

551.5

с-45

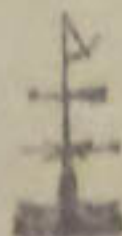
ГЛАВНОЕ УПРАВЛЕНИЕ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ СЛУЖБЫ
ПРИ СОВЕТЕ МИНИСТРОВ СССР

СРЕДНЕАЗИАТСКИЙ РЕГИОНАЛЬНЫЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

ТРУДЫ

ВЫПУСК 23 (104)

ГИДРОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В СРЕДНЕЙ АЗИИ



ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ

ЛЕНИНГРАД • 1975

ГЛАВНОЕ УПРАВЛЕНИЕ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ СЛУЖБЫ
ПРИ СОВЕТЕ МИНИСТРОВ СССР

СРЕДНЕАЗИАТСКИЙ РЕГИОНАЛЬНЫЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

557.5
С-75

ТРУДЫ

ВЫПУСК 23 (104)

ГИДРОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ
В СРЕДНЕЙ АЗИИ

53459

(ИССЛЕДОВАНИЯ ПО ГИДРОЛОГИИ
ОРОШАЕМЫХ ТЕРРИТОРИЙ)

Под редакцией
кандидатов геогр. наук
Ю. Н. ИВАНОВА и М. И. ГЕТКЕРА



ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ
ЛЕНИНГРАД · 1975

В сборнике помещены результаты воднобалансовых расчетов для отдельных районов области «рассеивания стока» Аральского моря, основанные на обобщении последних материалов наблюдений. Делается попытка приближенной оценки структуры перспективного водного баланса Голодной степи. Приводятся результаты наблюдений за элементами водного и теплового балансов хлопковых полей, предложен новый способ расчета суммарного испарения на них для нужд инженерного проектирования.

Анализируется изменение общей минерализации воды р. Сырдарьи под влиянием развития орошения. Исследуется точность составления руслового водного баланса р. Амударьи, а также вклад подземных вод в этот баланс и взаимосвязь их с поверхностными водами в среднем и нижнем течении этой реки. Излагаются результаты экспериментов на модели Тюямуянского водохранилища, способствующие оптимальному его использованию для нужд регулирования стока.

Предназначен для инженеров-гидрологов и мелиораторов.

ВОДНЫЙ БАЛАНС АРАЛЬСКОГО МОРЯ

Введение

Водные балансы Аральского моря составлялись, начиная с конца XIX в., более 20 раз. При составлении первых балансов данных было недостаточно. Водные балансы, рассчитываемые в пятидесятых и шестидесятых годах уже основывались на большом объеме информации, но относились к стационарному состоянию Аральского моря, когда колебания его уровня определялись амплитудой порядка $\pm 0,5$ м. С 1961 г. началось резкое падение уровня Аральского моря, обусловленное в основном резким увеличением забора воды в ирригационные каналы. Это падение было прервано только выдающимся по водности 1969 г., а затем продолжилось снова.

Первый опыт составления водного баланса был сделан автором и Л. И. Шалатовой [18] на материале наблюдений для периода с 1961 по 1966 г. Все последующие балансы, насколько это известно автору, составлялись за период с 1952 по 1967 или 1969 г. Следовательно, они охватили почти поровну небольшие отрезки времени как периода стационарного состояния Аральского моря, так и периода резкого снижения уровня. Таким образом, не было возможности судить об изменении элементов баланса за эти сильно отличные по условиям периоды. Дальнейшее снижение уровня Аральского моря до переброски части стока сибирских рек в Среднюю Азию в связи с дальнейшим развитием орошаемых площадей неизбежно, и следовательно, представление о тенденции изменения водного баланса в фазу уменьшения площадей и объемов Аральского моря имеет практическое значение.

В настоящей статье кратко рассматриваются водные балансы Аральского моря за периоды 1936—1960 и 1961—1970 гг., позволяющие судить об изменении элементов водного баланса за указанные периоды.

Как уже отмечалось, не вызывает никакого сомнения, что снижение уровня Аральского моря будет продолжаться во всяком случае до подвода части стока сибирских рек, который на первом эта-

пе в размере 20—25 км³/год намечен к осуществлению в 1986 г. К этому моменту уровень Аральского моря упадет весьма значительно [8]. По глубокому убеждению автора, весьма дорогую воду сибирских рек не следует тратить на заполнение котловины Аральского моря до уровня пятидесятых годов. Конечно, сброс ее в первое время после осуществления переброски неизбежен, равным образом как и поступление подземных вод, что некоторое, быть может даже продолжительное, время будет поддерживать Аральское море на каком-то низком уровне. Но во всех случаях Аральское море, отличающееся низкой продуктивностью (улов рыбы не может превышать 600 тыс. ц в год [8]), восстанавливать до уровня первой половины XX в. не имеет смысла, ибо только рыбное хозяйство могло бы быть, если не считать развевания солей с обнаженной поверхности ложа, единственным аргументом в пользу его сохранения. Об экономической стороне вопроса сохранения Аральского моря можно найти сведения в работах [4, 6]. В заключение автор приносит благодарность Н. Александровой, которой осуществлены почти все расчеты, а также Р. Кутиковой за любезное представление данных.

Морфометрия Аральского моря

История определения морфометрических элементов Аральского моря достаточно подробно освещена в статье Р. В. Николаевой [10], поэтому нет необходимости останавливаться на этом вопросе. Измерения морфометрических элементов Николаевой основывались на современных навигационных картах Аральского моря, составленных по данным последних топографических и гидрографических съемок. Глубины приведены на этих картах к среднему многолетнему уровню, который соответствует отметке 53,00 м по футштоку водпоста Аральское море. Согласно новым данным Николаевой, общая площадь Аральского моря, включая площадь островов, при уровне на водпосту Аральское море, соответствующему отметке 53,00 м, равна 68 320 км², наибольшая глубина составляет 69,0 м, средняя 16,1 м. Ширина моря по параллели 45° равна 292 км, наибольшая длина — 424 км. Общее число островов площадью более 0,01 км² превышает 1100; площадь их равна 2235 км². Наиболее крупными островами являются Кокарал (311 км²), Барсакельмес (170,3 км²), Возрождение (169,8 км²).

Площадь водной поверхности Аральского моря равна 66 086 км² (нулевая изобата отнесена к отметке 53,00 м). Кривые $F=f(h)$ и $W=f_1(h)$ приведены в статье Николаевой [10], а карта Аральского моря и местоположение метеостанций и водпостов — в многочисленных справочниках Гидрометслужбы и литературных источниках. Данные о площадях и объемах Аральского моря при различных уровнях приведены в табл. 1.

**Площадь водной поверхности Аральского моря
и объем его водных масс
при различных высотных отметках уровня**

Изобата, м	Отметка уровня, м	Площадь км ²	Объем км ³	Изобата, м	Отметка уровня, м	Площадь, км ²	Объем, км ³
0,0	53,00	66 086	1061,6	8,0	45,00	50 400	607,0
1,0	52,00	62 000	1000,0	9,0	44,0	48 600	555,0
2,0	51,00	59 610	936,0	10,0	43,00	46 648	508,7
3,0	50,00	58 100	878,0	20,0	33,0	23 383	161,9
4,0	49,00	56 700	821,0	30,0	23,00	2 689	40,0
5,0	48,00	55 348	763,6	40,0	13,00	1 597	18,8
6,0	47,00	53 800	710,0	50,0	3,00	954	6,0
7,0	46,00	52 100	657,0	69,0	-16,00	0,0	0,0

Метеорологические элементы

Здесь будут рассмотрены метеорологические элементы, необходимые для подсчета испарения с водной поверхности и составления водного баланса. Поскольку наблюдения за ними велись в разные годы и с перерывами, потребовалось восстановление пропусков в наблюдениях. Наиболее продолжительные наблюдения имеются по метеостанции Аральское море, поэтому температуры воздуха и воды, а также абсолютная влажность воздуха по другим станциям связывались с соответствующими метеоэлементами этой станции за два периода: 1936—1960 и 1961—1970 гг. Примеры таких зависимостей приведены на рис. 1. Для скоростей ветра такие зависимости не получились и пришлось использовать те данные, которые имелись за время наблюдений на каждой станции.

Отсутствие грубых ошибок в восстановлении проверялось путем установления связей между температурой воздуха, с одной стороны, и температурой воды и влажностью воздуха, с другой. Для периода 1936—1960 гг. такие связи приведены на рис. 2.

Установленные по перечисленным зависимостям температуры воздуха и воды, а также абсолютная влажность воздуха даются в табл. 2 и 3. В них же приведены скорости ветра и количество атмосферных осадков, исправленные на недоучет их по методике ГГО. Кроме того, наблюдения по дождемеру с защитой Нифера и осадкомеру Третьякова приведены к показаниям последнего.

Средние для всего Аральского моря метеорологические элементы могут быть получены различными путями, в частности, по

Средние (за период 1936—1960 гг.) метеорологические элементы по станциям Аральского моря

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Температура воздуха, °C													
Аральское море	—12,8	—11,1	—4,4	8,4	17,6	23,7	26,0	24,2	17,3	8,0	—2,8	—9,6	7,0
Узун-Каир	—9,2	—8,3	—2,4	8,0	16,5	21,4	23,8	22,9	17,4	9,2	0,4	—5,5	7,9
Тигровый	—6,6	—6,0	—1,4	6,6	16,4	23,2	26,4	25,0	20,0	12,4	3,8	—3,2	9,7
Лазарева	—5,8	—4,6	—1,2	5,4	14,3	22,8	25,8	25,0	20,0	12,7	3,6	—3,4	9,5
Баян	—10,4	—8,7	—2,8	8,0	16,7	22,4	24,8	24,2	17,4	8,7	—1,4	—7,8	7,6
Возрождения	—10,0	—7,8	—1,7	6,8	15,4	22,4	26,0	24,8	19,6	12,5	3,4	—1,8	9,1
Актумсук	—7,6	—6,8	—2,4	7,2	15,5	22,1	25,4	24,2	18,9	11,4	2,6	—2,4	9,0
Муйнак	—5,8	—5,3	—0,4	8,6	17,7	23,6	26,2	25,2	19,5	11,4	3,4	—3,0	10,1
Барсакельмес	—9,1	—8,8	—3,5	6,8	15,6	22,4	25,0	24,2	19,2	11,0	1,6	—4,0	8,7
Среднее	—8,5	—7,4	—2,1	7,4	16,2	22,7	25,5	24,4	18,9	10,8	1,7	—4,5	8,8

Температура воды, °C

Аральское море		0,0	6,0	16,5	21,9	24,1	23,2	18,2	9,7	1,6	—0,4	—
Узун-Каир		0,3	7,3	16,7	22,7	25,0	24,0	18,4	10,4	2,3	—0,2	—
Тигровый		1,4	8,6	17,3	22,7	25,2	24,8	20,2	12,6	4,6	1,0	—
Лазарева		0,4	4,0	12,0	18,8	22,0	22,6	19,3	13,8	6,9	1,8	—
Баян		0,1	7,0	15,1	19,2	23,4	22,2	18,4	10,7	2,8	—0,4	—

Возрождения	0,6	5,9	16,0	24,6	27,6	27,4	20,6	13,7	5,0	0,8	—
Актумсук	0,6	4,8	11,6	18,6	23,8	23,4	20,2	13,9	7,9	2,0	—
Муйнак	2,4	0,4	18,6	24,2	25,8	25,2	22,6	18,4	6,1	1,0	—
Барсакельмес	0,0	5,1	12,9	19,9	23,6	24,6	19,8	13,5	6,6	2,5	—
Уялы	0,6	9,0	17,0	21,8	24,0	24,0	19,8	12,3	2,6	—0,6	—
Среднее	0,6	6,8	15,4	21,4	24,4	24,1	19,6	12,8	4,6	0,8	—

Влажность воздуха, мб

Аральское море	2,2	2,6	3,9	6,3	9,4	11,9	13,8	12,4	9,0	6,4	4,2	2,9	7,1
Узун-Каир	2,8	3,0	4,5	7,3	11,2	16,1	20,6	18,3	13,4	8,4	5,2	3,4	9,5
Тигровый	3,6	3,8	4,8	7,5	13,0	18,0	10,2	20,7	14,6	9,6	6,2	4,5	10,5
Лазарева	4,0	4,2	5,0	8,1	13,8	18,5	21,4	21,4	15,6	10,4	7,0	5,3	11,2
Баян	2,8	3,1	4,2	7,0	11,8	15,5	18,0	17,6	15,7	7,6	5,2	4,7	9,4
Возрождения	3,2	3,4	4,3	6,9	11,5	16,2	18,2	19,6	16,0	9,2	6,0	4,6	9,9
Актумсук	3,2	3,4	4,5	6,7	9,9	13,7	17,0	16,4	12,0	9,0	6,2	4,2	8,8
Муйнак	3,6	3,7	4,9	7,9	12,4	16,8	20,0	19,3	14,6	9,1	6,0	4,3	10,2
Барсакельмес	2,8	3,0	4,2	6,0	10,0	14,0	17,2	16,6	12,4	8,8	6,0	4,0	8,8
Уялы	2,8	3,2	5,1	8,6	13,0	16,7	19,5	18,4	13,6	9,2	6,0	3,9	10,0
Среднее	3,1	3,3	4,5	7,3	11,6	15,7	18,6	18,0	13,6	8,5	5,8	4,2	9,5

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
---------	---	----	-----	----	---	----	-----	------	----	---	----	-----	-----

Скорость ветра (м/с) на высоте 200 см

Аральское море	4,3	5,0	5,0	4,7	4,8	4,0	4,5	4,2	4,0	4,4	4,3	4,4	4,5
Узун-Каир	4,2	4,6	4,5	4,5	4,4	4,1	3,9	3,7	3,8	4,3	4,5	4,7	4,3
Тигровый	3,5	3,8	3,9	3,8	3,8	3,7	3,5	3,8	4,2	4,2	4,3	4,1	3,9
Возрождения	4,5	4,1	4,2	4,0	4,0	3,5	3,7	4,0	4,1	5,0	5,0	5,1	4,3
Актумсук	5,5	5,5	4,8	4,3	4,1	3,8	4,0	4,0	4,5	5,1	6,2	6,3	4,8
Муйнак	3,8	4,2	4,4	4,6	4,0	4,0	3,8	3,9	3,8	4,0	4,2	3,9	4,1
Барсакельмес	5,5	6,2	5,7	5,3	4,8	4,7	4,6	4,8	5,2	5,1	6,7	6,4	5,4
Уялы	4,4	4,9	5,0	4,9	4,7	4,7	4,6	4,7	5,0	5,3	5,4	5,3	4,9
Среднее	4,5	4,8	4,7	4,5	4,4	4,1	4,1	4,1	4,3	4,7	5,1	5,0	4,5

Атмосферные осадки, мм

Аральское море	16	21	23	16	16	9	11	10	8	17	14	27	188
Узун-Каир	14	16	22	12	7	12	8	13	11	21	16	21	173
Тигровый	11	19	17	12	7	8	10	8	3	15	11	14	135
Возрождения	14	17	21	18	10	6	5	2	11	20	22	27	173
Актумсук	18	28	25	17	12	10	15	11	8	8	11	19	182
Муйнак	14	23	19	16	8	6	5	7	5	15	14	15	147
Барсакельмес	14	18	24	11	7	4	5	9	10	24	16	21	163
Уялы	14	18	24	11	7	4	5	9	10	24	16	21	163
Среднее	14	19	22	14	9	8	9	10	8	18	15	21	160

изолиниям и как среднее арифметическое из данных всех станций.

В данном конкретном случае величины метеозаэлементов, установленные обоими способами, оказались близкими друг к другу (табл. 4). По этой причине в дальнейшем использовался второй

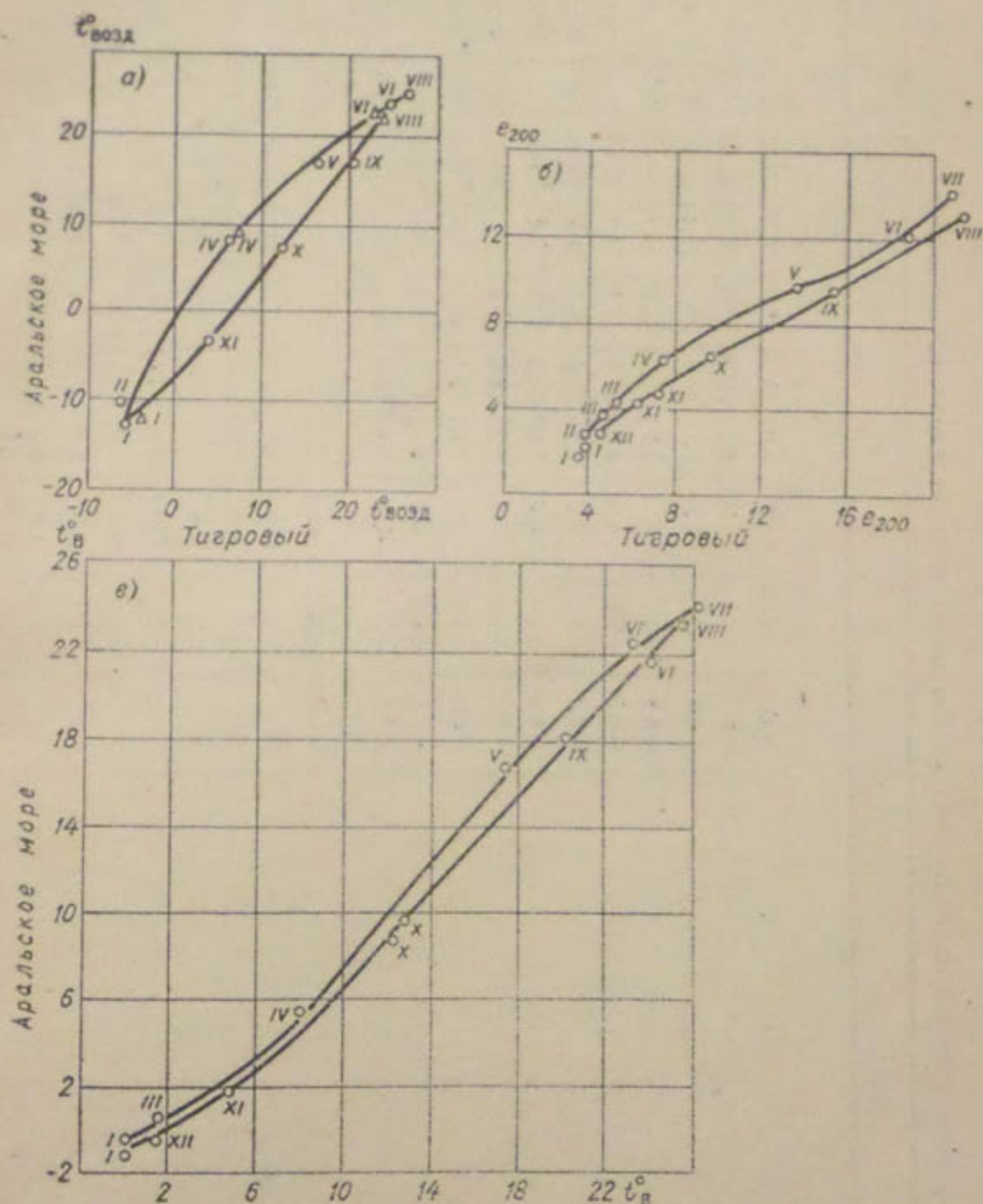


Рис. 1 Зависимости между средними за период до 1961 г. метеозаэлементами по станциям Аральское море и Тигровый.

а — температура воздуха $t_{\text{возд}}$, б — абсолютная влажность воздуха e_{200} , в — температура воды $t_{\text{вод}}$.

Средние (за период 1961—1970 гг.) метеорологические элементы по станциям Аральского моря

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Температура воздуха, °C													
Аральское море	-12,4	-12,2	-1,9	9,0	18,2	23,0	26,0	23,6	16,9	7,6	0,0	-7,6	8,4
Узун-Каир	-9,2	-9,1	-0,8	8,8	16,8	20,8	23,8	22,4	17,0	8,7	2,2	-2,8	8,2
Тигровый	-5,0	-5,3	0,5	7,1	17,0	23,2	26,4	25,0	19,4	11,6	5,1	-0,6	10,4
Лазарева	-4,0	-5,2	-0,2	5,8	15,1	22,0	25,7	24,6	19,8	12,4	6,4	0,8	10,3
Баян	-9,8	-9,8	-1,0	8,7	17,3	21,8	24,8	23,0	16,9	8,4	1,2	-5,7	8,0
Возрождения	-8,4	-8,2	0,3	7,2	16,0	21,5	26,0	24,4	19,2	12,2	5,8	0,2	9,7
Актумсук	-4,0	-4,0	0,0	7,6	16,0	22,8	25,8	24,2	18,7	10,4	4,4	-0,2	10,1
Муйнак	-5,2	-4,8	1,6	9,2	18,6	25,8	27,2	24,8	18,6	10,4	4,1	-1,4	11,5
Барсакельмес	-8,2	-8,0	-1,1	7,0	16,3	22,0	25,4	24,1	18,5	10,5	6,0	-2,3	9,2
Уялы	-7,1	-6,6	0,6	8,9	17,8	22,8	25,9	24,1	18,5	10,2	3,0	-3,4	9,6
Среднее	-7,3	-7,3	-0,2	7,9	16,9	22,4	25,7	24,0	18,4	10,2	3,8	-2,2	9,4
Температура воды, °C													
Аральское море			0,0	6,0	16,0	21,8	24,1	21,9	16,6	8,7	2,3	-0,3	
Узун-Каир			0,3	7,3	16,8	22,6	25,0	22,7	16,8	9,6	3,1	0,0	
Тигровый			2,5	8,7	18,4	23,8	26,5	24,8	19,3	11,9	5,6	1,3	
Лазарева			0,5	4,1	12,1	18,9	22,2	22,0	18,4	13,1	8,0	2,9	
Баян			0,8	7,0	15,1	19,0	23,6	21,8	17,1	9,9	3,5	0,0	
Возрождения			0,5	5,9	16,2	24,4	27,6	26,0	19,2	12,9	6,1	1,0	
Актумсук			1,8	6,2	13,2	19,8	24,0	23,0	19,6	12,3	6,7	3,2	
Муйнак			2,2	9,9	18,6	24,1	25,8	24,5	21,9	17,6	7,8	1,8	

Барсакельмес	0,4	6,1	14,8	21,3	24,6	23,6	19,0	12,2	7,5	2,2
Уялы	1,8	9,1	18,0	22,8	25,9	23,9	18,1	10,5	3,5	0,2
Среднее	1,1	7,1	16,0	21,8	24,9	23,4	18,7	11,9	5,4	1,2

Влажность воздуха, мб

Аральское море	2,4	2,3	4,5	5,9	9,3	12,5	14,8	11,5	8,6	6,5	4,7	3,1	7,2
Узун-Каир	3,0	3,0	5,1	6,8	11,1	17,6	21,6	17,2	12,6	8,5	5,8	3,6	9,7
Тигровый	3,8	3,6	5,4	8,0	14,2	19,1	22,2	19,4	14,7	9,6	7,1	5,0	11,0
Лазарева	4,1	3,7	5,4	7,6	13,5	19,5	22,2	20,6	14,6	10,6	7,6	5,5	11,2
Баян	2,8	3,1	4,8	6,7	11,5	15,8	19,4	16,5	11,5	7,7	5,3	4,7	9,2
Возрождения	3,2	3,0	4,8	6,4	11,3	17,1	15,1	19,0	15,0	9,4	6,6	4,8	9,6
Актумсук	3,6	3,4	5,4	6,8	10,5	15,1	18,4	15,8	12,4	8,8	6,5	4,7	9,3
Муйнак	3,8	3,8	5,7	8,0	12,5	16,5	20,3	18,9	13,5	8,8	6,6	4,8	10,3
Барсакельмес	3,2	3,0	4,8	6,8	10,7	15,3	18,8	16,7	12,3	8,7	6,3	4,3	9,2
Уялы	3,2	3,4	5,4	8,2	13,4	17,9	22,5	20,2	14,2	9,0	6,2	4,0	10,6
Среднее	3,3	3,2	5,1	7,1	11,8	16,6	19,9	16,6	13,0	8,8	6,3	4,4	9,8

Скорость ветра (м/с) на высоте 200 см

Аральское море	4,3	5,0	5,0	4,7	4,8	4,0	4,5	4,2	4,0	4,4	4,3	4,4	4,5
Узун-Каир	4,2	4,6	4,5	4,5	4,4	4,1	3,9	3,7	3,8	4,3	4,5	4,7	4,3
Тигровый	3,5	3,8	3,9	3,8	3,8	3,7	3,5	3,8	4,2	4,2	4,3	4,1	3,9
Возрождения	4,5	4,1	4,2	4,0	4,0	3,5	3,7	4,0	4,1	5,0	5,0	5,1	4,3
Актумсук	5,5	5,5	4,8	4,3	4,1	3,8	4,0	4,0	4,5	5,1	6,2	6,3	4,8
Муйнак	3,8	4,2	4,4	4,6	4,0	4,0	3,8	3,9	3,8	4,0	4,2	3,9	4,1
Барсакельмес	5,5	6,2	5,7	5,3	4,8	4,7	4,6	4,8	5,2	5,1	6,7	6,4	5,4

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Скорость ветра (м/с) на высоте 200 см													
Уялы	4,4	4,9	5,0	4,9	4,7	4,7	4,6	4,7	5,0	5,3	5,4	5,3	4,9
Среднее	4,5	4,8	4,7	4,5	4,4	4,1	4,1	4,3	4,7	4,7	5,1	5,0	4,5
Атмосферные осадки, мм													
Аральское море	16	21	23	16	9	11	10	8	17	14	27	18	188
Узун-Каир	14	16	22	12	7	12	8	13	11	21	16	21	173
Тигровый	11	19	17	12	7	8	10	8	3	15	11	14	135
Возрождения	14	17	21	18	10	6	5	2	11	20	22	27	173
Актумсук	18	28	25	17	12	10	15	11	8	8	11	19	182
Муйнак	14	23	19	16	8	6	5	7	5	15	14	15	147
Барсакельмес	13	11	22	12	6	5	12	21	6	21	14	23	166
Уялы	14	18	24	11	7	4	5	9	10	24	16	21	163
Среднее	14	19	22	14	9	8	9	10	8	18	15	21	160

способ как менее трудоемкий. В заключение не безынтересно посмотреть, насколько разные периоды наблюдений на различных станциях влияют на их изменчивость или, другими словами, насколько характерны отрезки времени, за которые имелись наблюдения на отдельных станциях. Для этой цели Ахунджановым были определены коэффициенты вариации метеоэлементов на различных станциях и сопоставлены с таковыми по станции Аральское море за продолжительный период и за время наблюдений на различных станциях (табл. 5).

Данные табл. 5 свидетельствуют в общем о небольшой изменчивости метеоэлементов, за исключением атмосферных осадков. Таким образом, вычисление метеоэлементов за время имеющихся

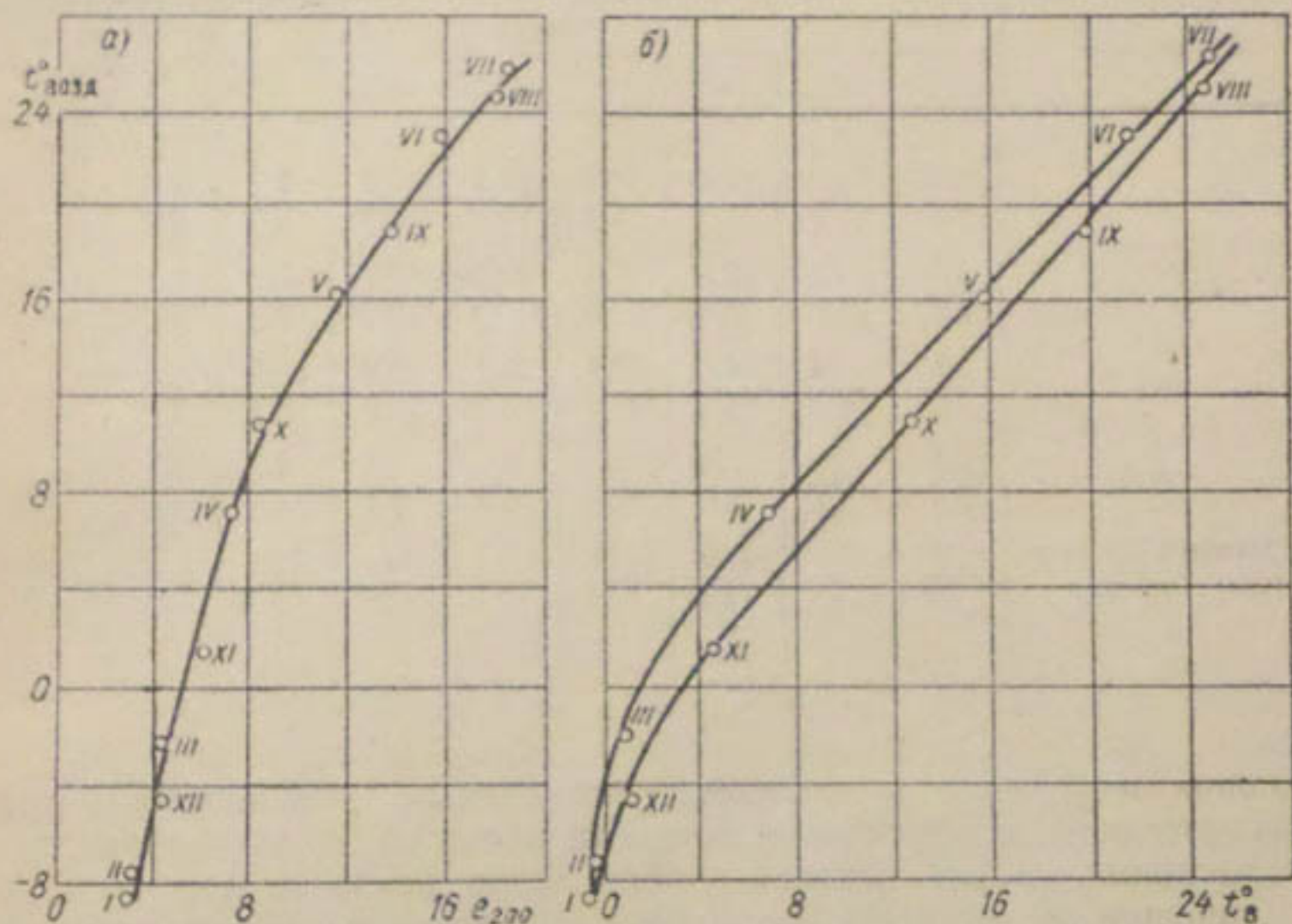


Рис. 2. Зависимость средней за период до 1961 г. температуры воздуха от абсолютной влажности воздуха (а) и средней температуры воды Аральского моря (б).

наблюдений на отдельных станциях не очень сильно сказалось бы на величине испарения и водном балансе моря. Это, в частности, подтвердилось величиной испарения, которая за периоды 1936—1960 и 1961—1970 гг. оказалась отличной всего на 6,3%. Восстановление большинства метеоэлементов сгладило еще больше различия, обусловленные крайне различным периодом наблюдений на отдельных метеостанциях.

Испарение с поверхности Аральского моря

Испарение с водной поверхности Аральского моря подсчитывалось в соответствии с Указаниями 1969 г. [12]. Формула А. П. Браславского и С. Н. Нургалиева [3], учитывающая разность температуры воды и воздуха, требует расчетов отдельно для дневных (с 7 до 19 ч) и ночных (с 19 до 7 ч следующих суток) часов. Подсчеты за длительные периоды, несомненно, будут сглаживать влияние разности между температурой воды и воздуха на величину испарения с водной поверхности. Не приходится говорить о колос-

Таблица 4

Сопоставление метеоэлементов, определенных по изолиниям (числитель) и как среднее арифметическое (знаменатель) за период до 1961 г.

Метеоэлемент	Месяц								Период IV—XI
	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	
e_{200}	$\frac{7,0}{7,0}$	$\frac{11,3}{11,4}$	$\frac{16,5}{16,3}$	$\frac{18,3}{18,2}$	$\frac{17,5}{17,4}$	$\frac{12,9}{12,7}$	$\frac{8,2}{8,2}$	$\frac{5,3}{5,3}$	
$t^o_{\text{воды}}$	$\frac{6,7}{6,6}$	$\frac{14,4}{15,1}$	$\frac{20,5}{20,6}$	$\frac{22,6}{22,6}$	$\frac{22,2}{22,2}$	$\frac{17,7}{17,7}$	$\frac{10,8}{10,6}$	$\frac{5,2}{5,0}$	
e_0	$\frac{9,8}{9,6}$	$\frac{16,4}{16,9}$	$\frac{24,1}{24,3}$	$\frac{27,4}{27,4}$	$\frac{26,7}{26,7}$	$\frac{20,2}{20,2}$	$\frac{13,9}{12,7}$	$\frac{8,8}{8,7}$	
$e_0 - e_{200}$	$\frac{2,8}{2,6}$	$\frac{5,1}{5,5}$	$\frac{7,6}{8,0}$	$\frac{9,1}{9,2}$	$\frac{9,2}{9,3}$	$\frac{7,3}{7,5}$	$\frac{4,7}{4,5}$	$\frac{3,5}{3,4}$	
Испарение по формуле Зайкова	$\frac{56}{52}$	$\frac{102}{110}$	$\frac{140}{148}$	$\frac{174}{176}$	$\frac{175}{177}$	$\frac{141}{145}$	$\frac{101}{96}$	$\frac{75}{73}$	$\frac{964}{977}$

сальном повышении трудоемкости расчетов по этой формуле при незначительности увеличения точности расчетов за длительные периоды времени, если таковая вообще будет иметь место.

Определение испарения с водной поверхности производится по формуле [12]

$$E = 0,14n(e_0 - e_{200})(1 + 0,72u_{200}),$$

где e_0 — среднее значение максимальной упругости водяного пара, вычисленное по температуре поверхности воды в водоеме, мб; e_{200} — среднее значение упругости водяного пара (абсолютной влажности воздуха) над водоемом на высоте 200 см; u_{200} — среднее значение скорости ветра над водоемом на высоте 200 см, м/с; n — число суток в расчетном интервале времени.

Соленостью воды Аральского моря при расчетах можно пренебрегать, так как испарение с поверхности воды моря, имеющей

Коэффициенты вариации средних за год метеорологических элементов на метеостанциях на Аральском море (первая строка) и на метеостанции Аральское море за параллельные периоды наблюдений на других станциях (вторая строка)

Муйнак	Уялы	Узун-Каир	Тигровый	Актум-сук	Барсакельмес	Возрождения	Баян	Лазарева
Температура воздуха, °С								
0,09	0,10	0,11	0,12	0,10	0,11	0,11	0,13	0,10
0,13	0,13	0,14	0,14	0,15	0,14	0,13	0,12	0,12
Абсолютная влажность воздуха, мб								
0,04	0,04	0,03	0,05	0,06	0,04	0,03	0,06	0,07
0,05	0,05	0,04	0,05	0,05	0,05	0,04	0,06	0,06
Скорость ветра, м/с								
0,08	0,06	0,08	0,07	0,10	0,07	0,07	0,05	0,05
0,11	0,09	0,08	0,08	0,06	0,09	0,09	0,09	0,08
Атмосферные осадки, мм								
0,36	0,29	0,38	0,35	0,28	0,39	0,35	0,31	0,18
0,30	0,32	0,35	0,27	0,31	0,26	0,34	0,17	0,22
Температура воды, °С								
0,07	0,04	0,09	0,06	0,06	0,05	0,04	0,05	0,06
0,03	0,04	0,04	0,05	0,04	0,04	0,03	0,04	0,04

соленость 10—11‰, будет меньше, чем с поверхности пресной воды, не более чем на 1—2‰, что выходит за пределы точности расчетов испарения. При подсчете испарения с поверхности воды значения коэффициента K_1 для определения скорости ветра над водоемом на высоте 200 см были приняты следующие: для метеостанции Аральское море 1,0, для метеостанции Тигровый 0,8, для всех остальных станций 0,9.

На поверхности Аральского моря даже в мягкие зимы образуются различные ледяные образования: припай, сало, шуга, снежура, блинчатый лед, нилас, мелкобитый лед, крупнобитый лед, ледяные поля. В прибрежной зоне раньше всего лед образуется в северных и северо-восточных районах моря, примерно во второй декаде ноября, а на юге — на неделю позже. В открытом море

лед может наблюдаться со второй декады декабря. Вдоль западного берега лед появляется в первой декаде января. Полное очищение ото льда происходит в конце марта на юге и на юго-востоке и в середине апреля — на севере. Очищение ото льда при суровых зимах и холодной весне может задержаться до конца апреля и даже начала мая.

Число дней со льдом меняется от 120—140 на севере до 100—110 на юге. В западной, наиболее глубокой, части моря число дней со льдом наименьшее — 70—80.

Площадь покрытия льдом обеспеченностью $\geq 75\%$ составляет в январе 69% поверхности Аральского моря, в феврале 91,6% и в марте 31% [1]. Если учесть, что ледяные образования имеют место в декабре и апреле, то представляется возможным в первом приближении считать, что в январе — марте испарение идет не с водной поверхности, а с поверхности снега и льда.

Испарение с поверхности льда и снега рассчитывалось по формуле П. П. Кузьмина [7]

$$E = n(0,0075 + 0,0041u_{\phi})(e_0 - e_{200}),$$

где E — испарение с поверхности снега; n — число суток; e_0 — максимальная упругость водяного пара при температуре испаряющей поверхности; e_{200} — упругость водяного пара на высоте 200 см. Температура поверхности слоев снега и льда для месячных интервалов времени с достаточной точностью может приниматься равной температуре воздуха.

При указанных допущениях величина испарения оказалась равной для первого периода 1112 мм, или округленно 1110 мм, а для периода 1961—1970 гг. — 1040 мм.

Кроме подсчета испарения в соответствии с «Указаниями», величина испарения была определена по формуле Браславского и Викулиной [2], а также по формуле В. Н. Рейзвиха и А. Б. Поповой [11], которая имеет вид

$$E = 0,16n(e_0 - e_{200})(1 + 0,61 w_{200}).$$

Испарение с поверхности Аральского моря, рассчитанное по формуле Браславского и Викулиной, оказалось равным для первого периода 1040 мм и для второго 970 мм, а испарение по формуле Рейзвиха и Поповой — соответственно 1120 мм и 1060 мм.

Таким образом, подсчеты по всем трем формулам дают величину испарения примерно 1000—1100 мм. Как и прежде автор убежден, что величина испарения с поверхности Аральского моря вряд ли может быть более 1000 мм. Как будет видно ниже, этот предел величины испарения подтверждается водным балансом за период стационарного состояния уровня Аральского моря (1936—1960 гг.).

Поверхностный приток к вершине дельты р. Амударьи, как известно, может быть определен по данным станции у кишл. Чатлы. Для 1936—1960 гг. он составляет $1470 \text{ м}^3/\text{с}$, или $46,4 \text{ км}^3/\text{год}$, а для 1961—1970 гг. — $1140 \text{ м}^3/\text{с}$, или $36,0 \text{ км}^3/\text{год}$. Необходимо отметить, что до 1961 г. расходы воды у кишл. Чатлы были устойчивы и значения средних расходов за разные периоды были очень близки друг к другу и не выходили за пределы $1470\text{—}1500 \text{ м}^3/\text{с}$.

Таким образом, расчет притока за период не менее 20 лет не может сильно сказаться на величине расхода воды. Именно по этой причине для стационарного состояния Аральского моря (до 1961 г.) за расчетный был принят период 1936—1960 гг., за который имеются наиболее надежные и полные данные по всем элементам, необходимым для составления водного баланса. Их смело можно считать действительными для периода 1911—1960 гг., когда уровень Аральского моря колебался в пределах $\pm 0,5 \text{ м}$.

Поверхностный приток к вершине дельты Сырдарьи может быть установлен по ст. Казалинск, расположенной ниже протока Аксай, который создает обособленную систему разливов. Средний за 1936—1960 гг. расход воды Сырдарьи у г. Казалинска составил $491 \text{ м}^3/\text{с}$, или $15,5 \text{ км}^3/\text{год}$. Кстати, этот расход тоже совпадает со средним расходом воды за весь период наблюдений у г. Казалинска (1912—1922; 1924—1932; 1934—1945; 1947—1960 гг.), который равен $492 \text{ м}^3/\text{с}$, и поэтому его также можно считать средним за период стационарного состояния Аральского моря (с 1911 г.). За 1961—1970 гг. сток Сырдарьи у г. Казалинска составил $9,8 \text{ км}^3/\text{год}$ ($311 \text{ м}^3/\text{с}$) или на $5,7 \text{ км}^3/\text{год}$ меньше. Таким образом, приток к вершинам дельт Амударьи и Сырдарьи за 1936—1960 гг. или, что все равно, за период 1911—1960 гг. равен $61,9 \text{ км}^3/\text{год}$, а за период 1961—1970 гг. $45,8 \text{ км}^3/\text{год}$, или на $16,1 \text{ км}^3/\text{год}$ меньше.

Потери вод в дельтах Амударьи и Сырдарьи

Вопрос потерь вод Амударьи и Сырдарьи за период до 1961 г. рассматривался автором в работах [20, 21, 19]. Однако сейчас снова необходимо к нему вернуться. Дело в том, что тогда автор не вводил в показания осадкомеров поправок. Между тем они довольно значительны. Так, например, приход атмосферных осадков на площадь, испаряющую воду р. Амударьи, оказался равным $1,1 \text{ км}^3/\text{год}$ вместо $0,6 \text{ км}^3/\text{год}$, т. е. почти вдвое больше определенного ранее. Таким образом, сейчас потери воды Амударьи в дельте вместо $8,6 \text{ км}^3/\text{год}$ следует считать равными $8,1 \text{ км}^3/\text{год}$.

