний стока и климата во времени [2, 4, 6, 17, 18], причем не только в исторические эпохи, но и в сроки, соизмеримые с длительностью обычно принимаемых расчетных периодов.

Во-вторых, по ряду рек выяснено наличие твердой коррелятивной связи между членами многолетних последовательностей среднегодовых расходов [5, 9, 12, 18] и не только между смежными значениями, но и разделенными периодом в τ лет [1, 2].

Новые данные вступают до некоторой степени в противоречие с ранее принятой теорией приведения гидрологических рядов. Выясняется, что принятие гидрологического ряда в качестве проявлений случайной величины отражает элементарный подход к изучению случайных явлений, а именно, изучение случайных явлений в «статике», в каких-то фиксированных постоянных условиях отдельного опыта. В действительности гидрологический ряд (в смысле изменений его во времени) является проявлением случайной величины, непрерывно изменяющейся в процессе опыта. Эти величины, в отличие от обычных случайных величин, в теории вероятностей получили название случайных функций [1, 2]. В гидрологическую практику впервые для целей сверхдолгосрочных прогнозов расходов воды это понятие введено Ю. М. АLEXИНЫМ.

Существенные уточнения теории гидрологических рядов естественно должны быть отражены в теории их приведения к расчетному периоду. Ниже рассмотрены некоторые вопросы методики таких уточнений.

3. Связь средних m -летних значений стока

Приведение к расчетному периоду с целью получения нормы стока может быть произведено как по связи отдельных годовых значений стока данного ряда и ряда-аналога, так и по связи колебаний их средних двухлетних, трехлетних, ... m -летних значений, причем в пределе m может быть равно всему периоду совместных наблюдений.

Теснота связи колебаний соответственных годовых значений стока по рядам Y и X оценивается коэффициентом корреляции

$$R_{xy} = \frac{\sum_i x_i y_i}{n \sigma_x \sigma_y}, \quad (1)$$

где x и y — отклонения отдельных годовых значений от соответственных средних за совместный период наблюдений,

σ_x и σ_y — средние квадратические отклонения рядов годового стока.

Аналогично этому теснота связи соответственных m -летних средних может определяться коэффициентом корреляции

$$R_{x_m y_m} = \frac{\sum_i x_{m_i} y_{m_i}}{n \sigma_{x_m} \sigma_{y_m}}, \quad (2)$$

где x_m и y_m — отклонения отдельных средних m -летних значений годового стока от соответственных средних за совместный период наблюдений

$$x_{m_i} = \frac{x_i + x_{i+1} + \dots + x_{i+m-1}}{m}; \quad y_{m_i} = \frac{y_i + y_{i+1} + \dots + y_{i+m-1}}{m};$$

σ_{x_m} и σ_{y_m} — средние квадратичные отклонения за m -летки

$$\sigma_{x_m} = \frac{\sigma_x}{\sqrt{m}} k_{r_1}; \quad \sigma_{y_m} = \frac{\sigma_y}{\sqrt{m}} k_{r_2}, \quad (3)$$

где k_{r_1} и k_{r_2} — коэффициенты, учитывающие корреляционную связь между членами рядов X и Y .

$$k_r = \sqrt{1 + \frac{2}{m} [(m-1)r_1 + (m-2)r_2 + \dots + r_{m-1}]}, \quad (4)$$

здесь $r_1, r_2, r_3, \dots, r_{m-1}$ — коэффициенты корреляции связи членов данного ряда, разделенных периодом в $\tau = 1, 2, 3, \dots, m-1$ лет, определяемые, например, для ряда X формулой

$$r_\tau = \frac{\sum_i x_i x_{i+\tau}}{(n-\tau) \sigma_x^2}. \quad (5)$$

Для случайных рядов, согласно третьего условия Кузнецова $r_1 = r_2 = r_3 = \dots = r_{m-1} = 0$, следовательно,

$$k_r = 1; \quad \sigma_{x_m} = \frac{\sigma_x}{\sqrt{m}}; \quad \sigma_{y_m} = \frac{\sigma_y}{\sqrt{m}}$$

и

$$\sum_j x_i y_i = \sum_i x_i \sum_j y_j = 0.$$

Подставив полученные значения $x_m, y_m, \sigma_{x_m}, \sigma_{y_m}$ в формулу (2), после несложных преобразований имеем

$$R_{x_m y_m} = \frac{\frac{1}{m} (\sum_i x_i x_i + \sum_i x_{i+1} y_{i+1} + \dots + \sum_i x_{i+m-1} y_{i+m-1})}{n \sigma_x \sigma_y}$$

и, так как в данном случае

$$\sum_i x_i y_i = \sum_i x_{i+1} y_{i+1} = \dots = \sum_i x_{i+m-1} y_{i+m-1},$$

то

$$R_{x_m y_m} = \frac{\frac{1}{m} (m \sum_i x_i y_i)}{n \sigma_x \sigma_y} = R_{xy}. \quad (6)$$

Таким образом, для случайных рядов величина коэффициента корреляции связи средних m -летних должна быть равна коэффициенту корреляции связи соответственных годовых значений стока. Следовательно, изложенные выше требования к надежности установления и тесноте связи колебания отдельных годовых значений могут быть распространены на связь m -летних средних, что в настоящее время и делается на практике, когда по слабой связи колебаний отдельных годовых значений стока ($R_{xy} < 0,7-0,8$) делается выбор вообще о невозможности приведения по данному аналогу, т. е. предполагается, что и связь колебания средних m -летних значений также достаточно слаба ($R_{x_m y_m} < 0,7-0,8$).

Однако, если ряд не отвечает условиям случайности, т. е. $r_{x_i x_j} \neq 0$, равенство (6) нарушается, и в этом случае слабая связь колебаний отдельных годовых значений стока не является признаком слабой связи средних m -летних, по которым может быть выполнено приведение. Очевидно, что это открывает некоторые новые возможности приведения, которые мы и рассмотрим.

4. Ряды годового стока как ряды динамики. Связь рядов динамики

Ряды среднего и максимального годового стока, принимаемые нами как случайные функции, опираясь на внутреннюю коррелированность и учитывая, что значения их являются последовательностями числовых характеристик массового явления во времени, можно рассматривать как динамические. Специфической чертой последних [23] яв-

ляется возможность представить каждый член ряда состоящим из двух частей

$$x_i = \bar{x}_i + \alpha_i \quad y_i = \bar{y}_i + \beta_i, \quad (7)$$

где $\bar{x}_i$ и $\bar{y}_i$ — значения так называемого переменного уровня [22, 23], выражающего существенные типические черты данного явления;

α_i и β_i — случайные отклонения от уровня, обусловленные действием множества частных факторов и регулируемые законом средней.

Тогда норма среднего или максимального годового стока

$$x_0 = \frac{\sum_{i=1}^T x_i}{T}, \quad (8)$$

где x_i — отдельные значения годового стока (в дальнейшем, как и раньше, x_i и y_i — отклонения отдельных годовых значений от соответственных средних за совместный период наблюдений),

T — расчетный период, в этом случае может быть представлена в виде

$$x_0 = \frac{\sum_{i=1}^T (\bar{x}_i + \alpha_i)}{T} = \frac{\sum_{i=1}^T \bar{x}_i + \sum_{i=1}^T \alpha_i}{T}$$

и, так как случайные отклонения, регулируемые законом средней, взаимопогашаются, т. е. $\sum_{i=1}^T \alpha_i = 0$, получаем

$$x_0 = \frac{\sum_{i=1}^T \bar{x}_i}{T}. \quad (9)$$

Отсюда величина среднего или максимального годового стока полностью определяется значениями переменного уровня и, следовательно, для приведения короткого ряда к расчетному периоду по данному аналогу с целью установления нормы стока в принципе необходимо и достаточно установить связь колебаний их переменных уровней.

Исходя из этого представляет интерес соотношение коэффициента корреляции связи годовых значений двух рядов стока и коэффициента корреляции связи их переменных уровней.

Аналогично равенству (1) коэффициент корреляции связи переменных уровней рядов x и y будет

$$R_{x_n y_n} = \frac{\sum_i \bar{x}_i \bar{y}_i}{n \sigma_{\bar{x}} \sigma_{\bar{y}}}, \quad (10)$$

где, как и в дальнейшем, $\bar{x}_i$ и $\bar{y}_i$ — отклонения переменных уровней от среднего за совместный период наблюдений $\sigma_{\bar{x}}$ и $\sigma_{\bar{y}}$ — средние квадратические отклонения значений переменного уровня.

Выражение ковариации в равенстве (1) может быть преобразовано на основании равенства (7)

$$\text{cov}(x, y) = \sum_i x_i y_i = \sum_i (x_i + \alpha_i)(y_i + \beta_i).$$

Учитывая, что $\sum_i \alpha_i = 0$, $\sum_i \beta_i = 0$ и что случайные отклонения не зависят от уровня, т. е.

$$r_{x_i \alpha_i} = r_{x_i \alpha_j} = 0 \text{ и } r_{y_i \beta_i} = r_{y_i \beta_j} = 0,$$

получаем

$$\left. \begin{aligned} \sum_i \bar{x}_i \beta_i &= \sum_i \bar{x}_i \sum_i \beta_i = 0 \\ \sum_i \bar{y}_i \alpha_i &= \sum_i \bar{y}_i \sum_i \alpha_i = 0 \end{aligned} \right\}, \quad (11)$$

тогда

$$\text{cov}(x, y) = \overline{\sum_i x_i y_i} = \overline{\sum_i \bar{x}_i \bar{y}_i} + \overline{\sum_i \alpha_i \beta_i}.$$

Подставив полученное выражение ковариации в равенство (1), получаем

$$R_{xy} = \frac{\sum_i \bar{x}_i \bar{y}_i + \sum_i \alpha_i \beta_i}{n\sigma_x \sigma_y} = R_{\bar{x} \bar{y}} + R_{\alpha\beta}. \quad (12)$$

То есть, коэффициент корреляции связи соответственных членов рассматриваемых рядов можно представить состоящим из двух частей, причем одна из них

$$R_{\bar{x} \bar{y}} = \frac{\sum_i \bar{x}_i \bar{y}_i}{n\sigma_x \sigma_y} \quad (12')$$

получена за счет связи колебаний переменных уровней этих рядов, а другая

$$R_{\alpha\beta} = \frac{\sum_i \alpha_i \beta_i}{n\sigma_x \sigma_y} \quad (12'')$$

получена за счет связи колебаний их случайных отклонений от переменного уровня.

Тогда искомое соотношение коэффициента корреляции связи соответственных значений годового стока и коэффициента корреляции связи переменных уровней будет равно

$$\frac{R_{xy}}{R_{x_n y_n}} = \frac{\sum_i \bar{x}_i \bar{y}_i}{n\sigma_x \sigma_y} \cdot \frac{n\sigma_{\bar{x}} \sigma_{\bar{y}}}{\sum_i \bar{x}_i \bar{y}_i} = \frac{\sigma_{\bar{x}} \sigma_{\bar{y}}}{\sigma_x \sigma_y}. \quad (13)$$

Раскроем первое слагаемое правой части полученного уравнения

$$\frac{R_{\bar{x}\bar{y}}}{R_{x_n y_n}} = \frac{\sum_i \bar{x}_i \bar{y}_i}{n \sigma_x \sigma_y} \cdot \frac{n \sigma_x \sigma_y}{\sum_i \bar{x}_i \bar{y}_i} = \frac{\sigma_x \sigma_y}{\sigma_x \sigma_y}.$$

Очевидно, что экстремальные значения этого соотношения будут при $\sigma_x = \sigma_y$ и $\sigma_x = \sigma_y$, т. е.

$$\frac{R_{\bar{x}\bar{y}}}{R_{x_n y_n}} = \frac{D_x}{D_x}, \quad (14)$$

где D_x и D_x — соответственно дисперсия данного ряда и дисперсия его переменных уровней.

Учитывая, что вследствие независимости x и α

$$D_x = D_\alpha + D_x, \quad (15)$$

где D_α — дисперсия случайных отклонений, получаем

$$\frac{R_{\bar{x}\bar{y}}}{R_{x_n y_n}} = \frac{D_x - D_\alpha}{D_x} = 1 - \delta. \quad (16)$$

Здесь δ — критерий случайности, определяемый согласно [15, 18] соотношением

$$\delta = \frac{D_\alpha}{D_x}.$$

Раскроем второе слагаемое правой части уравнения (13). Коэффициент корреляции связи случайных отклонений определяется по равенству

$$R_{\alpha\beta} = \frac{\sum_i \alpha_i \beta_i}{n \sigma_\alpha \sigma_\beta}. \quad (17)$$

Тогда отношение

$$\frac{R_{\alpha\beta}}{R_{\bar{x}\bar{y}}} = \frac{\sum_i \alpha_i \beta_i}{n \sigma_x \sigma_y} \cdot \frac{n \sigma_x \sigma_y}{\sum_i \alpha_i \beta_i} = \frac{\sigma_\alpha \sigma_\beta}{\sigma_x \sigma_y}$$

и аналогично предыдущему

$$\frac{R_{\alpha\beta}}{R_{\bar{x}\bar{y}}} = \frac{D_\alpha}{D_x} = \delta. \quad (18)$$

Подставляя (16) и (18) в (13), получаем

$$\frac{R_{xy}}{R_{x_n y_n}} = (1 - \delta) + \delta \frac{R_{\bar{x}\bar{y}}}{R_{x_n y_n}}, \quad (19)$$

или

$$R_{xy} = (1 - \delta) R_{x_n y_n} + \delta R_{\bar{x}\bar{y}}. \quad (19')$$

В дальнейшем анализе будем исходить из условия первообразности связи переменных уровней по отношению к связи случайных отклонений, т. е. будем считать, что связь случайных отклонений рядов x и y возможна лишь при достаточно тесной связи колебаний переменного уровня. Отсюда

$$R_{\alpha\beta} > 0 \text{ при } R_{x_n y_n} \geq 0,8 \text{ и } R_{\alpha\beta} < R_{xy} < R_{x_n y_n}.$$

Исходя из равенства (19'), можно представить следующие случаи связи двух рядов:

1. Ряды коррелируются только за счет связанности случайных отклонений. Согласно вышеприведенным соображениям о соотношении переменных уровней и случайных отклонений это возможно только лишь при $\bar{x}_i = 0$ и $\bar{y}_i = 0$, т. е. $\alpha_i = x_i$ и $\beta_i = y_i$. Тогда

$$D_\alpha = D_x, \quad D_\beta = D_y, \quad \delta_x = \delta_y = 1.$$

Отсюда по (19')

$$R_{xy} = R_{\alpha\beta} = R_{x_n y_n}.$$

2. Ряды коррелируются только за счет связанности переменных уровней. В этом случае

$$R_{xy} = (1 - \delta) R_{x_n y_n} \quad (20)$$

и при наличии достаточно тесной связи переменных уровней, т. е. $R_{x_n y_n} \geq 0,8$ слабость связи R_{xy} целиком и полностью определяется величиной критерия случайности.

По данным [15] значения δ для сравнительно большого количества рядов среднего годового стока изменяется в пределах от 0,36 до величины близкой к 1,0. Исходя из этого в табл. 1 представлены возможные значения R_{xy} при $R_{x_n y_n} = 1$ и $R_{\alpha\beta} = 0$ для различных значений δ .

Таблица 1

Величины R_{xy} при $R_{x_n y_n} = 1$ в зависимости от δ и $R_{\alpha\beta}$

δ	α	$R_{\alpha\beta}$					
		1,0	0,8	0,6	0,4	0,2	0,0
0,36	1,6	1,0	0,93	0,86	0,78	0,71	0,64
0,40	1,7	1,0	0,92	0,84	0,76	0,68	0,60
0,50	2,0	1,0	0,90	0,80	0,70	0,60	0,50
0,60	2,5	1,0	0,88	0,76	0,64	0,52	0,40
0,70	3,3	1,0	0,86	0,72	0,58	0,44	0,30
0,80	5,0	1,00	0,84	0,68	0,52	0,38	0,20
0,90	10,0	1,00	0,82	0,64	0,46	0,28	0,10
1,00	∞	1,00	0,80	0,60	0,40	0,20	0,00

Согласно табл. 1 значения коэффициента корреляции связи годовых значений стока в соответствии с изменением δ изменяются от 0,64 до величины близкой, но не равной 0 (верхний предел взят с запасом, так как рассчитан по несколько завышенным данным).

3. Ряды годового стока коррелируются как за счет связи переменных уровней, так и за счет связи случайных отклонений. В этом наиболее распространенном на практике случае при $R_{x_n y_n} = \text{const}$

$$R_{xy} = f(\delta, R_{\alpha\beta}) = R_{x\bar{y}} + R_{\alpha\beta}$$

и возможные значения R_{xy} при $R_{x_n y_n} = 1$ могут изменяться от единицы до величины близкой к нулю в зависимости от степени случайности и связи случайных отклонений рассматриваемых рядов (табл. 1). То есть, при достаточно высоком коэффициенте корреляции связи соответственных переменных уровней рядов годового стока x и y

$$R_{x_n y_n} \geq 0,8$$

коэффициент корреляции связи колебания соответственных значений самого годового стока R_{xy} может быть как угодно мал.

Например, коэффициент корреляции связи соответственных максимальных значений стока за период совместных наблюдений в 59 лет по р. Амур с. Покровка (y) и р. Шилка гор. Сретенск (x) $R_{xy} = 0,60$ (рис. 1), причем отклонения отдельных точек от линии связи достигают 40—50%. В то же время коэффициент корреляции связи соответственных значений переменного уровня $R_{x_n y_n} = 0,90$ и отклонения отдельных точек от линии связи не превышают 15%.

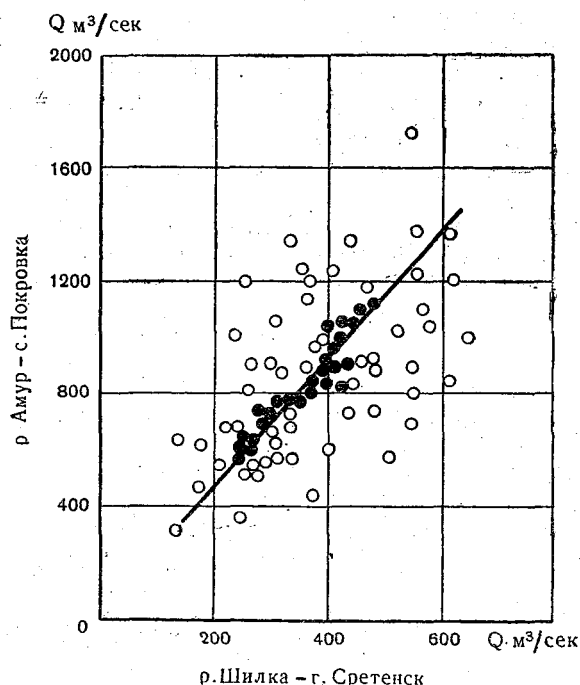


Рис. 1. График связи средних годовых расходов воды и значений переменного уровня р. Шилки у гор. Сретенск и р. Амур у с. Покровка

Исходя из того, что значения переменного уровня полностью определяют норму стока, приведение в этом случае должно быть вполне возможным. В целях проверки этого вывода выполнено приведение

ряда Y из условия, что совместный период наблюдений с рядом X равен 20, 30, 40, 50 годам (табл. 2).

Таблица 2

Отклонение от нормы среднего и приведенного среднего за периоды различной продолжительности (приведение по переменным уровням)

Продолжительность периода наблюдений	Среднее		Отклонение от нормы			
	за период наблюдений	приведенное к норме	абсолютное		относительное, %	
			среднего	приведенного	среднего	приведенного
20	806	820	— 60	— 46	6,9	5,3
30	764	871	— 102	5	11,8	0,6
40	825	860	— 40	— 6	4,6	0,7
50	836	869	— 30	3	3,5	0,3

Сопоставляя имеющиеся и приведенные к расчетному периоду по связи переменных уровней средние арифметические значения годового стока, можно убедиться, что несмотря на то, что связь годовых значений не удовлетворяет требованиям, изложенным в начале этой работы, приведение оказывается вполне эффективным.

Рассмотрим конкретно причину ослабления связи соответственных годовых значений для рассматриваемых рядов по сравнению со связью их переменных уровней. Известно, что для связи рядов среднего годового стока рек Шилки и Амура $R_{x_n y_n} = 0,90$, $R_{xy} = 0,60$ и $\delta = 0,63$. Подставляя эти значения в формулу (19'), получаем, что $R_{ap} = 0,41$. Таким образом, искомой причиной является слабая связь случайных отклонений.

Аналогичный расчет выполнен* по рядам максимального годового стока на р. Камчатка п. Козыревск (Y) и р. Быстрая п. Малка (X). Получено $R_{xy} = 0,37$, в то время как величина близкая к $R_{x_n y_n} = 0,95$.

Таким образом, величина R_{xy} , суммарно учитывающая тесноту связи переменных уровней и случайных отклонений от него является весьма относительной оценкой возможностей приведения короткого ряда к расчетному периоду, в существенной степени занижающей их. Единственным объективным критерием возможности приведения рядов к расчетному периоду с целью установления нормы стока при достаточной длительности совместных наблюдений является наличие тесной связи переменных уровней. Значение же $R_{xy} = 0,7—0,8$ является одним из достаточных, но не необходимых условий возможности приведения.

5. Приведение к расчетному периоду по связи переменных уровней

Практически методика приведения короткого ряда наблюдений к расчетному периоду по связи колебаний переменных уровней с аналогом может быть рекомендована в следующем виде.

Очевидно, что прежде всего необходимо выделить из обоих рядов равнозначные переменные уровни и затем уже обычным путем устано-

* Студентами ЛГМИ Р. П. Губиной и Л. И. Ерофеевой.

вить наличие или отсутствие достаточно выраженной связи между ними. Существующие в настоящее время способы нахождения скрытых «регулярных» явлений разделяются на прямые (алгебраические) и косвенные. Алгебраический способ заключается в нахождении искомых значений периода и амплитуды путем математических выкладок. Способ этот довольно сложен и решения нередко лежат в области трансцендентных функций [20].

Для гидрологических рядов более пригодны косвенные методы (метод сглаживания, периодограммализа и статистические приемы, заключающиеся в корреляционном и спектральном анализе случайных процессов.

Идея метода сглаживания заключается в более отчетливом выявлении изменений длительного характера путем гашения колебаний относительно коротких периодов. Одним из методов выявления таких длительных колебаний является последовательное сглаживание с помощью образования так называемых скользящих средних (сглаживание по Блокзому [6]). При этом нетрудно убедиться, что если в ряду содержались какие-либо периодические колебания, длительность которых меньше интервала осреднения, то в сглаженном ряду они будут значительно или совершенно погашены, более же длительные колебания останутся с ослабленной амплитудой; причем, чем более длина периодов по сравнению с периодом осреднения, тем в меньшей степени гасятся их амплитуды. Очевидно, что вышеизложенное относится не только к периодическим, но и к колебаниям не чисто периодического (циклического) характера [3, 6].

Значения переменного уровня рядов среднего годового стока методом сглаживания до настоящего времени определялись только в работе [15] способом, изложенным в [23].

По этому способу значения переменного уровня выявляются путем последовательного скользящего осреднения по два члена, причем критерием перехода к переменным уровням (в нашей транскрипции) принимается равенство

$$D_x^{k'} \cong D_x^-, \quad (21)$$

где $D_x^{k'}$ — дисперсия ряда k -ой ступени осреднения по 2 члена,
 D_x^- — дисперсия переменного уровня, равная, согласно (15), разности дисперсии ряда и дисперсии его случайных отклонений. Необходимо указать на то, что дисперсия случайных отклонений, определяемая по формуле

$$D_x = \frac{\sum_i (x_{i+1} - x_i)^2}{2(n-1)},$$

несколько преувеличена за счет неучета разности переменных уровней смежных значений стока, хотя преувеличение в отдельных случаях незначительно, но фактически это определяется инертностью изменений переменного уровня. Поэтому представляется более правильным в качестве критерия перехода к переменному уровню принять приближенное равенство

$$D_x^{k'} \cong D_x^{(k-1)'}, \quad (22)$$

где $D_x^{k'}$ — дисперсия ряда k -ой ступени осреднения,
 $D_x^{(k-1)'}$ — дисперсия ряда $(k-1)$ -ой ступени осреднения.

Так как в этом случае

$$D_x^{k'} \cong \frac{D_x^{(k-1)'}}{2} [1 + r^{(k-1)'}],$$

то значение k может быть определено по приближенному равенству

$$r^{(k-1)'} \cong 1. \quad (23)$$

Но так как практически $r^{(k-1)'} < 1$, то за критерий перехода можно принять такую ступень осреднения k , начиная с которой

$$r^{(k-1)'} = \text{const} \quad (23')$$

практически для любого значения i .

Таким способом значение k определено для двух рядов среднего годового стока: р. Шилка г. Сретенск и р. Ока г. Калуга. На рис. 2 представлена зависимость коэффициента корреляции смежных значений осредненного стока от ступени осреднения по этим постам. Как видно, начиная с 9-ой ступени по первому и 11-ой ступени по второму ряду, значение $r^{k'}$ становится постоянным. Следовательно, установле-

ние переменного уровня может быть произведено соответственно на 9-ой и 11-ой ступенях осреднения по два члена.

Метод передограммализа с целью выделения регулярной составляющей рядов среднего годового стока применен в 1964 г. Для этого автором была использована разновидность периодограммализа, основанная на принципе демодуляции (метод Шустерка-Стокса [20]). Серьезным достоинством и преимуществом этого метода является возможность применения быстродействующих вычислительных устройств, что позволяет полностью механизировать процесс расчета.

В заключение, отметим некоторую произвольность выбранного

авторами [15] и [23] периода осреднения в два года для выделения переменного уровня, что определяется, вообще говоря, некоторой произвольностью значений самого переменного уровня, различного в зависимости от периода осреднения.

Выделив по обоим рядам тем или иным способом переменные уровни, можно попытаться обычным путем установить наличие связи между их колебаниями, причем критерием наличия связи в этом случае будет вполне полноправно служить соответствие требованиям, предлагаемым методическими рекомендациями [14] и изложенным в начале этой работы. Если полученная связь не будет удовлетворять этим требованиям, то, очевидно, что приведение по переменным уровням, а следовательно и вообще приведение к норме стока, в этом случае окажется невозможным. Если же эти требования будут удовлетворяться, приведение окажется вполне возможным, причем, учитывая равенство (8), непосредственно по самой связи (рис. 1).

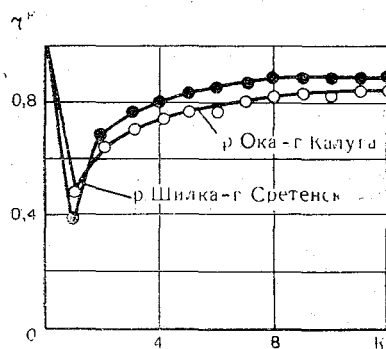


Рис. 2. Значения коэффициентов корреляции связи смежных величин годового стока по различным ступеням последовательного осреднения по два члена

6. Коэффициент корреляции связи колебаний последовательно осредняемых значений стока по двум рядам

Для установления связи переменных уровней требуется не менее 20—25 лет совместных наблюдений, так как полное исключение случайных отклонений, например, по данным [15] при двухлетнем периоде осреднения оказалось возможным лишь на 14-й ступени, причем на каждой из них теряется по одному члену; кроме того, для самого построения связи требуется как минимум 8—10 соответственных значений переменного уровня. Поэтому вследствие обычной краткости рядов наблюдений приведение непосредственно по переменным уровням возможно далеко не всегда.

Единственной целью нашего перехода к переменным уровням было проверить наличие повышения тесноты связи между двумя рядами при гашении случайных отклонений. Но если уже на какой-то k -й ступени осреднения по m , при незакончившемся еще переходе к переменным уровням, эта связь будет достаточно тесной, можно считать задачу решенной и полного гашения отклонений в этом случае не требуется.

В связи с этим представляет интерес процесс возрастания коэффициента корреляции связи двух рядов (при наличии связи их переменных уровней) в ходе последовательного осреднения.

Рассмотрим наиболее сложный случай — осреднение по m членов. Коэффициент корреляции связи двух рядов, полученных в результате скользящего осреднения по m членов будет, согласно (2) и (3),

$$R_{x'_m y'_m} = \frac{\text{cov}(x_m y_m)}{\sigma_{x_m} \sigma_{y_m}} = \frac{m \text{cov}(x_m y_m)}{\sigma_x \sigma_y k_{r_1} k_{r_2}}. \quad (24)$$

Так как $r(\tau) = r(-\tau)$, то $\sum_i x_{i+m} y_i = \sum_i y_i x_{i+m}$,

$$\sum_i \alpha_i \beta_{i+k} = \sum_i \alpha_i \sum_i \beta_{i+k} = 0$$

и, учитывая (7), получаем

$$\begin{aligned} \text{cov}(x_m y_m) = \frac{1}{m^2} \left[m \sum_i \bar{x}_i y_i + 2(m-1) \sum_i \bar{x}_i \bar{y}_{i+1} + \dots + \right. \\ \left. + 2 \sum_i x_i y_{i+m-1} + m \sum_i \alpha_i \beta_i \right]. \end{aligned}$$

Примем, пока без доказательств, что $k_{r_1} = k_{r_2}$.

Отсюда, определяя значение k_r по равенству (4) и подставляя значение ковариации $(x_m y_m)$ в равенство (24) получаем

$$\begin{aligned} R_{x'_m y'_m} = R_{x y} \left[\frac{m + 2(m-1)\bar{r}_1 + 2(m-2)\bar{r}_2 + \dots + 2\bar{r}_{m-1}}{m + 2(m-1)r_1 + 2(m-2)r_2 + \dots + 2r_{m-1}} \right] + \\ + \frac{R_{\alpha\beta}}{k_r^2}, \quad (25) \end{aligned}$$

где

$$r_{\tau} = \frac{\sum_i x_i x_{i+\tau}}{n D_x} = \frac{\sum_i \bar{x}_i \bar{x}_{i+\tau}}{n D_x},$$

$$\bar{r}_{\tau} = \frac{\sum_i \bar{x}_i \bar{x}_{i+\tau}}{n D_{\bar{x}}}.$$

Значение коэффициента корреляции внутренней связи переменных уровней, разделенных периодом в τ лет, можно выразить через коэффициент корреляции внутренней связи годового стока

$$\frac{\bar{r}_{\tau}}{r_{\tau}} = \frac{D_x}{D_{\bar{x}}} = \frac{1}{1-\delta} = a, \quad \bar{r}_{\tau} = a r_{\tau}.$$

Естественно, что значения a всегда больше единицы и равны единице лишь для функциональных зависимостей, когда $\delta = 0$. Возможные значения a в зависимости от δ приведены в табл. 1.

Подставляя полученные значения в равенство (25), получаем, что коэффициент корреляции связи рядов X и Y на первой ступени осреднения по m членов будет

$$R_{x'_m y'_m} = R_{x y} \left\{ \frac{m + 2a [(m-1)r_1 + (m-2)r_2 + \dots + r_{m-1}]}{m + 2 [(m-1)r_1 + (m-2)r_2 + \dots + r_{m-1}]} \right\} + \\ + \frac{R_{\alpha\beta}}{k_r^2} = R_{x y} \left(\frac{m + 2ab}{m + 2b} \right) + \frac{m R_{\alpha\beta}}{m + 2b}, \quad (26)$$

где

$$b = (m-1)r_1 + (m-2)r_2 + \dots + r_{m-1}. \quad (26')$$

Отношение коэффициента корреляции связи колебаний двух рядов, полученных в результате осреднения по m членов, к коэффициенту корреляции связи колебаний исходных значений этих рядов назовем эффективностью сглаживания и обозначим через C . Нетрудно показать, что так как для всех рядов динамики a больше 1, то при наличии связи переменных уровней C также больше 1.

Согласно равенствам (26, 26', 19), эффективность первой ступени сглаживания по m

$$C_1 = \frac{R_{x'_m y'_m}}{R_{x y}} = f(a, b, R_{\alpha\beta})$$

и так как значение a определяется критерием случайности данных рядов, т. е. $a = \Phi(\sigma)$, а значение b определяется видом корреляционной функции и числом ее учтенных членов, т. е. $b = \Psi[r(\tau), m]$ имеет

$$C_1 = f[\delta, r(\tau), R_{\alpha\beta}, m]. \quad (27)$$

Для данных двух рядов значение δ и $r(\tau)$ являются постоянными величинами, отсюда для них

$$C_1 = f(m).$$

То есть, эффективность сглаживания данных двух рядов меняется с изменением периода осреднения. Эффективность сглаживания различных пар рядов зависит при постоянном m от δ и $r(\tau)$, следовательно, при тех же m значения C_1 различны для различных пар рядов. На рис. 3 представлены названные зависимости.

Коэффициент корреляции связи средних m -летних значений рядов X и Y на второй ступени осреднения аналогично (24) будет

$$R_{x''y''} = \frac{\sum_i x''_m y''_m}{n \sigma_{x''_m} \sigma_{y''_m}}, \quad (28)$$

где

$$x''_m = \frac{x'_{m_i} + x'_{m_{i+1}} + \dots + x'_{m_{i+m-1}}}{m}$$

— среднее m -летнее значение ряда X' , полученного в результате первого осреднения исходного ряда по m членов,

$$\sigma_{x''_m} = \frac{\sigma_{x'_m}}{\sqrt{m}} \sqrt{1 + \frac{2}{m} [(m-1)r'_1 + \dots + r'_{m-1}]} \quad (29)$$

— среднее квадратичное отклонение этого ряда,

$$r'_\tau = \frac{\sum_i x'_{m_i} x'_{m_{i+\tau}}}{n \sigma_{x'_m}^2} \quad (30)$$

— коэффициент корреляции связи членов этого ряда, разделенных периодом в τ лет.

Значения y''_m , $\sigma_{y''_m}$, r'_τ — определяются аналогично.

Подставив приведенные выражения в формулу (28), после некоторых преобразований получаем

$$\begin{aligned} R_{x''y''} &= R_{x'_m y'_m} \left\{ \frac{m + 2a'_m [(m-1)r'_1 + \dots + r'_{m-1}]}{m + 2[(m-1)r' + \dots + r'_{m-1}]} \right\} + \frac{R_{z'_m \beta'_m}}{k_{r'_m}^2} = \\ &= R_{x'_m y'_m} \left(\frac{m + 2a'_m b'_m}{m + 2b'_m} \right) + \frac{m R_{z'_m \beta'_m}}{m + 2b'_m}, \end{aligned} \quad (31)$$

где $a'_m = \frac{1}{1-\delta}$, δ' — критерий случайности ряда, полученного в результате осреднения исходного по m членов.

$$b'_m = (m-1)r'_1 + (m-2)r'_2 + \dots + r'_{m-1}.$$

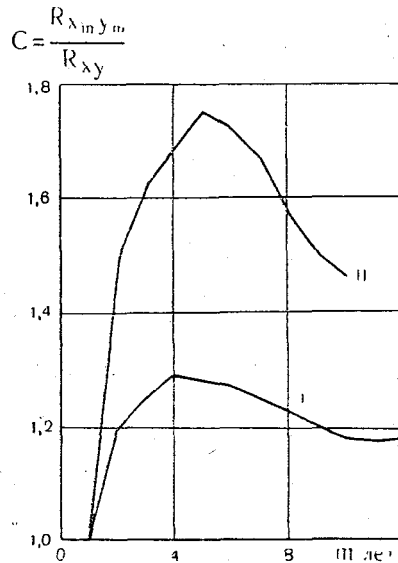


Рис. 3. Эффективность сглаживания по различным периодам на первой ступени осреднения для связи средних годовых расходов воды. I — р. Амур у с. Покровка и р. Шилка у гор. Сретенск, II — р. Камчатка у п. Козырево и р. Быстрая у п. Малка

Аналогичным путем можно получить и коэффициент корреляции связи двух рядов осредненных по m членам k раз

$$R_{x_m^{k'} y_m^{k'}} = R_{x_m^{(k-1)'} y_m^{(k-1)'}} \left\{ \frac{m + 2a_m^{(k-1)'} [(m-1)r_1^{(k-1)'} + \dots + r_{m-1}^{(k-1)'}]}{m + 2[(m-1)r_1^{(k-1)'} + \dots + r_{m-1}^{(k-1)'}]} \right\} +$$

$$+ \frac{R_{\alpha_m^{(k-1)'} \beta_m^{(k-1)'}}}{kr_m^{(k-1)'}} = R_{x_m^{(k-1)'} y_m^{(k-1)'}} \left(\frac{m + 2a_m^{(k-1)'} b_m^{(k-1)'}}{m + 2b_m^{(k-1)'}} \right) +$$

$$+ \frac{mR_{\alpha_m^{(k-1)'} \beta_m^{(k-1)'}}}{m + 2b_m^{(k-1)'}} , \quad (32)$$

где

$$a_m^{(k-1)'} = \frac{1}{1 - \delta_m^{(k-1)'}} ,$$

$\delta_m^{(k-1)'}$ — критерий случайности ряда, полученного в результате $(K-1)$ -й ступени осреднения исходного ряда по m членам

$$b_m^{(k-1)'} = (m-1)r_1^{(k-1)'} + (m-2)r_2^{(k-1)'} + \dots + r_{m-1}^{(k-1)'} .$$

Уравнение (32) можно привести к виду

$$R_{x_m^{k'} y_m^{k'}} = R_{x y} \left(\frac{m + 2ab_m}{m + 2b_m} \right) \left(\frac{m + 2a'_m b'_m}{m + 2b'_m} \right) \dots \left(\frac{m + 2a_m^{(k-1)'} b_m^{(k-1)'}}{m + 2b_m^{(k-1)'}} \right) +$$

$$+ R_{\alpha\beta} \left(\frac{m}{m + 2b_m} \right) \left(\frac{m}{m + 2b'_m} \right) \dots \left(\frac{m}{m + 2b_m^{(k-1)'}} \right) . \quad (33)$$

Определим теперь эффективность сглаживания на любой K -й ступени осреднения по m .

$$C_k = \frac{R_{x_m^{k'} y_m^{k'}}}{R_{xy}} . \quad (34)$$

Очевидно, что в отличие от C_1

$$C_k = f[\delta, r(\tau), R_{\alpha\beta}, m, k] . \quad (35)$$

Причем для данной пары рядов

$$C_k = f(m, k) \quad (36)$$

и при данном периоде осреднения

$$C_k = f(k) .$$

На рис. 4 представлена зависимость эффективности сглаживания от периода и степени осреднения для р. Шилка гор. Сретинск — р. Амур с. Покровка.

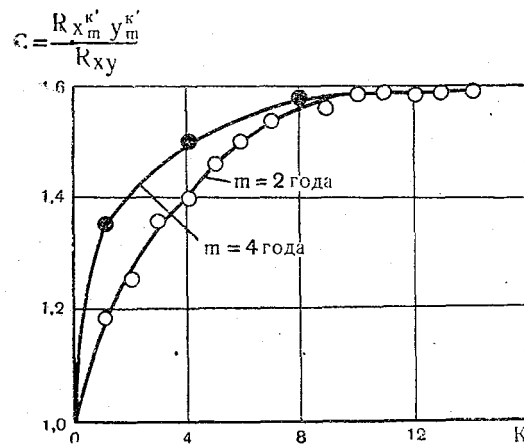


Рис. 4. Эффективность сглаживания на различных ступенях осреднения периодом в 2 и 4 года для связи средних годовых расходов воды р. Амур у с. Покровское и р. Шилка у гор. Сретинск

Таким образом, эффективность сглаживания при наличии связи переменных уровней различна для различных рек и зависит как от периода и степени осреднения, так и от степени случайности, связи случайных отклонений и корреляционной функции этих рядов.

7. К вопросу о зональности колебаний переменных уровней

Предыдущие выводы получены при условии наличия связи переменных уровней и идентичности корреляционных функций увязываемых рядов. Однако зачастую длительность приводимого ряда наблюдений недостаточна для определения этих характеристик. Как в таком случае выяснить наличие связи переменных уровней и идентичность корреляционных функций по данному короткому ряду и ряду аналогу?

Используемые для приведения связи коротких рядов с аналогами

$$M_{y_i} = f(M_{x_i}) \quad (36)$$

являются связями сопряженности [7], связями между разными следствиями общих причин и основываются на следующих стохастических зависимостях:

$$\begin{aligned} M_{y_i} &= f(\sum J_1), \\ M_{x_i} &= s(\sum J_2), \end{aligned} \quad (37)$$

где $\sum J$ — сумма климатических условий, формирующих, например, годовой сток.

Следовательно, наличие связи между двумя рядами определяется синхронностью протекания природных процессов на значительных пространствах.

Известно, что колебание суммы климатических условий, формирующих сток в каждый данный момент, различны в различных точках земной поверхности. Однако, чем более продолжителен период рассматриваемых колебаний, тем на большей территории они имеют однозначный характер.

В этом смысле интересно замечание О. А. Дроздова, что «если есть возможность сравнить данные исследуемой станции с данными соседних станций, то при условии, что все ряды однородны, вековой ход на них должен быть весьма близким, так как изменения макроклимата охватывают огромные пространства и лишь на климатических границах на сравнительно небольших расстояниях можно встретиться с диаметрально противоположным вековым ходом».

Таким образом, с увеличением периода осреднения суммарной погодной характеристики увеличивается и территория, охватываемая ее однозначными изменениями. Естественно, что такая же закономерность должна сказаться и для временных рядов гидрологических характеристик.

Косвенным признанием этого является применение разностных интегральных кривых стока, дающих представление о характере циклических изменений годового стока, для оценки водности периода наблюдений по короткому ряду [14, 5], причем теснота связи колебаний соответственных величин годового стока этих рядов не устанавливается.

Следовательно, для некоторых достаточно длительных периодов времени может приниматься, что изменение суммы климатических условий в данном климатическом районе или зоне по всей территории происходит одинаково

$$\sum_i J_{i_1} = \sum_i J_{i_2}.$$

Кроме суммы климатических условий на изменение M_{y_i} , M_{x_i} воздействует ряд других факторов (отсюда стохастичность равенств 37), определяемых, главным образом, характером подстилающей поверхности, причем коэффициент корреляции этих равенств и служит мерой соотношения влияния их и суммы климатических условий.

Однако влияние этих факторов на изменения стока с увеличением периода рассматриваемых изменений как известно уменьшается. Отсюда с увеличением периода изменений стока стохастичность равенств (37) понижается, а следовательно, увеличивается как точность связи (36), так и охватываемая ею территория.

Зональность долговременных изменений стока в свою очередь приводит как к зональности колебаний переменного уровня, служащего стражением долговременных колебаний, так и к зональности изменений корреляционных функций гидрологических рядов, которые также являются производными долговременных колебаний стока.

Последнее можно проиллюстрировать сопоставлением корреляционных функций рядов годового стока (по данным Ю. М. Алехина) для различных рек СССР (рис. 5), которое показывает очевидную районированность их. Например, они практически идентичны для всего бассейна рек Амур, Днепр, Волга и т. д. В то же время корреляционные функции различных районов резко отличны (например, бассейны рек Амур и Днепр, Днепр и Волга и т. д.).

Из признания наличия зональности корреляционных функций $r(\tau)$, следует зональность коэффициентов, учитывающих внутреннюю корреляцию, т. е. равенство $K_{r_1} = K_{r_2}$ для каждого данного климатического

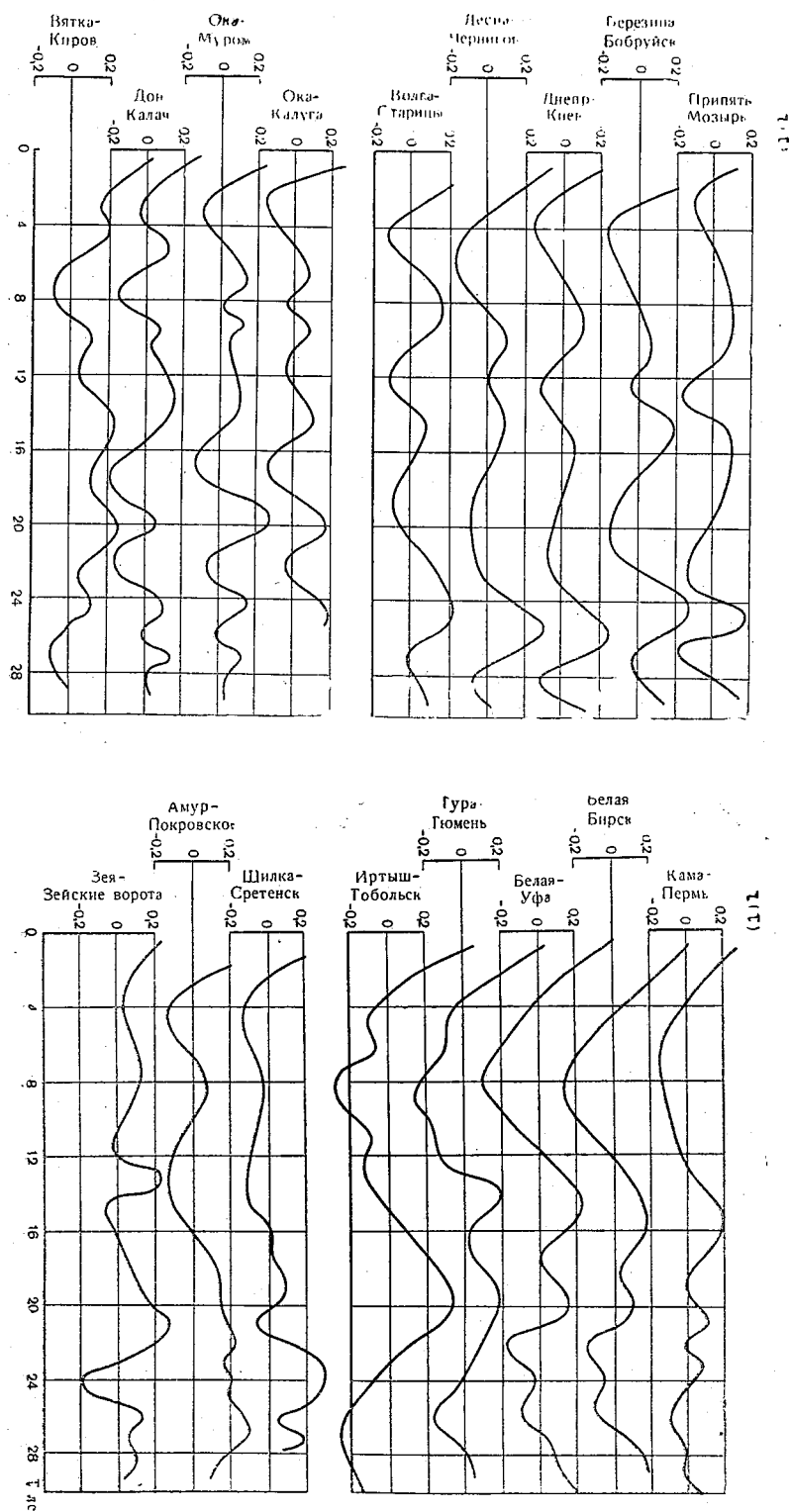


Рис. 5. Корреляционные функции рядов среднего годового стока

района, которое ранее принималось без доказательств. Отсюда же следует и зональность характеристик, определяющих эффективность сглаживания.

Известно, что очень часто длительность наблюдений по короткому ряду меньше необходимой, как для непосредственного установления наличия или отсутствия связи колебаний переменных уровней данного ряда с каким-либо аналогом, так и для установления эффективности их сглаживания в смысле увеличения коэффициента корреляции. В то же время, если бы эффективность сглаживания была известна, то по данному значению коэффициента корреляции R_{xy} можно было бы установить значение $R_{x_m y_m}$ практически для любого мыслимого m , что в существенной степени позволило бы расширить возможности приведения коротких рядов к расчетному периоду.

Например, коэффициент корреляции связи максимального стока R_{xy} по р. Амур с. Покровка и р. Шилка г. Сретенск за период в 10 лет $R_{xy} = 0,58$. Эффективность сглаживания на первой ступени осреднения по четырем членам равна 1,28; отсюда, коэффициент корреляции связи средних 4-летних значений $R_{x_4 y_4} = 0,74$; эффективность сглаживания на второй ступени осреднения (рис. 4) 1,40 и коэффициент корреляции связи полученных рядов уже 0,82; на третьей ступени осреднения эффективность равна 1,48 и коэффициент корреляции 0,86. Полученная связь уже достаточно тесная и вполне оправдано можно произвести приведение, например, методом отношения.

Определение эффективности сглаживания, таким образом, представляет существенный интерес и может быть использовано в отдельных районах для коротких рядов.

Выводы

1. Приведение результатов наблюдений среднего и максимального годового стока к расчетному периоду по аналогу с целью установления нормы годового стока можно производить как по связи колебаний годовых значений стока, так и по связи колебаний средних m -летних значений.

2. Применяющиеся в настоящее время для приведения короткого ряда к расчетному периоду критерии надежности и тесноты связи основаны на представлении гидрологического ряда, как ряда проявлений случайной величины. В этом случае теснота связи колебаний отдельных годовых и средних m -летних значений по двум рядам одинакова.

3. В последнее время показано, что колебания многих рядов среднего и максимального годового стока могут рассматриваться в качестве случайных процессов. В этом случае теснота связи колебаний отдельных годовых и средних m -летних значений может быть неодинаковой, что открывает некоторые новые возможности, облегчающие приведение рядов к расчетному периоду.

4. Временные ряды среднего и максимального годового стока рассматриваемые как случайные процессы, могут быть представлены в качестве рядов динамики. Нами показано, что норма стока в этом случае определяется значениями переменного уровня, и, следовательно, приведение короткого ряда к расчетному периоду с целью установления нормы стока может производиться по переменным уровням.

5. Связь колебаний среднего и максимального годового стока по двум рядам, оцениваемая коэффициентом корреляции, получается за счет связи переменных уровней и случайных отклонений, т. е.

$$R_{xy} = R_{\bar{x}\bar{y}} + R_{\alpha\beta}.$$

При наличии тесной связи переменных уровней, что необходимо и достаточно для приведения к норме стока, значения R_{xy} могут быть как угодно малы в зависимости от критерия случайности и связи случайных отклонений

$$R_{xy} = (1 - \delta) R_{x_n y_n} + \delta R_{\alpha\beta}.$$

6. Значения переменных уровней, используемые для приведения, могут быть получены различными путями. В настоящее время для этого применяются методы последовательного сглаживания и периодограмм-анализа (способ Шустера-Стокса), дающие примерно одинаковые результаты. Однако второй метод более обоснован теоретически и позволяет полностью механизировать процесс расчета.

7. Ввиду краткости рядов, выделение переменных уровней часто невозможно. В этом случае теснота связи двух рядов может быть существенно повышена путем их последовательного сглаживания, причем эффективность сглаживания в смысле увеличения коэффициента корреляции, определяется как внутренней корреляционной функцией обоих рядов, так и критерием случайности, связью случайных отклонений, периодом и ступенью осреднения.

8. Связь колебаний величин стока по данным двум рядам определяется синхронностью протекания природных процессов на значительных пространствах, причем, чем более длителен период рассматриваемых колебаний, тем более тесна их связь. Следствием этого является районированность корреляционных функций и переменных уровней по климатическим зонам.

9. Районированность корреляционных функций и переменных уровней определяет постоянные значения коэффициента корреляции связи переменных уровней и критериев случайности в каждом данном районе. Это в свою очередь дает возможность определить для каждой пары рек, находящихся в пределе одного района, эффективность сглаживания косвенным путем.

10. Использование связи переменных уровней и последовательно сглаженных рядов позволяет в значительной степени увеличить возможности приведения к норме стока, как сравнительно длительных, достаточно точных для выделения значений переменных уровней, так и более коротких рядов стока.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алехин Ю. М. Динамико-статистический метод прогноза геофизических макро-процессов (на примере прогнозов речного стока). Труды ЛГМИ, вып. 11, 1961.
2. Алехин Ю. М. Статистические прогнозы в геофизике. Изд-во ЛГУ, 1962.
3. Алисов Б. П., Дроздов О. А., Рубинштейн Е. С. Курс климатологии. Гидрометеиздат, Л., 1952.
4. Брукс К., Карузерс Н. Применение статистических методов в метеорологии. Гидрометеиздат, Л., 1963.
5. Воскресенский К. П. Норма и изменчивость годового стока рек Советского Союза. Гидрометеиздат, Л., 1962.
6. Дроздов О. А. Основы климатологической обработки метеорологических наблюдений. Изд-во ЛГУ, 1956.
7. Дроздов О. А. Корреляционные связи в климатологии. Труды Всесоюзного научного метеорологического совещания, т. IV. Гидрометеиздат, Л., 1962.

8. Дунин-Барковский И. В. и Смирнов Н. В. Теория вероятностей и математическая статистика в технике (общая часть). ГТТИ, М., 1955.
9. Ефимович П. А. Вопросы водохозяйственных расчетов в гидрологии. ОНТИ НКТП СССР, 1936.
10. Зайков Б. Д. О колебаниях уровня Каспийского моря. Метеорология и гидрология, № 6, 1941.
11. Зайков Б. Д. и Белинков С. Ю. Норма годового стока, погрешность ее и приведение коротких рядов к длительному периоду. Исследование рек СССР, вып. 10, Л., 1936.
12. Кочукова Т. Н. Колебания годового стока рек СССР. Труды ГГИ, вып. 50(100), 1955.
13. Кузнецов Е. С. Математические основы приведения коротких рядов наблюдений к длительному периоду. Изв. ГГО, № 2, 1930.
14. Методические рекомендации к составлению справочника по водным ресурсам СССР. ГГИ, вып. 5, 1961.
15. Рождественский А. В. Статистический анализ циклонических колебаний некоторых стоковых рядов. Труды ЛГМИ, вып. 26, 1964.
16. Романовский В. А. Математическая статистика. ГОНТИ, НКТП, М.—Л., 1938.
17. Сапожникова С. А. О климатических нормах. Метеорология и гидрология, № 2, 1963.
18. Соколовский Д. Л. Речной сток. Гидрометеиздат, Л., 1959.
19. Соколовский Д. Л. Применение кривых распределения к установлению связи вероятных колебаний годового стока для рек Европейской части СССР. Материалы по гидрологии, гидрографии и водным силам СССР, вып. 3. Гостехиздат, Л., 1930.
20. Хомерики И. В. К вопросу исследования циклических вариаций речного стока. Сообщение АН СССР, XXXVI: 3, 1964.
21. Шнитников А. В. Изменение общей увлажненности материков северного полушария. Записки Географического общества СССР, т. 16. Изд. АН СССР, М.—Л., 1957.
22. Юл Д. и Кендэл М. Теория статистики. Госстатиздат, М., 1960.
23. Ястремский Б. С. Некоторые вопросы математической статистики. Госстатиздат, М., 1961.

ПРИМЕНЕНИЕ АНАЛИТИЧЕСКОГО МЕТОДА ДЛЯ ПРИВЕДЕНИЯ СТОКА К РАСЧЕТНОМУ ПЕРИОДУ

Сравнивается точность различных методов приведения коротких рядов среднего и максимального годовых стоков к расчетному периоду. Показывается преимущество аналитических методов приведения. Делается вывод о возможности более широкого применения метода отношений без введения поправок на разность коэффициентов вариации приводимого ряда и ряда аналога.

Путем гашения колебаний относительно коротких периодов и выявления изменений длительного характера в ряде случаев удастся повысить тесноту связи между данными двумя рядами стока. Установить это повышение можно как прямым, так и косвенным путем, исходя из наличия связи переменных уровней [9]. Однако часто теснота связи, достаточная для приведения короткого ряда наблюдений к расчетному периоду, наступает на такой ступени осреднения, установленной косвенным путем, при которой число точек в поле графика (x, y) оказывается уже весьма ограниченным и проведение линии связи по ним будет невозможным или крайне неточным.

Исходя из этих и ряда других общеизвестных соображений представляет интерес переход к жесткой схеме связи с двумя постоянно фиксированными точками $(x = 0, y = 0; x = x_{\text{ср}}, y = y_{\text{ср}})$, где $x_{\text{ср}}$ и $y_{\text{ср}}$ — средние значения ряда x и y за совместный период наблюдений.

В настоящее время в качестве основного способа приведения служит метод аналогии, осуществляемый на практике способом графических построений (графический метод) или аналитических расчетов (аналитический метод). Первый считается предпочтительнее [3]. Аналитический метод рекомендуется лишь «при очень коротком периоде наблюдений в 2—5 лет, когда точек недостаточно для установления связи». Обосновывается такое крайнее сужение применения аналитического метода тем, что он «... основан на использовании формулы $M = aM_0$, т. е. исходит из предположения, что линия связи стока в двух пунктах проходит через начало координат и соотношение стока, т. е. водности рек за различные периоды времени, остается постоянным» [3]. Указывается также, что приведение к многолетнему периоду аналитическим методом заключается в использовании равенства

$$\frac{M_{\text{ср}}}{M_0} = \frac{M_{\text{ср}a}}{M_{0a}} \text{ и } M_0 = M_{\text{ср}} \cdot \frac{M_{0a}}{M_{\text{ср}a}} = \frac{M_{\text{ср}}}{K_a}, \quad (1)$$

где $M_{\text{ср}}$ и $M_{\text{ср}a}$ — средние модули стока за совместный период по короткому ряду и ряду аналогу;

M_0 и M_{0a} — норма стока по этим рядам,

Наиболее точно прямолинейная стохастическая связь между колебаниями значений двух случайных величин Y и X опазывается способом наименьших квадратов, путем установления обыкновенной корреляционной связи, представляемой для зависимости $y = f(x)$ прямой регрессии y по x (линия AB на рис. 1), уравнение которой

$$y - y_{cp} = R_{xy} \frac{\delta_y}{\delta_r} (x - x_{cp}), \quad (2)$$

δ_x и δ_y — средние квадратичные отклонения x и y от $x_{\text{ср}}$ и $y_{\text{ср}}$ за совместный период наблюдений.

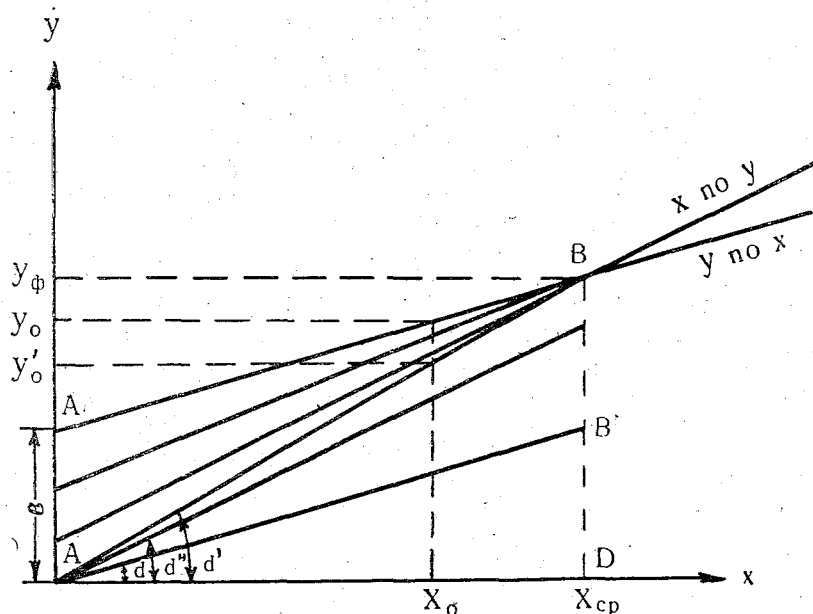


Рис. 1. Схематический график стохастической связи

Использование аналитического метода означает подмену линии регрессии y по x другой линией, имеющей с первой общую точку ($y = y_{cp}$; $x = x_{cp}$), но проходящую через нулевые значения координат

(линия $A'B$ на рис. 1). Значение нормы стока, определенное по этой линии указанным выше способом, y'_0 , очевидно, равно y_0 только в том случае, если прямая регрессии y по x проходит через нулевые значения координат, в противном случае y'_0 больше или меньше y_0 в зависимости от ситуации. Сопоставим конкретно величины y_0 и y'_0 ; так как вывод во всех случаях идентичен, нами рассматривается ситуация, представленная на рис. 1.

Геометрическая интерпретация уравнения регрессии y по x

$$y = ax + b, \quad (3)$$

где a — угловой коэффициент линии связи;

b — параметр, геометрически представляющий собой отрезок AA' , отсекаемый данной линией на оси ординат.

Уравнение линии связи, используемой для приведения по аналитическому методу,

$$y' = a'x, \quad (4)$$

где a' — угловой коэффициент линии $A'B$.

Значения y и y' , полученные по уравнениям (3) и (4), для одного и того же x отличаются на какую-то величину Δy

$$\Delta y = y - y' = ax - b - a'x. \quad (5)$$

Точно также и значения нормы стока, полученные по этим уравнениям, различаются на величину Δy_0 (отрезок $O'O$ на рис. 1)

$$\Delta y_0 = y_0 - y'_0 = ax_0 + b - a'x_0. \quad (6)$$

Значения угловых коэффициентов a и a' могут быть определены как тангенсы углов α и α' , образованных соответствующими линиями связи и осью абсцисс

$$a = \operatorname{tg} \alpha = \frac{y_{\text{ср}} - b}{x_{\text{ср}}},$$

$$a' = \operatorname{tg} \alpha' = \frac{y_{\text{ср}}}{x_{\text{ср}}}.$$

Подставив их в уравнение (6), имеем

$$\Delta y_0 = b_1 \left(1 - \frac{x_0}{x_{\text{ср}}} \right) = b_1 \left(1 - \frac{1}{K_x} \right), \quad (7)$$

где $K_x = \frac{x_{\text{ср}}}{x_0}$ — модульный коэффициент стока за совместный период наблюдений.