Заметим, что за период 1955—1960 гг. потери воды на участке Чатлы — Темирбай (на протоке Инженерузяк, по которому сбрасывается последние годы подавляющая масса воды Амударьи) составляли $7,6 \text{ км}^3/\text{год}$. Этот период по водности был ниже среднего

приблизительно на 10%, и следовательно, приведенные выше потери воды в дельте Амударьи не преувеличены, а скорее преуменьшены. Об этом можно судить по следующим данным. Для среднего многолетнего периода потери воды на рассматриваемом участке были равны $10 \text{ км}^3/\text{год}$ (по зависимости потерь на этом участке от расходов воды в Чатлах) [19]. Если допустить, что по другим мелким протокам и по камышевым зарослям в Аральское море поступает еще $2 \text{ км}^3/\text{год}$ (что вряд ли возможно), то уменьшение стока Амударьи составит $8 \text{ км}^3/\text{год}$, т. е. почти ту же величину, которая была получена ранее.

За 1961—1970 гг. потери в дельте примем равными разности между расходами воды у кишл. Чатлы и с. Темирбай, которые в среднем равны $100 \text{ м}^3/\text{с}$, или примерно $3 \text{ км}^3/\text{год}$. Уменьшение потерь воды в дельте за последние годы связано с сокращением притока воды к ней, т. е. дельта постепенно усыхает. Именно по этой причине потери воды без большой погрешности можно принять по разности расходов в створах названных станций.

Потери в дельте Сырдарьи были округлены до $2 \text{ км}^3/\text{год}$. Из этой величины надо вычесть расходы воды протока Аксай, которые в среднем за 1963 г. составляли примерно $0,5 \text{ км}^3/\text{год}$. Как уже указывалось, проток Аксай образует самостоятельную систему разливов и забирает воду выше створа Казалинской станции. Кроме того, количество атмосферных осадков должно быть увеличено за счет недоучета осадкомерами на $0,1 \text{ км}^3/\text{год}$. Тогда потери воды Сырдарьи за период до 1961 г. будут равны приблизительно $1,4 \text{ км}^3/\text{год}$. Нет никакого сомнения, что потери в дельте Сырдарьи после 1961 г. также уменьшились. Однако их уменьшение не могло быть столь значительным, как в дельте Амударьи. Примем их до новой съемки дельты Сырдарьи в размере $1 \text{ км}^3/\text{год}$. Ошибка в вычислении потерь воды Сырдарьи не может сильно сказаться на водном балансе Аральского моря.

Итак, потери вод в дельтах Амударьи и Сырдарьи за первый период составляют $9,5 \text{ км}^3/\text{год}$, а за второй — $4,0 \text{ км}^3/\text{год}$.

Исходя из приведенных величин потерь, средний поверхностный приток воды в Аральское море за период 1936—1960 гг. оценим равным $52,4 \text{ км}^3/\text{год}$, а за период 1961—1970 гг. — $41,8 \text{ км}^3/\text{год}$.

Приток подземных вод

Приток подземных вод в Аральское море осуществляется за счет: 1) разгрузки артезианских вод и 2) поступления вод вследствие инфильтрации атмосферных осадков с окружающей Аральское море территории.

В количественном отношении приток подземных вод оценивается различными исследователями весьма различно. Наибольшую величину ($5 \text{ км}^3/\text{год}$) приводит И. М. Черненко в своей работе [13]. Он считает, что при снижении уровня Аральского моря на каждый метр приток артезианских вод будет увеличиваться на $0,5 \text{ км}^3/\text{год}$.

В работе [14] он уменьшал приток артезианских вод до $3,4 \text{ км}^3/\text{год}$, а увеличение этого притока на каждый метр снижения уровня моря—до $0,3 \text{ км}^3/\text{год}$. Наименьшую величину притока ($0,2 \text{ км}^3/\text{год}$) дают сотрудники института Гидроингео Н. Н. Ходжибаев, Д. У. Миралиев и др. По словам Ходжибаева и Миралиева: «Исходя из того, что при расчетах необходим некоторый запас прочности, нами данная величина была увеличена в 5 раз, т. е. она составила $1 \text{ км}^3/\text{год}$ » (разрядка наша.—В. Ш.).

Необходимо отметить, что Ходжибаев и Миралиев для определения величины разгрузки артезианских вод в Аральское море использовали два метода: математико-химические расчеты на основе метода смешения и метод электрогидродинамических аналогий. Они установили также, что в Аральское море со стороны Устюрта разгружаются узкой полосой на параллели острова Возрождения напорные воды, приуроченные к песчаным отложениям сеноман-альбского возраста. На данной полосе через разрывные нарушения Арала-Кызыл-Кумского вала из трех потоков (основной Челкарский и частично Донгустауский и Устюртский) разгружается около $4,132 \text{ м}^3/\text{сек}$. До сколько-нибудь надежного решения вопроса о притоке подземных вод примем его в размере $1 \text{ км}^3/\text{год}$, как было это сделано и в статье [6].

Изменения площадей и объемов Аральского моря

Для составления водного баланса Аральского моря необходимо знать уровни его на 1/I 1936, 1961 и 1971 гг., поскольку, как уже указывалось, баланс составляется за два периода: до 1961 и после 1961 г.

Уровни на упомянутые даты позволяют определить изменения площадей и объемов моря за периоды 1936—1960 гг. и 1961—1970 гг.

Поскольку уровням Аральского моря посвящено достаточно большое число работ [5, 6, 18, 19], остановимся на этом вопросе весьма кратко и только с позиции установления изменений морфометрических элементов Аральского моря на упомянутые выше даты. Как и прежде, автор, опираясь на анализ уровней, произведенный Л. И. Шалатовой, за уровень на 1/I каждого года склонен принимать уровень, равный среднему арифметическому из средних месячных уровней декабря предшествующего и января последующего года. Такой расчет уровней был предложен Б. Д. Зайковым [5] по причинам, достаточно подробно освещенным в литературе. Понятно, что приращение уровня должно выводиться из данных наблюдений не по одному водомерному посту, а по ряду постов, расположенных в различных частях моря. Такое определение среднего уровня Аральского моря не исключает необходимости осреднения его во времени, а только сокращает этот отрезок времени.

На 1/1 1936, 1961 и 1971 гг. уровень определялся как среднее из уровней по станциям Аральское море, Тигровый, Узун-Каир, Уялы, Актумсук, Лазарева и Баян, т. е. по семи станциям, расположенным в различных районах Аральского моря. При отсутствии данных уровни на тех или иных станциях восстанавливались по зависимостям уровней на ст. Аральское море и на других станциях. Такая зависимость показана на рис. 3.

Средний уровень на 1/1 1936 г. оказался равным 180 см, на 1/1 1961 г. — 185 см и на 1/1 1971 г. — 25 см (табл. 6). В абсолютных отметках они соответственно равны 53,29; 53,34 и 51,24 м. Следовательно, на 1/1 1961 г. уровень Аральского моря стоял на 5 см выше, чем на 1/1 1936 г., и на 2,10 м ниже, чем на 1/1 1971 г. По-

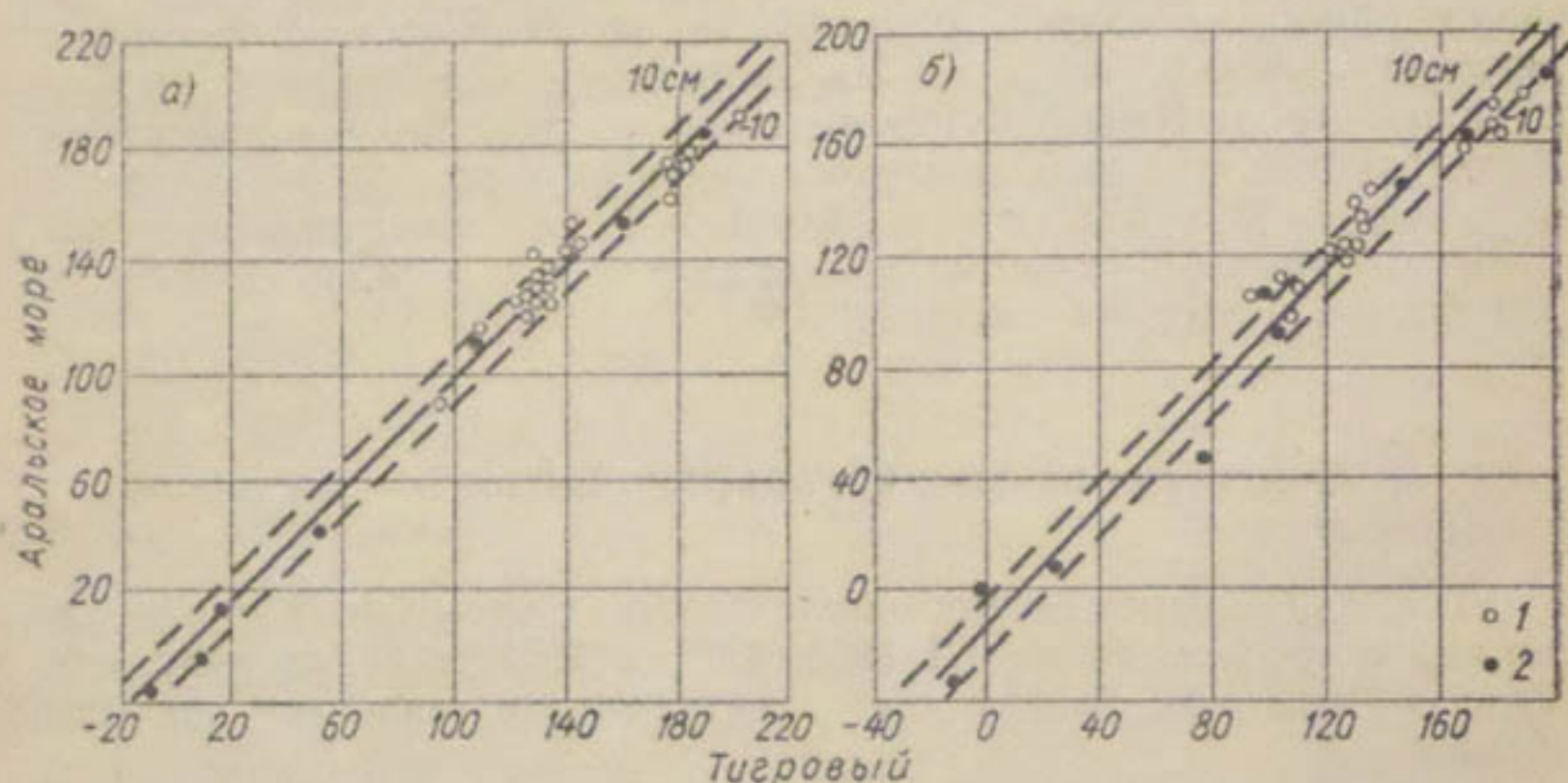


Рис. 3. Связь уровней воды на станциях Аральское море и Тигровый.
а — средние годовые: 1 — 1941—1960 гг., 2 — 1961—1970 гг.; б — 1/1 каждого года: 1 — 1943—1960 гг., 2 — 1961—1971 гг.

скольку приращения уровня моря определены как средние из показаний нескольких станций, а кривые $F=f_1(H)$ и $W=f_2(H)$ отнесены к уровню станции Аральское море, интересно сравнить уровни по последней с уровнями, осредненными по семи станциям. За 1934—1960 гг. такие сравнения делались Л. И. Шалатовой в работе [18]. Сравнения показали, что расхождения не превышают ± 6 см, оставаясь в большинстве случаев не больше 3 см. За период 1961—1970 гг. эти отклонения больше и могут достигать 10—12 см (табл. 7). Для 1/1 1936 и 1961 гг. они составляют 1 и 0 см и только для 1/1 1971 г. разница равна 8 см (—33 см на ст. Аральское море и —25 см среднее по морю). Сравнительно значительное расхождение уровней на 1/1 1971 г. объясняется тем, что паде-

Таблица 6

Уровни Аральского моря на 1/1, см

Метеостанция	1936 г.	1961 г.	1971 г.
Аральское море	179	185	—33
Узун-Каир	(180)	(187)	(—35)
Тигровый	(180)	196	—11
Лазарева	(160)	(161)	—21
Баян	(173)	(79)	—12
Актумсук	(187)	(194)	(—42)
Уялы	(179)	189	—23
Средний	180	185	—25

Примечание. В скобках даны восстановленные уровни.

Таблица 7

Уровни Аральского моря на 1 января, см

Год	Аральское море	Тигровый	Уялы	Актумсук	Баян	Лазарева	Средний	Отклонение уровня ст. Аральское море от среднего
1961	185	196	189	192	—	—	190	—5
1962	160	168	169	162	154	139	159	+1
1963	121	127	122	122	121	110	120	+1
1964	106	96	107	96	111	92	101	+5
1965	94	109	100	—	94	96	98	—4
1966	48	77	57	—	48	59	58	—10
1967	9	24	14	—	—	26	19	—10
1968	1	—2	—2	—	—11	0	—3	+4
1969	—42	—45	—43	—	—	—	—43	—1
1970	—5	8	21	—	0	13	7	—12
1971	—33	—11	—23	(—42)	—12	—21	—20	—13

Примечание. В скобках приведены восстановленные уровни.

ние уровня Аральского моря привело к тому, что одноименный пост оказался в почти изолированном от основного озера заливе.

Существующий водный баланс Аральского моря

Сначала составим водный баланс для периода 1936—1960 гг. Баланс за этот период достаточно хорошо, как это было показано выше, отражает баланс за 1911—1960 гг., когда средние годовые

колебания уровней моря составляли примерно $\pm 0,5$ м. Водный баланс за указанный период приводится в табл. 8.

Как видно из данных табл. 8, расход воды больше прихода на 16%. Такая величина превышает допустимую точность расчета и может быть вызвана в основном двумя причинами: 1) преувеличением величины испарения либо за счет неточного определения для всего Аральского моря таких метеоэлементов, как e_{200} , e_0 , ω , либо недостаточно высокой точностью рекомендуемой «Указаниями» [12] формулы для расчета испарения с поверхности воды; 2) весьма значительным недоучетом подземного питания.

Таблица 8

Водный баланс Аральского моря за 1936—1960 гг.

Приход	км ³ /год	мм	Расход	км ³ /год	мм
Атмосферные осадки	11,1	165	Заполнение моря	0,1	1
Поверхностный приток	52,4	780	Испарение	74,6	1110
Подземный приток	1,0	13			
Итого	64,5	960	Итого	74,7	1111

Нам представляется более правдоподобной первая причина, поскольку испарение с водной поверхности Аральского моря в размере 1110 мм приближается к испаряемости, вычисленной Л. А. Молчановым для таких пунктов, как Казалинск и Чимбай по формуле Н. Н. Иванова (порядка 1200 мм) [9]. Кроме того, многие даже островные метеостанции, могут испытывать влияние суши. Во всяком случае этот вопрос, равным образом как и применимость формулы, приведенной в «Указаниях» к таким обширным водоемам, как Аральское море, нуждается в дополнительном исследовании.

Вторая причина нам представляется маловероятной, так как подземное питание Аральского моря в размере более 10 км³/год при сравнительно устойчивом его уровне вряд ли может поддерживаться даже самыми горячими энтузиастами большого подземного питания Аральского моря. В свое время автор [18] верхним пределом реального испарения с поверхности Аральского моря считал 1000 мм. Этот предел как нельзя лучше подтверждается водным балансом Аральского моря, составленным при условии отсутствия потерь воды в дельтах Амударьи и Сырдарьи (табл. 9) и при испарении с поверхности Аральского моря в размере 1000 мм (табл. 10). В обоих случаях наблюдается превышение расходных элементов баланса над приходными, хотя потери воды в дельтах и весьма значительные, безусловно, имели место в 1936—1960 гг., а при испарении с поверхности Аральского моря даже в размере

1000 мм расход превышает приход на 4%. Правда, можно еще и высказать предположение, что в наших расчетах атмосферные осадки несколько преувеличены, приток подземных вод принят в недостаточном размере, потери в дельтах слишком велики, а испарение с водной поверхности несколько завышено. Другими словами, сравнительно незначительное изменение всех элементов вод-

Таблица 9

Водный баланс Аральского моря за 1936—1960 гг. без учета потерь воды в дельтах

Приход	км ³ /год	мм	Расход	км ³ /год	мм
Атмосферные осадки	11,1	165	Заполнение моря	0,10	1
Поверхностный приток	61,9	920	Испарение	74,6	1110
Подземный приток	1,0	15			
Итого	74,0	1100	Итого	74,7	1111

Таблица 10

Водный баланс Аральского моря за период 1936 — 1960 гг. при испарении $E = 1000$ мм год

Приход	км ³ /год	мм	Расход	км ³ /год	мм
Атмосферные осадки	11,1	165	Заполнение моря	0,1	1
Поверхностный приток	52,4	780	Испарение	67,2	1000
Подземный приток	1,0	15			
Итого	64,5	960	Итого	67,3	1001

ного баланса, кроме притока поверхностных вод к вершинам дельт, может привести к близкому соответствию приходной и расходной частей баланса. Для такого предположения есть некоторые основания, так как в опубликованных и неопубликованных работах встречаются как большие, так и малые значения элементов водного баланса по сравнению с полученными здесь.

Самыми спорными, безусловно, являются потери воды в дельтах Амударьи и Сырдарьи и испарение с водной поверхности, а также приток подземных вод. Величина потерь воды в дельте Амударьи, рассчитанная автором в размере 8,1 км³/год, не преувеличена, это было показано выше.

В последнее время появилась тенденция составлять водный баланс Аральского моря, не учитывая потери в дельтах Амударьи и Сырдарьи, определяя разницу между фактическим приростом

уровня и вычисленным. Такой способ получения водного баланса представляется автору недопустимым и вуалирующим процессы, происходящие в настоящее время в Аральском море. Сказанное будет тем более справедливо, если учесть, что баланс составлялся за период с 1952 по 1967 или 1969 г., включающий в себя почти поровну как стационарное состояние Аральского моря, так и время резкого падения его уровня, когда приток в море все уменьшается.

Рассмотрим водный баланс Аральского моря за 1961—1970 гг., т. е. за период резкого падения его уровня (табл. 11).

Таблица 11

Водный баланс Аральского моря за 1961—1970 гг.

Приход	км ³ /год	мм	Расход	км ³ /год	мм
Атмосферные осадки	10,0	156	Испарение с поверхности моря	66,4	1040
Поверхностный приток	41,8	655			
Подземный приток	1,0	15			
Приток за счет опорожнения	13,2	207	Итого	66,4	1040
Итого	66,0	1033			

Таблица 12

Водный баланс Аральского моря за период 1961—1970 гг.
при испарении $E = 1000$ мм

Приход	км ³ /год	мм	Расход	км ³ /год	мм
Атмосферные осадки	10,0	156	Испарение с поверхности моря	63,8	1000
Поверхностный приток	41,8	655			
Подземный приток	1,0	15			
Опорожнение	13,2	207	Итого	63,8	1000
Итого	66,0	1033			

Как видно из данных табл. 11, приходные и расходные элементы баланса отличаются незначительно (приход меньше расхода на доли процента). Такое блестящее соответствие наблюдается при величине испарения с его поверхности в размере 1040 мм. Следовательно, за период 1961—1970 гг. испарение оказалось на 6% меньше величины испарения за период 1936—1960 гг. Последнее обстоятельство, на первый взгляд, казалось бы опровергает только что сделанное заключение о предельной величине испарения (1000 мм), тем более, что при $E = 1000$ мм приход воды превосходит расход на 3,5% (табл. 12).

Такой вывод вряд ли состоятелен. Дело в том, что в этот период в Аральское море резко уменьшился приток воды и, как следствие, резко упал уровень, т. е. состояние его не было стационарным. Кроме того, период охватывает всего 10 лет. Между тем точность расчетов баланса резко уменьшается с сокращением периода, за который он составляется, поэтому полученное при $E=1000$ мм увеличение несходимости баланса (приход превышает расход несколько более чем на 3%) еще ни о чем не говорит, так как лежит в пределах точности расчетов.

Рассмотрим причины резкого падения уровня моря начиная с 1961 г. Ранее они были отмечены в работе [17]. Однако накопление с тех пор дополнительных данных позволяет уточнить этот вопрос. Средний поверхностный приток в Аральское море в 1961—1970 гг. по сравнению с притоком за предыдущий период меньше на 10,6 км³/год, или на 20%. Нет никакого сомнения, что в связи с развитием орошения приток в Аральское море будет уменьшаться и дальше, причем в возрастающем темпе.

Нет сомнения также, что подземный приток в Аральское море при снижении его уровня не может оставаться постоянным и должен увеличиваться. По последней оценке И. М. Черненко [15], подземный приток в море возрастет до 0,35 км³/год при падении уровня на 1 м. Следовательно, при падении уровня на 20 м приток подземных вод должен увеличиваться на 7 км³/год. Трудно поверить, что подземный приток в Аральское море может достигнуть 10 км³/год (с учетом притока в море при уровне на отметке 53,0 м в 3,4 км³/год, установленного тем же автором). Примером этого может служить Сарыкамышская котловина, на дне которой после прекращения поверхностного притока осталось несколько небольших озерков, хотя дно ее и расположено ниже Аральской котловины.

Как бы количественно не оценивался подземный приток в море разными авторами, нет сомнений, что не он является решающим в поддержании его уровня, поэтому приток подземных вод и в 1961—1970 гг. принят также 1 км³/год.

Среднее суммарное годовое водопотребление¹ в бассейне Амударьи, согласно последней проработке Средазгипроводхлопка, увеличилось в 1961—1965 гг. до 18 км³/год, а в 1966—1970 гг. до 24 км³/год по сравнению с 12 км³/год за десятилетие, предшествовавшее 1961 г., т. е. за первое пятилетие после 1961 г. прирост водопотребления составил 6 км³/год, а за второе пятилетие еще 6 км³/год, а за десятилетие 12 км³/год. В бассейне Сырдарьи среднее суммарное водопотребление за 1951—1960 гг. составляло 25 км³/год, в 1961—1965 гг. оно возросло до 30 км³/год, а в 1966—1970 гг. — до 35 км³/год.

Таким образом, за первое пятилетие после 1961 г. водопотребление возросло на 5 км³/год, а за второе еще на 5 км³/год или все-

¹ Под водопотреблением понимается разность объемов воды, забранной на орошение, и возвратных вод, поступивших в русло реки.

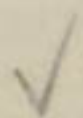
го на $10 \text{ км}^3/\text{год}$. С учетом возвратных вод (без сбросов) сток рек бассейна Сырдарьи уменьшился за 1961—1965 гг. на $1,5 \text{ км}^3/\text{год}$, а за 1966—1970 гг. на $6,5 \text{ км}^3/\text{год}$.

Без большой погрешности можно сказать, что в бассейне Амударьи возврата забранной в каналы воды, помимо сбросов, в том числе из коллекторов, не происходит. Следовательно, уменьшение стока рек бассейнов Амударьи и Сырдарьи за счет увеличения водопотребления в 1961—1965 гг. составило $7,5 \text{ км}^3/\text{год}$, а за 1966—1970 гг. — $18,5 \text{ км}^3/\text{год}$. В среднем за десятилетие (1961—1970 гг.) сокращение стока было равно $13 \text{ км}^3/\text{год}$. За то же десятилетие приток к вершинам дельты Амударьи и Сырдарьи уменьшился в среднем на $16 \text{ км}^3/\text{год}$.

Водность рек бассейна Аральского моря за десятилетие 1961—1970 гг. не претерпела сколько-нибудь существенных изменений. Так, суммарный сток рек Пянджа, Вахша, Нарына, Карадарьи и Чирчика при выходе их из гор, составляющий 70% стока с водосбросов Амударьи и Сырдарьи, за период до 1961 г. составлял $81 \text{ км}^3/\text{год}$, а за период 1961—1970 гг. — $78 \text{ км}^3/\text{год}$, т. е. только на $3 \text{ км}^3/\text{год}$ меньше. Небольшое уменьшение стока за последний период объясняется главным образом наличием в этом десятилетии 1969 г., который отличался исключительной водоносностью. Отметим, что за 1961—1966 гг. суммарный сток перечисленных выше рек был меньше на $8 \text{ км}^3/\text{год}$, поэтому в статье [17] делался вывод, что за упомянутое шестилетие уменьшение поверхностного притока в Аральское море происходило как за счет увеличения водопотребления, так и за счет уменьшения водности рек. Обе причины играли приблизительно одинаковую роль.

Что касается десятилетия 1961—1970 гг., то уменьшение поверхностного притока в Аральское море произошло в основном за счет увеличения водопотребления (на 81%).

Хорошая сходимость уменьшения поверхностного притока к дельтам ($16 \text{ км}^3/\text{год}$) и увеличения водопотребления плюс уменьшение водности основных рек бассейнов Амударьи и Сырдарьи ($16 \text{ км}^3/\text{год}$) не обольщает автора, поскольку он прекрасно отдает себе отчет в невысокой точности определения водопотребления. В дальнейшем роль водопотребления в уменьшении поверхностного притока в Аральское море будет все больше и больше возрастать.



ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Поверхностный приток в Аральское море за десятилетие (1961—1970 гг.) уменьшился почти на $11 \text{ км}^3/\text{год}$. Это уменьшение в основном определяется увеличением водопотребления в бассейнах Амударьи и Сырдарьи (более 80%).

2. Дальнейшее уменьшение притока в Аральское море неизбежно, причем темп его будет все возрастать, что приведет к постепенному его усыханию.

3. Экономически нецелесообразно поддерживать уровень Аральского моря на отметках, близких к 53,00 м и даже ниже (на 10—12 м) [4, 6, 16]. Кроме того, процесс высыхания его не может быть остановлен до переброски части стока сибирских рек.

4. Ветровой вынос солей на прилегающую к Аральскому морю территорию в сколько-нибудь значительном количестве вряд ли возможен. Об этом, в частности, свидетельствует залив Кара-Богаз-Гол Каспийского моря. Однако изучение этого вопроса крайне необходимо. Только он может оказать влияние на решение проблемы сохранения Аральского моря в размерах, близких к размерам 50-х годов.

5. Сохранение Аральского моря как естественного объекта не нужно, так как берега его пустынные, а влияние на климат сказывается только на узкой прибрежной полосе. Конечно же гораздо целесообразнее иметь вместо Аральского моря цветущие оазисы, которые благотворно скажутся на климате обширных территорий и будут давать продукцию, в сотню раз превышающую теперешнюю.

6. Подвод части стока сибирских рек в Среднюю Азию не может служить основанием для наполнения Аральской котловины до отметок, близких к 53,00 м, поскольку сибирская вода будет стоить весьма дорого. Достаточно вспомнить проект Цинзерлинга, который вопрос орошения Западной Туркмении решал путем заполнения Сарыкамышской впадины. Даже в проекте Главного Туркменского канала не упоминается названная котловина, поскольку вода стала намного дороже. Безусловно, сбросы сибирской воды в Аральское море первое время будут неизбежны и наряду с подземным притоком будут поддерживать еще длительное время усыхающее Аральское море.

7. Уменьшение потерь воды путем отчленения наиболее мелководных его частей вряд ли целесообразно, так как в противоположность оз. Балхаш, вытянутому в длину и имеющему узкие проливы, Аральское море округлой формы потребует больших затрат, поскольку надо будет построить высокие дамбы протяженностью более 300 км.

8. Для развития курортов и сохранения прекрасных Аральских пляжей можно создать несколько небольших водоемов.

9. Таким же путем можно решить и вопрос с ондатроводством, которое в общем не связано с существованием Аральского моря.

10. Прогноз постепенного усыхания Аральского моря в настоящее время можно дать весьма приближенно. По этой причине прогноз почти любого автора или организации может быть принят за основу. В частности, по прогнозу Института водных проблем АН СССР [6], уровень Аральского моря к 1985 г. опустится до отметки 47,00, а к 2000 г. — до отметки 42,00 м, площади будут равны соответственно 54 и 45 тыс. км², объемы — 720 и 470 км³ и соленость — 15 и 24‰.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Атлас льдов Аральского моря.— Изд. УГМС Узб. ССР, Ташкент, 1970. 64 с.
2. Браславский А. П., Викулина З. А. Нормы испарения с поверхности водохранилищ. Л., Гидрометеиздат, 1954. 212 с.
3. Браславский А. П. и Нургалиев С. Н. Новая формула расчета испарения с учетом разности температуры воды и воздуха.— В кн.: Проблемы гидроэнергетики и водного хозяйства, вып. 4. Алма-Ата, «Наука», 1966, с. 195—206.
4. Геллер С. Ю. Некоторые аспекты проблемы Аральского моря.— В кн.: Проблема Аральского моря. М., «Наука», 1969, с. 5—24.
- ✓ 5. Зайков Б. Д. Современный и будущий водный баланс Аральского моря. Водный баланс и сток.— «Тр. НИУ ГУГМС», 1946, сер. 4, вып. 39, с. 25—59.
6. Коренистов Д. В., Крицкий С. Н., Менкель М. Ф., Шимельмиц И. Я. Проблема Аральского моря.— «Водные ресурсы», 1972, № 1, с. 138—162.
7. Кузьмин П. П. К методике исследования и расчета испарения с поверхности снежного покрова.— «Тр. ГГИ», 1953, вып. 41(95), с. 47—51.
8. Марти Ю. Ю., Мусатов А. П. Рыбное хозяйство и проблемы его водообеспечения.— «Водные ресурсы», 1972, № 2, с. 161—170.
9. Молчанов Л. А. Испарение и испаряемость в Средней Азии.— «Тр. УзбГО», 1948, т. 2(21), с. 75—84.
10. Николаева Р. В. Основные морфометрические характеристики Аральского моря.— В кн.: Проблема Аральского моря. М., «Наука», 1969, с. 25—38.
11. Рейзвих В. Н., Попова А. Б. Испарение с водной поверхности в условиях Средней Азии.— «Тр. САНИГМИ», 1972, вып. 62(77), с. 57—74.
12. Указания по расчету испарения с поверхности водоемов. Л., Гидрометеиздат, 1969. 83 с.
13. Черненко И. М. Проблема Арала и ее решение.— «Проблемы освоения пустынь», 1968, № 1, с. 31—34.
14. Черненко И. М. Приток подземных вод в Аральское море и его значение в решении проблемы Арала.— «Проблемы освоения пустынь», 1970, № 4, с. 28—38.
15. Черненко И. М. О подземном водопитоке, солевом балансе и проблеме Арала.— «Проблемы освоения пустынь», 1972, № 1, с. 32—42.
16. Шульц В. Л. Проблемы Аральского моря.— «Тр. САНИГМИ», 1968, вып. 32(47), с. 3—7.
17. Шульц В. Л., Шалатова Л. И. Уровень Аральского моря в 1962—1966 гг.— «Проблемы освоения пустынь», 1968, № 3, с. 19—22.
18. Шульц В. Л., Шалатова Л. И. Водный баланс Аральского моря.— «Тр. ТашГУ», 1964, вып. 269, с. 33—68.
19. Шульц В. Л. Реки Средней Азии. Л., Гидрометеиздат, 1965, с. 691.
20. Шульц В. Л. Водный баланс дельты Амударьи.— «Тр. УзбГО», 1948, т. 2(21), с. 64—68.
21. Шульц В. Л. Водный баланс дельты Амударьи.— Изд. АН УзбССР, сер. техн. наук, 1962, № 6, с. 48—53.

ВОДНЫЙ БАЛАНС ГОЛОДНОЙ СТЕПИ, ИЗМЕНЕНИЕ ЕГО СТРУКТУРЫ ПОД ВЛИЯНИЕМ ВОДОХОЗЯЙСТВЕННОГО СТРОИТЕЛЬСТВА В СОВРЕМЕННЫХ УСЛОВИЯХ И ПЕРСПЕКТИВЕ

Основные массивы земель перспективного орошения в Средней Азии расположены в районах со слабой естественной дренированностью. В этих условиях орошение ведет к резкому нарушению естественно сложившегося водного баланса территории, превышению прихода влаги над ее расходом и быстрому подъему уровня грунтовых вод. На примере Голодностепского ирригационного района, освоение которого ведется уже свыше 50 лет, мы попытались оценить изменения, происходящие в структуре водного баланса территории, возникающие под влиянием водохозяйственного строительства.

Граница исследуемой территории на юге проходит по трассе Южного Голодностепского канала¹ (ЮГК), на востоке и северо-востоке — по руслу р. Сырдарьи, на западе и юго-западе — по руслу р. Клы и Арнасайскому понижению, на севере — по Чардаринскому водохранилищу (рис. 1).

По степени и темпам освоения, а также уровню водохозяйственного строительства в степи выделено две зоны: 1) зона старого орошения, где к началу 60-х годов практически все площади были освоены, и 2) зона нового орошения, где оно начато в 1960 г. новыми индустриальными методами, на основе мощной техники.

Зона старого орошения расположена в пределах первой, второй и третьей террас р. Сырдарьи, а зона нового орошения — на озерно-пролювиальной равнине и периферийной части конусов выноса рек Туркестанского хребта. Естественной границей этих двух зон, равных по валовой площади, служит Центральный Голодностепский коллектор, трасса которого проходит по наиболее низким

¹ Земли, расположенные южнее ЮГК, орошаются реками, стекающими с Туркестанского хребта.

отметкам руслообразных понижений, расположенных в центральной части степи (Джетысай, Сардоба, Карай).

Орошение Голодной степи началось очень давно. Однако лишь в 1895 г. удалось вывести воду из р. Сырдарьи и оросить 7600 га. С этим временем связано начало изменения естественно сложившегося водного баланса Голодностепской равнины.

Наиболее интенсивное освоение степи начато было после Великой Октябрьской революции. Неоднократная реконструкция Ки-

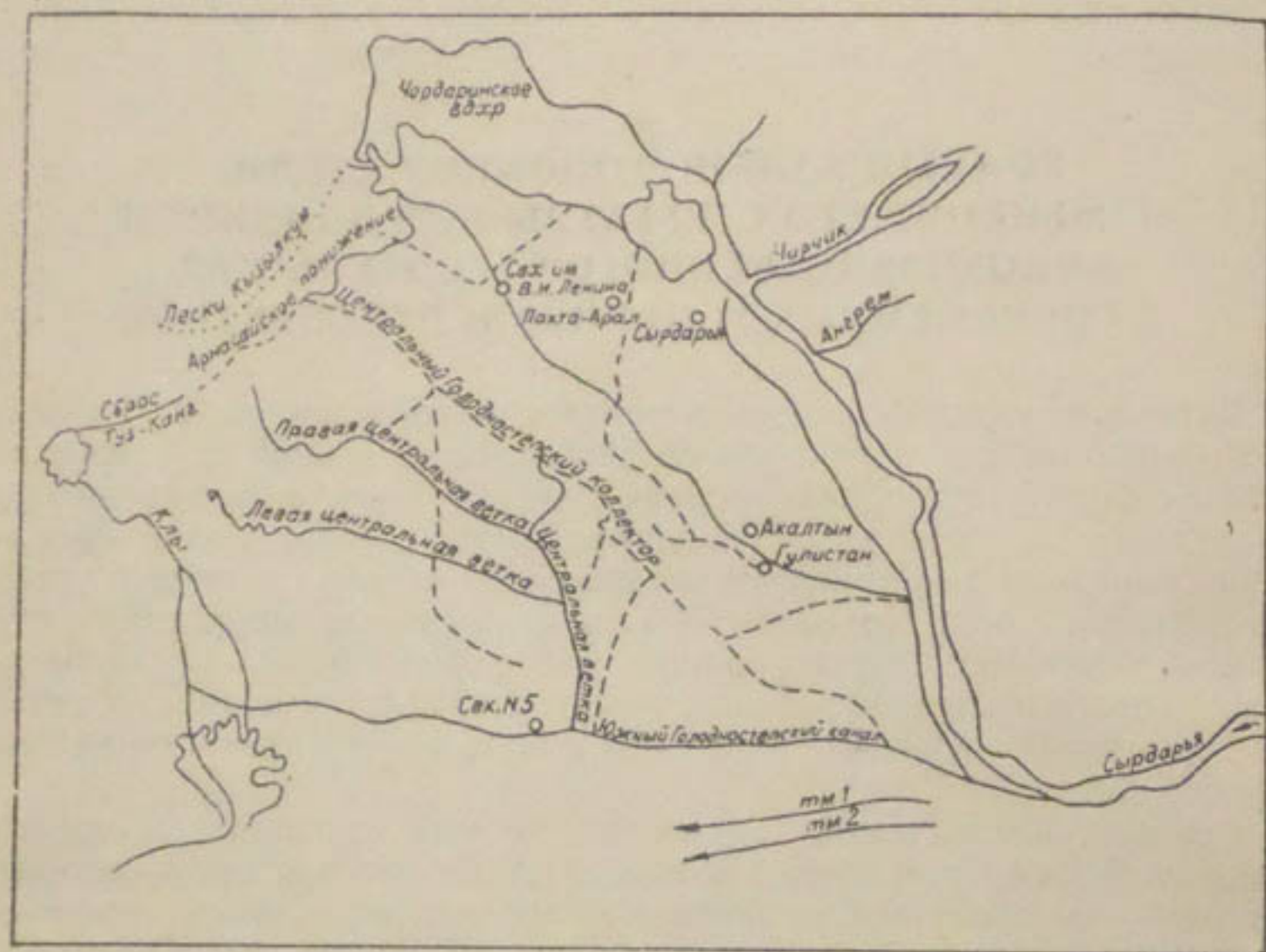


Рис. 1. Схема Голодностепского ирригационного района.

ровского магистрального канала (КМК), предпринятая в 1927—1929, 1940—1943 и особенно в 50-х годах после строительства плотины ФархадГЭС, позволила увеличить пропускную способность КМК до 230 м³/с, а орошаемую площадь до 204 тыс. га (табл. 1).

Однако ведение высокопродуктивного сельского хозяйства на землях Голодной степи, расположенных на «весьма слабо дренированных террасах» [4], возможно лишь при создании искусственного дренажа. В начале освоения степи дренирование орошаемых земель осуществлялось за счет большой площади переложных земель, игравших роль «сухого дренажа». К началу 40-х годов свободная емкость почво-грунтов на перелогах, прилегающих к орошаемым массивам, была заполнена, мелиоративное состояние

Таблица 1

Динамика орошаемых площадей, забора воды и коллекторно-дренажного стока в Голодной степи за разные годы

Элемент	1915	1920	1925	1930	1935	1940	1945	1950	1955	1960	1965	1970
Зона старого орошения												
Орошаемая площадь, тыс. га	24,1	23,5	50,1	67,4	75,7	94,5	122	135	204	242	245	253
Забор воды, км ³ /год	0,65	0,53	0,82	0,91	0,96	1,61	1,45	1,73	2,32	2,60	2,83	3,13
Коллекторно-дренажный сток, км ³ /год								0,16	0,18	0,64	0,91	1,45
Средний по площади уровень грунтовых вод, м	9,9	9,6	9,2	8,7	8,1	7,2	6,0	4,7	3,5	2,7	2,5	2,8
Зона нового орошения												
Орошаемая площадь, тыс. га										29,8	75,1	178
Забор воды, км ³ /год										0,39	1,26	2,35
Коллекторно-дренажный сток, км ³ /год												0,35
Средний по площади уровень грунтовых вод, м	15,8	15,7	15,4	15,2	14,8	14,2	13,5	12,5	11,4	10,4	8,7	6,8

территории резко ухудшилось, что вызвало необходимость строительства инженерного дренажа.

Однако до 1957 г. строительство коллекторно-дренажной сети велось крайне медленно и сводилось в основном к очистке и реконструкции крупной сбросной сети; внутрихозяйственная и межхозяйственная сеть практически не строилась, а существующая находилась в неудовлетворительном состоянии [4].

Наиболее интенсивное строительство всех звеньев коллекторно-дренажной сети и углубление существующей до 2,5—3,5 м осуществлено в конце 50-х и в 60-е годы. В современных условиях [12] общая протяженность коллекторно-дренажной сети в зоне старого орошения составляет 5775 км. Наряду с созданием открытой коллекторной сети в 60-х годах в зоне КМК начато строительство вертикального дренажа, при помощи которого в 1966 г. дренировалась площадь 10,3 тыс. га, а в 1970 г. — 85,2 тыс. га.

В начале 60-х годов в связи со строительством Южного Голодностепского канала настал новый этап освоения Голодной степи — орошение южной, юго-западной и центральной частей ее. Ирригационное строительство в этой зоне осуществлялось новыми промышленными методами, что позволило за короткий срок (10 лет) оросить около 180 тыс. га (табл 1).

Одновременно со строительством ирригационной сети (бетонированные каналы, лотки) шло создание дренажной сети (главным образом закрытый горизонтальный дренаж). На 1/1 1971 г. в зоне нового орошения построено 7266 км закрытых дрен и 2500 км коллекторов [10].

При строительстве дренажной сети в степи созданы крупные коллекторы, отводящие воду за пределы орошаемых массивов. В 1952 г. начато строительство Главного Пойменного коллектора, которое закончилось в 1957—1959 гг. В эти годы осуществлено строительство первой очереди Центрального Голодностепского коллектора. В 1963 г. был сдан в эксплуатацию Арнасайский коллектор, в 1956 г. — Кызылкумский, а в 1967 — Акбулакский и сброс Тукурсай.

В современных условиях коллекторно-дренажные и сбросные воды отводятся в два водоприемника — в русло р. Сырдарьи (около двух десятков коллекторов из зоны КМК) и в Арнасайское понижение (ЦГК, Арнасайский, Акбулакский, Кызылкумский, Тукурсай). Ведется интенсивное строительство новых коллекторов.

Итак, ирригационное и гидромелиоративное строительство позволило увеличить размер орошаемой площади в Голодной степи с 24 тыс. га в 1915 г. до 431 тыс. га в 1970 г., что в свою очередь привело к увеличению отъема стока из р. Сырдарьи с 0,6 км³ в 1915 г. до 5,5 км³ в 1970 г. (табл. 1). Отвод дренажных и сбросных вод за пределы орошаемой территории возрос за это же время на 1,7 км³/год (в том числе 0,44 км³/год по скважинам вертикального дренажа).

До начала орошения в Голодной степи поддерживалось (в мно-

голетнем разрезе) некоторое равновесие между приходом и расходом влаги

$$x + (V_{\text{п}} - V_{\text{о}}) = E_{\text{с}}. \quad (1)$$

Атмосферные осадки (X) вместе с результирующей подземного притока в контур степи и оттока от нее ($V_{\text{п}} - V_{\text{о}}$) расходовались на суммарное испарение ($E_{\text{с}}$). С началом орошения в естественный

Таблица 2

Изменение площадей с глубиной залегания грунтовых вод выше 3 и 5 м

Год	Орошаемая площадь, тыс. га	Забор воды, тыс. м³/га	Сброс по кол- лекторно-дре- нажной сети, тыс. м³/га	Площадь (тыс. га) с глуби- ной залегания грунтовых вод	
				выше 3 м	выше 5 м
Зона старого орошения					
1910	24	27	0	60	114
1925	50	16	0	88	150
1935	77,5	13	0	171	230
1940	114,6	17	0	144	232
1944	122	12	0	172	228
1960	248	13	2,8	310	340
1970	251	14	6,3	250	370
Зона нового орошения					
1960	30	13	0,3	59	100
1970	178	13	2,0	77	195

Примечания: 1. С 1914 по 1940 г. приведены данные Н. А. Кенесарина (1959 г.) для контура от 212 до 304 тыс. га.

2. За 1944, 1960, 1970 гг. уровни сняты с карт глубин залегания уровня грунтовых вод для контура в 380 тыс. га.

водный баланс территории внесены существенные изменения: появились новые составляющие — подача воды по каналам ($y_{\text{п}}$) и сток по коллекторно-дренажной сети ($y_{\text{с}}$); произошли существенные изменения в самой структуре водного баланса, изменилось соотношение прихода и расхода влаги, следствием чего явился повсеместный подъем уровня грунтовых вод (УГВ) (табл. 2).

Если в 1910 г. земли с высоким стоянием уровня грунтовых вод (выше 3 м) занимали лишь 16% территории старой зоны, то к середине 40-х годов — уже свыше 45%, а к началу 60-х — более 80% всех площадей. К 1970 г. практически на всей территории старой

зоны и на 52% площади новой максимальная глубина зеркала грунтовых вод не превышала 5 м.

Площади с глубиной грунтовых вод выше 3 м в зоне старого орошения несколько сократились за счет работы дренажа, а в новой зоне продолжают интенсивно увеличиваться.

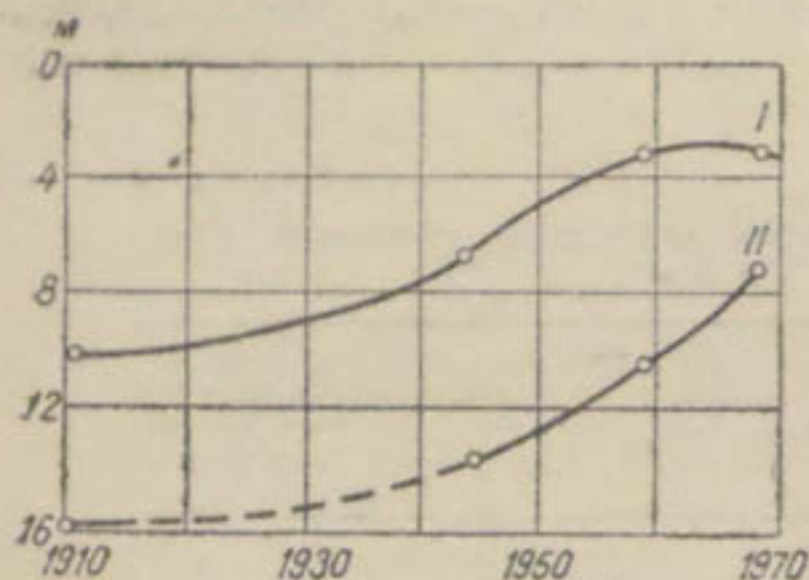


Рис. 2. Хронологический график глубин залегания уровня грунтовых вод в старой (I) и новой зонах орошения (II) Голодной степи.

Прирост площадей с высоким залеганием грунтовых вод осуществляется быстрее, чем рост орошаемых площадей (табл. 2). Под влиянием передачи гидростатического напора вод орошаемого участка происходит подъем грунтовых вод на внутрихозяйственных перелогах и соседней целине. В результате этого подъем зеркала грунтовых вод на территории новой зоны орошения наблюдался задолго до начала орошения в ней (рис. 2).

Динамика уровня грунтовых вод определяется ирригационно-мелиоративным строи-

тельством и климатическими факторами. Однако влияние последних сказывается лишь в отдельные сезоны и годы (экстремальные по осадкам). Общая же тенденция изменения УГВ во времени обуславливается неклиматическими факторами.

Установлено, что даже в конкретные годы питание грунтовых вод на 91—94% определяется ирригацией [4]. При расчетах за более длительные промежутки времени (5 лет) влияние климатических факторов сглаживается. Итак, орошение Голодной степи вызвало резкий подъем уровня грунтовых вод (табл. 1). При исходной глубине залегания в зоне старого орошения 10 м он поднялся к 1960 г. (в среднем по площади) до 2,7 м, а в зоне нового орошения за этот же период с 16 до 10 м.

Изменения, происходившие в водном режиме этого региона под влиянием водохозяйственного строительства, приведшие к подъему зеркала грунтовых вод, отчетливо проявляются при решении уравнения

$$(y_n - y_c) + x + (V_n - V_o) = E_c \pm (\Delta W + \Delta V). \quad (2)$$

Разность между водозабором в исследуемый контур (y_n) и стоком по коллекторно-дренажной сети (y_c) или затраты стока (P) в сумме с атмосферными осадками (x) и результирующей подземного притока и оттока ($V_n - V_o$) расходуются на суммарное испарение (E_c) и аккумуляцию в почво-грунтах ($\Delta W + \Delta V$).

Поскольку до начала орошения водный баланс территории степи в среднем за ряд лет находился в равновесии, можно считать, что изменения в его структуре связаны прежде всего с хозяйствен-

ной деятельностью человека. Природные факторы лишь в какой-то мере ослабляли или усиливали действие антропогенных.

Согласно исследованиям гидрогеологов [14], величина ($V_n - V_o$) в уравнении (2) существенно меньше забора воды на орошение ($< 2\%$) и постоянна во времени. Следовательно, для оценки изменения структуры водного баланса территории под влиянием мелиорации этой величиной в первом приближении можно пренебречь¹.

Атмосферные осадки, выпадающие на неорошаемые земли с глубоким залеганием уровня грунтовых вод, испаряются полностью, а на орошаемых землях и внутрисистемных перелогах участвуют в процессе испарения совместно с речным стоком.

С учетом сказанного уравнение (2) перепишем в виде

$$P = (y_n - y_c) = (E_c - x) \pm \Delta W \pm \Delta V. \quad (3)$$

В уравнении (3) величина ($y_n - y_c$) определена гидрометрически по данным Министерства мелиорации и водного хозяйства Узбекской ССР, а все остальные элементы баланса получены расчетным путем.

Первые сведения о поверхностном сбросе за пределы исследуемой территории относятся к 1948—1949 гг. Малые расходы воды в коллекторах в начале 50-х годов и запущенное состояние слабо развитой коллекторно-дренажной сети в годы, предшествующие этому периоду, позволяют предполагать, что суммарные сбросы в те времена не превышали 1—2 м³/с. М. М. Крылов [6] по некоторым косвенным данным и эпизодическим замерам расходов воды в коллекторе Шурузяк принимает эту величину равной 0,8 м³/с. Сброс воды по коллекторной сети регистрируется службой эксплуатации, а в последнее время мелиоративной инспекцией ММиВХ Узбекской ССР (в отдельные годы ММиВХ Казахской ССР). Наиболее точно учет поставлен в последние годы в связи с организацией отделов мелиорации в управлениях оросительных систем. Однако и теперь при принятой методике измерения (среднее из двух измерений в месяц) и большой доле сбросных вод в стоке по коллекторам, эти данные могут рассматриваться лишь как ориентировочные.

Основной расходной статьей водного баланса территории является суммарное испарение. Потери стока на испарение в значительной степени определяются видом испаряющей поверхности. Поэтому расчет велся дифференцированно для орошаемой и неорошаемой территории (расположенной в пределах орошаемых массивов).

Общепринятой методики для расчета испарения с орошаемых полей пока не существует, но некоторые рекомендации на этот счет уже имеются [1, 2, 7, 8, 11].

Согласно исследованиям Б. Е. Милькиса [8], испарение с оро-

¹ В приходной части баланса учитывается водообмен с нижележащими горизонтами грунтовых вод, равный 0,02 км³/год (схема комплексного использования водных ресурсов р. Сырдарья).

шаемого хлопчатника (занимающего 60—70% орошаемых земель Голодной степи) можно получить по расчетным соотношениям между испарением и приходом суммарной солнечной радиации. Поскольку приход суммарной солнечной радиации (за вегетационный период) колеблется в незначительных пределах (96—101 ккал/см²), и забор воды на 1 га также практически не меняется (10—11 тыс. м³), то и испарение изменяется в пределах 800—840 мм.

Испарение с других сельскохозяйственных культур, имеющих подчиненное значение в хлопковом севообороте, определено аналогичным способом. Испарение с комплексного орошаемого гектара в среднем на 6% выше, чем с хлопчатника.

Затраты стока на испарение определены по разности $E'_n = E_n - x'$, где E'_n — затраты стока на испарение; E_n — испарение с комплексного орошаемого гектара, вычисленное по связи с приходом солнечной радиации; x — атмосферные осадки, равные сумме осадков за вегетационный период (май — октябрь) и 20% осадков невегетационного периода (ноябрь — апрель) (на основании данных агрометстанций о средних многолетних переходящих запасах влаги).

Испарение с неорошаемых земель, расположенных в пределах орошаемой зоны, принято равным 50% испарения с орошаемых полей [3]. Площадь перелогов определена по разности площади с глубиной грунтовых вод выше 3 м и площади орошаемых земель.

Сопоставление испарения, рассчитанного таким способом с величинами его, полученными по уравнению водного баланса, показало, что несмотря на целый ряд допущений, как при расчете испарения, так и при оценке других составляющих баланса, потери стока на испарение близки к реальным.

Количество воды, затрачиваемое на аккумуляцию в почвогрунтах, определялось двумя независимыми способами. Из уравнения (2) следует, что

$$\Delta W + \Delta V = y_n - y_c - E'_c,$$

где

$$E'_c = E_n + E'_n.$$

Изменение запасов грунтовых вод определялось по выражению

$$\Delta V = \mu \Delta H \omega, \quad (4)$$

где ΔV — изменение запасов грунтовых вод за расчетный интервал времени (5 лет); μ — коэффициент водовместимости пород, принятый равным 0,12 (свободная порозность 0,40); ω — валовая площадь зоны в пределах балансируемого контура; ΔH — изменение уровня грунтовых вод (УГВ), равное

$$\Delta H = H_i - H_{i+1},$$

где H_i — средневзвешенный по площади уровень грунтовых вод на начало расчетного периода; H_{i+1} — то же на начало следующего периода.

Для оценки величин H использованы карты УГВ по состоянию на 1910, 1944, 1960 и 1970 гг., на основании которых построен хронологический график хода УГВ (рис. 2).

При построении этого графика допускалось, что подъем уровня происходит плавно. В природе этот процесс осуществляется неравномерно. Однако в среднем по большой территории и за длительный период времени можно без существенных ошибок пользоваться этой кривой, так как она отражает общую тенденцию в многолетнем режиме грунтовых вод, связанную с орошением.

Изменение запасов влаги в зоне аэрации определялось по уравнению

$$\Delta W = (H - H_{\text{ик}})(\alpha_1 - \alpha_2) \Delta F, \quad (5)$$

где ΔW — изменение запасов влаги в зоне аэрации за расчетный интервал времени; H — средний (по площади) уровень грунтовых вод на осваиваемой территории; $H_{\text{ик}}$ — высота капиллярной каймы, равная в Голодной степи в среднем 2,5 м; α_1 — исходная влажность (объемная) неорошаемых почв в слое от верхней границы капиллярной каймы до дневной поверхности, равная [9] 0,13; α_2 — значение объемной влажности, при котором начинается движение влаги вниз, в том же слое после начала орошения, равное 0,21; ΔF — приращение орошаемой площади за расчетный период.

Разность $(\alpha_1 - \alpha_2)$ представляет собой приращение влажности в единице объема почвы, связанное с началом орошения. Величина ΔW — показывает, какое количество воды при орошении целины с глубоким исходным УГВ может быть поглощено почво-грунтами. Оба способа расчета величины $(\Delta V + \Delta W)$ дали вполне сравнимые результаты (рис. 3), что свидетельствует об отсутствии погрешностей в принятой оценке элементов водного баланса. Однако, величины, определенные по первому способу, систематически больше, чем по второму. Поскольку ни одному из них нельзя отдать предпочтение,

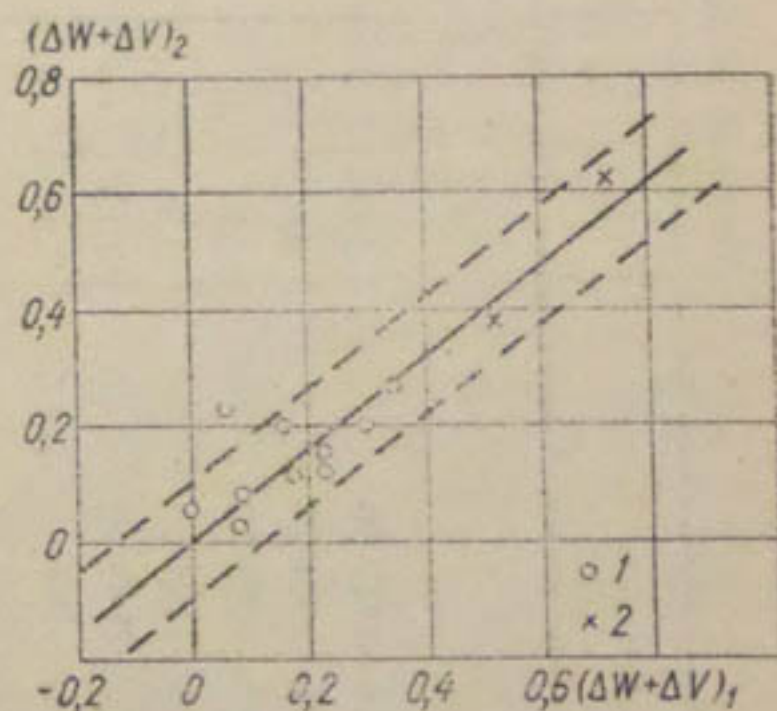


Рис. 3. Связь величин стока, аккумуляровавшегося в почво-грунтах, полученных из уравнения водного баланса как остаточный член $(\Delta V + \Delta W)_1$ и полученных расчетным путем $(\Delta V + \Delta W)_2$. 1 — для старой зоны, 2 — для новой зоны.

Водный баланс Голодной степи, км³/год

Период осреднения	y_{Π}	y'_c	$P = y_{\Pi} - y_c$	ΔV_{Π}	$P \pm \Delta V_{\Pi}$	y''_c	E'_{Π}	E'_{Π}	E'_c	$\Delta W + \Delta V$	Неизменность баланса, км ³ /год
Зона старого орошения											
1915-16—1919-20	0,84	—	0,84	0,01	0,83	(0,02)	0,33	0,18	0,51	0,25	0,05
1920-21—1924-25	0,67	—	0,67	0,03	0,64	(0,02)	0,34	0,28	0,62	0,02	—0,02
1925-26—1929-30	0,97	—	0,97	0,02	0,95	(0,02)	0,57	0,20	0,77	0,18	—0,02
1930-31—1934-35	0,98	—	0,98	0,04	0,94	(0,02)	0,51	0,18	0,69	0,18	0,05
1935-36—1939-40	1,19	—	1,19	0,06	1,13	(0,02)	0,65	0,24	0,89	0,18	0,04
1940-41—1944-45	1,61	—	1,61	0,07	1,54	(0,02)	0,99	0,18	1,17	0,31	0,04
1945-46—1949-50	1,57	—	1,57	0,10	1,47	(0,02)	0,90	0,37	1,27	0,15	0,03
1950-51—1954-55	2,06	0,22	1,84	0,11	1,73	(0,02)	1,35	0,30	1,65	0,14	—0,08
1955-56—1959-60	2,62	0,39	2,23	0,12	2,11	0,10	1,63	0,29	1,92	0,08	0,01
1960-61—1964-65	3,02	0,67	2,35	0,11	2,24	0,20	1,75	0,21	1,96	0,05	0,03
1965-66—1969-70	3,13	0,97	2,16	0,06	2,10	0,56	1,64	0,09	1,73	0,11	—0,08
Зона нового орошения											
1960-61—1964-65	0,83	0	0,83	0,11	0,94	0	0,38	0,02	0,40	0,46	0,08
1965-66—1969-70	1,90	0	1,90	0,06	1,96	0,20	0,78	0,05	0,83	0,67	0,26

Примечание. ΔV_{Π} — затраты стока на подъем УГВ в новой зоне за счет орошения старой; y'_c — сток коллекторно-дренажных и сбросных вод в Сырдарью; y''_c — то же в р. Арнасай и другие местные водоприемники.

в дальнейших расчетах мы использовали средние из оценок по двум методам (табл. 3).

Анализ данных табл. 3 позволяет установить следующее. Безвозвратное водопотребление (затраты стока), равное разности отъема стока из источника орошения (y_n) и сброса в него по коллекторно-дренажной сети (y_c) возросло и в старой, и в новой зонах. До середины 30-х годов оно не превышало 1 км³/год, а с середины 50-х в старой зоне возросло до 2,2 км³/год. В современных условиях (среднее за 1966—1970 гг.) затраты стока на орошение Голодной степи (убыль стока р. Сырдарьи) составляет 4,1 км³/год, или 26% (против 7% в 1940 г.) от водных ресурсов реки в створе г. Бекабада. В зоне нового орошения убыль стока равна забору воды, а в зоне старого орошения в первой половине 50-х годов — 90%, а в конце 60-х — 72% от него.

Затраты стока в пределах Голодной степи слагаются:

- 1) из суммарного испарения с орошаемой площади-нетто (производительное испарение E_n);
- 2) из суммарного испарения с неорошаемых земель, расположенных в пределах орошаемого массива (непроизводительное испарение E_n);
- 3) из стока дренажных и сбросных вод, отводимых за пределы орошаемого массива, но не возвращающихся в источник орошения (y_c);
- 4) из стока, затраченного на повышение уровня грунтовых вод (ΔV) и запасов влаги в зоне аэрации (ΔW).

Испарение с орошаемых полей является регулярной компонентой безвозвратного водопотребления. Величина ее определяется (в конкретной климатической обстановке) главным образом размером орошаемых площадей и способом (техникой) орошения. Поскольку за исследуемый период техника орошения существенно не изменилась, затраты на производительное испарение возрастали пропорционально росту орошаемых площадей (табл. 4).

Лишь в 10 и 20-х годах, когда земли орошались неоправданно большими нормами и напуском, затраты на производительное испарение (нетто) превышали 10—11 тыс. м³/га. В последующие годы в связи с сокращением оросительных норм этот вид безвозвратного водопотребления сократился до 7—7,6 тыс. м³/га. Последнее пятилетие характеризуется пониженным значением затрат стока на испарение. Причиной этого явились погодные особенности этого периода.

Затраты стока на испарение с неорошаемых земель, расположенных в пределах орошаемого массива, также является неотъемлемой частью безвозвратного водопотребления, однако доля его полностью определяется уровнем ведения хозяйства.

В условиях очень слабого оттока грунтовых вод и отсутствия инженерного дренажа, эти земли выполняют роль «сухого» дренажа. По мере повышения коэффициента земельного использования и строительства коллекторно-дренажной сети площадь внутрисистемных перелогов резко сокращается и величина производи-

Орошаемые площади (F_0) и затраты стока на производительное испарение в среднем по пятилетиям (E_n)

Элемент	Зона старого орошения										Зона нового орошения	
											1961—1965	1966—1970
	1916—1920	1921—1925	1926—1930	1931—1935	1936—1940	1941—1945	1946—1950	1951—1955	1956—1960	1961—1965	1966—1970	1971—1975
F_0 тыс. га	28,0	29,5	57,9	69,9	83,5	129,6	119,1	181,6	223,1	248,0	251,0	54,4
E_n км ³ /год	0,33	0,34	0,57	0,51	0,65	0,99	0,90	1,35	1,63	1,75	1,64	0,38
E_n тыс. м ³ /га	11,8	11,5	9,8	7,3	7,8	7,6	7,6	7,4	7,3	7,1	6,6	6,7

тельного испарения уменьшается. Увеличение переложных земель с высоким залеганием грунтовых вод (выше 3 м) наблюдалось до начала 50-х годов, когда их площадь превышала 90 тыс. га.

Естественно, что в конце 40-х и начале 50-х годов потери стока на непроизводительное испарение были максимальными (370—300 млн. м³/год). В последующие годы площадь перелогов начала сокращаться и соответственно потери стока на этот вид водопотребления снизились до 210 млн. м³/год в первой половине 60-х годов и до 90 млн. м³/год в конце 60-х годов (табл. 3). В перспективе при повышении уровня ведения водного хозяйства этот вид водопотребления может быть сведен до минимума. Уже в современных условиях в новой зоне при КЗИ, равном 0,9, он не превышает 2—3% суммарных затрат стока (табл. 3).

В условиях слабой проницаемости почво-грунтов, когда орошению сопутствует подъем уровня грунтовых вод, обязательным слагаемым безвозвратного водопотребления является аккумуляция оросительной воды в почво-грунтах. В отличие от предыдущих, эта компонента затрат стока носит единовременный характер и определяется начальной глубиной залегания грунтовых вод и водно-физическими свойствами почво-грунтов. Объем стока, затрачиваемого на аккумуляцию в почво-грунтах, определяется емкостью зоны аэрации до глубины закладки дренажа, а время, необходимое для заполнения этой емкости, еще и темпами освоения территории.

Выполненные расчеты пока-

зали, что на заполнение емкости почво-грунтов в зоне старого орошения до уровня 2,8 м потребовалось 7,6 км³ оросительной воды (рис. 4), что составило 15% суммарного забора воды за этот период (табл. 3).

Поскольку процесс аккумуляции воды в почво-грунтах в обеих исследуемых зонах определяется одними факторами (положение уровня грунтовых вод (в среднем по зоне) к началу орошения и площади этих зон одинаковы), есть основания полагать, что для заполнения свободной емкости новой зоны потребуется такое же количество оросительной воды, как и в старой зоне.

Однако, если в зоне старого орошения этот процесс длился вплоть до начала 60-х годов (т. е. около 50 лет), то в новой зоне в связи с высокими темпами ирригационного строительства он осуществится раньше. Как было показано выше (рис. 2), орошение старой зоны вызвало подъем грунтовых вод в новой. К началу орошения последней (1960 г.) в ней аккумуляровалось 2,8 км³ воды р. Сырдарьи, забранной для орошения старой зоны, что составило около 6% суммарного забора воды за этот период.

Естественно, что максимальные значения этого вида безвозвратного водопотребления отмечаются в первоначальный период освоения территории (табл. 3) и по мере подъема уровня грунтовых вод резко уменьшаются. После заполнения свободной емкости почво-грунтов и при наличии достаточно развитой коллекторно-дренажной сети этот вид затрат стока сводится к минимуму.

Одновременно возрастает количество возвратных вод¹, отводимых за пределы орошаемых массивов. Опыт орошения старой зоны Голодной степи показывает, что при глубине залегания грунтовых вод (в среднем по территории) 2,8 м и развитой коллекторно-дренажной сети (1965—1970 гг.) сток возвратных вод достигает 49% забора воды на орошение. Следовательно, в этот период освоения земли старой зоны по возврату стока (относительно забора воды) не отличаются от территории с хорошей естественной дренирован-

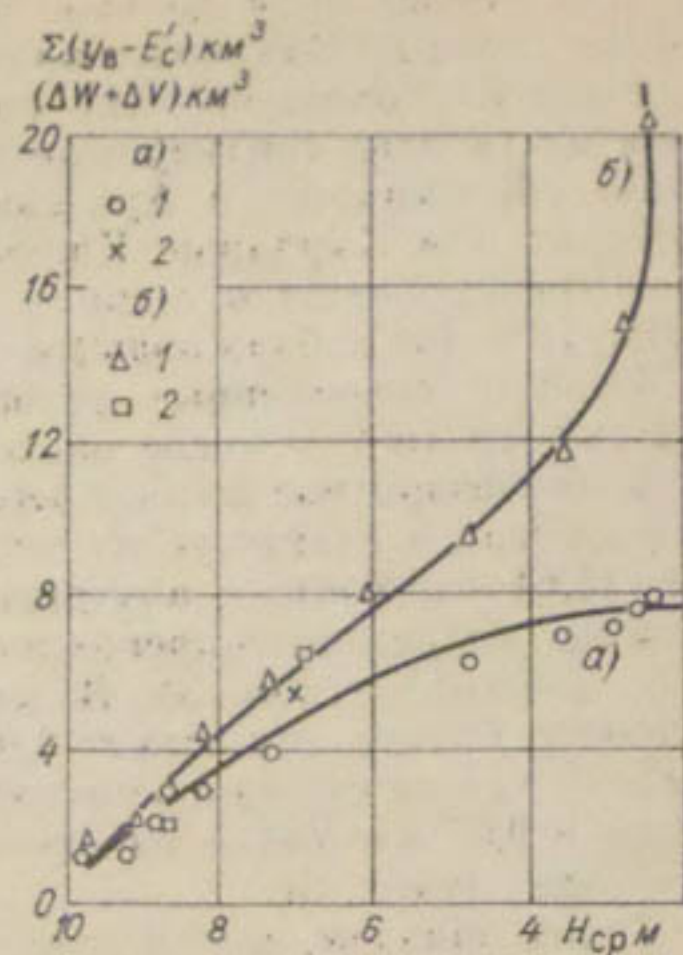


Рис. 4. Зависимость емкости почво-грунтов от уровня залегания грунтовых вод (а) и положения УГВ от разности водозабора и испарения (б).

1 — значения для новой зоны орошения, 2 — значения для старой зоны орошения.

¹ В современных условиях возвратные воды состоят из оросительных вод, профильтровавшихся из ирригационной сети и на полях орошения, а также сбросных вод. В некоторые годы, исключительно богатые осадками, в коллекторно-дренажную сеть поступает сток от снеготаяния.

ностью (Ферганская долина, Чирчик-Ангрен-Келесский ирригационный район). Однако в современных условиях лишь часть возвратных вод из Голодной степи попадает в Сырдарью. Значительная доля их (вполне соизмеримая с первой даже в современных условиях) сбрасывается в Арнасайское понижение и, следовательно, потеряна для Сырдарьи. Количество этих вод возрастает по мере развития орошения в степи и на современном уровне составляет около 18% (от забора воды) в старой зоне и 10% в новой.

Итак, в современных условиях в Голодной степи орошается 432 тыс. га (в том числе около 178 тыс. га в зоне нового орошения), безвозвратное водопотребление зоны старого орошения равно 2,16 км³/год и складывается из затрат на испарение с орошаемых полей (1,64 км³/год), с внутрисистемных перелогов (0,09 км³/год) и стока коллекторно-дренажных вод в Арнасайское понижение (0,56 км³/год) (табл. 3). В зоне нового орошения безвозвратное водопотребление составляет 1,9 км³/год из них свыше 0,8 км³/год расходуется на суммарное испарение, а 0,2 км³/год — на сток в Арнасай и 0,67 км³/год — на аккумуляцию в зоне аэрации и грунтовых водах (табл. 3).

Таким образом, если в зоне старого орошения уже установилось некоторое равновесие между приходом и расходом влаги и уровни грунтовых вод стабилизировались на высоте 2,8 м, то в зоне нового орошения приход превышает расход, что ведет к подъему УГВ.

В ближайшие годы в Голодной степи согласно исследованиям по комплексному использованию водных ресурсов р. Сырдарьи предполагается увеличить размеры орошаемых площадей в зоне нового орошения примерно до 300 тыс. га, оставив их без изменения в старой зоне». Одновременно предполагается сократить удельную подачу воды в степь за счет повышения коэффициента полезного действия (к.п.д.) систем с 0,68—0,69 до 0,80. Эти мероприятия, безусловно, отразятся как на структуре водного баланса территории, так и на стоке р. Сырдарьи. Была произведена попытка дать прогноз этих изменений. Поскольку степень освоения, а следовательно, и структура водного баланса территории старой и новой зон степи существенно различны, прогноз составлялся отдельно для каждой из них.

В зоне старого орошения, где уже в современных условиях разность между забором воды на орошение и суммарным испарением расходуется на отток по коллекторно-дренажной сети, прогнозирование сводится к оценке этих величин на разных этапах водохозяйственного строительства, так как согласно исследованиям М. М. Крылова, Н. Н. Ходжибаева и Н. А. Кенесарина, подземный отток за пределы территории степи практически равен нулю.

Забор воды определяется, исходя из нормы водопотребления (нетто), размеров орошаемых площадей и к.п.д. систем. Прирост орошаемых земель в зоне старого орошения в ближайшей перспективе (до 1985 г.) не ожидается, а к.п.д. системы КМК предполагается повысить с 0,68 в современных условиях до 0,80 в 1985 г. (табл. 5).

При осуществлении предполагаемого повышения к.п.д. забор воды из Сырдарьи в старую зону сократится до 3,0 км³ в 1980 г. и до 2,8 км³ — в 1985 г.

Практика водохозяйственного строительства показывает, однако, что повышение к.п.д. существующих систем — сложное и дорогое мероприятие, которое с трудом претворяется в жизнь. Это вызывает опасение, что к 1985 г. повышение к.п.д. не будет осуществлено в полной мере и забор воды из Сырдарьи для орошения не сократится. В связи с этим дальнейшие расчеты построены на двух вариантах водопотребления (табл. 5). Расчеты показы-

Таблица 5

Прогноз безвозвратного водопотребления в старой зоне Голодной степи и стока по коллекторно-дренажной сети на различные уровни развития

Расчетные и прогнозируемые элементы	Изменения в перспективе			
	I вариант водозабора			II вариант водозабора
	1975 г.	1980 г.	1985 г.	1975 г.
Потребление воды (нетто), тыс. м ³ /га	8,85	9,00	8,85	8,85
То же, км ³ /год	2,24	2,24	2,24	2,24
к.п.д. системы КМК	0,73	0,76	0,80	0,68
Забор воды, км ³ /год	3,07	3,00	2,80	3,29
Суммарное испарение, км ³ /год	1,87	1,87	1,87	1,87
Разность между забором и суммарным испарением, км ³ /год	1,20	1,13	0,93	1,42
Сток по коллекторно-дренажной сети в Сырдарью	0,76	0,71	0,58	0,89
Безвозвратное водопотребление, км ³ /год (убыль стока)	2,31	2,29	2,22	2,40

вают, что в современных условиях на испарение с одного орошаемого гектара в среднем за ряд лет теряется 7 тыс. м³ оросительной воды (табл. 4), а в сумме с непроизводительным испарением с внутрисистемных перелогов — 7,4 тыс. м³. Величина эта довольно стабильна во времени, так как тепловые ресурсы, определяющие испарение в среднем за ряд лет, колеблются незначительно, и влажность почвы в условиях орошения также относительно стабильна. Поскольку удельная подача воды на гектар орошаемой площади в современных условиях (8,85 тыс. м³), состав культур (хлопчатник до 70% площади орошения) и КЗИ в перспективе не меняются, можно считать, что и затраты стока на суммарное испарение не изменятся и на все прогнозируемые уровни будут равны 1,87 км³/год. Тогда количество воды, которое необходимо

отвести за пределы зоны в зависимости от забора воды, будет колебаться в пределах 0,9—1,4 км³/год (табл. 5).

При осуществлении первого варианта водопотребления забора коллекторно-дренажный сток в 1975 г. составит 1,2, а к 1985 г. сократится до 0,9 км³/год (в современных условиях 1,5 км³/год).

При втором варианте забора воды (к.п.д. в перспективе не изменится) за пределы зоны старого орошения необходимо отводить 1,4 км³ воды. В противном случае равновесие баланса будет нарушено и произойдет подъем УГВ. В случае снижения уровня грунтовых вод ниже 3 м (при помощи вертикального дренажа) величина коллекторно-дренажных вод может превышать прогнозируемую.

Таблица 6

Прогноз водопотребления в новой зоне орошения Голодной степи

Год	При первом варианте забора воды							
	км ³ /год				км ³		$H_{ср}^M$	
	y_n	E'_c	$y_n - E'_c$	$\Delta W + \Delta V$	y_c	$\Sigma(y_n - E'_c)$	$\Sigma(\Delta W + \Delta V)$	
1970	2,35	1,30	1,05	0,70	0,35	6,46	5,1	6,8
1971	2,66	1,50	1,16	0,70	0,46	7,62	5,8	6,1
1972	2,98	1,69	1,29	0,70	0,59	8,91	6,5	5,2
1973	3,29	1,87	1,42	0,60	0,82	10,38	7,1	4,2
1974	3,61	2,05	1,56	0,30	1,26	11,89	7,4	3,45
1975	3,92	2,24	1,68	0,15	1,53	13,57	7,55	3,0
1980	3,66	2,24	1,42	0,15	1,27	21,2	7,70	2,5
1985	3,68	2,24	1,44	0	1,44	28,4	7,70	2,5

Год	При втором варианте забора воды						$H_{ср}^M$
	км ³ /год				км ³		
	y_n	$y_n - E'_c$	$\Delta W + \Delta V$	y_c	$\Sigma(y_n - E'_c)$	$\Sigma(\Delta W + \Delta V)$	
1970	2,35	1,05	0,7	0,35	6,46	5,1	6,8
1971	2,73	1,23	0,8	0,43	7,69	5,9	6,0
1972	3,11	1,42	0,7	0,72	9,11	6,6	5,0
1973	3,49	1,62	0,6	1,02	10,7	7,2	4,0
1974	3,87	1,82	0,3	1,52	12,5	7,5	3,2
1975	4,26	2,02	0,1	1,92	14,6	7,6	2,8
1980	4,26	2,02	0,1	1,92	24,7	7,7	2,5
1985	4,26	2,02	0	2,02	34,8	7,7	2,5

Относительно головного водозабора сток по коллекторно-дренажной сети при первом варианте забора составит на расчетные интервалы времени 39, 37 и 33%, а при втором варианте — 43%. Однако не все эти воды возвращаются в Сырдарью. В среднем за 1965—1970 гг. в Сырдарью сбрасывается 63% и в Арнасайское понижение 37% этих вод. Если предположить, что такое соотношение сохранится и в перспективе, то в зависимости от водозабора возврат стока в Сырдарью будет равен 0,6—0,9 км³/год, а убыль стока Сырдарьи за счет орошения старой зоны — 2,1—2,4 км³/год (табл. 5).

В зоне нового орошения, в отличие от старой, помимо повышения в перспективе к.п.д. системы ЮГК (до 0,75 в 1975 г., 0,79 в 1980 г. и 0,80 в 1985 г., 0,69 в современных условиях) возможно увеличение орошаемой площади примерно до 300 тыс. га. Если предположить, что весь прирост орошаемых площадей (125 тыс. га) осуществится до 1975 г., то забор воды к этому времени увеличится до 3,92 км³, а в последующие годы сократится за счет повышения к.п.д. Исходя из тех же опасений относительно повышения к.п.д., что и для старой зоны, дальнейшие расчеты построим на двух вариантах водозабора (табл. 6).

При любом из них орошение дополнительных 125 тыс. целинных земель ускорит процесс подъема уровня грунтовых вод на исследуемой территории, которые в октябре 1970 г. находились на глубине 6,8 м от поверхности земли.

Выше было показано, что вплоть до времени подъема грунтовых вод до глубины закладки дренажа (2,5—3,0 м) часть стока расходуется на заполнение свободной емкости почво-грунтов. По этим причинам прогноз изменения структуры водного баланса зоны нового орошения сводится к установлению срока заполнения свободной емкости почво-грунтов этой территории и оценке забора воды и испарения. Для расчета времени, необходимого для заполнения свободной емкости почво-грунтов, воспользуемся кривыми зависимости высоты стояния зеркала грунтовых вод (в среднем по зоне) от интегральной разности водозабора и суммарного испарения, полученными по осредненным за пятилетия данным для обеих зон. Согласно этой зависимости, уровень грунтовых вод, поднимается тем выше, чем больше воды, избыточной над испарением, подано в контур с начала орошения до расчетного уровня времени.

Зависимость свободной емкости почво-грунтов от средней по площади глубины грунтовых вод показывает, какое количество воды затрачивается на заполнение емкости почво-грунтов территории новой и старой зон орошения Голодной степи при соответствующих положениях уровня грунтовых вод. Для использования полученных зависимостей в прогностических целях необходимо оценить на перспективу величины забора воды и испарения.

Поскольку не предусматривается изменение нормы водопотребления-нетто (в этой зоне они сохраняются на уровне 9,7 тыс. м³/га), допускаем, что затраты стока на суммарное испа-

рение в перспективе не изменятся и составят 7,4 тыс. м³/га. Тогда затраты стока на суммарное испарение к 1975 г. достигнут 2,24 км³/год и сохранятся на этом уровне вплоть до 1985 г.

Предположим, что приросты земель и увеличение к.п.д. будут осуществляться равномерно (табл. 6). Тогда, зная разность между проектируемым забором воды и испарением на каждый расчетный интервал времени, можно определить соответствующее положение зеркала грунтовых вод и степень заполнения свободной емкости почво-грунтов. За предшествующий период (1960—1970 гг.) разность между забором воды и суммарным испарением составила около 6,5 км³, что вызвало подъем грунтовых вод (в среднем по зоне) с 10,2 до 6,8 м.

Таблица 7

Затраты стока Сырдарьи в Голодной степи на различные периоды развития орошения (км³/год)

Год	Старая зона орошения				Новая зона орошения			Регион в целом			
	забор воды	сброс в Арнасай	сброс в Сырдарью	убыль стока	водо-забор	сброс в Арнасай	убыль стока	водо-забор	сброс в Арнасай	сброс в Сырдарью	убыль стока
Первый вариант забора											
1975	3,07	0,44	0,76	2,31	3,92	1,53	3,92	6,99	1,97	0,76	6,23
1980	3,00	0,42	0,71	2,29	3,66	1,27	3,66	6,66	1,69	0,71	6,95
1985	2,80	0,35	0,58	2,22	3,68	1,44	3,68	6,48	1,79	0,58	5,90
Второй вариант забора											
1975	3,29	0,53	0,89	2,40	4,26	1,92	4,26	7,55	2,45	0,89	0,66

Если в 1975 г. предполагаемое увеличение орошаемых площадей осуществится, разность ($\Sigma y_{\text{в}} - E_{\text{с}}$) возрастет до 13,6 км³ (или 14,6 км³ при втором варианте забора). К этому времени в обоих случаях уровень грунтовых вод поднимется до глубины закладки дренажа, и свободная емкость почво-грунтов будет заполнена.

Итак, располагая перспективными данными о заборе воды, орошаемых площадях и, прогнозируя по рис. 4 среднее по площади положение зеркала грунтовых вод и объем влаги, аккумуляировавшейся в почво-грунтах, можно оценить величину дренажного стока, который необходимо отвести с орошаемой территории, с тем чтобы не допустить подъем уровня грунтовых вод выше 2,5—3,0 (табл. 6).

В 1970 г. с территории зоны нового орошения отведено по коллекторно-дренажной сети 0,35 км³ дренажных и сбросных вод. В 1975 г., согласно выполненным расчетам, они должны возрасти до 1,53 км³, а затем к 1980 г. — несколько сократиться за счет

повышения к.п.д. системы ЮГК. Если предполагаемое повышение к.п.д. не будет осуществлено, то уже к 1975 г. нужно будет отводить по коллекторно-дренажной сети $1,9 \text{ км}^3$, а к 1985 г. до 2 км^3 воды в год (табл. 6).

В современных условиях и на перспективу водоприемником этих вод служит Арнасайское понижение.

По Голодностепскому ирригационному району затраты стока на перспективу приведены в табл. 7.

В 1970 г. из Сырдарьи забиралось около $6,5 \text{ км}^3$ воды, а сбрасывалось в нее $0,85 \text{ км}^3$, т. е. убыль стока в реке за счет орошения Голодностепского массива составила $4,65 \text{ км}^3/\text{год}$. К 1975 г. забор воды достигнет $7,0\text{—}7,6 \text{ км}^3/\text{год}$ (в зависимости от к.п.д. систем), а убыль стока — $6,2\text{—}6,7 \text{ км}^3/\text{год}$. В 1985 г. водозабор из реки составит $6,5\text{—}7,6 \text{ км}^3/\text{год}$, а убыль стока — $5,9\text{—}6,7 \text{ км}^3/\text{год}$. Относительно водных ресурсов Сырдарьи (без ЧАКИРА) убыль стока за счет орошения Голодной степи составит к 1975 г. $25\text{—}26\%$, а к 1985 г. — $23\text{—}26\%$.

В заключение нужно отметить, что если в современных условиях сбросы в Арнасай и в Сырдарью примерно равны, то в перспективе в Арнасайское понижение будет сбрасываться от $1,8$ до $2,0 \text{ км}^3$ минерализованных вод ($2,4\text{—}2,6 \text{ км}^3$ при втором варианте забора). Этого количества воды, вероятно, достаточно для поддержания весьма существенных по размерам Арнасайских разливов, для хозяйственного использования которых необходимо исследование их гидрохимического и биологического режимов.