Таким образом, величина ошибки нормы стока, полученная за счет использования аналитического метода в простейшем его виде, определяется водностью совместного периода наблюдений и величиной отрезка оси ординат, полученного в результате пересечения ее с линией регрессии y по x , т. е.

$$\Delta y_0 = f(b, K_x).$$

В каждом отдельном случае значение b может быть определено из уравнения (2) при условии $x = 0$. Очевидно, оно будет

$$b = y_{x=0} = y_{\text{ср}} - R_{xy} \frac{\delta_y}{\delta_x} x_{\text{ср}}. \quad (8)$$

Учитывая, что $\delta_y = C_{vy} y_{\text{ср}}$ и $\delta_x = C_{vx} x_{\text{ср}}$ уравнение (8) можно представить в виде

$$b = y_{\text{ср}} \left(1 - R_{xy} \frac{C_{vy}}{C_{vx}} \right) \quad (9)$$

или в модульном выражении (рис. 2)

$$K_b = \frac{b}{y_0} = K_y \left(1 - R_{xy} \frac{C_{vy}}{C_{vx}} \right), \quad (10)$$

т. е.

$$K_b = f \left(R_{xy}, \frac{C_{vy}}{C_{vx}}, K_y \right).$$

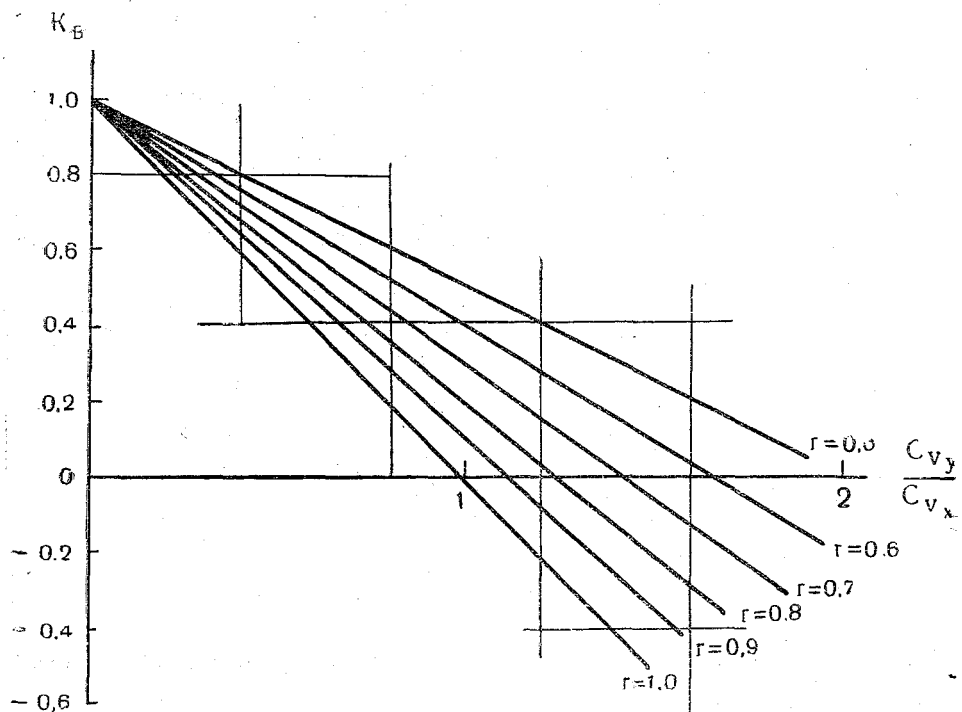


Рис. 2. График функции $K_b = f \left(\frac{C_{vy}}{C_{vx}} \right)$

Так как значения b в ряде случаев могут быть использованы практически самостоятельно, представляется небезинтересным остановиться на некоторых выводах относительно их возможной величины.

1. $K_b = 1$ (или $b = x_0$) только при $y = \text{const}$, т. е. практически для всех зависимых переменных величин $K_b < 1$ и $b < x_0$.

2. $K_b = 0$ (или $b = 0$) — прямая регрессия проходит через нулевые значения координат — только при коэффициенте корреляции $R_{xy} = 1$ (функциональная зависимость) и $C_{vy} = C_{vx}$ или при $C_{vx} = R_{xy} C_{vy}$.

3. При $C_{vx} = C_{vy}$, но $R_{xy} \neq 1$ имеем $K_b = (1 - R_{xy}) K_y$, т. е. $b = y(1 - R_{xy}) K_y = (1 - R_{xy}) y_{\text{ср}}$.

4. При $0,5 < \frac{C_{vy}}{C_{vx}} < 2,0$ имеем $-1,0 < K_b < 0,70$.

Таким образом, область значений K_b в практических расчетах, вообще говоря, ограничена довольно жесткими рамками, на которые и можно ориентироваться при отсутствии других сведений.

Подставив значение b из формулы (9) в равенство (6) получаем абсолютную величину ошибки нормы стока за счет приведения аналитическим методом в простейшем его виде, выраженную в числовых характеристиках сопоставляемых случайных рядов

$$\Delta y_0 = y_{\text{ср}} \left(1 - R_{xy} \frac{C_{vy}}{C_{vx}} \right) \left(1 - \frac{1}{K_x} \right), \quad (11)$$

Относительное значение этой ошибки (в процентах к норме стока)

$$\delta y_0 = \frac{\Delta y_0}{y_0} \cdot 100 = K_y \left(1 - R_{xy} \frac{C_{vy}}{C_{vx}} \right) \left(1 + \frac{1}{K_x} \right) \quad (12)$$

или, если принять $K_y = K_x$,

$$\delta y_0 = \left(1 - R_{xy} \frac{C_{vy}}{C_{vx}} \right) (K_x - 1). \quad (13)$$

То есть величина возможной ошибки нормы стока при приведении случайных рядов методом отношений определяется теснотой связи отдельных значений сопоставляемых рядов, соотношением их коэффициентов вариации и водностью совместного периода наблюдений.

Однако, если изменения стока во времени по данным рядам представляются в виде случайных процессов, то применение метода наименьших квадратов, в частности, с целью приведения к норме стока, в принципе неправомерно. Отсюда следует и неправомерность оценки ошибки приведения аналитическим методом относительно прямой регрессии y по x .

Известно, что случайные процессы могут рассматриваться как ряды динамики, в которых, согласно [9], величина нормы стока вполне определяется значениями переменного уровня и, следовательно, для приведения короткого ряда наблюдений к норме как необходимо, так и достаточно установить связь этих уровней. Очевидно, что линия связи $\bar{y} = f(\bar{x})$ (y и x — значения переменного уровня рядов $\bar{y}$ и $\bar{x}$) не будет совпадать с линией регрессии y по x , так как на положение последней, за счет возведения в квадрат, в большой степени сказывается влияние максимальных отклонений от линии связи, а именно эти отклонения и гасятся при переходе к переменным уровням.

В действительности прямая $\bar{y} \approx f(\bar{x})$, с практической достоверностью, совпадает с биссектрисой угла, образованного линиями регрес-

сии y по x и x по y . Отсюда можно показать, что норма стока, полученная приведением по связи переменных уровней будет равна

$$y = \frac{y_{01} + y_{02}}{2}, \quad (14)$$

где y_{01} и y_{02} — значения нормы стока, полученные приведением по линиям регрессии y по x и x по y .

При достаточно тесной связи двух рядов значения y_{01} , y_{02} и y_0 практически совпадают, при недостаточно тесной связи, т. е. коэффициенте корреляции R_{xy} , равном или меньшем 0,70—0,80 разница может быть довольно значительной.

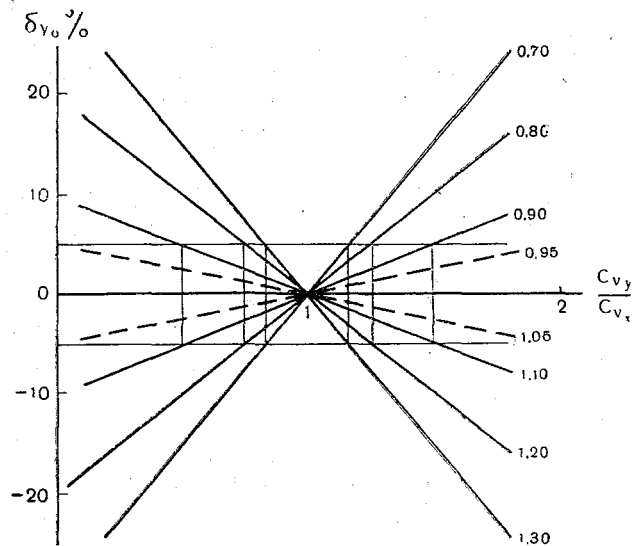


Рис. 3. График ошибок δy_0 за счет приведения методом отношений

Путем несложных выкладок получаем значение величины отрезка оси ординат b , образованного пересечением ее с линией связи $\bar{y} = \bar{f}(x)$

$$b = y_{cp} \left\{ 1 - \frac{C_{vy}}{C_{vx}} \left[R_{xy} + \frac{1 - R_{xy}^2}{2R_{xy}} \left(\frac{\cos \alpha}{\cos \alpha + \cos \alpha''} \right) \right] \right\}, \quad (15)$$

где $\cos \alpha''$ — косинус угла, образованного линией регрессии x по y с осью абсцисс.

Отсюда ошибка приведения случайных процессов методом отношений в процентах к норме стока

$$\delta y_0 = \left(1 - \frac{C_{vy}}{C_{vx}} \right) (K_x - 1) \cdot 100. \quad (16)$$

На основании этого равенства составлен график ошибок (рис. 3)

$$\delta y_0 = f \left(\frac{C_{vy}}{C_{vx}}, K_x \right).$$

Анализируя возможные ошибки при различных значениях исходных параметров, можно установить, что для получения нормы стока с точностью 5% по отношению к установленной зависимости $\bar{y} = f(\bar{x})$ допустимо использование метода отношений для K_x в диапазоне 0,95—1,05, как и следует ожидать практически при любой величине отношения $\frac{C_{v_y}}{C_{v_x}}$, для K_x в диапазоне 0,90—1,10, использование метода отно-

шений допустимо при $0,50 < \frac{C_{v_y}}{C_{v_x}} < 1,50$, для K_x , равного 0,80—1,20,

использование метода отношений допустимо при $0,70 < \frac{C_{v_y}}{C_{v_x}} < 1,30$ и,

наконец, для K_x в пределах 0,70—1,30 допустимо только при $0,80 < \frac{C_{v_y}}{C_{v_x}} < 1,20$. Следует заметить, что при числе лет совместных

наблюдений более 15—20, метод отношений практически всегда дает вполне удовлетворительный результат, так как в этом случае значение K_x по подавляющему количеству постов не выходит за пределы 0,80—1,20 при любых значениях C_v , ибо сама величина K_x является функцией коэффициента вариации, продолжительности и водности периода совместных наблюдений.

Последние результаты относятся к связи случайных процессов, однако можно показать, что при достаточно большом коэффициенте корреляции связи случайных рядов, при котором только и возможно их приведение, ошибки за счет применения метода отношений будут идентичны вышеприведенным.

Таким образом, диапазон использования аналитического метода в простейшем его виде с допустимой погрешностью в 5% может быть достаточно широк и использоваться гораздо чаще, чем это делается в настоящее время.

Если же приведение методом отношений дает сравнительно большую ошибку, то результат может быть уточнен введением поправок δ_y , представленных на рис. 3. В этом случае величина нормы стока, полученная путем приведения аналитическим методом будет

$$y_0 = y'_0 + \Delta y_0 = \frac{y'_0}{1 - \frac{\delta y_0}{100}}. \quad (17)$$

Если в расчетах принять $C_{v_{y_n}} = C_{v_{y_N}}$ и $C_{v_{x_n}} = C_{v_{x_N}}$, где $C_{v_{x_n}}$ и $C_{v_{y_n}}$ — коэффициенты вариации годового стока за совместный период наблюдений, $C_{v_{x_N}}$ и $C_{v_{y_N}}$ — коэффициенты вариации годового стока за расчетный период, то в этом случае для случайных рядов норма стока будет определяться по равенству

$$y_0 = \frac{y_{cp}}{K_x \left[1 - \left(1 - R_{xy} \frac{C_{v_y}}{C_{v_x}} \right) \left(1 - \frac{1}{K_x} \right) \right]}, \quad (18)$$

(здесь δy_0 в долях единицы) и после ряда преобразований получаем еще один общий вид уравнения для приведения случайных рядов по аналогу

$$y_0 = \frac{y_{\text{ср}}}{1 + R_{xy} \frac{C_{vy}}{C_{vx}} (K_x - 1)} \quad (19)$$

Нетрудно показать, что для случайных процессов последнее уравнение можно привести к виду

$$y_0 = \frac{y_{\text{ср}}}{1 + \frac{C_{vy}}{C_{vx}} (K_x - 1)} = \frac{y_{\text{ср}}}{K_{yx}}, \quad (20)$$

т. е. получаем расчетную формулу, предложенную К. П. Воскресенским на основании несколько других предположений [3].

Значения модуля приведения K_{yx} для различных значений K_x и отношения $\frac{C_{vy}}{C_{vx}}$ представлены в табл. 1, которая может служить в качестве вспомогательной при расчетах по формуле (20).

Таблица 1

Значения K_{yx} в зависимости от K_x и $\frac{C_{vy}}{C_{vx}}$

	0,70	0,75	0,80	0,85	0,90	0,95	1,00	1,05	1,10	1,15	1,20	1,25	1,30
0,10	0,97	0,98	0,98	0,99	1,00	1,00	1,00	1,01	1,02	1,02	1,02	1,02	1,03
0,20	0,94	0,95	0,96	0,97	0,98	0,99	1,00	1,01	1,02	1,03	1,04	1,05	1,06
0,30	0,91	0,92	0,94	0,96	0,97	0,98	1,00	1,02	1,03	1,04	1,06	1,03	1,09
0,40	0,88	0,90	0,92	0,94	0,96	0,98	1,00	1,02	1,04	1,06	1,08	1,10	1,12
0,50	0,85	0,88	0,90	0,92	0,95	0,98	1,00	1,02	1,05	1,08	1,10	1,12	1,15
0,60	0,82	0,85	0,88	0,91	0,94	0,97	1,00	1,03	1,06	1,09	1,12	1,15	1,18
0,70	0,79	0,82	0,86	0,90	0,93	0,96	1,00	1,04	1,07	1,10	1,14	1,18	1,21
0,80	0,76	0,80	0,84	0,88	0,92	0,96	1,00	1,04	1,08	1,12	1,16	1,20	1,24
0,90	0,73	0,78	0,82	0,86	0,91	0,96	1,00	1,04	1,09	1,14	1,18	1,22	1,27
1,00	0,70	0,75	0,80	0,85	0,90	0,95	1,00	1,05	1,10	1,15	1,20	1,25	1,30
1,10	0,67	0,72	0,78	0,84	0,89	0,94	1,00	1,06	1,11	1,16	1,22	1,28	1,33
1,20	0,64	0,70	0,76	0,82	0,88	0,94	1,00	1,06	1,12	1,18	1,24	1,30	1,36
1,30	0,61	0,68	0,74	0,80	0,87	0,94	1,00	1,06	1,13	1,20	1,26	1,32	1,39
1,40	0,58	0,65	0,72	0,79	0,86	0,93	1,00	1,07	1,14	1,21	1,28	1,35	1,42
1,50	0,55	0,62	0,70	0,78	0,85	0,92	1,00	1,08	1,15	1,22	1,30	1,38	1,45
1,60	0,52	0,60	0,68	0,76	0,84	0,92	1,00	1,08	1,16	1,24	1,32	1,40	1,48
1,70	0,49	0,58	0,66	0,74	0,83	0,92	1,00	1,08	1,17	1,26	1,34	1,42	1,51
1,80	0,46	0,55	0,64	0,73	0,82	0,91	1,00	1,09	1,18	1,27	1,36	1,45	1,54
1,90	0,43	0,52	0,62	0,72	0,81	0,90	1,00	1,10	1,19	1,28	1,38	1,48	1,57
2,00	0,40	0,50	0,60	0,70	0,80	0,90	1,00	1,10	1,20	1,30	1,40	1,50	1,60

Необходимые для приведения к норме стока по равенствам (17) и (20) значения коэффициента вариации короткого ряда и ряда-аналога могут быть получены или путем непосредственных расчетов, при продолжительности периода совместных наблюдений не меньше 6–10 лет, или расчетом по какой-либо эмпирической формуле. Точность расчетов во всех случаях будет вполне достаточна, так как изменения

K_{yx} с изменением $\frac{C_{vy}}{C_{vx}}$ обладают сравнительно большой инертностью.

(Естественно, что возможная точность расчетов коэффициента вариации косвенным образом в такой же мере отражается и на точности графических построений связи).

Остановимся теперь на вопросе о точности графического метода приведения.

Как известно, в этом случае для приведения используется линия связи $y = f(x)$, построенная как средневзвешенная прямая в поле точек (x, y) . В пределе эта линия должна совпадать с биссектрисой угла, образованного прямыми регрессии y по x и x по y , т. е. совпадать и с линией связи $\bar{y} = f(\bar{x})$. Однако практически это невозможно, так как построение связи $y = f(x)$ производится от руки. Оптимально точное графическое построение, по-видимому, будет в том случае, если связь между сопоставляемыми рядами достаточно тесна и количество точек сравнительно велико. Если же зависимость колебания значений этих рядов слаба ($R_{xy} < 0,80$) и количество точек ограничено — проведение линии связи будет довольно произвольным. Очевидно, что тогда приведение по жесткой схеме дает в существенной степени более точные результаты.

Непосредственное сравнение точности приведения к расчетному периоду графическим и аналитическими методами произведено нами по одиннадцати рядам максимального годового стока рек Камчатского полуострова. Сравнение производилось из расчета длительности периода совместных наблюдений по короткому ряду и ряду-аналогу в 6, 10, 15 и при возможности 20 лет. Приведение аналитическими методами производилось: методом отношений, методом Д. Л. Соколовского (приведение по обеспеченности совместного периода наблюдений) [8], методом К. П. Воскресенского [3] и по формуле (17).

В качестве эталона для определения точности различных методов приведения взята норма максимального стока, полученная по имеющимся рядам или по связи с аналогом при коэффициенте корреляции тесноты связи $R_{xy} \geq 0,90$.

Средние и максимальные ошибки приведения представлены в табл. 2.

Таблица 2

Средние и максимальные ошибки приведения (в %) к норме стока в зависимости от длительности совместного периода наблюдений

Метод	n = 6 лет		n = 10 лет		n = 15 лет		n = 20 лет	
	ср.	макс.	ср.	макс.	ср.	макс.	ср.	макс.
графический	5,9	10,8	3,7	8,6	4,5	10,5	3,1	3,2
отношений	3,0	6,4	2,2	5,8	1,5	2,7	1,9	3,0
Соколовского	2,8	5,6	1,9	5,7	1,7	2,7	2,2	3,8
Воскресенского	2,7	5,4	1,9	5,5	1,7	2,7	2,0	3,1
по формуле (17)	2,8	4,9	1,9	5,3	1,5	2,7	2,0	3,1

Анализ данных этой таблицы подтверждает выводы о том, что графический метод приведения дает наибольшую по сравнению с другими методами погрешность, особенно при недостаточном числе лет наблюдений. Особенно снижается точность приведения при низком значении коэффициента корреляции. С увеличением числа лет наблюдений точность графического метода несколько повышается. Приведение к норме стока аналитическими методами Воскресенского, Соколовского или по формуле (17) дает примерно одинаковые результаты, значительно более точные, чем приведение графическим методом. Метод отношений дает несколько большую ошибку, чем другие аналитические методы, но эта ошибка большей частью не выходит за пределы допустимой.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алисов Б. П., Дроздов О. А., Рубинштейн Е. С. Курс климатологии. Гидрометеониздат, Л., 1952.
2. Брукс К., Карузерс Н. Применение статистических методов в метеорологии. Гидрометеониздат, Л., 1963.
3. Воскресенский К. П. Норма и изменчивость годового стока рек Советского Союза. Гидрометеониздат, Л., 1962.
4. Дроздов О. А. Основы климатологической обработки метеорологических наблюдений. Изд-во ЛГУ, 1956.
5. Зайков Б. Д., Беленков С. Ю. Норма годового стока, погрешность ее и приведение коротких рядов к длительному периоду. Исследования рек СССР, вып. VIII. Вопросы стока. Л., 1935.
6. Методические рекомендации к составлению справочника по водным ресурсам СССР. ГГИ, вып. 5, 1961.
7. Романовский В. А. Математическая статистика. ГОНТИ НКТП, 1938.
8. Соколовский Д. Л. Применение кривых распределения к установлению вероятных колебаний годового стока рек ЕТС. Гостехиздат, Л., 1930.
9. Шелутко В. А. Приведение стока к расчетному периоду с учетом внутренней корреляционной связи. См. наст. сб.

М. В. ТЕПЦОВ

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЛЕТНИХ ОСАДКОВ В БАСЕЙНЕ ВЕРХНЕГО ЕНИСЕЯ

Рассматриваются особенности распределения осадков в бассейне Верхнего Енисея.

Составлена карта распределения суточного слоя 1%-ной обеспеченности.

Предлагается методика вычисления многодневных слоев осадков различной обеспеченности по переходным коэффициентам.

Одним из основных факторов в формировании максимального годового стока рек в бассейне Верхнего Енисея являются жидкие осадки. Особенно это относится к высокогорной части Восточных и Западных Саян, где годовая сумма осадков превышает 1000 мм. В низинных и котловинных частях района годовая сумма осадков колеблется от 200 до 500 мм.

Наибольшая часть осадков, как правило, выпадает в июле—августе, что связано с влиянием установившегося к этому времени пониженного давления над внутриматериковыми областями и сильным их прогреванием. Кроме того, в этот период получают развитие циклонические процессы. Все это, вместе взятое, приводит в отдельные годы к выпадению обильных дождей и формированию катастрофических паводков. Так было в 1955, 1957 и 1960 гг, когда выпало за сравнительно короткий промежуток времени до двух-трех месячных норм осадков. В целом для района характерно выпадение за летний период до 80—90% годовой суммы осадков. За период июль—сентябрь выпадает до 50—60% годовой суммы, а в отдельные аномальные годы только за один летний месяц может выпасть до 60—70% годовой суммы. Величина же осадков за месяц 200—250 мм и более не является редкостью.

Максимальные суточные осадки по бассейну распределяются главным образом в зависимости от высотного положения и экспозиции склонов. Наибольшее количество суточных осадков наблюдается в высокогорной части Западных и Восточных Саян, наименьшее — в Минусинской и Тувинской котловинах. Отмечены случаи выпадения осадков 120—150 мм за сутки и 150—190 мм за наиболее интенсивный период дождя, что составляет 40—50% годовой нормы.

Для расчета основных характеристик осадков использованы как опубликованные, так и архивные материалы наблюдений Гидрометеослужбы. Всего для определения максимальных суточных осадков раз-

личной обеспеченности использовано более 3600 годостанций, из числа которых 56% имеют ряды наблюдений 25 лет и более (табл. 1).

Таблица 1

Количество станций и число лет наблюдений за осадками в бассейне Верхнего Енисея

Число лет наблюдений	10—15	16—20	21—30	31—40	41—50	более 50
Количество станций	9	27	51	23	6	8

Обработка материалов наблюдений проводилась по методике, рекомендованной Государственным Гидрологическим институтом [5]. В результате получены значения суточных осадков различной обеспеченности и статистические параметры кривых по 136 станциям. Все это позволило построить карту распределения суточных максимумов осадков 1%-ной обеспеченности.

Анализ полученных материалов показал, что наибольшие суточные суммы осадков зависят от высоты станции. Однако эта связь выражена не очень тесно и порой нарушается влиянием других факторов (экспозиция склонов, расположение станции относительно хребтов, ландшафтные условия и пр.) (рис. 1).

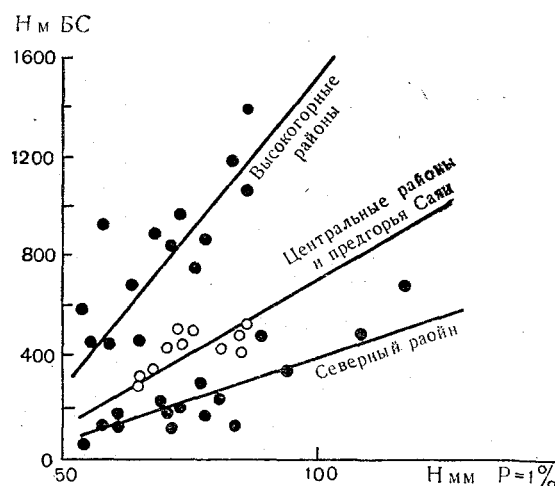


Рис. 1. Зависимость максимального суточного слоя осадков $P = 1\%$ от высоты станции

По карте (рис. 2) видно, что максимальные значения суточных максимумов 1%-ной обеспеченности (100—110 мм) могут наблюдаться в высокогорных районах Восточных и Западных Саян и Абаканского хребта (Чадан, Таштып, истоки р. Кан), а также в более низких районах, где хребты преграждают путь основному переносу воздушных масс (Красноярск-Столбы, Боготол, Боград).

Минимальные значения суточных слоев 1%-ной обеспеченности (50—60 мм) имеет место в Тувинской и Минусинской котловинах и лесостепной зоне Красноярска и Канска.

В среднем для Верхнего Енисея максимальные суточные суммы осадков 1%-ной обеспеченности составляют 70—80 мм.

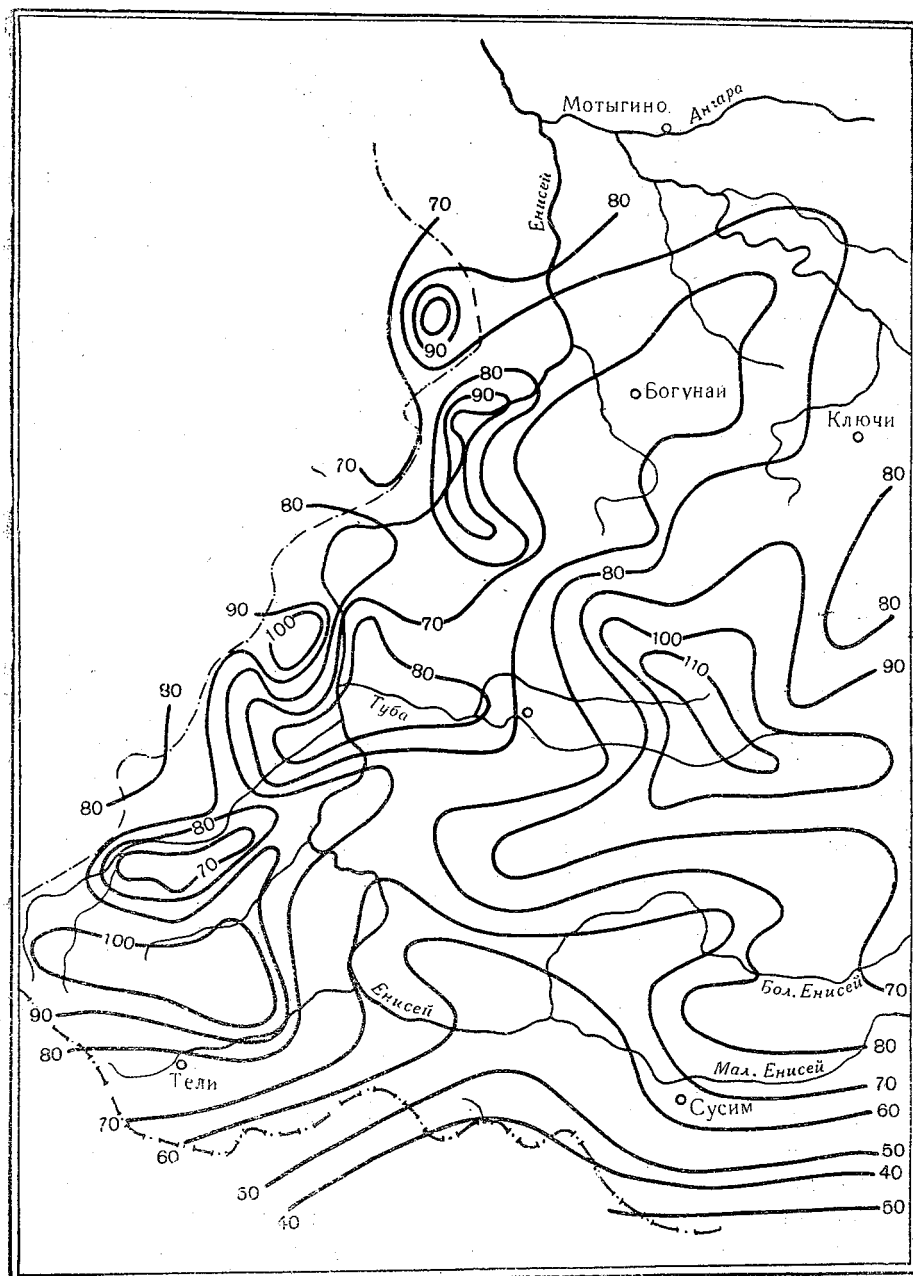


Рис. 2. Карта максимального суточного слоя осадков 1%-ной обеспеченности в мм

Коэффициенты вариации максимальных суточных сумм осадков колеблются в пределах 0,19—0,62, причем преобладающие значения коэффициентов вариации осадков заключаются в пределах 0,30—0,50. Наибольших значений C_v достигают на наветренных склонах хребтов и в высокогорной части Саян.

В целом анализ материалов наблюдений показал, что для Верхнего Енисея условия формирования суточных осадков более или менее одно-

родны, что дает возможность построить общую для района зависимость осадков различных обеспеченностей от максимальной суточной суммы осадков 1%-ной обеспеченности и определить в соответствии с Методическими указаниями ГГИ редуцированные коэффициенты $\lambda_p = \frac{H_p}{H_{1\%}}$, представляющие собой тангенс угла наклона к оси абсцисс сглаживающих прямых (табл. 2).

Таблица 2

Значения редуцированных коэффициентов для максимального суточного слоя осадков

Редуцированный коэффициент $\lambda = \frac{H_p}{H_{1\%}}$	Расчетная обеспеченность						
	0,1	0,5	1	2	5	10	20
	1,56	1,15	1,00	0,86	0,70	0,58	0,47

Снимая с карты значения суточного максимума и пользуясь редуцированными коэффициентами, можно для любой точки рассматриваемого района определить расчетную величину суточного слоя H_p .

Общей закономерностью ливневых дождей, которая отмечена рядом авторов, является убывание интенсивности дождя a мм/мин с увеличением продолжительности выпадения осадков. Учитывая связь количества осадков с природными условиями, можно районировать основные параметры расчетной зависимости $a = f(T)$.

Для построения связи $a = f(T)$ и определения расчетных параметров произведена обработка записей дождя. Всего обработано более 150 плювиограмм по 23 станциям бассейна.

Аналитическое выражение зависимости интенсивности от продолжительности для бассейна Верхнего Енисея принято в виде

$$a_T = \frac{S_p}{(T+1)^n} = \frac{S_p}{(T+1)^{0,80}},$$

где a_T — средняя интенсивность дождя, мм/мин;

S_p — предельная (мгновенная интенсивность);

T — расчетная продолжительность дождя;

n — показатель степени редукции.

Для определения суточных осадков расчетной продолжительности можно использовать максимальный суточный слой осадков 1%-ной обеспеченности при значении показателя степени редукции $n = 0,80$, т. е. $H_p = a_T \cdot T = S_p \cdot T^{1-n}$. Откуда, приняв расчетную продолжительность дождя, равную одним суткам, имеем:

$$a_T = \frac{H_p}{1440^{0,80}} \quad \text{и} \quad H_T = H_p \left(\frac{T}{1440} \right)^{0,20}.$$

На основании этого соотношения определены переходные коэффициенты для определения слоя дождя, продолжительностью 2, 3 и 5 суток, которые соответственно равны: $K_2 = 1,19$, $K_3 = 1,32$ и $K_5 = 1,50$.

Учитывая, что в бассейне Верхнего Енисея основная масса осадков выпадает в течение 2—3 суток, что составляет 70—80% для трехсуточного периода, дальнейшие исследования направлены на анализ многодневных осадков.

С этой целью использованы материалы наблюдений двухсуточных и пятисуточных слоев осадков по 24 станциям бассейна и трехсуточные — по 53 станциям. Все станции расположены относительно равномерно по территории бассейна и отражают средние климатические условия.

Для этих станций обычными методами математической статистики получены слои осадков различной обеспеченности и построены графики связи равнообеспеченных значений многодневных и суточных осадков.

В целом для района эти связи вполне удовлетворительны. Необходимо отметить, что наибольшие значения отношений между равнообеспеченными слоями осадков (многодневными и суточными) характерны для горных районов, где суточные осадки выпадают значительно равномернее, наименьшие — в степных районах и особенно в Тувинской и Минусинской котловинах.

Используя полученные коэффициенты и суточный максимум $P\%$ -ной обеспеченности, можем получить многодневные слои соответствующей обеспеченности.

Произведенный анализ применимости формулы для расчета многодневных осадков показал, что максимальное отклонение от фактических (кривая обеспеченности) составляет 26—41%, а среднее — 8—12%, что дает возможность использовать предложенную схему для расчета многодневных осадков различной обеспеченности.

ЛИТЕРАТУРА

1. Агроклиматический справочник по Красноярскому краю и Тувинской автономной области. Гидрометеиздат, Л., 1961.
2. Алексеев Г. А., Чеботарев А. И. О теоретических основах методов расчета речного стока. Труды III Всесоюзного гидрологического съезда, том I. Гидрометеиздат, Л., 1958.
3. Громова Р. В. Обобщение характеристик дождей на территории Прибайкалья и Забайкалья. Труды ГГИ, вып. 127. Гидрометеиздат, Л., 1965.
4. Метеорологические данные за отдельные годы по Красноярскому краю, Хакасской и Тувинской автономным областям, вып. 21. Ливневые дожди и суточные количества осадков за 1936—1959 гг. Гидрометеиздат, Л., 1961.
5. Методические рекомендации к составлению справочника по водным ресурсам СССР, вып. 7, ч. III, Л., 1962.
6. Программа работ по Международному гидрологическому десятилетию в Советском Союзе. Гидрометеиздат, М.—Л., 1965.
7. Решения секции расчетов и прогнозов стока III Всесоюзного гидрологического съезда. Труды III Всесоюзного гидрологического съезда, том I. Гидрометеиздат, Л., 1958.
8. Соколовский Д. Л. Речной сток. Гидрометеиздат, Л., 1959.
9. Соколовский Д. Л. О потенциальных максимумах стока и методике их определения. Труды ЛГМИ, вып. II, 1960.
10. Харченко С. И., Громова Р. В., Тепцов М. В. Наводнение на реках Кан, Агул и Бирюса в августе 1960 г. и методика расчета дождевого стока. Труды ГГИ, вып. 99. Гидрометеиздат, Л., 1962.

А. М. ДОГАНОВСКИЙ

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ЗИМНЕГО СТОКА В ЗОНЕ ВЕЧНОЙ МЕРЗЛОТЫ

На основании анализа гидрографов зимнего стока выделены основные типы питания рек, дается краткая классификация рек по характеру питания и обосновывается применимость уравнения истощения для проектирования гидрографов спада.

Зимний сезон на реках зоны вечной мерзлоты для вопросов водоснабжения является лимитирующим, поэтому проблема всестороннего изучения зимнего стока актуальна. В настоящее время имеется ряд работ, в которых в той или иной степени освещены вопросы зимнего режима рек рассматриваемого района [2, 4, 5, 6, 7], но на общем фоне произведенных исследований по среднегодовому, максимальному стоку этому вопросу уделено очень мало внимания.

Общей характерной особенностью режима рек зоны «сплошного» распространения вечной мерзлоты является продолжительная и низкая зимняя межень на больших реках и полное отсутствие поверхностного стока на малых и средних. Причиной этого являются суровые климатические условия, обуславливающие быстрое промерзание надмерзлотных водоносных трактов, и особые мерзлотно-гидрогеологические факторы, предопределяющие относительную бедность подземных вод, участвующих в питании рек.

Суммы среднесуточных отрицательных температур, накопленные в течение зимнего периода, превышают -5000° , в некоторых случаях достигая -7000° и более (Оймякон, Иэма и др.).

Наличие толщи вечномёрзлого грунта, которая в этом районе имеет среднюю мощность 200—600 м, создает трудности питания рек грунтовыми водами.

По исследованиям ГГИ, доля подземного стока от общего составляет в среднем 10—12%, снижаясь для некоторых рек (М. Тарын, Иера) до 4% [8].

К началу зимнего сезона реки почти полностью переходят на подземное питание, которое складывается из надмерзлотных, межмерзлотных и подмерзлотных вод [10]. Межмерзлотные воды не имеют широкого распространения [5], поэтому основным видом питания являются надмерзлотные и подмерзлотные воды. Согласно существующим классификациям подземных вод зоны вечной мерзлоты [2, 10], в общем случае к надмерзлотным водам относятся воды деятельного слоя, аллювиальных отложений и воды всевозможных таликов (атмосферного или

смешанного питания). Подмерзлотные воды — воды, залегающие под толщей вечной мерзлоты (поровые, трещинные, жильные и др.).

В условиях отсутствия пополнения этих вод извне происходит последовательная сработка и переход их части в твердую фазу, поэтому в реках наблюдается неуклонное снижение водоносности до полного прекращения стока для большинства водотоков. В некоторых случаях сток сохраняется в подрусловом талике.

А. Г. Левин [4] подметил для рек бассейна Колымы более резкое убывание расходов в начале зимы, чем в последующие месяцы, полагая, что сток этого периода обуславливается «надмерзлотными водами и водами менее мощных аллювиальных отложений, промерзающих в начале зимы». Видимо, подразумеваются воды деятельного слоя и гидравлически несвязанные воды верхних слоев аллювиальных отложений поймы и долины. В некоторых случаях известную роль играют запасы воды в русловой сети. В этот период происходит интенсивное промерзание деятельного слоя, и начинается изъятие из русловой сети больших масс воды на образование ледяного покрова. Все это обуславливает большие скорости уменьшения расходов воды. В русловой сети перед ледоставом содержится до 20—25% всего объема зимнего стока. Для иллюстрации количества воды, накопленного реками перед началом зимнего сезона в русловой сети, приводится зависимость $W_p = f(F)$ для многолетнего периода рек бассейна Колымы (рис. 1).

Б. П. Пановым [7] произведены расчеты объемов воды, содержащихся в речной сети к началу зимнего сезона, для р. Унжи ($F = 18\,500 \text{ км}^2$). Они оказались равными $138,3 \times 10^6 \text{ м}^3$. Продолжительность сработки составляет 33 суток. Сравнивая с нашими данными, можно отметить, что в условиях бассейна Колымы русловые запасы меньше, а следовательно, меньше и время их истощения. При наличии притока в русло реки грунтовых вод скорость сработки несколько уменьшается.

Эти надмерзлотные воды образуют первую составляющую питания рек в зимний сезон. Пополнение их осуществляется преимущественно за счет летне-осенних осадков. Отсутствие этих вод или позднее появление ледовых явлений резко уменьшают сток этой составляющей, возможно ее истощение и до наступления зимнего сезона.

После иссякания вод первой составляющей река переходит на питание водами речного аллювия и подмерзлотными, которые образуют вторую составляющую питания.

Подмерзлотные воды, как правило, разгружаются в аллювий, выходы их приурочены в горных местностях к областям тектонических разломов и трещин. Под большими реками имеются сквозные талики, через которые происходит поступление подмерзлотных вод в русла (Лена, Эленек, Яна, Колыма и др.).

Скорость истощения вод этой составляющей меньше, чем предыдущей, поэтому на гидрографе спада заметно уменьшение убывания расходов, а во многих случаях наблюдается переломная точка характери-

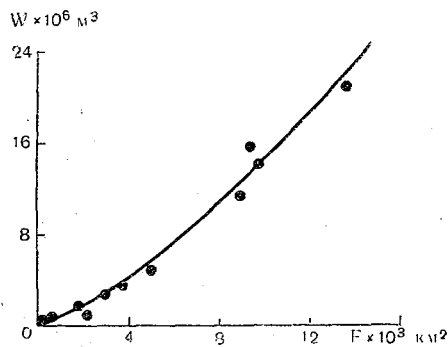


Рис. 1. Зависимость объема воды в русловой сети перед началом зимнего сезона от площади водосбора для рек бассейна Колымы

зующая момент перехода на другой вид питания. На средних и больших реках бассейнов Яны и Индигирки (Индигирка, Дулгалах, Сунтар и др.) это относится примерно к концу октября. Несколько раньше переход с одного вида питания на другой происходит на малых реках.

Для многих рек (особенно для рек Северо-Востока СССР) в период перехода на питание водами второй составляющей большое значение имеют подмерзлотные воды, которые оказывают существенное влияние на величины расходов воды.

Суммарные дебиты источников подмерзлотных вод можно рассчитывать по методике, предложенной О. Н. Толстихиным [11] по известным площадям наледей. Наледи на Северо-Востоке имеют широкое распространение и оказывают сильное влияние на зимний сток, снижая расходы воды [1]. Установлено, что наледи с площадями более 1 км^2 образованы преимущественно источниками подмерзлотных вод. Расчет дебитов этих источников производится по формуле

$$Q_n = 82 F_n, \quad (1)$$

где F_n — суммарная площадь наледей в км^2 .

Суммарные площади наледей подсчитаны по Кадастру наледей [1] и включают в себя ледяные поля различного происхождения. Следовательно, величину Q_n в формуле (1) надо уменьшить на коэффициент β , указывающий на долю крупных наледей в общем зафиксированном количестве. Для бассейнов Яны и Индигирки β приблизительно равен 0,9,

т. е. наледи с площадями более 1 км^2 составляют 90% от общего количества. Формула принимает вид

$$Q_n = 73,8 F_n. \quad (2)$$

По этой формуле рассчитаны суммарные дебиты источников подмерзлотных вод.

Начало формирования наледей приходится на середину — конец октября. Следовательно, к этому моменту подмерзлотные воды еще участвуют в питании рек и общий расход воды в значительной мере зависит от них. Это хорошо видно на рис. 2, на котором изображена зависимость

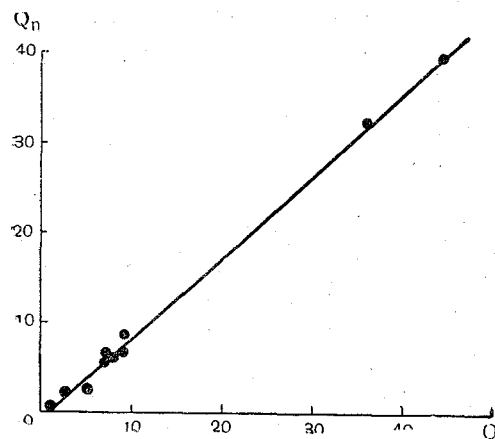


Рис. 2. Зависимость средних расходов воды перед началом формирования наледей от расхода подмерзлотных вод для рек бассейнов Яны и Индигирки

Q — средний расход воды в реке перед началом формирования наледей.

В период аккумуляции подмерзлотных вод в ледяных полях поступление их в реку сокращается, а затем полностью изымается из зимнего стока. Питание реки осуществляется только за счет вод аллювия.

Эти рассуждения относятся к рекам, которые не имеют сквозных подрусовых таликов. Там, где они имеются наблюдается низкая зимняя межень, так как аллювиальные воды постоянно пополняются подмерзлотными. В этом случае после истощения аллювиальных вод вновь отмечается изменение скорости истощения. Питание рек осуществляется за счет вод третьей составляющей.

На рис. 3 приводятся характерные гидрографы зимнего сезона

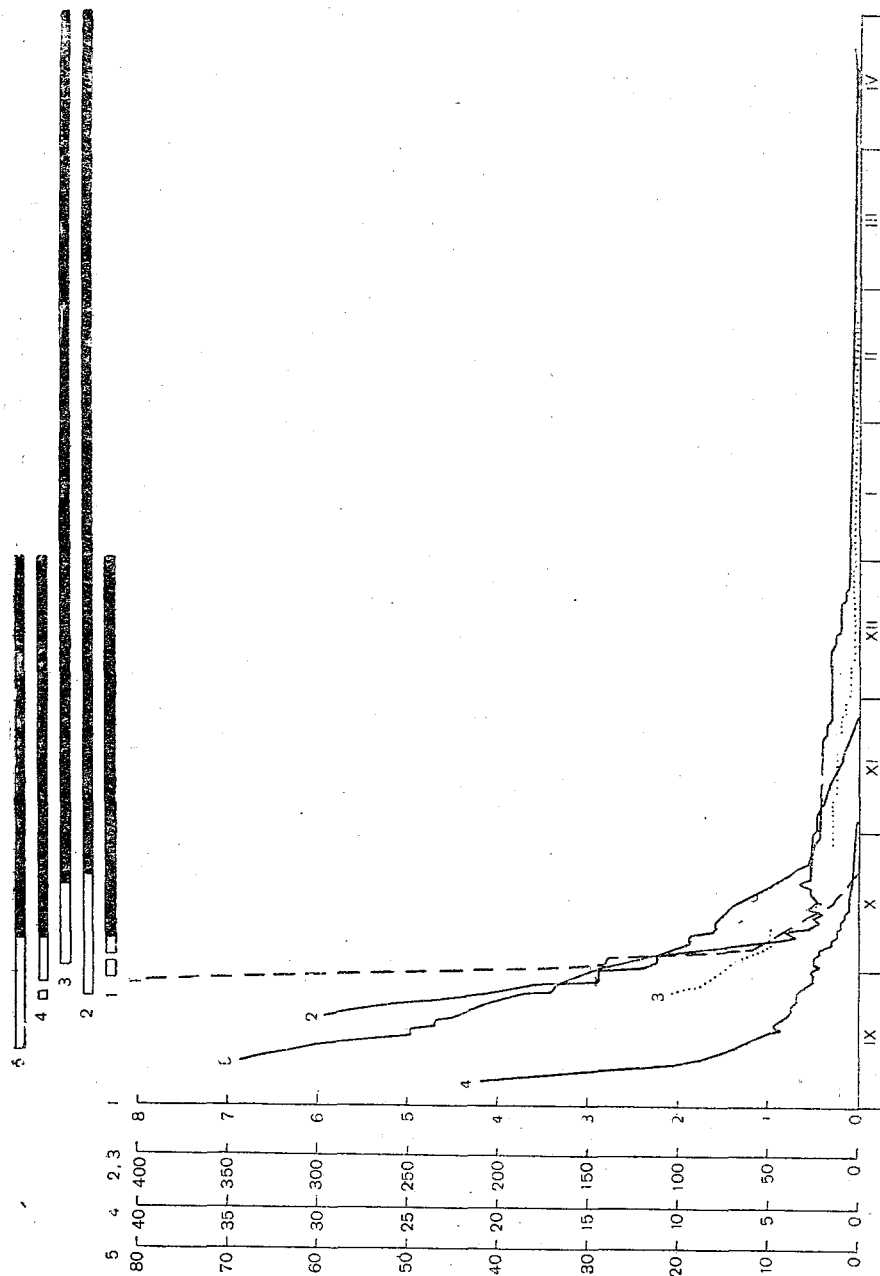


Рис. 3. Характерные гидрографы зимнего сезона:
1 — р. Малый Тарын; 2 — р. Индигирка; 3 — п. Индигирский; 4 — р. Бохатча; 5 — р. Сусуман; 5 — р. Дулгалах

Таким образом, в общем случае гидрограф зимнего сезона состоит из трех частей, различающихся по генезису преобладающего питания и, следовательно, скоростью уменьшения расходов воды.

В опыте расчета истощения стока часто пользуются уравнением Буссинеска [3, 7, 9]

$$Q_t = Q_0 e^{-\alpha t}, \quad (3)$$

где Q_t — расход в момент времени t , отсчитываемый от начала периода;

Q_0 — расход в начальный момент времени;

e — основание натуральных логарифмов;

α — коэффициент истощения.

Интегрируя (3) по времени от 0 до ∞ получаем

$$Q_0 = \alpha W_0 \quad \text{или} \quad \alpha = \frac{Q_0}{W_0}, \quad (4)$$

т. е. параметр α равен отношению расхода подземных вод к их общему запасу и характеризует скорость сработки этих запасов.

Для каждого из названных отрезков гидрографа зимнего стока имеется свое α . Как правило $\alpha_1 > \alpha_2 > \alpha_3$ (табл. 1).

Таблица 1

Величины коэффициентов истощения для некоторых рек Северо-Востока СССР.
(за единицу времени приняты 1 сутки)

Река	Пункт	Год наблюдения	$F, км^2$	α_1	α_2	α_3
Индигирка	Усть-Нера	1952—1953	83500	0,061	0,017	0,010
М. Тарын	1,8 км выше устья р. Курдат	1957—1958	1580	0,240	0,070	прмз.
Дулгалах	Томтор	1957—1958	23900	0,100	0,038	прмз.
Сусуман	Тонгора	1956—1957	932	нет	0,070	прмз.
Боханча	5,4 км от устья	1959—1960	13600	0,070	0,030	—

Предлагаемая схема формирования зимнего стока безусловно имеет много отклонений, так как в питании рек в разные периоды зимнего сезона дополнительно принимают участие воды подмерзлотных таликов, межмерзлотные воды, воды горячих источников и др. Все же преобладающее значение имеют описанные выше виды питания. Это позволяет на основании вышеизложенного все реки по видам питания, а следовательно, и по форме гидрографа разделить на три большие группы:

I. Реки, питающиеся водами всех трех составляющих. На их гидрографах в области истощения стока выделяются три характерных участка с различной скоростью падения водоносности. К ним относятся преимущественно большие реки такие как Колыма, Яна, Индигирка, т. е. реки, имеющие сток в течение всего зимнего периода.

II. Реки, питающиеся водами двух первых составляющих. На их гидрографах выделяются два участка. Сюда относится большинство перемерзающих рек Дулгалах, Сунтар, Нера и др.).

III. Реки, питающиеся водами второй составляющей. Для их гидрографов характерен один участок. К ним относятся средние и малые реки (Сусуман, Долгий и др.). В отдельные годы возможен переход некоторых рек из одной группы в другую. Так, например, р. Сусуман, отнесенную к группе III, в 1952 г. вследствие обилия осенних осадков можно отнести к группе II и т. д.

На основании вышеизложенного и рассмотрении гидрографов сделан вывод о применимости уравнения (3) для изучения хода истощения зимнего стока рек рассматриваемого района. Вследствие того, что коэффициент истощения непостоянен во времени это уравнение для всего периода спада неприменимо.

В чистом виде его можно использовать для проектирования гидрографа спада на реках группы III.

Для рек групп I и II можно применить уравнение, предложенное В. К. Ситниковым [9] для истощения подземных вод рек бассейнов Зеи и Буреи. Оно имеет вид

$$Q_t = Q_0 e^{-\alpha_1 t} + Q_{20} \frac{\alpha_1}{\alpha_1 - \alpha_2} \cdot e^{-\alpha_2 t} + Q_n. \quad (5)$$

В нашем случае первый член уравнения соответствует расходу воды первой составляющей, второй — второй составляющей. Так как коэффициент истощения α_3 , как правило, мал, то третью составляющую можно принять постоянной и считать, что она равнозначна минимальному расходу воды в реке.

Если же можно четко разграничить различные типы питания, то для каждой части уравнение (3) применимо.

Большинство рассмотренных гидрографов имеют плавные очертания. Тем не менее ряд графиков имел нарушенный ход. Особенно это относится к ходу истощения вод первой составляющей, так как их сработка происходит в период становления ледяного покрова, в период осеннего ледохода. Что касается хода истощения вод двух других составляющих, то, по нашему мнению, здесь возможны следующие причины:

1. Потери воды по длине реки на образование речных наледей.
2. Временная задержка воды в вышележащих плесах вследствие образования зажоров.
3. Возможны неточные измерения расходов воды. Тем не менее и в этих случаях имеется тенденция к постепенному снижению водности.

Выводы

1. Питание рек в зимний период в зоне вечной мерзлоты складывается из вод нескольких составляющих, которые истощаясь создают ступенчатый вид гидрографа.

2. При использовании уравнения Буссинеска для изучения хода спада зимнего стока необходимо учитывать различные виды питания реки, что влечет за собой непостоянство коэффициента истощения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Догановский А. М. Количественная оценка роли наледной составляющей в стоке рек некоторых районов зоны вечной мерзлоты. (См. наст. сб.).
 2. Калабин А. И. Вечная мерзлота и гидрогеология Северо-Востока СССР. Труды ВНИИ-1, т. 18, 1960.
 3. Калинин Г. П., Абальян Т. С. Об определении подземного питания рек. Метеорология и гидрология, № 5, 1957.
 4. Левин А. Г. Водные ресурсы Колымы. Труды ДВНИГМИ, вып. 1, 1954.
 5. Левин А. Г. Средний сток и гидрологические характеристики Яны, Индигирки и Колымы. Труды ВНИИ-1, вып. 7, 1958.
 6. Одинодворец П. Д. Минимальный сток рек Азиатской части СССР. Записки ГГИ, № 1, М.—Л., 1938.
 7. Панов Б. П. Зимний режим рек СССР. Изд-во ЛГУ, 1961.
 8. Пигузова В. М. Оценка подземного стока в реки зоны многолетней мерзлоты. Труды ГГИ, вып. 122, 1965.
 9. Ситников В. К. Особенности подземного питания рек в бассейнах Зеи и Буреи в период зимней межени. Труды ДВНИГМИ, вып. 20, 1965.
 10. Толстихин Н. И. Подземные воды мерзлой зоны литосферы. Госгеолгиздат, М., 1941.
 11. Толстихин О. Н. О возможности использования площадей наледей для ориентировочной оценки ресурсов подземных вод. Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР, вып. XI, Якутск, 1963.
-

Б. В. ФАШЕВСКИЙ

О РАСЧЕТЕ МАКСИМАЛЬНЫХ РАСХОДОВ ВОДЫ ВЕСЕННЕ-ЛЕТНЕГО ПОЛОВОДЬЯ НА РЕКАХ ГОРНОГО АЛТАЯ

Содержится ряд уточнений к существующим методикам расчета максимального стока. Приводятся региональные формулы для отдельных гидрологических районов Горного Алтая.

Всесоюзное совещание (4—8/X 1965 г., гор. Новосибирск), рассмотревшее вопросы комплексного освоения водных ресурсов Обского бассейна, отметило в своем решении необходимость первоочередного строительства гидротехнических сооружений на Верхней Оби (Бия, Катунь и др.).

Изученность максимального стока, одной из важнейших расчетных характеристик при гидротехническом строительстве, на реках Горного Алтая в настоящее время представляется недостаточной. Можно указать только на одну работу, в которой затрагивается вопрос о расчете максимальных расходов рек этой территории применительно к редуцированной формуле Д. Л. Соколовского [5].

Максимальные расходы на реках Горного Алтая могут быть снегового, дождевого, ледникового и смешанного происхождения [8], но в данной работе рассматриваются лишь расходы талых вод весенне-летнего половодья, формирующиеся преимущественно за счет снеговых и ледниковых вод.

Наибольшие средние модули максимального стока наблюдаются на высокогорных реках (р. Актру—Альплагерь — $M_{\max} = 254$ л/сек, р. Ак-Кем — ГМС Ак-Кем — $M_{\max} = 270$ л/сек и др.), а также на реках северо-восточной части Горного Алтая (р. Лебедь — с. Усть-Лебедь $M_{\max} = 287$ л/сек, р. Солтенка — с. Солтон $M_{\max} = 175,5$ л/сек и др.), бассейны которых характеризуются повышенной увлажненностью.

Для большинства рек наблюдается уменьшение модулей максимального стока по мере увеличения площади водосбора и уменьшения средней высоты бассейна. Исключение представляет р. Чуя ($H_{\text{ср}} = 2350$ м), протекающая по засушливой Чуйской котловине; средний модуль максимального стока р. Чуи у с. Белый Бом составляет всего лишь 18,3 л/сек и является наименьшим из наблюдаемых на всех 20 створах.

Коэффициенты вариации максимальных расходов находятся в пределах от 0,21 (р. Чуя — с. Белый Бом) до 0,56 (р. Ануй — с. Старо-Тырышкино).

Коэффициенты асимметрии изменяются от 0,8 (р. Ак-Кем — ГМС Ак-Кем) до 1,9 (р. Ануй — с. Старо-Тырышкино). Отношение $\frac{C_s}{C_v}$ в среднем для всех рек Горного Алтая можно принять равным 4,0.

Для расчета максимальных расходов талых вод при отсутствии материалов наблюдений имеется ряд формул (Д. Л. Соколовского, К. П. Воскресенского, Г. А. Алексеева и др.), из которых наибольшее распространение на практике получила формула Д. Л. Соколовского (1937 г.)

$$Q_{\max} = A \cdot F^{1-n} \delta_1 \delta_2, \quad (1)$$

где $Q_{\max}$ — максимальный расход воды, $\text{м}^3/\text{сек}$;

A — параметр, определяющий максимальную интенсивность стока с элементарной площадки, $\text{м}^3/\text{сек}$;

F — площадь водосбора, км^2 ;

n — показатель степени редукции максимального модуля стока с увеличением площади водосбора;

δ_1 — коэффициент учета озерно-болотной аккумуляции;

δ_2 — коэффициент учета лесистости.

Параметр A в формуле (1) Д. Л. Соколовский [5] рекомендует определять методом гидрологической аналогии, однако, исключительная сложность физико-географических условий формирования максимального стока в горах Алтая и малая густота сети пунктов наблюдений затрудняют объективный выбор аналогов. Поэтому сделана попытка получить расчетные зависимости на основе структуры формулы Д. Л. Соколовского — К. П. Воскресенского, но при этом параметр A выражался не через слой за половодье, а через модуль среднегодового стока

$$A = K \cdot M_0, \quad (2)$$

где M_0 — модуль среднегодового стока;

K — коэффициент, выражающий соотношение между величинами A и M_0 в разных физико-географических условиях.

Правомерность замены слоя стока половодья среднегодовым модулем стока обусловлена тем, что сток талых вод составляет 50—80% годового стока.

Показатель степени редукции n максимального модуля стока с увеличением площади водосбора для рек Горного Алтая равен 0,25.

Значение коэффициента K из формулы (2) для рассматриваемой территории дифференцируется по трем группам рек:

1. Для рек бассейна Бии, а также прилегающих к ним (территориально и по увлажненности) Майме и Ише

$$Q_{\max} = 0,095 \cdot M_0 \cdot F^{0,75}. \quad (3)$$

2. Для рек бассейнов Катунь (без Маймы, Иши и рек со значительной долей ледникового питания), Ануй, Песчаной, Чарыша

$$Q_{\max} = 0,07 \cdot M_0 \cdot F^{0,75}. \quad (4)$$

3. Для рек с относительной площадью оледенения более 4%

$$Q_{\max} = 0,027 \cdot M_0 \cdot F^{0,75}. \quad (5)$$

Средняя ошибка расчета по формулам (3) — (5) составляет 10%.

Коэффициенты вариации максимальных расходов воды могут быть рассчитаны в зависимости от коэффициентов вариации годового стока по следующим эмпирическим формулам:

Для рек Бии и Катунь (без Маймы)

$$C_{v \max} = 0,93 \cdot C_v + 0,07. \quad (6)$$

Для рек Чарыша, Ануя, Песчаной и Маймы

$$C_{v \max} = 1,4 \cdot C_v + 0,07, \quad (7)$$

где $C_{v \max}$ — коэффициент вариации максимальных расходов талых вод;
 C_v — коэффициент вариации годового стока.

Средние ошибки отклонения от фактических значений составляют при расчете по формуле (6) — 7%, и по формуле (7) — 4%.

Коэффициент асимметрии для всех рек Горного Алтая, как уже указывалось выше, необходимо принимать $C_s = 4 C_v$. Сравнение обеспеченных максимальных расходов (1 и 5%), вычисленных по фактическим данным и по предлагаемой методике, показывает, что средняя ошибка для 20 пунктов составляет 13%. Наибольшие ошибки наблюдаются при расчете максимумов талых вод по предлагаемой методике на реках, протекающих по полупустынным засушливым котловинам — р. Чуя у с. Белый Бом (78%), р. Урсул у с. Онгудай (49%) и р. Кокса у с. Усть-Кокса (32%). Для остальных рек средняя ошибка составляет около 5%, т. е. находится в пределах точности измерения расхода воды.

Таким образом, зная всего лишь норму годового стока, коэффициент вариации годового стока и площадь водосбора для большинства рек Горного Алтая с достаточной точностью могут быть рассчитаны максимальные расходы талых вод заданной обеспеченности.

ЛИТЕРАТУРА

1. Баюшева М. И., Павленко Г. В. Средний годовой и максимальный сток южных районов Западной Сибири. Труды Транспортно-энергетического института СО АН СССР, вып. XIII, Новосибирск, 1961.
2. Воскресенский К. П. Гидрологические расчеты при проектировании сооружений на малых реках, ручьях и временных водотоках. Гидрометеиздат, Л., 1956.
3. Комлев А. М., Орлова Г. А. Минимальный сток рек Горного Алтая. Сб. «Водные ресурсы Западной Сибири», Новосибирск, 1964.
4. Панов Б. П. Связь максимального стока рек с солнечной активностью и атмосферной циркуляцией. Труды ЛГМИ, вып. II, Л., 1961.
5. Соколовский Д. Л. Речной сток. Гидрометеиздат, Л., 1959.
6. Фашевский Б. В. О связи речного стока с высотой фирновой линии. Сб. «Тезисы докладов III-го Всесоюзного гляциологического симпозиума», Фрунзе, 1959.
7. Фашевский Б. В. О внутригодовой зарегулированности стока рек Горного Алтая. Сб. «Гляциология Алтая», вып. IV, Томск, 1965.
8. Фашевский Б. В. Внутригодовое распределение стока рек Верхней Оби. Сб. «Совещание по «Схеме комплексного освоения водных ресурсов Обского бассейна» (тезисы докладов), Новосибирск, 1965.
9. Черкасов А. Е. Анализ и методика расчета максимального стока весеннего половодья на реках бассейна Енисея (без Ангары). Труды ЛГМИ, вып. 7, 1953.

Л. Н. ДОГАНОВСКАЯ

О СВЯЗИ ГОДОВОГО СТОКА С ИНДЕКСАМИ АТМОСФЕРНОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ И СОЛНЕЧНОЙ АКТИВНОСТИ

Приводятся краткие итоги первого этапа диссертационной работы, посвященной исследованию связи годового стока с атмосферной циркуляцией и солнечной активностью.

На протяжении последних двух лет на кафедре инженерной гидрологии ведутся обширные исследования возможности установления связи между величиной годового стока и различными индексами атмосферной циркуляции и солнечной активности.

Зависимость колебаний речного стока от характера атмосферной циркуляции и колебаний солнечной активности исследовалась многими авторами. Эти исследования основывались на предположении, что начальное состояние атмосферных процессов определяет условия погоды последующего периода. Значит можно установить связь между количественными характеристиками атмосферной циркуляции за данный период и последующим стоком рек. Для анализа атмосферных процессов и выявления этой связи Л. А. Вительс [1] составил синоптический каталог для восьми районов, охватывающих значительную часть Северного полушария. Этот каталог, основанный на обработке синоптических карт, содержит численные характеристики барических образований по районам, начиная с 1900 г.

В данной работе вся Европейская территория СССР была разделена на три синоптических района по Вительсу. Северную часть территории ЕТС до 54 параллели занимает 3-й синоптический район, 6-й синоптический район — Западная Европа, 7-й район — юг Европейской территории СССР. Исследования проводились по каждому району в отдельности.

Вычисления коэффициентов корреляции были выполнены для 39 рек ЕТС по данным о стоке за период до 1962 г. Коэффициент корреляции r был подсчитан между годовым стоком рек и различными индексами атмосферной циркуляции Вительса и Вангенгейма, а также с индексами солнечной активности: числом Вольфа и площадями солнечных пятен.

Анализ коэффициентов корреляции годового стока с индексом Вительса N_4^1 (число дней с циклонической циркуляцией в году в 4-ом районе) показал, что они имеют прямую связь и в 75% случаев коэффициенты корреляции составили выше 0,21. Максимальное значение 0,47 у р. Мезень — с. Малонисогорское.

Аналогичные исследования были произведены и для характеристик атмосферной циркуляции Вангенгейма, основанной на типизации синоптических процессов. Согласно этой типизации, преобладающие направления переноса воздушных масс могут быть сведены к трем основным типам: западному, восточному и меридианальному. В данной работе под индексом циркуляции принималось количество дней в году с данным типом циркуляции [2].