ВЫВОДЫ

1. Освоение целинных территорий с глубоким уровнем залегания грунтовых вод и плохой естественной дренированностью ведет к убыли стока в источнике орошения.

2. На первом этапе освоения таких территорий убыль стока практически равна забору воды, а разность между последним и суммарным испарением расходуется на заполнение свободной емкости почво-грунтов до глубины закладки дренажа.

3. После завершения этого этапа (при условии достаточно развитой коллекторно-дренажной сети) затраты на аккумуляцию в почво-грунтах сводятся к минимуму и повышается роль возврата стока.

4. В современных условиях (1966—1970 гг.) при орошении 400 тыс. га сток Сырдарьи уменьшился на $4,1 \text{ км}^3/\text{год}$, что составляет 16% водных ресурсов р. Сырдарьи (выше створа г. Бекабад).

5. В перспективе при осуществлении комплекса мероприятий по орошению Голодной степи сток реки сократится в 1975 г. на $6,2 \text{ км}^3/\text{год}$, а в 1985 г. на $5,9 \text{ км}^3/\text{год}$. Если планируемые мероприятия осуществляются лишь частично, то срок сократится на $6,7 \text{ км}^3/\text{год}$, или на 27% водных ресурсов Сырдарьи.

6. При осуществлении предполагаемых темпов освоения территории зоны нового орошения к 1975 г. уровень грунтовых вод (в среднем по площади) поднимется на глубину закладки дренажа. К этому времени по коллекторно-дренажной сети должно отводиться 2,75 км³/год воды (в том числе 1,5 км³/год из новой зоны). В 1985 г. коллекторно-дренажный сток составит 2,37 км³/год (1,4 км³/год из новой).

7. В Арнасайские разливы будет сбрасываться 1,8—2,0 км³/год воды (2,4 км³, если к.п.д. не будет завышен).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ваничкина С. И. Суммарное испарение с хлопкового поля в условиях Голодной степи.— «Тр. ГГИ», вып. 151, 1968, с. 63—71.
2. Гельбух Т. М. Водный баланс отдельных участков бассейна р. Сырдарьи.— В кн.: Материалы семинара по расчету водных балансов речных бассейнов, Валдай, 1967, с. 197—201.
3. Ефимов Г. С. Водный баланс Тедженского оазиса. Ашхабад, «Илым», 1966. 112 с.
4. Кац Л. М. Режим грунтовых вод в орошаемых районах и его регулирование. М., Сельхозиздат, 1963. 367 с.
5. Кенесария Н. А. Формирование режима грунтовых вод орошаемых районов на примере Голодной степи. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1959, 179 с.
6. Крылов М. М. О режиме и балансе грунтовых вод Голодной степи. Ташкент, изд. Ком. наук УзССР, 1936. 86 с.
7. Милькис Б. Е., Ахмедов Г. А., Туйчиев Т. К вопросу о зависимости суммарного испарения с орошаемого хлопкового поля от суммарной радиации и радиационного баланса.— «Тр. САНИИРИ», 1969, вып. 118, с. 95—116.
8. Милькис Б. Е., Муминов Ф. А. Вопросы методики расчета испарения с орошаемых полей.— «Тр. САНИГМИ», 1971, вып. 66(81), с. 52—61.
9. Нейман Б. Я. О некоторых особенностях режима уровня грунтовых вод на новоорошаемых землях юго-западного массива Голодной степи.— «Тр. Сред-азгипроводхлопок», 1971, вып. 1, с. 71—83.
10. Озерский Е. И. Опыт орошения и освоения Голодной степи. Тезисы докл. на науч.-техн. совещании по итогам мелиоративных исследований Голодной степи. Ташкент, «ФАН», 1971, с. 3—30.
11. Побережский Л. Н. Способ оценки испаряемости в условиях орошения.— «Тр. САНИГМИ», 1972, вып. 62, с. 54—56.
12. Турсунов М. Опыт эксплуатации мелиоративных систем в староорошаемой зоне Голодной степи. Тезисы докл. на науч.-техн. конференции по итогам мелиоративных исследований в Голодной степи. Ташкент, «ФАН», 1971, с. 111—117.
13. Ходжибаев Н. Н., Алимов М. С. Региональный водно-солевой баланс Голодной степи. Ташкент, «ФАН», 1966. 88 с.
14. Ходжибаев Н. Н., Шамуков А. С. Результаты региональных гидрогеологических исследований Голодной степи.— Тезисы докладов на науч.-техн. конференции по итогам мелиоративных исследований Голодной степи. Ташкент, «ФАН», 1971, с. 118—125.

ВОДНЫЙ БАЛАНС ЗОНЫ СТАРОГО ОРОШЕНИЯ ГОЛОДНОЙ СТЕПИ

Зона старого орошения Голодной степи представлена территорией, подвешенной к магистральному каналу им. С. М. Кирова. Ежегодно водой из канала орошается до 200 000 га земель, из которых около 135 000 га заняты хлопчатником.

Начало орошения теперешней зоны командования канала им. С. М. Кирова относится еще к 1895 г. С тех пор трасса канала неоднократно подвергалась перепланировке, а его пропускная способность увеличивалась.

Вследствие недостаточно высокой культуры орошения в первые десятилетия эксплуатации канала им. С. М. Кирова имел место рост уровня грунтовых вод, достигший в 30-е годы нескольких дециметров за год¹. По этой причине в послевоенные годы было уделено большое внимание мелиоративным мероприятиям: реконструирована существующая горизонтальная коллекторно-дренажная сеть, а с 60-х годов стали работать скважины вертикального дренажа. Эти мероприятия несомненно должны были улучшить мелиоративное состояние территории, подкомандной каналу им. С. М. Кирова.

Изменилась и приходная часть водного баланса северо-востока Голодной степи, которая теперь подпитывается за счет подачи сырдарьинской воды насосами.

Наиболее объективным способом суждения об эффективности всех проведенных мероприятий является составление водного баланса рассматриваемой территории. Баланс составлен авторами за период с 1963 по 1970 г. В число этих лет входят наряду с годами, близкими по увлажнению к норме, засушливый 1965 г. и аномально влажный 1969 г.

Выбранный расчетный период знаменателен проведением еще

¹ Подъем уровня грунтовых вод в первые десятилетия орошения Голодной степи вызван не только невысокой культурой орошения, но и необходимостью заполнения подземной емкости до уровня закладки дренажа. (Прим. ред.)

одного важного водохозяйственного мероприятия: в течение этих лет закончено строительство и начато заполнение чаши Чардаринского водохранилища, примыкающего с северо-запада к зоне канала им. С. М. Кирова. Интересно было выяснить, скажется ли заметво и как на водном режиме территории северной части Голодной степи создание такого крупнейшего водоема.

Водный баланс составлен для подвешенной к каналу им. С. М. Кирова территории площадью 350 000 га, охватывающей земли хозяйств Сырдарьинской области. Из пределов балансирования исключена территория клх «Победа» Ташкентской области, для которой отсутствовали некоторые необходимые расчетные данные. Ввиду незначительности этой площади, составляющей около 1200 га, или 0,3% общей площади командования, можно считать, что ее исключение из пределов расчетного контура не сказывается сколько-нибудь заметно на результатах расчетов.

Уравнение водного баланса рассматриваемой территории может быть представлено в виде

$$x + y_{\text{пр}} = z + y_{\text{от}} \pm W \pm u, \quad (1)$$

где x — атмосферные осадки; $y_{\text{пр}}$ — подача воды на рассматриваемую площадь, слагающаяся из подачи по каналу им. С. М. Кирова ($y_{\text{кан}}$) и подачи воды из Сырдарьи насосами ($y_{\text{н}}$); z — испарение с почвы, транспирация культурами и испарение с водной поверхности, т. е. суммарное испарение; $y_{\text{от}}$ — коллекторно-дренажные воды, отводимые за пределы площади балансирования; W — подземный приток или отток; u — изменение запасов влаги в контрольном объеме.

За начало воднобалансового года была принята дата 1/XI, в среднем соответствующая концу сухого периода. Такой выбор начала расчетного года не только позволил пренебречь двумя составляющими члена u (изменением запасов влаги на поверхности и в зоне аэрации), но и свел к минимуму ошибку в определении его главного компонента — изменения запасов грунтовых вод, так как многолетние колебания уровня их зеркала в этот период года минимальны. Достаточная стабильность в многолетии осенних расходов воды позволила пренебречь и четвертой составляющей члена u — изменением из года в год запасов воды в сети каналов.

Таким образом, изменение запасов влаги в контрольном объеме (член u уравнения водного баланса) оказался представленным одним главным компонентом — изменением запасов грунтовых вод $u_{\text{гр}}$.

Член W — подземный приток и отток через балансовый контур — составляют для рассматриваемой территории незначительную величину. Согласно расчетам гидрогеологического объединения Узбекистана, общий подземный приток в зону старого орошения Голодной степи составляет всего 3,2 м³/с, а отток воды из

нее — $2,7 \text{ м}^3/\text{с}$, поэтому этим членом уравнения (1) также можно пренебречь. Тогда уравнение (1) окончательно примет вид

$$x + y_k + y_n = z + y_{от} \pm u_{гр}. \quad (2)$$

Рассмотрим исходные данные и методику подсчета отдельных компонентов.

Приход влаги за счет атмосферных осадков получен путем осреднения данных наблюдений расположенных в пределах балансируемой территории метеорологических станций Сырдарья, Акалтын, Пахтаарал и совхоз им. В. И. Ленина. Использование при составлении баланса среднего арифметического значения из осадков, измеренных по этим станциям, оправдано их равномерным распределением по рассматриваемой территории и небольшими различиями в показаниях отдельных станций. Годовой приход осадков за разные балансовые годы изменялся от 242 мм в 1964—1965 гг. до 667 мм в 1968—1969 гг., а в среднем за период составил 347 мм.

Вторая приходная статья — водоподача на орошаемую территорию — определялась суммированием забора воды из Сырдарьи в канал им. С. М. Кирова и машинной водоподачи. Из расходов магистрального канала им. С. М. Кирова, учитываемых гидрометрически у его головного сооружения, исключался объем воды, подаваемой на поля Бекабадского района, которые, как указано выше, не были включены при составлении баланса в пределы рассматриваемой территории. Подача воды по каналу, выраженная в мм слоя, изменялась от 608 мм в 1968—1969 гг. за год до 878 мм в 1966—1967 гг.

Значения величин машинной водоподачи из Сырдарьи и из пойменных озер на рассматриваемую территорию удалось определить, к сожалению, лишь весьма приближенно. Учетом забираемой насосами воды никто специально не занимается, точное время работы насосов не фиксируется, количество работающих насосов изменяется из года в год. В годовых отчетах Сырдарьинского областного УОС приводится только общее число насосов и их марка.

В табл. 1 приведено число действовавших в отдельные годы насосов. Было принято, что насосы работают непрерывно в течение трех месяцев — с июня по август. С учетом простоев на обслуживание и ремонт насосных установок их средняя производительность была нами принята $0,3 \text{ м}^3/\text{с}$ (вместо проектной $0,35 \text{ м}^3/\text{с}$). Так как насосный водозабор представляет сравнительно незначительную величину, примерно на один порядок меньшую водоподачи ирригационных вод через канал им. С. М. Кирова, то схематичность расчетов не могла сильно сказаться на результатах балансирования; однако именно она, по-видимому, обусловила повышенные невязки баланса за отдельные годы. Как показано ниже (см. табл. 7), максимальная невязка (102 мм) приурочена к 1966—1967 и 1967—1968 гг., т. е. как раз к тем годам, когда машинный водозабор был особенно велик.

Таблица 1

**Водоподача в зону канала им. С. М. Кирова
насосами из Сырдарьи и озер**

Балансовый год	Количество насосов	Среднесуточная производитель- ность, м³/с	Водоподача	
			млн. м³	мм слоя
1963-64	68	0,3	162	46
1964-65	159	0,3	380	108
1965-66	157	0,3	374	107
1966-67	172	0,3	410	117
1967-68	269	0,3	641	184
1968-69	53	0,3	124	36
1969-70	90	0,3	215	61

Отвод воды из зоны канала им. С. М. Кирова осуществляется коллекторно-дренажной сетью, общая длина которой равна 5220 км, т. е. имеет среднюю густоту 1,5 км/км². Состояние коллекторно-дренажной сети в настоящее время удовлетворительное; замеры воды в коллекторах производятся один раз в декаду. На основании этих измерений нами подсчитан поверхностный отток из

Таблица 2

**Площадь, занятая в пределах старой зоны
орошения Голодной степи различными
испаряющими поверхностями (% от общей площади)**

Годы	Хлоп- чатник	Люцер- на	Прочие культуры	Перелог	Водная поверх- ность
1963-64	36,1	5,0	12,9	43,8	2,2
1964-65	35,3	6,4	11,7	44,2	2,2
1965-66	35,6	7,1	8,3	47,8	2,2
1966-67	35,0	10,8	6,1	45,9	2,2
1967-68	34,8	5,6	14,0	43,1	2,2
1968-69	37,4	6,1	7,8	46,5	2,2
1969-70	37,6	14,8	0,4	45,0	2,2

зоны орошения, составивший от 215 до 427 мм. Отток через коллекторно-дренажную сеть с территории северной части Голодной степи из года в год (не считая сухого 1965 г.) возрастал и к концу периода балансирования возрос почти в 1,5 раза.

Главной расходной статьей водного баланса орошаемой территории Голодной степи является суммарное испарение, включающее транспирацию сельскохозяйственных культур, испарение с пе-

релогов и с водной поверхности. Состав культур несколько менялся из года в год (табл. 2).

Для определения испарения с полей, занятых различными культурами, а также некультивируемых участков территории — перелогов, — мы воспользовались указаниями Инструкции Министерства мелиорации и водного хозяйства УзССР. Согласно этой Инструкции расчеты испарения в старой зоне орошения Голодной степи рекомендуется вести на основании таблицы, составленной ЦОМС СоюзНИХИ (табл. 3), где величина транспирации культур

Таблица 3

Транспирация сельскохозяйственными культурами
и испарение почвенной влаги по данным ЦОМС СоюзНИХИ
для Голодной степи (м³/га)

Культура	Месяц	Глубина залегания грунтовых вод, м				
		1,0	1,5	2,0	2,5	3,0
Хлопчатник	Май	1416	1200	1100	900	600
	Июнь	1900	1750	1600	1300	1000
	Июль	2300	2050	1800	1500	1200
	Август	2100	1850	1600	1350	1100
	Сентябрь	900	815	730	685	640
	Октябрь	430	415	400	370	340
Люцерна	Май	2300	2200	2000	1700	1400
	Июнь	2900	2650	2400	2050	1700
	Июль	3500	3150	2800	2400	2000
	Август	3200	2950	2500	2100	1700
	Сентябрь	1200	1100	1000	800	800
	Октябрь	600	545	496	420	350
Прочие культуры	Май	1410	1200	1100	900	600
	Июнь	1900	1750	1600	1300	1000
	Июль	2300	2050	1800	1500	1200
	Август	2100	1850	1600	1350	1100
	Сентябрь	900	815	730	685	640
	Октябрь	430	415	400	370	340
Перелог	Май	900	800	700	660	520
	Июнь	1100	1050	960	780	600
	Июль	1400	1200	1100	900	720
	Август	1200	1100	960	810	660
	Сентябрь	540	490	450	410	210
	Октябрь	260	250	240	220	200

рассматривается как функция глубины залегания грунтовых вод. В основу таблицы легли проводившиеся в Голодной степи лизиметрические наблюдения за испарением различных культур, обобщенные И. А. Енгулатовым [1].

Испарение с сельскохозяйственных культур за май — октябрь

Таблица 4

Суммарное испарение хлопкового и люцернового поля (мм) в зоне старого орошения Голодной степи

Год	Хлопок	Люцерна
1963-64	770	1200
1964-65	743	1150
1965-66	744	1140
1966-67	749	1150
1967-68	758	1170
1968-69	785	1220
1969-70	714	1080

рассчитывались ежемесячно. Аргументом являлся средний по территории уровень залегания грунтовых вод. В табл. 4 приводятся рассчитанные на основе Инструкции ММиВХ сравнительные вели-

Таблица 5

Испарение с зоны старого орошения Голодной степи за невегетационный период, по данным ЦОМС СоюзНИХИ (м³/га)

Месяц	Район			
	Гулистан- ский, Баян-Ульский	Сырдарьин- ский	Пахта- аральский	Кировский, Жетысай- ский
Январь	150	150	130	130
Февраль	210	210	230	230
Март	460	460	370	370
Апрель	820	820	820	820
Ноябрь	410	410	390	390
Декабрь	220	220	170	170

чины испарения двух главных культур — хлопка и люцерны. Потери на транспирацию со всех культур рассчитывались за отдельные годы как среднее взвешенное по площади, причем весом являлась относительная площадь, занятая разными культурами и перелогам (табл. 2).

Испарение за невегетационный период (с ноября по апрель) рассчитывалось по табл. 5, также составленной ЦОМС СоюзНИХИ.

Последней компонентой суммарного испарения является испарение с поверхности каналов. Площадь их водного зеркала составляет всего 2,2% площади рассматриваемой территории. Слой испарения с водной поверхности рассчитан нами (несомненно, несколько грубо) по известной формуле Зайкова. Оказалось, что за время работы каналов (зимой ирригационная сеть в течение двух-трех месяцев не работает) годичный слой испарения с их поверх-

Таблица 6

Средняя глубина залегания уровня грунтовых вод в зоне старого орошения Голодной степи (см от поверхности земли)

Год	Месяц											
	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
1963												244
1963-64	258	237	221	185	165	161	169	166	166	170	201	234
1964-65	246	241	214	187	197	195	196	189	189	197	174	246
1965-66	241	218	177	175	178	174	179	179	179	189	226	247
1966-67	255	224	195	187	186	182	180	177	177	186	222	240
1967-68	239	200	170	171	171	174	174	171	172	181	209	234
1968-69	238	206	195	189	105	104	138	161	159	170	202	225
1969-70	206	216	204	192	204	214	207	199	196	200	244	265
1970	277											

ности составляет 590—790 мм¹, что в пересчете на всю территорию соответствует слою всего 12—16 мм, т. е. является величиной, по крайней мере на порядок меньшей точности определения основных компонентов водного баланса.

Интересно, что рассчитанный нами суммарный расход влаги на испарение за отдельные годы оказался, несмотря на известное изменение состава культур в многолетии, очень устойчивой величиной: он изменялся в весьма узких пределах от 853 мм в 1964—1965 гг. до 879 мм в 1968—1969 гг.

Ввиду соответствующего выбора начала балансового года член i в уравнении (1) оказался представленным только одной составляющей — изменением запасов грунтовых вод. Наблюдения за их уровнем в пределах рассматриваемой территории ведутся по нескольким десяткам скважин. При составлении баланса нами использованы данные о среднем месячном уровне грунтовых вод, подсчитанном на основании показаний всех скважин, сведения по ко-

¹ По мнению редакции, эти величины занижены.

торым имеются в Голодностепском управлении мелиоративных систем (табл. 6). Уровень на 1/XI — начало расчетного воднобалансового года — принимался средним из величин его стояния в октябре и ноябре. Из данных табл. 6 видно, что в противоположность имевшему место в Голодной степи в 30—40-е годы монотонному росту уровня грунтовых вод, в рассматриваемый период отмечалось повышение уровня во влажные 1963, 1968 и особенно 1969 гг. и падение уровня (на несколько десятков сантиметров) в засушливые 1965 и 1970 гг. Нормализовался в 60-е годы и внутригодовой ход уровня грунтовых вод в зоне старого орошения Голодной степи: вместо характерного для 30—40-х годов двухвершинного хода с мартовским и июльским максимумами, описанного М. М. Крыловым [3], теперь наблюдается один весенний максимум стояния, обусловленный повышенными весенними осадками; второй летний максимум стояния грунтовых вод, обусловленный завышенной водоподачей и неудовлетворительным дренажом, наблюдавшийся в Голодной степи в 30-е годы, после нормализации ее мелиоративного состояния исчез.

Интересно отметить, что заполнение чаши Чардаринского водохранилища, начатое в 1968 г., не сказалось заметным образом на повышении среднего по территории стояния грунтовых вод. Впрочем, такого рода прогноз уже давался [2]. О. Е. Зубкова еще в 1959 г., применив два способа — аналитический метод расчета для неустановившегося движения Г. А. Каменского и метод ЭГДА — пришла к выводу, что к моменту стабилизации фильтрационного потока из водохранилища в течение 30 лет не произойдет подтопления прилегающих к нему земель.

Для пересчета величин изменения уровня грунтовых вод в миллиметрах слоя нами принято согласно рекомендации М. М. Крылова значение удельной водоотдачи 0,14. Величина изменения запаса влаги рассчитана по формуле

$$u_{гр} = 10 \Delta h \theta; \quad (3)$$

где $u_{гр}$ — изменение запасов влаги в толще грунтовых вод, мм; Δh — изменение уровня грунтовых вод за расчетный год, см; θ — удельная водоотдача.

Оказалось, что годовичное изменение влагозапаса в толще грунтовых вод составляет весьма небольшую величину (табл. 7): максимальное накопление влаги (28 мм) имело место во влажном 1968-69 г., максимальная сработка грунтовой емкости (77 мм) — в 1969-70 г. Эти величины в процентном выражении от суммы приходных статей составляют соответственно 2,1 и 6,6; в остальные годы объем воды, аккумулированной в грунтовых водах, не выше 1,5% суммы приходных статей.

В среднем за 1963—1970 гг. годовичное изменение запасов грунтовых вод составляет всего 4 мм. Столь малые величины члена $u_{гр}$ позволяют считать водный баланс старой зоны Голодной степи в среднем за рассматриваемые годы нейтральным, что также сви-

Таблица 7

Водный баланс старой зоны орошения Голодной степи (мм слоя)

Статья баланса	Год							
	1963-64	1964-65	1965-66	1966-67	1967-68	1968-69	1969-70	Среднее
Приход								
Атмосферные осадки . . .	360	242	244	298	338	667	283	347
Водоподача через КМК . . .	674	735	798	878	871	608	816	782
Водоподача насосами . . .	46	108	107	117	184	36	61	94
Всего	1080	1085	1149	1293	1393	1311	1160	1223
Расход								
Коллекторно-дренажный сток	257	215	281	311	414	427	398	329
Суммарное испарение . . .	876	853	856	863	871	879	859	865
Всего	1133	1068	1137	1174	1285	1306	1257	1193
Изменение запасов грун- товых вод								
Накопление	15			17	6	28		
Сработка		6	11					4
Невязка баланса	-68	23	23	102	102	-23	-77	34

детельствует о нормализации мелноративного состояния этой территории.

Результаты расчетов отдельных элементов водного баланса сведены в табл. 7. Из данных табл. 7 видно, что относительно большие невязки баланса (102 мм) имеют место в 1966-67 и 1967-68 гг. Однако и в эти годы они составляют менее 10% суммы приходных и расходных статей баланса. Выше уже высказывалась мысль, что причиной повышенных невязок в эти годы являлась неточность учета забора воды насосами (число работавших насосов в 1967 и 1968 гг. было максимально). Знакопеременный характер невязок баланса за последовательные годы указывает на отсутствие систематических погрешностей в учете отдельных статей баланса. Средняя за 1963—1970 гг. невязка составляет 34 мм, или 2,8% суммы приходных статей.

Таким образом, составление водного баланса зоны старого орошения Голодной степи показывает удовлетворительную точность учета его составляющих, в частности главных приходной и расходной статей — подачи воды через канал им. С. М. Кирова и суммарного испарения.

Последнее обстоятельство представляется нам особенно важ-

ным в методическом отношении: оно показывает, что расчет суммарного испарения как функции глубины залегания грунтовых вод дает удовлетворительные результаты. Поскольку этот метод физически обоснован, то рационально искать аналогичные связи и для других районов орошения. Простота и быстрота расчетов суммарного испарения с орошаемых территорий по этому способу выгодно отличает его от других методов, которыми в настоящее время ведется учет этой расходной статьи.¹

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Енгулатов И. А. Определение испарения грунтовых вод методом расчетов.— «Тр. САНИИРИ», 1965, вып. 28, с. 70—75.
2. Зубкова О. Е. К вопросу подпора грунтовых вод и подтопления территории Голодной степи в связи со строительством Большого Чардаринского водохранилища.— Тр. II Узбекистанского гидрогеол. совещания (2—9 апреля 1958 г.). Изд. АН УзССР, Ташкент, 1959, с. 83—89.
3. Крылов М. М. Гидрология Голодной степи.— Материалы по производительным силам Узбекистана, 1957, вып. 6. Изд. АН УзССР, Ташкент, с. 37—60.

¹ По мнению редакции, расчеты испарения по методу, основанному на лизиметрических данных, дают удовлетворительные результаты для обширных территорий при близком, слабо меняющемся по площади уровне грунтовых вод и удачно подобранных эмпирических коэффициентах. Метод неприменим для орошаемых земель с глубоким залеганием грунтовых вод, когда влажность зоны аэрации зависит в основном от водоподачи на поле. В публикуемой в настоящем сборнике статье Л. Н. Побережского разобраны недостатки этого приема и предложена более обоснованная методика определения испарения для мелиоративных и воднобалансовых расчетов. (Прим. ред.)

К ВОПРОСУ ОЦЕНКИ СТОКА, ФОРМИРУЮЩЕГОСЯ НИЖЕ ОПОРНЫХ ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ ПОСТОВ В БАССЕЙНЕ р. СЫРДАРЬИ

Гидрометрическая сеть в Средней Азии расположена таким образом, чтобы фиксировать весь сток, поступающий из зоны его формирования в зону рассеивания — при выходе рек из гор. Однако некоторая низкогорная область, где не ведутся наблюдения, также принимает участие в формировании стока либо ежегодно (в весенний период), либо эпизодически в годы повышенной увлажненности.

Равнинная территория в условиях аридного среднеазиатского климата является зоной рассеивания, а не формирования стока. Атмосферные осадки, выпадающие на ее поверхность, либо сразу же испаряются, либо фильтруются в зону аэрации и в грунтовые воды при близком их залегании от поверхности земли. При высоко организованном водном хозяйстве, когда орошаемая территория покрыта густой искусственной гидрографической сетью каналов, коллекторов и дрен, равнинная территория также может принимать участие в формировании стока в отдельные годы с обильным увлажнением.

Оценка поверхностных водных ресурсов ниже опорных гидропостов сводится к исследованию:

- 1) величины ежегодного стока с низкогорной части бассейна, формирующегося в основном в короткий весенний период;
- 2) эпизодического стока по искусственной гидрографической сети, формирующегося на равнинной территории в годы с исключительно обильным увлажнением.

Отсутствие надежных натурных наблюдений за стокоформирующими факторами в этих зонах, а также сколько-нибудь обоснованных методов расчета чрезвычайно осложняет поставленную задачу.

В связи с этим ниже делается попытка ориентировочной оценки водных ресурсов ниже опорных гидрологических постов на при-

мере Ферганской долины и Голодной степи. Поверхностные водные ресурсы Ферганской долины ниже опорных постов оцениваются в 22,5 м³/с, или 3% ресурсов, учтенных гидрометрически. Этот сток вследствие небольших высот водосбора концентрируется главным образом в один-два весенних месяца и только в годы, исключительно обильные по запасам снега, растягивается на более длительный период.

Колебание стока с этой площади с некоторым приближением можно считать синхронным со стоком соответствующих склонов, учтенным гидрометрическим путем.

В отдельные, особенно благоприятные годы весенний сток с низкорослой части Ферганской долины может быть значительным. В бассейне р. Сырдарьи такими годами были 1921 и 1969.

Рассмотрим метеорологические условия этих лет, приведшие к формированию выдающихся весенних паводков.

За 59 лет наблюдений (с 1914 г.) наибольшее количество осадков в Ферганской долине (среднее из показаний 16 метеостанций, расположенных ниже 1300 м) за октябрь — март было зарегистрировано в 1920-21 г. (502 мм), в 1953-54 г. (426 мм) и в 1968-69 г. (400 мм). Обеспеченности этих сумм в многолетнем ряду соответственно равны 1,4; 2,9; 4,5%.

Условия выпадения и накопления этих осадков были однако существенно различными. Это вытекает из анализа данных наблюдений по метеостанции Фергана.

Ноябрь 1920 г. характеризовался обильными снегопадами. Всего за месяц выпало около 155 мм осадков, в том числе 114 мм из них — в твердом виде. Однако эти осадки не смогли сформировать устойчивый снежный покров. С начала выпадения твердых осадков до конца месяца сумма положительных средних суточных температур составила 35,6°C. При коэффициенте стаивания 3 мм на 1°C ее достаточно, чтобы растопить подавляющую часть этих запасов снега (107 мм).

В декабре 1920 г. на метеостанции Фергана зафиксировано 277 мм осадков в виде снега. Средняя суточная температура воздуха в этом месяце не поднималась выше 0°C, при этом образовался устойчивый снежный покров.

Январь 1921 г. был холодным и сухим; при средней месячной температуре воздуха —4,9°C выпало всего 5,1 мм снега. В феврале температура воздуха достигала —16°C, а осадков выпало 22 мм. За период устойчивого залегания снежного покрова (17/XII—15/II) выпало 35 мм осадков, а сумма положительных температур в феврале составила 46°C. Таким образом, снег на равнине растаял уже в феврале.

В марте выпало 116 мм осадков (65 мм в виде снега). Но и этот снег не образовал устойчивого снежного покрова, так как похолодания сменялись оттепелями.

На станции Фергана в октябре — мае 1920-21 г. выпало исключительно большое количество осадков (407 мм), тогда как за период устойчивого снежного покрова (17/XII—15/II) их выпало все-

го 35 мм. Осадки эти растаяли в феврале и практически не дали стока на равнинной территории.

Если учесть, что в горах зимой температурный градиент равен $0,5^{\circ}\text{C}$ на 100 м, то на высоте 1300 м даже в самые теплые дни ноября (9—11/XI) температура была отрицательной. На высоте 1000 м сумма положительных средних суточных температур не превышала 9°C . Следовательно, уже на высоте 1000 м могла стоять лишь часть запасов снега и уже в начале ноября там образовался устойчивый снежный покров. Обильные запасы снега в низкогорной зоне способствовали формированию мощного паводка весной 1921 г.

Осень 1968 г. отличалась от осени 1920 г. сухостью: в октябре выпало 3,2 мм, а в ноябре 7 мм осадков в виде дождя. В декабре также шел дождь (39,6 мм). Лишь в конце декабря установилась устойчивая отрицательная температура воздуха и пошел снег. Значительные осадки (71,7 мм) в январе при отрицательной температуре воздуха ($-7,3^{\circ}\text{C}$) привели к формированию снежного покрова. В феврале сохранялась отрицательная температура и выпало еще 39,3 мм снега. Таким образом, за два месяца с отрицательными температурами на равнинной территории выпало 110 мм снега, в результате чего сформировался снежный покров.

В начале марта в связи с резким потеплением началось интенсивное снеготаяние, в период которого выпало еще 69 мм осадков. Эти условия способствовали формированию выдающегося паводка с равнинной территории.

Итак, метеорологические условия осени и зимы 1920-21 г. были таковы, что привели к формированию мощного паводка с низкогорной области.

В 1968-69 г., помимо низкогорной зоны, в формировании весеннего паводка приняла участие также и равнинная территория.

О величине стока, вызванного осадками, выпадающими ниже опорных гидрологических постов в отдельные годы и месяцы, можно судить лишь очень ориентировочно. Отсутствие достаточно надежных методов расчетов элементов водного баланса предгорной и низкогорной территории, значительные изъятия стока из рек даже в зимний и весенний периоды, развитие коллекторно-дренажной сети и рост возвратных вод в значительной степени осложняют оценку и без того чрезвычайно сложного процесса стокообразования на этой территории. Его количественная оценка без специально поставленных исследований может быть сугубо приближенной.

Наиболее вероятно формирование стока из равнинной и низкогорной части долины в марте, реже в апреле и феврале. В связи с этим проанализируем величины поверхностного притока в Ферганскую долину (сток, учтенный гидрометрически) и оттока из нее за период февраль — апрель.

В случае отсутствия водохозяйственного использования стока р. Сырдарьи (т. е. нет изъятий стока из реки и ее притоков и возвратов по коллекторно-дренажной сети) разность между оттоком из долины и притоком в нее представляла бы дополнительные вод-

ные ресурсы, сформированные ниже опорных постов, за вычетом части стока, аккумулированного в долине (разливы, болота и т. д.).

Весенний забор воды на орошение в начале 20-х годов не превышал, вероятно, $60 \text{ м}^3/\text{с}$, а в конце 60-х годов увеличился до $300\text{—}400 \text{ м}^3/\text{с}$ в марте и до $500 \text{ м}^3/\text{с}$ в апреле. Однако в исключительно многоводные годы, сопровождающиеся накоплением больших запасов влаги на равнинной территории, водозабор в каналы для весеннего орошения и промывок вряд ли имеет место. В такие

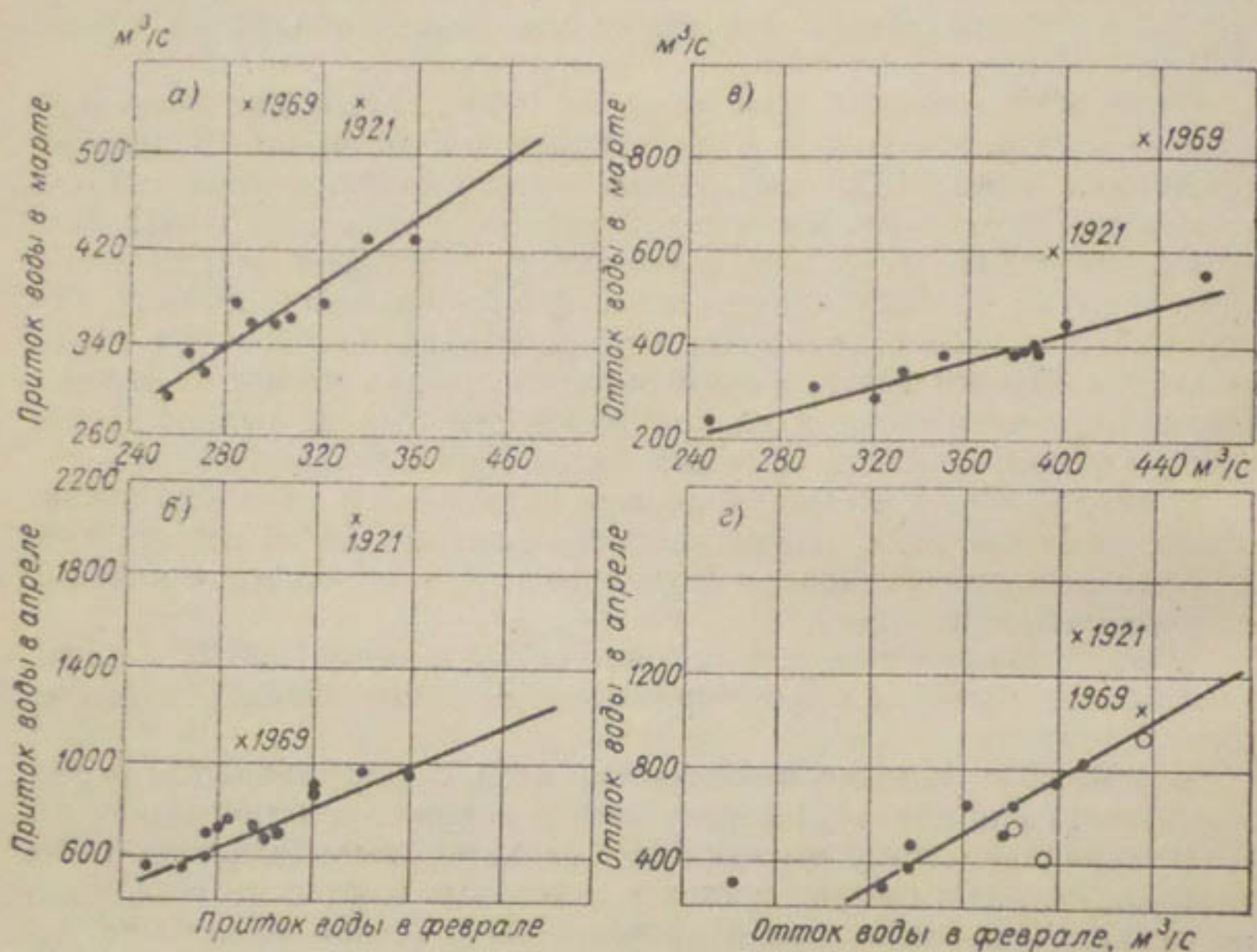


Рис. 1. Связь притока (а, б) в Ферганскую долину и оттока из нее (в, г) за смежные месяцы.

годы каналы служат скорее всего дополнительными артериями для пропуска паводковых вод. Кстати, в марте 1969 г. забор воды в каналы был более чем в 2 раза ниже обычного, а в апреле на $100 \text{ м}^3/\text{с}$ меньше. В дальнейших расчетах забор воды мы не учитываем и тем самым, возможно, несколько занижаем стокоформирующую роль осадков ниже опорных постов.

Для оценки исследуемой величины воспользуемся явлением гидрологической инерции, в силу которой сток смежных месяцев в однофазовые периоды находится в довольно тесной зависимости. Поскольку сток с интересующей нас площади формируется в весенний период, анализируется приток в долину (учтенный) и отток из нее за февраль — апрель.

На рис. 1 а приведена зависимость стока марта от стока февраля, осредненная по интервалам водности последнего, из которой видно, что сток марта 1921 и 1969 гг. значительно превышал средние мартовские расходы при соответствующем стоке февраля. При притоке в феврале 337 м³/с мартовский расход 1921 г. составил 544 м³/с, а средний за многолетие (1911—1970 гг.) — 410 м³/с; за весь период наблюдений в интервале февральских расходов 320—350 м³/с расходы марта колебались в пределах 360—440 м³/с.

В марте 1969 г. при более низком февральском стоке, чем в 1921 г., отмечался поверхностный приток в долину, равный 541 м³/с.

В диапазоне февральских расходов 280—300 м³/с и крайних значениях мартовских расходов в 304—395 м³/с, сток в марте 1969 г. был выше среднего почти на 200 м³/с.

Аналогично приток в апреле 1921 и 1969 гг. превысил средние многолетние значения в соответствующем диапазоне притока в феврале на 417 м³/с (1969 г.) и 1180 м³/с (1921 г.) (рис. 1 б).

Таблица 1

Оценка стока, сформированного ниже опорных гидрологических постов Ферганской долины

Приращение притока (оттока)	1921 г.		1969 г.	
	III	IV	III	IV
Приток (учтенный), м ³ /с	133	1180	198	417
Отток, м ³ /с	180	560	410	90
Разность между приращениями оттока и притока, м ³ /с	47	—620	112	—327
То же, в % от учтенного притока	8,6	30	20	30
Суммарный забор воды, % от учтенного притока	24*	11*	34	31

* Водозабор определен по 1939 г., что явно больше фактического.

Отток из Ферганской долины в марте 1921 и 1969 гг. и в апреле 1921 г. также существенно превышал средний, присущий соответствующим значениям стока февраля (рис. 1 в, г).

При февральском расходе в диапазоне 400—420 м³/с мартовский отток колебался в пределах 420—450 м³/с. Мартовский отток 1921 г. превысил среднее значение (около 425 м³/с) на 180 м³/с, а апрельский — на 560 м³/с.

В 1969 г. при февральском расходе 420—440 м³/с мартовский сток превысил среднее значение на 410 м³/с, а апрельский всего на 90 м³/с (т. е. не вышел за пределы случайного рассеивания).

Отклонение оттока марта 1969 г. и апреля 1921 г. от регрессионных значений (рис. 1 в, г), уменьшенное на прирост гидрометрически учтенного оттока, мы рассматриваем как ориентировочную оценку стока, сформировавшегося ниже опорных постов (табл. 1).

Итак, сток, сформировавшийся в пределах Ферганской долины ниже опорных постов (низкогорная и равнинная территория) в марте 1921 г., оценен ориентировочно в 47 м³/с, а в 1969 г. — 112 м³/с, что составляет около 9% учтенного притока марта 1921 г. и 20% — марта 1969 г.

В апреле 1921 и 1969 гг. проследить увеличение стока в Ферганской долине ниже опорных постов принятым способом не удается.

Затраты стока в пределах Ферганской долины в апреле 1921 г. составили 620 м³/с, причем не более 11% приходится на забор во-

Таблица 2

Температура воздуха и осадки в пунктах наблюдений в Голодной степи

Пункт	Сумма осадков за X—V, мм		Средняя температура воздуха, °С					
	норма	1968-69 г.	осень (X—XI)		зима (XII—II)		весна (III—V)	
			норма	1968-69 г.	норма	1968-69 г.	норма	1968-69 г.
Пахтазарал	288	651	8,4	9,0	—0,8	—8,2	14,0	13,5
Сырдарья	286	689	8,3	9,2	—0,8	—7,8	14,0	13,6
Акалтын	330	628	9,0	9,6	—0,3	—7,5	14,4	13,7
свх им. В. И. Ленина . .	318	628	8,6	9,4	—0,9	—8,5	13,8	13,3
Совхоз № 5	344	628	—	10,1	—	—6,2	—	13,7
Янгнер	—	630	—	11,5	—	—4,6	—	14,3

Примечание. Здесь и ниже суммы осадков приведены с поправками на смачивание и ветровой недоучет.

ды (даже если считать, что он полностью потерян для реки). Большая часть этих затрат связана с плохим мелиоративным состоянием территории в те годы и с огромными площадями разливов и заболоченных земель.

В 1969 г. апрельские затраты стока в Фергане составили 327 м³/с и в значительной степени определились забором воды в каналы. Если, однако, учесть, что при развитой коллекторно-дренажной сети часть стока, изъятая на орошение, возвращается в источник, то часть апрельских затрат связана с еще имеющимися место непроизводительными потерями.

Итак, анализ возможности формирования стока за счет осадков, выпадающих ниже опорных постов, проведенный на примере Ферганской долины, позволяет сделать следующие выводы.

В годы, исключительно благоприятные для формирования запасов снега на низкогорной и равнинной территории, возможно формирование значительного талого стока. Сток этот концентрируется в один весенний месяц (март) и составляет 10—20% гидрометрически учтенного стока, или 1,2% нормы годового притока в долину.

Повторяемость таких лет за период наблюдений составила один раз в 25 лет ($P \approx 4\%$).

По мере увеличения густоты искусственной гидрографической сети (при равных метеорологических условиях) вероятность формирования талого стока на равнинной территории Ферганской долины может увеличиться.

Исследование стокоформирующей роли атмосферных осадков на равнинной территории с развитой коллекторно-дренажной сетью проведено на примере исключительно многоводного 1969 г.

Таблица 3

Слой осадков, выпавших в Голодной степи
за октябрь—май 1968-69 г.

Пункт	Сумма осадков, мм		
	до установ- ления снеж- ного покро- ва	в период залегания снега	после схода снега
Янгнер	91,3	213	326
Совхоз № 5	97,2	204	327
Среднее по зоне нового орошения	94,2	208	326
Сырдарья	136	254	299
Пахта-Арал	144	279	227
Совхоз им. В. И. Ленина	120	259	248
Акалтын	136	220	273
Среднее по зоне старо- го орошения	134	253	262
Среднее для всей степи	114	231	294

в Голодной степи. Метеорологическую обстановку в степи с октября 1968 г. по май 1969 г. характеризуют данные табл. 2, из которой следует, что осадки за этот период превысили норму в 1,8—2,4 раза.

Зима 1968-69 г. отличалась исключительной суровостью. Температура воздуха (средняя за декабрь—февраль) была ниже нормы на 7°C , а отрицательная температура воздуха держалась устойчиво в течение января и февраля.

В результате сочетания обильных осадков с длительными периодами отрицательных температур воздуха образовался (3/1) снежный покров, который сохранялся до 8—10/III. Количество осадков, выпавших до установления снежного покрова, в период его залегания и после схода, характеризуют данные табл. 3.

В среднем по исследуемой территории за октябрь—май выпало 652 мм осадков.

Осадки, выпавшие осенью, в период положительных температур воздуха (114 мм), частично израсходовались на испарение¹, а частично — на пополнение запасов влаги в зоне аэрации. Грунтовые воды в этот период практически не реагировали на выпадение осадков (рис. 2).

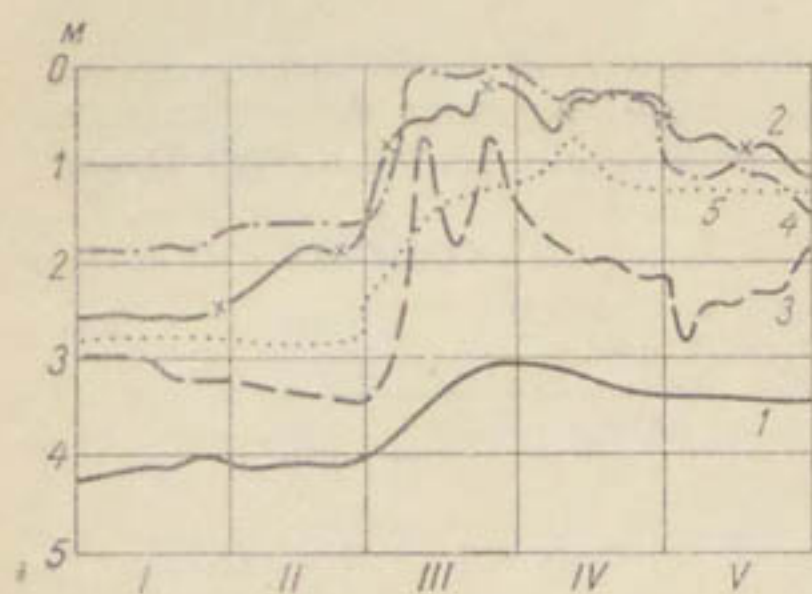


Рис. 2. Хронологический график колебания уровня грунтовых вод в Голодной степи за 1969 г.

1, 2—скважины расположены в зоне нового орошения; 3, 4, 5—в зоне старого орошения.

В виде снега (за период устойчивого залегания снежного покрова) выпало около 231 мм.

Наибольшее количество осадков выпало после схода снежного покрова, за период с 10/III по конец мая (табл. 4).

Поскольку испарение в апреле — мае существенно превышало сумму атмосферных осадков, можно предположить, что последние не участвовали в формировании стока. Это предположение подтверждается также колебанием уровня грунтовых вод в Голодной степи (рис. 2).

Установление положительных температур воздуха в начале марта привело к снеготаянию. Это вызвало быстрый подъем уровня грунтовых вод, который в некоторых районах Голодной степи поднялся до дневной поверхности.

Таблица 4

Месячные величины осадков и испарения весной 1969 г. в различных зонах освоения Голодной степи

	Старая зона			Новая зона		
	III	IV	V	III	IV	V
Сумма осадков, мм	98,7	74,5	88,4	137,8	95,8	92,5
Испарение, мм	(40)	100	149	(50)	118	152
Разность, мм	(58,7)	—25,4	—60,6	(87,8)	—22,2	—60,5

Высокие уровни грунтовых вод сохранялись в течение всего марта, несмотря на выклинивание их в коллекторно-дренажную сеть и испарение; лишь в апреле началась некоторая сработка

¹ Испарение (сумма за месяц) получено по графикам Ю. Н. Иванова.

грунтовых вод. Эти обстоятельства позволяют нам считать стокоформирующими осадки, выпавшие в виде снега и образовавшие устойчивый снежный покров (с начала января по 8—10 марта), и осадки, выпавшие в марте после схода снежного покрова на землю, насыщенную до наименьшей влагоемкости.

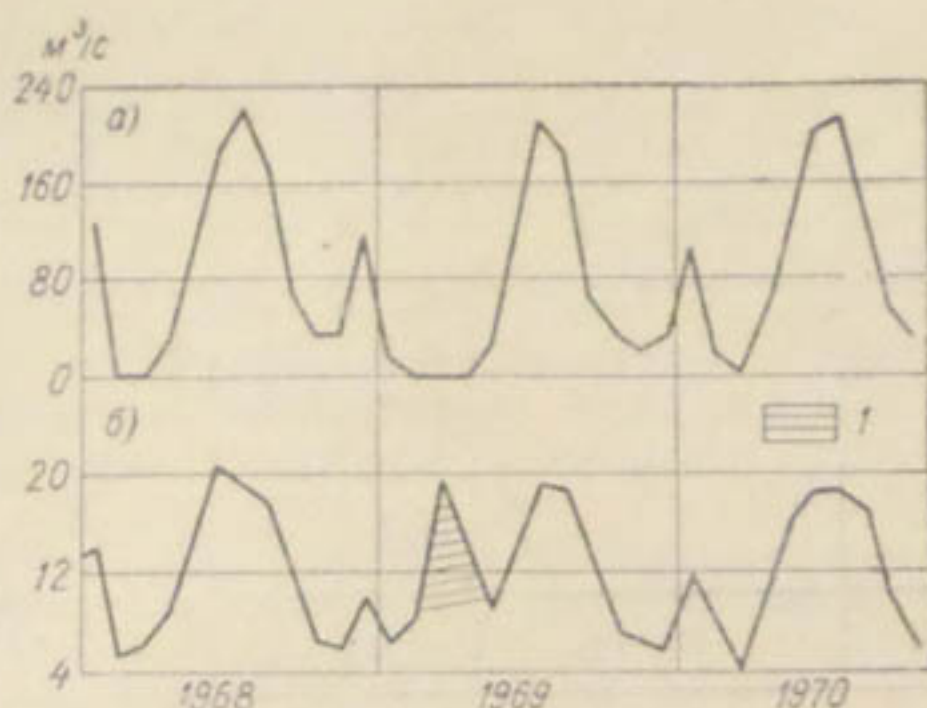


Рис. 3. Гидрографы водозабора в Кировский магистральный канал (а) и сброса по коллекторно-дренажной сети в Центральный Голодностепский коллектор из зоны старого орошения (б).

f — паводок, сформированный осадками на равнинной части степи.

Осадки, выпавшие в апреле — мае, несмотря на существенную их величину, вряд ли участвовали в процессе стокообразования из-за высоких температур воздуха и большого испарения, значительно превышавшего осадки (табл. 4).

Итак, слой атмосферных осадков, принимавших участие в формировании стока на коллекторах Голодной степи весной 1969 г., определен в размере 349 мм (346 мм в новой зоне и 352 мм в старой зоне).

О величине стока, сформированного этими осадками, можно судить по гидрографу стока в коллекторно-дренажной сети Голодной степи и забора воды в магистральные каналы (рис. 3). В отличие от предыдущих лет, когда гидрограф коллекторного стока был полностью синхронен с водозабором в каналы, сток в Арнасайское понижение и р. Сырдарью с марта по май 1969 г. не связан с забором воды. Паводок прошел при отсутствии воды в каналах (табл. 5).

Анализ данных табл. 5 показал следующее.

В феврале 1968 и 1969 гг. при одинаковом заборе воды в магистральные каналы сток по коллекторно-дренажной сети был примерно равным. В марте 1968 г. при заборе в $49 \text{ м}^3/\text{с}$ сброс по коллекторно-дренажной сети составил $29 \text{ м}^3/\text{с}$, в то время как

в 1969 г. при отсутствии забора — 99 м³/с. Аналогичная картина наблюдалась в апреле и частично в мае (табл. 5).

Сопоставление данных по стоку за март — май и осадков января — марта 1969 г. дает основание считать, что паводок, прошедший по коллекторной сети Голодной степи, вызван этими осадками.

Таблица 5

Величины заборов воды в каналы Голодной степи (y_v) и сбросов из нее по коллекторам (y_c) в 1967-68 и 1968-69 гг.

Год	Элемент	XI	XII	I	II	III	IV
1967-68	y_v	26,6	168	156	2,4	48,9	54,9
	y_c	29,2	55,4	74,4	35,1	29,2	36,1
1968-69	y_v	48,0	138	22,4	2,0	0,4	0
	y_c	82,2	54,2	36,4	32,3	99,8	62,2

Год	Элемент	V	VI	VII	VIII	IX	X
1967-68	y_v	187	372	448	384	121	49,8
	y_c	57,8	90,6	74,9	71,2	64,0	36,8
1968-69	y_v	33,9	274	416	381	130	50,9
	y_c	44,5	54,3	82,6	88,9	72,8	48,2

В табл. 6 приведен расчет стока, образованного осадками, выпавшими в январе — марте 1969 г.

Срезка базисного стока осуществлена по расходу месяца, предшествующего началу паводка (февраля), который в зоне нового орошения оказался равным 3,4 м³/с, а в зоне старого — 29 м³/с.

Таблица 6

Суммарный (y_c) и паводковый сток (y'_c) по коллекторной сети Голодной степи весной 1969 г., м³/с

Район	Элемент	II	III	IV	V
Зона старого орошения	y_c	28,9	85,2	48,9	34,8
	y'_c	0	56,3	20,0	5,9
Зона нового орошения	y_c	3,37	14,6	13,3	9,66
	y'_c	0	11,2	9,90	6,29
Вся территория Голодной степи (в пределах орошаемой зоны)	y_c	32,3	99,8	62,2	44,5
	y'_c	0	67,5	29,9	12,2

Объем паводка по коллекторной сети Голодной степи за март — май 1969 г. с учетом этих данных определен в размере 291 млн. м³, в том числе 219 млн. м³ из старой зоны и 72 млн. м³ из новой.

Объем паводка может оказаться несколько завышенным за счет такой простой срезки. Однако, на наш взгляд, такое допущение приемлемо при ориентировочных расчетах. Отток этот отнесен к площади, расположенной в пределах современного контура орошения. В 1968-69 г. в старой зоне Голодной степи орошалось 228 тыс. га, а в новой — 160 тыс. га. Если учесть, что коэффициент земельного использования в первой зоне составляет 0,75, а во второй 0,90, то площади в пределах контура орошения составляют соответственно 304 и 178 тыс. га. Тогда слой стока, сформировавшегося в старой зоне, будет равен 72 мм, а в новой — 41 мм. Коэффициенты стока будут соответственно равны 0,20 и 0,12. Столь заметная разница в коэффициентах стока этих двух зон определяется различной глубиной залегания грунтовых вод и степенью дренированности территории.

Естественно, что в зоне нового орошения при более глубоком залегании уровня грунтовых вод и меньшей дренированности территории меньшая часть осадков участвовала в формировании стока по сравнению со старой зоной. В целом по Голодной степи коэффициент стока паводка 1969 г. равен 0,17.

Паводок 1969 г., прошедший по коллекторам Голодной степи, сформировался в результате накопления к началу весны мощных запасов снега. Последнему обстоятельству способствовало большое количество осадков и длительная холодная зима.

Следует заметить, что в условиях развитого искусственного дренирования сток может сформироваться и в теплые влажные зимы или в зимы с обильными снегопадами, чередующимися с оттепелями. В этих случаях обильные осадки фильтруются до глубины залегания грунтовых вод, а затем попадают в дренажную сеть. Однако отсутствие экспериментальных исследований этих процессов затрудняет их количественную оценку.

Мы располагаем лишь фактом прохождения паводка на равнинной территории, сформированного в результате сочетания длительной зимы с обильными осадками.

Для оценки вероятности сочетания этих метеорологических условий проведен статистический анализ продолжительности периода с устойчивым снежным покровом (e) и сумм осадков (x) за этот период по трем метеостанциям (Фергана, Наманган, Ташкент) с наибольшими рядами наблюдений. Колебания рассматриваемых метеорологических элементов характеризуются высокой степенью синхронности. Теснота корреляционной связи нормализованных значений [1] этих элементов равна 0,80. Вследствие этого вероятности сочетания длительности периода залегания снежного покрова и сумм осадков не слишком отличаются от соответствующих безусловных вероятностей.

Рассматривая повторяемость величин e и x , можно заключить, что реализация столь редкого события связана в основном с вы-

падением экстремальной суммы осадков за время залегания устойчивого снежного покрова. Так, по станции Наманган наибольшая продолжительность периода залегания снежного покрова (105 суток) отмечена в зиму 1950-51 г. В 1968-69 г. она была существенно меньше (68 дней) и не очень отличалась от 1946-47 и 1956-57 гг. (соответственно 69 и 76 дней). По сумме же осадков за период устойчивого снежного покрова (165 мм) зима 1968-69 г. очень существенно отличалась от зимы 1950-51 г. (77 мм), зимы 1956-57 г. (73 мм) и зимы 1946-47 г. (38 мм).

Если ориентировочно оценивать повторяемость паводка по обеспеченности сумм осадков за период устойчивого снежного покрова, то получим общую для всех трех станций величину, равную 1%.

Таким образом, в среднем раз в 100 лет на равнинной территории создаются метеорологические условия, благоприятные для формирования паводков от снеготаяния. Условия прохождения таких паводков улучшаются по мере развития искусственной гидрографической сети.

В силу этого в будущем вероятность возникновения паводков будет несколько большей.

ВЫВОДЫ

1. В годы, исключительно благоприятные для формирования запасов снега на низкогорной и равнинной территории Ферганской долины, возможно формирование талого стока ниже опорных гидрологических постов. Сток этот концентрируется в марте и составляет 10—20% гидрометрически учтенного стока, или 1% нормы годового притока в долину. Повторяемость таких лет — один раз в 25 лет.

2. При высоко развитом уровне ведения водного хозяйства, когда вся орошаемая территория покрыта густой сетью коллекторов и дрен, зона рассеивания стока в отдельные периоды может превращаться в зону его формирования. Весной 1969 г. на территории Голодной степи сформировался паводок объемом 291 млн. м³ при коэффициенте стока 0,17. Обеспеченность такого паводка, оцененная по метеорологическим данным, составила 1%.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеев Г. А. Объективные методы выравнивания и нормализации корреляционных связей. Л., Гидрометеиздат, 1971. 363 с.

ОБ ИЗМЕНЕНИИ ОБЩЕЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ВОДЫ р. СЫРДАРЬИ В СВЯЗИ С РАЗВИТИЕМ ОРОШЕНИЯ В ЕЕ БАССЕЙНЕ

Задачи научного обоснования, использования и охраны водных ресурсов требуют углубленного изучения качества воды. Эта проблема особенно актуальна для регионов с напряженным современным и перспективным водохозяйственным балансом, каким является бассейн р. Сырдарьи. Число работ, посвященных изучению изменения минерализации воды среднеазиатских рек под влиянием орошения, относительно мало [3, 4, 5, 8]. Особо ценной из них является работа К. Л. Лазарева и других [8], где сделана попытка прогнозирования минерализации воды р. Сырдарьи в связи со строительством водохранилищ и орошением земель в ее бассейне. Количественные оценки, полученные в этой статье, основаны на малодостоверных и ориентировочных величинах минерализации возвратных вод, их доли в бытовом стоке реки и т. д. и нуждаются в уточнении. Однако вывод о доминирующей роли количества и минерализации возвратных вод в ожидаемых изменениях минерализации воды р. Сырдарьи, как будет показано ниже, полностью подтвердился. Подробная физико-химическая характеристика воды р. Сырдарьи дана в работах Б. А. Беремжанова, А. И. Ибрагимова и М. А. Ибрагимовой [4, 5]. Ими также затронуты вопросы влияния орошения на общую минерализацию воды и основное внимание уделено метаморфизации состава воды, ее классу и типу, содержанию микроэлементов, карбонатно-кальциевому равновесию. Результаты, полученные в этих работах, необходимо дополнить четкими количественными соотношениями между изменениями гидрохимического режима р. Сырдарьи, количеством и качеством возвратных вод.

В перечисленных работах исследование рассматриваемого вопроса проводится с позиций гидрохимической науки. Особенности водного режима, гидрологические характеристики и показатели ирригационного использования воды применяются недостаточно.

Хотя несомненны преимущества комплексного рассмотрения этой сложной проблемы, полезными представляются и результаты чисто гидрологического анализа, оформленные в виде инженерных расчетов и прогнозов общей минерализации и содержания отдельных компонент. Из упомянутых выше работ известно, что по мере увеличения отъема стока из реки для нужд орошения и сброса в нее коллекторно-дренажных вод доля последних в стоке реки возрастает, что сопровождается повышением общей минерализации, изменением качественного состава, увеличением выноса микроэлементов и т. д. Из широкого круга возникающих при этом вопросов в данной статье рассмотрено лишь изменение общей минерализации в области формирования стока и в области его «рассеивания».

Последние понятия, введенные В. Л. Шульцем [13], показывают коренные различия гидрологических функций горной и равнинной территории Средней Азии.

Использованные материалы

Первые сведения о минерализации воды в реке относятся в 1911—1913 гг., когда отбор проб проводился ежемесячно. Затем наблюдения не проводились вплоть до конца 30-х годов и в последующие годы велись весьма нерегулярно.

Таблица 1

Количество проб, отобранных для определения химического состава воды р. Сырдарьи

Река	Створ	Период					Всего
		1911— 1913 гг.	1931— 1940 гг.	1941— 1950 гг.	1951— 1960 гг.	1961— 1970 гг.	
Нарын	Учкурган	31	18	20	97	49	215
Карадарья	Кампыррават	—	18	16	54	57	145
Сырдарья	Каль	—	13	49	109	60	231
"	Акджар	—	—	—	36	46	82
"	Кзылкишлак	—	—	—	51	28	79
"	Бекабад	33	44	50	2	30	159
"	Надеждинский	—	—	—	66	—	66
"	Чиназ	—	—	—	—	62	62
"	Кокбулак	—	20	36	6	—	62
"	Тюмень-Арык	—	5	—	51	19	75
"	Казалинск	20	3	17	80	33	153
	Всего	84	121	188	552	384	1328

В 1911—1913 гг. химический состав в реке изучался в четырех створах, в 40-х годах их число возросло до шести, а в последующих десятилетиях до девяти.

Наибольшее число проб было отобрано в 50-х годах, после чего их количество сократилось в отдельных створах до 4—5 в год (табл. 1). При критическом анализе результаты некоторых проб были забракованы.

Для решения поставленной задачи интересно проследить изменение минерализации в створе Бекабад, замыкающем Ферганскую долину, и створе Кокбулак, замыкающем среднее течение реки, в пределах которого находятся основные водопотребители — Голодная степь и Чирчик-Ахангаран-Келесский ирригационный район (ЧАКИР).

К сожалению, в 1951—1960 гг. в створе Бекабад и в 1951—1970 гг. в створе Кокбулак наблюдения не велись. Вследствие этого с некоторым допущением в дальнейшем мы вынуждены вместо створа Бекабад принимать створ Надеждинский, а вместо створа Кокбулак принимать створ Тюмень-Арык. И в том и в другом случаях сбросы в реку на этих участках отсутствовали, а имелся лишь забор воды из реки.

Режим общей минерализации воды в области формирования стока

В пределах горной территории, где формируется сток всех рек Средней Азии, в том числе р. Сырдарьи, использование водных ресурсов и хозяйственная деятельность развиты очень слабо. Размеры орошаемых площадей, заборов воды из реки и сбросов здесь ничтожны, поэтому нет оснований предполагать заметных изменений минерализации. Это положение подтверждается при анализе расположения точек в координатном поле $\sum_{ii} = f(Q)$ для двух основных составляющих р. Сырдарьи — Нарын (п. Учкурган) и Карадарьи (п. Кампыррават), — которые рассматриваются как индикаторы гидрохимического режима горной области. Пример таких кривых приведен на рис. 1.

Эмпирические точки за различные десятилетия осреднены по интервалам расходов с шагом $50 \text{ м}^3/\text{с}$. Следует отметить лишь пониженные значения общей минерализации воды, соответствующие периоду 1911—1913 гг. Последнее обстоятельство, по-видимому, связано со спецификой производства наблюдений в тот период: ежедневный отбор проб и их смешение с последующей обработкой осредненной пробы в конце месяца.

Примененное на рис. 1 осреднение суммы ионов по интервалам водности удобно для оценки тренда в многолетнем разрезе, но многие важные черты гидрохимического режима при этом теряются. Для их выявления, оценки точности зависимостей и проверки возможности применения осреднения за десятилетия анализировались связи $\sum_{ii} = f(Q)$ для различных фаз режима лет разной водности. Необходимость учета этих особенностей отмечена

О. А. Алекиным [2], М. А. Буркальцевой [6] при анализе гидрохимического режима двух притоков Карадарьи — рек Чангетсу и Ясы за период 1956—1961 гг. и в ряде других работ [12].

Следуя Буркальцевой [6], в зависимости от обеспеченности среднегодового расхода воды ($P_{\bar{Q}}$) выделены годы повышенной ($P_{\bar{Q}} < 25\%$), средней ($25\% < P_{\bar{Q}} < 75\%$) и пониженной водности ($P_{\bar{Q}} > 75\%$). Существенными оказались также различия в общей минерализации воды для двух периодов: подъема половодья (апрель — июнь), а также его спада (июль — сентябрь) и межени

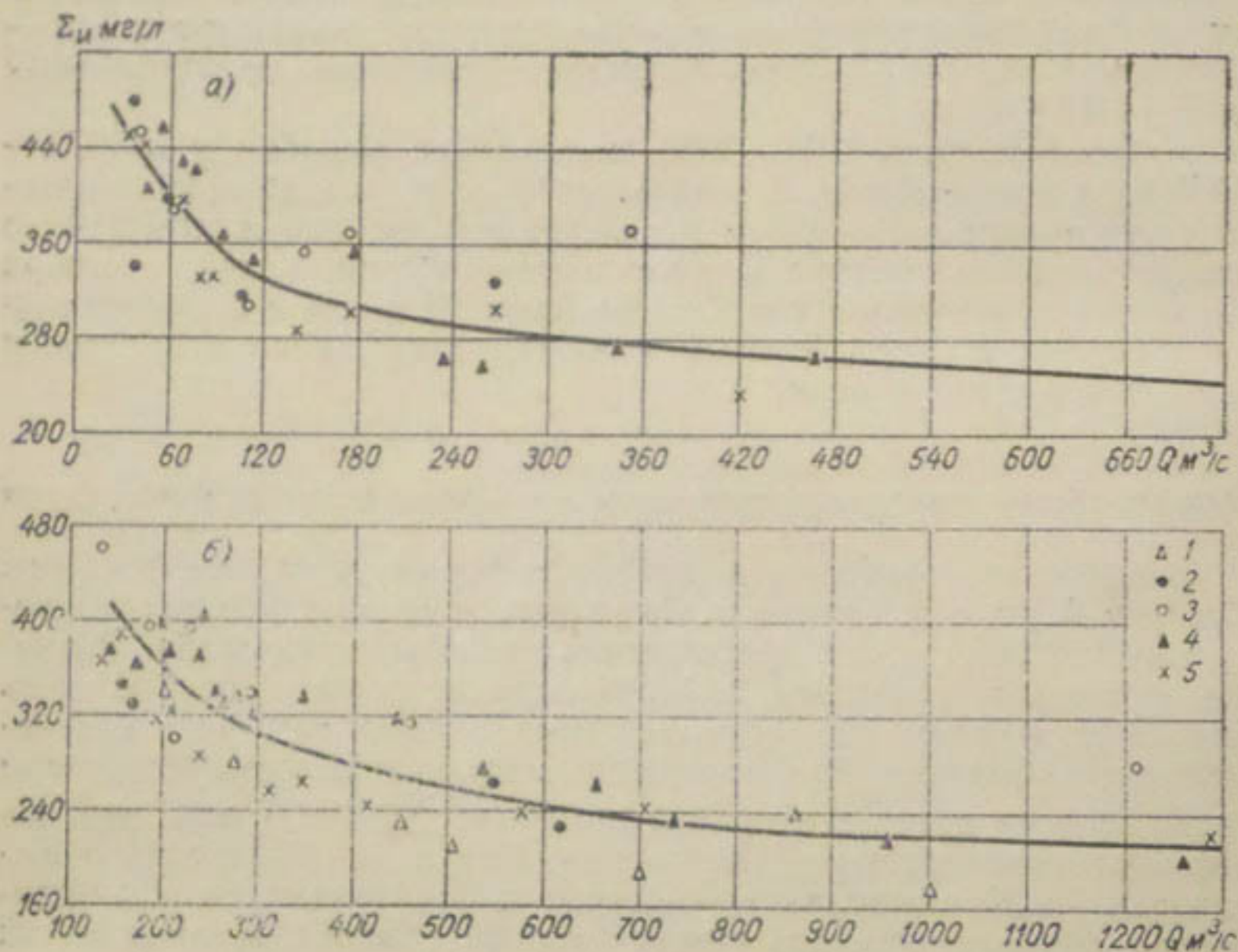


Рис. 1. Зависимость минерализации воды от расхода воды.

а — Карадарья (Кампыррават), б — Нарын (Учкурган); 1 — 1911—1913 гг., 2 — 1937—1940 гг., 3 — 1941—1943, 1950 гг., 4 — 1951—1960 гг., 5 — 1961—1970 гг.

(октябрь — март). Поскольку зависимости $\Sigma_{и} = f(Q)$ являются нелинейными, для получения уравнений регрессии и оценки тесноты зависимостей между переменными использована методика выравнивания и нормализации нелинейных монотонных зависимостей, разработанная Г. А. Алексеевым. Подробное описание ее с рекомендациями по практическому применению дано в работе [1]. Общий вид уравнения однофакторной нормализованной регрессии таков:

$$u(\Sigma_{и}) = r_{u(\Sigma_{и})u(Q)} u(Q), \quad (1)$$

где $r_{u(\Sigma_{и})u(Q)}$ — коэффициент корреляции нормализованных величин расходов $u(Q)$ и общей минерализации $u(\Sigma_{и})$.

Для перехода от нормализованных к исходным значениям переменных используются графики связи этих величин вида $u(Q) = f(Q)$. Пользуясь этими графиками и уравнением (1), можно определить координаты эмпирической зависимости $\Sigma_n = f(Q)$. Примеры таких зависимостей даны на рис. 2. Важно отметить, что значения $r_{u(\Sigma_n)u(Q)}^2$ характеризуют долю общей изменчивости минерализации, объясняемую колебаниями водности реки. Пользуясь методикой Алексеева, можно не только построить нелинейную зависимость между аргументами, но и описать степень рассеивания эмпирических точек относительно линии регрессии. Для этой цели используются дисперсия уравнения нормализованной регрес-

Таблица 2
Значения коэффициентов корреляции
нормализованных значений расходов и общей
минерализации

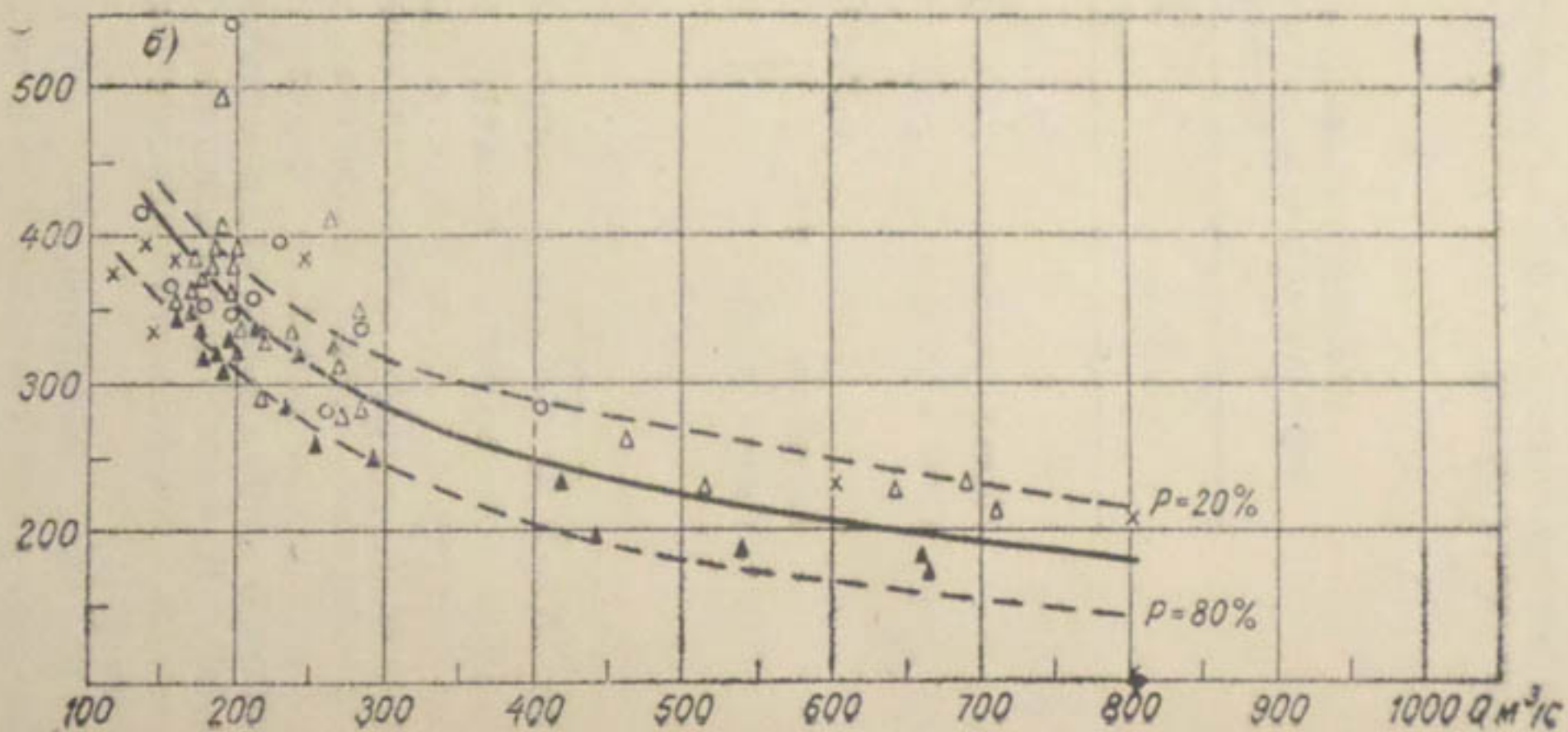
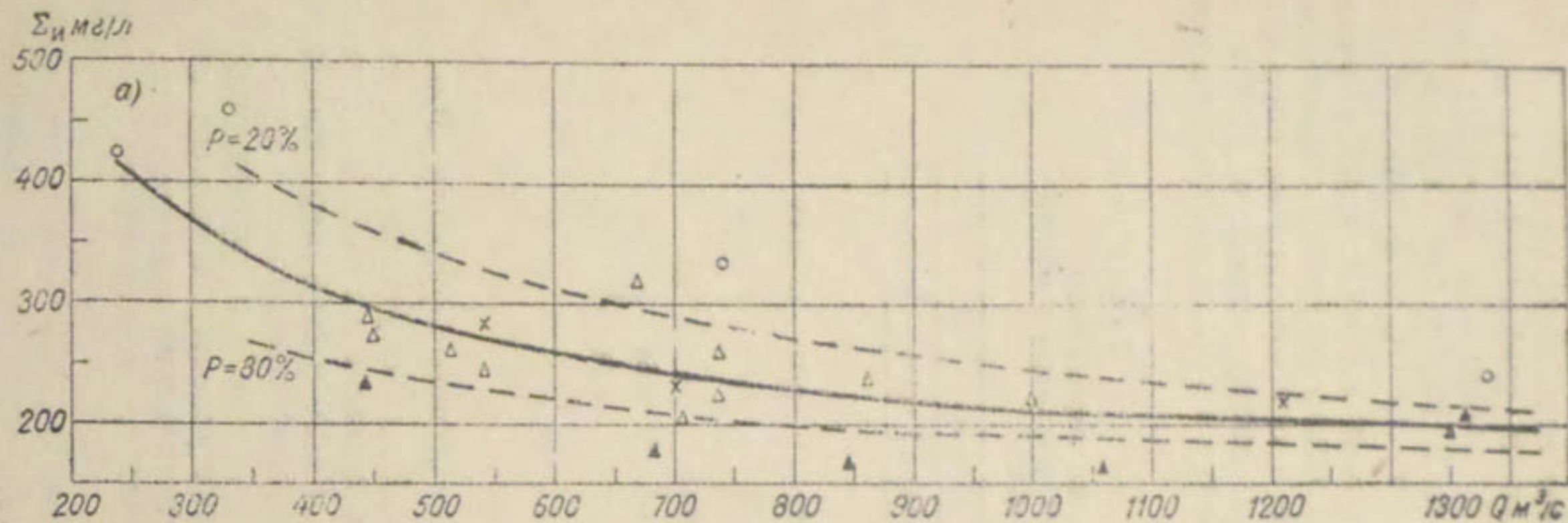
Фазы режима	Водность года		
	многоводный	средний	маловодный
р. Нарын			
Подъем половодья . . .	0,62	0,78	0,42
Спад и межень . . .	0,76	0,85	0,83
р. Карадарья			
Подъем половодья . . .	0,64	0,64	0,54
Спад и межень . . .	0,83	0,75	0,72

сии $S = \sqrt{1 - r_{u(\Sigma_n)u(Q)}^2}$ и известные таблицы функции Лапласа, которые позволяют провести границы случайного рассеивания различной обеспеченности. Для примера на рис. 2 нанесены кривые $\Sigma_n = f(Q)$, соответствующие $P = 20$ и 80% вероятности превышения. Резкое отклонение эмпирических точек за границы случайного рассеивания свидетельствует либо о грубых ошибках, либо об аномальных гидрохимических условиях в момент взятия пробы. Важность исследования статистических характеристик временной изменчивости гидрохимических элементов отмечена в работе [7].

В табл. 2 приведены значения $r_{u(\Sigma_n)u(Q)}$ для выделенных фаз лет разной водности, а в табл. 3 — координаты эмпирических кривых $\Sigma_n = f(Q)$.

Период спада и межени характеризуется большей теснотой зависимости Σ_n от водоносности по сравнению с подъемом половодья. В этот период более половины изменчивости общей минерализации объясняется изменчивостью расходов воды ($r^2 = 0,52 - 0,72$).

Относительно высокая точность зависимостей $\Sigma_n = f(Q)$ в этот



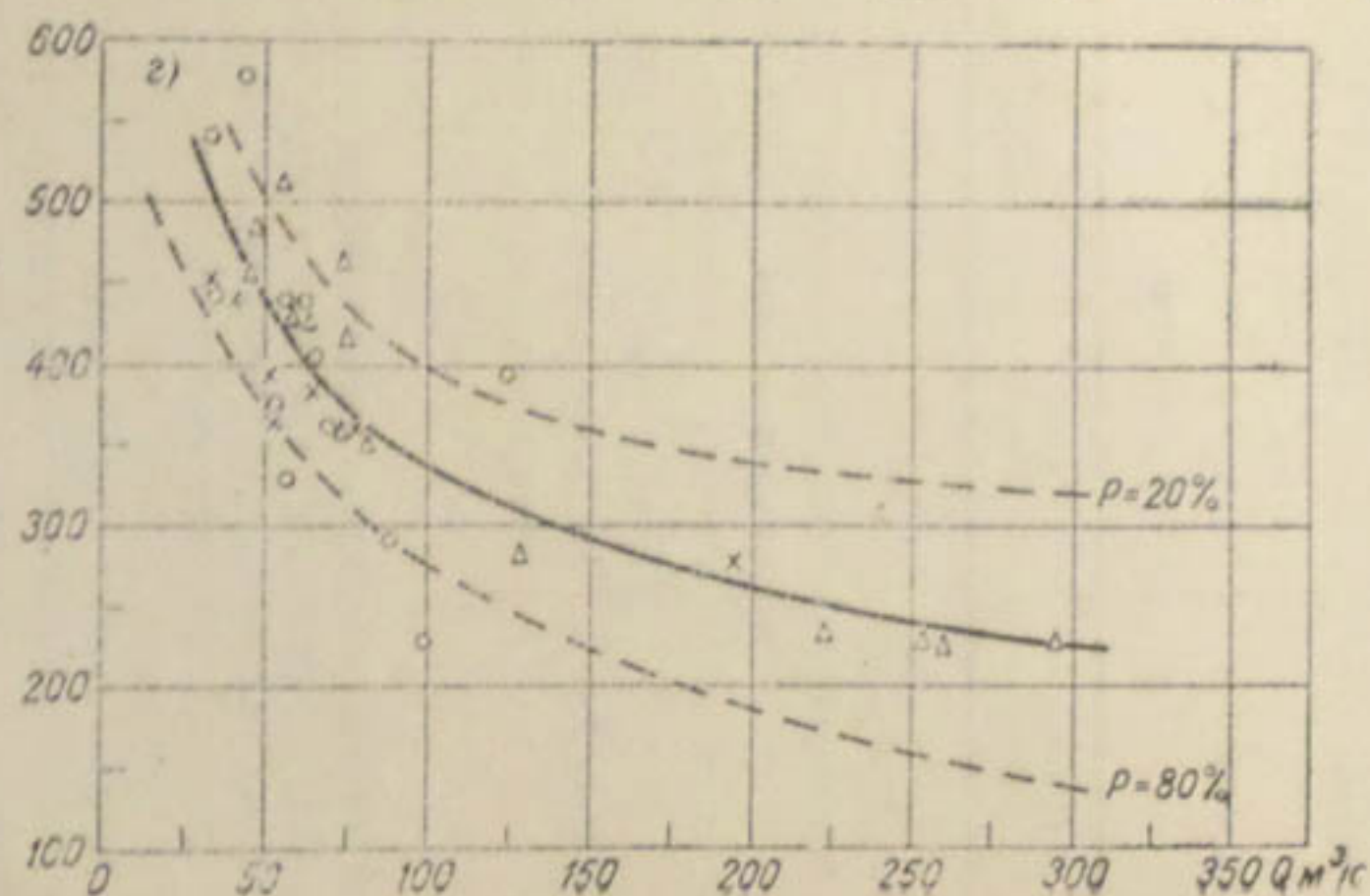
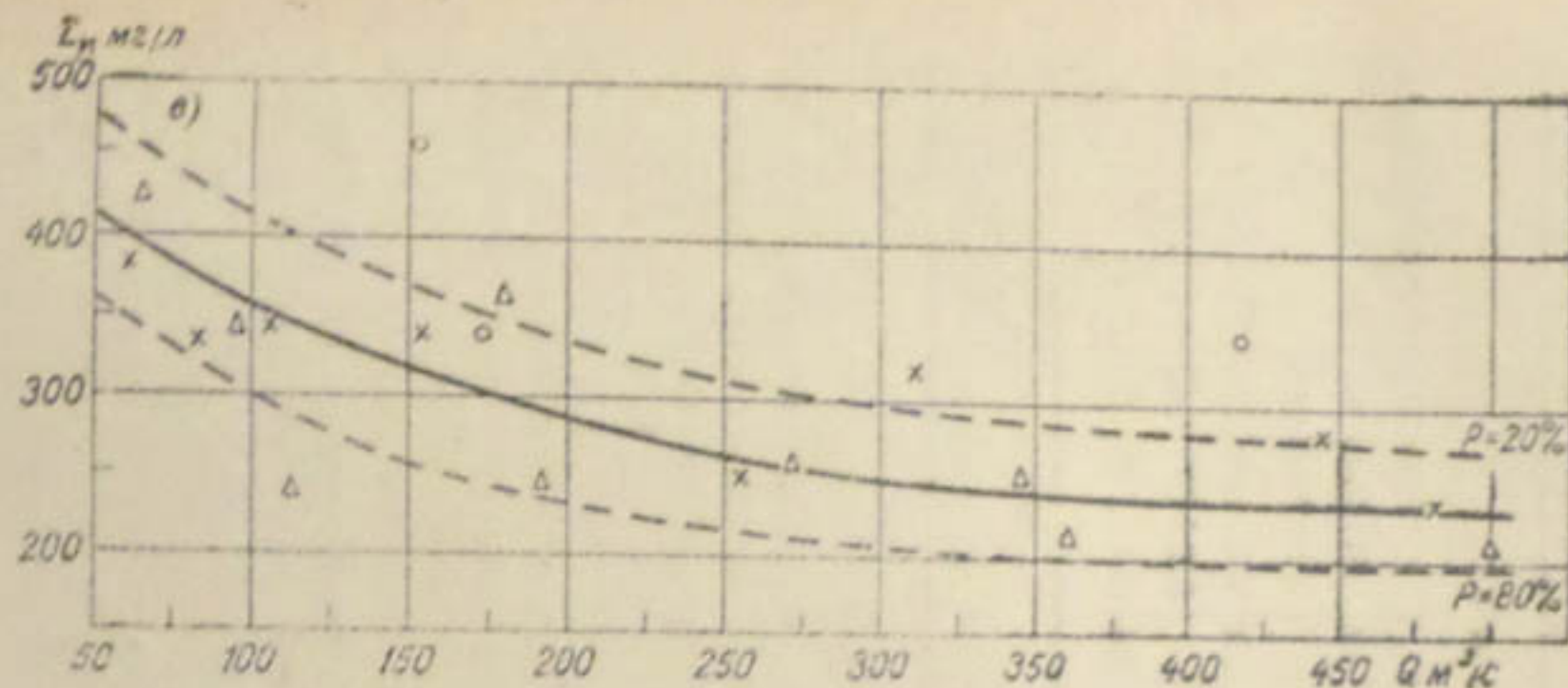


Рис. 2. Зависимость общей минерализации воды от расхода воды для разных фаз водного режима лет средней водности.