В 4-ом синоптическом районе годовой сток с восточным типом циркуляции имеет обратную зависимость и в 43% случаев составляет абсолютные значения r от 0,20 до 0,47. Максимальное значение — 0,47 — р. Вычегда — п. Малая Кужба; и — 0,46 — р. Вятка — гор. Киров. Западный тип циркуляции в этом районе имеет прямую связь и значения r не превышают 0,33 (р. Вычегда — гор. Сыктывкар).

Связь годового стока с летним индексом циклонической циркуляции Вительса (J_{z_d}) в 7-ом синоптическом районе в 69% случаев находится в пределах 0,20—0,36. Что характерно прежде всего для бассейнов нижнего Дона, нижней Волги и р. Урала. Вместе с тем для этих же рек обнаруживается обратная связь с дифференциальным индексом атмосферной циркуляции J_d (разность между среднегодовыми индексами антициклонической и циклонической циркуляциями). Что также говорит о преобладающем влиянии циклонической деятельности на формирование стока данных рек. Максимальное значение 0,37 р. Волга — гор. Волгоград.

Для 7-го синоптического района обнаруживается обратная связь годового стока с восточным типом циркуляции Вангенгейма. В отдельных случаях (р. Белая — п. Стерлитамак, р. Урал — п. Кушум) r имеет значение — 0,42. С меридианальным типом циркуляции связь прямая и значения в 40% случаев колеблются в пределах 0,20—0,39.

В 6-ом синоптическом районе годовой сток со среднегодовым индексом циклонической циркуляции в 50% случаев имеет коэффициент корреляции 0,2—0,3. А индекс осенней антициклоничности в 67% случаев имеет значения более 0,3. Предельное значение 0,47 у р. Днестр — п. Галич. А р. Днестр — п. Каменка — $r = 0,40$.

Сопоставляя годовой сток с солнечными индексами по всем трем районам, были получены весьма низкие коэффициенты корреляции. Только в трех случаях они составили 0,2. Поэтому говорить о закономерностях можно только в отношении знака связи. Связь у обоих индексов обратная.

Вычисления производились на вычислительной машине «Раздан-2». Исследования были проведены по натурным данным без какого-либо осреднения. При подборе соответствующих периодов осреднения данных о годовом стоке и индексов атмосферной циркуляции и увеличении степени осреднения рассмотренные связи могут быть улучшены, что и составляет основную и ближайшую задачу автора.

ЛИТЕРАТУРА

1. Вительс Л. А. Характеристики барико-циркуляционного режима. Гидрометиздат, Л., 1965.
2. Каталог макросиноптических процессов по классификации Г. Я. Вангенгейма 1891—1962 гг. ААНИИ, Л., 1964.

Г. С. ДЖИАВОК

АНАЛИЗ И РАСЧЕТ ДЕБИТОГРАФИЧЕСКИХ КРИВЫХ И КОЭФФИЦИЕНТОВ ДОБЕГАНИЯ

Рассматриваются дебитографические кривые расходов, измеренных в створах различных рек, делается попытка их систематизации в зависимости от формы русла и показателя скоростного поля потока, предлагаются расчетные таблицы коэффициентов добегаания в разные фазы стока.

Одна из гипотез о закономерностях распространения паводочной волны основана на учете неравенства скоростей в поперечном сечении потока. Впервые она была высказана В. Г. Глушковым [3]. Он ввел понятие о тахиграфических и дебитографических кривых, характеризующих скоростное поле потока.

В более поздних работах О. К. Блумберг [1], А. И. Будаговского [2], В. И. Мокляка [5, 6] эти кривые исследуются с целью применения их для прогнозов и расчетов гидрографов стока. Однако, несмотря на несколько попыток использования дебитографических кривых, до сих пор отсутствуют широкие обобщения гидрометрического материала и практических рекомендаций выбора расчетных кривых.

Из названных выше работ большой интерес представляют статьи В. И. Мокляка [5, 6, 7, 8], который разработал схему трансформации водоотдачи в сток, учитывая неодновременность добегаания различных объемов воды и форму бассейна, на котором происходит формирование паводка. Основные параметры метода — максимальная скорость добегаания, ареограмма бассейна, коэффициенты добегаания. Последние определяются по уравнению дебитографической кривой или по формулам В. И. Мокляка. В свою очередь дебитографическая кривая может быть получена теоретически для тех русел, форму поперечного профиля которых можно схематизировать по треугольнику, параболе, трапеции или прямоугольнику [8].

В остальных случаях, т. е. для профилей сложной формы, задача теоретического расчета практически неразрешима. А именно подобные случаи представляют наибольший практический интерес.

В данной статье анализируются дебитографические кривые естественных потоков, сделана попытка их систематизации и расчета.

Эмпирические кривые получены по данным полевых измерений расходов воды многоточечным способом (данные из архивов ГГИ и ГИДЭПа). Порядок их построения изложен в статье [6]. Незначительным дополнением является то, что интегральные дебитографические кривые пересчитывались в кривые распределения определением прира-

щений элементарных расходов на каждые 5% приращения относительных скоростей.

Весь анализ, систематизация и сопоставление выполнены по кривым распределения.

Дебитографические кривые построены для 160 расходов воды, измеренных в 27 створах 20 водотоков в разные фазы стока. Из них 25 расходов относятся к условиям повышенного гидравлического сопротивления (выход на широкую пойму, изгиб потока, значительная площадь мертвого пространства).

Рассмотренные расходы характеризуются большим разнообразием гидравлических элементов (табл. 1).

Таблица 1

Пределы изменения гидравлических элементов

Гидравлические элементы	Q , м ³ /сек	B , м	$h_{ср}$, м	h_{max} , м	$V_{ср}$, м/сек	V_{max} , м/сек	J , ‰
Наименьший	0,04	0,30	0,04	0,04	0,01	0,25	0,04
Наибольший	9040	1700	8,90	12,5	2,00	2,95	0,56

Согласно выводам предыдущих работ [8], дебитографическая кривая определяется формой русла и не зависит от глубины его наполнения при неизменности профиля. Поэтому анализ эмпирических кривых распределения был начат с проверки этих положений. Первоначально рассматривались кривые расходов, измеренные в руслах простых форм, т. е. до выхода потока на широкую пойму. Определителем формы русла выбраны параметры α и β_* . По Г. В. Железнякову [4],

$$\alpha = \frac{h_{ср}}{h_{max}}, \quad \beta_* = \frac{\int_0^B h_i^{3/2} db}{\omega \sqrt{h_{ср}}},$$

где ω — площадь живого сечения,

h_i — глубины по ширине потока,

$h_{ср}$ — средняя глубина,

B — ширина по урезу.

Для искусственных потоков прямоугольного и широкого трапециевидного профиля $\beta_* = 1,00$ — $1,02$, параболического профиля $\beta_* = 1,08$, треугольного профиля $\beta_* = 1,13$. Универсальный параметр полигонального профиля живого сечения β_* является функцией отношения глубины h_i к ширине потока B и для речных профилей определяется аналитическим или графо-аналитическим способом при заданном распределении глубины h_i . Это и затрудняет его применение при большом объеме материала и в случаях, когда данные о промерах отсутствуют. Параметр α менее точный, но его легче определить, чем параметр β_* .

В результате определения дебитографических кривых по нескольким интервалам β_* и α получены кривые, соответствующие параболической, треугольной и прямоугольной формам поперечного сечения (рис. 1 а).

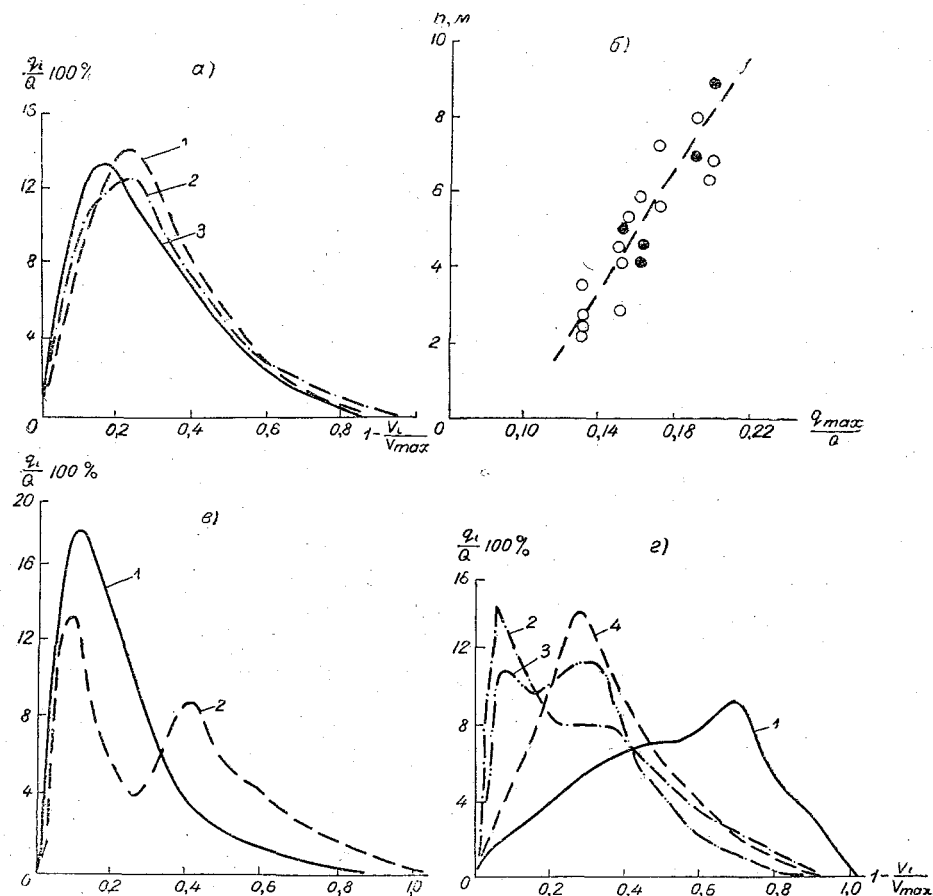


Рис. 1. Эмпирические кривые распределения элементарных расходов:

а — осредненные кривые для прямоугольного (1), треугольного (2) и параболического профилей русла (3); б — зависимость максимальных ординат кривых распределения от глубины наполнения в руслах постоянной формы: р. Зея — п. Граматуха — $\circ$, р. Зея — п. Юбилейный — $\bullet$; в — распределение элементарных расходов на прямолинейном (1) и криволинейном участках (2) в потоке прямоугольной формы (лоток ЛГМИ); г — распределение элементарных расходов в руслах треугольной формы при наличии и отсутствии мертвого пространства: 1 — р. Сазис — п. Акмола (мертвое пространство составляет 77%), 2 — р. Зея — п. Иракан (мертвого пространства нет)

Все средние кривые одномодальные. Они мало отличаются друг от друга как по форме, так и по высоте и положению максимальной ординаты (рис. 1 а). Вместе с тем внутри каждой группы частные кривые значительно отклоняются от средней кривой. Это связано, во-первых, с тем, что в одну группу попадают кривые, соответствующие разной степени наполнения русла. Как показывают графики на рис. 1 б, максимум кривой распределения увеличивается с ростом глубины наполнения, даже при постоянной форме русла. При этом центр тяжести элементар-

ных расходов перемещается в область больших скоростей, увеличивает пропускную способность русла.

Во-вторых, в одной группе оказываются кривые, отличающиеся не только величиной максимальной ординаты, но и числом пиков. Для примера достаточно сравнить кривые распределения элементарных расходов на прямолинейном и криволинейном участках русла. Как правило, гидрометрические створы расположены на относительно прямолинейных участках рек, поэтому влияние изгиба на форму дебитографической прямой можно проследить лишь при организации специальных полевых наблюдений или на модели в гидравлической лаборатории. Дебитографические кривые рассчитаны по данным измерений в лотке ЛГМИ. В одной из серий опытов форма профилей перед входом в изгиб и на изгибе характеризуется параметром $\beta_* = 1,01$, т. е. оба профиля прямоугольной формы. Однако кривые распределения створов резко отличаются (рис. 1 в). Их нельзя относить к одной группе кривых прямоугольного профиля, т. е. они соответствуют физически равным условиям стока.

В-третьих, кривые распределения в створах с большой площадью мертвого пространства тоже отличаются своеобразием формы. Их максимальная ордината находится в области малых скоростей, т. е. большая часть общего расхода движется с малыми скоростями (рис. 1 г). Пропускная способность русла меньше, чем в руслах той же формы без мертвого пространства.

Приведенные примеры убедительно показывают, что характеристика дебитографической кривой по форме профиля поперечного сечения не является показательной и потому не может быть принята в качестве критерия выбора расчетной кривой.

Поэтому был рассмотрен другой показатель дебитографической кривой — величина отношения средней скорости течения к наибольшей, называемое в динамике «качеством сечения». Обозначим его γ' в отличие от γ (по В. И. Мокляку).

Вторая группировка дебитографических кривых произведена с учетом параметра γ' . Получены осредненные кривые групп. Часть их приведена на рис. 2.

Максимальные ординаты кривых распределения закономерно применяются при переходе от кривой с $\gamma' = 0,82$ к кривой с $\gamma' = 0,56$. При этом изменяется положение максимума. С уменьшением максимум передвигается в область пониженных скоростей.

Дебитографические кривые, соответствующие значениям $\gamma' < 0,40$ рассматривались отдельно. Сюда относятся расходы при выходе потока на широкую пойму, расходы с большой площадью мертвого пространства. По форме кривые распределения этих расходов отличаются от рассмотренных даже при пике (рис. 2). Если кривая однопиковая, то ее максимум находится в зоне малых скоростей, что связано с ухудшением условий стока.

Дебитографические кривые пойменных расходов разбиты на две группы по условиям или фазам стока. В первую группу вошли расходы с менее благоприятными условиями стока, когда интенсивность поступления стока в нижний створ из верхнего мала, т. е. происходит аккумуляция воды между створами. Вторую группу составили кривые расходов с более благоприятными условиями стока, когда процесс аккумуляции затухает, начинается фаза интенсивного стока в нижний створ, т. е. сток растет за счет опорожнения пойменных запасов.

В каждой из рассмотренных групп наблюдается закономерное изменение формы кривых распределения с изменением γ' . В первой группе с уменьшением γ' увеличивается доля частиц,двигающихся с малыми скоростями, в другой группе, наоборот, растет число частиц, имеющих большие скорости, т. е. чем меньше γ' , тем меньше пропускная способность русла в первом случае и больше во втором.

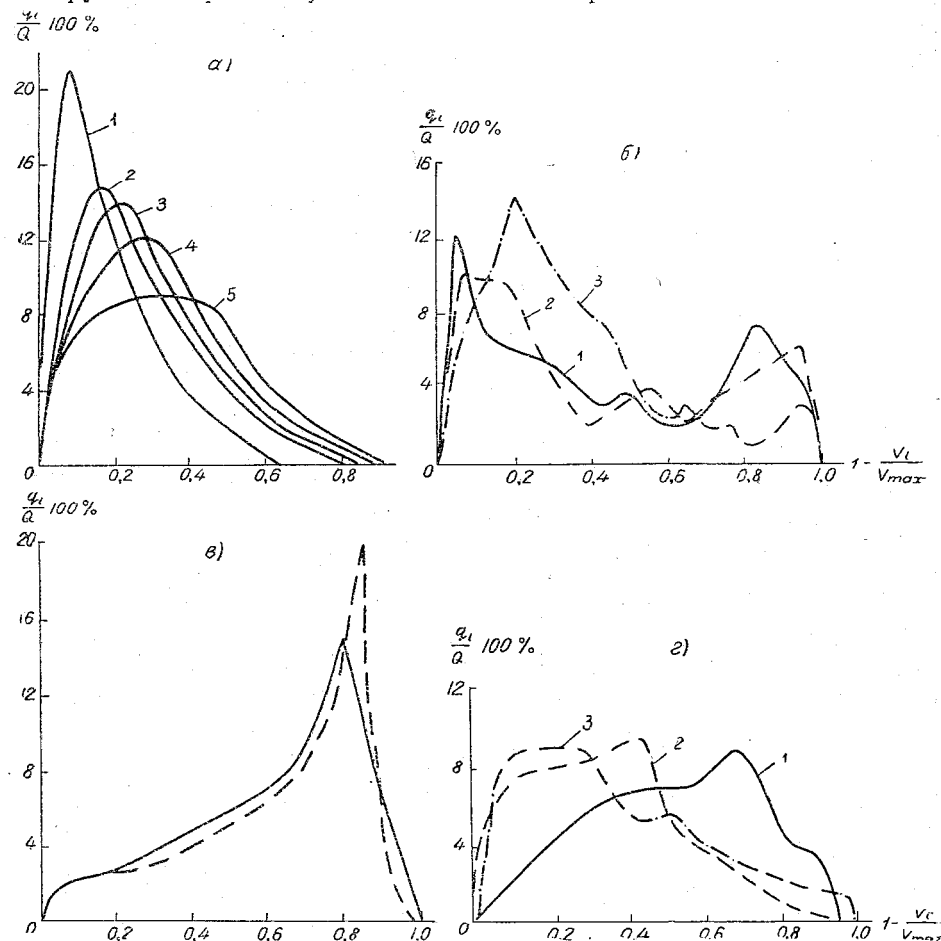


Рис. 2. Эмпирические кривые распределения элементарных расходов:

а — средние кривые при $\gamma' = 0,82$ (1), $0,70$ (2), $0,68$ (3), $0,64$ (4), $0,56$ (5); б — кривые переходной фазы стока от аккумуляции к интенсивному стоку: 1 — р. Тобол—свх. Введенка $\gamma' = 0,30$, 2 — р. Дон — х. Хованский $\gamma' = 0,31$, 3 — тоже $\gamma' = 0,29$; в — кривые фазы замедленного стока в зависимости от площади мертвого пространства: 1 — р. Саянз — п. Акмола $\gamma' = 0,08$ (мертвое пространство—77%); 2 — р. Граматуха — у смолокурного завода $\gamma' = 0,49$ (мертвое пространство—20%); 3 — р. Тобол—свх. Введенка $\gamma' = 0,38$ (мертвое пространство—20%)

В результате анализа всей совокупности кривых оказалось возможным построить расчетные дебитографические кривые, соответствующие любым заданным значениям γ' .

Для этого по данным осредненных кривых и кривых пойменных расходов построены экстраполяционные графики $\frac{\sum q_i}{Q} = f(\gamma')$ при разных значениях отношений $\frac{V_i}{V_{\max}} = 0,9; 0,8; 0,7; 0,6; 0,5; 0,4; 0,3$ и в за-

зависимости от условий стока. На рис. 3 показаны только две серии кривых при $\frac{V_i}{V_{\max}} = 0,9$ и $\frac{V_i}{V_{\max}} = 0,7$. На основе этого графика построены

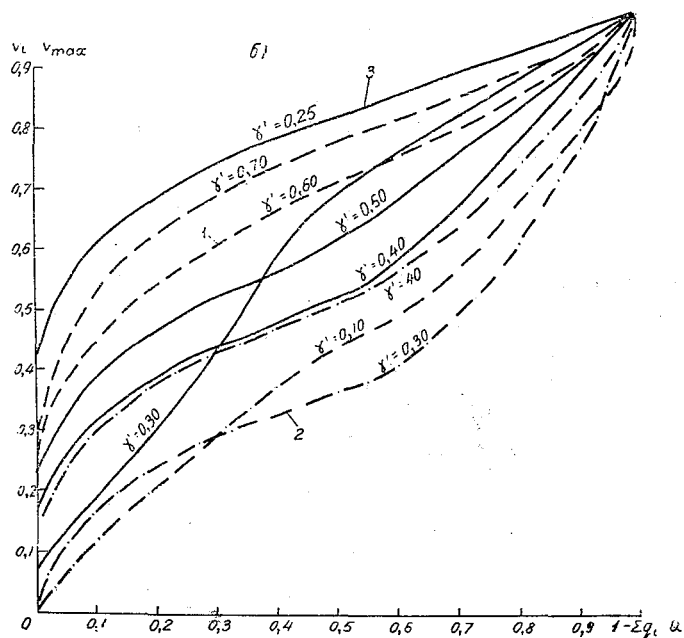
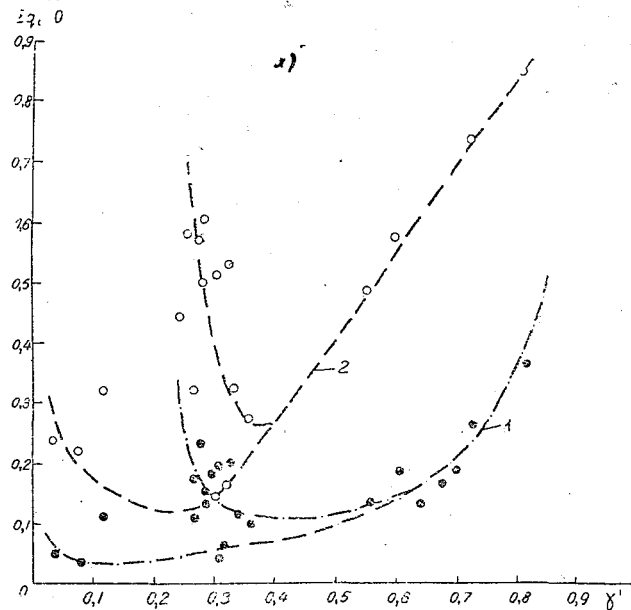


Рис. 3.

а — интерполяционный график перехода от эмпирических к расчетным дебитографическим кривым: 1 — $\frac{V_i}{V_{\max}} = 0,9$; 2 — $\frac{V_i}{V_{\max}} = 0,7$;

б — расчетные дебитографические кривые: 1 — сток в основном русле — — —; 2 — замедленный сток при выходе потока на широкую пойму — · — · —; 3 — интенсивный сток с поймы — — —

расчетные дебитографические кривые, соответствующие $\gamma' = 0,8; 0,7; 0,6; 0,5; 0,4; 0,3; 0,1$ и трем фазам стока (рис. 3). Кривые 1 характеризуют благоприятные условия стока в «чистых» руслах без пойм и дополнительных гидравлических сопротивлений, кривые 2 соответствуют фазе замедленного стока, наконец, группа кривых 3 представляет расходы интенсивного стока на спаде паводка.

Практическое применение дебитографических кривых возможно лишь после их пересчета в кривую влияния или таблицу коэффициентов добегания, которая показывает интенсивность поступления стока в нижний створ в смежные интервалы времени. При помощи вспомогательной таблицы ординаты дебитографических кривых делятся на от-

резки в зависимости от наименьшего времени добегания $t_k = \frac{L}{V_{\max}}$ и продолжительности стока от начала отсчета. Приращения элементарного стока по интервалам времени составляют содержание табл. 2, которая и принята в качестве расчетной таблицы коэффициентов добегания.

Физический смысл таблицы нетрудно пояснить на примере. Сравним коэффициенты добегания при значении $\gamma' = 0,30$. Если идет процесс заполнения поймы, то, например, при наименьшем времени добегания трое суток первые частицы рассматриваемого объема верхнего створа появятся в нижнем створе только на четвертые сутки и в конце первых суток с момента их появления общий объем стока составит 12% объема воды верхнего створа. В течение пятых суток подойдет еще 9% объема, шестых — тоже 9% и т. д., пока весь объем воды верхнего створа не переместится в нижний створ. Каждый из расходов нижнего створа состоит из частей, покинувших верхний створ в разное время.

Таблица 2

Коэффициенты добегания в %

t_k/t_i	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25
$\gamma' = 0,70$																									
1	92	7	1																						
2	74	18	4	3	1																				
3	58	26	8	4	2	1	1	1																	
4	46	28	13	5	2	2	2	1	1																
5	38	27	15	8	4	2	2	1	1	1	1														
6	30	27	17	10	4	4	2	2	1	1	1	1													
$\gamma' = 0,60$																									
1	85	13	2																						
2	60	25	9	4	1	1																			
3	42	30	13	6	4	2	1	1	1																
4	31	28	18	8	5	4	2	2	1	1															
5	26	24	18	11	6	4	3	3	2	1	1	1													
6	20	22	18	13	7	5	4	3	2	2	1	1	1	1											
$\gamma' = 0,50$																									
1	74	20	4	2																					
2	43	31	14	8	3	1																			
3	30	24	20	10	6	4	2	1	1	1	1														
4	22	21	17	14	8	6	4	2	2	1	1	1	1												
5	18	17	14	13	12	6	6	4	2	2	1	1	1	1	1										
6	13	17	13	11	10	9	7	4	4	4	2	1	1	1	1	1	1								

t_k/t_i	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25
-----------	---	---	---	---	---	---	---	---	---	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----

Для фазы замедленного стока на подъеме паводка.

$$\gamma' = 0,40$$

1	55	32	7	3	1	1	1																		
2	28	27	22	10	4	3	2	1	1	1	1														
3	19	17	19	16	9	7	3	3	2	2	1	1	1												
4	15	13	12	15	11	11	6	4	2	2	2	1	1	1	1	1	1	1							
5	12	10	10	10	13	9	9	7	4	3	2	2	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
6	10	9	9	8	8	11	8	8	6	5	3	2	2	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1

$$\gamma' = 0,30$$

1	30	29	21	6	4	2	2	1	1	1	1	1	1												
2	16	14	12	17	12	9	4	3	2	2	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
3	12	9	9	8	8	13	10	7	4	3	2	2	2	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
4	8	8	7	7	7	5	7	9	8	6	6	5	3	2	2	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
5	8	6	5	5	5	5	5	6	6	8	6	6	4	3	2	2	1	1	1	1	1	1	1	1	1
6	6	5	5	5	4	4	4	4	4	6	6	5	5	5	4	3	2	2	1	1	1	1	1	1	1

Для фазы интенсивного стока с поймы

$$\gamma' = 0,40$$

1	55	34	6	3	1	1																			
2	30	25	23	11	3	3	2	1	1	1															
3	22	15	18	16	11	7	2	2	2	1	1	1	1	1											
4	18	12	12	13	12	11	7	3	2	2	1	1	1	1	1	1	1								
5	15	10	8	10	12	10	9	8	7	3	2	1	1	1	1	1	1	1							
6	13	9	8	7	10	11	9	7	7	5	3	3	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1

$$\gamma' = 0,30$$

1	61	13	7	4	3	2	2	1	1	1	1	1	1												
2	51	13	6	5	4	3	3	2	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
3	40	18	6	5	4	4	3	2	2	2	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
4	33	18	10	4	3	3	3	3	2	2	2	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
5	27	17	11	6	3	3	3	3	2	2	2	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
6	22	18	11	7	3	3	3	3	3	2	2	2	2	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1

Если с поймы начинается сток накопленных запасов воды, то в конце четвертых суток будет зафиксировано 40% объема воды верхнего створа, на следующие сутки 18% и т. д.

Уменьшение времени добегания приводит к соответственному изменению коэффициентов оттока.

Итак, выбор расчетного ряда коэффициентов добегания определяется назначением параметра γ' и фазы стока.

Рассмотрим изменение этого параметра в период стока в основном русле и с выходом воды на широкую пойму.

По данным отдельных створов (табл. 3), в большинстве случаев величина γ' растет с увеличением глубины наполнения и перед выходом на пойму достигает значения 0,6—0,75. При дальнейшем увеличении расходов, если вода разливается по пойме, средняя скорость потока резко уменьшается, а максимальная еще сохраняет свое предпойменное значение. В этот момент $\gamma' = 0,10—0,20$. С наполнением поймы γ' увеличивается до значения 0,50—0,60 в одних случаях за счет уменьшения максимальной скорости при почти постоянной средней скорости, в других за счет дальнейшего увеличения средней скорости, если максимальная скорость мало меняется.

Таблица 3

Пределы изменения параметра γ' по данным отдельных створов

Река — створ	Ф а з ы с т о к а			Годы наблюдений
	сток в основном русле	выход на пойму	сток с поймы	
Грязнушка — Димитрово	0,8	0,8 — 0,5	0,5 — 0,7	1962
Б. Ушумун — Бирофельд	0,7	0,7 — 0,1	0,1 — 0,55	1961, 1962, 1963
Ингода — Улеты	0,8	0,8 — 0,6	0,6 — 0,7	1963
Кручина — Танга	0,6—0,7	0,7 — 0,25	0,25—0,7	1963
Борзя — Воробьевка	0,6—0,75	0,75—0,55	—	1963
Ик — Нагайбак	0,7—0,8	0,8 — 0,20	0,20—0,70	1959
Дема — Дюсяново	—	0,25	0,25—0,55	1959
Кивда — Новорайчихинск	0,8	0,8 — 0,17	—	1963
Вертопрашиха — Калинино	0,8	0,8 — 0,2	0,2 — 0,4	1963
Мориловчиха — Мориловец	0,5—0,8	0,8 — 0,25	0,25—0,4	1962, 1961, 1963
Томь — Светиловка	—	0,21	—	1963
Шетуха — Крыловка	—	0,19	—	1963
Бира — Лермонтовка	0,66	0,66—0,18	—	1963
Крестьянка — Гоголевка	—	0,25	—	1963
Кама — колхоз Ширяевский	—	0,30	0,30—0,65	1959

На спаде паводка перед входом потока в основное русло $\gamma' = 0,20—0,30$, а после входа равняется значениям до выхода на пойму.

В конкретных случаях расчетов трансформации паводочной волны важное значение приобретает не только правильное назначение среднего для участка параметра γ' , но и графика хода максимальных скоростей во времени, так как выбор строки расчетных коэффициентов добегания определяется парой значений

$$\gamma' \text{ и } t_k = \frac{L}{V_{\max}},$$

где L — расстояние между створами.

Выводы

1. Объективным критерием назначения расчетной дебитографической кривой является не параметр формы профиля поперечного сечения русла, а параметр γ' , называемый «качеством» сечения.

2. Расчетный ряд коэффициентов добегания выбирается по предлагаемой таблице по совокупности γ' и t_k и зависит от фазы стока.

3. Задачей дальнейшего исследования должно быть изучение осредненных значений γ' , t_k вначале для участка реки, а затем и всей речной системы в целом при расчетах формирования и продвижения паводков.

ЛИТЕРАТУРА

1. Блумберг О. К. К постановке вопроса о сопротивлении русла. Изв. ГГИ, вып. XV, 1936.
2. Будаговский А. И. К вопросу о тахиграфических кривых и их применимости к расчетам речного паводка. Метеорология и гидрология, № 5, 1949.
3. Глушков В. Г. Тахиграфические кривые и их применение для целей краткосрочных прогнозов. Изв. ГГИ, № 53, 1932.
4. Железняков Г. В. Гидравлическое обоснование методов речной гидрометрии. Изд. АН СССР, М.—Л., 1950.
5. Мокляк В. И. Расчеты трансформации паводков в речных системах. Труды Всесоюзного совещания по изучению стока, регулированию стока и зимнему режиму. Изд. АН СССР, М., 1954.
6. Мокляк В. И. Расчет неодновременного добегания воды при неравномерном распределении скоростей в потоке. Доклады АН УССР, № 4, 1954.
7. Мокляк В. И. Построение гидрографов по уточненным генетическим формулам стока. Метеорология и гидрология, № 8, 1958.
8. Мокляк В. И. Расчеты трансформации при недостаточных гидрометрических данных. Труды ОГМИ, очередной выпуск XV, 1958.

Ю. В. ТУИСК

О РЕГИОНАЛЬНОЙ ОЦЕНКЕ ЕСТЕСТВЕННЫХ РЕСУРСОВ ПОДЗЕМНЫХ ВОД ПРОМЫШЛЕННОГО УРАЛА

Автором статьи намечены и в общих чертах охарактеризованы крупные гидрогеологические области — системы бассейнов подземных вод Промышленного Урала, значительно отличающиеся по морфологическим, климатическим, геолого-тектоническим признакам и условиям формирования подземного стока.

Рассмотрены возможности применения различных методов исследования подземной составляющей в зависимости от конкретных природных условий.

Промышленный Урал в народном хозяйстве Советского Союза занимает одно из ведущих мест, являясь поставщиком значительной части металла и промышленного оборудования.

В директивах XXIII съезда КПСС по пятилетнему плану развития народного хозяйства СССР на 1966—1970 гг. предусматривается дальнейшее развитие экономики Урала.

Интенсивный рост экономики Урала способствует быстрому возрастанию потребности в воде. Вместе с тем, рост числа промышленных предприятий на Урале влечет за собой все прогрессирующее загрязнение поверхностных водоемов сточными водами. В этих условиях весьма важным источником водоснабжения могут являться подземные воды, которые сравнительно слабо подвергаются загрязнению сточными водами. Их эксплуатация ведется преимущественно для целей бытового потребления. Однако степень фактического использования их ресурсов пока неизвестна.

Карты подземного стока СССР масштаба 1 : 5000000, составленные совместно МГУ, ГГИ и ВСЕГИНГЕО в 1965 г., и карты масштаба 1 : 2500000, подготавливаемые этими учреждениями к опубликованию в 1967 г., носят обзорный характер и поэтому требуют дальнейшей детализации, так как не могут сказать с необходимой степенью точности о величине естественных ресурсов подземных вод на рассматриваемой территории. Поэтому необходимо провести более детальную характеристику естественных ресурсов подземных вод Промышленного Урала применительно к конкретным гидрогеологическим структурам, что является дальнейшим шагом в познании его ресурсов. Это будет иметь и научное (поскольку придется решить ряд методических задач) и существенное практическое значение, как обоснование для последующего выявления эксплуатационных ресурсов и комплексного использо-

вания поверхностных и подземных вод в условиях все возрастающего их дефицита.

Говоря о территории Промышленного Урала необходимо отметить, что его большую часть занимает Уральская горная страна. На гидрогеологической карте СССР масштаба 1 : 5000000, составленной ВСЕГЕИ (1961 г. Госгеолтехиздат), она входит в состав Уральской горно-складчатой гидрогеологической области. Кроме того, в состав Промышленного Урала входят краевые районы Восточно-Европейской равнины и Западно-Сибирской низменности, которые в гидрогеологическом отношении являются краевыми бассейнами платформенных артезианских областей — Русской и Западно-Сибирской.

В административном отношении в состав Промышленного Урала входят полностью или частично области: Свердловская, Пермская, Челябинская, Оренбургская, Курганская и Удмуртская АССР.

С экономгеографической точки зрения эти области образуют крупный экономический район.

Одним из существенных вопросов в региональной оценке естественных ресурсов подземных вод Промышленного Урала является рассмотрение возможности применения различных методов исследования в зависимости от конкретных природных условий. Целесообразно стремиться к тому, чтобы правильно выбранный метод исследования, с учетом природных особенностей, степени изученности, характером человеческой деятельности для выделенных гидрогеологических структур, позволил бы достаточно правильно и наиболее полно охарактеризовать величину естественных ресурсов подземных вод.

Охарактеризовать подземные воды Промышленного Урала возможно лишь с помощью гидрогеологического районирования. Учитывая природные особенности территории, можно выделить основные гидрогеологические бассейны и в том числе в горной части — межгорные артезианские бассейны и гидрогеологические массивы, а в примыкающих к ней частях Русской платформы и Западно-Сибирской плиты — платформенные артезианские бассейны. Такое гидрогеологическое районирование позволит объективно охарактеризовать подземные воды Промышленного Урала.

Первым шагом в выполнении этой сложной задачи является выделение крупных гидрогеологических областей — систем бассейнов подземных вод, значительно отличающихся по морфологическим, климатическим, геологическим, тектоническим признакам и условиям формирования подземного стока, а также рассмотрение возможности применения методов региональной оценки последнего.

На территории Промышленного Урала имеются крупные гидрогеологические области, отличающиеся по этим особенностям. Первая — область артезианских бассейнов и гидрогеологических массивов горного Урала занимает центральную и большую часть Промышленного Урала. Вторая — Уфимская система бассейнов трещинно-карстовых подземных вод. Третья — краевые бассейны платформенных артезианских областей — Русской и Западно-Сибирской, примыкающих с запада и востока к области артезианских бассейнов и гидрогеологических массивов горного Урала.

Наиболее сложной в гидрогеологическом отношении представляется первая область. Рельеф ее представлен системой невысоких хребтов, вытянутых возвышенностей, которые, как правило, имеют простирание, близкое к меридиональному. Хребты отделены друг от друга широкими продольными и узкими поперечными долинами. Средняя высота поднятий менее 700 м, хотя имеются отдельные вершины, высота которых

превышает 1500 м (горы Яман-Тау, Ирмель и др.). Наиболее крупными являются водораздельные хребты: Урал-Тау, Уральский, Высокая Парма и др. Наибольшее развитие в первой области получил [9] среднегорный и низкогорный эрозионно-денудационный рельеф. Большая протяженность Уральских гор с севера на юг, значительная ширина горной полосы (до 150 км), а также высотная поясность, создают различие условий формирования подземного стока между водораздельной частью первой области и ее западными и восточными склонами. Хребты и массивы, слагающие водораздельную часть первой области, характеризуются наибольшими высотами порядка 1000 м. Их склоны довольно круты, а вершины покрыты каменными россыпями. В осевой части водораздельного гребня лежит крупнейшая тектоническая структура — Уралтауский антиклинорий, выделенный наряду с другими тектоническими структурами Б. М. Романовым. В строении антиклинория принимают участие метаморфические и кристаллические толщи протерозоя и нижнего палеозоя. Они представлены кристаллическими сланцами и кварцитами.

На водораздельных хребтах первой гидрогеологической области берут начало многочисленные реки. Наиболее крупными из них являются левобережные притоки реки Камы: Вишера, Белая, Чусовая, относящиеся к бассейну Каспийского моря, и реки, впадающие в Обь и Тобол, относящиеся к бассейну Северного Ледовитого океана.

Между гребнями гор водораздельной части первой гидрогеологической области расположены продольные понижения, которым принадлежит видная роль в формировании подземного стока. Происхождение продольных понижений геологи связывают с эрозионно-тектонической деятельностью. По мнению Н. Д. Буданова и И. Д. Денисовой наибольшая часть естественных ресурсов подземных вод водораздельной части приурочивается к межгорным понижениям, особенно к трещинам тектонических нарушений в их пределах. В местах тектонических нарушений часто встречаются родники с большим дебитом. Большая же часть родников водораздельной части первой гидрогеологической области связана с верхней трещиноватой зоной коры выветривания и имеет незначительный дебит (0,5 — 1 л/сек). Трещинные нарушения связаны с позднейшими глыбовыми тектоническими движениями, а их пространственная ориентировка совпадает с меридиональным направлением основных тектонических структур.

Наиболее характерным межгорным понижением в пределах водораздельной части первой гидрогеологической области является продольное понижение между хребтами Оти-Ньер и Чистоп на водоразделе рек Вишеры и Лозьвы. По отношению к вершинам хребтов понижения находятся на 380—500 м ниже и имеют ширину 15 км при протяженности более 500 км.

Величина ресурсов подземного стока находится в зависимости от количества выпадающих атмосферных осадков. Наибольшее количество их за год (648 мм) выпадает в той водораздельной части первой гидрогеологической области, которая приходится на Средний Урал и уменьшается до 500 мм на Южном Урале.

Недостаточная изученность водораздельной части первой гидрогеологической области, отсутствие скважин затрудняет применение гидрогеологических методов количественной оценки естественных ресурсов подземных вод.

В связи с этим целесообразно использовать гидролого-гидрогеологический метод генетического расчленения гидрографа, разработанный Б. И. Куделиным и с успехом примененный при составлении карт под-

земного стока для территории СССР масштаба 1 : 5000000 и 1 : 2500000 (главные редакторы Б. И. Куделин и О. В. Попов). По мнению О. В. Попова метод генетического расчленения гидрографа реки сочетает качественные оценки генетических условий формирования подземного стока для данных природных условий с региональными количественными оценками питания рек по многолетним гидрометрическим наблюдениям.

Высокая динамичность подземных вод при нисходящем типе их режима и гидравлической связи с речными позволяет применить приемы расчленения гидрографа с использованием коэффициентов динамичности, учитывающих динамику подземного стока. При данном типе режима стока и отсутствии берегового регулирования подземная составляющая повторяет форму гидрографа поверхностного стока. Поэтому количественную оценку подземных вод можно осуществить методом А. Н. Бефани.

На формирование подземного стока западных склонов первой гидрогеологической области сильное воздействие оказывают четыре фактора: морфологический, геологический, тектонический и климатический.

Рельеф западного склона представлен небольшими увалистыми холмами и определяется геоморфологами как низкогорный. Для западного склона характерны крупные структурно-тектонические поднятия. В их геологическом строении принимают участие древние осадочные и метаморфические толщи нижнего палеозоя и докембрия. Синклинальные участки слагают породы осадочного происхождения девонского, каменноугольного и пермского времен. Участие в геологическом строении осадочных пород палеозоя с преобладанием известняков, доломитов, песчаников, а также значительное (в силу атмосферной циркуляции) количество выпадающих здесь осадков, обусловили широкое развитие карстовых процессов в известняках. Некоторые исследователи, например, Г. А. Максимович, выделяют карст западного склона в отдельную карстовую провинцию. Наличие карстовых полей, пещер и воронок типично для западных склонов.

Карстовые явления на западных склонах обусловлены не только наличием растворимых пород и атмосферными осадками. Позднейшие тектонические процессы в значительной мере способствовали развитию и углублению карстовых явлений. Тектоническая деятельность четвертичного времени создала в известняках продольные и поперечные трещины. Пространственная ориентировка продольных трещин связана с тектоническими процессами четвертичного времени, в то время как ориентировка поперечных трещин определена древними тектоническими процессами герцинской эпохи. Как продольные, так и поперечные трещины развиты в глубину до 60 м и более. Эти трещины имеют значительное простирание и являются своеобразными природными резервуарами подземных вод. Этими водами питаются многочисленные родники, приуроченные либо к контактам водосодержащих карстовых слоев с водоупорами (дебит от 5 до 200 л/сек), либо к местам тектонических нарушений (дебит от 10 до 70 л/сек).

Для западного склона характерно наличие транзитных рек, формирующих свой сток вне пределов закарстованных площадей. При этом модули стока транзитных рек, до и после прохождения ими закарстованных участков, одинаковы.

Реки западного склона глубоко врезаны в долины и водообильны. Подземное питание рек осуществляется водами закарстованных карбонатных пород палеозоя. Подземные воды обладают высокой динамичностью и дренируются левобережными притоками Камы и Урала, река-

ми бассейна Печоры. Основной горизонт циркуляции подземных вод находится в междуречном пространстве на глубине 100—150 м. Разгрузка их происходит непосредственно в реки, или путем перелива в водоносные пласты закарстованных пород. Подземные воды карстовых областей гидравлически связаны с речными. Поглощение атмосферных и талых вод карстовыми породами и пустотами повышает уровень подземных вод в местах разгрузки их в речных долинах.

В связи с наличием карста, в условиях мощного подземного питания и высокой динамичности подземных вод, количество последних может быть определено методом водного баланса, сводящегося к решению уравнения

$$y_{\text{подз}} = \omega - y - x,$$

где $y_{\text{подз}}$ — подземный сток (л/сек · км²);
 ω — осадки (л/сек · км²);
 y — поверхностный сток (л/сек · км²);
 x — испарение (л/сек · км²).

Метод водного баланса дает весьма приближенные результаты для бассейна в целом и используется при хорошей изученности районов западного склона лишь потому, что в сложной обстановке циркуляции вод по карстовым полостям нахождение коэффициентов фильтрации невозможно. Отсутствие коэффициентов фильтрации затрудняет применение других гидрогеологических методов.

Подземную составляющую речного стока можно вычислить, схематизируя динамику стока по А. Ф. Макаренко, заменяющего динамику подземного питания рек динамикой стока опорных родников, широко здесь распространенных.

Аналитически величина подземного стока по А. Ф. Макаренко равна

$$Q_{\text{подз}} = qk_1 + qk_2 + \dots + qk_n = \sum_{k=1}^n qk_i,$$

где q — меженный расход реки (м³/сек);
 k_i — коэффициент динамичности, определяемый из кривой дебита суммарного расхода опорных родников и показывающий, во сколько раз наибольший расход подземного стока в реку более наименьшей величины расхода в период межени, когда $k_i = 1$.

Графически величина подземного стока может быть определена расчленением гидрографов реки по Б. И. Куделину.

Восточное предгорье первой гидрогеологической области горного Урала, получившее название Восточно-Уральских увалов, отличается от западных склонов более пониженным рельефом. Средняя высота предгорий составляет 250—300 м на всем протяжении Среднего и Северного Урала и только на Южном Урале отдельные горы, как, например, Ильменские, имеют высоту 600—700 м. В основании восточных предгорий лежат крупные тектонические структуры — Тагильский и Магнитогорский синклинории. Их слагают вулканогенные толщи силура, девона, карбона, представленные в литологическом отношении различными порфиритами и их туфами. С ними переслаиваются породы осадочного происхождения — известняки и песчаники. Строение синклинальных структур осложнено многочисленными интрузивами, которые прорывают вулканогенные и осадочные толщи.

Карстовые явления на восточных склонах получили гораздо меньшее развитие, чем на западных. Карст наиболее развит в известняках силура, девона и карбона, особенно в долине реки Вагран на Северном Урале. Глубина распространения карста от нескольких до 300 м, причем в некоторых местах карстовые полости лежат ниже русел рек (реки Вагран, Келья и др.).

Условия формирования подземного стока на восточных склонах находятся в прямой зависимости от атмосферных осадков, которые распределяются с севера на юг крайне неравномерно. Если на Северном Урале выпадает 500 мм осадков, то на Южном Урале их величина менее 200 мм.

Почти равнинный рельеф восточного склона расчленяется неглубокими долинами рек: Лозьвы, Сосьвы, Туры, Исети, Тобола и др. Реки восточных склонов, в сравнении с реками западных склонов, менее полноводны вследствие меньшего атмосферного питания. На гидрогеологический режим рек восточных склонов Среднего и Южного Урала регулирующее воздействие оказывают многочисленные озера и пруды. Но низменный рельеф восточных склонов не способствует интенсивному стоку, как поверхностному, так и подземному. Долины рек на больших площадях, особенно на Среднем Урале, заболочены, что затрудняет накопление динамических ресурсов подземных вод. На всей равнинной части восточных склонов подземные воды имеют полную гидравлическую связь с речными при береговом регулировании и подпоре.

Большое гидрогеологическое значение в этих условиях имеют многочисленные глубокие каптажные устройства скважин, шахт, родников, которые в результате интенсивной откачки создают воронки депрессии и тем самым способствуют обновлению и накоплению динамических ресурсов подземных вод.

Наличие большого числа скважин в пластах, доведенных до водопора, и данных уровней в них, позволяют произвести количественную оценку питания и расхода подземных вод годовым балансом, описываемым уравнением в конечных разностях

$$\mu \Delta H = \frac{\Delta q \cdot \Delta t}{\Delta x} + w \Delta t,$$

согласно которому изменение запасов подземных вод $\mu \Delta H$ со свободной поверхностью равно разнице между притоком и оттоком

подземных вод, отнесенных к единице длины потока $\frac{\Delta q \cdot \Delta t}{\Delta x}$, сум-

мируемой с величиной инфильтрационного питания $w \Delta t$,

где Δq — разность между притоком вод к балансовому участку и оттоком от него (м/сут);

μ — коэффициент водоотдачи (безразмерный);

Δt — предполагаемое время подъема и спада уровня подземных вод (в сутках);

Δx — длина участков (расстояние между выбранными сечениями) в метрах;

w — величина интенсивности фильтрации (м/сут).

Гидродинамический анализ колебаний уровня подземных вод в скважинах, основанный на использовании уравнений неустановившегося движения в конечных разностях Г. Н. Каменского, считается наиболее совершенным с гидрогеологической точки зрения, так как дает высокую точность сравнительно с аналитическим решением уравнения Буссинеска.

Суммарный водопиток в систему шахт по Форхгеймеру, основанный на уравнении Дюпюи

$$Q = \pi k \frac{(2H - s)s}{\ln \frac{R}{r_0}},$$

где Q — суммарный дебит водозаборной системы ($\text{м}^3/\text{сек}$);
 k — коэффициент фильтрации породы ($\text{м}/\text{сут}$);
 H — мощность водоносного горизонта грунтовых вод (м);
 s — понижение уровня в центре водозаборной системы (м);
 R — радиус круговой области питания (м);
 r_0 — радиус «большого колодца», рассчитываемый по С. В. Троян-

$$\text{скому } r_0 = \sqrt{\frac{F}{\pi}} (\text{м});$$

F — площадь, ооконтуривающая данную систему шахт (площадь, ограниченная ближайшей изогипсой) в м^2 .

Метод Форхгеймера применим в тех шахтных водозаборах, которые изучены и имеют устойчивый водопиток. Наличие гидрологических характеристик рек (по данным большого количества гидрологических станций) для равнинной части восточного склона позволяет использовать метод генетического расчленения гидрографа реки с учетом берегового регулирования и подпора подземных вод речными в период половодья.

Количественную оценку подземных вод карстовых районов восточного склона следует произвести с помощью коэффициентов динамичности. Эта оценка должна даваться отдельно для каждого карстового участка, коэффициент динамичности которого остается постоянным. Это вызвано тем, что на закарстованных значительно трещиноватых участках коэффициент динамичности меняется от 18 до 100. Большой диапазон изменения коэффициента динамичности для отдельных локальных мест не позволяет оценивать общую динамичность подземного стока в целом.

В состав Промышленного Урала входит Уфимская система бассейнов трещиннокарстовых подземных вод (вторая гидрогеологическая область). Восточная оконечность этой гидрогеологической области почти вплотную примыкает к западным склонам первой гидрогеологической области. Западная оконечность второй гидрогеологической области постепенно сливается с Восточно-Европейской равниной. Рельеф этой гидрогеологической области слабо холмистый с преобладанием карстовых форм. Средняя высота 400—500 м.

Уфимская система бассейнов трещинно-карстовых подземных вод сложена главным образом пермскими и среднедевонскими известняками, доломитами, гипсами и песчаниками и представляет собой область классического развития карста. Карст интенсивно развит на всей территории второй гидрогеологической области, исключая водораздельные участки.

М. М. Толстихина еще в 1932 г. указывала, что на развитие карста большое влияние оказывали тектонические процессы четвертичного времени, благодаря которым отдельные части Уфимского плато были подняты, а другие опущены. Глыбовые поднятия и опускания способствовали образованию трещинных разрывов в известняках. Трещинно-текто-

нические разломы четвертичного времени сочетаются с более древними тектоническими разломами третичного времени. Современные карстовые явления и эрозионная деятельность получили здесь широкое распространение. Для всей территории Уфимской системы бассейнов трещинно-карстовых подземных вод характерны карстовые явления, которые представлены карстовыми полостями и воронками различной величины в известняках.

Вполне естественно, что подземные воды второй гидрогеологической области локализуются в сложной системе многочисленных карстовых ходов, карстовых каналов и тектонических трещин. Поскольку тектонические трещины имеют широтную ориентировку, то сток подземных вод осуществляется в этом же направлении, от наиболее возвышенной восточной части к западной. На своем пути трещинно-карстовые воды отдают часть своих вод рекам. В местах их разгрузки сосредоточены родники повышенной водообильности. Многие родники имеют дебит, составляющий десятки л/сек.

В условиях сильного развития карста региональную оценку подземного стока необходимо производить указанным выше методом водного баланса в сочетании с расчетной формулой, являющейся одним из решений динамического уравнения Буссинеска для неустановившегося режима. Согласно этой формуле расход подземного стока в рассматриваемый момент времени (в л/сек)

$$Q_t = Q_0 e^{-\alpha t},$$

где Q_0 — расход подземных вод в начальный момент времени (л/сут);
 t — промежуток времени, отсчитанный от начального (в сутках);
 α — коэффициент истощения (1/сутки). За начальный момент времени принимается начало засушливого периода.

Краевые бассейны платформенных артезианских областей — Русской и Западно-Сибирской примыкают к области артезианских бассейнов и гидрогеологических массивов горного Урала.

Условия формирования подземных вод в сравнении с первой гидрогеологической областью здесь совершенно иные. Подземные воды верхней части гидрогеологического разреза или преимущественно зоны свободного водообмена локализуются в пластах, сложенных породами осадочного происхождения. В геологическом строении Русской платформенной артезианской области принимают участие известняки, доломиты, песчаники, мергели пермского периода. Краевые бассейны Западно-Сибирской артезианской области слагают главным образом мощные толщи песков, песчаников и глин. Для краевых бассейнов платформенных артезианских областей, где реки носят равнинный характер с незначительной врезанностью русел и имеет место пластовое залегание подземных вод, количественную оценку последних целесообразно производить методом Г. Н. Каменского в конечных разностях. Метод конечных разностей применим для участков с имеющейся сетью скважин. Поскольку скважины расположены не везде, но имеются гидрометрические данные, количественную оценку подземного стока следует производить методом генетического расчленения гидрографа рек.

Выводы

1. Территория Промышленного Урала отличается большим разнообразием природных особенностей, что отражается на условиях формирования подземных вод.

2. На территории Промышленного Урала имеются крупные гидрогеологические области, существенно отличающиеся по условиям формирования подземного стока: первая — область артезианских бассейнов и гидрогеологических массивов горного Урала, вторая — Уфимская система бассейнов трещинно-карстовых подземных вод, третья и четвертая — краевые бассейны платформенных артезианских областей — Русской и Западно-Сибирской.

3. В зависимости от природных особенностей и степени изученности в региональной оценке естественных ресурсов подземных вод целесообразно использовать следующие гидрогеологические методы:

а) метод гидродинамического анализа наблюдений колебаний уровня подземных вод Г. Н. Каменского в конечных разностях — для восточных склонов первой гидрогеологической области и краевых бассейнов платформенных артезианских областей — Русской и Западно-Сибирской (третья и четвертая гидрогеологическая области);

б) метод водного баланса — для карстовых районов западных и восточных склонов первой и второй гидрогеологических областей;

в) метод анализа кривых истощения подземных вод (по наблюдениям над расходами родников по способу Буссинеска) — для второй гидрогеологической области;

г) метод Ф. А. Макаренко с применением коэффициента динамичности — для карстового района западного склона первой гидрогеологической области.

4. Из гидролого-гидрогеологических расчетных методов в региональной оценке естественных ресурсов подземных вод Промышленного Урала необходимо принять метод генетического расчленения гидрографа рек, поскольку он сочетает качественные оценки генетических условий формирования стока для данных физико-географических и геологических условий с региональными оценками питания рек по многолетним гидрометрическим наблюдениям.

5. В случае возможности применения гидродинамических методов и методов генетического расчленения гидрографов рек при оценке величины подземного стока необходимо использовать эти методы одновременно, с целью сопоставления и проверки полученных результатов, причем в качестве контрольных необходимо использовать гидродинамические методы (особенно метод Г. Н. Каменского в конечных разностях), поскольку эти методы дают наиболее правильные результаты.

ЛИТЕРАТУРА

1. Альтовский Н. Е., Коноплянцев А. А. Методическое руководство по изучению режима подземных вод. Госгеолтехиздат, М., 1954.
2. Буданов Н. Д. Гидрогеология Урала. Изд-во «Наука», М., 1964.
3. Быков В. Д. Сток рек Урала. Изд-во «Наука», М., 1964.
4. Денисова И. Д. Подземное питание рек Урала. Труды ГГИ, вып. 114, 1964.
5. Каменский Г. Н., Толстихина М. М., Толстихин Н. И. Гидрогеология СССР. Госгеолтехиздат, М., 1959.
6. Куделин Б. И. Принципы региональной оценки естественных ресурсов подземных вод. Изд-во МГУ, 1960.
7. Максимович Г. А. Районирование карста Урала и Приуралья. Доклады IV Всеуральского совещания по физико-географическому районированию Урала, т. I, вып. I, Пермь, 1958.
8. Наливкин Д. В. Геология СССР. Изд-во АН СССР, 1960.
9. Оленев А. М. Урал и Новая Земля. Изд-во «Мысль», М., 1965.
10. Романов Б. М. К вопросу о развитии Уральской палеозойской геосинклинали. Сб. Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала, вып. 6, Свердловск, 1958.
11. Попов О. В. Методы изучения и расчета подземного питания рек. Труды ГГИ, вып. 114, 1964.

12. Силин-Бекчурин А. И. Динамика подземных вод. Изд-во МГУ, 1965.
 13. Соколовский Д. Л. Водные ресурсы рек Промышленного Урала и методика их расчета. Гидрометеиздат, Л., 1943.
 14. Толстихина М. М. Подземные воды и карстовые явления центральной части Уфимского плато. Труды ВГРО, вып. 92, 1932.
 15. Подземный сток на территории СССР. Под ред. проф. Б. И. Куделина. Изд-во МГУ, 1966.
-

Г. Т. ЧЕРМОЖСКАЯ

ИССЛЕДОВАНИЕ НЕКОТОРЫХ ВОПРОСОВ ДИНАМИКИ РЕЧНОГО ПОТОКА, ВТЕКАЮЩЕГО В ВОДОЕМ

Рассматриваются результаты экспериментальных исследований условий растекания потока в спокойном ограниченном водоеме в зависимости от его скоростных и морфологических характеристик при наличии однорукавного устья.

Дается приближенный метод определения ширины транзитного потока.

Изучение изменений гидродинамической структуры речного потока при втекании его в спокойный ограниченный водоем представляет значительный интерес для решения многих практических вопросов. Достаточно отметить такие отрасли, как судоходство, лесосплав, рыбное хозяйство, водоснабжение и водоочистка, развитие которых во многом связано с использованием устьевых участков рек.

Несмотря на это, натурные исследования устьев озерных рек пока еще носят отрывочный, узко-специальный характер, в литературе данные фактических наблюдений почти полностью отсутствуют. Поэтому за последнее время получило развитие экспериментально-теоретическое направление исследований, которое основывается на достижениях инженерной гидравлики в области расчета плана течений потока при растекании его в водоеме. Методика такого расчета была разработана в 1933 г. Н. М. Бернадским [2] применительно к прудам-охладителям. Метод Н. М. Бернадского в применении к речным руслам и нижним бьефам водохранилищ наиболее полное развитие получил в работах А. Б. Караушева [4] и И. И. Леви [5].

Впервые попытка применить теорию турбулентных струй к анализу русловых процессов в устье Миссисиппи была сделана Бейтсом в 1953 г. [8]. Это же направление имеет более поздняя работа В. Н. Михайлова [6], в которой автор дает приближенный метод расчета растекания речного потока на взморье. Отметим, что В. Н. Михайловым используются, рекомендуемые А. Г. Соловьевой [7], коэффициенты сопротивления на границе транзитная струя—водоворот (λ_k). Эти коэффициенты были получены для условий нижних бьефов водохранилищ при

начальных степенях расширения потока $\left(\frac{B}{b_0}\right) < 3$. В опытах В. Н. Михайлова отношение $\frac{B}{b_0}$ изменялось от 10 до 40, поэтому применение коэффициентов λ_k , рекомендуемых А. Г. Соловьевой, не является обоб-

нованным. Кроме того, он принимает этот коэффициент постоянным по длине потока, тогда как опыты А. Г. Соловьевой показали, что он изменяется.

Экспериментальная установка и условия опытов

Экспериментальные исследования были проведены в гидротехнической лаборатории Центрального научно-исследовательского института лесосплава на аэродинамической модели. Аэродинамические модели широко применяются для исследования течений в прудах-охладителях, отстойниках, нижних бьефах водохранилищ, а в последнее время и в устьях рек и на предустьевых взморьях. Метод моделирования безнапорных потоков на напорных моделях широко освещен в литературе [1].

В состав экспериментальной установки входил стол—стенд, на котором была смонтирована модель; высоконапорный вентилятор; небольшой компрессор и «дымарь». Сверху модель покрывалась стеклом, для достижения полной герметизации места соприкосновения стекла и модели тщательно промазывались пластилином. Поток воздуха на модели создавался с помощью высоконапорного вентилятора, соединенного с выходной частью модели армированным шлангом диаметром 50 мм. Расход подаваемого воздуха измерялся с помощью мерных диафрагм, установленных в шланге. Для изучения направления течений применялось окрашивание струй воздуха дымом, который подавался из «дымаря» к устьевой части модели. Движение окрашенных струй фиксировалось на стекле с помощью белой гуаши и фотографировалось. Скорости воздушного потока измерялись специальным гидрометрическим зондом, вводимым внутрь модели через отверстия, просверленные в заранее отмеченных местах. Размеры водоприемного бассейна в плане $360 \times 94 \text{ см}^2$, глубина его 5,5 см и длина устьевого участка 60 см оставались постоянными для всех опытов. Модель была выполнена из строганных досок и окрашена черной гуашью. Опыты были проведены при трех степенях расширения потока

$$\frac{B}{b_0} = 9, 19, 31,$$

где B — ширина водоема;

b_0 — ширина русла речного потока в устьевом створе.

Средние скорости в устьевом створе изменялись от 1 до 7 м/сек.

Характеристика речного потока при расширении его в водоеме

Отличительным признаком расширения речного потока в ограниченном пространстве является образование водоворотных зон. Линия раздела водоворотных зон и транзитного потока характеризуется наличием значительных поперечных градиентов скорости, которые являются причиной образования здесь крупных завихрений. Часть этих завихрений проникает в транзитный поток и уносится вместе с ним. При этом возникает встречное движение масс из транзитного потока в водоворотную область и происходит перемешивание масс транзитного потока и водоворота. В результате массообмена скорости в крайних струях транзитного потока уменьшаются, в струях водоворота увеличиваются. Поэтому поперечные градиенты скорости уменьшаются, что приводит в свою очередь к ослаблению интенсивности массообмена.

Опыты показывают, что при симметричном расположении устья потока относительно берегов водоема он обычно отклоняется к одному из берегов, образуя по бокам водоворотные зоны различной длины. Причем отклонение потока в ту или другую сторону равновероятно. Это явление можно объяснить следующим образом. Движение транзитной струи в среде той же плотности связано с образованием неустойчивых поверхностей раздела, которые и могут служить причиной первоначального незначительного отклонения потока, которое приводит к возникновению разности давлений в водоворотных областях, образующихся по бокам потока. Наличие разности давлений в свою очередь является причиной устойчивости асимметричной схемы расширения струи. При такой схеме поступающий в водоем поток сначала движется между двумя водоворотными зонами, преодолевая сопротивление сил трения по дну и испытывая энергетическое влияние водоворотов. Эти условия сохраняются до конца малой водоворотной зоны (рис. 1). В конце малой водоворотной зоны поток примыкает к борту модели и до створа полного расширения движется, испытывая сопротивление со стороны дна, борта модели и влияние большой водоворотной зоны.

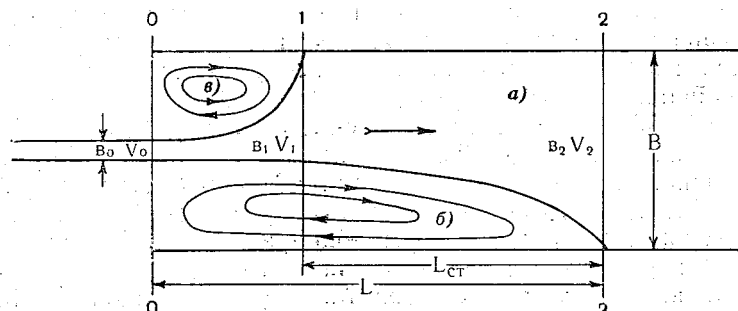


Рис. 1. Расширение транзитного потока в ограниченном водоеме:
а — транзитный поток; б — большая водоворотная зона; в — малая водоворотная зона.

Из анализа опытных данных, относящихся к определению размеров транзитного потока, следует, что увеличение его ширины вниз по течению зависит от отношения $\frac{B}{b_0}$. Изменение начальной скорости (v_0) при прочих равных условиях на расширение транзитного потока влияния не оказывает.

Исследование поля скоростей на участке расширения

Исследование поля скоростей потока, втекающего в водоем, показало, что уменьшение средних и максимальных скоростей вдоль транзитного потока более интенсивно происходит на начальном участке расширения. Эпюры распределения скоростей по живому сечению потока на первом участке (от устьевого створа до конца малой водоворотной зоны) близки к симметричным. На втором участке (от конца малой водоворотной зоны до конца большой водоворотной зоны) максимум скорости перемещается к борту модели. Эта асимметрия постепенно исчезает только на некотором расстоянии от конца большой водоворотной зоны. Измерения скоростей показали, что средние скорости

в прямой ветви малой водоворотной зоны составляют 30—40% от средних скоростей в транзитном потоке. Для большой водоворотной зоны это соотношение равно 20—30%.

Изменение энергии транзитного потока на участке расширения

Уклоны водной поверхности на участке предустьевого взморья, как правило, невелики, и влияние силы тяжести на движение речной струи незначительно, поэтому поток, втекающий в водоем, можно считать инерционным. Обладая в устьевом створе запасом кинетической энергии, речной поток по мере своего продвижения вглубь водоема расходует ее избыток на преодоление сопротивления дна и стенки водоема, а также передает часть энергии окружающим его водоворотам.

Определим потери энергии на участке полного расширения потока (рис. 1).

В створе 0—0 запас кинетической энергии потока равен

$$\mathcal{E}_0 = \rho Q_0 \frac{\alpha_0 v_0^3}{2} \quad (1)$$

В створе 2—2

$$\mathcal{E}_2 = \rho Q_2 \frac{\alpha_2 v_2^3}{2} \quad (2)$$

где ρ — удельная плотность воздуха,

$Q_0 = Q_2$ — расход в транзитной струе, постоянный по длине,

V_0, V_2 — средние по ширине скорости транзитного потока соответственно в створах 0—0 и 2—2,

α_0, α_2 — коэффициенты неравномерности распределения скоростей принимаются постоянными по длине и равными 1,0.

Таким образом, потери энергии на участке полного расширения равняются

$$\Delta \mathcal{E} = \mathcal{E}_0 - \mathcal{E}_2 = \rho Q_0 \frac{v_0^3 - v_2^3}{2} \quad (3)$$

Определим количество энергии, расходуемое транзитным потоком на преодоление силы трения по дну на участке полного расширения.

$$\mathcal{E}_{\text{дн}} = \rho \lambda_{\text{дн}} \frac{v_{\text{ср}}^3}{2} L b_{\text{ср}} \quad (4)$$

$$b_{\text{ср}} = \frac{b_0 + b_2}{2},$$

$$v_{\text{ср}} = \frac{v_0 + v_2}{2},$$

где L — длина участка полного расширения,

$\lambda_{\text{дн}}$ — коэффициент сопротивления дна.

$$\lambda_{\text{дн}} = \frac{2g}{C_0^2}, \quad (5)$$

здесь C_0 — коэффициент Шези был вычислен по формуле Маннинга

$$C = \frac{1}{n} R^{1/6},$$

где n принималось равным 0,010.

Подставляя значение $\lambda_{\text{дн}}$ в формулу (4), получаем

$$\mathcal{E}_{\text{дн}} = \frac{\gamma}{C_0^2} v_{\text{ср}}^3 \cdot L \cdot b_{\text{ср}}. \quad (6)$$

Потери энергии на преодоление сопротивления трения о борт водоема определяются по формуле

$$\mathcal{E}_{\text{ст}} = \frac{\gamma}{C_{\text{ст}}^2} \cdot v_{\text{ср}}^3 \cdot L_{\text{ст}} \cdot h, \quad (7)$$

где h — глубина водоема, постоянная на всем участке расширения,

$L_{\text{ст}}$ — длина стенки, омываемой потоком на участке расширения,

$C_{\text{ст}}$ — коэффициент Шези для стенки принимался равным C_0 ,

$$v_{\text{ср}} = \frac{v_1 + v_2}{2}.$$

Количество энергии, расходуемое транзитным потоком на поддержание движения масс в обеих водоворотных зонах на всем участке расширения, равно

$$\mathcal{E}_{\text{вод}} = \Delta \mathcal{E} - \mathcal{E}_{\text{дн}} - \mathcal{E}_{\text{ст}}. \quad (8)$$

В дальнейших расчетах $\mathcal{E}_{\text{ст}}$ не учитывалось, так как ее значение не превышает 10—15% от величины $\mathcal{E}_{\text{дн}}$.

Используя полученные в опытах данные о величинах скоростей в водоворотных зонах, определяем работу большого и малого водоворота по формуле, рекомендуемой Н. М. Бернадским [2],

$$A_0 = \frac{C_0^2}{22000} v_k^3 h_c^2 [e^{-3jk} + 3jk - 1], \quad (9)$$

$$\text{где } j = \frac{4g}{C_0^2 h_c},$$

R — значение радиуса внешнего кольца водоворота,

v_k — средняя скорость кольца водоворота,

h_c — глубина в водовороте принимается постоянной,

C_0 — коэффициент Шези,

g — ускорение силы тяжести.

Результаты вычислений, сведенные в табл. 1, показывают, что количество энергии, передаваемое транзитным потокам в водоворотные зоны, целиком расходуется на обеспечение вращения масс внутри водоворотов.

Таблица 1

№ опытов	Условия опытов		Опытные данные				По формуле Н. М. Бернадского	$\Delta \%$
	v_0 м/сек	$\frac{B}{b_0}$	$\Delta \mathcal{E}$	$\mathcal{E}_{\text{дн}}$	$\mathcal{E}_{\text{вод}}$	$\frac{\mathcal{E}_{\text{дн}}}{\mathcal{E}_{\text{вод}}} \%$		
14	7,1	19	0,640	0,049	0,591	8	0,536	+ 9
15	5,0	19	0,232	0,026	0,206	13	0,247	-20
12	3,5	9	0,160	0,010	0,150	7	0,162	- 8

Результаты опытов показывают, что при $\frac{b_0}{H} \leq 2$ потери энергии в транзитном потоке определяются в основном влиянием водоворотных зон. Согласно исследованиям А. В. Безизвестных, Г. В. Восрожела, А. Г. Соловьевой и др., с увеличением значения $\frac{b_0}{H}$ возрастает роль сил трения о дно, а влияние водоворотных зон значительно ослабевает.

В работе Н. М. Бернадского [2] распределение потерь энергии за счет водоворотных зон принимается равномерным вдоль всего участка расширения потока. Следует, однако, отметить, что эти потери сосредоточиваются в основном в начале участка расширения. Это объясняется наличием здесь больших поперечных градиентов скоростей, которые вызывают интенсивный массообмен между транзитным потоком и водоворотной зоной.

Приближенное вычисление ширины транзитного потока

Для определения ширины транзитного потока воспользуемся законом расширения струи, выведенным Н. М. Бернадским [2] путем совместного решения уравнения динамического равновесия сил и условия неразрывности для всего транзитного потока.

$$b = b_0 \cdot e^{\frac{g}{v^2} \left(\frac{S_x}{\gamma} + J \right) x}, \quad (10)$$

где x — длина расчетного участка,

b_0, b — соответственно ширины транзитного потока в начальном и конечном створах расчетного участка,

v — скорость средняя по длине расчетного участка,

J — средний продольный уклон, который может быть принят равным 0, так как при больших степенях расширения потока равновесие в нем достигается не за счет изменения уклона свободной поверхности, а путем изменения сил инерции, регулируемого расширением потока.

$$S_x = S'_x + S''_x, \quad (11)$$

где S'_x — удельное сопротивление, определяемое шероховатостью дна,
 S''_x — удельное сопротивление, определяемое энергетическим влиянием водоворотов.

$$S'_x = \frac{\Theta_{\text{дн}}}{Q_0 L} \quad (12)$$

или, подставляя значение $\Theta_{\text{дн}}$ из формулы (6)

$$S'_x = \frac{\gamma}{C_0^2} \cdot \frac{v_{\text{ср}}^3 b_{\text{ср}} L}{b_0 h v_0 L}.$$

Учитывая, что $v_{\text{ср}} b_{\text{ср}} h = v_0 b_0 h$ по условию неразрывности и h постоянна на расчетном участке, получим

$$S'_x = \frac{\gamma}{C_0^2} \cdot \frac{v_{\text{ср}}^2}{h}, \quad (13)$$

$$S''_x = \frac{\Theta_{\text{вод}}}{Q_0 L}. \quad (14)$$

Для определения S''_x рассмотрим изменение отношения

$$\frac{\Theta_{\text{вод}}}{\Theta_{\text{дн}}} = n \quad (15)$$

на участке полного расширения потока.

Анализируя график (рис. 2) отметим, что при постоянной шероховатости дна и глубине изменение n на участке расширения зависит не от начальной скорости потока, а от степени его расширения.

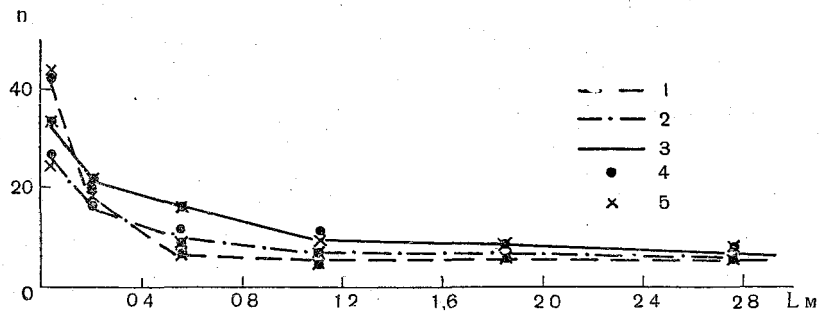


Рис. 2. Изменение величины $n = \frac{\Theta_{\text{вод}}}{\Theta_{\text{дн}}}$ на участке полного расширения потока:

$$1 - \frac{B}{b_0} = 3^1; \quad 2 - \frac{B}{b_0} = 19; \quad 3 - \frac{B}{b_0} = 9; \quad 4 - V_0 = 5 \text{ м/сек}; \quad 5 - V_0 = 3 \text{ м/сек}$$

На участке от устьевого створа до конца малой водоворотной зоны зависимость $n = f\left(\frac{L}{b_0}\right)$ может быть в аналитическом виде представлена формулой

$$n = A \left(\frac{L}{b_0} \right)^B. \quad (16)$$

Коэффициенты A и B , определенные для трех степеней расширения потока, приведены в табл. 2.

Таблица 2

$\frac{B}{b_0}$	A	B
9	26	-0,22
19	27	-0,25
31	56	-0,50

На участке от конца малой водоворотной зоны до конца большой водоворотной зоны зависимость $n = f\left(\frac{L}{b_0}\right)$ приближается к прямой и может быть принята равной 6 для всех трех случаев.

Возвращаясь к формуле (15), запишем

$$\mathfrak{D}_{\text{вод}} = n \cdot \mathfrak{D}_{\text{дн}} \quad (17)$$

или с учетом (12) и (14)

$$S_x'' = n S_x'. \quad (18)$$

Подставляя в формулу (11) значения S_x и S_x'' из формулы (13) и (18), получаем

$$S_x = \frac{\gamma}{C_0^2} \frac{v^2}{h} (1 + n). \quad (19)$$

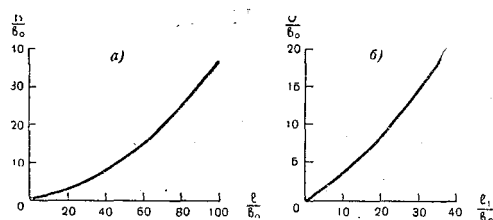


Рис. 3. Графики для определения длины большой водоворотной зоны (а) и малой водоворотной зоны (б), $\delta = \frac{B - b_0}{b_0}$

Длина малой и большой водоворотных зон, необходимая для определения величины n , может быть найдена по графику (рис. 3 а, б) [3]. Подставив в формулу (10) значение S_x по формуле (19) и учитывая, что $I = 0$, получим зависимость для определения ширины транзитного потока

$$b = b_0 e^{\frac{g}{C_0^2 h} (1 + n)} \quad (20)$$

Сравнение результатов расчета ширины транзитного потока по формуле (20) с данными, полученными в опыте, представлены на рис. 4. Ошибка при расчете не превышает 15%, что можно считать удовлетворительным.

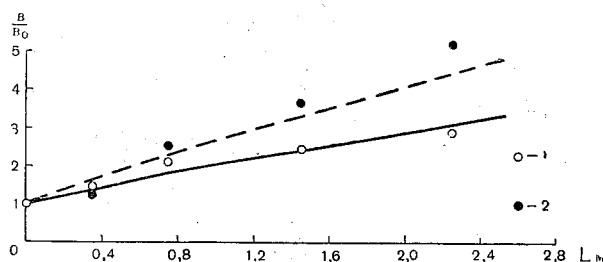


Рис. 4. Изменение ширины транзитного потока на участке полного расширения при $V_0 = 5$ м/сек:

1 — при $\frac{B}{b_0} = 19$: — по расчету; ○ — по опытам; 2 — при $\frac{B}{b_0} = 9$: - - - по расчету; ● — по опытам

Выводы

1. Для речного потока, втекающего в спокойный ограниченный водоем, характерна асимметричная схема расширения.
2. Ширина транзитного потока не зависит от скоростных характеристик его в устьевом створе, а при прочих равных условиях (шероховатости и глубине) определяется соотношением ширины потока в устьевом створе и ширины водоема.
3. Ширина транзитного потока в первом приближении может быть рассчитана по формуле (20). Для уточнения формулы (20) и возможности ее применения при других соотношениях $\frac{b_0}{B}$ и $\frac{b_0}{H}$ необходимо значительно расширить диапазон исследований. Кроме того, необходимо выяснить влияние шероховатости дна и глубины водоема на величину n .

ЛИТЕРАТУРА

1. Аверкиев А. Г. Методика исследований безнапорных потоков на напорных моделях. ВНИИГ. Техническая информация. Госэнергоиздат, Л., 1957.
2. Бернадский М. Н. Теория турбулентного потока и ее применение к построению течений в открытых водоемах. Материалы по гидрологии, гидрогеографии и водным силам СССР, вып. XX, 1933.
3. Вострожел Г. В. Методика построения плана течения в прямоугольном вытянутом бассейне. Изв. ВНИИГ, т. 68, 1961.
4. Караушев А. В. Проблемы динамики естественных водных потоков, Гидрометеоздат, Л., 1960.
5. Леви И. И. Движение речных потоков в нижних бьефах гидротехнических сооружений. Госэнергоиздат, М.—Л., 1955.
6. Михайлов В. Н. Динамика речной струи, втекающей в водоем. Труды ГОИН, вып. 45, 1959.
7. Соловьева Г. А. Экспериментальные исследования планового решения потока при наличии водоворотных зон. Изв. ВНИИГ, т. 46, 1951.
8. Bates Ch. C. Rational theory of delta of formation. Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists, vol. 37, 9, 1953.

Г. Т. ЧЕРМОЖСКАЯ

ВЛИЯНИЕ МНОГРУКАВНОСТИ ДЕЛЬТЫ НА ДИНАМИКУ РЕЧНОГО ПОТОКА НА ПРОСТРАНСТВЕ ПРЕДУСТЬЕВОГО ВЗМОРЬЯ

Приводятся некоторые результаты экспериментальных исследований динамики речного потока на пространстве предустьевого взморья при наличии развитой многорукавной дельты. Рассматривается вопрос о дополнительных потерях энергии на соединении отдельных устьевых потоков.

Исследования динамики речного потока на предустьевом взморье до сих пор ограничивались рассмотрением случаев однорукавного устья. Известно, однако, что большинство рек имеет развитые многорукавные дельты. Поэтому представляет значительный интерес изучение условий движения речного потока на пространстве предустьевого взморья при наличии нескольких устьевых рукавов. Ниже излагаются некоторые результаты экспериментальных исследований динамики потока на взморье при условии двух- и трехрукавной дельты и сравнения их с данными опытов по втеканию потока в водоем при однорукавном устье.

Эксперименты были проведены на аэродинамической модели. Методика опытов и описание модели изложены в предыдущей работе автора [4]. В схеме двухрукавной дельты ширина устьевых рукавов (b_0) была равна 5 см, расстояние между ними (σ) равнялось 5 см, 10 см, 15 см. В схеме трехрукавной дельты $b_0 = 4$ см, $\delta = 8$ см. Глубина водоема и устьевых рукавов оставалась постоянной и равной 5,5 см. Размеры водоема в плане равнялись 94×360 см². Скорости в устьевых рукавах изменялись от 1 до 5 м/сек.

Проведенные исследования позволили установить, что общая кинематическая картина расширения речного потока на предустьевом взморье при наличии двух- или трехрукавной дельты аналогична расширению потока при условии однорукавной дельты, но имеет некоторые особенности. Например, схема расширения имеет более плавный и симметричный характер, особенно при трехрукавной дельте. Однако наиболее важным явлением представляется слияние устьевых потоков, которое происходит на некотором расстоянии от устьевого створа. От устьевого створа до места слияния потоки разделены водоворотными

зонами (рис. 1). Длина этих зон (l) увеличивается с увеличением расстояния между устьевыми рукавами (при $\sigma = 5$ см, $l = 12$ см; при $\sigma = 10$ см, $l = 40$ см) и с увеличением начальной скорости устьевых потоков (при $v_0 = 1$ м/сек, $l = 25$ см; при $v_0 = 3$ м/сек, $l = 40$ см). Водоворотные зоны являются областями пониженного давления, поэтому донные струи направляются во внутрь их, что приводит к отложению

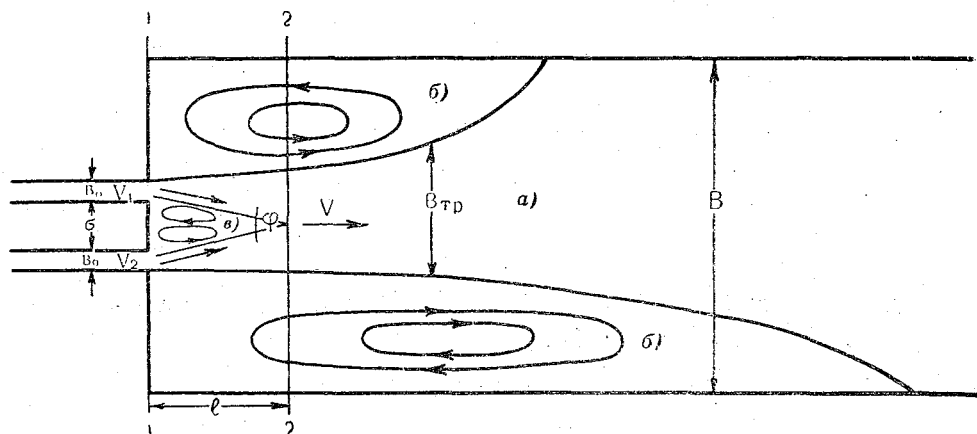


Рис. 1. Расширение транзитного потока на пространстве предустьевого взморья при наличии двухрукавной дельты:

a — транзитный поток; $б$ — боковые водоворотные зоны; $в$ — средняя водоворотная зона

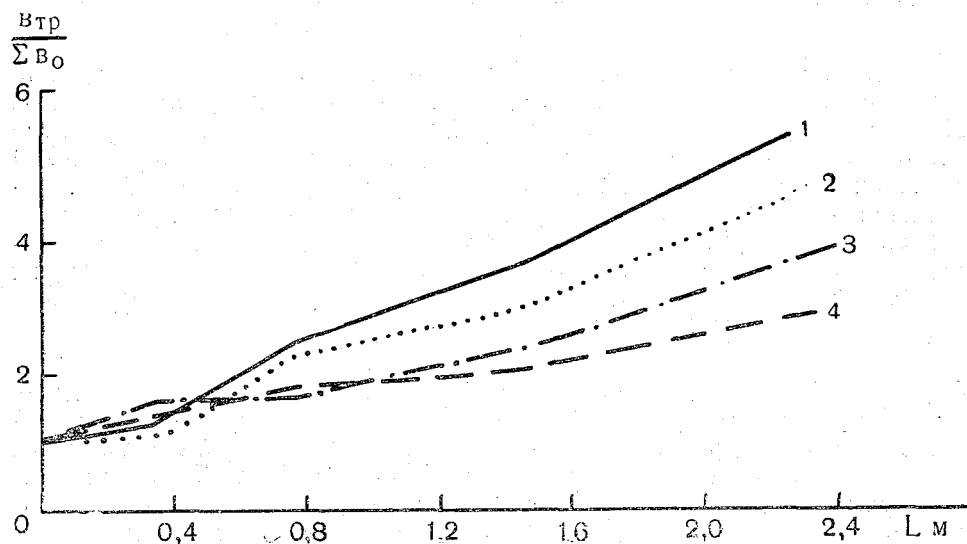


Рис. 2. Изменение ширины транзитного потока на пространстве предустьевого взморья $V_0 = 3,5$ м/сек:

1 — $\sigma = 0$; 2 — $\sigma = 5$ см; 3 — $\sigma = 10$ см; 4 — $\sigma = 15$ см

здесь донных и влекомых наносов и продвижению межукавных частей дельты в сторону моря. В пределах предустьевого взморья увеличение ширины транзитного потока, при условии многорукавной дельты, происходит несколько медленнее, чем при однорукавном устье и зависит при прочих равных условиях от расстояния между устьевыми рукавами на урзе дельты (рис. 2).

Слияние устьевых потоков за водоворотными зонами сопровождается потерями энергии [1, 3]. Существует теорема, согласно которой эти потери равны сумме живых сил потерянных скоростей отдельных потоков [2].

$$h_{w_{сл}} = \frac{1}{2g} \sum \frac{m_i}{M} (v - v_i)^2, \quad (1)$$

где $h_{w_{сл}}$ — потери энергии на слияние потоков,

m_i — секундная масса потока, обладающая скоростью v_i ,

M — суммарная секундная масса потока, обладающая скоростью v ,

g — ускорение силы тяжести.

Применяя эту теорему для случая слияния двух потоков в открытом водоеме, следует учесть, что направление скоростей устьевых потоков (v_1, v_2) не совпадает с направлением движения суммарного потока, поэтому в расчет должны быть введены их проекции (рис. 1)

$$v_1 \cdot \cos \frac{\varphi}{2}, \quad v_2 \cdot \cos \frac{\varphi}{2},$$

где φ — угол слияния устьевых потоков.

Принимая во внимание, что $m_i = \rho q_i$ и $M = \rho Q_0$, напомним уравнение потерь энергии на слияние двух потоков в виде

$$h_{w_{сл}} = \frac{1}{2g} \left[\frac{\rho q_1}{\rho Q_0} \left(v - v_1 \cdot \cos \frac{\varphi}{2} \right)^2 + \frac{\rho q_2}{\rho Q_0} \left(v - v_2 \cdot \cos \frac{\varphi}{2} \right)^2 \right], \quad (2)$$

где q_1, q_2 — расходы устьевых потоков,

Q_0 — суммарный расход транзитного потока,

ρ — удельная плотность воздуха.

Так как по условиям опытов $q_1 = q_2 = \frac{Q_0}{2}$; $v_1 = v_2 = v_0$, уравнение (2) можно переписать в виде

$$h_{w_{сл}} = \frac{1}{2g} \left(v - v_0 \cdot \cos \frac{\varphi}{2} \right)^2. \quad (3)$$

Таким образом, потери энергии на слияние потоков уменьшаются с уменьшением значения угла φ . Величина угла φ зависит от размеров водоворотной зоны, которые, как было отмечено, определяются начальной скоростью устьевых потоков и расстоянием между ними.

Полные потери энергии на участке от устьевого створа до места слияния потоков будут равны

$$h_w = h_{w_{тр}} + h_{w_{вод}} + h_{w_{сл}}, \quad (4)$$

где h_w — полные потери энергии,

$h_{w_{тр}}$ — потери энергии на трение о дно,

$h_{w_{вод}}$ — потери энергии, определяемые энергетическим влиянием водоворотов,

$h_{w_{сл}}$ — потери энергии на слияние потоков.

Отсюда следует, что расширение речного потока на предустьевом взморье при условии многорукавной дельты связано с дополнительными потерями энергии на слияние отдельных устьевых потоков.

Величина этих потерь достигает, по данным опытов, 15—40% от общих потерь энергии в транзитном потоке и зависит от начальной скорости устьевых потоков и расстояния между ними на урезе дельты.

ЛИТЕРАТУРА

1. Милевич А. Я. Теория деления и соединения потоков жидкости. Изд-во Минречфлота, М., 1947.
2. Мостков М. А. Прикладная гидромеханика. Госэнергоиздат. М.—Л., 1963.
3. Самойлов И. В. Устья рек. Географиз, М., 1952.
4. Черможская Г. Т. Исследование некоторых вопросов динамики речного потока, втекающего в водоем. См. наст. сб.



Н. В. КОРДУКОВА

К ВОПРОСУ О РАСЧЕТЕ УРОВНЕЙ БОЛОТНЫХ ВОД, ФИЛЬТРАЦИОННОГО СТОКА И ИЗМЕНЕНИЙ ВЛАГОЗАПАСОВ

Излагаются теоретические основы методики расчета уровней болотных вод, фильтрационного стока и изменения влагозапасов в деятельном слое верхового болотного микроландшафта за любой период.

Методика разработана на основе общего уравнения для уровня болотных вод и гидроморфометрических зависимостей, разработанных сотрудниками ГГИ К. Е. Ивановым, В. В. Романовым, С. М. Новиковым, и требует в качестве исходных данных температуру и влажность воздуха, измеренные в психометрической будке, а также осадки.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Применение обычных гидрометрических методов учета стока с болот значительно ограничено, а подчас и совершенно не применимо из-за малых скоростей на болотных водотоках, широких пойм и сильно зарастающих в летний период русел.

Кроме того, зачастую сброс болотных вод происходит не через водотоки, а непосредственно путем фильтрации. В этих случаях распространенные гидрометрические методы вообще не применимы.

Необходимо отметить, что роль гидрографической сети в стоке с болота ограничивается количеством несвязанной воды, составляющей, согласно К. К. Иванову [3], всего около 5% от общего количества воды, заключенной в торфяном массиве верхового типа.

Таким образом, при изучении стока с болотных массивов методы речной гидрометрии могут играть лишь вспомогательную роль.

Сток и его отдельные фазы, испарение и изменение влагозапасов в болотах могут быть рассчитаны на основе данных о ландшафтном строении болот и гидроморфометрических зависимостей, разработанных К. Е. Ивановым, В. В. Романовым и др. [2, 3, 12].

Эти расчеты могут быть произведены лишь при наличии данных о ходе уровней болотных вод. Однако такие данные немногочисленны и имеют малую продолжительность наблюдений (в пределах до 20 лет).

Последние работы С. М. Новикова [7—9] и А. Р. Константинова [4, 5] позволяют подойти к решению проблемы водного баланса болот без наличия наблюдений за уровнем.

Некоторые дополнительные замечания относительно расчета уровней болотных вод на основе уравнения С. М. Новикова

Величина стока за период меньше года для замкнутого переувлажненного участка может быть выражена из уравнения водного баланса

$$f = O - E - \Delta W, \quad (1)$$

где f — сток,
 E — испарение,
 O — осадки,

ΔW — изменение влагозапасов за взятый промежуток времени.

Величина ΔW для условий болот определяется из уравнения [12]

$$\Delta W = g \cdot \Delta z, \quad (2)$$

где g — коэффициент водоотдачи в долях от единицы,
 Δz — изменение уровня грунтовой воды.

Величина ΔW может быть выражена также как разность начальных и конечных запасов влаги для расчетного периода

$$\Delta W = W_1 - W_2. \quad (3)$$

Характер изменения влажности в различного типа болотных микроландшафтов нельзя отделить от процесса испарения с поверхности болот, характеризующегося тремя стадиями в зависимости от количества влаги в почве, т. е. от влажности почвы.

При условиях оптимального испарения суммарное испарение мало зависит от вида растений (А. М. Алпатов 1954 г., М. И. Будыко 1956 г., А. Р. Константинов 1963 г., Пенмен 1949, 1956 гг.). В этом случае величина суммарного испарения определяется в основном продолжительностью периода вегетации и метеорологическими условиями.

Верхний предел оптимального влагосодержания (В. С. Мезенцев [13]) называется наименьшей влагоемкостью и располагается между первым и вторым критическими влагосодержаниями. Величины последних являются характерными в схеме процесса испарения, разделяя его на три стадии.

Условия первой стадии процесса испарения ($\omega \geq \omega_{1\text{кр}}$ и $E = E_0$), выдерживаются до тех пор, пока зеркало капиллярных вод находится в пределах корнеобитаемого слоя растений, т. е. пока влажность почвы составляет в общем случае 70—80% от полной влагоемкости.

При наличии мохового очеса, характерного для болот лесной зоны, высота капиллярного поднятия всего 15—25 см. При уровнях ниже этих пределов капиллярная увлажненность поверхности мха быстро падает и величина испарения становится меньше испаряемости ($E < E_0$).

Наступает вторая стадия испарения, характеризующаяся состоянием, при котором капиллярный подток уже не заполняет всех пор, потому влажность почвы уменьшается ($\omega < \omega_{\text{кр}}$).

Для случая, когда $\omega < \omega_{\text{кр}}$ и $E < E_0$, М. И. Будыко [1] предлагает формулу, связывающую испарения с влажностью почвы,

$$E = E_0 \frac{\omega_1 + \omega_2}{2\omega_{\text{кр}}}, \quad (4)$$

где символы имеют прежние значения.

Подставляя в уравнение (1) формулы (2), (3) и (4), получим

$$f = O - E_0 \cdot \frac{\omega_1}{\omega_{кр}} - g \cdot \Delta z \left(1 - \frac{E_0}{2\omega_{кр}} \right). \quad (5)$$

Если учесть, что величина E_0 может быть выражена как

$$E_0 = \frac{R}{L}, \quad (6)$$

где R — радиационный баланс, соответствующий условиям достаточного увлажнения деятельной поверхности, что характерно для болот;

L — скрытая теплота испарения, равная 0,6 ккал/г, то формула (5) примет вид

$$f = O - \frac{\omega_1}{\omega_{кр}} \cdot \frac{R}{L} - \Delta z \cdot g \left(1 - \frac{1}{2\omega_{кр}} \cdot \frac{R}{L} \right). \quad (7)$$

Для условий болот К. Е. Иванов [3] выделяет одно критическое влагосодержание ($\omega_{2кр}$), являющееся критическим для транспирации растительности на поверхности болота. Однако $\omega_{2кр}$ соответствует количеству влаги в поверхностных слоях торфа, которое может быть связано с твердой фазой в виде твердого раствора.

Для условий моховых болот, в соответствии с данными А. В. Ромашова [12], вторая стадия в процессе испарения, заключенная между $\omega_{1кр}$ и $\omega_{2кр}$, определяется падением уровня от поверхности болота до границы деятельного и инертного горизонтов.

Отсюда ясно, что и первое и второе критические влагосодержания являются характерными и в процессе общего стока с болота, поскольку, как только влажность болотных почв становится равной первому критическому влагосодержанию, прекращается поверхностный сток, а при наступлении второго критического влагосодержания прекращается и сток фильтрационный. Последнее подтверждает и распределение коэффициентов фильтрации на глубине деятельного слоя [2, 3, 12].

Итак, формула (7) может быть применена для расчетов лишь при колебаниях уровней в пределах деятельного горизонта болота.

Из общей формулы уровня грунтовых вод на болоте, выведенной С. М. Новиковым [8] из уравнения водного баланса, и упомянутых выше гидроморфометрических зависимостей, разработанных К. Е. Ивановым, может быть получена величина Δz в уравнении (7)

$$\Delta z = \frac{O}{g} [1 - \sqrt[3]{1 - r'}] + \frac{4y_{\max} \cdot A}{g \cdot r_n^2 (1 - m)} [(z + 1)^{1-m} - (z_0 + 1)^{1-m}], \quad (8)$$

где r' — альбедо,

$y_{\max}$ — среднее превышение наивысшей точки массива над его границами,

A и m — постоянные коэффициенты, характеризующие данный тип болотного микроландшафта [3],

¹ Величина испаряемости E_0 может заметно превосходить величину $\frac{R}{L}$ лишь в условиях сухого климата, когда на увлажненном участке создаются значительные контрасты в режиме температуры и влажности. Однако такое явление будет иметь большое значение только при условии малых размеров увлажненных поверхностей (не более нескольких сот квадратных километров) [1].

r_n — приведенный радиус болотного массива, равный $r_n = \sqrt{\frac{\Omega}{A}}$,
 здесь Ω — площадь массива,
 z — уровень болотных вод,
 z_0 — толщина деятельного слоя,
 ν — индекс сухости равен

$$\frac{\sum (Q + q)_n}{O},$$

где O — осадки за год,
 $\sum (Q + q)_n$ — тепло за теплый период,
 β — коэффициент, зависящий от положения болотных вод от
 носительно мохового покрова.

Коэффициент β , выраженный из соотношения С. М. Новикова [7]
 для испарения, имеет вид

$$\beta = \frac{E}{S_p}, \quad (9)$$

где S_p — поглощенная радиация, равная сумме величины радиацион-
 ного баланса и эффективного излучения,
 E — количество тепла, затраченное на испарение

$$E = \frac{R - P_r - Q}{L}. \quad (10)$$

Тогда

$$\beta = \frac{R - P_r - Q}{L(R + E_{эф})}, \quad (11)$$

так как

$$S_p = R + E_{эф}. \quad (12)$$

Величины R , $E_{эф}$, P_r и Q — радиационный баланс, эффективное из-
 лучение, турбулентный теплообмен и теплообмен в почве в $\text{кал/см}^2 \text{сутки}$
 Решая уравнение (7) относительно Δz , получим

$$\Delta z = \left(2\omega_1 - E \cdot \frac{2\omega_{кр} \cdot L}{R} \right) \cdot \frac{1}{g}. \quad (13)$$

Затем, если вместо левой части уравнения (13) подставить урав-
 нение (8) и решить новое равенство относительно z , то получим

$$z = \left\{ (z_0 + 1)^{1-m} + \frac{r_n^2 (1-m)}{4y_{\max} \cdot A} \left\{ 2\omega_1 - E \times \right. \right. \\ \left. \left. \times \frac{2\omega_{кр} \cdot L}{R} - O[1 - \nu\beta(1 - z')] \right\} \right\}^{\frac{1}{1-m}} - 1. \quad (14)$$

Согласно работе [2] К. Е. Иванова, отношение

$$\frac{r_n^2}{4 y_{\max}} = \frac{M}{b}, \quad (15)$$

где b — модуль стока в рассматриваемом слое болотного микроландшафта,

M — модуль проточности, характеризующий водопропускную способность деятельного слоя, равный $\frac{q}{i}$ (q — действительный

расход, стекающий по деятельному слою,

i — уклон поверхности болота).

Отношение (15) является постоянной характеристикой для всего болотного массива.

Из выражения для действительного расхода, стекающего по деятельному слою от уровня болотных вод, для случая

$$m \neq 1^*,$$

$$q = \frac{i \cdot A}{1-m} \cdot [(z_0 + 1)^{1-m} - (z + 1)^{1-m}] \quad (16)$$

можно получить выражение

$$\frac{1-m}{A} = \frac{(z_0 + 1)^{1-m} - (z + 1)^{1-m}}{M}. \quad (16a)$$

Подставим (15) и (16a) в уравнение (14)

$$b = E \cdot \frac{2 \omega_{кр} \cdot L}{R} - 2 \omega_1 + O \cdot [1 - \nu \beta (1 - r')]. \quad (17)$$

При условии $z = 0$, т. е. когда уровни болотных вод стоят на поверхности мохового покрова,

$$\omega = \omega_{кр} \text{ и } E = E_0,$$

тогда

$$b = b_{\max}.$$

Из уравнения (17)

$$b_{\max} = O \cdot [1 - \nu \beta (1 - z')]. \quad (18)$$

Если считать в качестве нулевой поверхности болота поверхность мохового очеса, то условие $E = E_0$, как было указано выше, будет поддерживаться не только при $z = 0$, но и при уровнях, капиллярная кайма которых будет достигать корнеобитаемого слоя растений. Ниже этих уровней $E \neq E_0$.

Следовательно, при расчетах должна быть определенная дифференциация исходных условий.

Подобная же дифференциация требуется и при выборе коэффициентов A и m , ибо они различны для условий фильтрационного и полуфильтрационного стока.

* Случай $m = 1$ может быть рассмотрен аналогично.

Практически исполнить это не представляется возможным, поскольку в деятельном слое условия фильтрационного стока преобладают при расчетах по микроландштафтам, предлагается выбирать фильтрационные коэффициенты, не выделяя те 5—10 см от поверхности, соответствующие условиям полуфильтрационного стока (16).

Если в качестве допустимых ошибок расчета рассматривать среднюю и максимальную разницу показаний скважин, расположенных в одном микроландштафте, то средняя разница окажется равной ± 10 см, а максимальная ± 14 см. Исходя из последнего, та и другая дифференциация вместе для моховых микроландштафтов даст поправку, находящуюся в пределах точности расчета.

Таким образом, не дифференцируя условия расчета, мы как бы переносим нулевую плоскость ниже истинной на ширину максимально возможной капиллярной каймы.

Уже незначительное понижение уровня относительно этой плоскости нарушает равенство $E = E_0$, характерное для $z \geq 0$.

Если учесть, что точность отсчетов уровней в скважинах 1 см, то возможно допустить, что при $z \approx 0$ $E \neq E_0$. Тогда можно найти величину $\omega_{1\text{кр}}$ из уравнения (14), которая в этом случае равна влагоемкости деятельного слоя

$$\omega_{1\text{кр}} = \frac{R}{2(P_T + Q)} \cdot \left\{ \frac{4y_{\max} \cdot A}{r_n^2(1-m)} \cdot [1 - (z_0 + 1)^{1-m}] + O \cdot [1 - \nu\beta(1-r')] \right\}. \quad (19)$$

Для случая $0 > z > z_0$ (z — отрицательная величина) запишем уравнение (14) по иному, подставив в него вместо величины $\omega_{\text{кр}}$, ее выражение из равенства (4)

$$z = \frac{r_n^2(1-m)}{4y_{\max} \cdot A} \left\{ (\omega_1 - \omega_2 - O \cdot [1 - \nu\beta(1-r')]) + (z_0 + 1)^{1-m} \right\}^{\frac{1}{1-m}} - 1 \quad (20)$$

или

$$\Delta W = \omega_1 - \omega_2 = O \cdot [1 - \nu\beta(1-r')] + \frac{4y_{\max} \cdot A}{r_n^2(1-m)} [(z+1)^{1-m} - (z_0+1)^{1-m}]. \quad (20a)$$

Из равенств (15) и (16) ясно, что

$$\frac{4y_{\max} \cdot A}{r_n^2(1-m)} [(z+1)^{1-m} - (z_0+1)^{1-m}] = -b'. \quad (21)$$

С учетом (20) уравнение (20a) примет вид

$$\omega_2 = \omega_1 - b - b',$$

где b — модуль стока по деятельному слою при уровнях, которым соответствует влажность ω_1 ,

b' — модуль стока по деятельному слою при уровнях, которым соответствует влажность ω_2 .

При $z = z_0$, когда влагоемкость деятельного слоя равна величине $\omega_{2\text{кр}}$, из уравнения (14)

$$\omega_{2\text{кр}} = \frac{R}{2(P_T + Q)} \cdot O \cdot [1 - \nu\beta(1-r)]. \quad (22)$$

Очевидно, что разница величин, выраженных уравнениями (19) и (22), дает максимально возможную величину изменения влагозапасов в деятельном слое болота

$$\omega_{1 \text{ кр}} - \omega_{2 \text{ кр}} = \Delta W_{\text{max}}. \quad (23)$$

Если рассматривать ΔW_{max} просто как разность состояний в начале и конце взятого периода, очевидно, что максимальное значение влажности от его действительного отличается величиной испарения и стока за взятый период времени, хотя величина последнего и незначительная для таких периодов как декада, тем более сутки [3].

Тогда в первом приближении будет справедливо равенство

$$\omega_{1 \text{ кр}} - \omega_{2 \text{ кр}} - E \approx \Delta W, \quad (24)$$

где E — величина испарения за период изменения влажности от первого до второго критического значения ее.

Таким образом, изменения влагозапасов охарактеризуются следующим образом:

$$\Delta W = \frac{R}{2(P_T + Q)} \cdot \frac{4y_{\text{max}} \cdot A}{r_n^2(1-m)} [(z+1)^{1-m} - (z_0+1)^{1-m}] - E, \quad (24a)$$

но, величину ΔW можно найти и из выражения (20a).

Решая совместно уравнения (20a) и (24a) относительно z , получим

$$z = \left\{ (z_0+1)^{1-m} + \frac{r_n^2(1-m)}{4y_{\text{max}} \cdot A} \times \right. \\ \left. \times \frac{2(P_T + Q)}{R - 2(P_T + Q)} \left\{ \frac{R - P_T - Q}{L} + O \cdot [1 - \nu \beta (1 - r')] \right\}^{\frac{1}{1-m}} - 1 \right\}. \quad (25)$$

К расчету изменения влагозапасов и фильтрационного стока с микроландшафта

Сравним полученное уравнение (25) с общим выражением С. М. Новикова (26) для уровня болотных вод за любой период времени

$$z = \left\{ (z_0+1)^{1-m} - \frac{r_n^2(1-m)}{4y_{\text{max}} \cdot A} \cdot O \cdot [1 - \nu \beta (1 - r')] + \right. \\ \left. + \frac{r_n^2(1-m)}{4y_{\text{max}} \cdot A} \cdot \Delta W \right\}^{\frac{1}{1-m}} - 1. \quad (26)$$

Поскольку обе формулы выведены из уравнения водного баланса и для одних и тех же условий, можно предположить равенство членов, которыми они отличаются,

$$\Delta W = \frac{R}{R - 2(P_T + Q)} \cdot O [1 - \nu \beta (1 - r')] + \\ + \frac{2(P_T + Q)}{R - 2(P_T + Q)} \cdot \frac{R - P_T - Q}{L}. \quad (27)$$

Выражение (27) фактически является суммарным показателем изменения влагозапасов и фильтрационного стока неучтенного в выражении (24). Поскольку формула (27) получена из формулы (24), то естественно, что выражения для крайних значений индекса сухости, полученные из этой последней, не должны совпасть с таковыми, полученными из уравнения (14), принимающегося в качестве критерия, поскольку при выводе его допущений, искажающих естественные условия, не делалось.

Итак, запишем выражение (25) относительно коэффициента сухости и найдем его экстремальные значения, очевидно соответствующие крайним состояниям уровня болотных вод в деятельном слое.

$$v_{z=0} = \frac{R + E_{\text{эф}}}{(R - P_T - Q)(1 - r')} \cdot \left\{ 1 + \frac{4 y_{\text{max}} \cdot A}{r_n^2 (1 - m)} \times \right. \\ \left. \times \frac{R - 2(P_T + Q)}{O \cdot 2(P_T + Q)} \cdot [(z_0 + 1)^{1-m} - 1] + \frac{R - P_T - Q}{L \cdot O} \right\}, \quad (28)$$

$$v_{z=z_0} = \frac{R + E_{\text{эф}}}{(R - P_T - Q)(1 - r')} \cdot \left(1 + \frac{R - P_T - Q}{L \cdot O} \right). \quad (29)$$

В частном случае

$$R = P_T + Q, \quad (30)$$

соответствующим условиям в переходные периоды, выражения (28) и (29) примут вид

$$v_{z=0}' = \frac{R + E_{\text{эф}}}{(R - P_T - Q)(1 - r')} \cdot \left\{ 1 - \frac{2 y_{\text{max}} \cdot A}{r_n^2 (1 - m)} \times \right. \\ \left. \times \frac{[(z_0 + 1)^{1-m} - 1]}{O} \right\}, \quad (28a)$$

$$v_{z=0}' = \frac{R + E_{\text{эф}}}{(R - P_T - Q)(1 - r')}. \quad (29a)$$

Из уравнения (14) для z крайние значения v

$$v_{z=0}^{(14)} = \frac{R + E_{\text{эф}}}{(R - P_T - Q)(1 - r')} \cdot \left\{ 1 - \frac{4 y_{\text{max}} \cdot A}{r_n^2 (1 - m) \cdot O} [(z_0 + 1)^{1-m} - 1] \right\}, \quad (31)$$

$$v_{z=z_0}^{(14)} = \frac{R + E_{\text{эф}}}{(R - P_T - Q)(1 - r')}. \quad (32)$$

Как видно из выражений (28—29, 28a—29a, 31—32), формула (31) и (28a) могут быть сравнимы, поскольку выражения (32) и (29a) тождественны.

Если учесть последовательно до формулы (25) разницу выражений (28a) и (31), то очевидно, что можно будет найти величину фильтрационного стока, неучтенного в формуле (24). Итак,

$$\Delta v_{z=0} = v_{z=0}^{(28a)} - v_{z=0}^{(31)} = \\ = \frac{R + E_{\text{эф}}}{(R - P_T - Q)(1 - r')} \cdot \frac{2 y_{\text{max}} \cdot A}{r_n^2 (1 - m) \cdot O} [(z_0 + 1)^{1-m} - 1]. \quad (33)$$

Возвращаясь от частного случая к общему, находим

$$v''_{z=0} = \frac{R + E_{эф}}{(R - P_T - Q)(1 - r')} \cdot \left\{ 1 + \frac{2y_{\max} \cdot A}{r_n^2(1 - m)} [(z_0 + 1)^{1-m} - 1] \times \right. \\ \left. \times \frac{R - 3(P_T + Q)}{(P_T + Q)} + \frac{R - P_T - Q}{L \cdot O} \right\}. \quad (34)$$

Поскольку

$$v''_{z=z_0} = v'_{z=z_0} = v_{z=z_0},$$

в общем случае

$$v'' = \frac{R + E_{эф}}{(R - P_T - Q)(1 - r')} \cdot \left\{ 1 - \frac{2y_{\max} \cdot A}{r_n^2(1 - m) \cdot O} [(z + 1)^{1-m} - (z_0 + 1)^{1-m}] \times \right. \\ \left. \times \frac{R - 3(P_T + Q)}{P_T + Q} + \frac{R - P_T - Q}{L \cdot O} \right\}. \quad (35)$$

Перепишем выражение (34) относительно уровней болотных вод

$$z = \left\{ (z_0 + 1)^{1-m} + \frac{r_n^2(1 - m)}{2y_{\max} \cdot A} \cdot \frac{P_T + Q}{[R - 3(P_T + Q)]} \times \right. \\ \left. \times \left\{ \frac{R - P_T - Q}{L} + O[1 - \nu \beta(1 - r')] \right\} \right\}^{\frac{1}{1-m}} - 1. \quad (36)$$

Подставив последнее выражение в (16), получим с учетом (15) выражение для стока с микроландшафта

$$b = - \frac{2(P_T + Q)}{R - 3(P_T + Q)} \cdot \left\{ \frac{R - P_T - Q}{L} + O[1 - \nu \beta(1 - r')] \right\}. \quad (37)$$

Зная величину фильтрационного стока можно из уравнения водного баланса найти и величину изменения влагозапасов

$$\Delta W = O - \frac{R - P_T - Q}{L} + \frac{2(P_T + Q)}{R - 3(P_T + Q)} \times \\ \times \left\{ \frac{R - P_T - Q}{L} + O[1 - \nu \beta(1 - r')] \right\}. \quad (38)$$

Практические возможности расчета уравнения болотных вод, изменения влагозапасов и стока с микроландшафта

С помощью графиков А. Р. Константинова и др. для элементов теплового баланса подстилающей поверхности можно решить уравнения (36), (37) и (38), если будет известен индекс скорости.

Очевидно, что для разных периодов года величина индекса будет иметь различные значения.

Радиационный баланс, турбулентный обмен и теплообмен в почве, взятые в соотношении для количества тепла, идущего на испарение ($E \cdot L = R - P_T - Q$), могут явиться характеристикой метеорологических условий сезона. Для удобства анализа, согласно выражению (35) для коэффициента сухости, обозначим его отдельные части буквой латинского алфавита:

$$1) \frac{R + E_{эф}}{(R - P_T - Q)(1 - r')} = A,$$

$$2) \frac{2 y_{\max} \cdot A}{r_n^2 (1 - m) \cdot O} [(z + 1)^{1-m} - (z_0 + 1)^{1-m}] \cdot \frac{R - 3(P_T + Q)}{P_T + Q} = B,$$

$$3) \frac{R - P_T - Q}{L \cdot O} = C,$$

$$4) 1 - \frac{2 y_{\max} \cdot A}{r_n^2 (1 - m) \cdot O} \cdot [(z + 1)^{1-m} - (z_0 + 1)^{1-m}] \cdot \frac{R - 3(P_T + Q)}{P_T + Q} + \frac{R - P_T - Q}{L \cdot O} = D.$$

Рассмотрим коэффициент сухости в разных сезонах.

I. Для холодного периода года характерно соотношение $R < P_T + Q$. В этом случае $A < 0$,

$$B < 0,$$

$$C < 0.$$

Если $C < B$, то $D > 1$,

$$\text{откуда } \frac{R + E_{эф}}{(R - P_T - Q)(1 - r')} > \nu < 0,$$

Если $B < C$, то $D < 1$ и

$$\frac{R + E_{эф}}{(R - P_T - Q)(1 - r')} < \nu < 0.$$

II. Переходные периоды характеризуются соотношением

$$R = P_T + Q.$$

В этом случае, согласно выражению (35), $\nu = 0$.

III. Для теплого периода характерны условия, при которых

$$R > P_T + Q.$$

Тогда $A > 0$, $0 > B > 0$, $C > 0$, откуда если $B > C \rightarrow D < 1$, то

$$\frac{R + E_{эф}}{(R - P_T - Q)(1 - r')} > \nu > 0,$$

а если $B < C$, то $D > 1$ и тогда

$$\frac{R + E_{эф}}{(R - P_T - Q)(1 - r')} < \nu > 0.$$

Итак, I холодный период $\nu < 0$,

II переходный период $\nu = 0$,

III теплый период $\nu > 0$.

В случаях I и III величина коэффициента сухости также является функцией величины $\frac{R + E_{эф}}{(R - P_T - Q) \cdot (1 - r')} = A$, т. е., согласно (11), функцией коэффициента β , зависящего от положения болотных вод относительно мохового покрова [9].

Очевидна возможность определения коэффициента сухости по построенным графикам связи $\nu = f(\beta)$.

Другая возможность связана с работами А. Р. Константинова и др., согласно которым формирование температуры (T) и влажности (e) воздуха определяется комплексным участием составляющих теплового и водного балансов.

Поскольку, согласно выводам С. М. Новикова [9], коэффициент сухости имеет связь с уровнями болотных вод, очевидно, что возможны графики связи $z = f(T, e)$; $b = f(T, e)$; $\Delta W = f(T, e)$.

Выводы

1. Первое и второе критические влагосодержания являются характерными точками в процессе общего стока с болота. При влажности почвы, равной первому критическому влагосодержанию, прекращается поверхностный сток, а при наступлении второго критического влагосодержания прекращается сток фильтрационный.

2. Так как уравнение (14) является частичным выражением уравнения (36) при условии $R = P_T + Q$ (переходные периоды: весна, осень), то очевидно, что выражение (4) М. И. Будыко для испарения может быть применимо лишь в этих условиях.

$$E = E_0 \cdot \frac{\omega_1 + \omega_2}{2 \omega_{кр}}, \quad (4)$$

или

$$\frac{R - P_T - Q}{L} = \frac{R}{L} \cdot \frac{\omega_1 + \omega_2}{2 \omega_{кр}}.$$

Откуда $(\omega_1 + \omega_2) = 0$ в естественном состоянии. Такое условие для болот может быть выдержано в случае, если $\omega_1 = \omega_2 = 0$, что возможно в некоторые весны, когда интенсивность таяния снега намного больше интенсивности оттаивания почвы, в результате чего запасы не пополняются талыми водами и происходит их крайнее истощение.

Осенью такой случай возможен после сухого лета, когда весенние запасы не пополняются в течение теплого периода и к концу его тоже наступает истощение. Вышесказанное может являться и обоснованием того, что выражение (4) М. И. Будыко для испарения в случае осушенных болот может быть применимо для любого сезона.

3. Условие $R = P_T + Q$ может быть применимо в качестве индикатора низких уровней в естественных болотных массивах и близкого к нулю фильтрационного стока, что очевидно, если рассмотреть в этих условиях формулы (37) и (38).

4. Выражения (36), (37) и (38) принципиально позволяют рассчитать уровни болотных вод, фильтрационный сток и изменение влагозапасов в деятельном слое на основе методики А. Р. Константинова для расчета элементов теплового и водного балансов по температуре и влажности воздуха на основе данных о ландшафтном строении болот и гидроморфометрических зависимостей, разработанных в работах К. Е. Иванова, В. В. Романова и С. М. Новикова.

Сведения о морфологии конкретного рассматриваемого массива могут быть получены с помощью аэрофотосъемки или карты. Для массивов в целом следует пользоваться гидроморфологической таблицей, приводимой К. Е. Ивановым.

ЛИТЕРАТУРА

1. Будыко М. И. Испарение в естественных условиях. Гидрометеиздат, Л., 1948.
2. Иванов К. Е. Основы гидрологии болот лесной зоны. Гидрометеиздат, Л., 1957.
3. Иванов К. Е. Гидрология болот. Гидрометеиздат, Л., 1953.
4. Константинов А. Р., Кузина А. В. Методика расчета суточного хода испарения с поверхности почвы и снега по температуре и влажности, измеренных на метеорологических станциях. Труды УкрНИГМИ, вып. 31, 1962.
5. Константинов А. Р. Испарение в природе. Гидрометеиздат, Л., 1963.
6. Курдюмов С. В. О формах соединения воды в торфе в связи с вопросами сушки. Торфяная промышленность, № 4, 1953.
7. Новиков С. М. Расчеты водного режима и водного баланса низинных болот и рямов южной части Западно-Сибирской низменности. Труды ГГИ, вып. 105, Л., 1963.
8. Новиков С. М. Расчет режима уровней и водного баланса неосушенных болот по метеорологическим данным. Труды ГГИ, вып. 112, Л., 1964.
9. Новиков С. М. Расчет режима уровней и водного баланса неосушенных болот по метеорологическим данным. Автореферат, ГГИ, Л., 1964.
10. Попов В. М. Элементы водного баланса болот. Труды Укр. института гидротехники и мелиорации, вып. 75, 1952.
11. Романов В. В. Водные свойства сфагнового очеса. Труды ГГИ, вып. 13(67), 1949.
12. Романов В. В. Гидрофизика болот. Гидрометеиздат, Л., 1961.
13. Талалаевский Г. В. Применение уравнения водного и теплового баланса деятельной поверхности почвы к расчетам дефицита влаги и оросительных норм для юга ЕТС. Труды ЛГМИ, вып. 26, 1964.

Н. В. КОРДУКОВА

МЕТОДИКА РАСЧЕТА УРОВНЕЙ БОЛОТНЫХ ВОД ПО ТЕМПЕРАТУРЕ И ВЛАЖНОСТИ ВОЗДУХА

Излагается методика расчета уровней болотных вод на любую декаду и дату в году по графику связи температуры и влажности воздуха с уровнями болотных вод на центральном микроландшафте болот верхнего типа.

Существующие методы расчета элементов водного баланса болот основаны на учете режима уровней болотных вод. Однако наблюдения над уровнями вод немногочисленны и имеют малую продолжительность (в пределах до 20 лет).

Последние исследования водного баланса, выполненные С. М. Новиковым [16, 17, 18], позволяют рассчитывать для неисследованных болотных массивов уровни на любую дату, если известен уровень предыдущей даты. На возможность расчета уровней без этого последнего условия указывают работы по исследованию связи составляющих теплового и водного балансов с температурой и влажностью воздуха.

Как было доказано А. Р. Константиновым [6—9, 10—15], формирование температуры и влажности воздуха определяется комплексным участием составляющих теплового и водного балансов.

Наличие устойчивых связей температуры и влажности со всеми составляющими теплового, а также основными элементами водного баланса (испарением и осадками), полученных А. Р. Константиновым и его учениками на основании осредненных «данных о вертикальных профилях температуры воздуха» [8], позволяют надеяться, что такие связи могут быть использованы для расчетов стока с болот в лесной зоне и их уровней. Автором настоящей работы, по материалам Зеленогорской болотной станции за 15 лет наблюдений, было проведено исследование связи колебаний уровней болотных вод с температурой и влажностью воздуха.

По этим данным построен график связи уровней болотных вод с температурой и абсолютной влажностью воздуха для центрального микроландшафта болота Ламмин-Суо. Это болото представляет собою единственный верховой болотный массив котловинного залегания центрально-олиготрофного хода развития.

Центральный микроландшафт этого болота занят сфагновиком кустарничково-пушицевым, редко облесенным сосной.

Наблюдение за болотными водами на этом микроландшафте ведется по четырем скважинам, осредненные данные которых и использованы для построения графика связи.

При построении графика использовались наблюдаемые в психрометрической будке болотной метеостанции температуры и влажность воздуха, измеренные и исправленные на величины сезонных поправок ΔT и Δl (температуры и влажности), согласно рекомендациям А. Р. Константинова и Л. И. Сакали [8].

График связи строился по средневзвешенным значениям отдельных групп точек (рис. 1) со средними их отклонениями в каждой группе от центральной до ± 9 см.

Характер распределения кривых связей на рис. 1 согласуется с распределением кривых связей осадков с температурой и влажностью воздуха.

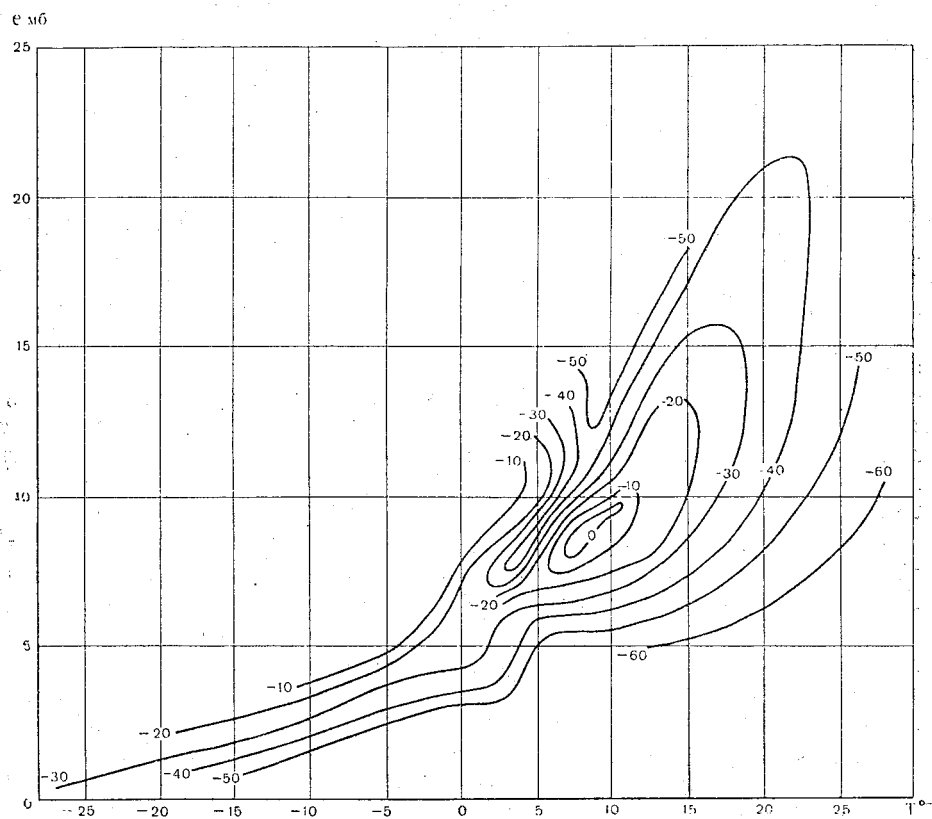


Рис. 1. График связи среднедекадных значений T° и e мб воздуха с уровнями болотных вод

В течение года на болотах верхового типа лесной зоны наблюдается два максимума стояния уровней болотных вод. Первый — в весенний период, приходящийся на диапазон изменений температур воздуха от 7 до 11° и влажности от 8 до 10 мб; второй — осенний, в диапазоне температур от -8 до 0° и влажности от 5 до 9 мб.

В периоды, характеризующиеся интервалами температур от 5 до 25° и влажности от 0 до 10 мб, осадков мало (рис. 2), и они испаряются, не успев достигнуть уровня грунтовых вод. Кроме того, на испарение частично расходуются и запасы грунтовых вод, что и формирует минимумы стояния уровней.

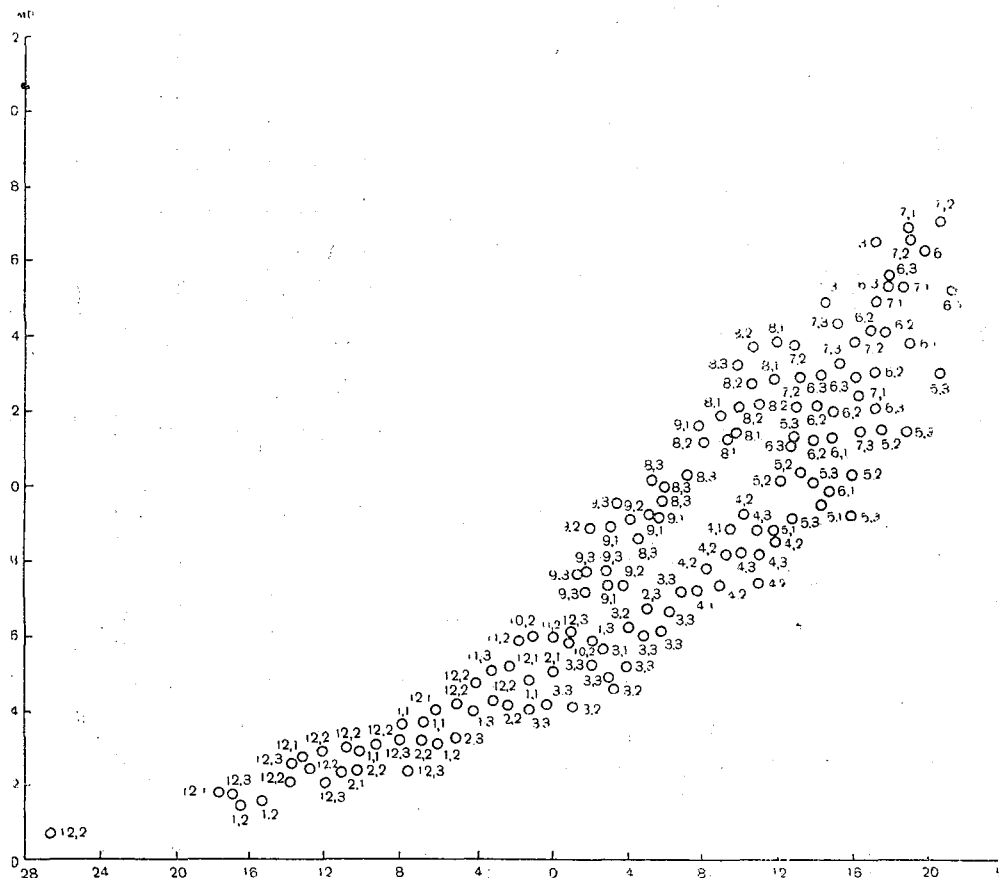


Рис. 2. График связи среднедекадных и среднемноголетних декадных величин T° и e мм

Наименьшие величины осадков соответствуют и другому минимуму уровней, наблюдающемуся в то время, когда температуры воздуха изменяются от 8 до 14°, а влажность от 12 до 18 мб.