- ▲ 1
- 2
- 3
- △ 4
- × 5

р. Нарын (Учкурган): а — подъем половодья; б — спад и межень; Карадарья (Кампыррават): в — подъем половодья; г — спад и межень; 1 — 1911—1913 гг., 2 — 1937—1940 гг., 3 — 1941, 1943, 1950 гг., 4 — 1951—1960 гг., 5 — 1961—1970 гг.

период обусловлена отсутствием дождевых паводков и большой долей участия в стоке рек устойчивого грунтового питания. На подъеме половодья условия формирования гидрохимического режима рассматриваемых водотоков сложнее. Уровень случайности здесь существенно больше за счет прохождения дождевых паводков, разновременности поступления водных масс с различных частей водосбора. Изменчивостью водоносности в эту фазу объясняет-

Таблица 3

Координаты кривых $\Sigma_{\text{и}}=f(Q)$ для различных фаз водного режима лет разной водности

Водность года	Фазы водного режима	$Q \text{ м}^3/\text{с}$										
		30	50	100	150	200	300	500	700	1000	1500	1800
р. Нарын — Учкурган ($\Sigma_{\text{и}}$ мг/л)												
Многоводные	Подъем половодья						550	315	255	220	200	196
	Спад и межень			445	398	360	324	284	258	237		
Средние	Подъем половодья					533	375	280	240	212	171	
	Спад и межень				380	345	280	230	206			
Маловодные	Подъем половодья					325	295	260	242	232		
	Спад и межень				366	304	248	229	224			

Водность года	Фазы режима	Q м³/с										
		40	60	80	100	120	180	240	300	400	500	600
р. Карадарья — п. Кампыррават												
Многоводные	Подъем половодья			423	404	390	351	320	295	264	250	243
	Спад и межень	510	456	404	364	334	300	288	282	272	264	260
Средние	Подъем половодья	432	406	386	366	348	300	268	250	239	231	
	Спад и межень	480	400	358	336	318	276	247	228			
Маловодные	Подъем половодья		350	340	330	325	300	285	270			
	Спад и межень	450	380	336	311	292	252					

ся менее половины изменчивости общей минерализации ($r^2=0,16—0,42$), кроме лет средней водности по р. Нарын). Строго говоря, в этих условиях однофакторная зависимость $\Sigma_{\text{и}}=f(Q)$ не является расчетной, так как основные естественные причины, определяющие изменчивость общей минерализации, остаются неизвестными. Это обстоятельство свидетельствует о необходимости более углубленного изучения гидрохимического режима области формирования стока рек Средней Азии. В частности, видимо, принятое нами и в предшествующих работах [2, 6] деление на три группы водности лет недостаточно. Так, общая минерализация воды и со-

держание отдельных ионов на подъеме половодья в экстремальные по водности годы — 1953 и 1969 — ($P\bar{Q}_{\text{ср. год}} \approx 1\% - 5\%$) существенно превышают осредненные значения по кривым $\Sigma_{\text{и}} = f(Q)$ для лет повышенной водности. Однако более детальному анализу влияния степени водоносности на минерализацию воды препятствует ограниченность исходных данных и тем самым невозможность подсчетов ионного стока за конкретные интервалы времени, продолжительностью менее года, особенно при принятой в последние годы частоте отбора проб (5—8 раз в год).

Таблица 4

Минерализация воды р. Нарын (мг/л), рассчитанная по осредненной за многолетие кривой $\Sigma_{\text{и}} = f(Q)$ (I способ) и по частным кривым $\Sigma_{\text{и}} = f(Q)$ для различных фаз водного режима лет разной водности (II способ)

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	По- ло- водье	Ме- же- нь	Год
$\Sigma_{\text{иI}}$	400	402	376	306	249	233	238	264	316	337	344	380			
$\Sigma_{\text{иII}}$	392	380	357	341	254	229	220	237	292	319	326	361	247	349	271
$\Sigma_{\text{иI}} - \Sigma_{\text{иII}}$	-8	-22	-19	+35	+5	-4	-18	-27	-24	-18	-18	-19			

Отличия в общей минерализации воды в разные фазы водного режима лет различной водности достаточно существенны (табл. 3). Максимум минерализации на подъеме половодья наблюдается в многоводные годы, минимум — в маловодные (при равных расходах). Минерализация воды лет средней водности занимает промежуточное положение. Аналогичное соотношение характерно для фазы спада и межени. Особенно высокой минерализацией отличаются расходы воды в начале половодья многоводных лет. По-видимому, в этот период, как отмечалось и Буркальцевой [6], происходит вымывание солей, накопленных в почво-грунтовой толще низкогорной зоны.

При больших расходах различия в сумме ионов на подъеме и спаде половодья, естественно, стираются.

Поскольку целью данной работы является изучение направленности изменения в многолетии (тренда) минерализации речной воды, учет фазовых различий необходим лишь в том случае, если использование осредненной кривой (рис. 1) значительно искажает этот тренд. Однако среднее за десятилетие внутригодовое распределение минерализации воды р. Нарын, рассчитанное по осредненной кривой (I способ), и с учетом фаз стока и степени водности каждого года десятилетки (II способ) близки (табл. 4), и необходимость в применении II способа для нашей задачи отпадает.

Очевидно, что при решении гидрохимических задач для интер-

валов времени, меньших 5—10 лет, учет степени водности и фаз водного режима становится необходимым.

Вывод об отсутствии тренда в многолетних колебаниях среднегодовой минерализации воды в области формирования стока позволяет считать наиболее перспективной моделью для описания колебаний стационарный случайный процесс.

Способы подсчета общей минерализации и некоторые черты ее режима в области «рассеивания» стока

Установленные выше фазовые различия $\Sigma_{\text{и}}$ речной воды горной территории необходимы для уточнения методики расчетов минерализации в области рассеивания стока, где гидрохимический режим формируется как под влиянием естественных, природных условий, так и под воздействием антропогенных факторов, в первую очередь орошения и мелиорации. Очевидно, что вниз по течению реки вклад первых уменьшается; хозяйственная же деятельность становится определяющей для гидрохимического режима реки и его показателей.

Совместное воздействие природных и антропогенных факторов на минерализацию речной воды в области рассеивания приводит кособой сложности гидрохимического режима, полноценное исследование которого еще в большей степени, чем для горной территории, осложняется крайней скудностью исходных данных.

Изменение общей минерализации анализировалось в четырех створах на р. Сырдарье: Каль — центр Ферганской долины, Бекабад — замыкающий створ этой долины, Кокбулак — важнейший створ, замыкающий среднее течение реки, и Казалинск — нижнее течение. К этим створам приурочены основные водохозяйственные расчеты. Показатели комплекса водохозяйственных мероприятий (размер орошаемых площадей, густота коллекторно-дренажной сети, водозабор и т. д.) на площади, замыкаемой каждым створом, существенно различны. Эти различия минимальны в начале исследуемого периода и достигают максимума в конце его.

Сток р. Сырдарьи регулируется рядом водохранилищ, крупнейшие из которых Кайраккумское (введено в эксплуатацию в 1957 г.) и Чардаринское (1967 г.) осуществляют сезонное регулирование. Заканчивается строительство Чарвакского водохранилища на р. Чирчик, строящегося для многолетнего регулирования стока этого крупнейшего притока р. Сырдарьи.

Данные по минерализации воды в каждом створе объединялись за ряд лет, аналогично I способу при расчетах по рекам Нарын и Карадарье, с последующим осреднением $\Sigma_{\text{и}}$ по интервалам водности без учета фаз режима. Этот прием, как было показано выше для р. Нарын с естественным гидрохимическим режимом, позволяет выявить общую направленность изменения минерализации воды в многолетии. При этом, естественно, теряются некото-

рые интересные особенности режима и возможности оценки изменчивости минерализации и ее точности.

На рис. 3 приведены средняя многолетняя кривая $\Sigma_{и} = f(Q)$ для р. Нарын, зависимости минерализации воды от расходов в створе Бекабад и связь между $\Sigma_{и}$ в этих створах за разные периоды при одинаковой водности. Такой соосный график удобен для оценки многолетних изменений минерализации в двух створах. На

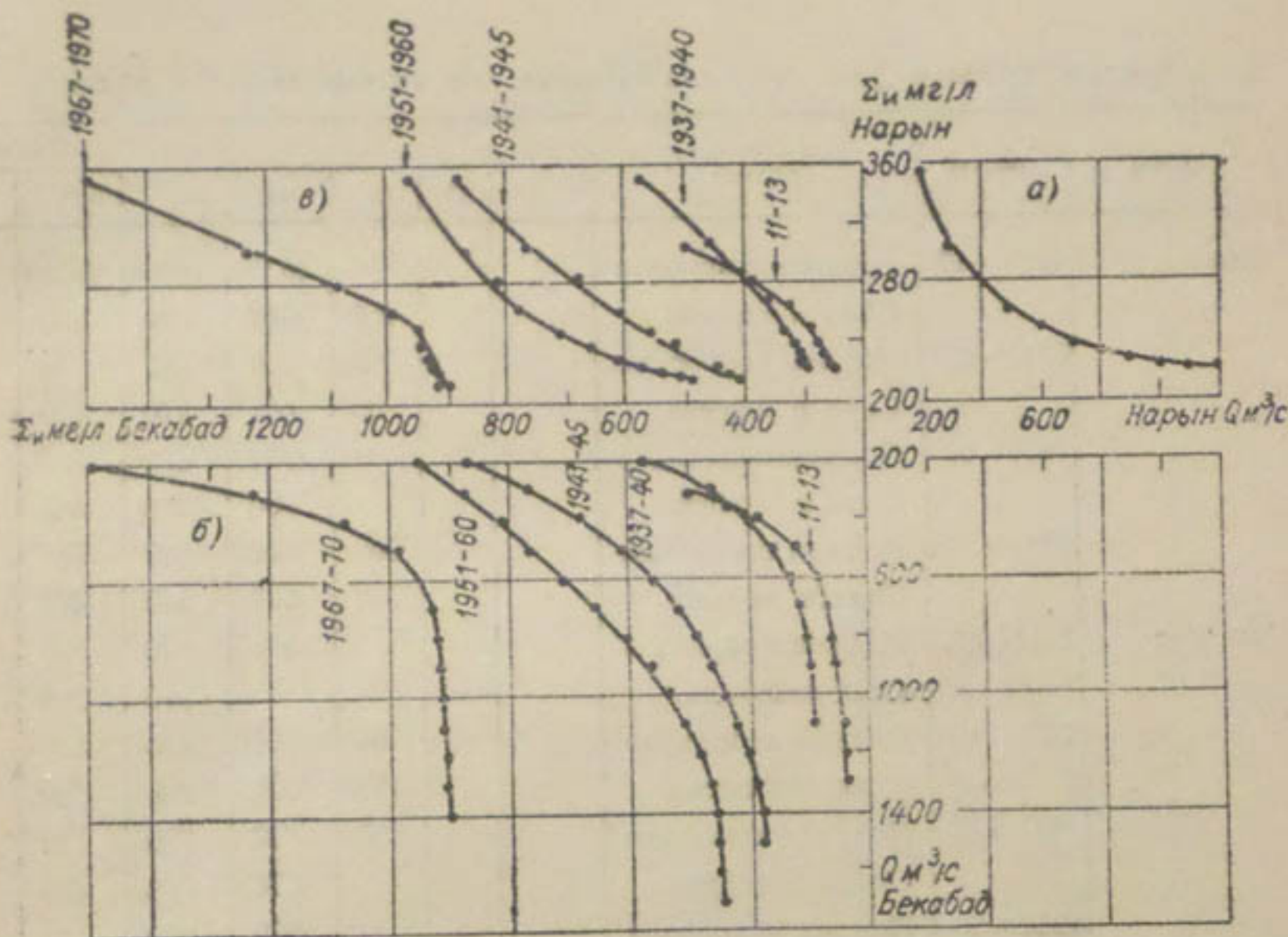


Рис. 3. Осредненные зависимости $\Sigma_{и} = f(Q)$ для р. Нарын (Учкурган) (а), р. Сырдарьи (Бекабад) (б) и связи между минерализацией воды в этих створах при равных расходах (в).

рис. 3 видно, что при неизменной в многолетии минерализации речной воды в горах (области формирования речного стока), в области рассеивания стока (створ Бекабад), минерализация воды, непрерывно нарастая во времени, увеличилась в три раза (с 320 мг/л в 1911—1913 гг. до 970 мг/л в 1967—1970 гг.) при $Q = 540$ м³/с. Последняя величина соответствует норме стока р. Сырдарьи (г. Бекабад) до начала массового развития орошения (1930—1940 гг.).

Таким образом, в многолетнем ходе минерализации воды в области рассеивания стока наблюдается четкий временной тренд; нарастание во времени минерализации здесь связано прежде всего

с увеличением заборов воды и доли возвратных вод в бытовом стоке реки [8], а также с трансформацией водных масс в водохранилищах. Для уточнения расчетов полезно выяснить, в какой мере сохраняются и изменяются в этой области закономерности гидрохимического режима, свойственные горной территории.

Анализ расположения точек на графиках связи измеренных, а не осредненных за ряд лет сумм ионов и расходов воды показы-

Координаты кривых $\Sigma_{\text{и}} = f(Q)$ для створов, расположенных в области

Створ	Период	Фаза водного режима	Q м³/с					
			100	150	200	300	400	500
Каль	1938—40	Подъем половодья				(575)	(500)	(425)
		Спад и межень			450	380	330	295
	1941—45	Подъем половодья			690	630	675	530
		Спад и межень			760	550	470	420
	1951—60	Подъем половодья				790	675	585
		Спад и межень				785	640	545
	1961—70	Подъем половодья			800	700	625	555
		Спад и межень			1040	695	545	475
Бекабад	1911—13	Подъем половодья				495	440	395
		Спад половодья					370	295
	1937—40	Подъем половодья			605	490	420	380
		Спад половодья			450	395	350	320
	1941—45	Подъем половодья			950	870	790	730
		Спад половодья				675	525	450
	1952—60	Подъем половодья				1070	850	795
		Спад половодья		935	865	740	650	585
Кокбулак	1938—40	Подъем половодья	(630)		(550)	500	460	420
		Спад половодья	(625)		(510)	(430)	(370)	(340)
	1941—45	Подъем половодья			760	715	680	650
		Спад половодья	(850)		760	670	600	540
	1950—60	Подъем половодья				1000	880	790
		Спад половодья						
	1961—62, 1967, 1970	Подъем половодья			1300	1200	1125	1050
		Спад половодья	(1320)		1210	1090	980	900
Казалинск	1911—13	Подъем половодья						(530)
		Спад половодья					425	330

вает, что различия в минерализации воды на подъеме и спаде по-
 ловодья ранее (1911—1913 гг.) наблюдались по всей длине реки
 (табл. 5). В последующие периоды в низовьях р. Сырдарьи эти
 различия нивелируются, однако в верхнем (Каль) и среднем (Бе-
 кабад, Кокбулак) течении сохраняются до настоящего времени.
 В нижнем течении, где степень ирригационно-мелиоративной транс-
 формации естественного гидрохимического режима наибольшая,

Т а б л и ц а 5

рассеивания стока р. Сырдарьи (мг/л)

600	700	800	900	1000	1100	1200	1300	1400	1500	1600	1700
(380)	(350)	(330)	(315)	(305)	(300)						
265											
490	450	425		395		385					
390	320	355	340								
520	460	425		390		370					
475	435	400		360		340					
510	470	440		385		350					
435	410	390		365		345					
350	315	285		255		235					
270	260	250	240	235							
355	340	325	315	305		285					
300	285	275	270								
675	615	565	520	485				395		360	
405	365	330									
710	645	600	565	540	520	500		460			420
550	515	490	465	450							
1075	975	895	825	775	745						
870	795										
390	370	350	340	320		300	300				
(320)	(300)	(280)	(280)								
630	600	580	560	540		500			470		
500	480	460	450	440	430						
	870	790	730	670	620	580	540	520	500		
720	660	620	580	550	530	510	490	480	470		
990	920	870	820	780	750	730					
830	770	720									
(450)	(395)	(360)									
290	280	275									

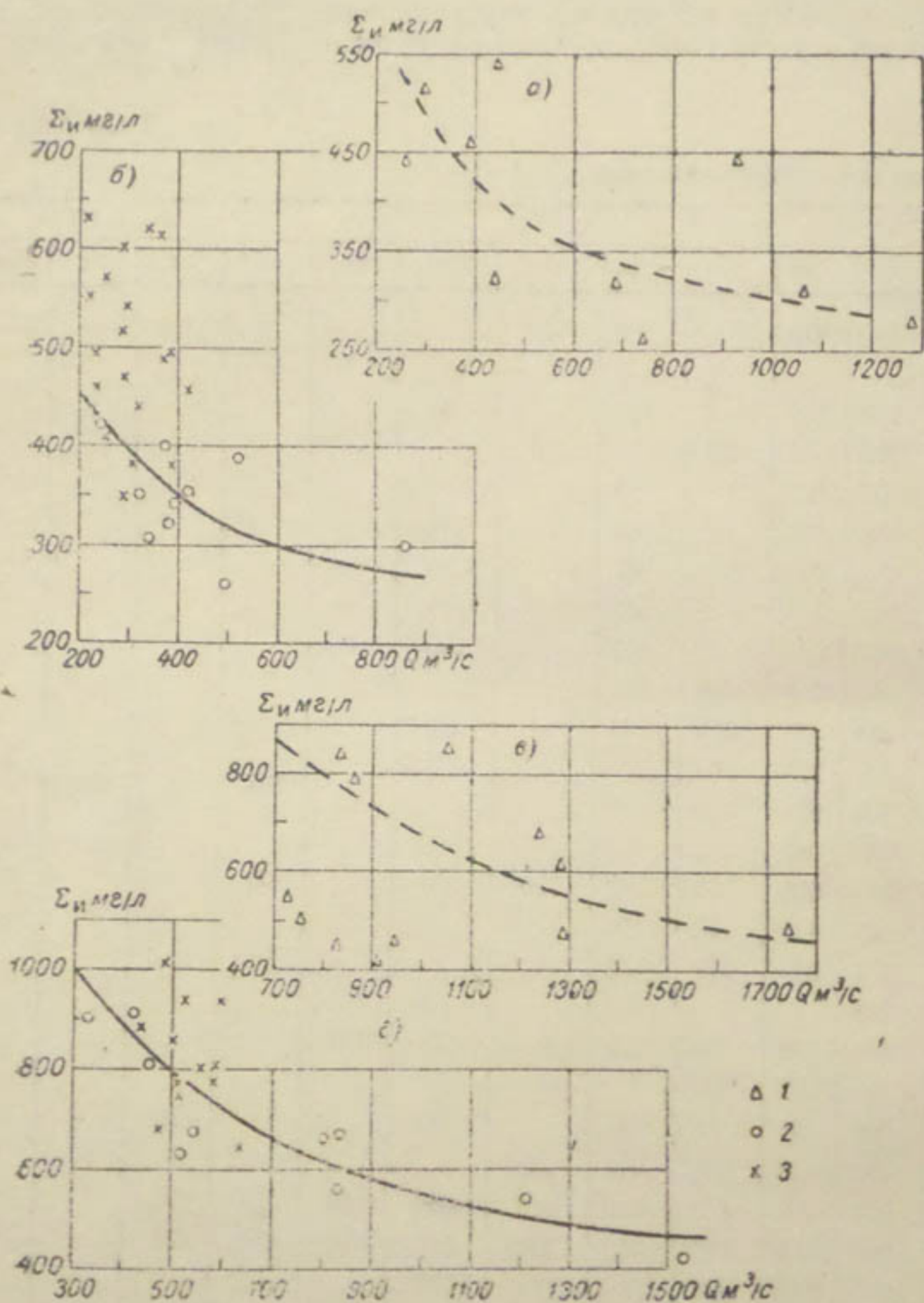


Рис. 4. Зависимость общей минерализации воды от расхода воды для разных фаз водного режима р. Сырдарьи.

Бекабад: а — подъем половодья, б — спад половодья; Кокбулак: в — подъем половодья, г — спад половодья; 1 — подъем, 2 — спад, 3 — межень.

в последние годы не обнаруживается и зависимость $\Sigma_{и} = f(Q)$ даже для периода половодья (рис. 5 в). Средняя минерализация воды в створе Казалинск за период половодья определялась простым осреднением измеренных значений $\Sigma_{и}$ (без учета водности).

Для подбора параметров зависимостей $\Sigma_{и} = f(Q)$ методика Г. А. Алексеева для рассматриваемых створов оказывается непри-

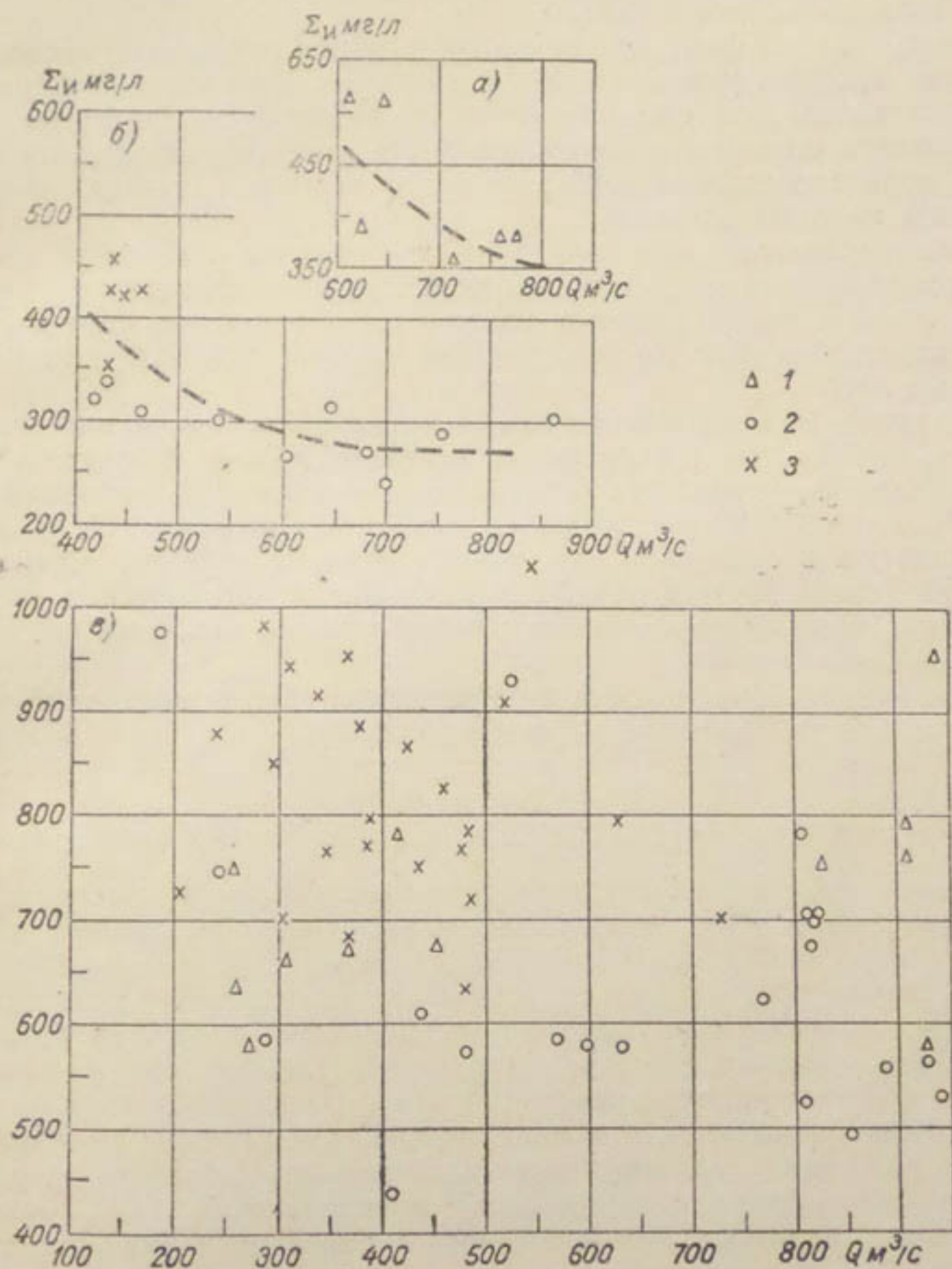


Рис. 5. Зависимость общей минерализации воды от расхода воды для разных фаз водного режима р. Сырдарьи в створе Казалинск за 1911—1913 гг. (а — подъем половодья, б — спад половодья) и за период 1951—1960 гг. (в).

1 — подъем, 2 — спад, 3 — межень.

менной из-за очень неравномерного распределения эмпирических точек по различным грациям водности. Поэтому подбирались параметры уравнений типа $\Sigma_{\text{и}} = A(Q)^{-n}$, либо проводилось графическое сглаживание осредненных по интервалам водности значений минерализации. Примеры кривых $\Sigma_{\text{и}} = f(Q)$ для створов Бекабад и Кокбулак изображены на рис. 4.

Координаты кривых $\Sigma_{\text{и}} = f(Q)$ для периодов подъема и спада половодья приведены в табл. 5.

Интересен тот факт, что различия в ординатах кривых в створе Каль во времени уменьшаются, а в створах Бекабад и Кокбулак увеличиваются. Это обстоятельство, по-видимому, — следствие регулирования стока водохранилищами. Накопленная за зимнюю межень вода повышенной минерализации повышает сумму ионов в период подъема половодья.

Малочисленность исходных данных и наличие некоторого тренда минерализации даже в пределах расчетных периодов не позволяют оценить характеристику изменчивости и степень случайного рассеивания величин $\Sigma_{\text{и}}$ относительно кривых $\Sigma_{\text{и}} = f(Q)$ для конкретных лет.

В период межени естественный режим минерализации настолько сильно искажается поступлением возвратных вод, попусками из водохранилищ, концевыми сбросами из каналов, что зависимость $\Sigma_{\text{и}} = f(Q)$ сохраняется лишь в верхнем течении Сырдарьи (п. Каль), а в среднем и нижнем практически исчезает. Средняя минерализация воды в эту фазу гидрологического режима определялась простым осреднением измеренных за расчетный период значений суммы ионов.

Для оценки изменчивости и определения границ колебаний минерализации за меженный период рассчитывалось среднее квадра-

тическое отклонение $\sigma_{\Sigma_{\text{и}}} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (\Sigma_{\text{и}} - \bar{\Sigma}_{\text{и}})^2}{n}}$. Эта же величина оп-

ределена и для створа Казалинск, где средняя за половодье и межень минерализация определялась также простым осреднением. Для этого створа за период 1951—1960 гг. оказалось возможным в силу относительно большого числа точек (33 за межень и 45 за половодье) проверить гипотезу о виде закона распределения величины $\Sigma_{\text{и}}$. Эта процедура, выполненная при помощи статистического критерия χ^2 на 5%-ном уровне значимости [11], показала применимость нормального закона, хотя в эмпирической гистограмме прослеживается некоторая положительная асимметрия. Пользуясь широко известными таблицами нормального распределения [11], можно определить полезные для инженерных расчетов характеристики. В табл. 6 (для примера) приведены некоторые из них: интервал $\bar{\Sigma}_{\text{и}} \pm 1,64 \sigma_{\Sigma_{\text{и}}}$, в пределах которого будет находиться $\Sigma_{\text{и}}$ с вероятностью 0,9, а также $\Sigma_{\text{и}}$ 1%-ной обеспеченности. Первую характеристику можно трактовать так: в среднем в 90% продолжительности фазы (половодья или межени) минерализация воды не превы-

Статистические характеристики минерализации воды р. Сырдарьи в створах Бекабад и Казалинск

Створ	Период	Фаза водного режима	$\bar{\Sigma}_{\text{H}}$ мг/л	C_v	$\sigma_{\Sigma \text{H}}$ мг/л	$\Sigma_{\text{H}} + 1,64 \sigma_{\Sigma \text{H}}$ мг/л	$\Sigma_{\text{H}} - 1,64 \sigma_{\Sigma \text{H}}$ мг/л	Фактические значения		$\Sigma_{\text{H}} 1\%$ мг/л
								максимальные	минимальные	
Бекабад	1911—13	Межень	508	0,16	70	623	393	602	385	670
	1937—40	Межень	498	0,17	86	639	357	632	349	699
	1941—45	Межень	764	0,23	181	1061	467	1136	519	1186
	1952—60	Межень	824	0,16	132	1040	608	1000	625	1132
	1967—70	Межень	1140	0,14	162	1405	874	1411	894	1517
Казалинск	1943, 1945, 1950	Год	605	0,15	152	854	356	879	409	959
	1951—60	Подъем и спад половодья	632	0,25	157	889	374	980	435	998
		Межень	812	0,19	154	1064	560	1419	583	1170
	1961—70	Подъем и спад половодья	1085	0,17	183	1385	785	1326	714	1511
		Межень	1108	0,26	283	1572	644	1628	590	1767

сит указанные пределы и лишь в 5% времени превысит $\bar{\Sigma}_n + 1,64\sigma_{\Sigma_n}$, а в 5% времени будет меньше $\bar{\Sigma}_n - 1,64\sigma_{\Sigma_n}$.

Величина общей минерализации 1%-ной обеспеченности равна $\bar{\Sigma}_n + 2,33\sigma_{\Sigma_n}$. Такая минерализация может наблюдаться в реке крайне ограниченный промежуток времени (1% от продолжитель-

Таблица 7

Общая минерализация воды р. Сырдарьи в зависимости от водности и фазы режима

Створ	Период осреднения	Межень			Половодье			Год	
		Σ_n мг/л	Q м ³ /с	число проб	Σ_n мг/л	Q м ³ /с	число проб	Σ_n мг/л	Q м ³ /с
Каль	1938—40	424	260	6	387	474	7	400	367
	1941—45	573	286	16	471	581	28	504	434
	1951—60	626	383	43	461	821	45	513	602
	1961—70	749	294	25	558	547	28	626	420
Бекабад	1911—13	508	365	15	277	690	18	356	528
	1937—40	498	311	21	430	528	23	456	419
	1941—45	764	372	25	576	692	25	642	532
	1952—60	824	474	19	563	694	45	690	640
Кокбулак	1967—70	1140	418	12	998	776	14	1047	597
	1938—40	521	397	10	375	555	10	436	476
	1941—45	699	500	11	445	904	24	535	702
	1951—60	823	636	12	692	952	22	744	794
Казалинск	1961, 1962, 1967, 1970	1020	387	8	965	411	4	1000	399
	1911—13	481	323	6	386	569	14	420	446
	1937—38	—	—	—	—	—	—	(471)*	—
	1943, 1945, 1950	—	—	5	—	—	10	605	453
	1951—60	812	428	33	632	666	45	705	547
	1961—70	1110	290	16	1085	348	15	1095	319

* По данным работы [5].

ности фазы); ее появление свидетельствует об экстремальных условиях формирования минерализации воды.

Вместе с увеличением (во многолетии) $\bar{\Sigma}_n$ в межень увеличивается и ее изменчивость; в последние два периода σ возросло примерно в 2 раза. Заметно также резкое увеличение изменчивости минерализации воды в створе Казалинск за последнее десятилетие.

Различия в минерализации воды р. Сырдарьи в годы различной водности не обнаруживаются ни в одном из ее створов. Этот факт, помимо малочисленности данных, объясняется мощным затушевывающим влиянием возвратных вод.

Пользуясь данными табл. 5 и данными по стоку в соответствующих створах, нетрудно рассчитать среднюю минерализацию речной воды за половодье, межень и год. Эти материалы для каждого из четырех створов приведены в табл. 7.

Данные ее показывают, что величины минерализации воды р. Сырдарьи, определенные приближенным и более точным способом, очень близки. Так, если по приближенным (осредненным) кривым Σ в створе Бекабад увеличилось с 320 мг/л (1911—1913 гг.) до 980 мг/л (1967—1970 гг.), то по уточненным данным эти величины составили соответственно 356 и 1057 мг/л.

Анализируя данные табл. 7, нужно помнить, что они относятся к интервалам 3—10 лет, водность которых значительно меняется, т. е. изменение средней минерализации от периода к периоду вызвано не только водохозяйственным использованием стока, но и колебаниями водности. Из данных этой же таблицы следует, что относительное увеличение минерализации воды в половодье во времени больше, чем в межень, что, как уже отмечалось, связано с регулированием стока водохранилищами.

Влияние возвратных вод на общую минерализацию воды р. Сырдарьи

Мелиоративные условия территории, дренируемой рекой и коллекторами, ландшафтно-геохимические особенности (в первую очередь уровень засоления земель), минерализация воды притоков создают довольно сложную картину изменения средней за период минерализации воды р. Сырдарьи от створа к створу.

Общие черты изменения суммы ионов по реке следующие. На участке от створа Каль до створа Бекабад минерализация воды во все периоды и фазы повышается, в нижерасположенных створах она остается практически неизменной. Эта неизменность есть следствие противоположных воздействий увеличения доли возвратных вод в бытовом стоке вниз по течению и впадения слабоминерализованных вод рек Ахангаран и Чирчик (по данным работы [8], Σ_{II} этих водотоков составляет 0,34 и 0,29 г/л).

В створе Кокбулак в последний период, а в створе Казалинск во все периоды четко прослеживается уменьшение расходов, вызванное ростом безвозвратных потерь стока на вновь осваиваемых под орошение землях.

Для расчетов и прогнозов общей минерализации в зоне рассеивания стока важно установить зависимость ее от доли возвратных

вод в бытовом стоке реки. Использование этой зависимости рационально, потому что возможна оценка в перспективе доли возвратных вод, исходя из планируемых мероприятий по изменению забора воды, к.п.д. оросительных систем, ввода новых орошаемых площадей и тем самым структуры водного баланса территории на расчетные водохозяйственные уровни. Попытка такого прогноза для Голодной степи дана, в частности, в работе [9]. На основании данных о доле возвратных вод и их минерализации в перспективе возможен ориентировочный прогноз минерализации речной воды.

Доля возвратных вод в стоке Сырдарьи при выходе ее из Ферганской долины (г. Бекабад) и на границе с нижним течением (ст. Кокбулак) оценивалась исходя из следующего. Отток из Ферганской долины y_0 осуществляется только поверхностным путем и складывается из транзитного стока Сырдарьи и ее притоков (T) и возвратного стока, сформировавшегося в пределах орошаемых массивов и поступающего как по коллекторной сети, так и непосредственно в русло ($y_{\text{воз}}$). Русловая компонента возвратного стока не измеряется, поэтому общий объем возвратных вод приходится рассчитывать по гидрометрическим данным

$$y_0 = T + y_{\text{воз}}, \quad (2)$$

где T — транзитный сток, равный

$$T = y_{\text{п}} - y_{\text{вод}} - P; \quad (3)$$

где $y_{\text{п}}$ — суммарный поверхностный приток; $y_{\text{вод}}$ — водозабор-брутто; P — потери стока в русле.

Пренебрегая из-за малости величиной P , можно записать балансовое уравнение для определения возвратного стока из Ферганской долины по гидрометрическим данным

$$y_{0. \text{ Бекабад}} = y_{\text{п}} - y_{\text{вод}} + y_{\text{воз}}. \quad (4)$$

По такому же принципу составляем уравнение для определения возвратного стока в створе Кокбулак

$$y_{0. \text{ Кокбулак}} = (T + y_{\text{воз}}) - y_{\text{вод}} + (T' + y'_{\text{воз}}) + y''_{\text{воз}}, \quad (5)$$

где T , $y_{\text{воз}}$, T' , $y'_{\text{воз}}$ — транзитный и возвратный сток соответственно из Ферганской долины и ЧАКИР; $y_{\text{вод}}$, $y''_{\text{воз}}$ — забор воды в Голодную степь и измеренный возвратный сток из нее в р. Сырдарью.

Для створа Каль возвратные воды определены по графику связи расходов за 1955—1966 гг., заимствованных из работы [10], и рассчитанных по уравнению (4) расходов возвратного стока в створе Бекабад.

Данные о возвратном стоке (в % от годового) для этих трех створов помещены в табл. 8, а на рис. 6 даны зависимости среднегодовой минерализации воды р. Сырдарьи от доли возвратных вод в бытовом стоке реки.

Неоднозначность связи $\bar{\Sigma}_{\text{и}} = f(\alpha_{\text{воз}})$ вызвана тем, что минерализация возвратных вод при различной степени засоления почво-грунтов и доле сбросных вод (забранных из реки, но не использованных для орошения) может существенно изменяться.

Регулярные наблюдения за минерализацией возвратных вод в целом по ирригационному району пока не проводятся, поэтому важна их косвенная оценка по материалам руслового гидрохимического баланса. Можно записать следующее приближенное балансовое соотношение для каждого створа на р. Сырдарье

$$\bar{\Sigma}_{\text{и}} = \bar{\Sigma}_{\text{и}}'(1 - \alpha_{\text{воз}}) + \bar{\Sigma}_{\text{и воз}} \alpha_{\text{воз}}, \quad (6)$$

где $\bar{\Sigma}_{\text{и}}$ — средняя минерализация речной воды в створе, г/л; $\bar{\Sigma}_{\text{и}}'$ — средняя минерализация речной воды, поступающей из области формирования стока; $\bar{\Sigma}_{\text{и воз}}$ — средняя минерализация возвратных вод за расчетный период; $\alpha_{\text{воз}}$ — доля их (%) в годовом стоке за тот же период.

Необходимые для расчетов материалы помещены в табл. 8. Для сопоставимости расходы воды в створах определены за одинаковые периоды и потому несколько отличаются от приведенных в табл. 7.

Результаты приближенного косвенного определения минерализации возвратных вод показывают, что в створе Каль эта величина колеблется в пределах 1,1—1,6 г/л. В створе Бекабад увеличе-

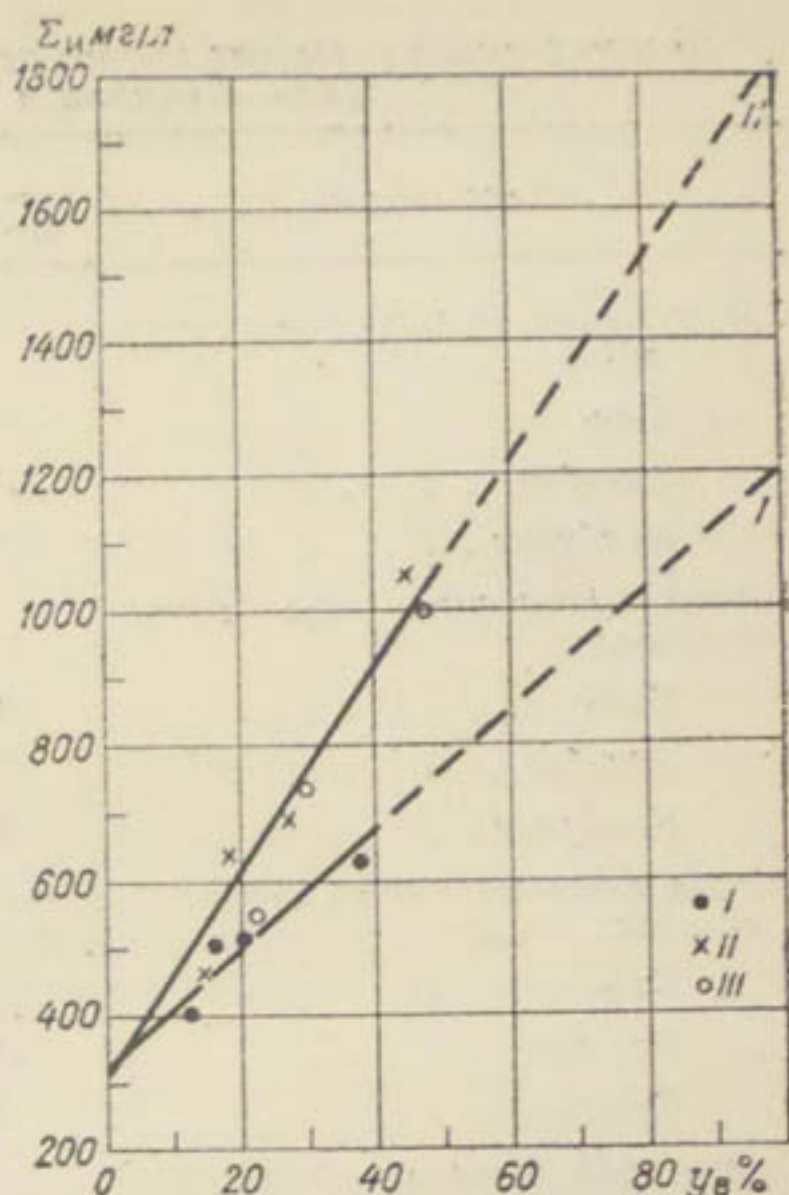


Рис. 6. Зависимость среднегодовой минерализации воды р. Сырдарьи от доли возвратных вод в бытовом стоке реки.