Такие значения температур и влажности воздуха наблюдаются в короткие периоды ранних весен, характеризующиеся большой интенсивностью таяния снега, значительно превышающей интенсивность оттаивания почвы. В подобных условиях отсутствует глубинное просачивание, а следовательно, и пополнение истощенных за зиму запасов.

Сопоставление графиков, помещенных на рис. 1 и 2, показало, что первый из них может быть по точкам перегиба расчленен на три самостоятельных графика (б, в, г), во времени соответствующих в среднем марту, августу и октябрю.

В связи с этим графики на рис. 1 б, в, г могут быть использованы для расчетов уровней в течение сезонов: зима, лето и для переходных периодов.

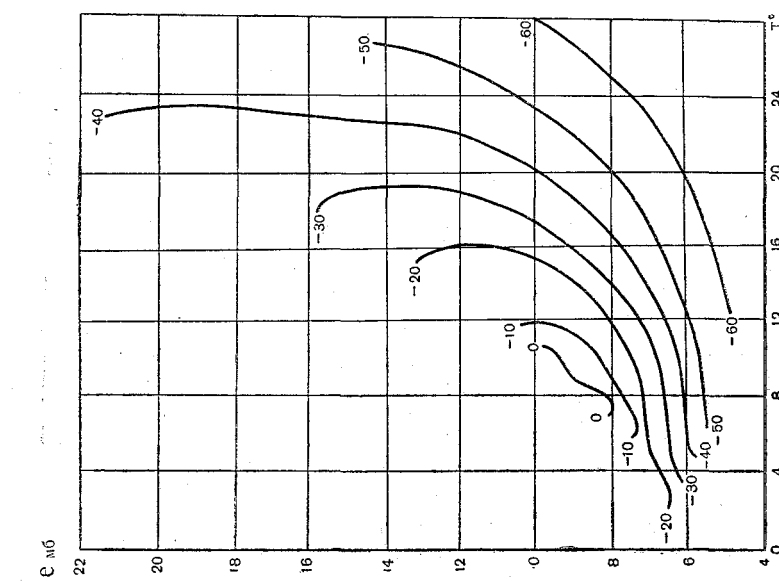


Рис. 1 а. График связи среднедекадных значений T° и e мб воздуха с уровнями болотных вод

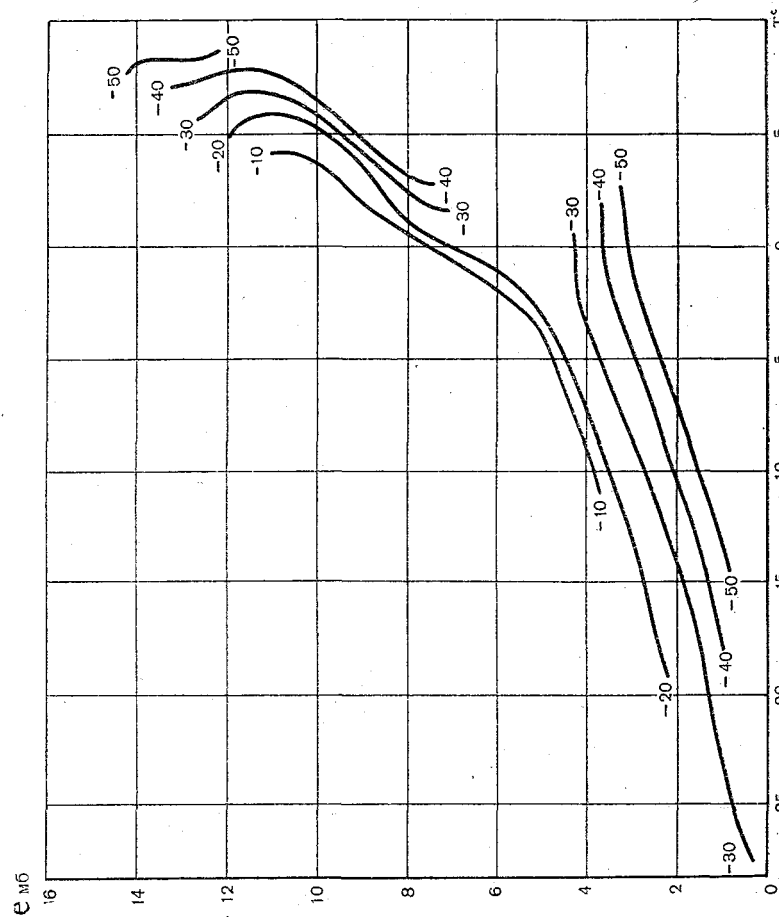


Рис. 1 б. График связи среднедекадных значений T° и e мб воздуха с уровнями болотных вод

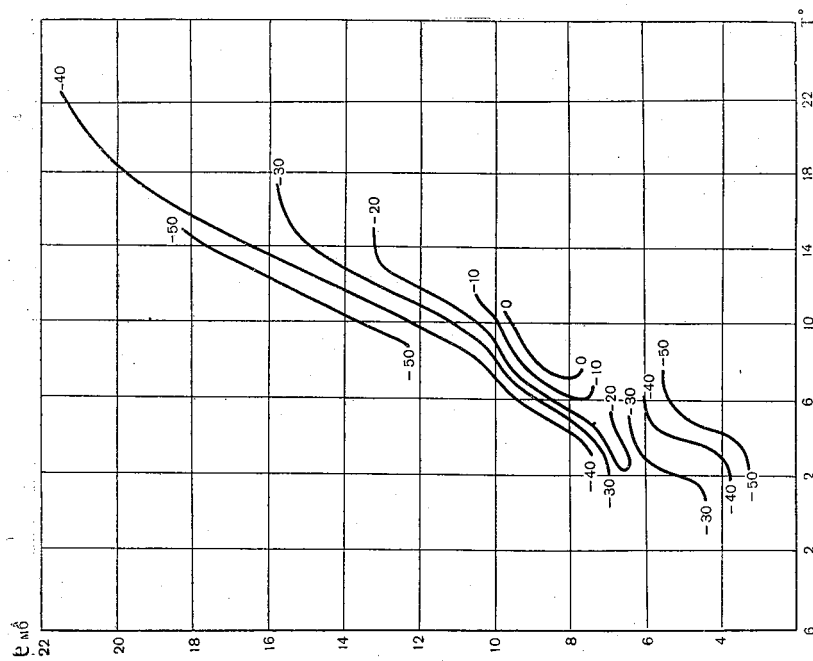


Рис. 1 г. График связи среднедекадных значений T° и e мб воздуха с уровнями болотных вод

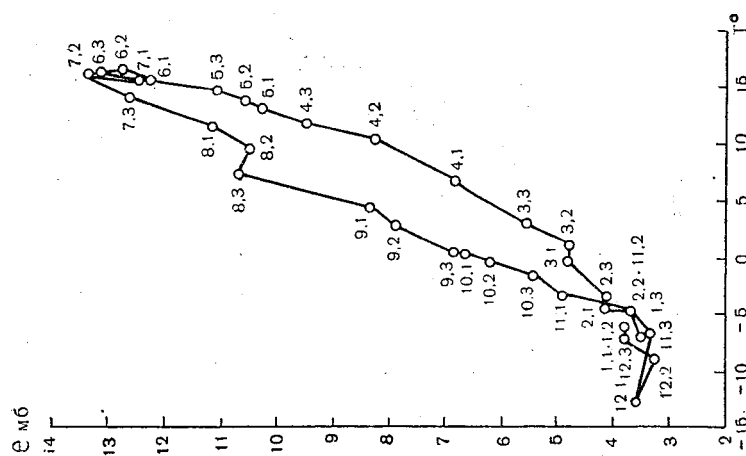


Рис. 3. График связи среднедекадных и среднемесячных значений T° и e мб

Показателями перехода от одного графика на другой могут служить переломные точки связей интегральных величин теплового баланса подстилающей поверхности (рис. 3).

В среднем, как показали расчеты по ряду в 14 лет (табл. 1), точки перегибов связи $R = f(T)$ соответствуют первой декаде марта и первой декаде октября; а точки перегиба связи $Q = f(R)$ — третьей декаде марта и второй декаде августа.

Таблица

Даты точек перехода от одного сезона к другому по кривым связей
 $R = f(T)$ и $Q = f(R)$

Годы	$R = f(T)$		$Q = f(R)$	
	от зимы к весне	от осени к зиме	от весны к лету	от лета к осени
	точки связей			
	низшая	высшая	низшая	высшая
1952	III/3	IX/2	III/3	VIII/1
1953	II/3	X/2	III/2	VIII/2
1954	II/3	IX/2	III/2	VIII/2
1955	III/1	X/2	IV/1	IX/2
1956	III/1	IX/2	IV/1	VIII/1
1957	III/2	IX/2	III/3	VIII/3
1958	III/1	X/1	III/3	VIII/2
1959	II/1	IX/2	III/2	VIII/2
1960	III/1	IX/2	III/2	VIII/2
1961	I/2	XI/1	II/2	VIII/3
1962	III/2	X/1	III/3	VIII/1
1963	III/3	X/1	IV/1	IX/1
1964	II/3	X/3	III/3	VIII/2
Ср.	III/1	X/1	III/3	VIII/2

Примечание. III/3 — верхний знак — месяц, нижний знак — декада.

В случае использования интегральной формы связи $R = f(T)$, R можно заменить любым другим элементом теплового баланса подстилающей поверхности.

Для связей интегральных величин взяты радиационный баланс (R) и теплообмен в почве (Q), как элементы теплового баланса подстилающей поверхности, имеющие наибольшую связь с уровнем болот-

ых вод (через альбедо и коэффициент теплоотдачи) (рис. 4). Отклонившиеся точки № 11—15 соответствуют апрелю—маю, когда уровни тояли ближе всего к поверхности — в пределах слоя сфагнового очеса, в остальное время ниже его, почему они как аномальные и не учитывались.

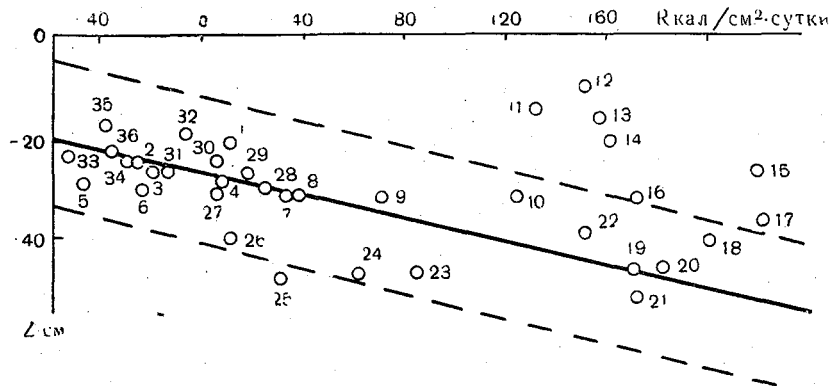


Рис. 4. График связи среднедекадных значений уровней болотных вод с радиационным балансом

По графикам рис. 1 с помощью рис. 3 произведен расчет среднедекадных величин уровня болотных вод.

Контролем точности расчета служило сравнение вычисленных и наблюдаемых уровней.

Рассчитанные по графикам на рис. 1, гидрографы уровней болотных вод имеют резкие перегибы, какие не оправдываются натурными данными.

В результате сглаживания указанных расчетных гидрографов для года в 15 лет получены следующие отклонения от наблюдаемых величин:

более ± 10 см составляет 20%;

более ± 12 см » 13%.

Случай полного совпадения расчетного и наблюдаемого уровней составляет 6%. Средняя многолетняя поправка $\Delta Z = +2$ см.

Согласно выводам в работах [2 и 3], одинаковые типы микроландшафтов в разных болотных массивах одной климатической зоны характеризуются и одинаковыми свойствами.

На этом основании по графику на рис. 1 произведен расчет среднедекадных величин уровня болотных вод для Ширинского болота сфагнотика кустарничково-пушицевого, редко облесенного сосной.

Расчет велся по температуре и влажности двух метеостанций: с мая по сентябрь — по данным болотной станции, расположенной на соседнем с рассматриваемым микроландшафтом, в остальное время по данным суходольной станции, расположенной в 3 км от болота.

В качестве примера были рассчитаны уровни болотных вод по 1963 г., для которого по болоту Ламмин-Суо в шести случаях из 36 т. е. 16,7%) рассчитанные уровни превышали ± 10 см, при среднегодовой ошибке $\Delta Z = -1,6$ см.

Среднегодовая ошибка расчета составляет $+3$ см. Результаты этого расчета представлены на рис. 5.

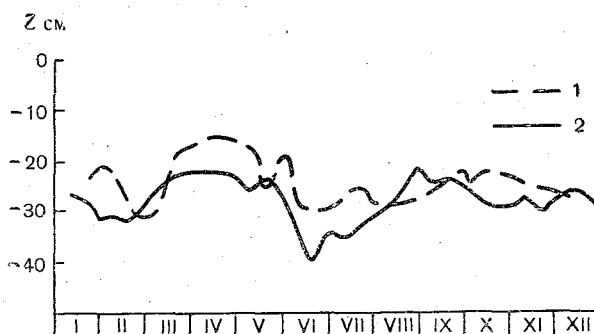


Рис. 5. График хода расчетных (1) и наблюдаемых (2) уровней болотных вод за 1963 г. по болоту Ширинское

Для переходных периодов, характеризующихся резкими и быстрыми колебаниями уровней, необходимо более детальное знание их хода в связи с чем была проведена возможность использования графика на рис. 1 для расчета среднесуточных величин уровня.

Расчеты были произведены по тому же 1963 г. для февраля, мая, августа и октября по болотам Ламмин-Суо и Ширинское. Результаты расчетов приведены в табл. 2.

Таблица

Отклонения расчетных среднесуточных величин уровней болотных вод от наблюдаемых

ΔH , см	ФЕВРАЛЬ			МАЙ			АВГУСТ			ОКТАБРЬ		
	число случаев более	% от общего числа	ср. мес. в см	число случаев более	% от общего числа	ср. мес. в см	число случаев более	% от общего числа	ср. мес. в см	число случаев более	% от общего числа	ср. мес. в см

Болото Ламмин-Суо

± 10	—	—	—	1	4,2	—	17	63,0	—	2	7,4	—
± 5	3	12,5	+2,3	12	44,5	-1	20	71,5	+3,2	11	37,1	+4,0
0	2	8,3	—	—	—	—	1	4,2	—	1	4,2	—

Болото Ширинское

± 10	—	—	—	—	—	—	3	11,0	—	4	15,0	—
± 5	6	21,0	+3,6	10	36,0	+4,0	12	44,5	-3,0	16	57,2	+6,0
0	—	—	—	3	11,0	—	2	8,0	—	—	—	—

Необходимо отметить, что расчеты суточных величин на обоих болотах велись по общему графику без его расчленения и, следовательно без вспомогательного использования интегральных кривых.

Так же был произведен расчет и среднедекадных величин за 1963 г. по болоту Ширинское.

Предварительные расчеты по другим микроландшафтам болота Ламмин-Суо позволяют надеяться на возможности построения графиков, подобных рис. 1, для всех возможных микроландшафтов верховых болот лесной зоны.

Таким образом, имея графики, подобные рис. 1, можно рассчитать уровенный режим по декадам и даже суткам для любого неисследованного болота при наличии поблизости метеостанции или даже метеопоста.

ЛИТЕРАТУРА

1. Голубев В. С. Оценка учета жидких осадков осадкомером Третьякова. Труды ГГИ, вып. 95, 1962.
2. Иванов К. Е. Основы гидрологии болот лесной зоны. Гидрометеиздат, Л., 1957.
3. Иванов К. Е. Гидрология болот. Гидрометеиздат, Л., 1953.
4. Константинов А. Р. Основы полуэмпирической теории Прандтля-Кармана с точки зрения структуры турбулентных пульсаций в приземном слое атмосферы. Труды Укр. НИГМИ, вып. 31, 1962.
5. Константинов А. Р. Влияние температурной стратификации на интенсивность испарения, турбулентного теплообмена и потока количества движения. Труды Укр. НИГМИ, вып. 31, 1962.
6. Константинов А. Р., Кудина А. В. Методика расчета суточного хода испарения с поверхности почвы и снега по температуре и влажности воздуха, измеренных на метеорологических станциях. Труды Укр. НИГМИ, вып. 31, 1962.
7. Константинов А. Р. Методика расчета испарения по данным градиентных наблюдений. Труды Укр. НИГМИ, вып. 35, 1963.
8. Константинов А. Р., Сакали Л. И. Методика расчета турбулентного теплообмена поверхности почвы и влажности воздуха, измеренным на метеорологических станциях. Труды Укр. НИГМИ, вып. 35, 1963.
9. Константинов А. Р., Гойса Н. И. Методика расчета радиационного баланса и эффективного излучения по температуре и влажности воздуха, измеренным на метеорологических станциях. Труды Укр. НИГМИ, вып. 35, 1963.
10. Константинов А. Р. Методика расчета испарения с почвы, воды и снега по температуре и влажности воздуха, измеренным на метеорологических станциях. Труды ГГИ, вып. 81, 1961.
11. Константинов А. Р., Сакали Л. И., Перелет К. А. Режим теплообмена в почве на территории Украины и Молдавии. Труды Укр. НИГМИ, вып. 41, 1964.
12. Константинов А. Р., Сакали Л. И. Климатообразующая роль составляющих теплового и водного баланса подстилающей поверхности. Труды Укр. НИГМИ, вып. 41, 1964.
13. Константинов А. Р. Испарение в природе. Гидрометеиздат, Л., 1963.
14. Константинов А. Р., Кисленко А. А., Пикуш Н. В., Мирмович Л. А., Белоусов В. В., Витковский Б. И. Элементарное исследование методов измерения жидких осадков. Труды Укр. НИГМИ, вып. 41, 1964.
15. Константинов А. Р., Гойса Н. И., Кудина А. В., Левенко А. А. Об учете запаздывания температуры и влажности воздуха в суточном и сезонном ходе на высоте 2 м. Труды Укр. НИГМИ, вып. 41, 1964.
16. Новиков С. М. Расчеты водного режима и водного баланса низменных болот и рямов южной части Западно-Сибирской низменности. Труды ГГИ, вып. 105, 1963.
17. Новиков С. М. Расчет режима уровней и водного баланса неосушенных болот по метеорологическим данным. Автореферат. ГГИ, Л., 1964.
18. Новиков С. М. Расчет уровенного режима неосушенных верховых болот по метеорологическим данным. Труды ГГИ, вып. 112, Л., 1964.
19. Панов Б. П. Зависимость испарения с водной поверхности от температуры воздуха. Труды ГГИ (по гидрометеорологии), Л., 1938.
20. Поляков Б. В. Гидрологический анализ и расчеты. Гидрометеиздат, Л., 1946.
21. Романов В. В. Гидрофизика болот. Гидрометеиздат, Л., 1961.

Н. А. ВЛАДИМИРОВА

ТЕРМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ ЦИМЛЯНСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА

Рассматривается вопрос о температурном состоянии Цимлянского водохранилища в течение года. Анализ ведется по участкам водохранилища. Приводятся количественные и качественные характеристики факторов, влияющих на его температурный режим.

ВВЕДЕНИЕ

Созданное в зоне сухих степей Цимлянское водохранилище занимает долину Нижнего Дона и устьевые участки его притоков, преимущественно правых (реки Цимлы, Чира и др.).

Акваторию водохранилища в зависимости от его конфигурации, режима ледовых явлений, термических особенностей различных частей водоема обычно делят на следующие участки: 1. Верхний (Калачевский) участок — от устья р. Иловли до хут. Суворовского. Площадь участка 715 км^2 , ширина его от 4—5 км вверху увеличивается до 12—17 км внизу при средней глубине 5—7 м. Участок может быть отнесен к типу долинных; местами четко выделяется прежнее русло р. Дона. Волнение бывает значительным несмотря на остатки растительности, большую пересеченность дна. 2. Центральный (средний) участок — от хут. Суворовского до хут. Кривского. При нормальном режиме эксплуатации водохранилища — это уже чисто озерный участок, имеющий площадь 910 км^2 , среднюю ширину 13 км. Длина по судовому ходу от хут. Суворовского до хут. Кривского 70 км. Средняя глубина участка равна 8,8 м. Волнение на этом участке бывает весьма значительным; высота волны достигает 2,5—3,0 м. 3. Приплотинный участок — наиболее обширный и глубокий с типичными чертами озера. Площадь участка 962 км^2 , протяженность 45 км; ширина против устья р. Цимлы достигает наибольшей величины — 38 км; средняя глубина — 12,2 м. На этом участке происходит наиболее интенсивное ветровое перемешивание.

Указанные участки водохранилища характеризуются существенно различными гидрологическими и, в частности, термическими условиями. Так, температура воды весной и осенью на приплотинном и самом верхнем участках различается на 3—6°.

I. Термический режим периода весеннего нагрева

За начало периода весеннего нагрева принято считать то время, когда в результате теплообмена между водной поверхностью и атмосферой установится положительный за сутки, т. е. направленный в воду результирующий тепловой поток.

На Цимлянском водохранилище положительный тепловой поток устанавливается вскоре после схода снега с ледяного покрова. Проникающая под лед лучистая энергия локализуется в сравнительно тонком слое. В верхних слоях воды она расходуется на таяние льда, а в нижних совместно с тепловым потоком, идущим от дна, способствует их нагреванию. Заканчивается период весеннего нагревания установлением по всей глубине температуры максимальной плотности воды.

Большая протяженность водохранилища с северо-востока на юго-запад, поступление более теплой воды из р. Дон и притоков в сочетании с морфометрическими особенностями водохранилища определяют неоднородность условий формирования его температурного поля, что проявляется, в частности, в разновременности сроков наступления и продолжительности периода весеннего нагрева. Уже накопленный к настоящему времени материал двенадцатилетних наблюдений позволяет выявить особенности формирования термического режима периода весеннего нагрева в существенно различных метеорологических условиях. Особенности метеорологической обстановки за период наблюдений характеризуются сведениями, приведенными в табл. 1, о датах перехода среднесуточной температуры воздуха через 0° и об интенсивности ее нарастания до $+5^{\circ}$. Рост температуры воды весной происходит очень неравномерно и зависит от хода температуры воздуха и режима ветра в эти дни. На основании данных табл. 1 можно считать, что начало периода весеннего нагрева приходится на март месяц.

Таблица 1

Даты перехода температуры воздуха через 0° в сторону положительных значений и продолжительность ее нарастания до $+5^{\circ}$ (в днях)

Пункт наблюдений	Сроки перехода	Даты	Продолжительность периода нарастания (в днях)	
Калач-на-Дону	средние	28/III	13	средняя
	ранние	16/III	3	наименьшая
	поздние	11/IV	26	наибольшая
Нижнечирская	средние	28/III	12	средняя
	ранние	16/III	2	наименьшая
	поздние	12/IV	28	наибольшая
Красноярский	средние	27/III	11	средняя
	ранние	16/III	5	наименьшая
	поздние	12/IV	17	наибольшая
Цимлянск	средние	27/III	11	средняя
	ранние	15/III	6	наименьшая
	поздние	13/IV	17	наибольшая

В годы теплые и в годы со средним значением приходной части теплового баланса (за безледоставный период) весеннее нагревание

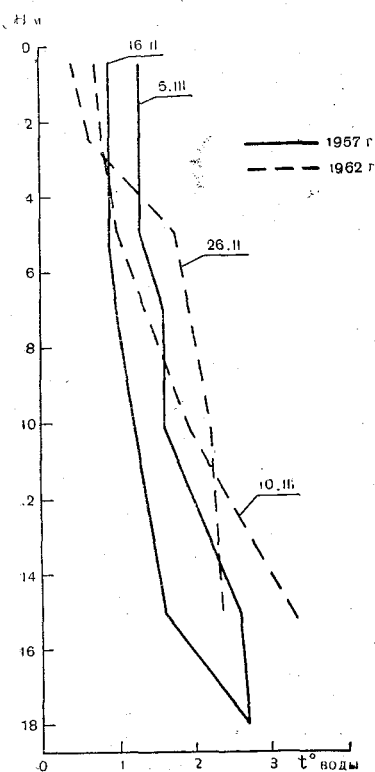


Рис. 1. Распределение температуры воды на рейдовой вертикали № 18 подо льдом в период весеннего нагрева в 1957—1962 гг.

начиналось в первой половине марта (1957 и 1960 гг. — теплые, 1962 г. — средний). В 1960 г. радиационный баланс в марте стал положительным и составил $93 \text{ кал/см}^2 \cdot \text{сут}$, а в апреле — $117 \text{ кал/см}^2 \cdot \text{сут}$, поглощенная радиация на всем водохранилище в марте увеличилась в 2,5—2,8 раза по сравнению с февралем, 1956 г. может быть назван наименее теплым, к нему близок 1959 г. В эти годы начало периода весеннего нагрева относится к началу апреля.

В первой фазе весеннего периода нагрев происходит в условиях обратной стратификации водной массы. С момента получения верхними слоями воды некоторого количества коротковолновой радиации температура их начинает повышаться (рис. 1). По мере очищения водохранилища от льда начинается процесс выравнивания температуры воды по вертикали, которая в поверхностных слоях в это время повышается, а в придонных падает. В 1964 г. 20/IV было зафиксировано явление слабой дихотермии на приплотинном участке на вертикали № 19 и в 300 м от нее к середине водохранилища. В то же время на вертикали № 18 была прямая тем-

пературная стратификация, а на остальной части приплотинного участка лежал ледяной покров и там сохранялся обратная стратификация. Температура воздуха была равной $8,9^\circ$, ветер северный $2,0 \text{ м/сек}$ (табл. 2).

Таблица 2

Распределение температуры по глубине на приплотинном участке 20/IV 1964 г.

Местоположение точки измерения	Время наблю- дения	Общая глубина, м	Температура по глубине в градусах							
			0,1 м	0,5 м	3,0 м	5,0 м	10,0 м	15,0 м	20,0 м	0,5 м от дна
Вертикаль № 18	11—25	15,5	3,3	3,2	3,1	3,0	3,0	2,6		
Вертикаль № 19	11—50	24,0	3,4	3,3	3,3	3,1	3,0	3,6	3,9	4,0
300 м от вертика- ли № 19 (10 м от кромки льда)	12—15	17,0	3,1	3,1	2,9	3,3	3,6			3,9
1,3 км от вертика- ли № 19 к вертика- ли № 1 (1 км во льдах)	12—40	14,0	1,3	1,5	1,3	1,9	3,6			3,6

Сроки окончания периода весеннего нагрева столь же неоднородны по длине водохранилища, как и сроки его начала. Так, в 1957 г. оно пришлось на начало третьей декады апреля на приплотинной части, в то время как у г. Калача-на-Дону уже 8/IV температура поверхности воды была 4,1°. На рис. 2 показан пример распределения температуры при весенней гомотермии по всей площади водохранилища. В дальнейшем, примерно в течение 10 дней, происходит общее повышение температуры всей толщи воды с кратковременными переходами от прямой к слабой обратной стратификации. С установлением устойчивой прямой стратификации начинается период летнего нагрева.

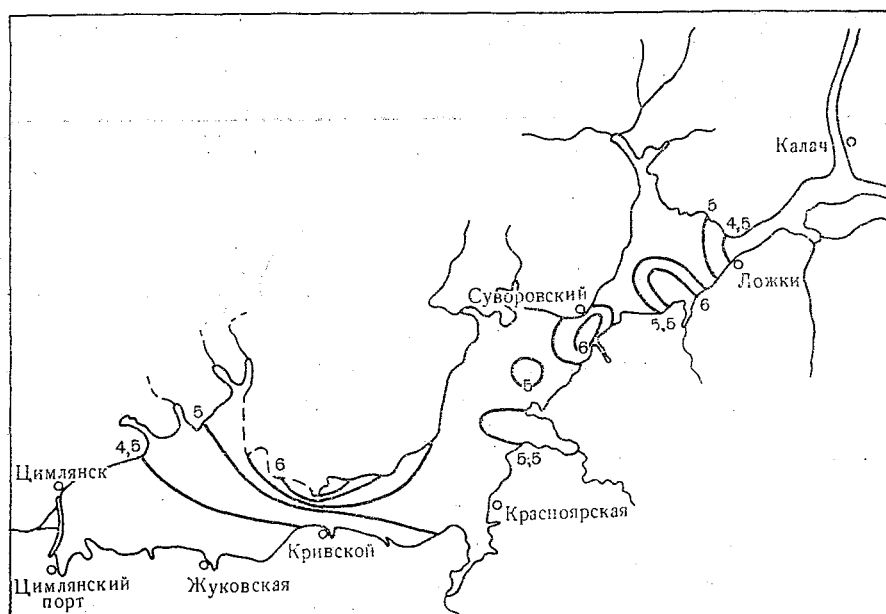


Рис. 2. Распределение температуры поверхности воды по акватории Цимлянского водохранилища в период весеннего нагрева (5—7/IV 1962 г.)

2. Термический режим периода летнего нагрева

Об интенсивности нагревания воды в первой половине периода можно судить по данным, помещенным в табл. 3.

Таблица 3

Прирост температуры поверхности воды у г. Цимлянска в градусах и процентах от годовой амплитуды

Годы	Прирост температуры поверхности воды от IV к V		Прирост температуры поверхности воды от V к VI	
	°C	%	°C	%
1953	—	—	8,6	36
1954	—	—	7,2	28,5
1955	7,9	33	5,6	23
1956	—	—	11,0	41
1957	10,6	44,5	5,0	21
1959	9,8	41	5,2	21
1960	6,0	26	—	39
1962	5,8	25	6,6	28
1964	8,6	33	10,6	46

Термические съемки, производимые в первой декаде мая, свидетельствуют о температурном состоянии водохранилища, характерном для начала периода летнего прогрева. Различия температур воды между нижним и верхним участками выражены достаточно четко (вертикаль № 1 $7,2^{\circ}$, Калач-на-Дону $14,0^{\circ}$), чему хорошей иллюстрацией служит рис. 3. Это различие может быть объяснено морфометрическими особенностями участков, так как теплоприход в этом году в период с 1/IV по 12/V на верхнем участке был порядка $205 \text{ кал/см}^2 \text{ сут}$, а на нижнем — $218 \text{ кал/см}^2 \text{ сут}$; в июне он изменился соответственно до $145 \text{ кал/см}^2 \text{ сут}$ и $290 \text{ кал/см}^2 \text{ сут}$. В соответствии с изменением поступления тепла в водохранилище меняется и ход температуры воды по участкам. В конце мая — начале июня разница температур поверхности воды на приплотинном и верхнем участках определяется лишь в 2° .

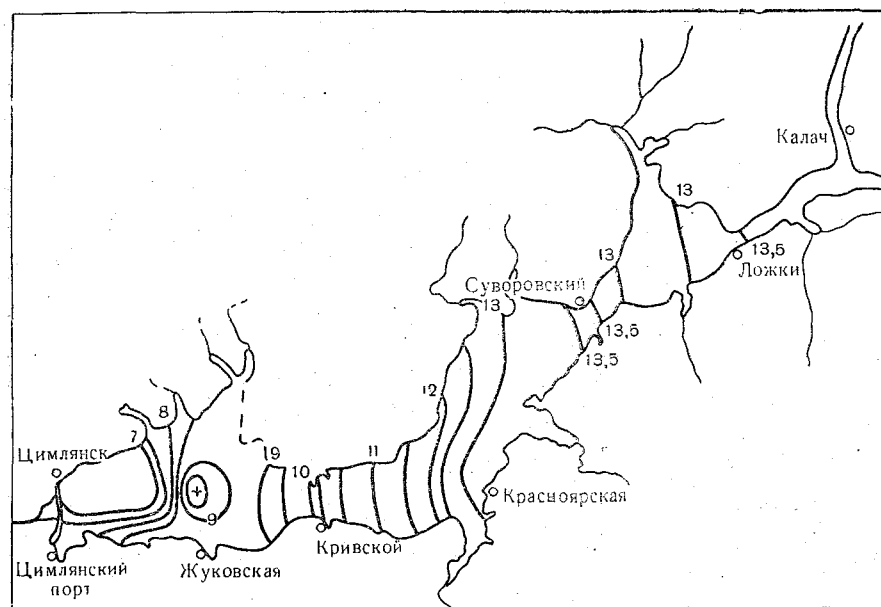


Рис. 3. Распределение температуры поверхности воды по акватории Цимлянского водохранилища в период летнего нагрева (12—13/V 1956 г.)

Если на приплотинной части водохранилища можно наблюдать хорошо выраженную прямую стратификацию водной массы, то двигаясь вверх по водохранилищу, замечаем, что она сначала ослабевает и далее на речном участке уступает место полной летней гомотермии. Аналогичная картина распределения температуры по вертикали сохраняется на протяжении июня и первых чисел июля. При этом прямая стратификация на нижнем и среднем участках выражена достаточно ярко. Вышесказанное хорошо подтверждается рис. 4, на котором показано распределение температуры воды по вертикали по данным продольного разреза от 2—3/VII 1964 г. Градиенты температуры воды, определяющие ее стратифицированность, не велики, но все же позволяют выделить слой эпилимниона (0—0,5 м), металимниона (5,0—10,0 м) и гиполимниона (10,0—16,0 м). В течение периода летнего нагрева можно наблюдать большие различия температур воды от поверхности ко дну. Так, например, 22/VI 1956 г. оно составило $10—12^{\circ}$.

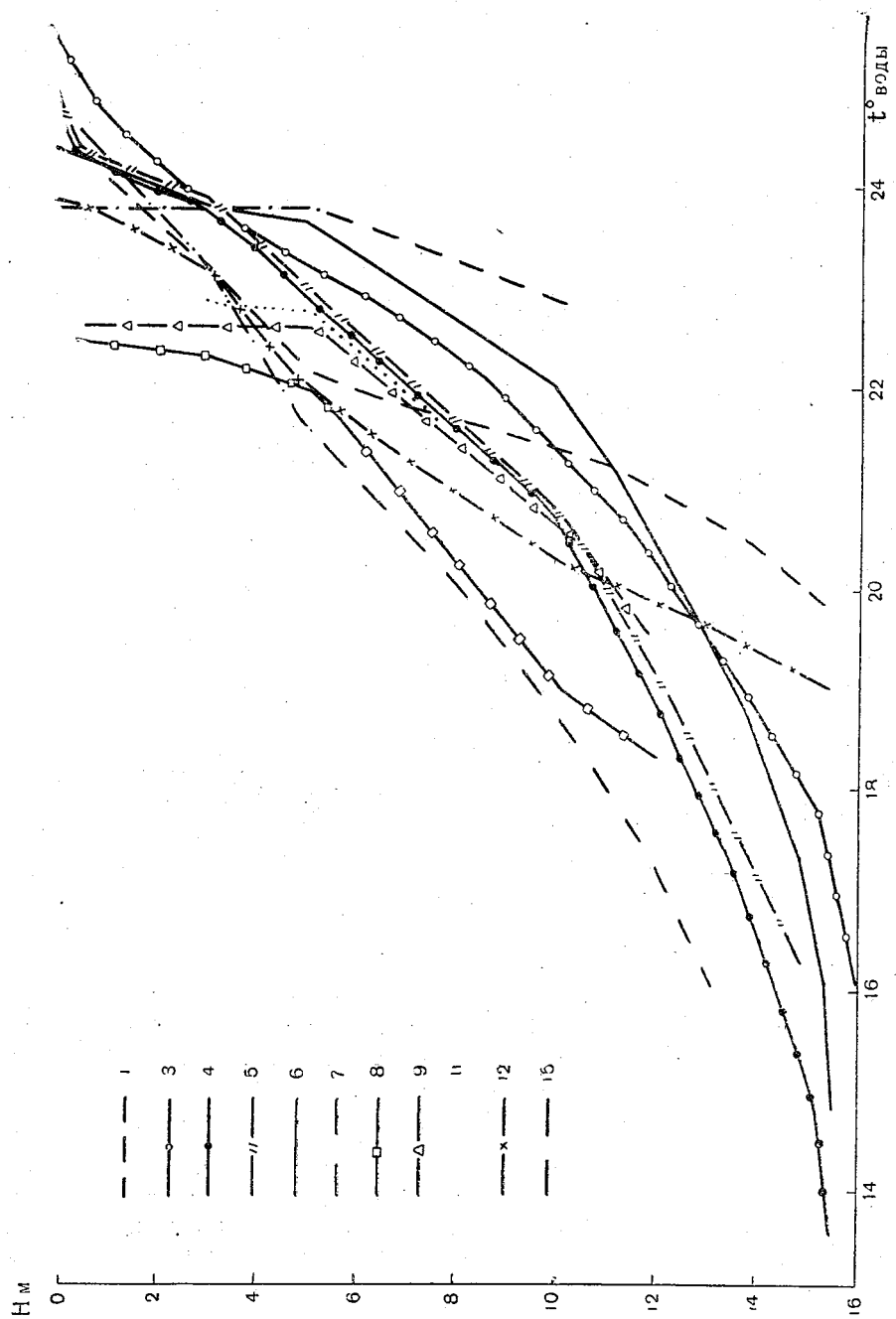


Рис. 4. Распределение температуры воды на вертикалях 1, 3—9, 11, 12, 15 по глубине 2—3/VII 1964 г.

Интересные данные получены при производстве термического разреза Приморский — м. Калининский от 31/V 1956 г. (рис. 5). На такое своеобразное распределение температуры воды от правого берега до 12 км от Приморского большое влияние, по-видимому, оказывает сток р. Цимлы. По мере того, как по сечению ослабевает влияние речных вод более равномерным становится распределение температуры. Река вносит в водохранилище более холодные, а следовательно, более плотные воды, которые, опускаясь ко дну, отжимают теплые массы к поверхности.

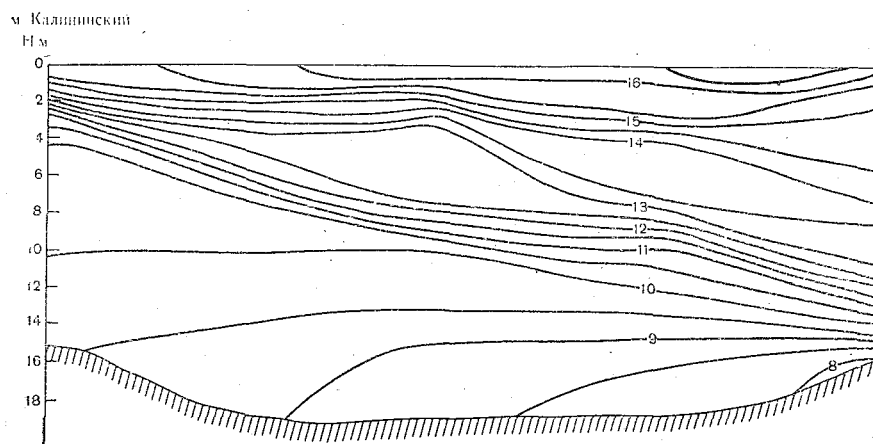


Рис. 5. Поперечный температурный разрез Приморский — м. Калининский 31/V 1956 г

На стратифицированность водной толщи большое влияние оказывает ветровая деятельность. Примером этому могут быть данные продольного разреза, проводившегося с 3/VII по 5/VII 1962 г. При начале производства работ была штилевая погода, к концу дня поднялся сильный ветер ССВ направления, скорость которого возросла и 5/VII достигла 11,9 м/сек. Результатом было установление полной гомотермии в средней и верхней частях водохранилища, где практически отсутствует слой температурного скачка.

Таким образом, в верхней части Цимлянского водохранилища, лишенной в течение летнего периода сколько-нибудь устойчивого слоя температурного скачка, можно наблюдать лишь одну фазу раннего лета, характеризующуюся неустойчивой стратификацией. В то же время на приплотинном участке можно выделить обе фазы раннего и позднего лета, отличающиеся год от года только величиной слоя температурного скачка.

Сроки наступления максимальных температур поверхности воды как по длине водохранилища, так и по его берегам определяются метеорологическими условиями, особенно ветровым режимом. Так, лето 1956 г. отличалось отсутствием сильных и устойчивых ветров, поэтому максимум температуры воды наступил одновременно на всех постах правого и левого берега. В 1957 г. ветровой режим был в пределах многолетней нормы без продолжительной штилевой погоды и максимальная температура воды на верхнем участке наблюдалась в конце третьей декады июля, на среднем и нижнем участках заметно позже — в начале первой декады августа.

Характерно, что наиболее высокие температуры поверхности воды в открытом водохранилище наблюдаются в сужении против хут. Суворовского.

Таблица 4

Максимальная температура поверхности воды на водомерных постах за период существования водохранилища

Пункт наблюдения	Максимальная температура	Дата наблюдения	Максимальная средняя декадная	Месяц Декада
Калач-на-Дону	29,3	22/VII 1960	25,8	VII—III
Ложки	30,7	1/VIII 1959	24,9	VII—III
Нижнечирская	31,5	20/VII 1954	—	—
Суворовский	30,2	30/VII 1960	26,6	VII—III
Красноярский	29,6	21/VII 1954	—	—
Кривской	30,0	7/VII 1964	25,0	VII—II
Цимлянск	30,9	23/VII 1960	27,0	VII—III

3. Период осеннего охлаждения

Период осеннего остывания на Цимлянском водохранилище начинается в первой декаде августа. Исключением явился 1956 г., когда отрицательное значение теплового баланса установилось уже в июле.

Из сравнения рис. 4 и 6 видно, что через месяц после установления отрицательного значения теплового баланса стратифицированность водной толщи всего водохранилища значительно уменьшилась. Практически можно считать, что по всему водохранилищу наблюдается гомотермия. Незначительная прямая стратификация имеет место на приплотинном участке. На том же рис. 6 видно, что уже в первых числах сентября температура верхней части водохранилища ниже, чем на приплотинном участке на 2°.

К этому времени в приходной части теплового баланса остается одна солнечная радиация, величина которой начинает уменьшаться, зато в расходной части возрастают затраты тепла на испарение, достигая своего максимума (в 1957 г. 70% от общих потерь).

Цимлянское водохранилище может быть отнесено к числу тех водоемов, на которых первая фаза периода осеннего охлаждения как сколько-нибудь длительная отсутствует, так как слабая летняя стратификация при интенсивном остывании верхних слоев воды и ветровом перемешивании быстро переходит в осеннюю гомотермию. Отклонением от этого была осень 1956 г., когда охлаждение в условиях прямой стратификации продолжалось до 30/IX в центральной части водохранилища, а на приплотинной захватило и начало октября.

В течение августа, сентября и октября температура воды понижается довольно плавно на 3—5° в месяц. Особенно сильно начинает понижаться температура воды в конце октября — в ноябре, на который приходится наибольшее число дней с бурными ветрами.

В условиях осенней гомотермии вода в водохранилище равномерно охлаждается до момента установления температуры наибольшей плотности воды по всей толще водоема.

Судя по данным измерений температуры воды на постах и по наблюдениям на рейдовых вертикалях, можно сказать, что установление максимальной плотности воды на верхнем участке приходится на первую декаду ноября, а на центральном и нижнем — на третью.

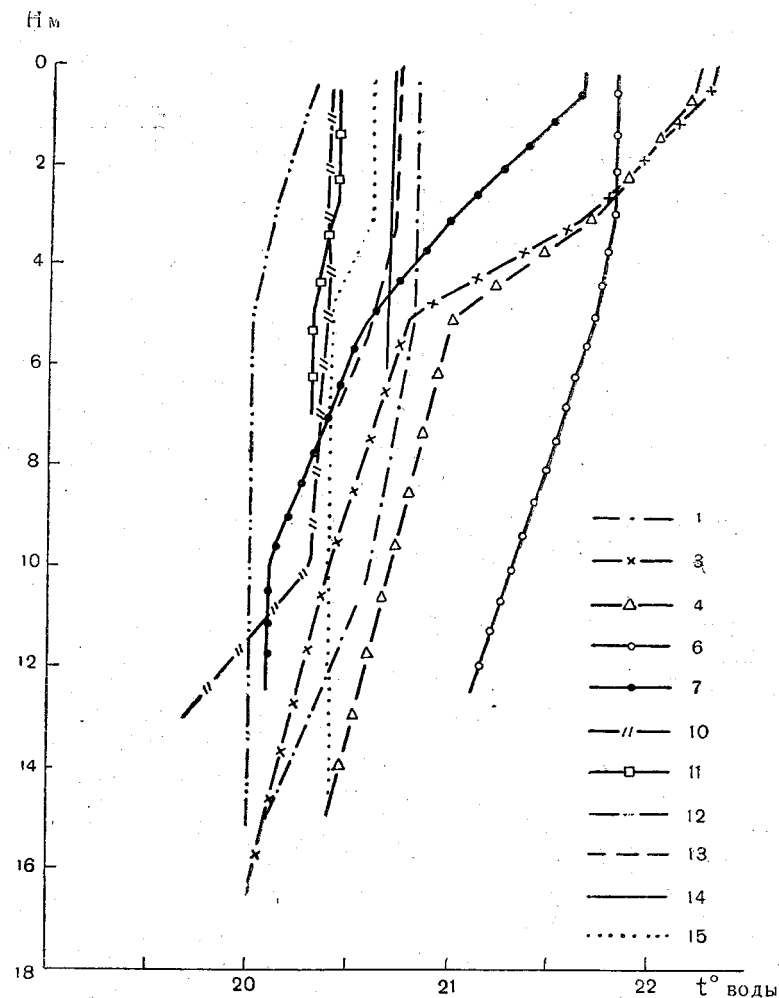


Рис. 6. Распределение температуры воды на вертикалях 1, 3, 4, 6, 7, 10—15 по глубине 1—2/IX 1964 г.

4. Термический режим Цимлянского водохранилища в период ледостава

Наиболее интенсивное уменьшение теплозапасов на всех участках наблюдается в предледоставный период. Величина интенсивности изменения теплозапасов увеличивается от нижних участков к верхним. Естественно, что верхний — Калачевский участок, как наиболее мелкий, остывает быстрее, а теплозапасы его в предледоставный период значительно меньше, чем двух других участков. В табл. 5 приведены сведения о теплозапасах по участкам водохранилища на дату перехода температуры воздуха через 0° .

Таблица 5

Запасы тепла по участкам Цимлянского водохранилища на дату перехода температуры воздуха через 0°

Годы	Теплозапасы по участкам		
	верхний $H_{\text{ср}}$ 5—7 м	средний $H_{\text{ср}}$ 8,8 м	нижний $H_{\text{ср}}$ 12,2 м
1953	34	418	2526
1954	495	1210	6215
1955	1000	3125	6765
1957	2	—	2600
1958	600	800	5400
1964	—	1661	4120

В 1956 г. на верхней части среднего участка вода охладилась до нуля уже ко 2/XII. По данным наблюдений при термическом разрезе 2/XII выше хут. Красноярского встречались плавающие поля шуги, на берегах к этому времени образовалась значительная полоса берегового припая. Нижняя же часть этого участка была совершенно свободной от льда. На нижней границе участка (водпост Кривской) температура воды была $0,8^{\circ}$.

Продолжительность периода от начала установления отрицательных температур воздуха до установления нулевых температур воды зависит от интенсивности охлаждения водоема и различна в различные годы.

На ЦГМО за дату наступления нулевых температур воды принималась дата, от которой впервые за 8-часовой срок наблюдений на водпосте участка температура воды была $\leq 0,2^{\circ}$, но правильное определение фактической даты наступления нулевой температуры воды затруднено. Например, 27/XI 1954 г. на приплотинном участке началось скопление шуги непосредственно у плотины, в течение 28 и 29/XI ширина образовавшихся там в результате смерзания шуги заберегов достигла 100—200 м, а у плотины к этому времени повсеместно образовались навалы шуги и мелкого битого льда высотой до 3 м. Температура же воды на Цимлянском водпосту лишь 1/XII опустилась до $0,2^{\circ}$.

В период с момента установления нулевых температур воды до установления ледостава расход тепла зависит от скорости ветра. Так, при скорости ветра 15 м/сек расход тепла за период переохлаждения воды составил по участкам: на верхнем — 1400 кал/см², на среднем — 3680 кал/см², на нижнем — 2500 кал/см². Как видно, расход тепла при таком ветре весьма велик, но сильное волнение препятствует установлению ледостава. Вследствие переохлаждения воды образуется внутризодный лед и ледостав может образоваться в результате смерзания плавающих льдин толщиной 3—5 см. При скоростях ветра порядка 5—10 м/сек соответствующий расход тепла значительно меньше: на среднем участке — 420 кал/см², на нижнем — 900 кал/см². При таком ветре образования внутриводного льда не наблюдается и ледяной покров может образоваться в момент установления нулевых температур или несколько опередить его.

За период с 1952 по 1962 гг. амплитуда в датах появления первых ледовых явлений равна 82 дням. В 1959 г. было зафиксировано самое раннее за период наблюдений установление ледостава по всему водохранилищу — 27 ноября. Особенности установления ледостава в этом году были следующие обстоятельства: 1) малая разница в сроках установления ледостава на разных участках; 2) раннее образование ледяного покрова на центральном и приплотинном участках.

Близкое по сроку раннее образование сплошного ледяного покрова на Цимлянском водохранилище было в 1953 г. 29/XI. Причиной тому было низкое стояние уровня 28,9 м (водохранилище не было еще заполнено).

Позднее образование сплошного ледяного покрова на приплотинном участке наблюдалось в 1957 г. (7/I 1958 г.) и в 1960 г. (25/I 1961 г.). В 1957 г. разница в сроках замерзания верхнего и нижнего участков водохранилища составила 45 дней. В табл. 6 приведены ранние, поздние и средние даты появления первых ледовых явлений и установления сплошного ледостава.

Таблица 6

Ранние, средние и поздние даты появления первых ледовых явлений и установления ледостава за период 1953—1962 гг.

Водпост	Первые ледовые явления			Установление ледостава		
	ранние	средние	поздние	раннее	среднее	позднее
Калач-на-Дону	8/XI 1953	20/XI	9/XII 1962	17/XI 1959	30/XI	23/XII 1961
Ложки	5/XI 1956	17/XI	2/XII 1962	8/XI 1953	25/XI	22/XII 1961
Нижнечирская	8/XI 1953	20/XI	9/XII 1962	8/XI 1953	28/XI	22/XII 1961
Суворовский	7/XI 1953	21/XI	9/XII 1962	20/XI 1959	9/XII	7/I 1961
Ильмень-Суворовский	7/XI 1953	18/XI	10/XII 1962	10/XII 1962	2/XII	7/I 1961
Красноярский	9/XI 1953	30/XI	7/I 1961	22/XII 1959	12/XI	20/I 1961
Кривской	14/XI 1959	10/XII	23/XII 1961	22/XI 1959	20/XII	21/I 1961
Цимлянский	23/XI 1959	15/XII	20/I 1961	27/XI 1959	24/XII	25/I 1961
Цимлянский порт	9/XI 1953	7/XII	19/I 1961	20/XI 1959	17/XII	20/I 1961

Раньше всего замерзает водохранилище в районе в/п. Ложки. Затем ледовые образования постепенно опускаются к плотине. Наиболее поздно покрывается льдом приплотинный участок.

Нарастание ледяного покрова интенсивно происходит в начале ледостава. В первые 15—20 дней нарастание толщины льда достигает 1,5—2,0 см/сут, а затем 0,5 см/сут. В зависимости от погодных условий рост толщины ледяного покрова может уменьшиться, либо вообще может начаться уменьшение толщины льда. Так, в январе 1960 г. из-за теплой погоды толщина льда уменьшилась на 1—3 см. В 1957 г. максимальная толщина льда наблюдалась в конце января — 55 см. После этого в результате февральских оттепелей толщина льда уменьшилась к началу марта до 35 см. Наибольшей толщины лед бывает на приплотинном и среднем участках водохранилища между хут. Ильмень-Суворовским и хут. Красноярским (табл. 7).

Таблица 7

Максимальная толщина льда на Цимлянском водохранилище

Пункт наблюдений	Г о д ы									
	1953	1954	1955	1956	1957	1958	1959	1960	1962	1964
Калач-на-Дону	60	50	20	59	43	33	37	40	32	52
Ложки	—	64	37	80	59	33	47	65	43	55
Нижнечирская	45	46	23	61	40	26	37	48	33	53
Ильмень-Суворовский	70	83	24	84	53	34	55	53	50	80
Суворовский	46	65	17	77	52	33	40	62	42	60
Красноярский	49	67	28	106	51	32	63	53	51	72
Кривской	—	70	16	57	48	25	48	53	42	72
Цимлянский	56	73	21	72	53	29	47	53	45	53
Приморский	55	60	39	89	54	23	62	49	44	63

Снег на льду в течение зимы залегает неравномерно, ветром его относит к берегам и торосам. Максимальная высота снега на льду обычно приходится на февраль и составляет 25—30 см.

В табл. 8 приводится продолжительность сплошного ледостава по наблюдениям на береговых водпостах за ряд лет. Максимальная продолжительность ледостава — 163 дня была в зиму 1953—1954 гг. у хут. Ильмень-Суворовского; минимальная — 47 дней — в зиму 1960—1961 гг. у в/п Цимлянский.

Поступление тепла на водохранилище начинается с нижнего участка, что определяется его южным расположением, и отсюда распространяется вверх по нему. Однако, несмотря на это, первой вскрывается речная часть (выше с. Ложки), что объясняется поступлением теплой талой воды из р. Дона. Затем начинается более или менее одновременное разрушение льда на всей остальной площади — образуются трещины, разводья, наибольшее число которых наблюдается на месте бывшего русла Дона.

Таблица 8

Продолжительность сплошного ледостава по данным водомерных постов Цимлянского водохранилища

Водпост	Г о д ы										
	1952—1953	1953—1954	1954—1955	1955—1956	1956—1957	1957—1958	1958—1959	1959—1960	1960—1961	1963—1964	Среднее
Калач-на-Дону	144	140	120	133	115	137	144	137	130	131	133
Ложки	140	161	115	140	126	130	141	134	128	135	135
Нижнечирская	142	151	121	121	113	136	135	150	132	134	134
Суворовский	115	153	118	129	115	130	135	135	124	135	132
Ильмень-Суворовский	144	163	123	143	139	127	133	137	125	138	137
Красноярский	126	150	111	123	115	100	134	131	62	134	118
Кривской	126	149	113	117	87	91	103	130	61	122	109
Приморский	128	138	111	112	100	85	100	129	62	126	107
Цимлянский	127	127	116	113	74	97	107	127	47	123	104

Неподвижный ледяной покров, так же как и плавучий лед дольше всего сохраняется в центральной и приплотинной частях водохранилища.

Сравнивая сроки вскрытия и очищения водохранилища и р. Дона до создания Цимлянской ГЭС, можно заметить, что вскрытие и очищение от льда верхнего речного участка практически не изменилось. Разрушение льда на нижнем участке значительно задерживается по сравнению с речным. Исключением был 1957 г., когда интенсивная волна тепла захватила только южные районы водохранилища. Затем наступило похолодание и в северных районах потепление началось значительно позже. Приплотинная часть вскрылась и очистилась от льда еще в начале марта; к 21 марта вскрытие распространилось до хут. Красноярского. Остальная часть водохранилища вскрылась в конце марта — начале апреля. Неподвижный ледяной покров дольше всего сохранялся у хут. Ильмень-Суворовского.

Раннее начало таяния наблюдается в середине февраля, позднее — в конце марта. Заканчивается таяние льда соответственно в третьей декаде марта или в конце апреля. Поэтому время очищения водохранилища определяется, главным образом, условиями второй половины зимы (февраля и первой половины марта), а в случае средних и поздних сроков очищения значительное влияние приобретают и условия весны (второй половины марта и апреля).

ЛИТЕРАТУРА

1. Зайков Б. Д. Очерки по озероведению, ч. 1. Гидрометеиздат, Л., 1955.
2. Кокоулин П. П. Цимлянское водохранилище. Сборник работ Цимлянской гидрометеорологической обсерватории, вып. 1. Гидрометеиздат, Л., 1958.
3. Тихомиров А. И. Основные черты термического режима Ладожского озера. Изв. ВГО, т. 96, вып. 5, 1964.

РАЗДЕЛ ВТОРОЙ
ВОПРОСЫ
ОКЕАНОЛОГИИ, ГИДРОФИЗИКИ И ГИДРОХИМИИ

А. И. Савичев

**НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ АТМОСФЕРНЫХ ПРОЦЕССОВ
В МАРТЕ—МАЕ И ПРОГНОЗ БАРИЧЕСКОГО ПОЛЯ НА ИЮНЬ
ДЛЯ СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКИ**

В плане разработки метода составления долгосрочного прогноза среднемесячного поля давления для Северной Атлантики в теплое время года выделены группы лет однородных процессов с марта по июнь на материале 1900—1964 гг. Получен ряд характеристик групповых процессов, которые позволяют составлять прогноз на июнь знака и вероятностной величины аномалий давления для Северной Атлантики, а также прогноз знака и величины аномалий повторяемости основных форм циркуляции атмосферы.

Разработка методов долгосрочных прогнозов погоды и гидрометеорологического режима над океаническими районами, и в частности над Северной Атлантикой, диктуется потребностью промыслового и торгового мореплавания.

В настоящее время общепризнанно, что научной основой долгосрочных прогнозов погоды являются закономерности общей циркуляции атмосферы, отражающие действие определенных факторов, закономерности ее непериодических колебаний. Достижения в области изучения атмосферы и гидросферы еще недостаточны, чтобы на их основе можно было построить надежные гидротермодинамические методы прогнозов погоды или каких-либо других гидрометеорологических явлений. Непознанными еще являются как некоторые внешние воздействия, от которых в той или иной степени зависят атмосферные процессы, так и некоторые внутренние закономерности в развитии атмосферных процессов, которые до настоящего времени не выявлены ввиду их сложности и недостаточности материалов наблюдений, позволяющих разобраться в причинной зависимости и взаимной обусловленности наблюдаемых явлений. Кроме того, точное решение уравнений динамики и термодинамики атмосферы сопряжено с большими трудностями чисто математического характера, а также с трудностями в связи отсутствием исходных данных нужной точности.

Как известно, кардинальным является вопрос заблаговременного предсказания поля давления, так как по заданному полю давления достаточной для практических целей точностью могут быть рассчитаны некоторые элементы режима атмосферы и гидросферы.

В связи с изложенным в настоящее время для решения задачи долгосрочного прогноза целесообразно использование таких характеристик циркуляции, которые косвенным образом отображали бы совме-

стное влияние основных факторов, определяющих общую циркуляцию атмосферы. К таким характеристикам относятся типы атмосферной циркуляции, распределение аномалий давления и температуры по полушарию. Применительно к разработке способа прогноза среднемесячного поля давления над Северной Атлантикой целесообразно использовать формы W , E , C (по Г. Я. Вангенгейму) и типы Z , M_1 , M_2 (по А. А. Гирсу) атмосферной циркуляции на полушарии. В ряде работ [1, 2, 6 и др.] зафиксированы особенности распределения аномалий давления и температуры при основных формах атмосферной циркуляции. Получены также карты типового распределения аномалий давления и температуры при разновидностях основных форм атмосферных процессов на полушарии [4, 5], т. е. с учетом процессов в тихоокеанском американском секторе (W_m , E_z , C_m и т. д.). Все эти данные показывают, что при расчленении непрерывной последовательности процессов на основные формы циркуляции мы выделяем над северным полушарием процессы с принципиально отличными чертами.

Выбор данной типизации продиктован еще и тем, что она положена в основу макроциркуляционных методов долгосрочных прогнозов погоды большой и малой заблаговременности, достаточно изучены закономерности формирования и преобразования этих форм, а также режим погоды при каждой форме циркуляции, что позволяет систематически составлять прогнозы не только типов процессов, но и режим погоды, связанный с ними.

Известно, что температура и циркуляция легче поддаются прогнозу, чем наземное давление. Существующие способы долгосрочного прогнозирования в большинстве своем предусматривают прогноз среднемесячной аномалии температуры воздуха. Результаты оперативного испытания различных методик месячных прогнозов погоды показали [8], что для всех методик характерно резкое уменьшение оправданности по мере увеличения ряда испытаний. Наиболее успешным оказался метод, учитывающий некоторые закономерности сопряженности атмосферных процессов в северном полушарии [3].

В разработке способа прогноза среднемесячного поля давления над Северной Атлантикой для летних месяцев нам представляется возможным исходить из группировки (типизации) макросиноптических процессов, наблюдавшихся над указанным районом, с учетом длительной истории процессов, происходящих над всем северным полушарием, используя принцип аналогичности. Основное положение принципа аналогичности заключается в том, что сходные синоптические ситуации обуславливая сходную географическую локализацию и интенсивность аномалий тех или иных характеристик циркуляции, явились результатом сходного развития синоптических процессов в прошлом. При этом допускается, что и дальнейшее развитие исходных процессов будет аналогичным.

Известно, что чем длительнее срок, на который составляется прогноз, тем более крупные (во времени и пространстве) закономерности развития процессов должны учитываться при анализе процессов предшествующего периода. Мы исходим из гипотезы, что макропроцессы формирующие определенный тип среднемесячного поля давления в любом летнем месяце над Северной Атлантикой, во многом определяются процессами, развивающимися над северным полушарием в предшествующих трех месяцах.

Очень важной и трудной задачей, требующей глубокого проникновения в природу атмосферных движений, является отыскание самого индекса аналогичности. Очевидно, в него должны входить такие эле

менты, такие характеристики циркуляции, которые могут быть использованы в качестве динамически значимых предсказателей.

То или иное конкретное среднемесячное поле давления формируется весьма сложным комплексом причин и возможно, что основные из них до настоящего времени не известны. Совершенно ясно при этом, что для разработки надежного метода месячного прогноза поля давления совершенно недостаточен учет какого-либо одного фактора.

Известно [4, 5], что при одинаковой повторяемости процессов W , C , E в одноименные месяцы в отдельных районах полушария распределение аномалий давления и температуры может существенно отличаться, если эти одинаковые формы будут зафиксированы в различных стадиях развития, т. е. в виде различных разновидностей.

То же самое, аналогия по температуре (а также по давлению) не может являться критерием аналогичности, так как один и тот же характер аномалии температуры (или давления) может быть обусловлен различными факторами атмосферной циркуляции. Исходя из этого, для цели предсказания среднемесячного поля давления над Северной Атлантикой, мы отыскивали асинхронные связи, опирающиеся на характер циркуляции, воздухообмен, распределение температуры воздуха у поверхности и направление ее переноса над северным полушарием на протяжении трех месяцев, предшествующих прогнозируемому.

В настоящей статье, на примере разработки способа прогноза барического поля для Северной Атлантики на июнь месяц, мы покажем основные моменты подхода к решению задачи в целом для всего летнего периода (июнь—август). Материалом для исследования послужили ежедневные синоптические карты северного полушария, ежемесячные карты среднего поля давления, аномалий давления и температуры, карты среднего давления за ЭСП, каталоги форм и типов циркуляции на полушарии Г. Я. Вангенгейма и А. А. Гирса за период с 1900 по 1964 г. включительно.

По особенностям формирования среднемесячного поля давления над Северной Атлантикой и по характеру преобразования форм атмосферной циркуляции период с 1900 по 1964 г. был разбит на 8 групп (табл. 1). В основу такого деления легла аналогичность в географической локализации и интенсивности основных барических образований на картах среднемесячного поля давления в июне, аналогичность в распределении среднемесячных аномалий давления и температуры на полушарии как в исходном периоде (март—май), так и в прогнозируемом месяце (июнь), аналогичность степени развития процессов определенных форм циркуляции на полушарии, а также однородность развития синоптических процессов внутри прогнозируемого месяца над Северной Атлантикой.

Следует, однако, заметить, что и после такой взаимной увязки годы, вошедшие в одну группу, не в полной мере аналогичны друг другу по перечисленным видам характеристик и по каждому из четырех месяцев, особенно в исходном периоде.

Так, например, встречаются случаи, когда в одном месяце сопоставляемых лет отмечается сходство в распределении аномалий давления и температуры, однако имеет место несоответствие форм циркуляции, получивших аномальное развитие. В таком случае мы отдавали предпочтение первому фактору, считая, что хотя формы циркуляции различны, одна из них находится в такой стадии преобразования в другую форму, что характеристики полей метеорологических элементов у них уже весьма близки. Встречаются и обратные случаи, когда формы циркуляции и их повторяемость совпадают, а распределение аномалий

Таблица 1

Группы однородных процессов и распределение их по эпохам

Первая		Вторая		Третья		Четвертая		Пятая		Шестая		Седьмая		Восьмая	
годы	эпохи	годы	эпохи	годы	эпохи	годы	эпохи	годы	эпохи	годы	эпохи	годы	эпохи	годы	эпохи
1912	W	1922	W	1907	W	1903	W	1901	W	1904	W	1900	W	1914	W
1915	W	1923	W	1935	E	1910	W	1933	E	1906	W	1902	W	1917	W
1924	W	1925	W	1946	C	1916	W	1936	E	1908	W	1905	W	1919	W
1927	W	1929	E	1950	E+C	1926	W	1937	E	1913	W	1909	W	1930	E
1928	W	1938	E	1951	E+C	1932	E	1939	E	1918	W	1911	W	1940	C
1931	E	1945	C	1952	E+C	1947	C	1953	E+C	1921	W	1920	W	1941	C
1934	E	1962	E+C	1954	E+C	1948	C	1964	E+C	1942	C	1949	E+C	1943	C
				1961	E+C	1956	E+C			1944	C	1955	E+C	1959	E+C
												1957	E+C		
												1958	E+C		
												1960	E+C		
												1963	E+C		

различно. В таких случаях, если годы были аналогичны по всем характеристикам в прогнозируемом месяце и в одном из исходных, они оставались в одной группе.

Было выявлено, что среднемесячное поле давления формируют разные синоптические процессы, однако среди них имеется комплекс процессов, обуславливающих однотипную картину среднемесячного барического поля над изучаемым районом. В подавляющем большинстве случаев один из процессов этого комплекса по своей повторяемости является, как правило, преобладающим и нередко продолжительность этого процесса составляет более половины месяца. При группировке лет большое внимание уделялось однородности комплекса процессов в прогнозируемом месяце и в особенности датам начала и окончания преобладающих процессов в каждой группе лет.

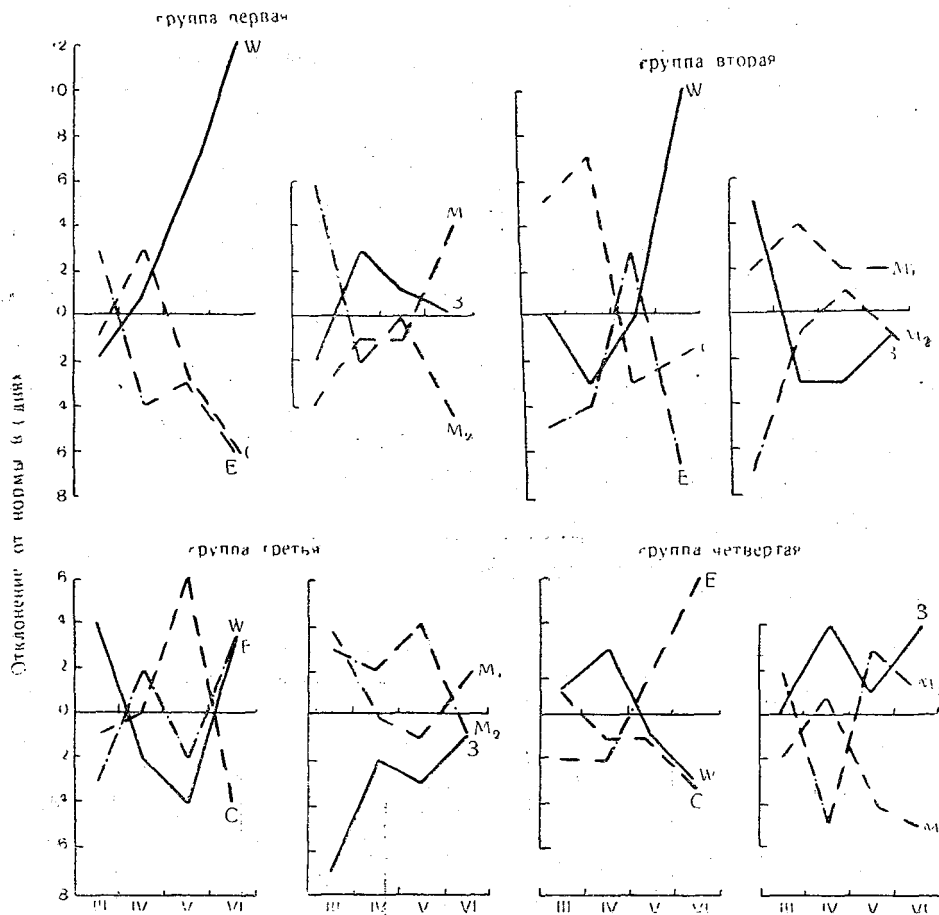


Рис. 1. Отклонение от нормы повторяемости форм W , C , E и типов 3 , M_1 , M_2 при процессах первой, второй, третьей и четвертой групп

Характер междумесечных преобразований форм E , W , C и типов 3 , M_1 , M_2 представлен в виде кривых повторяемости дней с перечисленными формами и типами циркуляции для каждой группы лет в отдельности (рис. 1, 2). На графиках по оси абсцисс отложены месяцы, а по оси ординат величины среднегрупповых аномалий числа дней с указанными формами и типами.

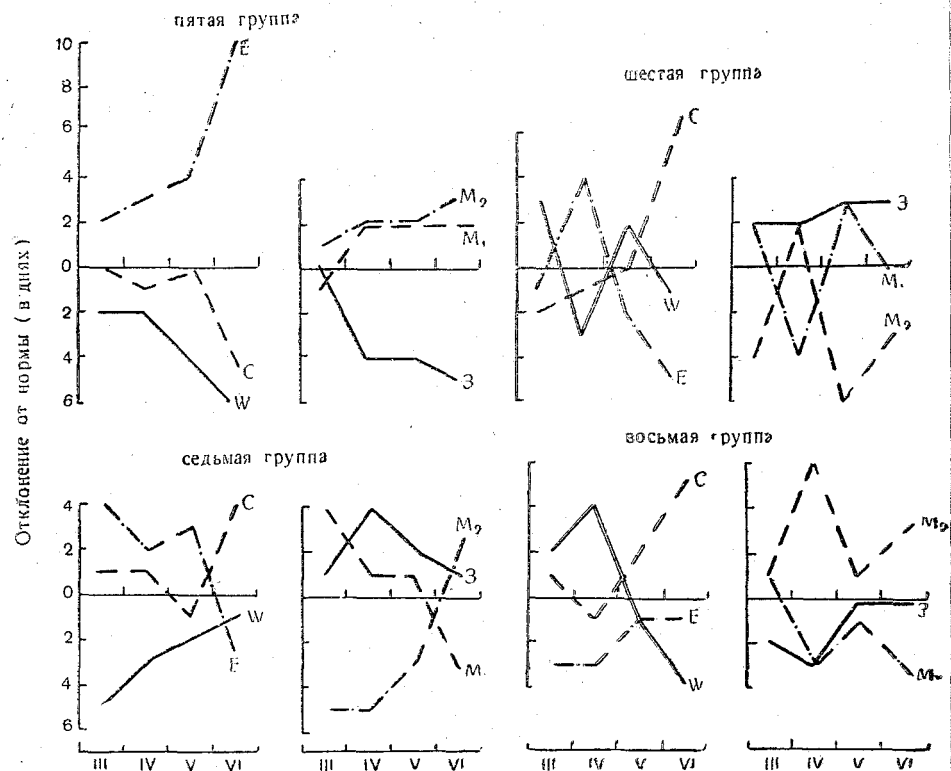


Рис. 2. Отклонение от нормы повторяемости форм W , C , E и типов 3 , M_1 , M_2 при процессах пятой, шестой, седьмой и восьмой групп.

Средняя многолетняя повторяемость форм и типов атмосферной циркуляции представлена в табл. 2.

Таблица 2

Средняя многолетняя повторяемость (в днях) форм и типов атмосферной циркуляции (1900—1960 гг.)

Месяцы	W	E	C	3	M_2	M_1
Март	10	13	8	10	15	6
Апрель	9	13	8	9	13	8
Май	9	12	10	11	11	9
Июнь	10	9	11	8	6	16

Анализ этих графиков позволяет схематически изобразить характер развития и преобразования форм атмосферной циркуляции в марте—июне для рассматриваемых групп лет:

первая	E_{M_2}	$\rightarrow$	C_3	$\rightarrow$	W_3	$\rightarrow$	W_{M_1}
вторая	$C_{(3+M_1)}$	$\rightarrow$	C_{M_1}	$\rightarrow$	$E_{(M_1+M_2)}$	$\rightarrow$	W_{M_1}
третья	$W_{(M_1+M_2)}$	$\rightarrow$	E_{M_2}	$\rightarrow$	C_{M_1}	$\rightarrow$	$(W+E)_{M_1}$
четвертая	$(W+C)_{M_2}$	$\rightarrow$	$W_{(3+M_1)}$	$\rightarrow$	$E_{(3+M_2)}$	$\rightarrow$	$E_{(3+M_2)}$
пятая	E_{M_2}	$\rightarrow$	$E_{(M_1+M_2)}$	$\rightarrow$	$E_{(M_1+M_2)}$	$\rightarrow$	$E_{(M_1+M_2)}$
шестая	$W_{(3+M_1)}$	$\rightarrow$	$E_{(3+M_2)}$	$\rightarrow$	$W_{(3+M_1)}$	$\rightarrow$	C_3
седьмая	$(E+C)_{(3+M_1)}$	$\rightarrow$	$(E+C)_{(3+M_1)}$	$\rightarrow$	$E_{(3+M_1)}$	$\rightarrow$	$C_{(3+M_1)}$
восьмая	$(W+C)_{(M_1+M_2)}$	$\rightarrow$	W_{M_2}	$\rightarrow$	C_{M_1}	$\rightarrow$	C_{M_2}

Первые три группы характеризуются аномальным развитием в прогнозируемом месяце процессов в основном разновидностей западной формы, четвертая и пятая — восточной формы, шестая, седьмая и восьмая — меридиональной формы. Однако принадлежат эти годы в каждой группе к различным циркуляционным эпохам. Это и понятно, так как характер процессов, определяющих сущность, и наименование эпохи, может по-разному проявляться в различные месяцы и сезоны лет, составляющих данную эпоху. В работе [7] отмечено, что в некоторые месяцы и даже сезоны необязательно ожидать аномального развития процессов той формы циркуляции, наименование которой дано эпохе по средним годовым данным. К тому же учет аналогичности развития форм циркуляции от месяца к месяцу использовался нами как одно из средств при выделении однородных групп формирования среднемесячного барического поля над Северной Атлантикой. Из этого следует, что среднегрупповые данные не всегда однозначно отражают характер преобразования форм и типов циркуляции в каждом месяце всех лет групп.

При объединении лет в группы учитывалось не только преобразование форм циркуляции на протяжении рассматриваемого 4-месячного периода, но и связанные с ним особенности распределения аномалий давления и температуры в северном полушарии. Поэтому в каждой группе наблюдается не только определенное, характерное для нее развитие макропроцессов, но и определенная последовательность смены режима погоды.

В ходе исследования построены карты вероятности знака аномалий давления и температуры в последовательные месяцы март — июнь и групповые карты среднемесячного поля давления и аномалий давления для прогнозируемого (июня) месяца. На этих картах зафиксированы групповые характеристики выделенных нами процессов формирования определенного типа среднемесячного барического поля над Северной Атлантикой в прогнозируемом месяце, а также характеристики исходных процессов над северным полушарием. На картах наряду с распределением основных очагов положительной и отрицательной аномалий, характеризующих в известной мере особенности синоптических процессов, видна также и степень однородности данных характеристик в годах, вошедших в группы.

В настоящей статье не представляется возможным поместить все карты для всех групп и дать их подробный анализ. Мы рассмотрим

лишь карты третьей группы (рис. 3, 4), которые были использованы для составления опытного прогноза на июнь 1965 г.

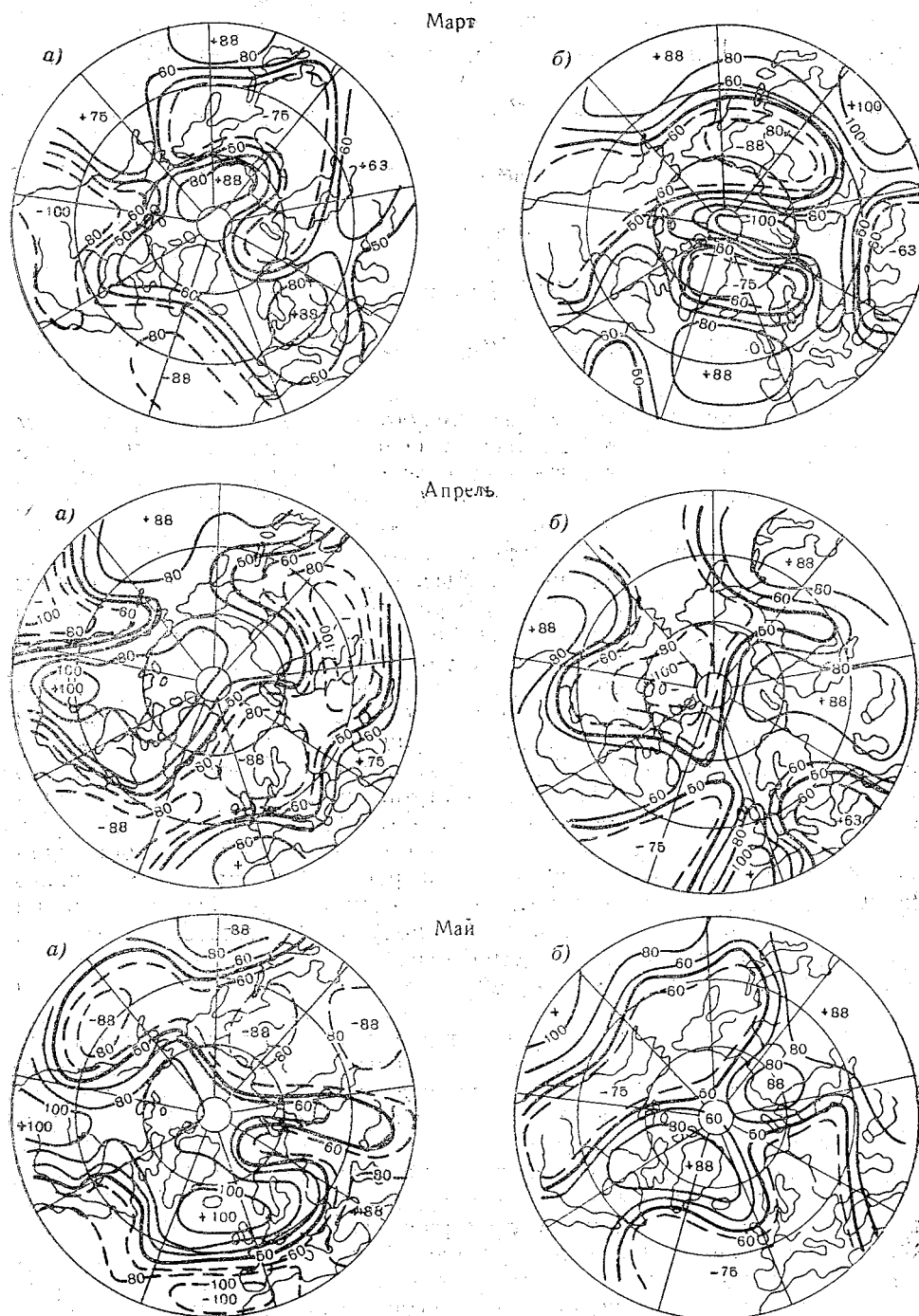


Рис. 3. Вероятность знака аномалии давления (а) и температуры (б) в марте—мае третьей группы.

Как уже указывалось, характер развития и преобразования форм атмосферной циркуляции в исходных и прогнозируемом месяцах третьей группы лет можно представить в виде схемы

$$\begin{array}{ccccccc} \text{III} & & \text{IV} & & \text{V} & & \text{VI} \\ W_{(M_1 + M_2)} & \rightarrow & E_{M_2} & \rightarrow & C_{M_2} & \rightarrow & (W + E)_{M_1} \end{array}$$

В исходном периоде данной группы лет на картах каждого месяца довольно четко заметны отличия от средней многолетней картины. Вероятность появления этих особенностей в большинстве случаев и на больших пространствах полушария довольно высокая.

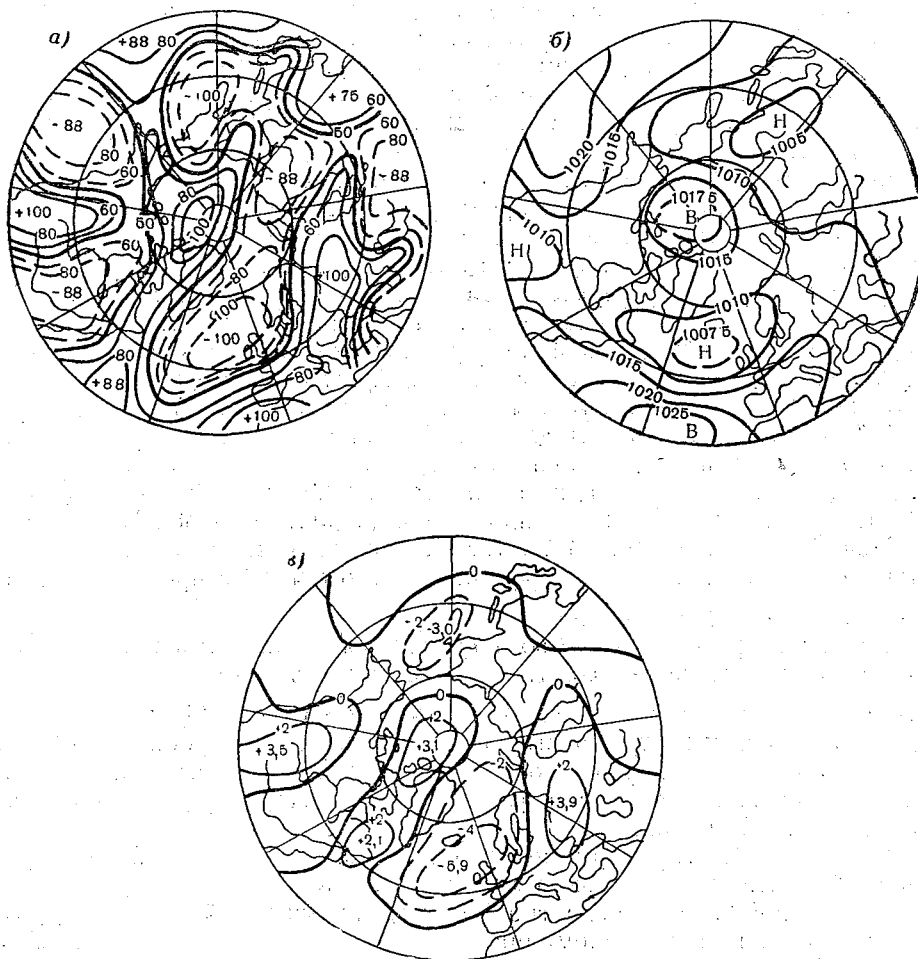


Рис. 4. Прогностические карты для июня третьей группы:
а — вероятность знака аномалии давления; б — поле давления; в — аномалии давления

Для марта (рис. 3) характерно формирование над США, центральными районами Северной Атлантики и Баренцевым морем пониженного относительно нормы фона давления с вероятностью 80—100%.

Южная часть Евразийского материка, а также большая часть акватории Тихого океана в этом месяце находится в области положи-

тельных аномалий давления. При этом, над восточными районами континента Северной Америки, Европой и Китаем формируются (вероятность 80—100%) положительные аномалии температуры, в то время как отрицательные аномалии отмечаются над Чукоткой, западными районами Северной Америки и над Норвежским морем. Такое распределение аномалий давления и температуры имеет много общего с W_m разновидностью макроциркуляционного процесса. В этом можно легко убедиться если сравнить карты вероятностей положительных и отрицательных аномалий давления и температуры в марте с типовой картой распределения аномалий давления и температуры при макропроцессе W_m [4]. Подобное сравнение полученных нами карт вероятностей с типовыми картами разновидностей макропроцессов на полушарии в холодное [4] и в теплое время года [5] полезно проводить каждый раз, что дает возможность легко выявлять отличие данного процесса от типового. Надо помнить при этом, что рассматриваемый нами исходный период является переходным сезоном, поэтому черты сходства карт каждого месяца могут быть с типовыми картами как холодного, так и теплого времени года.

Формирование в приземном слое указанных очагов аномалий давления и температуры в марте предопределяет последующее развитие процессов в апреле месяце.

В апреле исходного периода третьей группы происходит повышение фона относительно нормы почти над всем континентом Северной Америки, включая канадский сектор Арктики, с вероятностью 80—100%. В связи с повышенной повторяемостью процессов антициклогенеза над Канадой и канадским сектором Арктики формируются сильно выхолаженные воздушные массы (вероятность 80—100%).

Отрицательная аномалия давления локализуется над центральными районами Азии (вероятность 100%), восточными районами Тихого океана (вероятность 100%), юго-западными районами Северной Атлантики (вероятность 86%) и Скандинавией (вероятность 86%).

Почти весь европейский континент при этом подвержен влиянию теплых воздушных масс. На полушарии в этом месяце происходит развитие процессов формы E_m .

Сравнение рассматриваемых карт апреля с типовыми картами для холодного времени показало, что наибольшее сходство их наблюдается с типовыми картами макропроцесса W_m и W_{m_1} , что можно объяснить влиянием процессов предшествующего месяца. Подробный анализ процессов апреля показал, что в этом месяце в первом секторе преобладают близкие к западной форме разновидности процессов восточной формы циркуляции.

В мае отмечается формирование над центральными районами Северной Атлантики обширной области положительной аномалии давления со 100-процентной вероятностью при повышенной повторяемости очагов отрицательной аномалии температуры над Гренландией и Исландией. Над континентом Северной Америки продолжает удерживаться положительная аномалия давления также со 100-процентной вероятностью над США, но при отрицательной аномалии температуры над Канадой.

Повышенная повторяемость отрицательных аномалий давления в этом месяце отмечается над южными районами Северной Атлантики, почти над всем европейским континентом и северо-восточными районами Тихого океана. Территория Европы в этом месяце подвергается влиянию арктических масс воздуха, поступающих по восточной периферии атлан-

тического антициклона, аномально смещенного к северу. Повторяемость выше нормы областей положительных аномалий температуры отмечается над всей Азией.

Рассмотренное распределение повторяемостей аномалий давления и температуры в мае исходного периода свидетельствует о глубоком междоушном обмене воздушных масс, свойственном процессам формы C_m , и оно типично для процессов данной разновидности макроциркуляционного процесса.

Перейдем к рассмотрению карт прогностического месяца (июня) третьей группы лет (рис. 4). Как уже отмечалось, при этом в атлантико-евразийском секторе происходит развитие процессов E и W форм. Для тихоокеанско-американского сектора характерно в данный месяц аномальное развитие процессов типа M_1 (рис. 1). Такие особенности развития форм и типов циркуляции нашли отражение в приведенных картах для июня.

Над центральными районами Северной Атлантики и над районами Баренцева и Карского морей формируется обширная область пониженного давления с вероятностью 80—100%. С такими же значениями вероятности формируются области аномалий и над другими географическими районами северного полушария, что говорит о высокой степени однородности данной характеристики в годах, вошедших в группу. При этом среднегрупповая величина отрицательной аномалии давления над Северной Атлантикой довольно значительна для данного месяца летнего сезона, а область очерченная изолинией 100-процентной повторяемости занимает обширную территорию.

Это свидетельствует о том, что в прогнозируемом месяце рассматриваемой группы лет над указанным районом следует ожидать активизации циклонической деятельности. С большой вероятностью (80—100%) следует ожидать усиления гребня азорского антициклона, ориентированного на ЕТС, а также арктического антициклона. Над Чукотским полуостровом и восточной частью континента Северной Америки ожидается пониженный, по сравнению с многолетней «нормой», фон давления. Отмеченные особенности хорошо видны на приведенных групповых картах поля давления и аномалий давления для июня.

Таким образом, особенности синоптических процессов в рассмотренной группе лет тесно связаны с характером преобразования форм и типов циркуляции. Нами было показано, что в каждой группе наблюдается определенное, характерное только для нее преобразование форм и типов циркуляции. Поэтому группы существенно различаются по особенностям синоптических процессов, в частности, по распределению аномалий давления и температуры в исходных месяцах и по характеру барического поля в прогнозируемом месяце. Если однородность в междумесячном характере преобразования форм и типов атмосферной циркуляции позволяет учитывать фон, на котором развиваются процессы какой-либо группы лет, то групповые карты, являясь количественным показателем однородности лет в группах, дают представление о типовых особенностях развития процессов внутри группы от месяца к месяцу.

Высокие значения вероятности (80—100%) над большими площадями северного полушария доказывают сравнительно высокую степень однородности лет, вошедших в группу. Полученные в ходе исследования групповые графики повторяемости числа дней с процессами типа W , C , E и $З$, M_1 , M_2 (рис. 1, 2), карты вероятной локализации знака аномалий давления и температуры (рис. 3) имеют определенное прогностическое значение. Особенно большое значение имеют характеристики,

полученные для исходного периода. Успех прогноза по типовым характеристикам во многом зависит от удачного выбора нужной группы по исходным данным, поэтому важно иметь четкие различия по ряду характеристик в исходном периоде.

Рассматривая групповые графики повторяемости форм W , C , E в исходном периоде, можно видеть, что в большинстве групп наблюдается развитие определенной формы циркуляции или определенной комбинации двух форм. Однако есть такие группы, в исходных периодах которых наблюдается одна и та же форма циркуляции. Например, пятая и седьмая группы в периоде с марта по май характеризуются развитием E формы. В этих случаях надо уделять внимание характеру хода других форм и особенно — процессам, происходящим во втором секторе и характеру распределения аномалий температуры и давления на полушарии. Из графиков видны существенные различия в характере преобразования типов во втором секторе в сравниваемых группах лет.

Особо большое прогностическое значение имеют групповые карты. Они позволяют так же, как и графики циркуляции, определить к какой группе процессов относится текущий исходный процесс. Если текущий исходный процесс сходен по распределению аномалий давления и температуры и по другим характеристикам с исходным процессом данной группы (март—май), то групповые карты вероятностей локализации аномалий давления, карты средних значений аномалий давления и карты среднемесячного поля давления для последующего месяца (июнь) являются прогностическими. С их помощью для исследуемого района (что также возможно и для других географических районов северного полушария, где локализируются значительные величины вероятностей тех или иных характеристик в прогнозируемом месяце) можно указать не только вероятный знак, но также и вероятное значение аномалий давления в прогнозируемом месяце.

Предлагаемый способ составления прогнозов среднемесячного поля давления или аномалий среднемесячного давления над Северной Атлантикой для июня месяца можно представить в виде следующих основных этапов, которые мы проиллюстрируем на примере прогноза на июнь 1965 г., составленного автором в опытным порядке на независимом материале.

1. Производится анализ макросиноптических процессов в северном полушарии с марта по май, определяется число дней с процессами W , C , E , $З$, M_1 , M_2 в каждом из этих месяцев и строятся кривые отклонения от нормы повторяемости форм W , C , E и типов $З$, M_1 , M_2 .

2. Строят карты аномалий среднемесячного давления и температуры в северном полушарии для каждого месяца с марта по май 1965 г.

3. Сопоставляют указанные в пункте 2 карты и кривые с соответствующими групповыми картами и кривыми для каждой из восьми групп и решают вопрос о том, к какой из восьми групп ближе всего был ход процессов текущего года. В нашем примере оказалось, что ход их был ближе всего к процессам третьей группы.

4. Среднее групповое число дней с формами и типами атмосферной циркуляции и среднегрупповые карты среднемесячного давления, аномалий давления и повторяемости аномалий давлений и температуры принимаются как прогностические указания на июнь месяц.

Приведенные фактические карты среднемесячных характеристик поля давления июня 1965 г. (рис. 5) и рассмотренные ранее среднегрупповые карты прогностического месяца (рис. 4) имеют много общего и особенно по району Северной Атлантики.

При этом, на полушарии в июне 1965 г. произошло развитие процессов формы $(E + W)_{M_2}$. Этот прогноз хорошо оправдался как по знаку, так и по величине среднемесячной аномалии давления над Северной Атлантикой, а также в большинстве районов полушария по знаку аномалии давления. Хорошо оправдался прогноз по знаку и величине отклонения от нормы повторяемости форм атмосферной циркуляции в первом секторе, но не оправдался во втором. Обеспеченность прогнозов данного метода как на зависимом, так и на независимом материале будет автором опубликована в дальнейшем.

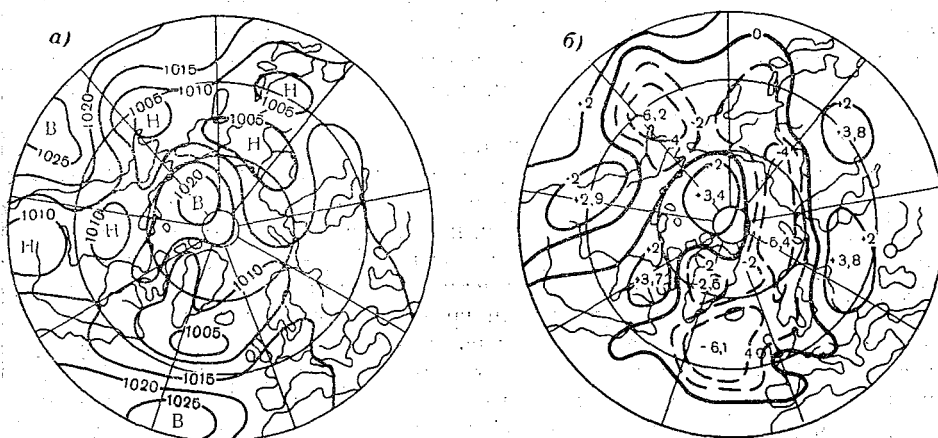


Рис. 5. Фактические карты для июня 1965 г.:
а — поле давления; б — аномалии давления

Рассмотренный метод в принципе не дает возможности предвидеть экстремальные случаи развития процессов, а лишь позволяет составлять с определенной обеспеченностью прогнозы наиболее вероятного хода циркуляции и величины аномалии давления в прогнозируемом (июне) месяце после их определенного характера в прошлом (март—май), но нередко случаи, когда при аналогичном характере макропроцессов в прошлом происходят существенные их расхождения в будущем.

Чтобы предсказывать крупную аномалию давления, необходим учет специфики преобразования циркуляции и погоды в конкретные годы, на которые составляется прогноз. Для этого надо провести тщательный анализ каждого конкретного года, входящего в каждую из восьми групп и, несмотря на принципиальное сходство лет, вошедших в каждую типовую группу, выявить отличие каждого года от среднегрупповых характеристик, установить физические причины таких отличий и отобрать лучшие годы-гомологи для данного месяца.

Уточнение прогноза путем выбора из группы лучших лет-гомологов нам кажется наиболее правильным, так как при этом отбираются годы, во-первых, одинаковые с текущим годом по длительности истории развития макропроцессов, а во-вторых, близкие по особенностям синоптических процессов в прогностическом месяце.

Однако все эти характеристики являются средними за месяц, а одной из основных задач данного исследования было получение также прогностических связей, дающих возможность составлять детализированный прогноз на месяц для Северной Атлантики.

Известно, что осреднение за месяц, часто может погасить даже крупные атмосферные процессы. Как уже указывалось выше, каждая

группа по возможности составлена из лет, имеющих определенную аналогичность в характере развития синоптических процессов и их смене над Северной Атлантикой внутри прогнозируемого месяца. Указывалось также, что основные особенности развития процессов той или иной группы лет формируются в результате аномального развития одной из основных форм циркуляции.

В данном исследовании предполагается, что если удастся в прогнозическом месяце, относящемся к определенному типовому процессу, выделить периоды однотипных синоптических процессов, а также наметить примерно даты начала и конца и определить последовательность их смены, то можно будет предсказать основные черты барического поля в последовательные периоды будущего месяца при условии, что этот месяц входит в аналогичный с изучаемым типовой процесс.

Таким образом, на основании проведенного исследования можно сделать следующее заключение.

1. Изучение особенностей синоптических процессов над Северной Атлантикой на многолетнем материале в июне месяце с учетом характера циркуляции, воздухообмена и распределения температуры воздуха у поверхности в предшествующих трех месяцах (март — май) над северным полушарием показало, что, если принимать во внимание наиболее крупные, ведущие особенности макропроцессов, все их многообразие можно обобщить в восьми группах однородных процессов.

2. Получен ряд характеристик групповых процессов (карты вероятностей локализации положительных и отрицательных аномалий давления и температуры в отдельные месяцы, групповые графики повторяемости форм и типов атмосферной циркуляции, групповые карты аномалий и поля давления для прогнозируемого месяца).

3. Групповые средние характеристики позволяют составлять прогноз не только распределения знака аномалии давления над Северной Атлантикой, но и вероятностную среднемесячную величину аномалии а также прогноз знака и величины аномалий повторяемости основных форм циркуляции атмосферы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Вангенгейм Г. Я. Основы макроциркуляционного метода долгосрочного прогноза погоды для Арктики. Труды ААНИИ, т. 34, 1952.
2. Вангенгейм Г. Я. Опыт изучения общей циркуляции атмосферы применительно к задаче построения метода долгосрочных гидрометеорологических прогнозов. Труды первой научной конференции по общей циркуляции атмосферы. Гидрометеиздат, М., 1962.
3. Воробьева Е. В. Сопряженность атмосферных процессов в северном полушарии. Гидрометеиздат, Л., 1962.
4. Гирс А. А. Типовые характеристики основных разновидностей форм атмосферной циркуляции в холодное время года. В сб.: «Проблемы Арктики», вып. 7 изд-во «Морской транспорт», Л., 1959.
5. Гирс А. А. Типовые характеристики основных разновидностей форм атмосферной циркуляции в теплое время года. В сб.: «Проблемы Арктики и Антарктики» вып. 2, изд-во «Морской транспорт», Л., 1960.
6. Гирс А. А. Основы долгосрочных прогнозов погоды. Гидрометеиздат, Л., 1960.
7. Гирс А. А. Внутригодовые преобразования форм атмосферной циркуляции и их прогноз. Труды Всесоюзного научного метеорологического совещания, т. II Гидрометеиздат, Л., 1963.
8. Храбров Ю. Б., Козельцева В. Ф. Результаты оперативного испытания различных методик месячных прогнозов погоды. Труды ЦИП, вып. 124, 1963.

В. Н. ВЕРЕТЕННИКОВ

К ВОПРОСУ О НЕСТАЦИОНАРНЫХ ЧИСТО ДРЕЙФОВЫХ ТЕЧЕНИЯХ

Получено аналитическое решение задачи о нестационарных чисто дрейфовых течениях в однородном океане. Тангенциальное напряжение ветра считается произвольной функцией времени. Дается пример расчета, показывающий, что период становления чисто дрейфового течения согласуется с общепринятым значением.

В настоящее время имеется ряд работ, в которых получены решения нескольких нестационарных задач при различных частных видах поля тангенциального давления ветра. П. С. Линейкин [3] в задаче для бароклинного моря принимал, что поле ветра и все гидродинамические характеристики не зависят от одной горизонтальной координаты. П. А. Киткин [2] решил задачу о нестационарной циркуляции в круглом море под действием симметричного относительно центра моря поля ветра. Веландер [6] исследовал нестационарные ветровые течения в мелком море.

В отличие от этих работ, в которых накладывается существенное ограничение на поле ветра, А. С. Саркисян [5] рассчитал нестационарные ветровые течения в однородном океане при поле ветра, которое является произвольной функцией координат и времени. Е. Г. Никифоров [4] исследовал ветровые течения в сильно переслоенном море, развивающиеся под воздействием ветра, меняющегося во времени любым заданным образом.

В работе рассматривается следующая задача: пусть в данной точке поверхности океана, находящегося в состоянии покоя, начиная с некоторого момента времени $t \geq 0$, начинает действовать произвольно меняющееся во времени касательное напряжение ветра; требуется получить картину возникновения чисто дрейфового течения в этой точке океана и его приспособления к ветру.

Для определения положения частицы в океане введем прямоугольную декартову систему координат. Оси координат ориентируем следующим образом: ось x направлена на восток, y — на север, а ось z — вниз, перпендикулярно уровенной поверхности. Плоскость $хоу$ расположена на среднем уровне свободной поверхности океана.

В выбранной системе координат, неизменно связанной с вращающейся Землей, осредненные уравнения движения запишем в упрощенном виде:

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} + \bar{\omega}v &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + \nu \frac{\partial^2 u}{\partial z^2}, \\ \frac{\partial v}{\partial t} - \bar{\omega}u &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} + \nu \frac{\partial^2 v}{\partial z^2}, \end{aligned} \right\} \quad (1)$$

где u, v — горизонтальные составляющие скорости течения,

$$\bar{\omega} = 2 \omega \sin \varphi,$$

ω — угловая скорость вращения Земли,

φ — широта,

ρ — плотность морской воды,

ν — вертикальный коэффициент турбулентного обмена количеством движения, который полагается постоянным,

p — давление.

Рассмотрим частный случай, когда функции u и v , непрерывные и дифференцируемые, являются функциями только координаты z и времени t .

Начальные и граничные условия задачи (1) следующие:

$$u(z, 0) = 0, \quad v(z, 0) = 0, \quad (2)$$

$$\nu \frac{\partial u(0, t)}{\partial z} = -T_x(t), \quad \nu \frac{\partial v(0, t)}{\partial z} = -T_y(t), \quad (3)$$

$$u(H, t) = v(H, t) = 0, \quad (4)$$

где $T_x(t)$ и $T_y(t)$ — составляющие касательного напряжения ветра, H — глубина, которая считается постоянной и отождествляется с глубиной центра термоклина.

Необходимо заметить, что условия (4) отличны от подобных условий в задаче, решаемой Е. Г. Никифоровым [4], который принимал в слое скачка плотности условия чистого скольжения.

В силу линейности уравнений (1) их решения, удовлетворяющие условиям (2)–(4), можно представить в виде:

$$\left. \begin{aligned} u(z, t) &= u_d(z, t) + u_r(z, t), \\ v(z, t) &= v_d(z, t) + v_r(z, t), \end{aligned} \right\} \quad (5)$$

где u_d и v_d — дрейфовые, а u_r и v_r — градиентные составляющие скорости течения.

Будем искать решение для дрейфовых составляющих скорости течения, т. е. для следующей задачи:

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial u_d}{\partial t} - \nu \frac{\partial^2 u_d}{\partial z^2} + \bar{\omega}v_d &= 0, \\ \frac{\partial v_d}{\partial t} - \nu \frac{\partial^2 v_d}{\partial z^2} - \bar{\omega}u_d &= 0; \end{aligned} \right\} \quad (1a)$$

$$u_d(z, 0) = v_d(z, 0) = 0, \quad (2a)$$

$$\nu \frac{\partial u_d(0, t)}{\partial z} = -T_x(t), \quad \nu \frac{\partial v_d(0, t)}{\partial z} = -T_y(t), \quad (3a)$$

$$u_d(H, t) = v_d(H, t) = 0. \quad (4a)$$

Вводя комплексную функцию скорости течения

$$U(z, t) = u_d(z, t) + i v_d(z, t) \quad (6)$$

и касательного напряжения ветра

$$T(t) = T_x(t) + i T_y(t), \quad (7)$$

получим вместо системы одно уравнение.

Далее, положив

$$U(z, t) = V(z, t) \cdot e^{i\bar{\omega}t}, \quad (8)$$

получим однородное уравнение

$$\frac{\partial V}{\partial t} - \nu \frac{\partial^2 V}{\partial z^2} = 0 \quad (1a')$$

с нулевым начальным условием

$$V(z, 0) = 0 \quad (2a')$$

и с неоднородными граничными условиями

$$\nu \frac{\partial V(0, t)}{\partial z} \cdot e^{i\bar{\omega}t} = -T(t), \quad (3a')$$

$$V(H, t) = 0. \quad (4a')$$

Неоднородные граничные условия сводятся к однородным заменой

$$V(z, t) = W(z, t) - \frac{T(t)}{\nu} \cdot e^{-i\bar{\omega}t} \cdot \left(1 - \frac{z}{H}\right) z, \quad (9)$$

где $-\frac{T(t)}{\nu} \cdot e^{-i\bar{\omega}t} \cdot \left(1 - \frac{z}{H}\right) z$ — дважды дифференцируемая функция, удовлетворяющая неоднородным граничным условиям.

Тогда вместо задачи (1 а') — (4 а') будем иметь:

$$\frac{\partial W}{\partial t} - \nu \frac{\partial^2 W}{\partial z^2} = \frac{\partial T}{\partial t} \cdot \frac{1}{\nu} \left(1 - \frac{z}{H}\right) z \cdot e^{-i\bar{\omega}t} + \\ + \frac{2T}{H} \cdot e^{-i\bar{\omega}t} - \frac{T}{\nu} \left(1 - \frac{z}{H}\right) z \cdot i\bar{\omega} \cdot e^{-i\bar{\omega}t}, \quad (16)$$

$$W(z, 0) = \frac{T(0)}{\nu} \left(1 - \frac{z}{H}\right) z, \quad (26)$$

$$\frac{\partial W(0, t)}{\partial z} = 0, \quad (36)$$

$$W(H, t) = 0. \quad (46)$$

Произведя замену

$$W(z, t) = \chi(z, t) + Y(z, t), \quad (10)$$

получим две краевые задачи: 1) однородное уравнение с ненулевым начальным условием и однородными граничными условиями; 2) неоднородное уравнение с нулевым начальным и однородными граничными условиями.

Начнем с решения однородного уравнения при однородных граничных условиях.

Положим $\chi(z, t) = Z(z) T(t)$. Подставляя в уравнение и разделяя переменные, получим

$$\frac{T'(t)}{T(t)} = \nu \frac{Z''(z)}{Z(z)} = -\lambda,$$

откуда

$$T(t) = C \cdot e^{-\lambda t},$$

$$\nu Z''(z) + \lambda Z(z) = 0.$$

Краевые условия определяются граничными условиями

$$Z'(0) = 0, Z(H) = 0$$

для функции $Z(z)$, которая должна быть решением краевой задачи Штурма-Лиувилля.

Обозначая через λ_n собственные значения краевой задачи, а через $Z_n(z)$ — собственные функции, получим

$$\chi_n(z, t) = C_n \cdot e^{-\lambda_n t} Z_n(z). \quad (11)$$

Решением будет ряд

$$\chi(z, t) = \sum_{n=1}^{\infty} \chi_n(z, t) = \sum_{n=1}^{\infty} C_n \cdot e^{-\lambda_n t} Z_n(z). \quad (12)$$

Используя граничные условия, найдем:

$$\lambda_n = \frac{(2n-1)^2 \pi^2}{4H^2} \nu, \quad Z_n(z) = A_n \cos \frac{(2n-1)\pi}{2H} z,$$

откуда

$$\chi(z, t) = \sum_{n=1}^{\infty} B_n \cdot e^{-\nu \frac{(2n-1)^2 \pi^2}{4H^2} t} \cos \frac{(2n-1)\pi}{2H} z.$$

При $t = 0$, используя начальные условия, будем иметь

$$\chi(z, 0) = \frac{T(0)}{\nu} \left(1 - \frac{z}{H}\right) z = \sum_{n=1}^{\infty} B_n \cos \frac{(2n-1)\pi}{2H} z,$$

то это есть разложение функции $\frac{T(0)}{\nu} \left(1 - \frac{z}{H}\right) z$ в ряд Фурье по собственным функциям задачи Штурма—Лиувилля, откуда

$$B_n = \frac{2}{H} \int_0^H \frac{T(0)}{\nu} \left(1 - \frac{\eta}{H}\right) \eta \cos \frac{(2n-1)\pi}{2H} \eta d\eta. \quad (13)$$

Подставляя (13) в (12), придадим ей вид

$$\chi(z, t) = \int_0^H G(z, \eta, t) f_1(\eta) d\eta, \quad (14)$$

где $G(z, \eta, t)$ — функция Грина

$$\begin{aligned} G(z, \eta, t) = \frac{2}{H} \sum_{n=1}^{\infty} \exp \left[-\nu \frac{(2n-1)^2 \pi^2}{4H^2} t \right] \cdot \cos \frac{(2n-1)\pi}{2H} \eta \times \\ \times \cos \frac{(2n-1)\pi}{2H} z, \end{aligned} \quad (15)$$

$$f_1(\eta) = \frac{T(0)}{\nu} \left(1 - \frac{\eta}{H}\right) \eta.$$

Перейдем к решению неоднородного уравнения с нулевыми начальными и однородными граничными условиями.

Решение будем искать в виде ряда по собственным функциям

$$Y(z, t) = \sum_{n=1}^{\infty} Y_n(t) \cos \frac{(2n-1)\pi}{2H} z, \quad (16)$$

где $Y_n(t)$ подлежат определению.
Функцию $f_2(z, t)$

$$f_2(z, t) = \frac{\partial T}{\partial t} \cdot \frac{1}{v} z \left(1 - \frac{z}{H}\right) \cdot e^{-i\omega t} - \\ - i\omega \frac{T}{v} \left(1 - \frac{z}{H}\right) z e^{-i\omega t} + \frac{2T}{H} \cdot e^{-i\omega t}$$

также представим рядом

$$f_2(z, t) = \sum_{n=1}^{\infty} f_n(t) \cos \frac{(2n-1)\pi}{2H} z, \quad (17)$$

где $f_n(t)$ — коэффициенты разложения, определяемые по формулам

$$f_n(t) = \frac{2}{H} \int_0^H f_2(\eta, t) \cos \frac{(2n-1)\pi}{2H} \eta d\eta.$$

Подставляя в уравнение, будем иметь

$$\sum_{n=1}^{\infty} \left[Y'_n(t) + v \frac{(2n-1)^2 \pi^2}{4H^2} Y_n(t) - f_n(t) \right] \cos \frac{(2n-1)\pi}{2H} z = 0,$$

откуда с учетом того, что $Y_n(t) = 0$ при $t = 0$, получим

$$Y_n(t) = \int_0^t f_n(\tau) \exp \left[-v \frac{(2n-1)^2 \pi^2}{4H^2} (t - \tau) \right] d\tau.$$

Решение представим в следующей форме:

$$Y(z, t) = \int_0^t \int_0^H G(z, \eta, t - \tau) f_2(\eta, \tau) d\eta d\tau, \quad (18)$$

где

$$G(z, \eta, t - \tau) = \frac{2}{H} \sum_{n=1}^{\infty} \exp \left[-v \frac{(2n-1)^2 \pi^2}{4H^2} (t - \tau) \right] \times \\ \times \cos \frac{(2n-1)\pi}{2H} \eta \cdot \cos \frac{(2n-1)\pi}{2H} z. \quad (19)$$

Решение неоднородного уравнения (16) получается суммированием

$$W(z, t) = \int_0^H G(z, \eta, t) f_1(\eta) d\eta + \int_0^t \int_0^H G(z, \eta, t-\tau) f_2(\eta, \tau) d\eta d\tau. \quad (20)$$

Окончательно после преобразований имеем

$$U(z, t) = -\frac{8HT(t)}{\nu\pi^2} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{1}{(2n-1)^2} \left[1 - \frac{(-1)^{n+1} \cdot 4}{(2n-1)\pi} \right] \cos \frac{(2n-1)\pi}{2H} z + \\ + \frac{2}{H} \sum_{n=1}^{\infty} \cos \frac{(2n-1)\pi}{2H} z \int_0^t T(\tau) \exp \left[-\nu \frac{(2n-1)^2 \pi^2}{4H^2} (t-\tau) + \right. \\ \left. + i\bar{\omega}(t-\tau) \right] d\tau - \frac{T(t)}{\nu} \left(1 - \frac{z}{H} \right) z. \quad (21)$$

Проанализируем полученную формулу для частного случая поля ветра. Будем считать, что ветер при $t > 0$ не изменяет направления и скорости и дует в положительном направлении оси x . Тогда после преобразования получим

$$u_x(z, t) = \frac{2T_x}{H} \left\{ \sum_{n=1}^{\infty} \left[\frac{4H^2 \nu \pi^2 (2n-1)^2}{(2n-1)^4 \pi^4 \nu^2 + 16H^4 \bar{\omega}^2} - \right. \right. \\ - \frac{4H^2 \nu \pi^2 (2n-1)^2 \exp \left[-\nu \frac{(2n-1)^2 \pi^2}{4H^2} t \right]}{(2n-1)^4 \pi^4 \nu^2 + 16H^4 \bar{\omega}^2} \cos \bar{\omega} t + \\ \left. + \frac{16\pi^4 \bar{\omega} \exp \left[-\nu \frac{(2n-1)^2 \pi^2}{4H^2} t \right]}{(2n-1)^4 \pi^4 \nu^2 + 16H^4 \bar{\omega}^2} \sin \bar{\omega} t \right] \cos \frac{(2n-1)\pi}{2H} z \left\} - \right. \\ \left. - \frac{T_x}{\nu} \left(1 - \frac{z}{H} \right) z. \quad (22)$$

Здесь первый и последний член в правой части выражают течение, которое в конце концов установится под действием постоянного ветра, а второй и третий — описывают влияние инерции на процесс становления течения.

Так же как и Е. Г. Никифоров [4] приходим к заключению, что время становления течения тем больше, чем глубже располагается слой скачка плотности и чем меньше турбулентный обмен в воде.

Так, в частности, для $\varphi = 45^\circ$, $H = 50$ м, $\nu = 10^3$ см²/сек время становления чисто дрейфового течения 5—7 часов (критерий становления был принят $0,05 \cdot u_{\infty}$, где u_{∞} — предельное установившееся значение скорости чисто дрейфового течения). Этот период становления чисто дрейфового течения согласуется с общепринятым значением. Из выражения (21) можно получить горизонтальную составляющую скорости чисто дрейфового течения в точке океана на экваторе, полагая для простоты, что движение зонально и ветер не меняется во времени.

$$u_d(z, t) = \frac{8HT_x}{\nu\pi^2} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{1}{(2n-1)^2} \left\{ \frac{(-1)^{n+1} \cdot 4}{(2n-1)\pi} - \exp\left[-\nu \frac{(2n-1)^2 \pi^2}{4H^2} t\right] \right\} \times \\ \times \cos \frac{(2n-1)\pi}{2H} z - \frac{T_x}{\nu} \left(1 - \frac{z}{H}\right) z. \quad (23)$$

При $\nu = 100$ см²/сек, $H = 200$ м получим, что период становления чисто дрейфового течения на экваторе составляет 2—2,5 месяца. Это говорит о том, что структура течения на экваторе в динамическом отношении оказывается более сложной.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бабич В. М., Михлин С. Г. и др. Линейные уравнения математической физики. Изд-во «Наука», М., 1964.
2. Киткин П. А. О циркуляции, возбуждаемой ветром в море переменной плотности. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 3, 1953.
3. Линейкин П. С. К теории неустановившихся ветровых течений в глубоком море. ДАН СССР, т. 106, № 1, 1956.
4. Никифоров Е. Г. К теории нестационарных ветровых течений в условиях сильно переслоенного моря. Труды ААНИИ, т. 120, вып. 1, 1961.
5. Саркисян А. С. О нестационарных ветровых течениях в однородном океане. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 8, 1957.
6. Welander P. Wind action on a Shallow sea; some generalizations of Ekman's theory, Tellus, 9, № 1, 1957.

И. А. КАГАН

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ МЕТЕОЭЛЕМЕНТОВ НАД ПОВЕРХНОСТЬЮ ПРУДА-ОХЛАДИТЕЛЯ

Обсуждаются результаты экспериментальных исследований распределения метеоэлементов над поверхностью пруда-охладителя Молдавской ГРЭС. Получены графики изменения с расстоянием от уреза величин отклонений скорости ветра, температуры и влажности над водой на различных высотах от соответствующих величин над сушей. Экспериментальные данные согласуются с результатами теоретических расчетов.

При производстве тепловых расчетов прудов-охладителей для определения теплоотдачи испарением и конвекцией с поверхности пруда, по формулам Дальтона и Ньютона [5] необходимо, наряду с прочими величинами, знать скорость ветра, температуру и влажность воздуха над водой на высоте 2 м. Расчетная скорость ветра получается умножением скорости ветра, наблюдаемой на ближайшей к водоему метеостанции на два эмпирических поправочных коэффициента, один из которых учитывает характер рельефа и месторасположение метеостанции, а другой — изменение скорости ветра над прудом в тех случаях, когда водоем защищен высокими берегами и лесопосадками [5]. В действительности, коэффициент, служащий для перехода от скорости ветра, измеренной над сушей, к скорости ветра над водной поверхностью, зависит от гораздо большего числа факторов — шероховатости суши и водной поверхности, характера плотностной стратификации над сушей и водной поверхностью, расстояния от уреза и др. Но если в расчетную величину скорости ветра вводится поправочный коэффициент, хотя бы косвенно учитывающий изменение скорости ветра при переходе с суши на водоем, то температура и влажность воздуха над водоемом просто принимаются равными температуре и влажности над сушей без введения каких-либо поправок [5].

Между тем, известно [1, 2, 3], что если воздушная масса с определенными свойствами (скорость продвижения, температура, влажность) натекает на некоторую подстилающую поверхность, резко отличающуюся по своим свойствам от той поверхности, над которой эта масса находилась ранее, то под влиянием свойств этой новой подстилающей поверхности в процессе продвижения воздушной массы происходят изменения ее свойств — трансформация воздушной массы. Таким образом, температура, влажность воздуха и скорость ветра над сушей будут отличны от температуры, влажности воздуха и скорости ветра над водной поверхностью и будут изменяться над этой поверхностью по мере

удаления от берега. Выяснение характера изменений метеозлементов над нагретой поверхностью пруда-охладителя и было целью предпринятых исследований.

Экспериментальные работы проводились на пруде-охладителе Молдавской ГРЭС. В состав исследований входило производство градиентных наблюдений над скоростью ветра, температурой и влажностью воздуха в одной точке на берегу и в трех точках на воде, расположенных на расстояниях 350 м, 825 м и 1500 м от берега, при одновременных измерениях температуры поверхности почвы и воды. Наблюдения на воде велись со специальных понтонов, на каждом из которых крепилась 4-метровая мачта с приборами. Такая же мачта была установлена на берегу.

Скорость ветра измерялась контактными анемометрами системы ГГО на высотах 0,5 м; 1,0 м; 2,0 м и 4,0 м над поверхностью. Показания анемометров регистрировались электро-импульсными счетчиками системы СЭИ-1 и СБ1М. Наблюдения над температурой и влажностью воздуха велись с помощью психрометров Ассмана, укрепленных на высотах 0,5 м; 1,0 м и 2,0 м над поверхностью. Чтобы избежать влияния понтона, приборы на нижнем уровне 0,5 м крепились не к мачте, а к специальной консоли, вынесенной на расстояние 1 м в сторону от настила понтона. Наблюдения проводились часовыми сериями и значения всех измеряемых величин получались как средние за 1 час наблюдений. Все наблюдения и первичная обработка их были выполнены по стандартной методике [4], принятой в практике градиентных наблюдений.

За каждый час наблюдений были построены профили ветра, температуры и влажности воздуха, а также графики изменения величин этих метеозлементов по длине водохранилища. Из всех данных были отобраны только те часы наблюдений, которые удовлетворяли следующим требованиям: во-первых, ветер был устойчивым по величине и направлению и, во-вторых, ветер был ориентирован строго по створу наблюдений в направлении с суши на водоем.

При анализе результатов наблюдений рассматривались отдельно случаи, когда температура поверхности воды была выше температуры поверхности суши (вода теплее суши) и случаи, когда температура поверхности воды была ниже температуры поверхности суши (вода холоднее суши). В обоих случаях, как и следовало ожидать, скорость ветра и влажность воздуха увеличиваются при переходе воздушной массы с суши на водоем и продолжают увеличиваться по мере удаления от уреза. Увеличение скорости ветра объясняется уменьшением шероховатости водной поверхности по сравнению с шероховатостью суши; увеличение влажности воздуха над водой происходит благодаря тому, что водная поверхность всегда является более влажной по сравнению с поверхностью суши и естественно поэтому, что воздушная масса при переходе на такую поверхность и по мере продвижения над ней должна увлажняться.

Температура воздуха над водоемами увеличивается по сравнению с температурой воздуха над сушей в том случае, если вода теплее суши, и уменьшается в том случае, когда вода холоднее суши. Это и понятно, так как воздушная масса должна прогреваться, переходя на более теплую подстилающую поверхность, и охлаждаться при переходе на более холодную поверхность. При этом, как показали эксперименты, абсолютные величины отклонений температуры в условиях, когда вода холоднее суши, меньше, чем для условий нагретого в сравнении с су-

шей водоема (рис. 1). Это объясняется тем, что, когда вода холоднее суши, то плотностная стратификация над водоемом более устойчива, значит, степень турбулентности меньше, а, следовательно, величины изменений метеоэлементов должны быть меньшими, чем в том случае, когда вода теплее суши.

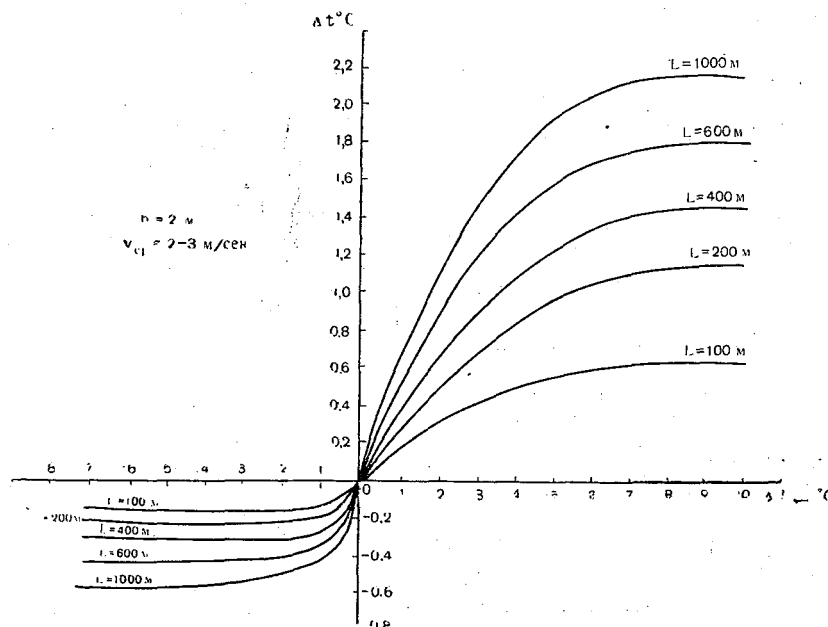


Рис. 1. Отклонения температур воздуха над водоемом от температур воздуха над сушей в зависимости от перепада температур вода — суша:

Δt — отклонение температур воздуха над водоемом от температур воздуха над сушей; $\Delta T_{в-с}$ — перепад температур вода — суша; L — расстояние от уреза; h — высота над подстилающей поверхностью; $v_{ср}$ — средняя скорость ветра над водоемом

Эксперименты подтвердили известный из физических соображений вывод о том, что основными факторами тепловой и влажностной трансформации являются перепады температур и влажностей между поверхностью воды и поверхностью суши. На рис. 1 показаны отклонения температур воздуха над водоемом от температур воздуха над сушей в зависимости от перепада температур между водой и сушей. Как видно из рисунка, с увеличением перепада температур вода — суша увеличиваются и величины отклонений температур воздуха.

Перепад шероховатостей подстилающих поверхностей вызывает отклонения скорости ветра, но величины этих отклонений по отношению к средней скорости ветра невелики в сравнении с аналогичными величинами для температуры и влажности. Дело в том, что профиль ветра закреплен в двух точках — на уровне шероховатости и на верхней границе пограничного слоя — и поэтому он является более консервативным по сравнению с профилями температуры и влажности, которые закреплены только в одной точке — на верхней границе пограничного слоя, а на уровне шероховатости могут принимать любые значения.

Поскольку отклонения величин метеозаэлементов над водоемом по сравнению с соответствующими значениями их над сушей вызываются изменениями свойств подстилающей поверхности, то естественно, что наибольшие величины отклонений наблюдаются у подстилающей поверхности, с высотой эти отклонения уменьшаются.

Было проведено сопоставление полученных экспериментальных данных с результатами расчета по теории Д. Л. Лайхтмана [3]. Качественно результаты теоретического расчета хорошо согласуются с экспериментальными данными. Что касается количественного согласования,

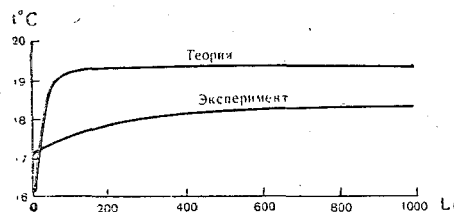


Рис. 2. Теоретическая и экспериментальная кривые отклонений температуры воздуха над водоемом от температуры воздуха над сушей по длине водохранилища

Как правило, теория дает более высокие значения здесь имеются некоторые расхождения между наблюдаемыми и вычисленными величинами (рис. 2). Такие значения величин отклонений метеозаэлементов по сравнению с экспериментом. Это обстоятельство, по-видимому, объясняется неучетом в теории смены шероховатостей подстилающей поверхностей. Теория предполагает шероховатость «старой» и «новой» подстилающих поверхностей одинаковыми. В рассматриваемом случае «старой» под-

стилающей поверхностью является покрытая растительностью поверхность суши, «новой» — слабовзволнованная (средний ветер 2—3 м/сек) поверхность ограниченного водоема, шероховатость которой всегда значительно меньше шероховатости суши. Таким образом, при теоретических расчетах мы берем заведомо завышенную величину шероховатости водной поверхности, что должно привести к завышению величин отклонений метеозаэлементов, так как увеличение шероховатости подстилающей поверхности вызывает усиление турбулентного обмена в приводном слое.