I — Каль, II — Бекабад, III — Кокбулак.

**Подсчет минерализации возвратных вод р. Сырдарьи на участках
Каль—Бекабад и Бекабад—Кокбулак**

Элемент расчета	Период осреднения, годы			
	1938—40	1941—45	1952—60	1967, 1968, 1970
Среднегодовой расход воды (м ³ /с) в створах:				
Каль	370	428	615	445
Бекабад	419	544	688	506
Кокбулак	471	699	949	632
Расход возвратных вод (м ³ /с) в створах:				
Каль	48	68	129	165
Бекабад	62	98	185	228
Кокбулак	66	167	275	304
Расход возвратных вод (%) в створах				
Каль	13	16	21	37
Бекабад	15	18	27	43
Кокбулак	14	23	29	48
Транзитный расход возвратных вод из Ферганской долины (расход в створе Бекабад за вычетом водозабора в Голодную степь), м ³ /с	54	86	163	164
Минерализация возвратных вод (г/л) в створах:				
Каль	1,07	1,58	1,31	1,20
Бекабад	1,34	1,97	1,74	1,85
Кокбулак	1,34	1,34	1,83	1,76
Расход ионного стока возвратных вод (кг/с) в створах:				
Каль	53	109	169	198
Бекабад	83	193	322	422
Кокбулак	89	224	504	535
Расход ионного стока транзитных возвратных вод из Ферганской долины, кг/с	72	169	284	303
Прирост возвратных вод (м ³ /с) на участках:				
Каль—Бекабад	14	30	56	63
Бекабад—Кокбулак	12	81	112	140

Элемент расчета	Период осреднения, годы			
	1938—40	1941—45	1952—60	1967, 1968, 1970
Прирост ионного стока возвратных вод (кг/с) на участках:				
Каль—Бекабад	30	84	153	224
Бекабад—Кокбулак	17	55	220	232
Минерализация возвратных вод (г/л) на участках:				
Каль—Бекабад	2,14	2,80	2,73	3,55
Бекабад—Кокбулак	1,42	0,80	1,97	1,65

ние минерализации возвратных вод происходит за счет дренирования земель Центральной Ферганы и прилегающих районов, отличающихся повышенной засоленностью; $\Sigma_{\text{и воз}}$ возрастает до 1,3—2,0 г/л, а в последние 30 лет до 1,8—2,0 г/л. В створе Кокбулак $\Sigma_{\text{и}}$ возвратных вод заметно отличается от $\Sigma_{\text{и}}$ для створа Бекабад лишь в 1941—1945 гг., а за три другие периода практически одинакова.

Интересно также, что какой-либо четкой направленности изменения во времени суммы ионов возвратного стока при описанном способе расчета не обнаруживается. Исключение составляет створ Кокбулак, где заметно некоторое возрастание (от 1,3 до 1,8 г/л) минерализации возвратных вод в два последних периода. Последнее, по-видимому, есть следствие увеличения возвратных вод из старой зоны орошения Голодной степи. Для прогнозирования целесообразно ориентироваться на данные 1952—1970 гг., по которым имеются наиболее надежные гидрометрические материалы, используемые для подсчетов возвратного стока.

Рассчитывая приращение расходов возвратных вод и их ионного стока для нижележащих створов, можно ориентировочно определить среднюю минерализацию возвратных вод, поступающих в русло реки на участках между узловыми створами (Каль—Бекабад, Бекабад—Кокбулак).

Возвратный сток в створе Кокбулак определен как сумма возврата ЧАКИРа и старой зоны Голодной степи и транзитного возвратного стока из Ферганской долины, представляющего собой разность между возвратным стоком в створе Бекабад и части его, изымаемой для орошения Голодной и Дальверзинской степей. При оценке последнего учитывались различия доли возвратных вод в стоке реки в вегетационный и невегетационный периоды.

Результаты расчетов общей минерализации возвратных вод на участках среднего течения р. Сырдарьи показывают, что увеличение $\Sigma_{\text{и воз}}$ в створе Бекабад (по сравнению со створом Каль) происходит за счет поступления возвратных вод с общей минерализацией, возрастающей от 2,1 г/л в 1938—1940 гг. до 3,6 г/л в 1967—1970 гг. Повышенная минерализация возвратных вод по-

следнего периода может быть следствием освоения все более тяжелых в мелиоративном отношении земель (Центральная Фергана).

ВЫВОДЫ

1. Ординаты зависимостей $\Sigma_{\text{и}} = f(Q)$ в области формирования речного стока (горная территория) различны для фаз подъема половодья, спада и межени в годы повышенной, средней и пониженной водности.

2. Для расчетов среднего значения общей минерализации речной воды и оценки изменения этой величины в многолетии допустимо использование кривых $\bar{\Sigma}_{\text{и}} = f(\bar{Q})$, построенных по их осредненным значениям за 5—10 лет.

3. Какого-либо направленного изменения (тренда) в многолетии (1911—1970 гг.) минерализации воды р. Сырдарьи в области формирования стока не отмечено. Таким образом, изменение среднегодовой минерализации воды в многолетний период можно рассматривать как стационарный случайный процесс.

4. Для четырех створов, расположенных в области «рассеивания» стока р. Сырдарьи, за тот же период выявлено непрерывное увеличение суммы ионов (в 1911—1970 гг.), которое является следствием комплекса водохозяйственных и мелиоративных мероприятий. В створе Бекабад, замыкающем Ферганскую долину, общая минерализация за год увеличилась от 0,36 г/л в 1911—1913 гг. до 1,05 г/л в 1967—1970 гг.

5. Для всех створов (кроме створа Каль) в зоне «рассеивания» стока в меженный период зависимость минерализации от расхода не обнаружена. Для периодов подъема и спада половодья ординаты кривых $\Sigma_{\text{и}} = f(Q)$ различны, в нижнем течении р. Сырдарьи (створ Казалинск) связь между $\Sigma_{\text{и}}$ и расходом воды не выявляется и в половодье.

6. Установлены четкие зависимости среднегодовой минерализации воды р. Сырдарьи в трех узловых водохозяйственных створах от доли возвратных вод в стоке реки в каждом створе. По уравнению руслового гидрохимического баланса рассчитана приближенная величина средней минерализации возвратных вод. За 1952—1970 гг., когда качество гидрометрических данных, по которым определяются возвратные воды, улучшилось, средняя их минерализация в створе Каль составила 1,20—1,31 г/л, в створах Бекабад и Кокбулак — 1,74—1,85 г/л.

7. Изменение среднегодовой минерализации речной воды в области «рассеивания» стока есть результирующая многих процессов, из которых важнейшими являются следующие: 1) естественные колебания минерализации речной воды (в области формирования стока), используемой для орошения; 2) увеличение забора воды из реки и затрат стока, вследствие чего водность реки в нижерасположенных створах убывает; 3) изменение объемов воз-

вратных вод и их доли в бытовом стоке реки. Последний показатель, комплексно учитывающий оба антропогенных процесса, представляется наиболее приемлемым для прогнозирования минерализации речной воды на перспективу.

8. Поскольку антропогенные процессы имеют четкий временной тренд, приемлемой следует считать модель нестационарного случайного процесса.

Возможность применения такой модели и повышения точности и обоснованности гидрохимических расчетов диктует необходимость значительного увеличения частоты отбора проб в узловых водохозяйственных створах и перенесения «центра тяжести» гидрохимических наблюдений с области формирования стока в область его «рассеивания».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеев Г. А. Объективные методы выравнивания и нормализации корреляционных связей. Л., Гидрометеониздат, 1971. 363 с.
2. Алекин О. А. К изучению количественных зависимостей между минерализацией, ионным составом и водным режимом рек СССР.— «Тр. ГГИ», 1950, вып. 25(79), с. 25—36.
3. Алекин О. А. Гидрохимический режим р. Амударьи.— «Тр. ГГИ», 1951, вып. 33(87), с. 5—25.
4. Беремжанов Б. А., Ибрагимов А. И., Ибрагимова М. А. К вопросу химической характеристики р. Сырдарьи. Сообщение 1. Характеристика притоков среднего течения р. Сырдарьи.— Сборник МВ и ССО КазССР, «Химия и химическая технология», 1970, вып. 10, с. 58—70.
5. Беремжанов Б. А., Ибрагимов А. И., Ибрагимова М. А. Физико-химические исследования воды рек Сырдарьинского бассейна.— Вестник АН КазССР, 1972, № 6(326), с. 42—65.
6. Буркальцева М. А. К методике построения зависимостей для подсчета химического стока горных рек.— «Вопросы гидрологии», 1965, вып. 2, с. 119—125.
7. Караушев А. В., Скакальский Б. Г. Актуальные проблемы исследования качества поверхностных вод.— «Метеорология и гидрология», 1973, № 10, с. 73—81.
8. Лазарев К. Л., Якушева А. С., Манихина Р. К. Ожидаемые изменения минерализации и относительного состава воды в бассейне р. Сырдарьи после зарегулирования стока (на уровне 1980 г.).— «Гидрохимические материалы», 1965, т. 40, с. 46—59.
9. Рубинова Ф. Э., Геткер М. И. Водный баланс Голодной степи, изменение его структуры под влиянием водохозяйственного строительства в современных условиях и перспективе.— См. настоящий сборник.
10. Светицкий В. П. Ресурсы возвратных вод р. Сырдарьи.— «Тр. САНИИРИ», 1971, вып. 123, с. 135—184.
11. Смирнов Н. В., Дунин-Барковский И. В. Курс теории вероятностей и математической статистики. М., 1965. 511 с.
12. Фадеев В. В., Тарасов М. Н., Павелко В. Л. Исследование взаимосвязи между минерализацией, ионным составом и водным режимом рек в условиях избыточного увлажнения.— «Гидрохимические материалы», 1971, т. 56, с. 19—30.
13. Шульц В. Л. Реки Средней Азии. Л., Гидрометеониздат, 1965, 691 с.

О ТОЧНОСТИ РАСЧЕТОВ ВОДНЫХ БАЛАНСОВ р. АМУДАРЬИ ЗА ГОДОВЫЕ ПЕРИОДЫ

Поскольку в последние годы вопросам точности гидрометрических работ на Амударье уделяется большое внимание [1, 2, 4], полезно сопоставить результаты расчетов водных балансов р. Амударьи с аналогичными расчетами для других рек.

В настоящее время составлением водных балансов участков рек в Средней Азии учреждения Гидрометслужбы не занимаются, в силу чего нами выбрано три участка среднеазиатских рек, таких, где уравнение водного баланса участка русла для годового периода можно представить в наиболее простом виде

$$Q_n = Q_v - Q_{ис} \pm \Delta W, \quad (1)$$

где Q_n — расход воды в нижнем створе; Q_v — расход воды в верхнем створе; $Q_{ис}$ — испарение с поверхности воды; ΔW — приток и отток подземных вод на участке и невязка водного баланса.

Таковыми участками выбраны следующие: 1) узел — слияние рек Большой Нарын и Малый Нарын; 2) узел — слияние рек Чаткал, Ёскем, Угам; 3) участок р. Сырдарьи между ГЭС «Дружба Народов» и постом Кзылкишлак.

Первый узел образован слиянием рек Большой Нарын и Малый Нарын и ограничен постами: на р. Большой Нарын — устье, на р. Малый Нарын — устье, на р. Нарын — устье р. Каинды. Общая длина участка 8,6 км. Так как участок расположен в труднодоступном горном районе с редким населением, заборов воды из реки и сбросов воды в нее на участке нет. Принимая среднюю ширину реки на участке порядка 100 м, что несколько завышено, слой испарения 1000 мм в год, что тоже явно завышено, получим расход воды на испарение с поверхности воды в $0,025 \text{ м}^3/\text{с}$, в силу чего этой величиной пренебрегаем.

Тогда уравнение водного баланса участка реки за год примет вид

$$Q_n - \sum_1^2 Q_v = \pm \Delta W. \quad (2)$$

Результаты расчетов водного баланса за совместный период работы всех постов приведены в табл. 1.

Таблица 1

Водный баланс участка р. Нарын от слияния рек Большой Нарын и Малый Нарын до поста устье р. Кайнды за годовые периоды

Год	Расход воды, м ³ /с				$\Delta Q = Q_n - Q_v$	$\frac{\Delta Q}{Q_n} = \frac{Q_n - Q_v}{Q_n} 100\%$
	р. Б. Нарын	р. М. Нарын	сумма верхних постов	устье р. Кайнды		
1959	49,2	40,7	89,9	102	12,1	13,5
1960	51,5	47,8	99,3	90,3	-9,0	-9,1
1961	45,1	39,0	84,1	79,8	-4,3	-5,1
1962	44,6	36,5	81,1	80,9	-0,2	-0,2
1963	49,8	41,0	90,8	85,9	-4,9	-5,1
1964	54,0	46,7	100,7	96,4	-4,3	-5,1
1965	42,1	38,1	80,2	78,3	-1,9	-2,4
1966	52,1	46,5	98,6	104	1,4	1,3
1967	33,8	34,3	68,1	79,1	11,0	16,1
1968	43,4	44,1	87,5	88,2	+0,7	+0,8

Среднее отклонение $\pm 4,8$

Из 10 совместных лет наблюдений в 7 случаях сумма расходов верхних постов превышала сток нижнего и в 3 случаях, наоборот, так что среднее расхождение между суммой годовых расходов верхних постов и расходом нижнего составляет $\pm 6,8\%$. В 1959 г. сток нижнего поста превышал сток верхних на $13,5\%$ и в 1967 г. на $16,1\%$. Так как эти отклонения явно велики и вызваны плохим качеством учета стока, то указанные годы нами из подсчета исключены. Тогда средняя невязка стока на участке составит $\pm 4,8\%$ стока верхних постов, или $3,0 \text{ м}^3/\text{с}$.

Второй узел образован слиянием рек Чаткал, Пскем, Угам, которые в свою очередь образуют р. Чирчик. Участок ограничен постами: на р. Чаткал — кишл. Чаткал, на р. Пскем — устье, на р. Угам — кишл. Ходжикент, на р. Чирчик — кишл. Ходжикент. Общая длина участка $14,8 \text{ км}$. Уравнение водного баланса для него за годовые периоды можно представить в виде

$$Q_n - \sum_1^3 Q_v + Q_{ис} = \pm \Delta W. \quad (3)$$

Здесь величина ΔW состоит из поверхностного бокового притока, представленного тремя мелкими саями, подземного притока и невязок баланса. Величиной испарения на этом участке также пренебрегаем, так как при слое испарения в 1000 мм (величина, принятая с некоторым превышением по сравнению с наблюдаемой), ширине реки в 100 м оно составит $0,05 \text{ м}^3/\text{с}$.

Таблица 2

Водный баланс участка р. Чирчик от слияния его составляющих до кишл. Ходжикент за годовые периоды

Год	Средний годовой расход воды, $\text{м}^3/\text{с}$						$\frac{\Delta Q}{Q_B} \cdot 100\%$
	р. Чаткал	р. Пскем	р. Угам	сумма Q_B	р. Чирчик Q_H	$\Delta Q = Q_H - Q_B$ $\text{м}^3/\text{с}$	
1932	116	86,6	19,6	222	205	-17	-8,3
1933	112	84,4	19,9	216	207	-9	-4,3
1934	173	104	31,6	309	307	-2	-0,6
1935	131	84,5	21,2	237	234	-3	-1,3
1936	101	66,5	18,1	186	196	10	5,1
1937	85,4	57,3	14,0	157	171	14	8,2
1938	77,1	56,6	15,3	149	159	10	6,3
1939	83,1	65,5	17,8	166	173	7	4,0
1940	86,5	67,3	17,9	172	183	11	6,4
1941	138	88,3	28,0	254	265	11	4,3
1942	142	90,6	24,5	257	268	11	4,1
1950	98,2	67,4	14,0	180	166	-14	-7,8
1951	108	67,3	16,5	192	179	-13	-6,8
1952	180	106	25,3	311	294	-17	-5,5
1953	152	87,0	23,3	262	245	-17	-6,5
1954	150	90,7	26,7	267	242	-25	-9,4
1955	106	69,1	18,3	193	190	-3	-1,5
1956	113	76,9	18,3	208	202	-6	-2,9
1957	72,6	55,9	12,0	141	141	0	0
1958	156	118	30,9	305	311	5	1,6
1959	162	115	27,5	304	306	2	0,7
1960	173	112	27,9	313	317	4	1,3
1961	83,0	64,3	14,7	162	164	4	2,5
1962	99,0	73,8	16,4	198	191	-7	-3,7
1963	123	89,2	25,0	237	234	-3	-1,3
1964	126	94,8	25,4	246	242	-4	-1,6
1965	78,6	62,3	14,5	155	153	-3	-1,9
1966	139	92,4	22,1	254	251	-3	-1,2

Результаты расчетов балансов за 28 лет совместных наблюдений на всех постах представлены в табл. 2.

В 15 случаях сток нижнего поста был меньше суммарного стока верхних постов, в 12 случаях больше и в одном случае равен их стоку. Среднее расхождение в годовом стоке между суммой верхних и нижнего поста составило за 28 лет $\pm 3,9\%$. Следует отметить, что на участке также не имеется заборов воды и сбросов ее в реку.

Третий рассматриваемый участок — р. Сырдарья от ГЭС «Дружба Народов» до кишл. Кзылкишлак протяженностью 18 км — лишен заборов воды и сбросов на нем: река проходит в трудноразмываемых алевролитах, считающихся практически водоупорными.

Таблица 3

Водный баланс участка р. Сырдарьи между ГЭС «Дружба Народов» и кишл. Кзылкишлак за годовые периоды

Год	ГЭС $Q_{\text{в}}$	Кзылкиш- лак $Q_{\text{н}}$	$\Delta Q =$ $= Q_{\text{н}} - Q_{\text{в}}$	$\frac{\Delta Q}{Q_{\text{в}}} \cdot 100\%$	Год	ГЭС $Q_{\text{в}}$	Кзылкиш- лак $Q_{\text{н}}$	$\Delta Q =$ $= Q_{\text{н}} - Q_{\text{в}}$	$\frac{\Delta Q}{Q_{\text{в}}} \cdot 100\%$
1952	784	841	57	7,3	1963	445	465	20	4,5
1953	714	738	24	3,4	1964	540	545	5	0,9
1954	800	832	32	4,1	1965	319	322	3	0,9
1955	587	621	34	5,8	1966	607	612	5	0,8
1956	606	610	4	0,7	1967	447	447	0	0
1959	653	692	49	7,4	1968	454	462	8	1,8
1960	694	713	19	2,7	1969	990	965	-25	-2,5
1961	339	390	51	15,0	1970	606	600	-6	-1,0
1962	282	302	20	7,1					

Балансы за годовые периоды для этого участка составлены за 16 лет. Их результаты приведены в табл. 3. Результаты подсчета за 1961 г. забракованы, так как невязка баланса получилась равной 15%, что, видимо, явилось следствием грубых ошибок в подсчетах стока. Средняя невязка за оставшиеся 15 лет составляет $\pm 3,2\%$, из них в 13 годах нижний створ показывал большую величину стока, чем верхний, а в 2 годах, наоборот.

Таким образом, рассматривая невязки стока по трем различным рекам Средней Азии, можно сделать вывод о том, что средняя ошибка годового стока рек Средней Азии при правильно поставленном учете находится в пределах $\pm 3-5\%$.

Попытаемся применить полученный критерий к подсчетам русловых водных балансов р. Амударьи за годовые периоды.

Балансы будем составлять для шести участков: 1) Керки — Ильчик, 2) Керки — Тюя-Муюн, 3) Керки — Чатлы, 4) Ильчик — Тюя-Муюн, 5) Ильчик — Чатлы, 6) Тюя-Муюн — Чатлы. К настоящему времени имеется 12 совместных лет наблюдений за стоком

Водный баланс отдельных участков р. Амударьи

Год	Элемент	Балансовый участок					
		Керки— Ильчик	Ильчик— Тюя- Муюн	Тюя- Муюн— Чатлы	Керки— Тюя- Муюн	Керки— Чатлы	Ильчик— Чатлы
1956	$Q_{\text{в}}$	2100	1920	2070	2100	2100	1920
	E	66	50	30	116	146	80
	B	48	1,0	301	49	350	302
	$Q_{\text{бал}}$	1986	1869	1349	1935	1604	1538
	$Q_{\text{н}}$	1920	2070	1520	1920	1520	1520
	ΔQ	—66	201	—220	—15	—86	—18
	$\Delta Q \%$	—3,1	10,5	—10,6	—0,7	—4,1	—0,9
1959	$Q_{\text{в}}$	2110	1930	2100	2110	2110	1930
	E	66	50	30	116	146	80
	B	53	2	302	55	357	304
	$Q_{\text{бал}}$	1991	1878	1768	1939	1607	1546
	$Q_{\text{н}}$	1930	2110	1470	2110	1470	1470
	ΔQ	—61	242	—298	181	—137	—76
	$\Delta Q \%$	—2,9	12,6	—14,2	8,6	—6,5	—3,9
1962	$Q_{\text{в}}$	1520	1400	1390	1520	1520	1400
	E	66	50	30	116	146	80
	B	58	3	331	61	392	334
	$Q_{\text{бал}}$	1396	1347	1029	1347	982	986
	$Q_{\text{н}}$	1400	1390	901	1390	901	901
	ΔQ	4	43	—128	43	—81	—85
	$\Delta Q \%$	0,3	3,1	—9,2	2,8	—5,3	—6,1
1963	$Q_{\text{в}}$	1470	1550	1530	1470	1470	1550
	E	66	50	30	116	146	80
	B	57	2	340	59	399	342
	$Q_{\text{бал}}$	1347	1498	1140	1295	925	1128
	$Q_{\text{н}}$	1550	1530	1010	1530	1010	1010
	ΔQ	203	32	—130	235	85	—118
	$\Delta Q \%$	13,7	2,1	—8,5	16,0	5,8	—7,6
1964	$Q_{\text{в}}$	1830	1650	1820	1830	1830	1650
	E	66	50	30	116	146	80
	B	52	2	374	54	428	376
	$Q_{\text{бал}}$	1712	1598	1416	1690	1256	1195
	$Q_{\text{н}}$	1650	1820	1240	1820	1240	1240

Год	Элемент	Балансовый участок					
		Керки— Ильчик	Ильчик— Тюя- Муюн	Тюя- Муюн— Чатлы	Керки— Тюя- Муюн	Керки— Чатлы	Ильчик— Чатлы
1964	ΔQ	—62	222	176	130	—16	46
	$\Delta Q \%$	—3,4	13,6	—9,6	7,1	—0,9	8,8
1965	$Q_{\text{в}}$	1460	1200	1310	1460	1460	1200
	E	66	50	30	116	146	80
	B	76	2	346	78	424	348
	$Q_{\text{бал}}$	1318	1148	934	1266	890	772
	$Q_{\text{н}}$	1200	1310	805	1310	805	805
	ΔQ	—118	162	—129	44	—85	33
	$\Delta Q \%$	—8,1	13,5	—9,9	3,0	—5,8	2,7
1966	$Q_{\text{в}}$	1870	1570	1660	1870	1870	1570
	E	66	31	24	97	121	55
	B	120	1	386	121	516	387
	$Q_{\text{бал}}$	1684	1538	1250	1651	1233	1128
	$Q_{\text{н}}$	1570	1660	1140	1660	1140	1140
	ΔQ	—114	122	—110	9	—93	12
	$\Delta Q \%$	—6,1	7,9	—6,6	0,5	—5,0	0,8
1967	$Q_{\text{в}}$	1660	1560	1430	1660	1660	1560
	E	66	31	17	97	114	48
	B	118	1	402	119	521	403
	$Q_{\text{бал}}$	1476	1528	1011	1444	1025	1109
	$Q_{\text{н}}$	1560	1430	928	1430	928	928
	ΔQ	84	—98	—83	—14	—97	—181
	$\Delta Q \%$	5,1	—6,3	—5,8	—0,8	—5,8	—11,6
1968	$Q_{\text{в}}$	1860	1540	1616	1860	1860	1540
	E	66	32	28	98	126	60
	B	124	1	456	125	581	457
	$Q_{\text{бал}}$	1670	1508	1132	1637	1153	1023
	$Q_{\text{н}}$	1540	1616	1095	1616	1095	1095
	ΔQ	—130	108	—37	—21	—58	72
	$\Delta Q \%$	—7,0	7,0	—2,3	—1,1	—3,1	4,7
1969	$Q_{\text{в}}$	2930	2720	2610	2930	2930	2720
	E	66	32	24	98	122	56
	B	69	1	406	70	476	407
	$Q_{\text{бал}}$	2795	2687	2180	2762	2332	2257
	$Q_{\text{н}}$	2720	2610	2243	2610	2243	2243

Год	Элемент	Балансовый участок					
		Керки— Ильчик	Ильчик— Тюя- Муюн	Тюя- Муюн— Чатлы	Керки— Тюя- Муюн	Керки— Чатлы	Ильчик— Чатлы
1969	ΔQ	—75	—77	63	—152	—89	—14
	$\Delta Q \%$	—2,6	—2,8	2,4	—5,2	—3,0	—0,5
1970	$Q_{\text{в}}$	1720	1471	1471	1720	1720	1471
	E	66	32	28	98	130	64
	B	131	—15	456	116	562	431
	$Q_{\text{бал}}$	1523	1464	957	1506	1028	976
	$Q_{\text{н}}$	1471	1441	972	1441	972	972
	ΔQ	—52	—23	15	—35	—56	—4
	$\Delta Q \%$	—3,0	—1,6	1,0	—2,0	—3,3	—0,3
1971	$Q_{\text{в}}$	1441	962	1073	1441	1441	962
	E	66	40	27	106	133	67
	B	140	—20	492	120	612	472
	$Q_{\text{бал}}$	1235	942	554	1215	696	423
	$Q_{\text{н}}$	962	1073	653	1073	653	653
	ΔQ	—373	131	—99	—142	—43	230
	$\Delta Q \%$	—18,9*	—13,5*	—9,2	—9,8	—3,0	24*

Примечание. Знак звездочка (*) означает, что данные завышены.

воды на этих постах: 1956, 1959, 1962—1971 гг. Руслевой водный баланс участков за годовые периоды представим в виде

$$Q_{\text{в}} - Q_{\text{н}} - Q_{\text{вдз}} - Q_{\text{ис}} + Q_{\text{ос}} = \pm \Delta W. \quad (4)$$

Здесь $Q_{\text{в}}$ — средний годовой расход воды в верхнем створе участка; $Q_{\text{н}}$ — средний годовой расход воды в нижнем створе участка; $Q_{\text{вдз}}$ — средний годовой расход воды, забираемый на участке в каналы; $Q_{\text{ис}}$ — средний годовой расход воды на участке, затрачиваемый на испарение с водной поверхности затопливаемых прибрежных земель и островных участков; $Q_{\text{ос}}$ — средний годовой слой осадков, выпавших на водную поверхность на участке, выраженный в м³/с; ΔW — невязка водного баланса, подземный приток вод к ложу реки и подземный отток от него.

Величины средних годовых расходов воды заимствованы нами из работы [3], Гидрологических ежегодников и отчетов ГГИ о работах Амударьинской экспедиции. Величины заборов воды по участкам также взяты из монографии «Водные ресурсы поверхностных вод СССР» [3], испарение с поверхности реки за 1956, 1959, 1962—1965 гг. принято в работе [3], а за 1966—1971 гг. рассчитано по аналогичной методике.

Результаты расчета водных балансов приведены в табл. 4. Если так же, как и при составлении балансов по ранее рассмотренным участкам рек, отбросить случаи с невязками балансов более 10%, то средняя невязка баланса из 61 случая составит $\pm 4,4\%$.

Следовательно, можно сделать вывод о том, что точность учета стока за годовые периоды на р. Амударье при соблюдении необходимых правил производства гидрометрических работ, за исключением отдельных случаев, находится в тех же пределах, что и на других реках Средней Азии. Так, для участка Керки — Ильчик она составляет в среднем $\pm 4,6\%$, для участка Керки — Тюя-Муюн —

Таблица 5

Невязка водных балансов по участкам р. Амударьи, %

Год	Керки — Ильчик	Керки — Тюя-Муюн	Керки — Чатлы	Ильчик — Тюя-Муюн	Ильчик — Чатлы	Тюя-Муюн — Чатлы
1956	—3,1	—0,7	—4,1	10,5*	—0,9	—10,6*
1959	—2,9	8,6	—6,5	12,6*	—3,9	—14,2*
1962	0,3	2,8	—5,3	3,1	—6,1	—9,2
1963	13,7*	16,0*	5,8	2,1	—7,6	—8,5
1964	—3,4	7,1	—0,9	13,5*	2,8	—9,6
1965	—8,1	3,0	—5,8	13,5*	2,7	—9,9
1966	—6,1	0,5	—5,0	7,9	0,8	—6,6
1967	5,1	—0,8	—5,8	—6,3	—11,6*	—5,8
1968	—7,0	—1,1	—3,1	7,0	4,7	—2,3
1969	—2,6	—5,2	—3,0	—2,8	—0,5	2,4
1970	—3,0	—2,0	—3,3	—1,6	—0,3	1,0
1971	—18,9*	—9,8	—3,0	13,5*	24,0*	9,2
Среднее	$\pm 4,6$	$\pm 4,1$	$\pm 4,3$	$\pm 4,4$	$\pm 3,0$	$\pm 6,2$

Примечание. Знак звездочка (*) означает, что данные приближенные.

$\pm 4,1\%$, для участка Керки — Чатлы — $\pm 4,3\%$ (табл. 5). Самая большая невязка наблюдается на участке Тюя-Муюн — Чатлы и составляет в среднем $6,2\%$, причем преобладают отрицательные невязки. Преобладание отрицательных невязок в балансе говорит о том, что, помимо испарения и забора воды на орошение, имеются еще, хотя и незначительные, потери стока по длине реки, которые могут складываться из неучтенных заборов воды на орошение и потерь на фильтрацию в ложе реки, потерь воды в разливах при прохождении паводков. В работе [3] нами был определен этот расход на участке Керки — Чатлы за период 1956, 1959 и 1962—1965 гг. равным $54 \text{ м}^3/\text{с}$. Если составить осредненный водный баланс за 1966—1971 гг. (табл. 6), то этот расход воды, который мы условно называем расходом на фильтрацию, на этом участке составит $76 \text{ м}^3/\text{с}$. Величины фильтрации за

различные периоды, как видно из таблицы, довольно близки. Необходимо учесть также, что период 1966—1971 гг. был многоводнее предыдущего расчетного шестилетнего периода на 9,6% (пост Керки). Однако эти величины получены из предположения, что все невязки руслового водного баланса являются фильтрацией и все компоненты, учитываемые при составлении водного баланса, абсолютно верны. На самом деле, это, как известно, не так.

Таблица 6

Осредненные за 1966—1971 гг. годовые водные балансы отдельных участков р. Амударьи

Элемент	Балансовый участок					
	Керки-Ильчик	Керки-Тюя-Муюн	Керки-Чатлы	Ильчик-Тюя-Муюн	Ильчик-Чатлы	Тюя-Муюн-Чатлы
Длина участка, км	295	587	815	292	520	228
Площадь водной поверхности на участке, км ²	473	874	1204	401	731	330
Расход воды в верхнем створе Q_v м ³ /с	1914	1914	1914	1640	1640	1656
Поступление за счет осадков Q_o м ³ /с	3	5	7	2	4	2
Забор на орошение Q_3 м ³ /с	117	113	546	—4	429	433
Суммарное испарение Q_n м ³ /с	66	99	124	33	58	25
Общее поступление $Q_v + Q_o$	1917	1919	1921	1642	1644	1658
Общий расход на участке $Q_n + Q_3$. .	183	212	670	29	487	458
Поступает в нижний створ по уравнению баланса $Q_v + Q_o - Q_n - Q_3$. .	1734	1707	1251	1613	1157	1200
Расход воды в нижнем створе Q_n м ³ /с	1640	1656	1175	1636	1175	1175
Расход воды на фильтрацию $Q_{\phi} = Q_v + Q_o - Q_n - Q_3$	94	51	76	43	18	25
Расход фильтрации по расчету	28	51	76	23	48	25

Из анализа данных табл. 4 и 5 можно сделать вывод, что сток по посту Тюя-Муюн в 1956 г. несколько завышен. Это неудивительно, так как в этом году в феврале и июне расходы воды на посту не измерялись, в мае и декабре измерено по одному расходу воды. В 1959 г. тоже наблюдается завышение стока по посту Тюя-Муюн и, надо полагать, по тем же причинам, так как за год измерено 27 расходов воды, но не было измерений в январе, октябре — декабре, и всего по одному расходу измерено в феврале и августе.

В 1964 г. сток по посту Тюя-Муюн опять завышен, опять не измерялись расходы воды в январе — феврале и один расход был измерен в декабре.

В 1965 г. расходы не измерялись в момент прохождения пика половодья в августе и сток опять завышен. Причины одностороннего завышения стока по посту Тюя-Муюн при малом количестве

измерений расходов воды в году не совсем понятны и требуют дополнительной проработки. Скорее всего это связано с завышением вычисленных расходов воды в периоды межени, когда количество измерений мало и учет деформаций русла по сути дела не проводится.

Значительное завышение стока воды наблюдалось в 1963 г. на посту Керки. Причины этого не вполне ясны.

В 1971 г. резко занижен сток на посту Ильчик, хотя на данном створе в этом году измерено 167 расходов воды. Однако сравнение

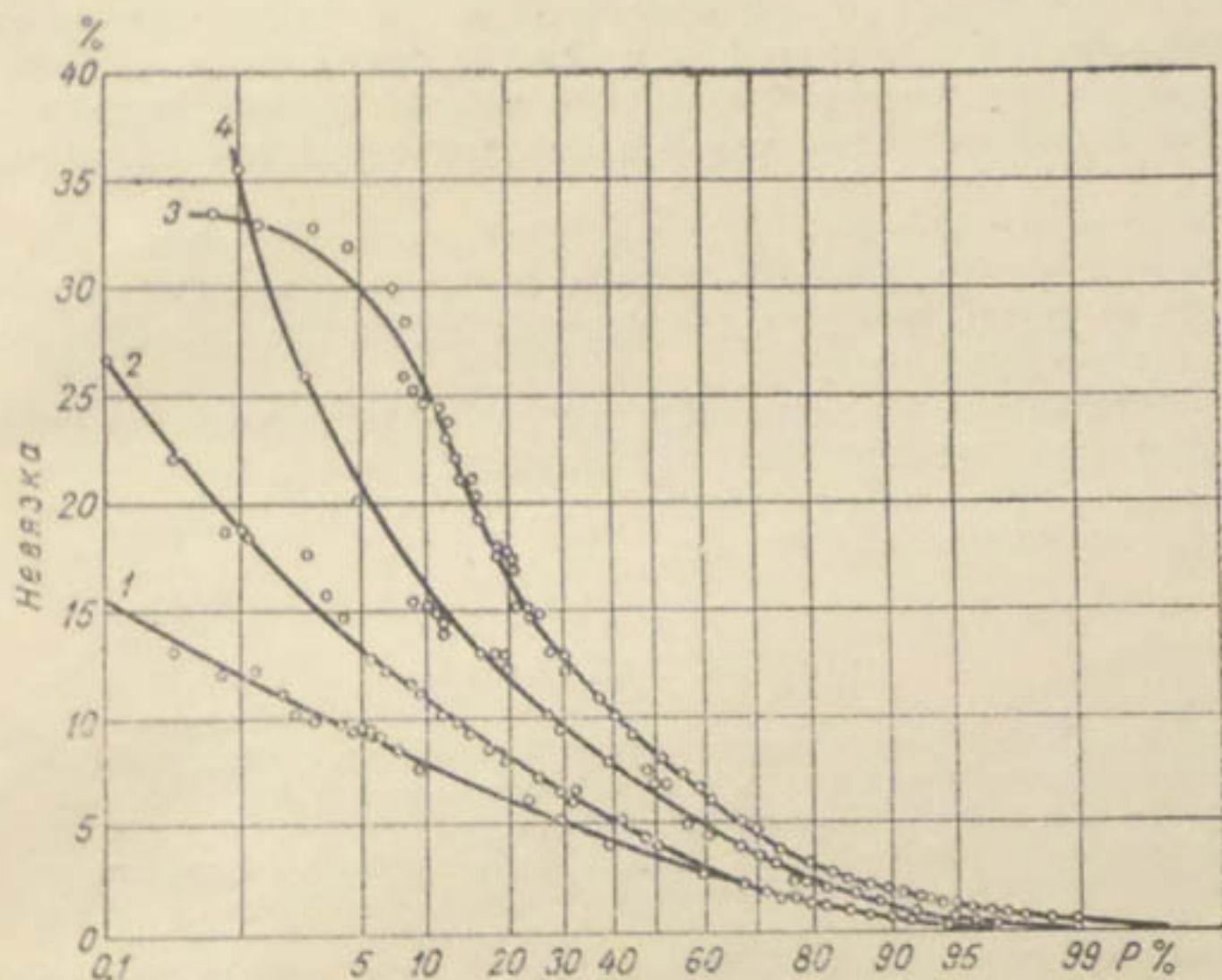


Рис. 1. Кривые обеспеченности невязок водного баланса различных участков рек Средней Азии.

1 — Чирчик, 2 — Нарын, 3 — Сырдарья, 4 — Амударья.

параллельных измерений расходов, проводившихся на этом створе, обнаруживает интересные особенности. В этом году сток по посту Ильчик подсчитан по данным измерений расходов воды в гидростворе № 1 и проведено 34 параллельных измерений расходов воды в створах 1 и 2. Из 34 совместных измерений в 17 случаях расходы на створе 2 превышали расходы, измеренные в створе 1, в 3 случаях были равны им и в 14 случаях меньше расходов, измеренных на створе 1. Причем процент завышения обычно больше, чем процент занижения, из чего можно сделать вывод о том, что при пересчете стока по посту Ильчик с использованием данных измерений в створе 2 сток может быть несколько увеличен.

Изложенные краткие соображения о точности расчетов водных балансов р. Амударьи за годовые периоды позволяют сделать вывод о том, что в условиях сильно деформируемого русла р. Амударьи средний годовой сток воды можно получить с той же точностью, что и на других реках при соблюдении рекомендаций наставлений, что подтверждается рис. 1, где представлены кривые обеспеченности ошибок расчета водных балансов различных участков рек Средней Азии.

Кратко указанные рекомендации можно свести к следующим:

1) количество измерений расходов воды должно быть значительным — не менее 50—60 измерений в год, равномерно распределенных внутри года и по фазам режима реки;

2) измерения расходов воды в меженный период должно проводиться столь же часто, как и в половодье и с той же тщательностью;

3) измерение каждого расхода воды должно проводиться при большом количестве грамотно размещенных скоростных вертикалей (15—20) со сгущением их в тех местах потока, где проходит большая часть расхода воды;

4) перед каждым измерением расхода воды должно проводиться компарирование вертушек, сам парк их должен быть увеличен;

5) для учета косины струй при измерении скоростей течения необходимо применять струемеры.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Карасев И. Ф. Точность гидрометрических данных и усовершенствование методов определения стока рек с неустойчивым руслом (на примере р. Амударьи).— «Тр. ГГИ», 1971, вып. 185, с. 3—39.
2. Карасев И. Ф., Савельева А. В. Оценка элементов руслового водного баланса в среднем течении р. Амударьи.— «Тр. ГГИ», 1971, вып. 185, с. 87—114.
3. Ресурсы поверхностных вод СССР, т. 14, вып. 3. Л., Гидрометеониздат, 1971, 472 с.
4. Сибирякова Н. Н. О методах оценки точности измеренных расходов воды.— «Тр. ГГИ», 1973, вып. 202, с. 74—82.

ВЗАИМОСВЯЗЬ ПОДЗЕМНЫХ И ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОД В СРЕДНЕМ И НИЖНЕМ ТЕЧЕНИИ р. АМУДАРЬИ И РОЛЬ ПОДЗЕМНЫХ ВОД В ЕЕ ВОДНОМ БАЛАНСЕ

Развитие экономики бассейна р. Амударьи связано с осуществлением комплекса хозяйственных мероприятий, оказывающих влияние на водные ресурсы. Обоснование осуществления этих мероприятий связано с более полным учетом гидрологических ресурсов бассейна, характера их трансформации и других вопросов водных и водохозяйственных проблем. Решение подобных задач требует увязки гидрогеологических и гидрологических данных по бассейну.

Попытки составить водный баланс для р. Амударьи по существующим материалам приводят к большим невязкам в стоке по длине реки, достигающим, например для участка Керки — Чатлы величины 8—10 км³. За невозможностью раскрыть по имеющимся материалам природу этих невязок, их приходится относить к потерям.