Неучетом смены шероховатостей подстилающих поверхностей, а также смены параметра стратификации ϵ можно объяснить и некоторое отличие в характере кривых (рис. 2).

Таким образом, при расчетах теплоотдачи испарением и конвекцией с поверхности прудов-охладителей температуру и влажность воздуха над прудом можно считать по формулам Д. Л. Лайхтмана [3]. В дальнейшем предполагается уточнение теории Д. Л. Лайхтмана путем введения в рассмотрение учета смены шероховатостей подстилающих поверхностей и смены параметра стратификации ϵ .

ЛИТЕРАТУРА

1. Гандин Л. С., Лайхтман Д. Л., Матвеев Л. Т., Юдин М. И. Основы динамической метеорологии. Гидрометеоиздат, Л., 1955.
2. Константинов А. Р. Испарение в природе. Гидрометеоиздат, Л., 1963.
3. Лайхтман Д. Л. Физика пограничного слоя атмосферы. Гидрометеоиздат, Л., 1961.
4. Руководство по градиентным наблюдениям и определению составляющих теплового баланса. Гидрометеоиздат, Л., 1964.
5. Технические указания к расчету прудов-охладителей. Госэнергоиздат, Л.—М., 1963.

И. А. КАГАН

РЕШЕНИЕ ЗАДАЧИ О ТРАНСФОРМАЦИИ ВОЗДУШНОЙ МАССЫ НАД ВОДОЕМОМ С УЧЕТОМ ИЗМЕНЕНИЯ СТРАТИФИКАЦИИ ПРИВОДНОГО СЛОЯ АТМОСФЕРЫ

Приводится решение задачи о трансформации воздушной массы над водоемом с учетом изменения стратификации приводного слоя атмосферы. На основе полученного решения предлагается оперативная методика расчета температурных и влажностных полей над водоемами и дается пример расчета изменений профиля температуры воздуха над нагретым водоемом.

Согласно теории трансформации воздушных масс [2], наибольшие изменения метеоэлементов при переходе воздушной массы с одной подстилающей поверхности на другую (например, с суши на водоем) происходят на первых нескольких десятках метрах от уреза. Однако экспериментальные исследования [1] показали, что изменения метеоэлементов с расстоянием происходят плавно, так что эти изменения ощущаются даже на расстоянии порядка 1000 м от уреза. По-видимому, это обстоятельство объясняется, главным образом, неучетом в теории изменения плотностной стратификации при перемещении воздушной массы над новой подстилающей поверхностью. Между тем известно, что если имеется контраст температур между старой и новой подстилающими поверхностями, то при натекании воздушной массы на новую подстилающую поверхность и по мере продвижения над ней температура воздуха над этой новой поверхностью изменяется, соответственно меняются и вертикальные градиенты температуры, что должно повлечь за собой и изменение интенсивности турбулентного обмена в приводном слое.

Поэтому в настоящей работе была предпринята попытка решения задачи о трансформации воздушной массы с учетом изменения стратификации приводного слоя атмосферы.

Рассматривается плоская задача, ось z направлена вертикально вверх, ось x — вдоль движения воздушной массы. Если пренебречь горизонтальной диффузией, то для установившегося процесса задача сведется к решению следующей системы уравнений:

$$\left. \begin{aligned} u_1 \frac{\partial T_1}{\partial x} &= \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial T_1}{\partial z}, \\ u_1 \frac{\partial q_1}{\partial x} &= \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial q_1}{\partial z} \end{aligned} \right\} \quad (1)$$

при граничных условиях:

$$\begin{aligned} x=0 \quad T_1 &= T_0(z), \\ q_1 &= q_0(z), \end{aligned} \quad (2)$$

$$\begin{aligned} x > 0 \\ z = z_0 \quad T_1 &= \text{const}, \\ q_1 &= \text{const}, \end{aligned} \quad (3)$$

$$\begin{aligned} x > 0 \\ z = \delta \quad T_1 &= T_0, \\ q_1 &= q_0, \end{aligned} \quad (4)$$

где u_1 , T_1 , q_1 — скорость ветра, температура и влажность над новой подстилающей поверхностью (над водоемом);

T_0 , q_0 — температура и влажность над старой подстилающей поверхностью (над сушей);

k — коэффициент турбулентного обмена над новой подстилающей поверхностью;

z_0 — параметр шероховатости новой подстилающей поверхности;

δ — высота пограничного слоя.

Представим скорость ветра, температуру и влажность над новой подстилающей поверхностью как сумму значений этих величин над старой поверхностью и некоторых отклонений, обусловленных трансформацией воздушной массы:

$$\left. \begin{aligned} u_1 &= u_0 + u, \\ T_1 &= T_0 + T, \\ q_1 &= q_0 + q. \end{aligned} \right\} \quad (5)$$

При этом, благодаря относительно малой изменчивости профиля скорости ветра [3], отклонением скорости ветра по сравнению с величиной скорости ветра над старой поверхностью можно пренебречь.

Представим отклонения T и q в виде произведений безразмерных отклонений температуры и влажности $\bar{T}$ и $\bar{q}$ на соответствующие величины отклонений на уровне шероховатости ΔT и Δq :

$$\left. \begin{aligned} T &= \bar{T} \cdot \Delta T, \\ q &= \bar{q} \cdot \Delta q. \end{aligned} \right\} \quad (6)$$

Подставляя соотношения (5) и (6) в уравнения (1) и граничные условия (2) — (4) и полагая, что над старой подстилающей поверхностью метеоэлементы не зависят от x , получим окончательно следующую систему уравнений:

$$\left. \begin{aligned} u_0 \frac{\partial \bar{T}}{\partial x} &= \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial \bar{T}}{\partial z}, \\ u_0 \frac{\partial \bar{q}}{\partial x} &= \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial \bar{q}}{\partial z} \end{aligned} \right\} \quad (7)$$

с граничными условиями:

$$\left. \begin{aligned} x = 0 \quad \bar{T}(z) = 0, \\ \bar{q}(z) = 0, \end{aligned} \right\} \quad (8)$$

$$\left. \begin{aligned} x > 0 \\ z = z_0 \quad \bar{T} = 1, \\ \bar{q} = 1, \end{aligned} \right\} \quad (9)$$

$$\left. \begin{aligned} x > 0 \\ z = \delta \quad \bar{T} = 0, \\ \bar{q} = 0. \end{aligned} \right\} \quad (10)$$

Изменения скорости ветра и коэффициента турбулентности зададим степенным законом:

$$u_0 = u_1 \left(\frac{z}{z_1} \right)^m, \quad (11)$$

$$k = k_1 \left(\frac{z}{z_1} \right)^{1-\varepsilon}, \quad (12)$$

где u_1 и k_1 — скорость ветра и коэффициент турбулентности на уровне $z_1 = 1$ м;

m и ε — параметры стратификации.

Введем, следуя И. И. Соломатиной [4], новую функцию

$$\tilde{\Pi}(x, z) = \frac{\bar{T} + \frac{L}{c_p} \bar{q}}{1 + \frac{L}{c_p}}, \quad (13)$$

где L — теплота испарения;

c_p — теплоемкость воздуха при постоянном давлении.

Тогда вместо двух уравнений (7) получим одно уравнение

$$u_0 \frac{\partial \tilde{\Pi}}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial \tilde{\Pi}}{\partial z} \quad (14)$$

с граничными условиями:

$$\tilde{\Pi}(0, z) = 0, \quad (15)$$

$$\tilde{\Pi}(x, z) = 1, \quad (16)$$

$$\tilde{\Pi}(x, \delta) = 0. \quad (17)$$

Следуя Д. Л. Лайхтману [1], введем новые независимые переменные η и ξ :

$$\eta = \left(\frac{z}{z_1} \right)^{\frac{m+\varepsilon+1}{2}}, \quad (18)$$

$$\xi = \frac{\varepsilon^2 k_1 x}{4p^2 u_1 z_1^2}, \quad (19)$$

где

$$p = \frac{\varepsilon}{1+m+\varepsilon}. \quad (20)$$

Полагая, что на некотором отрезке dx ε и p не зависят от x , запишем уравнение (14) в виде

$$\eta^2 \frac{\partial^2 \tilde{\Pi}}{\partial \eta^2} + (1-2p) \eta \frac{\partial \tilde{\Pi}}{\partial \eta} = \eta^2 \frac{\partial \tilde{\Pi}}{\partial \xi}, \quad (21)$$

а граничные условия:

$$\tilde{\Pi}(0, \eta) = 0, \quad (22)$$

$$\tilde{\Pi}(\xi, \eta_0) = 1, \quad (23)$$

$$\tilde{\Pi}(\xi, \eta_\delta) = 0, \quad (24)$$

где

$$\eta_0 = \left(\frac{z_0}{z_1} \right)^{\frac{m+\varepsilon+1}{2}}, \quad (25)$$

$$\eta_\delta = \left(\frac{\delta}{z_1} \right)^{\frac{m+\varepsilon+1}{2}}. \quad (26)$$

Систему (21) — (24) будем решать методом полупрямых, для чего дискретизируем переменную ξ , а переменную η оставим непрерывной.

Заменим производную $\frac{\partial \tilde{\Pi}}{\partial \xi}$ односторонней вперед направленной конечной разностью с шагом $\Delta \xi$

$$\frac{\partial \tilde{\Pi}}{\partial \xi} = \frac{\tilde{\Pi} - \tilde{\Pi}^\circ}{\Delta \xi}, \quad (27)$$

где $\tilde{\Pi}^\circ$ — значение функции $\tilde{\Pi}$ на конце каждого конечного отрезка $\Delta \xi$.

Заметим, что в начале первого отрезка $\tilde{\Pi}^\circ = 0$. Таким образом, граничное условие по горизонтали (22) оказывается автоматически выполненным.

При замене $\frac{\partial \tilde{\Pi}}{\partial \xi}$ ее конечноразностным аналогом мы полагали, что на отрезке $\Delta \xi$ параметры ε и p остаются неизменными, а при переходе к следующему $\Delta \xi$ меняются скачком.

Подставляя (27) в уравнение (21), получаем неоднородное уравнение Бесселя

$$\eta^2 \frac{d^2 \tilde{\Pi}}{d\eta^2} + (1 - 2p) \eta \frac{d\tilde{\Pi}}{d\eta} - \frac{\eta^2}{\Delta \xi} \tilde{\Pi} = - \frac{\eta^2}{\Delta \xi} \tilde{\Pi}^0. \quad (28)$$

Общее решение этого уравнения, найденное методом вариации произвольных постоянных, запишется в виде

$$\begin{aligned} \tilde{\Pi} = & \tilde{C}_1 \eta^p I_p \left(\frac{\eta}{\sqrt{\Delta \xi}} \right) + \tilde{C}_2 \eta^p K_p \left(\frac{\eta}{\sqrt{\Delta \xi}} \right) - \\ & - \frac{1}{\Delta \xi} \int_{\eta_0}^{\eta} \tilde{\Pi}^0 \eta^p \left[K_p \left(\frac{\tilde{\eta}}{\sqrt{\Delta \xi}} \right) I_p \left(\frac{\eta}{\sqrt{\Delta \xi}} \right) - I_p \left(\frac{\tilde{\eta}}{\sqrt{\Delta \xi}} \right) K_p \left(\frac{\eta}{\sqrt{\Delta \xi}} \right) \right] \tilde{\eta}^{1-p} d\tilde{\eta}, \end{aligned} \quad (29)$$

где $\tilde{C}_1$ и $\tilde{C}_2$ — постоянные интегрирования;

I_p и K_p — Бесселевы функции мнимого аргумента первого и второго родов.

Подставляя значения $\tilde{C}_1$ и $\tilde{C}_2$, найденные из граничных условий (23) и (24), в выражение (29), получим окончательное выражение для определения функции $\tilde{\Pi}$ в виде

$$\begin{aligned} \tilde{\Pi} = & \frac{\left(\frac{\eta}{\eta_0} \right)^p}{K_p \left(\frac{\eta_0}{\sqrt{\Delta \xi}} \right)} \left[K_p \left(\frac{\eta}{\sqrt{\Delta \xi}} \right) - K_p \left(\frac{\eta_0}{\sqrt{\Delta \xi}} \right) \frac{\Delta_p \left(\frac{\eta}{\sqrt{\Delta \xi}} ; \frac{\eta_0}{\sqrt{\Delta \xi}} \right)}{\Delta_p \left(\frac{\eta_0}{\sqrt{\Delta \xi}} ; \frac{\eta_0}{\sqrt{\Delta \xi}} \right)} \right] + \\ & + \frac{1}{\Delta \xi} \frac{\Delta_p \left(\frac{\eta}{\sqrt{\Delta \xi}} ; \frac{\eta_0}{\sqrt{\Delta \xi}} \right)}{\Delta_p \left(\frac{\eta_0}{\sqrt{\Delta \xi}} ; \frac{\eta_0}{\sqrt{\Delta \xi}} \right)} \int_{\eta_0}^{\eta} \tilde{\Pi}^0 \eta^p \Delta_p \left(\frac{\eta_0}{\sqrt{\Delta \xi}} ; \frac{\tilde{\eta}}{\sqrt{\Delta \xi}} \right) \tilde{\eta}^{1-p} d\tilde{\eta} - \\ & - \frac{1}{\Delta \xi} \int_{\eta_0}^{\eta} \tilde{\Pi}^0 \eta^p \Delta_p \left(\frac{\eta}{\sqrt{\Delta \xi}} ; \frac{\tilde{\eta}}{\sqrt{\Delta \xi}} \right) \tilde{\eta}^{1-p} d\tilde{\eta}, \end{aligned} \quad (30)$$

где

$$\Delta_p \left(\frac{\eta}{\sqrt{\Delta\xi}}; \frac{\eta_0}{\sqrt{\Delta\xi}} \right) = I_p \left(\frac{\eta}{\sqrt{\Delta\xi}} \right) K_p \left(\frac{\eta_0}{\sqrt{\Delta\xi}} \right) - K_p \left(\frac{\eta}{\sqrt{\Delta\xi}} \right) I_p \left(\frac{\eta_0}{\sqrt{\Delta\xi}} \right), \quad (31)$$

$$\Delta_p \left(\frac{\eta_\delta}{\sqrt{\Delta\xi}}; \frac{\eta_0}{\sqrt{\Delta\xi}} \right) = \Delta_p \left(\frac{\eta}{\sqrt{\Delta\xi}}; \frac{\eta_0}{\sqrt{\Delta\xi}} \right) \Big|_{\eta=\eta_\delta}. \quad (32)$$

Чтобы рассчитать $\tilde{P}$ по формуле (30), необходимо знать высоту внутреннего пограничного слоя δ . Для определения δ воспользуемся условием обращения вертикальных градиентов температуры и влажности в нуль на высоте δ . Вводя функцию $\tilde{P}$, запишем это условие в виде:

$$\frac{\partial \tilde{P}}{\partial \eta} \Big|_{\eta=\eta_\delta} = 0. \quad (33)$$

Подставляя выражение (30) в (33), получаем следующее соотношение для определения δ

$$\begin{aligned} & \frac{\Lambda_{p-1} \left(\frac{\eta_\delta}{\sqrt{\Delta\xi}}; \frac{\eta_0}{\sqrt{\Delta\xi}} \right)}{\Delta_p \left(\frac{\eta_\delta}{\sqrt{\Delta\xi}}; \frac{\eta_0}{\sqrt{\Delta\xi}} \right)} \int_{\eta_0}^{\eta_\delta} \tilde{P}(\tilde{\eta}) \eta_\delta^p \Delta_p \left(\frac{\eta_\delta}{\sqrt{\Delta\xi}}; \frac{\tilde{\eta}}{\sqrt{\Delta\xi}} \right) \tilde{\eta}^{1-p} d\tilde{\eta} - \\ & - \int_{\eta_0}^{\eta_\delta} \tilde{P}'(\tilde{\eta}) \eta_\delta^p \Lambda_{p-1} \left(\frac{\eta_\delta}{\sqrt{\Delta\xi}}; \frac{\tilde{\eta}}{\sqrt{\Delta\xi}} \right) \tilde{\eta}^{1-p} d\tilde{\eta} = \\ & = \Delta\xi \frac{\left(\frac{\eta_\delta}{\eta_0} \right)^p}{K_p \left(\frac{\eta_0}{\sqrt{\Delta\xi}} \right)} \left[K_{p-1} \left(\frac{\eta_\delta}{\sqrt{\Delta\xi}} \right) + K_p \left(\frac{\eta_\delta}{\sqrt{\Delta\xi}} \right) \frac{\Lambda_{p-1} \left(\frac{\eta_\delta}{\sqrt{\Delta\xi}}; \frac{\eta_0}{\sqrt{\Delta\xi}} \right)}{\Delta_p \left(\frac{\eta_\delta}{\sqrt{\Delta\xi}}; \frac{\eta_0}{\sqrt{\Delta\xi}} \right)} \right], \quad (34) \end{aligned}$$

где

$$\begin{aligned} \Lambda_{p-1} \left(\frac{\eta_\delta}{\sqrt{\Delta\xi}}; \frac{\tilde{\eta}}{\sqrt{\Delta\xi}} \right) &= I_{p-1} \left(\frac{\eta_\delta}{\sqrt{\Delta\xi}} \right) K_p \left(\frac{\tilde{\eta}}{\sqrt{\Delta\xi}} \right) + \\ &+ K_{p-1} \left(\frac{\eta_\delta}{\sqrt{\Delta\xi}} \right) I_p \left(\frac{\tilde{\eta}}{\sqrt{\Delta\xi}} \right), \quad (35) \end{aligned}$$

$$\Lambda_{p-1} \left(\frac{\eta_\delta}{\sqrt{\Delta\xi}}; \frac{\eta_0}{\sqrt{\Delta\xi}} \right) = \Lambda_{p-1} \left(\frac{\eta_\delta}{\sqrt{\Delta\xi}}; \frac{\tilde{\eta}}{\sqrt{\Delta\xi}} \right) \Big|_{\tilde{\eta} = \eta_0}. \quad (36)$$

Для перехода от функции $\tilde{P}$ к безразмерным отклонениям $\bar{T}$ и $\bar{q}$ введем функцию $\tilde{P}$, сопряженную с $\tilde{P}$

$$P(x, z) = \frac{\bar{T} - \frac{L}{c_p} \bar{q}}{1 - \frac{L}{c_p}}. \quad (37)$$

Из определения функций $\tilde{P}$ и $\tilde{P}$ следует:

$$\bar{T} = \frac{\tilde{P} \left(1 + \frac{L}{c_p} \right) + \tilde{P} \left(1 - \frac{L}{c_p} \right)}{2}, \quad (38)$$

$$\bar{q} = \frac{\tilde{P} \left(1 + \frac{L}{c_p} \right) - \tilde{P} \left(1 - \frac{L}{c_p} \right)}{2 \frac{L}{c_p}}. \quad (39)$$

Однако поскольку решение для новой функции $\tilde{P}$ аналогично решению для функции $\tilde{P}$, то на основании (38) и (39), получаем $\bar{T} = \tilde{P}$ и $\bar{q} = \tilde{P}$.

Таким образом, величины $\bar{T}$ и $\bar{q}$ можно находить непосредственно по формуле (30).

Расчет отклонений удобно производить в такой последовательности:

1. При заданных ϵ и k_1 над сушей для различных произвольных значений δ рассчитываются с помощью таблиц [6] левая и правая части уравнения (34). При этом в соответствии с граничным условием на уровне $\tilde{P}^0$ полагается равным нулю.

2. Строится график зависимости левой и правой частей уравнения (34) от δ и истинное значение δ определяется в точке пересечения кривых (см. рис. 1).

3. Для найденного значения δ по формуле (30) рассчитываются отклонения $\bar{T}$ и $\bar{q}$ в конце первого шага на различных высотах. По полученному профилю отклонений находится разность температур на уровнях 0,2 м и 1,5 м. И затем по соотношению $\frac{\Delta T_{0,2-1,5}}{u_1^2}$ определяется параметр стратификации в обобщенном степенном законе ϵ [5]. Далее находятся $\frac{k_1}{u_1}$ и p [1, 5].

4. Эти значения $\frac{k_1}{u_1}$ и p , а также профили отклонений $\bar{T}$ и $\bar{q}$ используются для расчета δ на втором шаге $\Delta\xi$. Вновь рассчитывается профиль отклонений на конце второго шага; определяются $\frac{k_1}{u_1}$ и p и расчет повторяется для следующих шагов.

Левая и правая
части уравн (34)

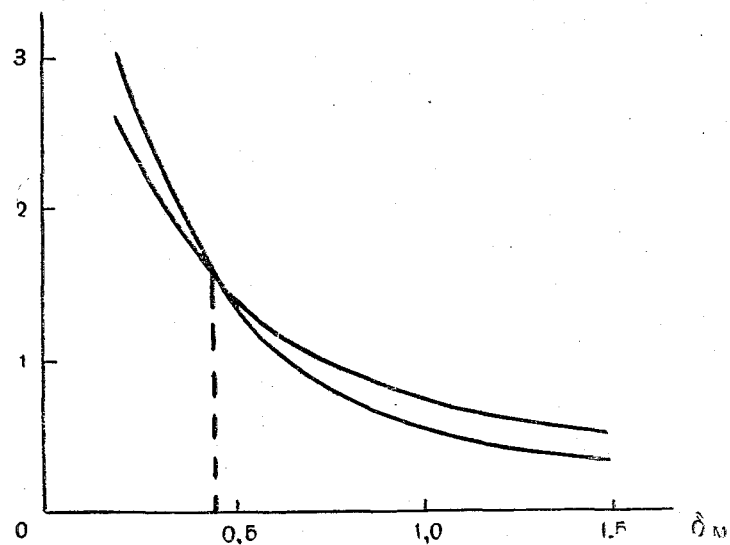


Рис. 1. К определению высоты внутреннего пограничного слоя δ

В качестве иллюстрации описанного выше метода был выполнен расчет изменения профиля температуры воздуха над нагретым водоемом. Исходные данные для расчета приводятся в приложении. Результаты расчета показаны на рис. 2. Как видно из рисунка, изменения температуры воздуха наблюдаются на достаточно больших расстояниях от уреза, что согласуется с указанной выше закономерностью, полученной экспериментально [2].

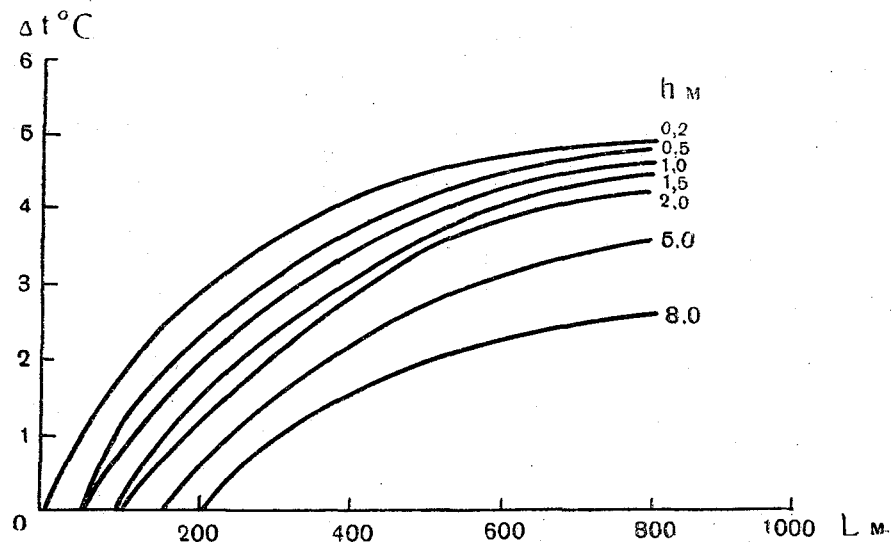


Рис. 2. Отклонения температуры воздуха над водоемом от температуры воздуха над сушей на различных высотах как функция расстояния от уреза: Δt — отклонения температуры, $^{\circ}\text{C}$; L — расстояние от уреза, м; h — высота над подстилающей поверхностью, м

В табл. 1 представлены рассчитанные значения параметра стратификации в обобщенном степенном законе ε , отношения $\frac{k_1}{u_1}$ и δ , как

функции расстояния от уреза. Как видно из таблицы, величины ε и $\frac{k_1}{u_1}$

сначала увеличиваются до расстояния 100 м, а затем начинают слабо уменьшаться. Это обстоятельство объясняется тем, что на малых расстояниях от уреза влиянию подстилающей поверхности подвергаются еще только самые нижние уровни. Поэтому разность температур между уровнями 0,2 м и 1,5 м увеличивается, а, следовательно, возрастают

и величины ε и $\frac{k_1}{u_1}$. Далее, с увеличением расстояния от уреза влия-

ние подстилающей поверхности распространяется на все более высокие уровни и разность температур между уровнями 0,2 м и 1,5 м умень-

шается. Соответственно уменьшаются и величины ε и $\frac{k_1}{u_1}$. Из табл. 1

видно, что толщина внутреннего пограничного слоя также плавно растет с расстоянием, причем, наибольшие изменения δ происходят на первых 400—500 м. Как и следовало ожидать, величины высоты пограничного слоя, благодаря учету стратификации приводного слоя, получились большими по сравнению с величинами δ , найденными из теории Д. Л. Лайхтмана [1] при том же значении параметра стратификации на урезе.

Таблица 1

$x, м$	ε	$\frac{k_1}{u_1}$	$\delta, м$
0	-0,150	0,060	0
50	-0,180	0,068	0,45
100	-0,210	0,072	1,36
150	-0,203	0,070	4,6
200	-0,200	0,070	7,0
300	-0,200	0,070	11,7
400	-0,200	0,070	14,0
500	-0,193	0,069	15,9
600	-0,183	0,067	16,8
700	-0,180	0,064	17,1
800	-0,180	0,064	17,4

Приведенный выше расчет выполнен для случая, когда шероховатость старой и новой подстилающих поверхностей одинакова, а профиль скорости ветра не трансформируется (условие $m = \varepsilon$). Однако полученные расчетные формулы могут быть использованы и в общем случае, когда необходимо учесть смену шероховатостей подстилающих поверхностей и изменение скорости ветра при переходе на новую подстилающую поверхность.

Приложение

Пример расчета профиля температуры на расстоянии 50 м от уреза (на конце первого шага).

Расчет проводился при следующих исходных данных:

$$\Delta T_{\text{вода-суша}} = 5^\circ \text{C}; u_1 = 7,1 \text{ м/сек}; z_0 = 0,01 \text{ м}; m = \epsilon.$$

Начальный профиль температуры задавался в виде

$z, \text{ м}$	0	0,2	0,5	1,0	1,5	2,0	5,0	8,0
$T^\circ \text{C}$	49,6	33,0	32,0	28,4	28,0	27,5	27,2	26,9

1. По заданному профилю температуры и скорости ветра над сушей определяется параметр шероховатости z_0 и параметр стратификации ϵ над сушей [5]

$$z_0 = 1 \text{ см}; \epsilon = -0,15.$$

2. Для найденных значений z_0 и ϵ определяется величина $\frac{k_1}{u_1}$ [5]

$$\frac{k_1}{u_1} = 0,060.$$

3. По величине ϵ из табл. 2 находятся значения параметров p и m .

Таблица 2

ϵ	0,21	0,04	-0,03	-0,15	-0,25	-0,30	-0,35	-0,39	-0,44	-0,50
m	0,324	0,222	0,187	0,136	0,100	0,0867	0,0745	0,0651	0,0559	0,0452
p	0,197	0,154	0,136	0,107	0,0833	0,0739	0,0643	0,0576	0,0503	0,0414

$p = 0,107; m = 0,136.$

4. Рассчитывается η_0 по формуле (25)

$$\eta_0 = 0,0525.$$

5. По формуле (19) находится величина $\Delta \xi$

$$\Delta \xi = 1,21.$$

6. Определяется величина δ , для чего удобно составить табл. 3.

Таблица 3

δ	0,2	0,5	1,0	1,5
η_δ	0,375	0,642	1,0	1,29
$\frac{\eta_\delta}{\sqrt{\Delta \xi}}$	0,310	0,530	0,827	1,07

Продолжение таблицы № 3

$I_p \left(\frac{\eta_\delta}{\sqrt{\Delta \xi}} \right)$	0,870	0,980	1,10	1,26
$K_p \left(\frac{\eta_\delta}{\sqrt{\Delta \xi}} \right)$	1,26	0,900	0,550	0,390
$I_{p-1} \left(\frac{\eta_\delta}{\sqrt{\Delta \xi}} \right)$	0,860	0,840	0,810	0,830
$K_{p-1} \left(\frac{\eta_\delta}{\sqrt{\Delta \xi}} \right)$	2,60	1,43	0,770	0,500
$\Delta_p \left(\frac{\eta_\delta}{\sqrt{\Delta \xi}} ; \frac{\eta_0}{\sqrt{\Delta \xi}} \right)$	2,13	2,80	3,51	4,20
$\Lambda_{p-1} \left(\frac{\eta_\delta}{\sqrt{\Delta \xi}} ; \frac{\eta_0}{\sqrt{\Delta \xi}} \right)$	5,12	4,11	3,50	3,36
$\frac{K_p \left(\frac{\eta_\delta}{\sqrt{\Delta \xi}} \right) \Lambda_{p-1} \left(\frac{\eta_\delta}{\sqrt{\Delta \xi}} ; \frac{\eta_0}{\sqrt{\Delta \xi}} \right)}{\Delta_p \left(\frac{\eta_\delta}{\sqrt{\Delta \xi}} ; \frac{\eta_0}{\sqrt{\Delta \xi}} \right)}$	3,04	1,32	0,550	0,312

Строится график зависимости левой и правой частей уравнения (34) от δ и в точке пересечения кривых определяется истинное значение δ

$$\delta = 0,450 \text{ м.}$$

7. Для полученного δ рассчитываются отклонения температуры по формуле (30).

На первом шаге расчет выполнялся лишь для высоты 0,2 м, так как на остальных выбранных стандартных высотах (0,5 м; 1,0 м; 2,0 м; 4,0 м; 8,0 м), лежащих выше границы внутреннего пограничного слоя, отклонения температуры равны нулю.

Таблица 4

$\frac{\eta}{\eta_0}$	$\left(\frac{\eta}{\eta_0}\right)^p$	$\frac{\eta}{\eta_0} \frac{1}{K_p \left(\frac{\eta_0}{\sqrt{\Delta \xi}}\right)}$	$\Delta_p \left(\frac{\eta}{\sqrt{\Delta \xi}}; \frac{\eta_0}{\sqrt{\Delta \xi}}\right)$	$\Delta_p \left(\frac{\eta_\delta}{\sqrt{\Delta \xi}}; \frac{\eta_0}{\sqrt{\Delta \xi}}\right)$
0,833	0,980	0,290	2,13	2,64
$\frac{K_p \left(\frac{\eta_\delta}{\sqrt{\Delta \xi}}\right) \Delta_p \left(\frac{\eta}{\sqrt{\Delta \xi}}; \frac{\eta_0}{\sqrt{\Delta \xi}}\right)}{\Delta_p \left(\frac{\eta_\delta}{\sqrt{\Delta \xi}}; \frac{\eta_0}{\sqrt{\Delta \xi}}\right)}$			$\frac{K_p \left(\frac{\eta}{\sqrt{\Delta \xi}}\right) - K_p \left(\frac{\eta_\delta}{\sqrt{\Delta \xi}}\right) \Delta_p \left(\frac{\eta}{\sqrt{\Delta \xi}}; \frac{\eta_0}{\sqrt{\Delta \xi}}\right)}{\Delta_p \left(\frac{\eta_\delta}{\sqrt{\Delta \xi}}; \frac{\eta_0}{\sqrt{\Delta \xi}}\right)}$	
0,701			0,56	

$$\tilde{H}(\eta) \Big|_{z=0,2 \text{ м}} = 0,165.$$

Тогда по формуле (6) получается

$$T \Big|_{z=0,2 \text{ м}} = 0,825^\circ \text{C}.$$

Для следующих шагов расчет удобно производить по такой же схеме.

ЛИТЕРАТУРА

1. Каган И. А. Экспериментальные исследования распределения метеозлементов над поверхностью пруда-охладителя. (См. наст. сб.)
2. Лайхтман Д. Л. Физика пограничного слоя атмосферы. Гидрометеиздат, Л., 1961.
3. Лайхтман Д. Л. К теории микроклимата. Труды Всесоюзной Метеорологической Конференции. Гидрометеиздат, Л., 1963.
4. Соломатина И. И. К вопросу о конденсации при смешении воздушных масс. Труды ГГО, вып. 69, 1957.
5. Огнева Т. А. Некоторые особенности теплового баланса деятельной поверхности. Гидрометеиздат, Л., 1955.
6. Янке Е. и Эмде Ф. Таблицы функций с формулами и кривыми. ГИТТЛ М.—Л., 1949.

Ю. И. ЛЯХИН

О ВЛИЯНИИ БОЛЬШИХ ДАВЛЕНИЙ НА ПРОИЗВЕДЕНИЕ РАСТВОРИМОСТИ КАРБОНАТА КАЛЬЦИЯ В МОРСКОЙ ВОДЕ

Обобщены результаты теоретических исследований этого вопроса, произведено сравнение с экспериментальными исследованиями. На основании данных о химическом составе океанических донных осадков сделан вывод о неточности теоретических выводов различных авторов и о возможности использования экспериментальных данных в дальнейших расчетах.

Вопрос о влиянии больших давлений на произведение растворимости карбоната кальция имеет большое значение для расчета насыщенности океанских вод карбонатом кальция. Литературные сведения по этому вопросу весьма разноречивы, поэтому возникла необходимость в их систематизации и оценке, чему и посвящена настоящая статья.

Вопрос о насыщенности карбонатом кальция глубинных вод Атлантического океана впервые рассмотрел Г. Ваттенберг [6]. Ваттенберг справедливо полагал, что растворимость CaCO_3 (в мг-экв/л) с глубиной возрастает, поскольку под действием давления усиливается диссоциация угольной кислоты. Количественная связь первой и второй констант диссоциации угольной кислоты с давлением была известна; отсюда можно было рассчитать изменение величин рН с глубиной и, как функцию рН, растворимость карбоната кальция, зная его растворимость в морской воде при атмосферном давлении. Однако Ваттенберг полагал, что влияние давления на произведение растворимости CaCO_3 , по сравнению с первой константой диссоциации H_2CO_3 , настолько мало, что им можно пренебречь.

В 1941 г. Оуэн и Бринклей [3], изучая этот вопрос термодинамическим методом, вывели следующее уравнение:

$$RT \ln(K^{*P}/K^*) = -\Delta \bar{V}^{0*}(P-1) + \Delta \bar{K}^{0*} \left[(B^* + 1)(P-1) + (B^* + 1)^2 \ln \left(\frac{B^* + P}{B^* + 1} \right) \right], \quad (1)$$

где R — универсальная газовая постоянная;

T — абсолютная температура;

K^{*P} и K^* — константы диссоциации электролита при некотором давлении P и давлении 1 атм соответственно;

$\Delta \bar{V}^0$ — алгебраическая разность парциальных молярных объемов продуктов и реагентов при бесконечном разбавлении;

$\Delta \bar{K}^0$ — то же для парциальных молярных сжимаемостей;

$$B^* = B + P_e,$$

где $B = 2996 + 7,5554(t^\circ - 25) - 0,17814(t^\circ - 25)^2 + 0,000608(t^\circ - 25)^3$;
 $P_e = 200$ атм при 25°C .

Знак *) показывает, что в качестве растворителя взят 0,725 мол раствор NaCl, ионная сила которого равна ионной силе морской воды.

Используя скудные данные по парциальным молярным объемам и сжимаемостям ионов при 25°C в 0,725 мол растворе NaCl, Оуэн и Бринклей дали приблизительную оценку влияния давления на произведение растворимости карбоната кальция и другие константы карбонатного равновесия.

В 1957 г. Е.—Ан. Зен [8] обобщил все имеющиеся к этому времени измерения парциальных молярных объемов некоторых электролитов в водных растворах и на их основе рассчитал парциальные молярные объемы различных ионов, Ca^{+2} и CO_3^{-2} в том числе. Следует отметить, что ионные парциальные молярные объемы рассчитаны для бинарных систем. В поликомпонентных системах, как морская вода, возможность взаимодействия между ионами возрастает. Тем не менее работа Веса (Wirth, 1940 г.) о парциальных молярных объемах некоторых тройных систем показывает, что объемы солей в растворах фактически не зависят друг от друга, при условии, что парциальный молярный объем каждого электролита считается относительно некоторой гипотетической концентрации, ионная сила которой равна ионной силе всего сложного раствора.

Ионная сила морской воды по Буху $\mu = 0,036 \cdot \text{Cl}^\circ/\text{оо}$. Для $\text{Cl} = 19^\circ/\text{оо}$ $\mu = 0,684$. Отсюда гипотетическая концентрация CaCO_3 , при которой ионная сила раствора равна ионной силе морской воды, составляет 0,171 моль/л и молярная доля компонентов Ca^{+2} и CO_3^{-2} будет $N_2 = 0,0031$. Используя парциальные молярные объемы ионов (по Зену) при $N_2 = 0,003$, можно по уравнению (1) рассчитать коэффициенты K^P/K для $t^\circ = 25^\circ, 20^\circ, 10^\circ$ и 0°C . Поскольку зависимость парциальных молярных сжимаемостей ионов от температуры неизвестна, допускается, что эти величины мало меняются с температурой.

Второй подход, использованный Зеном, связан с расчетом растворимости как функции давления, парциальных молярных объемов и коэффициентов активности ионов в растворе

$$\left(\frac{\partial N_i}{\partial P} \right)_T = \frac{V_i^a - V_i^b}{(\partial \mu_i / \partial N_i)_{T,P}}, \quad (2)$$

причем

$$\frac{\partial \mu_i}{\partial N_i} = \frac{RT}{N_i} \left(1 + \frac{\partial \ln \gamma_i}{\partial \ln N_i} \right), \quad (3)$$

где N_i — молярная доля компонента в растворе,

V_i^a — молярный объем электролита в твердой фазе,

V_i^p — алгебраическая сумма парциальных молярных объемов ионов в растворе,

μ_i — химический потенциал компонента в растворе,

γ_i — коэффициент активности компонента в растворе.

Член $(\partial \ln \gamma_i / \partial \ln N_i)$ можно оценить только с использованием какого-либо уравнения состояния для раствора. В данном случае допускается, что можно применить теорию Дебая-Гюккеля, поскольку произведение растворимости кальцита невелико.

По Дебаю-Гюккелю

$$\log \gamma_i \approx \frac{-1,16 Z_+ |Z_-| I^{1/2}}{1 + I^{1/2}}, \quad (4)$$

где I — ионная сила раствора,

Z — заряд иона.

Дифференцируя уравнение (4) по $\ln N_i$ и подставляя $Z = 2$, получаем

$$\frac{\partial \ln \gamma_i}{\partial \ln N_i} = -1,16 \cdot 4 \frac{\bar{V}_1}{\bar{V}} \left(\frac{N_2}{\bar{V}} \right)^{1/2} \left\{ \frac{1 - 8(N_2/\bar{V})^{3/2}}{[1 - 4(N_2/\bar{V})][1 + 2(N_2/\bar{V})^{1/2}]} \right\}. \quad (5)$$

Принимается $\bar{V} = 0,018$ л и $\bar{V}_1 = \bar{V}$, а $N_2 = \bar{V} \sqrt{K_{\text{кальц}}}$,

где $K_{\text{кальц}}$ — термодинамическое произведение растворимости кальцита.

Используя для $\text{Si} = 19\%$ кажущиеся произведения растворимости по Ваттенбергу и Тиммерману [7], коэффициенты активности по Буху $\gamma_{\text{CO}_3} = 0,018$ и по Гаррелсу [2] $\gamma_{\text{Ca}} = 0,25$, парциальные молярные объемы по Зену и переходя последовательно от уравнения (5) к уравнению (2), мы можем рассчитать возрастание растворимости кальцита в процентах от первоначальной величины при возрастании давления на 1 атм в насыщенном растворе в присутствии других солей для различных температур.

Другой автор, Силлен [5], предлагает использовать общее термодинамическое соотношение

$$(\partial \log K / \partial P)_T = -\Delta V / (RT \ln 10), \quad (6)$$

которое дает возможность лишь приблизительно охарактеризовать зависимость равновесных констант от давления.

Нами были проделаны расчеты по уравнениям (1), (2) и (6), результаты которых, выраженные как частное от деления произведения

растворимости CaCO_3 при заданном давлении на ионное произведение насыщения при 1 атм, сопоставлены в табл. 1.

Таблица 1

Зависимость произведения растворимости CaCO_3 от давления
(при различных t° и $\text{Cl} = 19\%$)

Источник	$t^\circ \text{C}$	K^P/K				
		$P=200$ атм	$P=400$ атм	$P=600$ атм	$P=800$ атм	$P=1000$ атм
Оуэн и Бринклей (1941 г.)	25	1,526	2,275	3,325	4,793	6,831
Оуэн и Бринклей (1941 г.) с использованием данных Зена (1957 г.)	25	1,524	2,268	3,308	4,762	6,789
	0	1,663	2,669	4,315	6,675	10,29
Зен (1957 г.). Расчет с использованием тео- рии Дебая-Гюккеля	25	1,47	1,97	2,46	2,95	3,45
	20	1,50	2,02	2,54	3,05	3,55
	10	1,55	2,09	2,62	3,16	3,70
	0	1,61	2,20	2,80	3,40	3,98
Силлен (1959 г.)	10	1,69	2,86	4,83	8,17	13,8
	0	1,78	3,16	5,62	10,0	17,8

Как видно из табл. 1, коэффициенты K^P/K , рассчитанные по данным разных авторов, весьма значительно различаются между собой, особенно при давлениях, превышающих 500 атм. Отсутствие общей теории растворов средних и высоких концентраций заставляет прибегать к различным допущениям и упрощениям, что, несомненно, сказывается на точности полученных результатов.

Критерием для оценки теоретических выводов может служить только эксперимент. К сожалению, экспериментальных данных до сих пор имеется очень мало; нам известна только одна работа Питковича и Коннерса [4] о растворимости арагонита при высоких давлениях. В камере, где создавалось высокое давление, морская вода хлорностью 20,5 и 17,6‰ при температуре 21 и 6°C приводилась в равновесие с CaCO_3 (арагонит из Багамских оолитов). После сбрасывания давления измерялись щелочность и pH полученного раствора, по этим данным рассчитывалось произведение растворимости при соответствующем давлении, причем в величину pH вводилась поправка на изменение давления. Полученные величины K^P/K для различных температур и соленостей весьма близки между собой, поэтому авторы приняли средние значения, которые приведены в табл. 2.

Таблица 2

Экспериментальные данные Питковича и Коннерса для арагонита

$t^{\circ}\text{C}$	Cl ‰	K^P/K			
		$P=1 \text{ атм}$	$P=400 \text{ атм}$	$P=700 \text{ атм}$	$P=1000 \text{ атм}$
21—6	20,5—17,6	1	$1,65 \pm 0,11$	$2,12 \pm 0,15$	$2,69 \pm 0,24$

Ревелл и Феабридж полагают, что коэффициенты давления для произведения растворимости кальцита и арагонита отличаются на 12% при 1000 атм. Экспериментальные данные Питковича и Коннерса в сравнительно широком диапазоне хлорностей и температур при 1000 атм обнаруживают средние отклонения порядка $\pm 10\%$, поэтому эти данные можно считать пригодными и для кальцита.

Сравнение табл. 2 с табл. 1 показывает, что наиболее близкое совпадение с экспериментом обнаруживают величины, рассчитанные по Зену, поскольку в обоих случаях зависимость K^P/K от давления имеет линейный характер. В остальных случаях зависимость степенная, чем и обуславливаются особенно большие расхождения величин K^P/K при высоких давлениях.

Расчет насыщенности карбонатом кальция воды от поверхности до дна на одной из станций в Тихом океане, произведенный с учетом величин K^P/K из табл. 1 и 2, показал, что разные методы учета давления дают совершенно разноречивые результаты (табл. 3). Методы Оуэна и Бринклея, Зена и Силлена приводят к тому, что глубже 1000 м получается сильное недосыщение воды карбонатом кальция.

Таблица 3

Насыщенность Тихоокеанской воды карбонатом кальция, рассчитанная с использованием данных из табл. 1 и 2
ст. 9/17 ($\varphi = 26^{\circ}00'$ с. ш., $\lambda = 151^{\circ}00'$ в. д.) 9/VIII—1965 г.

Глубина, м	Насыщенность воды относительно кальцита, %				
	по Оуэну и Бринклею (1941 г.)	по Оуэну и Бринклею (1941 г.), Зену (1957 г.)	по Зену (1957 г.)	по Силлену	по Питковичу и Коннерсу
0	751	751	751	751	751
56	577	577	578	574	577
114	515	515	532	526	541
236	403	403	412	397	412
302	358	358	365	352	368
482	233	233	236	222	247
597	173	173	173	163	183
976	89,6	86	88,4	85	97,7
1229	80,3	76	78,4	73	89,9
1480	73,9	70	73	66,9	83,6
2496	73,9	69	72,1	61	90
2840	81,7	68	81,4	65,6	103
4049	72,0	62	75	52	100
5110	64,0	52	72	42,1	98,4
5621	56,7	54	66,4	36,1	93,4

В этом случае, казалось бы, в донных осадках на глубинах, превышающих 1000 м, не должно наблюдаться карбоната кальция, поскольку он немедленно растворился бы.

Как показали исследования «Метеора» в Атлантическом океане [1], содержание CaCO_3 в осадках на глубинах 900—1800 м составляет 66,86%, на глубинах 4500—5500 м не превышает 18% и только начиная с 5500 м CaCO_3 в осадках практически отсутствует (< 1%).

Следовательно, океанская вода, соприкасающаяся с донными отложениями на глубинах 4000—5000 м, должна быть близка к насыщению карбонатом кальция и только на глубине свыше 5000 м процент насыщения должен уменьшаться, чем и объясняется очень малое содержание CaCO_3 в красных глинах и радиоляриевых илах. Следует отметить, что карбонатные материалы, по мере опускания из поверхностных слоев на дно, также подвергаются растворению, особенно в слое кислородного минимума, однако, очень малое содержание CaCO_3 в красных глинах и радиоляриевых илах может объясняться только растворением его под действием высоких давлений.

Всем этим высказанным соображениям вполне отвечает расчет насыщенности CaCO_3 с учетом коэффициента K^P/K по Питковичу и Коннерсу (табл. 3), поэтому экспериментальные данные этих авторов следует считать наиболее приемлемыми для дальнейших расчетов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Кленова М. В. Геология моря. Учпедгиз, М., 1948.
2. Garrels R. M. and Thompson M. E. A chemical model for sea water at 25°C and one atm. total pressure. Amer. J. Sci., v. 260, 1962.
3. Owen B. B. and Brinkley S. R. Calculation of the effect of pressure upon ionic equilibria in pure water and in salt solutions. Chem. Revs., v. 29, 1941.
4. Pytkowicz R. M. and Connors D. N. High pressure solubility of calcium carbonate in sea water. «Science», 144, № 3620, 840—841, 1964.
5. Sillen L. G. The physical chemistry of sea water. «Oceanography», edited by Mary Sears, Washington, D. C., 1961.
6. Wattenberg H. Calcium carbonat und Kohlensäuregehalt des Meerwassers. Wissenschaftliche Ergebnisse der Deutch. Atlant. Expedit. auf dem Dampfer «Meteor», B. VIII, 1933.
7. Wattenberg H. und Timmerman E. Über die Sättigung des Meerwassers an CaCO_3 und unorganogene Bildung und Kalksedimenten. Ann. der Hydrographie und Marit. Meteorologie, H. 1, 1936.
8. Zen E. — An. Partial molar volumes of some salts in aqueous solutions. Geochim. et Cosmochim. acta, 12, p.p. 103—122, 1957.

Ю. И. ЛЯХИН

НАСЫЩЕННОСТЬ КАРБОНАТОМ КАЛЬЦИЯ ТИХООКЕАНСКИХ ВОД В РАЙОНЕ КУРОСИО И В ЗОНЕ СУБТРОПИЧЕСКОЙ КОНВЕРГЕНЦИИ

Произведен расчет насыщенности тихоокеанских вод карбонатом кальция, приведены карты и графики горизонтального и вертикального распределения коэффициентов насыщенности CaCO_3 в исследуемом районе. Все выделенные водные массы охарактеризованы минимальными и максимальными значениями коэффициентов насыщенности CaCO_3 .

Вопрос о насыщенности океанских вод карбонатом кальция имеет большое геохимическое, биохимическое и гидрохимическое значение. Степень перенасыщения или недонасыщения CaCO_3 глубинных, а также промежуточных вод во многом определяет возможность накопления карбоната кальция в глубоководных осадках. Способность растворенного CaCO_3 существовать в природных водах в метастабильном состоянии сильного перенасыщения, что наблюдается в поверхностных слоях тропических районов океана, обуславливает особую сложность карбонатной системы вообще и особое своеобразие выделения CaCO_3 из воды организмами [1].

Г. Ваттенберг, уделивший много внимания карбонатной системе моря, в 1933 г. [12] установил, что поверхностные воды Атлантического океана могут быть в три раза и более перенасыщены карбонатом кальция, глубинные же воды близки к состоянию насыщения. Слабое недонасыщение или перенасыщение глубинных вод карбонатом кальция Ваттенберг связывал с наличием или отсутствием CaCO_3 в глубоководных осадках. В 1962 г. П. Клауд [8] исследовал условия, при которых происходит выпадение CaCO_3 из морской воды и накопление арагонитных илов в районе Багамской банки.

В 1964 г. В. Мак-Интайр и Р. Плэтфорд [9] опубликовали материалы измерений концентраций Ca^{++} и CO_3^{--} в верхнем 100-метровом слое воды в Лабрадорском море, на основании чего было сделано заключение о почти двукратном перенасыщении карбонатом кальция поверхностной воды в этом море.

Вопрос о насыщенности карбонатом кальция Тихоокеанских вод как глубинных, так и поверхностных является совершенно неосвещенным с региональной точки зрения. В данном случае основные трудности возникали до последнего времени из-за отсутствия количественных данных о влиянии давления на произведение растворимости CaCO_3 .

В 1964 г. появилась работа Питковича и Коннерса, в которой приведены результаты экспериментов, позволяющие с достаточной точностью оценить влияние давления и произвести расчет насыщенности карбонатом кальция глубинных вод.

В предлагаемой статье рассматриваются результаты такого расчета, проделанного на основании материалов наблюдений, полученных в 9-м экспедиционном рейсе и/с «Ю. М. Шокальский» в июле—августе 1965 г.

Использованные материалы и методика расчетов

В 9-м экспедиционном рейсе и/с «Ю. М. Шокальский» определения хлорности, щелочности и рН были выполнены для всех проб, поднятых со стандартных горизонтов от поверхности до дна океана, на 44 гидрологических станциях, из них одна суточная, расположение которых показано на рис. 1.

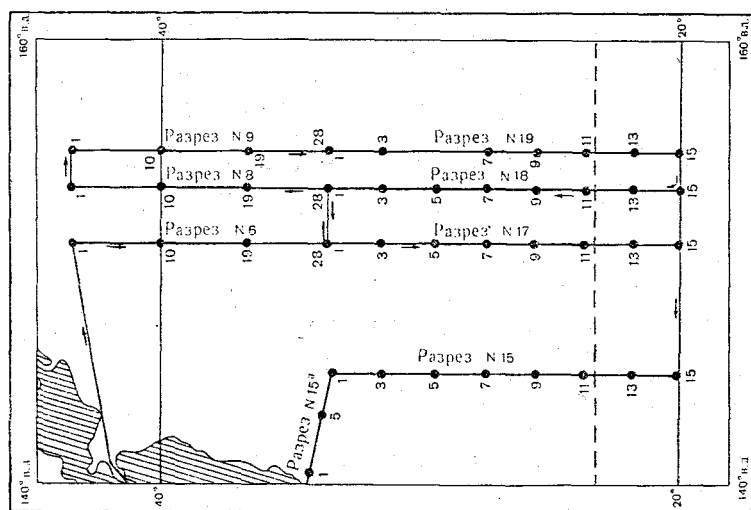


Рис. 1. Схема расположения станций, на которых выполнялись определения Alk и рН (и/с «Ю. М. Шокальский», июль—август 1965 г.)

В общей сложности проделано 950 определений щелочности и столько же определений рН.

Определения Alk в пробах воды производились по методу С. В. Бруевича — прямым титрованием пробы морской воды соляной кислотой в присутствии индикаторов метилового красного и метиленового голубого при 5-минутном продувании воздухом, освобожденным от CO_2 и NH_3 (0,02 н соляная кислота, объем пробы 20 мл, микробюретка с ценой деления 0,01 мл). Для получения карбонатной щелочности в значения титрирной щелочности вводилась поправка на боратный ион по Буху, 1951 г. [10].

Измерения величин рН производились с помощью лабораторного рН-метра ЛПУ-01 (стеклянный электрод в паре с вспомогательным проточным хлоросеребряным электродом), настройка которого осуществлялась по стандартным буферным растворам (фиксаналы Киевского завода РИАП, истинные значения рН которых приняты по Смису и Бэйтсу [2]).

Для приведения рН пробы к значению *in situ* в отсчет рН-метра вводились поправки на разность температур в момент определения рН и в момент взятия пробы батометром $\gamma(t'_w - t_w)$ по С. В. Бруевичу [6] и поправка рН на давление, которая была рассчитана Бухом и Грипенберг [7] по коэффициентам давления первой и второй констант диссоциации угольной кислоты.

Концентрация ионов Ca^{++} в океанской воде рассчитывалась на основании постоянства соотношений между главными ионами вод океана. По С. В. Бруевичу [3]

$$\text{Ca}^{++} \text{ г/кг} = 0,02106 \cdot \text{Cl}\%$$

или

$$[\text{Ca}^{++}] = 0,000526 \cdot \text{Cl}\% \quad (1)$$

В поверхностной воде океана за счет биологического потребления концентрация кальция будет несколько меньшей, чем получается из соотношения (1); в придонных слоях $[\text{Ca}^{++}]$ будет, наоборот, более высокой за счет растворения CaCO_3 из донных отложений. В нашем случае эти отклонения не приняты во внимание, так как они очень невелики.

Концентрация карбонатных ионов и парциальное давление двуокиси углерода рассчитывались по формулам:

$$[\text{CO}_3^{--}] = \frac{\text{Alk}_{\text{карб}}}{2 + \frac{a\text{H}^+}{K_2^{(P)}}} \quad (2)$$

и

$$p \text{ CO}_2 = \text{Alk}_{\text{карб}} \cdot \Phi, \quad (3)$$

где K_2' — кажущаяся вторая константа диссоциации угольной кислоты,

$$\Phi = \frac{a\text{H}^+}{K_1' \cdot \alpha \cdot a\text{H}_2\text{O} \cdot (1 + 2K_2'/a\text{H}^+)}, \quad \text{рассчитанный Бухом}$$

множитель, величина которого зависит от температуры, солёности и рН морской воды.

Величины K_2' приняты нами по Буху, 1951 г. [10]. На диссоциацию угольной кислоты большое влияние оказывает гидростатическое давление, поэтому константы K_1' и K_2' увеличиваются с глубиной. Коэффициент K'^P/K' , на который нужно умножить константу диссоциации (по Буху), отвечающую данным температуре, солёности и атмосферному давлению, для получения ее величины *in situ*, определяется по Свердрупу, Джонсону, Флемингу [11]:

$$\Delta p K_1' = -0,48 \cdot 10^{-4} \Delta Z, \quad (4)$$

$$\Delta p K_2' = -0,18 \cdot 10^{-4} \Delta Z, \quad (5)$$

где ΔZ — глубина в метрах.

В выражение для множителя Φ входят константы K'_2 и K'_1 , взятые при давлении в одну атмосферу, поэтому для расчета $p\text{CO}_2$ при больших давлениях необходимо величину множителя Φ поделить на коэффициент $K_1^{(P)}/K'_1$. Влиянием давления на величину второй константы диссоциации угольной кислоты в этом случае можно пренебречь, поскольку коэффициент $K_2^{(P)}/K'_2$ очень мало меняет величину скобки $(1 + 2 K'_2/aH)$.

Насыщенность (в %) воды карбонатом кальция выражается как отношение ионного произведения $[\text{Ca}^{++}] \cdot [\text{CO}_3^{--}]$, найденного для исследуемой воды, к произведению растворимости при данных условиях

$$n_{\text{CaCO}_3} = \frac{[\text{Ca}^{++}] \cdot [\text{CO}_3^{--}]}{L_{\text{CaCO}_3} L'^P/L'} \quad (6)$$

где L_{CaCO_3} — произведение растворимости CaCO_3 при данных температуре и солёности, взятое по Ваттенбергу и Тиммерману [13],

L'^P/L' — коэффициент, показывающий во сколько раз увеличивается произведение растворимости CaCO_3 при данном давлении в 1 атм (по Питковичу и Коннерсу).

В судовой лаборатории были также проделаны экспериментальные определения насыщенности некоторых проб океанской воды карбонатом кальция.

Сравнение щелочности воды после 48-часового встряхивания пробы с синтетическим порошком CaCO_3 со щелочностью до встряхивания дает возможность качественно оценить степень насыщения воды карбонатом кальция:

$$n_{\text{CaCO}_3} = \frac{\text{Alk}_{\text{до встрях}}}{\text{Alk}_{\text{после встрях}}} \cdot 100\% \quad (7)$$

Насыщенность воды карбонатом кальция

Насыщенность океанской воды карбонатом кальция определяется ее температурой, солёностью и содержанием в ней угольной кислоты, которая определяет значения pH и парциальное давление двуокиси углерода. От t° и $S^\circ_{\text{‰}}$ воды зависит величина кажущегося произведения растворимости CaCO_3 ; растворенный кальций является одним из основных компонентов солевого состава океанской воды, поэтому концентрация Ca^{++} определяется хлорностью; наконец концентрация ионов CO_3^{--} зависит от величины pH раствора.

Распределение значений насыщенности CaCO_3 воды на поверхности океана хорошо совпадает с распределением поверхностных температур (рис. 2). При температуре воды 11°C на северных точках разрезов насыщенность CaCO_3 составляет 300%, тогда как в зоне тропических вод (20° с. ш.) при температуре воды, близкой к 30°C , она достигает 750%. Щелочность и pH на поверхности воды в исследуемом районе меняются мало (2,260—2,310 и 8,30—8,35 соответственно; следовательно, можно видеть, что возрастание насыщенности карбонатом кальция воды в низких широтах объясняется, главным образом, высокими температурами тропических вод. Можно предположить, что 7—8-кратное перенасыще-

ние является максимальным для поверхностных вод океана, поскольку температура, превышающая 30°C наблюдается очень редко. Более чем 8-кратное перенасыщение (до 850%) может наблюдаться в зоне фотосинтеза, когда pH воды увеличиваются до 8,40.

На рис. 3 представлено распределение величин насыщенности воды карбонатом кальция от поверхности до дна на разрезах 6 и 17.

Как можно видеть, степень насыщенности с глубиной убывает от 400—700% на поверхности до 100% на глубине 1100—1200 м. В общих чертах распределение величин степени перенасыщения в слое 0—2000 м. сходно с распределением величин pH или $p\text{CO}_2$. В области субполярных вод (43—37° с. ш.) севернее фронта Куро-Ой, располагающегося на 36° с. ш., верхняя граница холодной промежуточной Курило-Аляскайской воды с низкими величинами pH и высокими $p\text{CO}_2$ (до 600×10^{-6} атм) наблюдается на глубине 150—400 м, поэтому мощность сильно перенасыщенных CaCO_3 поверхностных и подповерхностных вод сравнительно невелика. Южнее фронта Куро-Ой, в области субтропических и тропических вод, теплые подповерхностные воды имеют большую мощность, поэтому изолинии 150% насыщенности наблюдаются на глубине около 800 м. Минимальная степень насыщенности воды карбонатом кальция (до 80%) совпадает с ядром слоя кислородного минимума, где наблюдаются наиболее высокие значения $p\text{CO}_2$ (более $300 \cdot 10^{-6}$ атм) в слое 1200—2000 м. Ниже слоя кислородного минимума, по мере возрастания величины pH и уменьшения $p\text{CO}_2$, насыщенность воды карбонатом кальция также увеличивается, поскольку с уменьшением $p\text{CO}_2$ возрастает концентрация ионов CO_3^{2-} . Однако увеличение степени насыщенности (до 110—120% на глубине около 3000 м) продолжается лишь до тех пор, пока влияние гидростатического давления на произведение растворимости CaCO_3 не станет главенствующим фактором. Влияние больших давлений особенно быстро начинает сказываться с глубины 3500 м, после чего степень насыщенности уменьшается до 80—90% у дна на глубине 5500—6000 м. Подобное же вертикальное распределение величин степени насыщенности наблюдается и на других меридиональных разрезах.

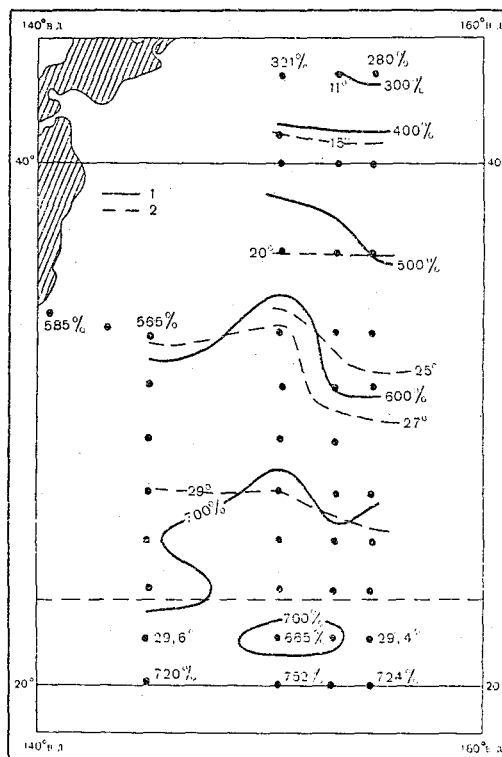


Рис. 2. Распределение величины насыщенности (в %) воды карбонатом кальция и температуры воды на поверхности океана:
1 — насыщенность; 2 — температура

Как сообщалось выше, в судовой лаборатории производились экспериментальные определения насыщенности проб воды карбонатом кальция путем 48-часового встряхивания пробы с порошком CaCO_3 (кальцит) и последующего титрования *Alk*.

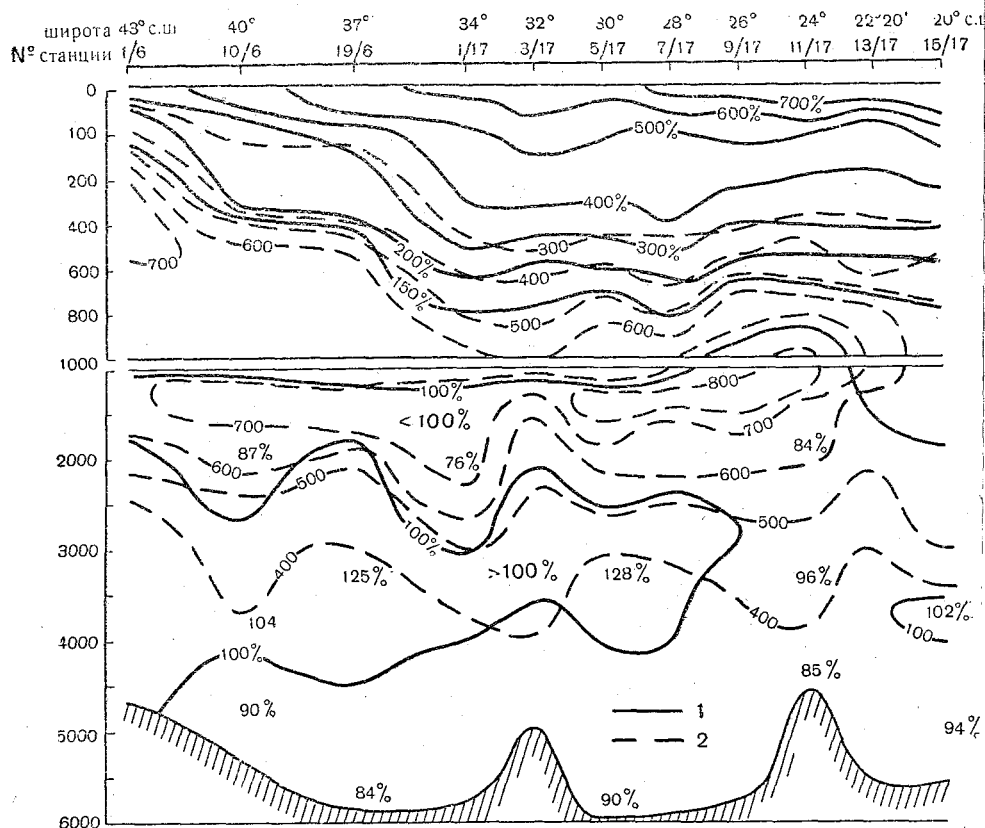


Рис. 3. Вертикальное распределение величин насыщенности воды карбонатом кальция и парциального давления CO_2 от поверхности до дна на разрезах 6 и 17. (июль—август 1965 г.):

1 — насыщенность; 2 — $p\text{CO}_2$

Следует отметить, что этот метод дает лишь качественные результаты (вода насыщена, недонасыщена или перенасыщена карбонатом кальция), поскольку встряхивание производилось при температуре лаборатории ($25-30^\circ$), тогда как t° воды *in situ* на много ниже; кроме того на палубе судна невозможно создать условия, соответствующие давлению на больших глубинах. Однако для контроля можно проделать приблизительные сравнения некоторых расчетных и экспериментальных данных (табл. 1). Как видно из табл. 1, сходимость получается удовлетворительной, если еще учесть, что экспериментальные определения производились лишь для некоторых проб, поэтому для определения нижней границы перенасыщенных карбонатом кальция вод пришлось применить интерполяцию.

Таблица 1

Глубина расположения нижней границы слоя, в котором насыщенность воды CaCO_3 меняется от больших пере- насыщений на поверхности океана до 00% в области промежуточных вод

№ станции	Глубина в метрах изолинии 100% насыщения	
	расчет	эксперимент
1/8	130	70
10/8	490	300
23/6	1200	900
1/18	1150	950
3/18	960	760
3/19	950	850
9/18	820	870
9/19	1000	850
11/19	700	900
11/15	930	740

Примечание. Станции в таблице обозначены в виде дробей, где числитель — номер станции, знаменатель — номер разреза.

Степень насыщения карбонатом кальция воды у дна исследуемом районе тихого океана составляет в среднем 80—95% (рис. 4), и лишь на немногих станциях придонная вода близка к состоянию насыщения. В частности станция 1 (разрез 15а). На этой станции насыщение CaCO_3 придонной воды составляет 110%, что объясняется малыми глубинами (около 600 м) вблизи берегов Японии.

В исследуемом районе повсеместно, кроме прибрежной зоны, глубины превышают 5000 м, поэтому недонасыщение придонных вод карбонатом кальция объясняется влиянием давления. Следовательно карбонат кальция из донных осадков будет растворяться водой.

По данным С. В. Бруевича и Е. Д. Зайцевой [4] донные осадки в северо-западной части Тихого океана относятся к красным глинам (по классификации Меррея), которые характеризуются очень малым содержанием карбонатов (0,1—0,7%), что соответствует нашим расчетам насыщенности воды карбонатом кальция.

Вытянутая в меридиональном направлении на 1380 миль исследуемая акватория Тихого океана (рис. 1) включает воды, различные по своей структуре и условиям формирования, поэтому каждому типу водных масс свойственны определенные значения гидрологических и гидрохимических характеристик. Анализ водных масс, проделанный С. К. Дерюгиным в соответствии с классификацией А. М. Муромцева [5], позволяет в исследуемой части Тихого океана выделить четыре основных района с присущими каждому из них типами водных масс.

Нам кажется целесообразным охарактеризовать выделенные типы водных масс с точки зрения насыщенности их карбонатом кальция и парциального давления CO_2 в них. Полученные результаты сведены в табл. 2, откуда можно видеть, что наибольшие различия в насыщенности водных масс карбонатом кальция вызваны температурными условиями.

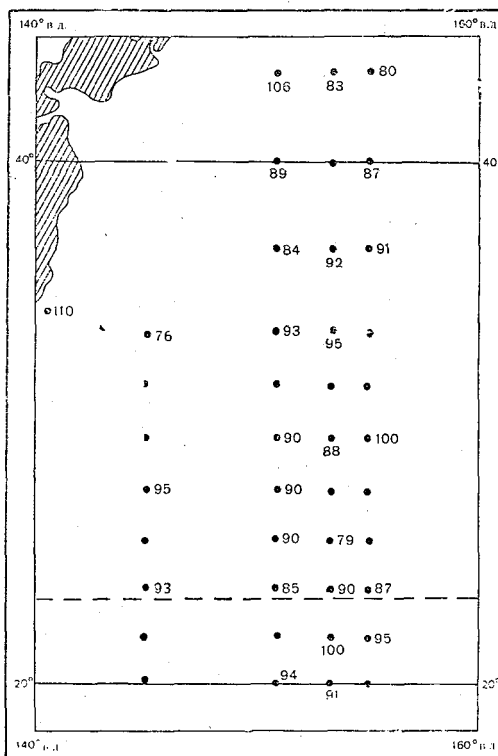


Рис. 4. Насыщенность карбонатом кальция придонной воды (в % от произведения растворимости CaCO_3 при данных условиях)

Характеристики водных					
Типы водных масс	Мощность слоя, <i>М</i>	Северный район (43—40° с. ш.)			
		<i>t</i> ° C	<i>S</i> ‰	<i>pCO</i> ₂ · 10 ⁶ атм	<i>n</i> _{Ca} %
1. Поверхностные воды	0— 150		32,7	218	32
а) Курило-Алеутская		1—11	33,5	370	13
б) поверхностная вода се- верных умеренных широт	0— 200				
в) поверхностная вода Ку- росио	0— 200				
г) северная тропическая	0— 200				
д) северная центральная суб- тропическая	0— 200				
2. Подповерхностные воды			33,6	400	20
а) Курильская	150— 400	1—3	34,0	700	10
б) северная субтропическая.	200— 400				
3. Промежуточные воды		2,5	34,0	700	15
а) Курило-Аляскинская	400—1200	3,2	34,6	1100	7
б) северотихоокеанская	400—1200				
4. Северотихоокеанская верхняя глубинная вода	1200—2500	1,7 2,5	34,4 34,6	800 400	1
5. Тихоокеанская придонная вода	2500—дно	1,4 1,7	34,6 34,8	500 350	1

Примечание. *pCO*₂ дано в миллионных долях атмосферы;
*n*_{CaCO₃}— степень насыщенности воды карбонатом кальция (в

Таблица 2

едуемого района

1-й средний район (40—36° с. ш.)			2-й средний район (36—30° с. ш.)				Южный район (30—20 с. ш.)				
$S^0_{/00}$	$pCO_2 \cdot 10^6$ атм	n_{CaCO_3} %	$t^{\circ} C$	$S^0_{/00}$	$pCO_2 \cdot 10^6$ атм	n_{CaCO_3} %	$t^{\circ} C$	$S^0_{/00}$	$pCO_2 \cdot 10^6$ атм	n_{CaCO_3} %	
7	33,65 34,35	190 320	580 250								
			12—15	34,2 34,8	270 290	700 410					
							25—30			770 430	
							18—25	35	330 250	770 400	
10	33,7 34,4	250 620	320 120	8—15	34,2 34,7	280 340	480 320	15—20	34,5 35,0	280 330	450 300
5	33,8 34,4	550 880	160 88	3—8	34,1 34,5	330 1000	320 70	3—15	34,1 34,5	300 910	370 82
7	34,4	880	84	1,7	34,4	900	65	1,7	34,4	850	79
5	34,5	410	110	2,5	34,6	600	90	2,6	34,6	450	115
4	34,5	490	115	1,4	34,5	650	120	1,4	34,6	550	106
7	34,8	320	84	1,7	34,8	350	85	1,7	34,8	340	87

ЛИТЕРАТУРА

1. Алекин О. А. и Моричева Н. П. К вопросу о роли организмов при выделении карбонатов из природных вод. Гидрохимические материалы, т. 34, 1961.
2. Бруевич С. В. О современных основах электрометрического и колориметрического определений pH в морской воде. Труды ИОАН, т. 47, 1961.
3. Бруевич С. В. О солевом составе вод мирового океана и его изменении во времени. Океанология, вып. 2, 1965.
4. Бруевич С. В. и Зайцева Е. Д. К химии осадков северо-западной части Тихого океана. Труды ИОАН, т. 42, 1960.
5. Муромцев А. М. Основные черты гидрологии Тихого океана. Гидрометеонаиздат, Л., 1958.
6. Руководство по морским гидрохимическим определениям. ГОИН. 1959.
7. Buch K. und Gripenberg St. Neber den Einfluss des Wasserdrehes auf pH und das Kohlensäuregleichgewicht in grösseren Meerstiefen. J. Cons. int. Explor. Mer., v. 7, 1932.
8. Cloud P. E. Behaviour of calcium carbonate in sea water. Geochim. et Cosmochim. acta, v. 26, 1962.
9. Mac Intyre W. G. and Platford R. E. Dissolved calcium carbonate in the Labrador sea. J. Fisch. Res. Board Canada, v. 21, № 6, 1964.
10. Harvey H. W. The chemistry and Fertility of sea water. Cambridge, Univ. press, 1957.
11. Sverdrup H. U., Jonson M. W., Fleming R. N. The oceans, their physics, chemistry and general biology. New York, 1942.
12. Wattenberg H. Calziumcarbonat und Kohlensäuregehalt des Meerwassers. Wiss. Ergebn. der Deutch. Atlant. Exp. auf dem Dampfer «Meteor», Band VIII, Berlin und Leipzig, 1933.
13. Wattenberg H. und Timmerman E. Über die Sättigung des Meerwassers an CaCO_3 und unorganogene Bildung und Kalksedimenten. Ann. der Hydrographie und Marit. Meteorologie, № 1, 1936.

ВОДНАЯ ЭРОЗИЯ В БАССЕЙНЕ РЕКИ КУБАНИ

Расчет показателей ионного стока (P_n) для различных участков бассейна р. Кубани позволил произвести корреляцию этих величин с соответствующими модулями взвешенных наносов (M_n) и показать, что величина отношения M_n/P_n довольно близка к соотношению между нерастворимыми продуктами выщелачивания алюмосиликатов.

Обсуждаются причины, влияющие на величину M_n/P_n . Произведена дифференциация отношения M_n/P_n по генетическим составляющим, дана оценка роли процессов выщелачивания кристаллических пород в формировании ионного стока на различных участках бассейна.

Интенсивность химической эрозии, производимой реками, как известно, характеризуется величиной показателя ионного стока (P_n). Эта количественная характеристика химической эрозионной деятельности рек аналогична величине, определяющей размер механической эрозии — модулю взвешенных наносов (M_n). Естественно, в совокупности обе эти величины — P_n и M_n — определяют масштабы денудационной деятельности рек, свидетельствуют об особенностях водной эрозии на данной территории. Размеры этих сторон единого процесса — водной эрозии определяются климатом, рельефом местности, кинетической энергией водного потока — скоростью течения, характером почвы, растительности, а также литологией и гидрогеологическими условиями региона. Так, на величину ионного стока существенно влияет характер пород, их растворимость, гидрогеологические условия.

Следует сказать, что в самом водном потоке стабильность продуктов этих видов эрозии далеко неодинакова: она зависит от степени дисперсности переносимого материала; взвешенные вещества мигрируют на значительно меньшие расстояния, чем растворенные.

Этот вопрос до сих пор мало изучен и только в последнее время вопросам генетической связи этих форм водной эрозии уделяется внимание в некоторых работах [1, 5].

По характеру соотношений между взвешенными растворенными веществами при водной эрозии О. А. Алекин [1] делит природные образования условно на три группы: 1) почвы, 2) растворимые соли осадочных пород и 3) прочие горные породы, главным образом, изверженные и метаморфологические, представленные труднорастворимыми минералами.

Для равнинных рек источниками взвешенных веществ являются почвы и грунты, а растворенные вещества поступают преимущественно из грунтовым и подземным питанием, поэтому корреляция величин P_n и M_n довольно затруднительна. Для рек, формирующихся в горных условиях, обладающих высокой кинетической энергией, изучение соот-

ношения M_n/P_n наиболее интересно потому, что в результате эрозии здесь выносятся осадочные, изверженные и метаморфические породы в виде обломочных продуктов, которые в конечном счете дают как взвешенные, так и растворимые вещества. Механическая эрозия способствует химической эрозии, поэтому в горных реках с увеличением величины M_n возрастает и P_n [1, 5]. Характер взаимосвязи этих форм водной эрозии может быть прослежен на примере реки Кубани. Река Кубань участвует в разрушении весьма разнообразных как по составу, так и по происхождению пород, механическая и химическая устойчивость которых различна и это несколько осложняет связь между P_n и M_n .

Показатели ионного стока для бассейна Кубани рассчитывались по тем пунктам, где производятся постоянные гидрологические наблюдения. Для собственно Кубани были взяты два пункта в верхнем течении реки, два — в среднем и один — в нижнем течении. Величины показателей ионного стока для этих участков реки приведены в табл. 1.*

Таблица

Величины показателей ионного стока р. Кубань на разных участках ее течения

Участок течения реки	Пункт	CO ₃ ^{''}	SO ₄ ^{''}	Cl [']	Ca ^{..}	Mg ^{..}	Na [·] +K [·]	Σи
верхнее	пос. Коста Хетагурова	13,3	5,4	1,7	7,5	1,2	2,0	31,1
	пос. Дегтяревский	13,4	9,1	1,6	9,4	1,5	3,9	38,9
среднее	гор. Армавир	11,7	16,0	2,1	9,8	1,7	4,25	45,5
	гор. Усть-Лабинск	12,85	23,1	3,24	10,05	3,38	5,62	58,2
нижнее	гор. Краснодар	17,3	14,1	2,2	12,2	2,12	3,72	51,6

Максимальные значения показателя ионного стока (P_n) отмечают в среднем течении реки; так, в районе гор. Усть-Лабинска P_n достигает 58,24 т/км²·год. Такое повышение показателя ионного стока связано с тем, что здесь водосборная площадь этой горной реки преимущественно сложена различными осадочными породами, содержащими растворимые соли. В нижнем течении, в результате лучшей промытости почвогрунтов, освобожденных от легкорастворимых солей, происходит некоторое снижение величины P_n .

Характерно, что среднегодовое количество осадков в районе Армавира 540—550 мм, в районе Усть-Лабинска — 580 мм, а в районе гор. Краснодара — 610 мм. Видимо, при сравнительно близких литологических характеристиках водосборных площадей в этих пунктах, максимальная величина показателя ионного стока в значительной мере зависит от степени промытости почвогрунтов, в совокупности с остальными факторами. Повышенное количество выпадающих осадков в районе гор. Краснодара обуславливает лучшую промытость почвогрунтов, что приводит к некоторому снижению величины P_n .

* Для расчета ионного стока использовались данные по водному стоку и химическому составу воды, помещенные в Гидрологических ежегодниках с 1936 по 1962 гг. Оттуда же взяты данные по стоку взвешенных наносов.

Влияние литологических факторов особенно отчетливо проявляется при рассмотрении показателей стока отдельных ионов.

В среднем течении реки, ею и ее притоками дренируются толщи верхнеюрских отложений, представленных известняками с большим содержанием гипсов (титонский ярус), что приводит к весьма значительному повышению содержания сульфатов и, соответственно, возрастанию общей минерализации.

Обращает на себя внимание отсутствие строгого соответствия между ростом показателей стока отдельных ионов и увеличением величины показателя стока суммы ионов. Например, P_{Σ} возрастает от верховий реки к низовью (гор. Краснодар). Наиболее высокими величинами стока карбонатных (гидрокарбонатных) ионов характеризуются низовья и верховья реки; в среднем течении наблюдаются максимальные значения показателей стока ионов $\text{SO}_4^{''}$, суммы $\text{Na}^+ + \text{K}^+$; что как уже отмечалось, определяется характером пород, слагающих данные водосборные площади.

Последнее еще отчетливее проявляется при рассмотрении показателей стока отдельных притоков р. Кубани (табл. 2).

Таблица 2

Величины показателей ионного стока некоторых притоков р. Кубани
($\text{т/км}^2 \text{ год}$)

Приток Кубани (цифра внизу — площадь водосбо- ра в км^2)	П у н к т	$\text{CO}_3^{''}$	$\text{SO}_4^{''}$	$\text{Cl}^{'}$	$\text{Ca}^{''}$	$\text{Mg}^{''}$	$\text{Na}^+ + \text{K}^+$	Σ
р. Теберда 504	пос. Теберда	13,08	15,85	2,57	10,04	1,92	5,39	48,85
р. Малый Зелен- чук 1320	пос. Алибердуков- ский	14,48	7,56	1,705	8,07	2,27	2,01	36,13
р. Большой Зелен- чук 1810	ст-ца Исправная	15,8	9,7	1,83	10,05	2,46	2,03	41,87
р. Уруп 2560	ст-ца Попутная	14,83	21,85	2,28	13,77	2,54	2,92	58,19
р. Уруп 3150	хут. Стеблицкий	13,6	29,7	3,54	14,3	2,69	5,95	69,81
р. Лаба 3370	ст-ца Каладжин- ская	21,85	17,15	1,39	15,52	2,35	3,79	61,05
р. Лаба 12000	ст-ца Некрасов- ская	16,28	9,9	0,975	10,37	2,1	2,07	41,8
р. Белая 2300	ст-ца Тульская	27,95	16,2	2,46	18,3	3,24	3,77	71,92
р. Белая 5790	хут. Северный	39,6	16,56	2,66	24,5	4,44	4,56	92,32

Река Теберда дренирует преимущественно древнейшие образования — граниты и гранитоиды архея — практически вся исследуемая водосборная площадь сложена гранитоидами; по-видимому, наличие высоких модулей стока ($55 \text{ л/сек} \cdot \text{км}^2$) в сочетании с интенсивно разрушаемыми древнейшими кристаллическими породами обуславливает сравнительно высокое значение величины показателя ионного стока. Следует отметить, что появление сульфатов здесь связано с процессами окисления сульфидов. Водосборная площадь р. Малого Зеленчука сложена, главным образом, довольно инертными в смысле способности минерализовать воды породами — нижнеюрскими глинистыми и песчано-глинистыми отложениями. Только в самих верховьях рекой разрушаются архейские граниты и пермскокарбонные конгломераты, но удельный вес этих пород на площади водосбора невелик. Бассейн р. Большой Зеленчук охватывает те же комплексы горных пород, поэтому и химический состав вод Малого и Большого Зеленчуков довольно близок.

Возрастание показателя ионного стока р. Уруп объясняется тем, что водосборная площадь этой реки охватывает область распространения юрских и, в частности, верхнеюрских отложений, среди которых широким развитием пользуются гипсоносные известняки.

С другой стороны, бассейн р. Уруп практически не затрагивает площадей, сложенных изверженными и метаморфическими породами, и поэтому, в отличие от р. Теберды, высокое содержание сульфатов в ионном стоке этой реки целиком связано с разрушением гипсоносных толщ. Здесь же, наряду с гипсом, отмечаются и другие растворимые соли, в частности галит, мирабилит, эпсомит и др.

В таких случаях гидрохимические данные оказывают существенную помощь в выявлении областей карстообразования.

Трудно согласиться с мнением С. А. Дурова [2] относительно роли серной кислоты как источника сульфатов в воде р. Уруп, так как распространение сульфидов здесь сравнительно невелико.

Средняя часть бассейна р. Лабы также охватывает площадь развития верхнеюрских осадочных пород, хотя в сложении водосборной площади этой реки существенную роль играют и другие породы, в частности, докембрийские и нижнепалеозойские изверженные и метаморфические породы, палеозойские осадочные образования. В нижней части бассейна широким распространением пользуются неогеновые отложения, представленные глинами и песчано-глинистыми образованиями, а также четвертичные осадки.

В результате ионный состав воды р. Лабы суммирует все разнообразие дренируемых пород.

Бассейн р. Белой сложен преимущественно осадочными породами мезозойского и кайнозойского возраста. По литологическому составу здесь преобладают различные карбонатные породы.

Наличие модулей стока, характерных для горных рек и широкое развитие хорошо эродированных пород с высоким содержанием в них легкорастворимых солей обуславливает значительный размер денудации. Необходимо отметить, что здесь и подземные воды существенно влияют на повышение минерализации, причем состав этих вод преимущественно гидрокарбонатно-кальциевый. Все это приводит к возрастанию показателя ионного стока р. Белой. Эти примеры убеждают, что характер пород, слагающих водосборные площади, определяет химический состав речных вод.

Размеры механической эрозии в бассейне р. Кубани весьма различны. Как отмечалось, величина модуля взвешенных наносов рек,

роме литологии и климата, зависит от рельефа местности, скорости течения, растительности. На различных участках бассейна эти факторы резко различны, а поэтому естественна та пестрота величин модулей взвешенных наносов, которая здесь наблюдается (табл. 3).

Таблица 3

Величины модулей взвешенных наносов (M_n) в бассейне р. Кубани
($т/км^2 год$)

Река	П у н к т	M_n	Река	П у н к т	M_n
Кубань	пос. Коста Хетагурова	146	Малый Зеленчук	пос. Алибердуковский	137
Кубань	пос. Дегтяревский	183	Большой Зеленчук	ст-ца Исправная	132
Кубань	гор. Армавир	186	Уруп	ст-ца Попутная	143
Кубань	гор. Усть-Лабинск	148	Лаба	ст-ца Каладжинская	202
Кубань	ст-ца Старо-Корсунская	146			
Кубань	гор. Краснодар	181	Белая	ст-ца Тульская	360
Теберда	пос. Теберда	258	Белая	пос. Северный	287

Понижение величины M_n в среднем течении Кубани связано с переходом реки на равнинный режим, резким снижением кинетической энергии водных масс, что приводит к уменьшению взвесей. Дальнейшее возрастание модуля взвешенных наносов (гор. Краснодар) может быть объяснено впадением в Кубань ряда притоков с высокой мутностью.

Высокое значение модуля взвешенных наносов р. Теберды свидетельствует об интенсивности эрозионных процессов именно в этой части Северного Кавказа.

Для рек бассейна Кубани отношение M_n/P_n колеблется от 2,5 до 5,3; в среднем для Кубани соотношение M_n/P_n составляет около 4, причем в верхнем течении реки оно выше. Приведенные в табл. 4 величины отношения M_n/P_n свидетельствуют о том, что они довольно близки к теоретически рассчитанному соотношению между нерастворимыми и растворимыми продуктами, образующимися при выщелачивании алюмосиликатных пород.

Таблица 4

Отношение M_n/P_n в реках бассейна Кубани

Река	П у н к т	M_n/P_n	Река	П у н к т	M_n/P_n
Кубань	пос. Коста Хетагурова	4,7	Большой Зеленчук	ст-ца Исправная	3,15
Кубань	пос. Дегтяревский	4,7	Уруп	ст-ца Попутная	2,45
Кубань	гор. Армавир	4,1	Лаба	ст-ца Каладжинская	3,26
Кубань	гор. Усть-Лабинск	2,54	Белая	ст-ца Тульская	5,02
Кубань	гор. Краснодар	3,6	Белая	пос. Северный	3,1
Теберда	пос. Теберда	5,3			
Малый Зеленчук	пос. Алибердуковский	3,8			

Правда, в составе взвешенных наносов рек бассейна Кубани присутствуют также неполностью выветрившиеся частицы пород, увеличивающие это соотношение; реками вымываются легкорастворимые соли из осадочных пород, в реки поступают грунтовые воды, что способствует уменьшению этого отношения. Эти обстоятельства следует учитывать. Отношение M_n/P_n выше пяти при одновременно высоких значениях M_n и P_n наблюдается у рек, на водосборах которых кроме разрушения кристаллических пород происходит и эрозия осадочных образований, содержащих сравнительно легкорастворимые соли (р. Белая). Высокое значение отношения M_n/P_n при меньших величинах P_n и M_n в большей мере соответствует процессам выветривания изверженных пород, что наблюдается, например, в бассейне р. Теберды.

В бассейне р. Кубани, судя по наблюдаемым соотношениям, преобладает нерастворимая часть пород. Так, в верховьях реки отношение M_n/P_n поднимается до 4,7 при сравнительно низких значениях P_n и M_n . Ниже по течению это отношение несколько понижается за счет осаждения взвесей. В среднем течении реки на отношение M_n/P_n помимо процесса осаждения взвесей влияет растворение распространенных здесь осадочных пород. Некоторое повышение отношения M_n/P_n в районе гор. Краснодара связано с поступлением водных масс р. Белой и других рек, несущих большое количество взвешенного материала.

Кроме того, есть основания предполагать о наличии процессов инфильтрации части стока Кубани на участке реки ниже впадения р. Лабы.

При выяснении генетической связи между модулем взвешенных наносов и показателем ионного стока необходимо учитывать множество факторов, по-разному влияющих на эти величины. Но при изучении конкретных условий на определенной водосборной площади решение этой проблемы может быть осуществлено.

Как показал О. А. Алекин [1], пределы колебаний величины M_n/P_n ограничены.

Половина всех рек территории СССР имеет отношение M_n/P_n в пределах от 10 до 1, пятая часть — в пределах от 5 до 2, у остальных величина этого отношения несколько отклоняется, т. е. неуклонно продолжающийся в природе процесс выветривания алюмосиликатов способствует поддержанию отношения M_n/P_n в определенных пределах (от 5 до 2). В целом для всей земной коры характерно именно такое соотношение между нерастворимыми и растворимыми продуктами [1].

Указанное отношение, естественно, в конкретных бассейнах может существенно отклоняться в силу ряда локальных причин; в частности на эту величину влияет характер процессов выветривания — в зависимости от того, до какой стадии осуществляется процесс выветривания алюмосиликатов, соотношение между нерастворимой и растворимой частью будет меняться. В горных реках наличие обломочного материала, не затронутого процессами выветривания, приводит к возрастанию величины M_n ; растворение солей осадочных пород уменьшит величину отношения M_n/P_n . Для рек бассейна Кубани пределы отношения M_n/P_n от 2 : 1 до 5 : 1 могут быть созданы продуктами выветривания, но в случае больших значений P_n следует считаться с возможностью поступления растворимых солей из осадочных пород. Одновременное присутствие обломочного материала приводит к увеличению отношения M_n/P_n и тем самым, маскируется влияние осадочных пород.

О. А. Алекин предложил метод, позволяющий ориентировочно оценить влияние различных факторов на отношение M_n/P_n [1].

Этот метод основан на том, что как часть величины M_n , так и часть величины P_n составляют продукты разрушения и выветривания алюмосиликатных пород. Все взвешенные вещества делятся на две группы — группа A — относительно устойчивые конечные продукты выветривания (глины, двуокись кремния, окислы алюминия и железа); группа C — обломочные продукты различных пород, незатронутые выветриванием. Подобным образом растворенные вещества, составляющие величину P_n , делятся на группу B , т. е. растворимые продукты химического выветривания изверженных и метаморфических пород и группу D — представляющую собой растворимые соли осадочных пород.

Таким образом, отношение M_n/P_n можно представить в следующем виде:

$$\frac{M_n}{P_n} = \frac{A + C}{B + D}.$$

Соотношение между растворимыми и нерастворимыми продуктами выветривания алюмосиликатов различных пород соответствует в этом выражении отношению A/B . Оно изменяется в пределах от 2 до 5, несколько повышаясь в случае растворения гидрослюд.

В горных реках повышается величина C , в результате интенсивной механической эрозии; речные воды со значительной минерализацией характеризуются прежде всего возрастающим значением величины D .

В конкретных условиях на отношение A/B сказывается распространенность на площади водосбора продуктов выветривания более ранних геологических эпох. Например, глинистых отложений, из которых растворимая часть уже удалена.

Составляющие P_n — величины B и D с известной долей оправданных условностей О. А. Алекин предлагает рассчитывать на основании допущения, что все количество ионов натрия, эквивалентное содержанию ионов хлора, образовалось при растворении солей осадочных пород; действительно, трудно ожидать существенного привноса ионов хлора при выветривании изверженных и метаморфических пород.

Отсюда, разность эквивалентных количеств $[Na^+] - [Cl^-]$ может характеризовать поступление ионов натрия за счет процессов выветривания алюмосиликатов.

Естественно, как и все природные процессы, процесс формирования природных вод нельзя рассматривать в таком идеализированном виде, без учета многочисленных сопутствующих процессов, которыми чрезвычайно богата природная лаборатория.

Эту схему осложняет поступление ионов натрия при процессах ионного обмена, например, обмен ионов кальция на натрий из поглощающего комплекса пород и почв, наблюдающийся при достаточно высокой концентрации ионов кальция в воде. Поступление сильно минерализованных подземных вод может привести к преобладанию ионов хлора над ионами натрия. Все это, конечно, изменит величину $[Na^+] - [Cl^-]$.

Однако роль этих осложняющих факторов при рассматриваемых условиях невелика поэтому такой расчет дает возможность получить близкие к реальным результаты.

По данному методу произведена оценка роли изверженных и метаморфических пород в формировании химического состава вод рек бассейна Кубани.

Расчеты производились при допущении, что разность эквивалентных количеств $[Na^+ + K^+] - [Cl^-]$ вообще также соответствует количеству ионов натрия и калия, поступающих за счет выветривания алюмосиликатов.

Для оценки поступления за счет выветривания алюмосиликатов остальных катионов можно воспользоваться соотношениями катионов $\text{Ca}^{++}:\text{Mg}^{++}:(\text{Na}^{+}+\text{K}^{+})$, образующимися при искусственном выщелачивании алюмосиликатов (экспериментальными данными С. С. Морозов [4]), а также соотношением этих катионов при рассмотрении разности между средними содержаниями кальция, магния и суммой щелочных металлов в изверженных породах и глинах. Нужно отметить, что в обоих случаях отношения $\text{Ca}^{++}:\text{Mg}^{++}:(\text{Na}^{+}+\text{K}^{+})$ довольно близки. Некоторые отклонения по-видимому вызваны различиями в сорбционной способности глин.

Можно принять, что между поступающими в результате выветривания алюмосиликатов катионами устанавливается соотношение (в эквивалентах) $\text{Ca}^{++}:\text{Mg}^{++}:\text{Na}^{+} = 0,861 : 0,644 : 1$.

На основании изложенного удалось рассчитать количество катионов, обязанных своим появлением процессам выветривания изверженных и метаморфических пород. Поступление сульфатных и гидрокарбонатных (карбонатных) ионов определялось на основании допущения, что одна треть суммы эквивалентов катионов соответствует содержанию сульфатных ионов, а две трети — содержанию гидрокарбонатных ионов (карбонатных), что для данного региона правомерно.

Расчет, произведенный по этому методу, позволяет оценить долю участия продуктов выветривания изверженных и метаморфических пород района в формировании ионного стока р. Кубани (табл. 5). Эта доля, выражаемая величиной B , в различных пунктах течения изменяется сравнительно мало; некоторое уменьшение ее в нижнем течении связано с процессами адсорбции ионов глинистыми минералами.

Таблица 5

Оценка количества, поступающих в р. Кубань ионов за счет выветривания изверженных и метаморфических пород

Пункт наблюдений	Площадь водосбора, км^2	M_n , $\text{т/км}^2\text{год}$	P_n , $\text{т/км}^2\text{год}$	Поступление за счет выветривания, $\text{т/км}^2\text{год}$						$\Sigma u(B)$	% от обще- го P_n
				$\text{Na}^{+}+\text{K}^{+}$	Ca^{++}	Mg^{++}	CO_3^{--}	SO_4^{--}			
пос. Дегтяревский	7 590	183	38,9	2,7	1,9	0,8	5,4	4,4	15,2	39	
гор. Армавир	16 900	186	45,55	2,8	1,9	0,9	5,6	4,5	15,7	35	
гор. Усть-Лабинск	34 300	148	58,2	3,4	2,3	1,0	6,7	5,3	18,7	32	
гор. Краснодар	45 900	181	51,6	2,3	1,6	0,7	4,7	3,7	13,0	25	

Это свидетельствует о довольно однообразном поступлении растворимого материала за счет выветривания изверженных и метаморфических пород.

Можно предположить также, что и вообще в данном регионе интенсивность химической эрозии поддерживается на одном уровне. Так, например, у одного из притоков Кубани, р. Теберды, водосборная площадь которой сложена почти исключительно архейскими гранитами, величина B составляет $19,9 \text{ т/км}^2 \cdot \text{год}$, что вообще незначительно отличается от наблюдаемых значений этой величины в р. Кубани, у которой геологическая обстановка на различных участках течения весьма разнообразна.

Относительное содержание ионов, поступающих за счет выветривания пород вниз по течению реки снижается.

Итак, для указанных участков р. Кубани отношение M_n/P_n можно представить следующим образом:

$$\text{для верхнего течения} \quad \frac{M_n}{P_n} = \frac{183}{15,2 + 23,7} ,$$

$$\text{для участка гор. Армавир} \quad \frac{M_n}{P_n} = \frac{186}{15,7 + 29,9} ,$$

$$\text{для участка гор. Усть-Лабинск} \quad \frac{M_n}{P_n} = \frac{148}{18,7 + 39,5} ,$$

$$\text{для участка гор. Краснодар} \quad \frac{M_n}{P_n} = \frac{181}{13,0 + 38,6} .$$

Вторая составляющая ионного стока — поступление растворимых солей осадочных пород вниз по течению реки возрастает.

Часть обломочных пород (величина C) в процессе движения водных масс успевает раствориться, что вызывает некоторое увеличение величины B и частично величины A , однако, этот процесс мало заметен в силу гораздо более сильного влияния вод притоков Кубани.

О. А. Алекин считает, что величина A приблизительно в 3—5 раз превышает величину B , таким образом, она для Кубани колеблется в пределах 40—90 $т/км^2 \cdot год$. Вообще величину модуля взвешенных наносов можно разделить на составляющие лишь путем минералогического анализа взвесей.

Следует отметить, что полученные данные согласуются с расчетом О. А. Алекина для Кубани [1, 3], произведенном на основании наблюдений в 1949—1950 гг., что подтверждает справедливость данного метода.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алекин О. А., Бражникова Л. В. Сток растворенных веществ с территории СССР. Изд-во «Наука», М., 1964.
2. Дуров С. А. Происхождение солевого состава воды рек. Докл. АН СССР, т. 81, № 5, 1951.
3. Еременко В. Я., Зенин А. А., Коновалов Г. С. Сток растворенных веществ р. Кубани. Гидрохимические материалы, т. 21, 1953.
4. Морозов С. С. Изменение химического состава, физических и физико-химических свойств магматических горных пород и минералов при взаимодействии их с водными растворами. Сб. «Растворение и выщелачивание горных пород». Гос. изд-во лит. по строит. и архитект., М., 1957.
5. Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. 1. Изд. АН СССР, М., 1960.

А. В. ПРОВОРКИН

О СВЯЗИ ОБЛАЧНЫХ ВИХРЕЙ НА ФОТОТЕЛЕВИЗИОННЫХ СНИМКАХ СПУТНИКОВ «ТАИРОС» С ВОЛНЕНИЕМ В СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА

Делается попытка использования данных по облачности метеорологических спутников Земли для оценки волнения в районах облачных вихрей, снятых спутниками.

Опыт работы первых метеорологических спутников Земли, показал, что фототелевизионная информация об облачности может найти широкое применение в практике мировой службы погоды. Так из 500000 снимков облачного покрова нашей планеты, принятых к первому апреля 1965 г., по данным Бюро погоды США 90% оказались пригодными для использования службой прогнозов. С 1962 г. после организации передач спутниковой информации во все национальные метеорологические центры, эти материалы начали использоваться для прогнозов погоды и составления штормовых предупреждений и оповещений.

В настоящее время советские и американские метеорологические спутники каждый день поставляют обширную информацию об облачности и радиационном режиме обширных пространств нашей планеты. Эти наблюдения особенно важны для районов морей и океанов, в связи с тем, что деятельность морского флота во многом зависит от состояния погоды, а обычных метеорологических наблюдений в этих районах крайне недостаточно. Поэтому данные по облачности метеорологических спутников особенно широко применяются при метеорологическом обеспечении мореплавания. Так Бюро погоды США на основании спутниковой информации до апреля 1965 г. разослало и опубликовало 21000 бюллетеней, содержащих штормовую информацию о 165 ураганах, тайфунах и тропических штормах для районов Атлантического, Индийского и Тихого океанов.

В связи с все возрастающим количеством спутниковых данных по облачности огромное значение приобретает дешифрирование и интерпретация полученных материалов с целью их дальнейшего использования как в исследовательских, так и в оперативных целях. В последнее время во многих странах мира ведутся большие работы по нефоанализу облачности, в частности по опознаванию и детализации макромасштабных облачных вихрей, снятых искусственными спутниками Земли. Эти вихри связаны в основном с циклонической деятельностью, что для океанических районов свидетельствует о наличии штормовой ситуации. В работах ученых многих стран [1] подробно разработаны методы распознавания этих вихрей на различных стадиях развития. Эти методы являются основой для составления штормовых предупреждений.

Однако для морских районов штормовые предупреждения и оповещения носят во многом качественный характер. Причиной этого является совершенно недостаточная изученность зависимости размеров и интенсивности подвихревых штормовых зон от различных факторов: района нахождения вихря, его особенностей, времени года и т. п.

В СССР единственная попытка дать количественную оценку волнения по данным метеорологических спутников была предпринята В. Самровым (ЦИП). Однако большая ограниченность материала не дала ему возможности сделать какие либо значительные выводы.

В настоящей статье подведены некоторые первые итоги работы по выявлению зон волнения с высотами волн в 2 м и более и скоростью ветра свыше 12,5 м/сек в районах облачных вихрей, снятых метеорологическими спутниками, над акваторией Северной Атлантики. Волнение, равное 2 м и ветер силой 12,5 м/сек уже могут затруднить работы проводимые рыболовными и исследовательскими судами, поэтому выявление таких зон позволит более детализировать штормовые предупреждения, составляемые не только по материалам метеорологических спутников, но также и по обычным метеорологическим наблюдениям.

Исходными данными для исследования послужили факсимильные карты облачности Бюро погоды США, полученные по снимкам метеорологических спутников «Тайрос VI—X» и поступившие в ГМЦ СССР, а также карты наблюдений волнения в Северной Атлантике кораблей погоды и других судов, имеющиеся в морском отделе ЦИПа. Кроме того к работе привлекались карты нефоанализа облачности составленные в ГМЦ по телеграммам Бюро погоды США.

Полученные материалы обрабатывались следующим образом: на карты облачности в районах облачных вихрей наносились судовые данные волнения и ветра и очерчивались зоны волнения свыше 2 м и ветра свыше 12,5 м/сек. Путем сопоставления данных нефоанализа облачности и наблюдений волнения в подвихревой области за срок, близкий ко времени съемки, выявлялась связь между волнением и облачностью в данном районе. Используемые судовые наблюдения над волнением ни в одном случае не отличались больше чем на 3 часа от времени съемки облачности спутниками. Всего таким образом было проанализировано 252 облачных вихря над различными районами Северной Атлантики с сентября 1963 г. по июль 1965 г.

К сожалению, нерегулярность поступающей спутниковой информации, а также неполный охват съемкой акватории Северной Атлантики не позволили детально проследить за образованием облачных вихрей, их движением и развитием. В связи с этим не удалось проследить за формированием и развитием зон штормового волнения, связанных с этими вихрями. К тому же плохое качество и не всегда достаточное количество судовых наблюдений над волнением во многих случаях исказили или скрыли действительную картину волнения в районах облачных вихрей. Все это несколько снизило ценность полученных в работе выводов, а все выявленные закономерности носят приближенный характер.

Несмотря на это, сопоставление облачных вихрей с волнением позволило получить интересные данные о характеристиках штормовых зон в подвихревых областях для районов Северной Атлантики.

Связь вихревых облачных зон на снимках ИСЗ «Тайрос» с данными наблюдений волнения в Северной Атлантике

При сопоставлении вихревых зон облачности с картами волнения выяснилось, что только в 12 случаях из 252 т. е. в 5% в подвихревой области не наблюдается роста волнения по сравнению с окружающими районами. При сопоставлении этих вихрей с синоптической обстановкой выяснилось, что в 5 случаях они образовались на периферии антициклона, а в 7 случаях в районах очень слабо развитых циклонических волн. Для опознавания таких вихрей необходимо отметить, что они обычно находятся на периферии более значительных вихрей облачности и в их районах не наблюдается хорошо развитой кучевой облачности.

В 36 случаях отсутствие судовых наблюдений над волнением не позволило сопоставить данные облачные вихри с данными волнения. Однако их сравнение с синоптической обстановкой, позволило считать, что под указанными вихрями должна быть определенная зона повышенного волнения. В 19 случаях из 36 в районах облачных вихрей находились глубокие зоны пониженного давления, соответствующие тропическим штормам и тайфунам. В остальных случаях они совпадали либо с обширными циклоническими образованиями, либо со значительными циклоническими волнами.

Максимальная высота волнения по данным судовых наблюдений в подвихревой зоне составляла 10 м при ветре 42 м/сек. В табл. 1 и 2 показаны повторяемости максимальных высот волн и ветра в районах облачных вихрей с зонами волнения свыше 2 м.

Таблица 1

Максимальная высота волн, м	>9	6—9	4—6	2—4
Число случаев	21	34	80	74
Повторяемость, %	10	16	39	35

Таблица 2

Максимальная скорость ветра, м/сек	>30	15—30	<15
Число случаев	4	153	52
Повторяемость, %	2	73	25

Из табл. 1 и 2 видно, что более чем 60% от общего числа подвихревых зон волнения имеют максимальные высоты волн от 4 м и выше, а в 75% случаев ветер больше 15 м/сек. Зоны волнения свыше 2 м располагаются непосредственно под вихрем. Однако в огромном большинстве случаев центры этих зон смещены на 1—5° от центра вихря в основном на Ю, ЮЗ, что объясняется сгущением изобар в юго-западной части циклона, а также усилением ветра в районах фронтов. Диаметр зон волнения с высотами волн свыше 2 м колеблется в пределах 300—1500 км.

Различные характеристики подвихревых зон волнения меняются в зависимости от времени года. В табл. 3 дана повторяемость в процентах различных характеристик зон волнения в районах облачных вихрей в зависимости от времени года.

Таблица 3

	Максимальная высота волн, м				Максимальная сила ветра, м/сек			Диаметр зоны волнения свыше 2 м			Смещение центра зоны волнения свыше 2 м							
											направление				расстояние в градусах			
	2-4	4-6	6-9	>9	<15	15-30	>30	300-600	600-1000	>1000	З	ЮЗ	Ю	нет	3-5	1-3	<1	
весна	18	48	24	15	20	76	4	25	42	33	4	48	41	7	21	13	6	
лето	60	36	3	1	31	67	2	27	51	22	0	14	81	5	30	64	6	
осень	36	34	20	10	25	75	0	11	61	28	9	14	77	0	25	75	0	
зима	15	25	30	30	15	80	5	30	65	5	0	90	10	0	45	55	0	

В табл. 3 из общего числа рассмотренных подвихревых зон волнения на летний период приходится 76 случаев, на осенний — 43 случая, а зимний и весенний периоды соответственно 20 и 70 случаев. Из таблицы видно, что наиболее значительные высоты волн и скорости ветра в зонах подвихревого волнения наблюдаются зимой. Весной и осенью происходит некоторое ослабление ветра и уменьшение высоты волн, однако оно сравнительно невелико. В летний период происходит значительное ослабление циклонической деятельности над морями и океанами и в подвихревых зонах высота волны гораздо ниже, чем в остальные времена года.

Из других особенностей необходимо отметить изменение направления смещения подвихревых зон волнения от центра вихря к югу в связи летним ослаблением барического градиента в тыловой части циклона.

Для определения зависимости диаметров подвихревых зон, максимальных высот волн в них и их распределения от местонахождения облачного вихря с учетом времени года были построены карты (рис. 1-2). На рис. 1 дано распределение подвихревых зон волнения на акватории Северной Атлантики за осенний, зимний и весенний периоды. Эти времена года были объединены, так как максимальные размеры волн и диаметры волновых зон под вихрями в этот период почти не отличаются друг от друга (см. табл. 3).

Из рис. 1 следует, что размеры зон значительного волнения под вихрями растут с увеличением широты. По этому признаку всю акваторию Северной Атлантики можно разделить на 3 части:

I. Область с размерами диаметров зон волнения в 300—600 км.

II. Область с диаметрами подвихревых зон в 600—1000 км.

III. Область с диаметрами зон свыше 1000 км.

Первая область располагается южнее 40° с. ш., вторая — между 40—50° с. ш. и третья — севернее 51° с. ш.

Зоны с максимальными высотами волн находятся в центральной части Северной Атлантики между 40 и 60° с. ш. Между 40 и 57° с. ш. восточнее Ньюфаундленда 90% подвихревых зон имеют максимальную высоту волн от 6 м и выше (район на карте заштрихован), в остальных частях района высота волн от 6 м и выше наблюдалась в 50% случаев.

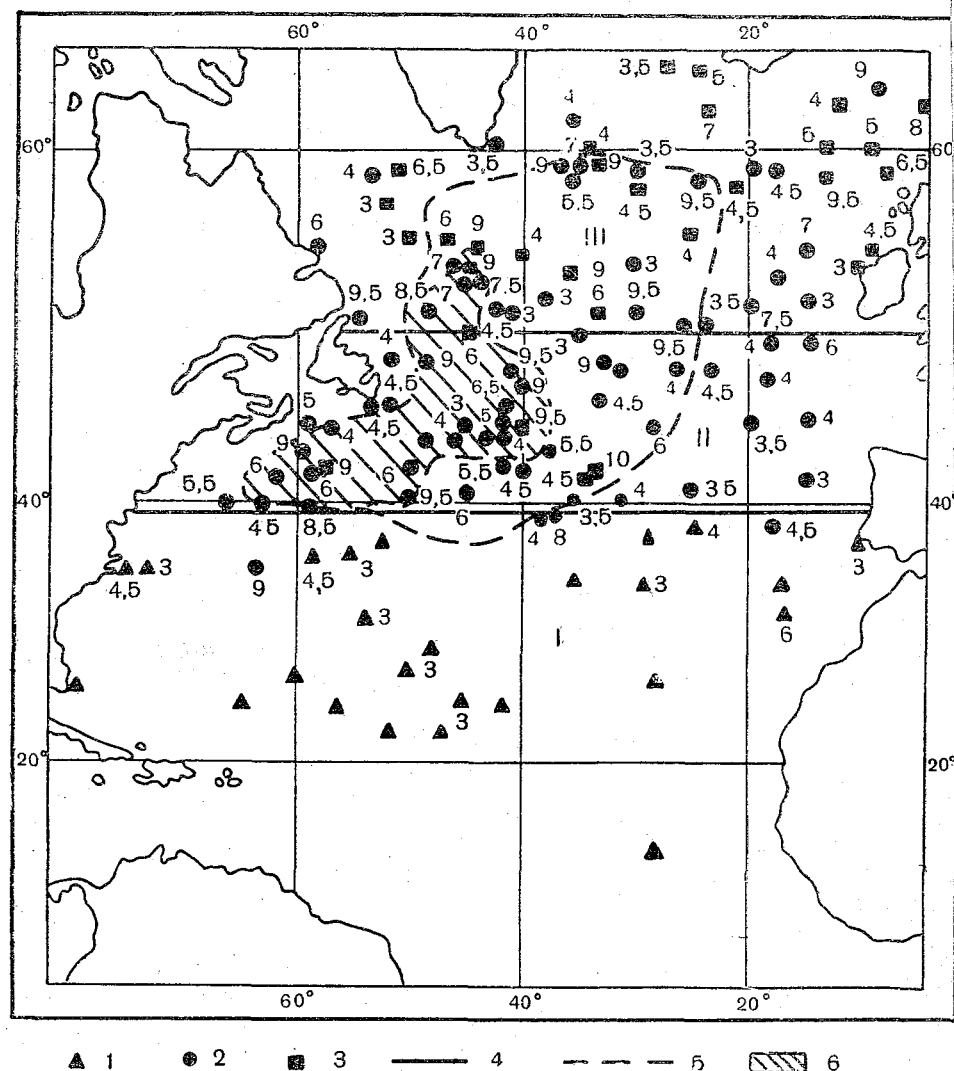


Рис. 1. Распределение зон волнения в районах вихрей облачности снятых спутником «Тайрос» по акватории Северной Атлантики в осенний, зимний и весенний периоды.
Условные обозначения:

1 — зоны волнения диаметром до 600 км; 2 — зоны волнения диаметром 600—1000 км; 3 — зоны волнения диаметром больше 1000 км; 4 — границы зон волнения с различными диаметрами; 5 — граница зон волнения с вероятностью 50% максимальных высот волн в 6 и более метров; 6 — район с вероятностью максимальных высот волн от 6 и более метров 90%. (Цифры под значком — высота волн в м)

На рис. 2 дано распределение подвихревых зон волнения в летний период. В связи с общим ослаблением циклонической деятельности южная граница зон волнения диаметром 600—1000 км несколько сместилась к северу и расположена вдоль 42° с. ш. Зоны волнения размером свыше 1000 км почти не наблюдаются. Район с высотами волн

т 4 м и выше идет от Ньюфаундленда на северо-восток. В районе 5% максимальных высот волн 4 м и более. Таким образом, можно считать, что географическое распределение вихрей и время года оказывают существенное влияние на размеры подвихревых зон значительного волнения и на максимальную высоту волн в этих зонах.

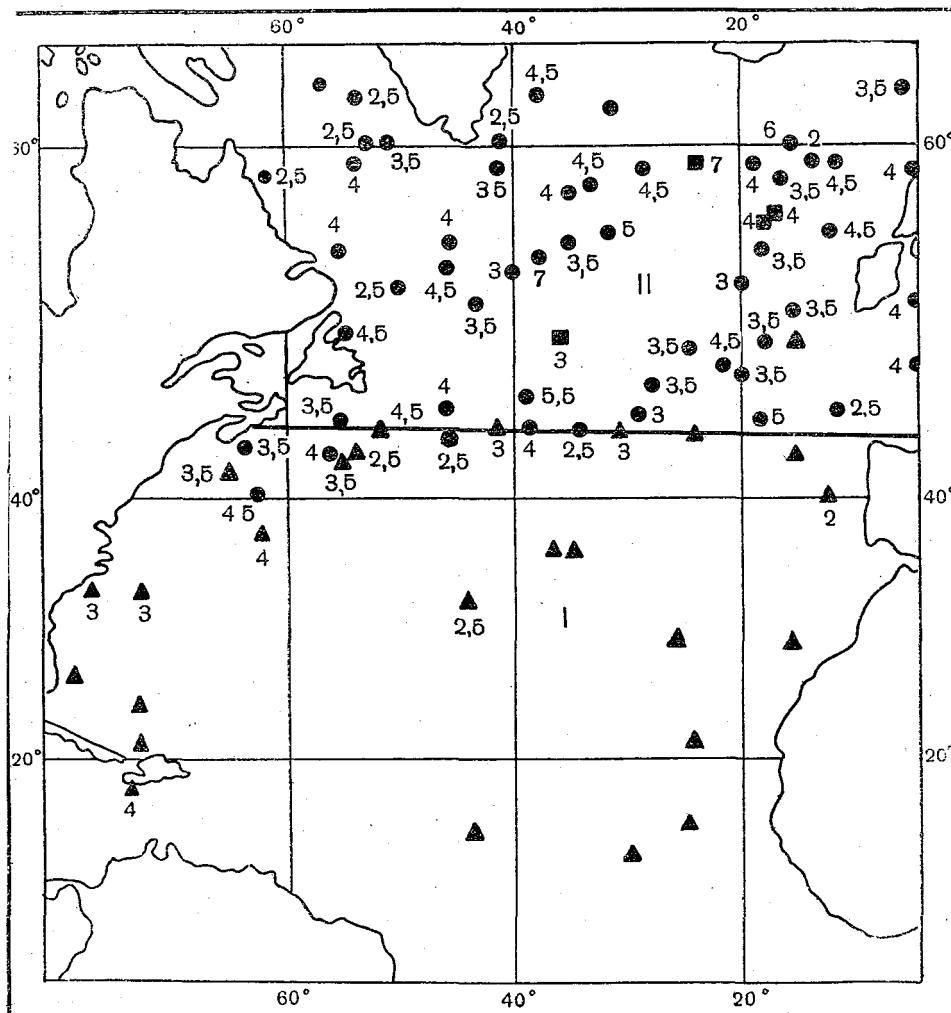


Рис. 2. Распределение подвихревых зон волнения по акватории Северной Атлантики в летний период.

Условные обозначения те же, что и на рис. 1.

Для более детального выяснения связи облачных вихрей на снимках спутника с зонами волнения свыше 2 м в районах этих вихрей была проведена попытка связать особенности каждого вихря с изменением характеристик подвихревых зон волнения. Поэтому при анализе учитывались: синоптическая обстановка, интенсивность облачности в районе вихря, ее характер, расположение и мощность фронтальной облачности, а также стадии развития вихря. При этом выяснилось, что для внетропических циклонических вихрей основную роль в развитии зон волнения играет стадия развития вихря, так как она определяет не только

облачность в близких к вихрю районах, но также и ветровой режим у поверхности моря.

В связи с этим все материалы нефоанализа были разделены на три группы в зависимости от стадий развития облачных вихрей.

1. Стадия молодого циклона. Для молодого циклонического вихря характерно сравнительно слабое вихревое возмущение облачности (рис. 3а). Волна обычно образуется на линии фронтального раздела в виде облачного пятна более крупного размера. Облачные системы ориентированы вдоль образующихся фронтов. Если в тыл циклона поступает влажный воздух, то в этом районе можно развиться значительная кучевообразная облачность.

В 97% случаев молодому циклоническому вихрю соответствует зона волнения с высотами более 2 м размерами 300—600 км. Во всех случаях зона смещена на ЮЗ на 1—3°. Максимальные высоты волн внутри зоны в 92% случаев меняются в пределах от 2 до 4 м. Ветры внутри зоны могут достигать значительных величин, в 70% случаев от 15 до 30 м/сек.

На картах рис. 1 и 2 области нахождения молодых циклонических вихрей в огромном большинстве случаев соответствуют району I.

2. Стадия развитого циклона. Для развитого циклонического вихря характерно хорошее прослеживание спиралевидной структуры облачности (рис. 3б). Центральная часть облачного вихря обычно видна в виде облачного пятна, от которого к периферии направлены спиралевидные полосы облаков. Основная масса мощнокучевой облачности располагается в передней части вихря. В тыловой части часто прослеживаются спиральные полосы облаков меньшего размера. Облачные полосы фронтов, как правило выражены неясно. Однако во всех случаях хорошо видна граница холодного воздуха за холодным фронтом. Для полностью сформировавшегося вихря характерна зона значительного волнения размерами 600—1000 км (79% случаев).

Зона волнения, как правило, смещена на Ю, ЮЗ на 3—5° в зависимости от характеристик воздушных масс, сформировавших данный вихрь. Максимальные высоты волн в зонах достигают больших размеров. Для осеннего, зимнего, весеннего периодов волны высотой более 4 м составляют 81% случаев, а волны высотой более 6 м — 34%. В летний период волнение в 62% случаев меняется от 4 до 6 м. На этой стадии в ряде случаев циклонические вихри могут сформировать зону волнения размерами свыше 1000 км с высотами волн внутри в 89% выше 4 м. Основной район расположения сформировавшегося циклонического вихря в осенний, весенний и зимний периоды заключен между 40 и 60° с. ш. Однако в 36% случаев вихри наблюдались севернее.

3. Полностью окклюдированный циклон. Для этого типа облачных вихрей характерны длинные спиралевидные полосы слоистообразных облаков. Кучевая облачность расположена в южной части вихря в виде отдельных образований. В центральной части могут появляться безоблачные участки (рис. 3в).

В 70% случаев зона подвихревого волнения имеет размеры свыше 1000 км, где наблюдаются волны высотой 2—6 м. Волны с максимальной высотой 4 м и выше наблюдались в 19% случаев, в основном это волны зыби.

Зона волнения смещена относительно центра вихря на 1—3° в южном направлении.

В летний период размеры зон в 82% случаев не превосходят 1000 км, а высоты волн ни в одном случае не превосходят 4 м.

Таким образом каждой стадии циклонического вихря для внутритропических циклонов соответствуют определенные особенности зон значительного волнения.

В тропических районах вокруг центра вихря обычно имеется кольцо кучевой облачности, часто с разрывами и перистыми облаками по краям. К сожалению, отсутствие наблюдений над волнением в районах этих циклонов не позволили проанализировать зоны волнения в подвихревых областях.

Выводы

1. Облачные вихри на телевизионных снимках метеорологических спутников для Северной Атлантики в 95% случаев показывают, что по ним находятся зоны волнения с высотами волн свыше 2 м. Размеры этих зон и высота волн в них зависят от местонахождения вихря, времени года и особенностей облачной структуры.

2. Для районов Северной Атлантики южнее 40° с. ш. (в летний период южнее 42° с. ш.) размеры подвихревых зон волнения свыше 2 м равны 300—600 км. Для районов севернее этой границы размеры увеличиваются до 1000 км, а районы севернее 51° с. ш. в осенний, зимний и весенний периоды имеют диаметры подвихревых зон больше 1000 км.

3. Максимальная высота волн в подвихревых зонах имеет размеры от 2 до 10 м. Волны с высотами 6 м и более имеют вероятность 90% в районе между 40 и 53° с. ш. к востоку от Ньюфаундленда. Между 40 и 60° с. ш. в центральной части акватории Северной Атлантики вероятность максимальных высот волн свыше 6 м составляет 50%. В летний период волнение в основном имеет меньшие размеры, чем в другие сезоны, однако в районах расположенных к северо-востоку от Ньюфаундленда высота волн в 75% случаев превышает 4 м.

4. Для молодых циклонических вихрей характерны зоны волнения размерами до 600 км, с отклонением от центра вихря на ЮЗ на расстояние 1—3°. Высота волн не превышает 4 м в 92% случаев. Для полностью сформировавшихся облачных циклонических вихрей характерны зоны подвихревого волнения с диаметром 600—1000 км с высотами волн более 4 м (вероятность 81%) и с отклонением от центра вихря на Ю, ЮЗ на 3—5°.

Для вихрей полностью окклюдированных циклонов зоны волнения имеют диаметры свыше 1000 км с высотами волн до 4 м.

5. Детальные характеристики зон волнения в районах облачных вихрей, снятых спутниками, можно получить, только накопив обширные материалы многолетних наблюдений над структурными особенностями и развитием этих вихрей, а также большой объем данных наблюдений над волнением в период съемки.

6. В настоящей статье подводятся первые итоги большой работы по выявлению количественных характеристик волнения на основании данных телевизионных снимков искусственных спутников Земли.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ветлов И. П. Сопоставление спутниковых и наземных наблюдений облачности. Труды ММЦ, вып. 8, 1965.
2. Минина Л. С. Вихревая структура облачности по данным метеорологических спутников. Метеорология и гидрология, № 1, 1964.

СОДЕРЖАНИЕ

Стр.

Раздел 1

ВОПРОСЫ ГИДРОЛОГИИ И РАСЧЕТОВ СТОКА

В. Петенков. Краткая характеристика максимального стока весеннего половодья и его расчет на реках средней части Средне-Сибирского плоскогорья	3
М. Догановский. Количественная оценка роли наледной составляющей в стоке рек некоторых районов зоны вечной мерзлоты	16
А. Шелутко. Приведение стока к расчетному периоду с учетом внутренней корреляционной связи	26
А. Шелутко. Применение аналитического метода для приведения стока к расчетному периоду	49
В. Тепцов. Особенности распределения летних осадков в бассейне Верхнего Енисея	59
М. Догановский. Особенности формирования земного стока в зоне вечной мерзлоты	64
В. Фащевский. О расчете максимальных расходов воды весенне-летнего половодья на реках Горного Алтая	71
Н. Догановская. О связи годового стока с индексами атмосферной циркуляции и солнечной активности	74
С. Джиаков. Анализ и расчет дебитографических кривых и коэффициентов добегания	76
О. В. Туйск. О региональной оценке естественных ресурсов подземных вод промышленного Урала	86
Т. Т. Черможская. Исследование некоторых вопросов динамики речного потока, втекающего в водоем	96
Т. Т. Черможская. Влияние многорукавности дельты на динамику речного потока на пространстве предустьевого взморья	105
Н. В. Кордукова. К вопросу о расчете уровней болотных вод, фильтрационного стока и изменений влагозапасов	109
Н. В. Кордукова. Методика расчета уровней болотных вод по температуре и влажности воздуха	121
Н. А. Владимирова. Термический режим Цимлянского водохранилища	130

Раздел 2

ВОПРОСЫ ОКЕАНОЛОГИИ, ГИДРОФИЗИКИ И ГИДРОХИМИИ

А. И. Савичев. Некоторые особенности атмосферных процессов в марте—мае и прогноз барического поля на июнь для Северной Атлантики	143
В. Н. Веретенников. К вопросу о нестационарных чисто дрейфовых течениях	157
И. А. Каган. Экспериментальные исследования метеозлементов над поверхностью пруда-охладителя	165
	215

И. А. Каган. Решение задачи о трансформации воздушной массы над водоемом с учетом изменения стратификации приподнятого слоя атмосферы . . .	1
Ю. И. Ляхин. О влиянии больших давлений на произведение растворимости карбоната кальция в морской воде	1
Ю. И. Ляхин. Насыщенность карбонатом кальция Тихоокеанских вод в районе Кюросио и в зоне субтропической конвергенции	1
Д. Е. Морачевский. Водная эрозия в бассейне реки Кубани	1
А. В. Проворкин. О связи облачных вихрей на фототелевизионных снимках спутников «Тайрос» с волнением в северной части Атлантического океана	20



Редактор *З. Б. Ваксенбург*

Корректор *И. М. Морозова*

М 16302 Подписано к печати 17.05.68 Тираж 500 Объем 13,5 печ. л. Зак. 76

Типография ВОК.

Цена 1 р. 50 к