Отмеченные невязки водных балансов в бассейне р. Амударьи первоначально пытались объяснить недостаточно точным подсчетом стока в опорных гидрометрических створах, поэтому многие проектные и научные организации (Гидропроект им. С. Я. Жука, Средазгипроводхлопок, Государственный гидрологический институт и др.) занимались уточнением подсчетов стока. В результате имеется четыре редакции подсчетов стока р. Амударьи, отличающихся друг от друга в средних многолетних выводах менее чем на 1%. Ни один из этих подсчетов не устраняет имеющихся невязок в стоке по длине р. Амударьи. Эти подсчеты выполнены без учета гидрогеологических особенностей территории и роли подземных вод в общем водном балансе.

В настоящее время их объясняют рядом причин [2]:

1) малой точностью гидрометрических измерений и основанных на них подсчетов стока по опорным створам р. Амударьи, ее притоков и в головах каналов, отбирающих воду на орошение;

2) недостаточностью данных об испарении с водной поверхности и транспирации растительностью в разливах;

3) недоучетом регулирующего влияния русла и поймы;

4) отсутствием сведений о размерах и местах поступлений возвратных вод по сбросам и коллекторам и о подрусовых потоках;

5) приближенностью суждений о величинах притока и оттока грунтовых вод по участкам русла.

Выполненная нами проработка является попыткой объяснить русловой баланс р. Амударьи в ее среднем и нижнем течении на основании гидрогеологического анализа по имеющимся материалам, установить факт наличия потерь стока, дренирования подземных вод и берегового регулирования в русле р. Амударьи.

В процессе исследований площадь развития аллювиальных четвертичных отложений рассматривалась как самостоятельный балансовый контур. Первоначально на основании анализа имеющегося гидрогеологического материала устанавливалось наличие или отсутствие таких составляющих баланса подземных вод, как испарение, выклинивание в коллекторно-дренажную сеть, транспирация растительностью и др. Количественно определялись возможный подземный приток в балансовый контур и отток из него, потери стока и выклинивание подземных вод в русле реки в соответствии с имеющимися сведениями об общих гидрогеологических условиях, результатами режимных наблюдений и разведок подземных вод. Для зоны интенсивного водообмена, ограниченной палеогеновыми глинами, анализировались сведения, характеризующие мощность водосодержащей толщи, особенности литологического строения, условия подземного притока и оттока, положение гидроизогипс в период максимума и минимума, режим поверхностного водотока, соотношение уреза воды в русле и зеркала грунтовых вод в целом для балансового контура и по отдельным поперечникам по данным 1968—1970 гг. В расчетах и построениях использованы данные институтов Средазгипроводхлопок, Гидропроект, Гидроингео, Управления геологии СМ Туркменской ССР.

По условиям формирования и разгрузки подземных вод нами выделены три участка, отличающиеся также степенью гидрогеологической изученности. Они расположены между гидропостами Керки — Ильчик, Ильчик — Тюя-Муюн, Тюя-Муюн — Чатлы и представляют собой также участки руслового баланса.

На участке I (Керки — Ильчик) результирующая руслового баланса по многолетним данным указывает на среднегодовые потери из реки в размере $124 \text{ м}^3/\text{с}$, в отдельные месяцы (в октябре) отмечен приток в русло. В пределах участка современные аллювиальные образования (галечники) прослеживаются локально. Мощность отложений в створе гидропоста Керки в среднем 50 м, в створе гидропоста Ильчик 12 м. Коэффициент фильтрации пород 25 м/сутки. На правобережье они граничат со слабо обводненными древнечетвертичными отложениями Бухаро-Каршинской степи, на левом берегу — с неогеновыми и древнечетвертичными образованиями, так-

же отличающимися слабыми фильтрационными свойствами. Подземный приток в балансовый контур и отток из него возможны лишь по аллювию русла. По аллювию долины в створе г. Керки в балансовый контур поступает около $0,05 \text{ м}^3/\text{с}$ подземных вод, отток по русловым отложениям незначителен — порядка $0,01 \text{ м}^3/\text{с}$. Современная долина р. Амударьи полностью дренирует правый борт, в пределах участка приток с этого берега, по нашим ориентировочным расчетам, составил $0,2 \text{ м}^3/\text{с}$.

Потери из русла реки происходят на левый берег, однако они весьма ограничены ввиду слабых фильтрационных свойств пород. Размер этих потерь на единицу длины русла достигает $0,1 \text{ м}^3/\text{с}$; при общей его протяженности 295 км потери на фильтрацию составят $29,5 \text{ м}^3/\text{с}$. В эту величину не входят потери из реки в период сильных паводочных разливов. Возврат этих вод в русло возможен на отдельных участках только в период меженных уровней. Сопоставлением режимов подземных и поверхностных вод по отдельным разведочным створам установлена возможность берегового регулирования, зона влияния которого распространяется в глубь берега до 2—2,5 км. Амплитуда колебания уровня грунтовых вод достигает 1,5 м, объем водовмещающей толщи на 1 км длины берега примерно составит $562\,500 \text{ м}^3$ без учета испарения с уровня грунтовых вод.

Основная масса фильтрационных потерь в русле из-за затрудненных условий оттока за пределы долины может расходоваться только на суммарное испарение с уровня грунтовых вод и на выклинивание в коллекторно-дренажную сеть.

Выполненные расчеты подтверждают ориентировочный баланс грунтовых вод, составленный Н. Н. Скоркиной в 1956 г., согласно которому приток подземных вод в долину равен $0,5 \text{ м}^3/\text{с}$, а подземный отток — $0,92 \text{ м}^3/\text{с}$.

На участке II (Ильчик — Тюя-Муюн), по гидрогеологическим расчетам, приточность в русло постоянна, среднегодовая величина ее за многолетие равна $60,9 \text{ м}^3/\text{с}$. Долина р. Амударьи шириной 5 км сложена из глинисто-песчаных образований неогена, палеогена, мела. Река является естественной дренажной подземных вод прилегающих территорий. Аллювиальные отложения долины развиты локально, мощность их не превышает 25—28 м. В пределах данного участка отсутствуют условия для значительных подземных притоков в балансовый контур и оттоков из него (подземный приток на участке I оценен в $0,006 \text{ м}^3/\text{с}$, а отток по Тюямуюнской теснине практически отсутствует). Возможное поступление в русло подземных вод с обоих берегов не превышает $0,7 \text{ м}^3/\text{с}$ (в расчет приняты заведомо завышенные параметры: мощность отложений неогена, палеогена и мела 500 м, коэффициент фильтрации 2 м/сутки, уклон потока 0,0001). В паводок часть стока теряется в русловых отложениях, однако емкость их ограничена, поэтому береговое регулирование не может играть значительной роли, а большую приточность по данным руслового баланса следует отнести к ошибкам при замерах расходов р. Амударьи.

Участок III (Тюя-Муюн—Чатлы). Особенностью дельты р. Амударьи является преобладание вертикального водообмена при вековом стоке [1, 3]. Если вблизи реки уклоны зеркала грунтовых вод достигают 0,01 и более, то по мере удаления от реки они уменьшаются. Одновременно ухудшаются фильтрационные свойства пород (до 5—10 м/сутки). Дельта интенсивно осваивается под орошаемое земледелие. Фильтрационные потери ирригационных вод оказывают подпор грунтовому потоку, формирующемуся за счет потерь стока р. Амударьи. Основными путями разгрузки подземных вод являются испарение с уровня (из-за неглубокого, до 3 м их залегания), транспирация растительностью, выклинивание в коллекторно-дренажную сеть.

В пределах дельты р. Амударьи мощность аллювия составляет 15—55 м, коэффициент фильтрации водовмещающих пород 20—35 м/сутки. При удалении от реки они убывают, как и мощность аллювиальных песков. Их подстилают слабопрочные песчаники с коэффициентом фильтрации до 1—2 м/сутки.

Результирующая руслового баланса, определенная по многолетним гидрологическим данным, указывает на потери стока из р. Амударьи, в среднем равные $175 \text{ м}^3/\text{с}$ за год.

Подземный приток по верхнему створу (теснина Тюя-Муюн) практического значения не имеет. Ниже по долине увеличивается мощность русловых отложений и площадь их распространения. Происходят интенсивные потери стока, за счет которых формируются линзы опресненных грунтовых вод вдоль каналов и р. Амударьи на фоне минерализованных. Возможны процессы берегового регулирования из-за резких колебаний уровня в реке благодаря ледяным заторам, обильным паводкам. Одновременно на отдельных отрезках речной долины отмечается дренирование подземных вод.

Для количественной оценки фильтрационных потерь в русле реки фактических данных оказалось явно недостаточно. Специальные гидрогеологические работы с этой целью в пределах дельты не ставились. В отчетных материалах гидрогеологических разведок на подземные воды и режимных наблюдений за ними указывается на то, что грунтовые воды рассматриваемого района в значительной мере питаются за счет фильтрации речных вод, но количественных оценок по гидрогеологическим данным не приводится.

Расчеты удельных потерь в русле реки выполнены нами для двух створов, заложенных к реке. Верхний створ расположен на каирных землях Хорезмского оазиса левобережья р. Амударьи в створе пристани Чалыш, нижний — на правом берегу р. Амударьи в пределах Кызылджарского массива в створе Пирман-Ишан.

Нами оценен фильтрационный расход на 1 км долины русла. При этом удельные потери составили для верхнего створа $0,04 \text{ м}^3/\text{с}$, для нижнего — $0,08 \text{ м}^3/\text{с}$. Эти расчеты подтверждают результаты

детальной разведки опресненных линз грунтовых вод на каирных землях.

Для ориентировочной оценки величины фильтрационных потерь из русла р. Амударьи на участке Тюя-Муюн — Чатлы протяженностью 228 км мы приняли удельную величину фильтрационных потерь равной $0,06 \text{ м}^3/\text{с}$ и распространили ее на оба берега. Величина фильтрационных потерь в русле составила $26,4 \text{ м}^3/\text{с}$. В нее не входят потери на фильтрацию при разливах реки, которые здесь значительны. Полученное значение следует рассматривать как приближенную количественную оценку потерь из русла реки на данном участке.

По сопоставлению режимов грунтовых и поверхностных вод установлены благоприятные условия для берегового регулирования. Вмещающая способность толщи составила $750\,000 \text{ м}^3$ на 1 пог. км длины реки на один берег.

Последующие исследования отдела ресурсов института Гидроингео заключались в установлении возможных взаимоотношений подземных вод с поверхностными для определенных лет (1969, 1970, 1971) на участке долины р. Амударьи между гидропостами Тюя-Муюн — Кызылджар. Сопоставление годовых режимов подземных вод со стоком р. Амударьи нами выполнено по скважинам с ненарушенным режимом, расположенным в пойме или на первой террасе р. Амударьи. Учитывался также непрерывный цикл наблюдений за грунтовыми водами в течение одного года или всех лет, принимаемых в расчет. На участке Тюя-Муюн — Чатлы такое сопоставление выполнено по всем имеющимся немногочисленным скважинам, расположенным как на левом, так и на правом берегах реки.

Выполненные построения показали, что взаимосвязь подземных вод с поверхностными в определенном створе изменяется по годам и по протяженности водотока. В пределах одного и того же створа в различные годы отмечаются фильтрационные потери, поступление подземных вод в русло или береговое регулирование. Удельное поступление в русло подземных вод достигает $95\text{—}140 \text{ л/с}$, фильтрационные потери, по нашим расчетам, на разных участках русла изменяются от 13 до 117 л/с на 1 пог. км берега. Налицо водовмещающая емкость пород, в которой может скапливаться до 1 млн. м^3 воды на 1 пог. км берега. Береговое регулирование происходит в полосе шириной 300—500 м. Однако возможности подземного оттока отсутствуют, поэтому происходит возврат в русло скопившейся части воды.

Нами проанализированы причины таких изменений взаимосвязи подземных и поверхностных вод в русле р. Амударьи по годам и по длине реки.

На преимущественное поступление поверхностного стока в берега указывает минерализация подземных вод прибрежной зоны — до 1 г/л. В немногочисленных естественных углублениях местности она может возрастать до 3—5 г/л в результате усиленного испарения с уровня грунтовых вод. Фильтрационные свойства русловых

отложений характеризуют коэффициенты фильтрации, равные 20—25 м/сутки, по длине реки они изменяются незначительно. Русловые отложения, представленные переслаиванием песков, супесей, суглинков и глин, имеют различную мощность покровного слоя и водосодержащих пластов, изменяющихся по площади и в разрезе.

Причина изменения взаимосвязи подземных вод с поверхностными в русле р. Амударьи, по нашему мнению, заключается в особенностях литологического строения водосодержащей толщи, режиме р. Амударьи и комплексе водохозяйственных мероприятий в прибрежной зоне.

Выполненные проработки по установлению возможной взаимосвязи подземных и поверхностных вод рассматриваются как предварительные, требующие дальнейшего уточнения. Полученные результаты свидетельствуют о значительной роли подземных вод наряду с транспирацией и испарением в расходовании поверхностного стока и его пополнении в среднем и нижнем течении р. Амударьи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Мирзаев С. Ш. О формировании, разведке и эксплуатации опресненных линз грунтовых вод, развитых вдоль водотоков.—«Узбекский геологический журнал», 1967, № 1.
2. Программа работ по проведению гидрологического года в бассейне р. Амударьи за период 1969—1972 г. М., 1969.
3. Ходжибаев Н. Н. Естественные потоки грунтовых вод Узбекистана. Изд. ФАН УзССР, 1970.

НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ УРОВЕННОГО РЕЖИМА НА МОДЕЛИ ТЮЯМУЮНСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА

При проектировании Тюямуюнского гидроузла одной из основных задач было составление прогноза аккумуляции наносов в водохранилище. Этот прогноз рассчитывался по методу В. С. Лапшенкова для различных вариантов эксплуатации гидроузла. Составить более детальный и полный прогноз аккумуляции наносов в водохранилище в пределах кривой подпора оказалось возможным только путем проведения экспериментальных исследований. С этой целью в Среднеазиатском научно-исследовательском институте ирригации (САНИИРИ) была построена модель Тюямуюнского водохранилища на р. Амударье (рис. 1).

Модельные исследования аккумуляции наносов в Тюямуюнском водохранилище были проведены для варианта эксплуатации гидроузла при постоянной отметке уровня воды у плотины, равной 130,0 м.

Под исследованиями аккумуляции наносов подразумевается изучение заиления регулирующей призмы водохранилища неруслообразующими фракциями наносов и занесение участка водохранилища выше регулирующей призмы руслообразующими фракциями наносов при распространении подпора вверх по течению реки, причем руслообразующие наносы можно определить как наносы, которыми поток насыщен до предела, остальные — неруслообразующие наносы [1].

В проведенных модельных исследованиях для указанного варианта решались следующие задачи: 1) определялись объемы аккумуляции наносов в водохранилище и размещение их в пределах регулирующей призмы; 2) исследовалась динамика объемов воды в пределах регулирующей призмы водохранилища; 3) находилась мутность воды у гидроузла и фракционный состав наносов, подошедших к плотине гидроузла; 4) изучалась динамика уровней воды в пределах кривой подпора.

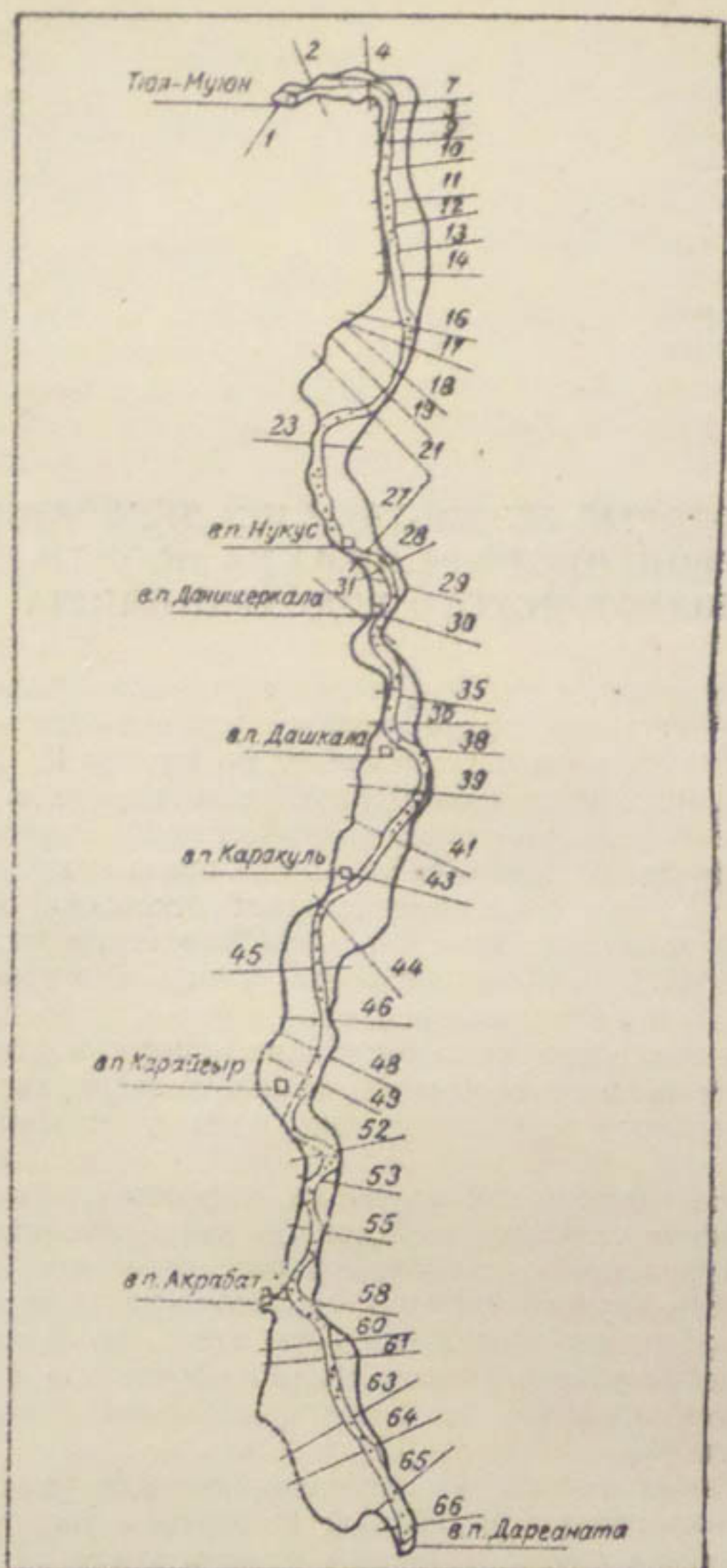


Рис. 1. Схема модели Тюямуюнского водохранилища.

Цифры у линий — номера створов.

При проведении исследований большое внимание было уделено изучению динамики уровней воды на участке дополнительного подпора, который появляется при распространении подпорной кривой вследствие аккумуляции наносов в водохранилище от створа сопряжения статического уровня с бытовыми вверх по течению и вниз к плотине. От величины дополнительного подпора и длины его распространения зависит решение таких вопросов, как назначение отметок гребня и строительство дамб обвалования для предотвращения затопления культурных земель.

В работе приводятся результаты исследований динамики уровней водной поверхности на участке дополнительного подпора при моделировании аккумуляции наносов в Тюямуюнском водохранилище. Методика моделирования руслового процесса в бытовых условиях и при аккумуляции наносов в водохранилище была разработана и применена В. С. Лапшенковым [2] на модели Тюямуюнского водохранилища.

На построенной модели имитировался участок р. Амударьи от водомерного поста Дарганата до поста Тюя-Муюн длиной 150 км с плановым масштабом 1 : 1250. При этом вертикальный масштаб был определен равным 1 : 100. Основные размеры модели получились следующими: длина 120 м; ширина 1,5—11,0 м; высота (с учетом глубинных деформаций и подъема уровней) 0,45 м.

На модели проведены опыты по воспроизведению бытовых условий р. Амударьи при водопотреблении на уровне 1980 г. и по исследованию аккумуляции наносов в водохранилище при постоянной отметке уровня воды у плотины 130,0 м (при водопотреблении на том же уровне).

Опыт по воспроизведению бытовых условий р. Амударьи на модели проводился при расходе воды 2,4 л/с, что соответствует натурному руслоформирующему расходу в 3200 м³/с. Модельный поток насыщался наносами, приготовленными из кирпичного песка. Нагрузка потока наносами подбиралась в ходе опыта из условия стабилизации уровней воды во времени и транзита наносов по длине имитируемого участка реки в бытовых условиях. В результате такого подбора установлено, что модельный поток может транспортировать нагрузку, равную $0,00127 \frac{\text{кг} \cdot \text{м}}{\text{с} \cdot \text{м}^3}$ при мутности в конце опыта 0,74 г/л.

В опыте измерялось высотное положение уровней воды в створах поперечников, разбитых по длине модели таким образом, чтобы измерениями уровня были охвачены все характерные места водохранилища. За 260—280 ч сформировался модельный поток со сравнительно стабильными уровнями. В конце опыта средняя глубина потока составила 0,0254 м, уклон водной поверхности — 0,00255, средняя скорость течения — 0,141 м/с. Число Фруда, полученное осреднением по 65 поперечникам, равно 0,0795. Натурные числа Фруда для данного участка р. Амударьи в среднем составляют 0,08. Число Рейнольдса для модельного потока равно 3580, а коэффициент сопротивления модельного потока 0,0625.

Точка, нанесенная на график Зегжды с осями λ и Re , лежит в автомоделльной области, что дает право переносить результаты опыта на естественные условия.

К концу опыта было воспроизведено бытовое русло Амударьи. Доказательством этому являются: 1) равенство чисел Фруда на модели натурным; 2) соответствие отметки уровней воды на модели натурным; 3) формирование русла блуждающего типа; 4) соответствие фракционирования наносов с четким выделением руслообразующей фракции. Интересно отметить, что при воспроизведении на модели бытового режима участка р. Амударьи наблюдалось такое, присущее лишь этой реке, явление, как дейгиш [4].

После отработки на модели бытового режима участка р. Амударьи от Дарганата до Тюя-Муюн приступили к исследованиям аккумуляции наносов в Тюямуюнском водохранилище при постоянном уровне воды у плотины 130,0 м. Эти исследования проводились при тех же, что и в конце предыдущего опыта, характеристиках стока воды и наносов. В конце модели уровень воды был подперт до отметки 404,226 м, которая соответствовала натурной 130,0 м. При этом глубина воды в створе плотины составила 16,0 см, или 16 м в натуре.

Длительность проведения опыта по исследованию аккумуляции наносов в водохранилище составила 1832 ч, или 40 лет работы водохранилища в натуре (1 год натуры равнялся 44 ч работы модели).

В течение опыта производились: плановые съемки урезов воды, нивелировки дна русла и поймы на поперечниках модели для определения объемов аккумуляции наносов, нивелировки водной поверхности на поперечниках модели. Всего проведено 46 нивелировок уровней воды. По этим данным были построены графики изменения отметок водной поверхности во времени на поперечниках модели. Для определения величины дополнительного подпора на каждом поперечнике нанесены значения уровней воды, соответствующие первоначальному положению кривой подпора. По значениям дополнительного подпора от 0 до 50 мм в интервале через 5 мм, снятым с указанных графиков, был построен график распространения дополнительного подпора во времени по длине модели Тюямуюнского водохранилища (рис. 2). На этом графике можно проследить динамику развития дополнительного подпора во времени, продвижения его вверх по течению и вниз к створу плотины.

Перед началом заиления водохранилища статический подпор распространился до 41-го поперечника, который расположен в 65,5 м от створа плотины, что соответствует 80-километровой натурной длине. Створ этого поперечника совпадает с вершиной асимметричной кривой, по которой распространяется дополнительный подпор во времени и по длине. Линия на графике, соответствующая величине дополнительного подпора, равного 0 мм, обозначает продолжительность стояния бытовых уровней в створах поперечников. На этом графике видно, что дополнительный подпор на посту Дарганата отмечался уже через 100 ч опыта (2,25 лет натуры)

и продвинулся бы дальше, если бы был смоделирован участок р. Амударьи выше поста Дарганата.

Столь интенсивное распространение дополнительного подпора вверх по течению объясняется тем, что в первые же годы эксплуатации водохранилища образовавшееся тело заиления оказывает подпор на вышерасположенный участок. На этом участке выше регулирующей призмы происходит активное выпадение руслообра-

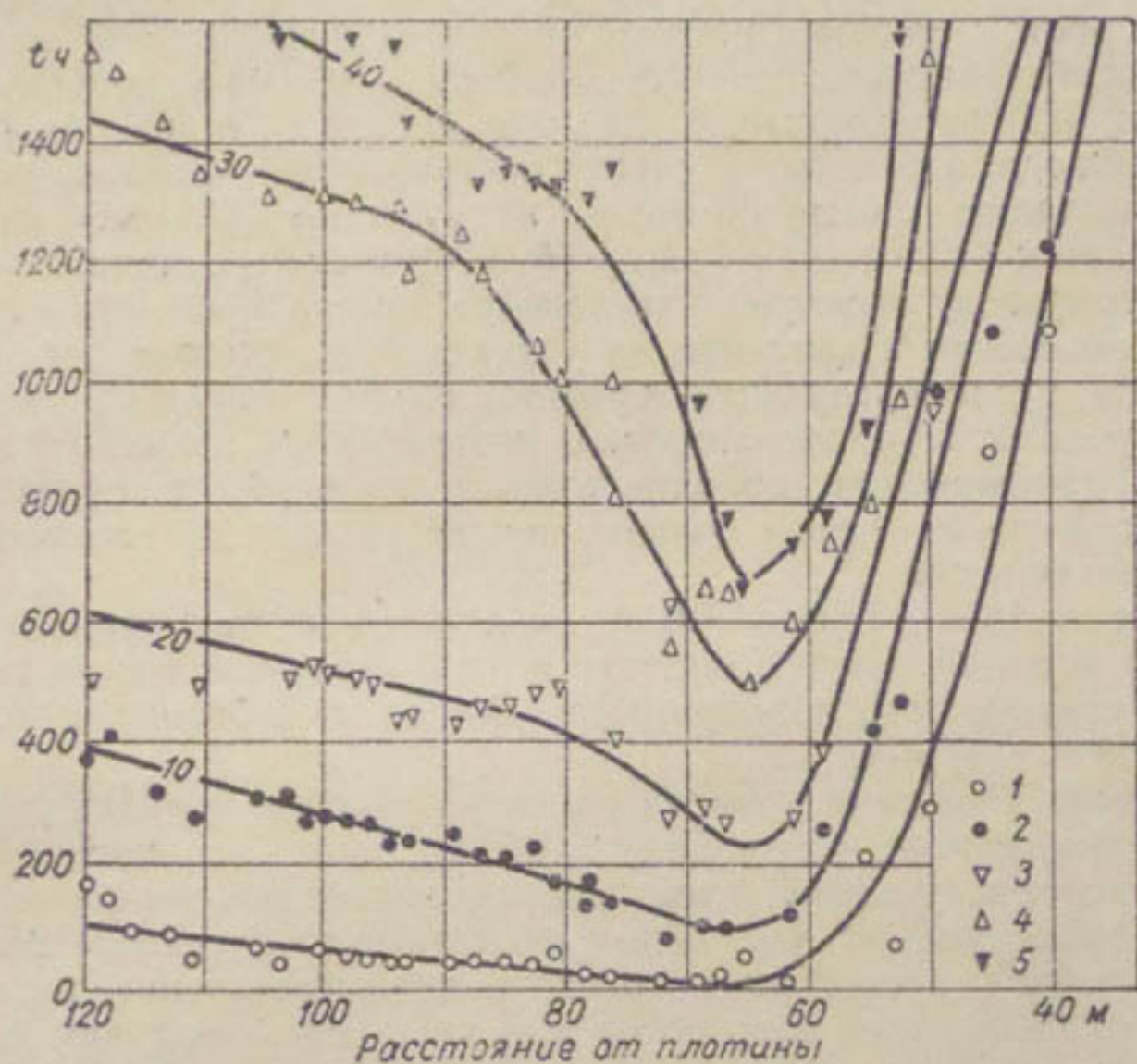


Рис. 2. Распространение дополнительного подпора во времени по длине модели Тюямуюнского водохранилища.

1 — дополнительный подпор в 0 мм, 2 — 10 мм, 3 — 20 мм, 4 — 30 мм, 5 — 40 мм.

зующих фракций из потока. Вследствие этого дно русла и уровни воды повышаются, в свою очередь вызывая дополнительный подпор на следующем участке реки. Указанный процесс занесения участка водохранилища выше регулирующей призмы идет одновременно с заилением ее неруслообразующими фракциями наносов.

На рис. 2 выделяется участок водохранилища в районе поперечника, который характеризуется наибольшим ростом уровней в течение всего опыта. На этом участке водохранилища величина аккумуляции наносов была наибольшей. Подъем уровней воды здесь наблюдался только за счет аккумуляции наносов в пределах

русла и подъема дна в нем. Вместе с руслом поднимались и приурезные валы, предотвращающие излив потока на пойму.

На рис. 2 видно, что скорость распространения дополнительного подпора величиной от 0 до 15 мм вверх по течению от 41-го поперечника была значительной и изменялась от 2,75 до 5,5 м/ч (в натуре соответственно от 30,2 до 60,4 км/год).

После 230 ч опыта (примерно 5 лет натуре) четко выделяются два участка с различной скоростью продвижения дополнительного подпора: участок интенсивной аккумуляции наносов (*I*), со значительным ростом подпора, расположенный непосредственно за створом выклинивания статического подпора — 49—41-й поперечники, и участок (*II*) переходный, с меньшим ростом подпора. На участке *II* наблюдалась незначительная аккумуляция наносов, но при этом осаждались самые крупные (из руслообразующих) наносы. Этот участок расположен между 66- и 49-м поперечниками.

К пятому году эксплуатации водохранилища произошло значительное занесение и заиление на участке *I*, вследствие чего большая часть руслообразующих фракций стала отлагаться на переходном участке *II* водохранилища, поэтому в то же самое время скорость продвижения дополнительного подпора на переходном участке стала в 3—4 раза больше, чем на участке интенсивной аккумуляции наносов.

В итоге к 1832 ч опыта—40 лет эксплуатации водохранилища—величина дополнительного подпора в зоне первоначального выклинивания статического подпора равна 50 мм, у Дарганат составила 20 мм (2,0 м натуре).

Изучение динамики уровней воды на участке дополнительного подпора показывает, что наряду с общей, четко выраженной тенденцией подъема уровней, имеет место и временное снижение уровней, что объясняется самим ходом руслового процесса. Наносы аккумулируются в русле, дно которого поднимается выше дна окружающей поймы; затем весь поток или часть его «сваливаются» на пониженные участки поймы, и уровни воды в русле понижаются. При таком «свале» потока на пойме выше регулирующей призмы отлагаются не только руслообразующие фракции, но и часть неруслообразующих (до 15%).

На рис. 2 видно, что дополнительный подпор одновременно с распространением вверх по течению реки от створа выклинивания статического подпора продвигается и вниз, к плотине гидроузла, но с меньшей скоростью. Средняя скорость продвижения дополнительного подпора к плотине составила всего 0,0176 м/ч (0,94 км/год в натуре).

По продольным профилям водной поверхности, соответствующим определенному моменту опыта, на двух участках дополнительного подпора были определены уклоны водной поверхности, которые приводятся в табл. 1. Из данных табл. 1 видно, что величина уклона водной поверхности переходного участка уменьшается во времени и к 40 годам эксплуатации водохранилища составит 0,00217. Со времени выклинивания дополнительного подпора за пределы

модели на входной створ поступали и те наносы, которые должны были осаждаться за пределами модели. Поэтому на участке II формировались несколько завышенные уклоны водной поверхности.

На участке I в зоне активной аккумуляции наносов в течение всего опыта наблюдались меньшие уклоны водной поверхности по сравнению с верхним участком (переходным). Более достоверными можно считать уклоны, сформированные потоком на этом участке. Исходя из этого, при определении длины распространения подпора принималось, что уклоны водной поверхности на участке водохранилища, не воспроизведенного моделью, будут практически такими же, что и на участке I дополнительного подпора.

Таблица I

Уклоны водной поверхности (I) на двух участках дополнительного подпора

Продолжительность опыта, ч	99	261	432	691
Время эксплуатации в натуре, лет	1,82	4,80	7,90	13,8
Уклон участка II	0,00237	0,00234	0,00234	0,00234
Уклон участка I	0,00214	0,00203	0,00195	0,00190
Продолжительность опыта, ч	984	1177	1832	
Время эксплуатации в натуре, лет	21,2	25,4	40,0	
Уклон участка II	0,00229	0,00223	0,00217	
Уклон участка I	0,00195	0,00195	0,00195	

Ниже для примера приводится расчет длины кривой подпора. Через 261 ч опыта величина подпора в створе водпоста Дарганат составляла 0,005 м (рис. 2), уклон водной поверхности на участке 49—41-й поперечники равен 0,00203 (табл. 1). Длина дополнительного подпора, не воспроизведенного моделью, равна

$$l = \frac{\Delta z}{I_6 - I_{II}} = \frac{0,005}{0,00255 - 0,00203} = 9,6 \text{ м,}$$

где l — длина дополнительного подпора; Δz — величина подпора в створе водпоста Дарганат; I_6 — уклон водной поверхности потока при бытовом режиме; I_{II} — уклон водной поверхности потока на нижнем участке дополнительного подпора.

Полная длина кривой подпора составит $120,0 + 9,60 = 129,6$ м.

Остальные данные о величине длины кривой подпора во времени помещены в табл. 2.

Аналогично можно вычислить и предельную длину кривой подпора, принимая предельный уклон водной поверхности равным 0,00195, а $\Delta z = 16$ см. В этом случае длина кривой подпора составит 267 м, что соответствует в натуре 333 км.

По полученным данным была определена ошибка при воспроизведении процесса аккумуляции наносов на ограниченной по дли-

не модели Тюямуюнского водохранилища, которая к 1832 ч опыта составила 12,5%.

В начале опыта и в середине его эта ошибка была меньше 12,5%. Поэтому можно считать, что если бы на модели была воспроизведена вся длина водохранилища с учетом дополнительного подпора, то значения уклонов водной поверхности в зоне дополнительного подпора существенно не изменились.

Таблица 2

Длина кривой подпора при различной продолжительности опыта									
Продолжительность опыта, ч	51	99	261	462	491	984	1177	1832	
Время эксплуатации в натуре, лет	1,16	1,82	4,80	7,90	13,8	21,2	25,4	40,0	
Длина модельной кривой подпора, м	83,0	120	129,6	138	141,7	169	180	191	
Длина кривой подпора в натуре, км	104	150	162	172	177	211	225	239	

Анализируя результаты исследований уровня режима на модели Тюямуюнского водохранилища, можно сделать выводы.

1. На модели наблюдалось интенсивное развитие дополнительного подпора по длине (особенно вверх по течению реки) и во времени.

2. Этот процесс в расчетах заиления не мог быть полностью учтен, так как еще не ясен механизм такого интенсивного формирования дополнительного подпора, поэтому величина предельной длины кривой подпора, полученная по модельным данным, существенно отличается от расчетной. В расчете было принято, что в пределе длина кривой подпора составит 210 км. По данным модельных исследований предельная длина кривой подпора оказалась равной 333 км. Более достоверными следует считать результаты, полученные на модели.

3. При формировании дополнительного подпора выше регулирующей призмы часть неруслообразующих фракций наносов (до 15%) при «свале» потока осаждается на пойме. В результате примерно на 15% уменьшается по сравнению с расчетами величина заиления регулирующей призмы водохранилища, которая сохраняется на некоторый дополнительный период.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Лапшенков В. С. Руслообразующие наносы русловых потоков.—«Тр. САННИРИ», 1968, вып. 117.
2. Лапшенков В. С. Основные положения методики исследования русловых процессов в песчаных руслах.—«Тр. САННИРИ», 1970, вып. 120.
3. Леви И. И. Динамика русловых потоков. М., Госэнергоиздат, 1957.
4. Мухамедов А. М., Лапшенков В. С. О некоторых формах береговой деформации при грядовом движении наносов по наблюдениям на модели р. Амударья.—«Тр. САННИРИ», 1968, вып. 117.

МЕТОД РАСЧЕТА СУММАРНОГО ИСПАРЕНИЯ В ПЕРИОД ВЕГЕТАЦИИ ХЛОПЧАТНИКА

Теоретической основой расчетов испарения для целей мелиорации уже длительное время является известная формула С. Ф. Аверьянова [2]

$$E_x = E_0 \left(1 - \frac{x}{H}\right)^n, \quad (1)$$

где E_x — испарение при глубине грунтовой воды, x ; E_0 — испаряемость; H — глубина залегания грунтовых вод, обеспечивающая отсутствие влияния на испарение; n — численный коэффициент.

По уравнению (1), величина испарения для данного времени года, учитываемого введением испаряемости, зависит лишь от глубины залегания уровня грунтовых вод. Между тем известно [1], что подвешенная влага, находящаяся в интервале от наименьшей влагоемкости почвы до влажности разрыва капиллярной связи, передвигается к плоскости испарения и испаряется сплошным фронтом и из всей промоченной толщи грунта. Об этом говорит хорошо известный и постоянно наблюдаемый в природе факт уменьшения влажности во всем промоченном профиле при испарении воды почвой.

Согласно формуле (1), при $x \approx H$ испарение отсутствует, но исходя из сказанного, становится ясно, что если в почве есть влага (ирригационная или атмосферная), то испарение будет иметь место при любой глубине залегания уровня грунтовых вод.

Поскольку суммарное испарение является интегральной характеристикой, формирующейся в результате одновременного воздействия большого числа факторов, поиски однозначной связи с глубиной уровня грунтовых вод, как правило, не приводят к положительным результатам в естественных условиях. Зато в лизиметрах, когда все факторы искусственно уравниваются, такая зависимость проявляется достаточно четко практически во всех экспериментах. Однако лизиметры в лучшем случае дают величины суммарного испарения, лишь пропорциональные фактические, так как

метод лизиметров будучи по своему существу точечным не учитывает пространственной изменчивости ни одного из факторов, определяющих расход влаги на испарение и транспирацию.

Известно, что в процессе лизиметрических экспериментов к испарению относится любое снижение уровня грунтовых вод, а изменение влажности зоны аэрации, как правило, игнорируется. Поэтому не исключено, что большие расхождения в измеренных методом лизиметров величинах испарения с поверхности грунтовых вод вызваны тем, что соответствуют различной интенсивности изменения влаги в монолите. Например, Н. Н. Ходжибаев и М. С. Алимов [7] приводят для Голодной степи данные, согласно которым при глубине грунтовых вод 1,5 м за вегетационный период с мая по октябрь испаряется слой воды 366 мм, а при глубине 2 м — 342 мм. Если же воспользоваться расчетными зависимостями Д. М. Каца [4], то величины испарения при тех же глубинах залегания грунтовых вод окажутся равными 300 и 200 мм соответственно.

Большой лизиметрический материал по Голодной степи обобщен А. П. Вавиловым, которому удалось табулировать величины суммарного испарения для всех месяцев года и для различных глубин залегания уровня грунтовых вод применительно к хлопчатнику и люцерне [6]. Таблица Вавилова, которая „подчиняется” уравнению (1) при $n=2$ и $H=8$, не учитывает изменчивость суммарного испарения от года к году. Согласно таблице, испарение с хлопчатника, например, в апреле при глубине грунтовых вод 2 м составляет 40 мм, а в августе при той же глубине — 160 мм. Однако в первом случае испарение с поверхности почвы при прочих равных условиях определяется суммой атмосферных осадков и ее распределением внутри месяца, а также теплоэнергетическими параметрами. Известно, что указанные элементы характеризуются значительной изменчивостью во времени и поэтому нет оснований ожидать стабильности испарения из года в год.

Сказанное в равной степени относится и ко второму случаю (август), поскольку поливная норма, сроки и продолжительность полива, влажность почвы, температура воздуха и радиационный баланс, а также состояние хлопчатника и, следовательно, его транспирирующая способность могут в значительной степени варьировать, из года в год. Соответственно изменяется и величина испарения.

Все же, несмотря на все недостатки лизиметрических данных, их обобщение было в свое время значительным шагом вперед на пути к уточнению проектов режима орошения и дренажа. Таблица Вавилова и сейчас широко используется в институте Средазгипроводхлопок, хотя возросшие требования со стороны инженерной мелиорации диктуют необходимость разработки новой расчетной схемы, полнее учитывающей факторы испарения и позволяющей получать более точные результаты.

Как известно, испарение E соответствует испаряемости E_0 при влажности почвы, равной ее наименьшей влагоемкости (НВ) и при

наличии бесперебойного подтока влаги к сосущим корням растений, в противном случае для любого отрезка времени $E < E_0$ на величину некоторого коэффициента K . В формуле (1) величина этого коэффициента принята пропорциональной глубине залегания уровня грунтовых вод, что позволило широко использовать лизиметрические данные. Имея в виду погрешности и нерепрезентативность лизиметрических данных и располагая результатами исследования водного режима орошаемых почв, положим

$$K = \frac{W}{W_{\text{нв}}}, \quad (2)$$

где W — фактическая влажность почвы; $W_{\text{нв}}$ — влажность при наименьшей влагоемкости. Здесь коэффициент K пропорционален влажности почвы и численно равен ее дефициту в каждый конкретный отрезок времени. С учетом равенства (2) формулу для расчета суммарного испарения запишем в виде

$$E = E_0 \frac{W}{W_{\text{нв}}}. \quad (3)$$

Строго говоря, зависимость суммарного испарения от влажности почвы не является линейной, но в интервале от наименьшей влагоемкости до влажности разрыва капиллярной связи, который безусловно преобладает на искусственно орошаемых землях, указанная зависимость может без большого ущерба аппроксимироваться прямой линией.

При проектировании режима орошения и расчетах дренажа испаряемость чаще всего определяют по формуле Н. Н. Иванова [3]

$$E_0 = n(t + 25)(100 - r),$$

где t и r — средние месячные значения соответственно температуры и относительной влажности воздуха; n — числовой коэффициент. Известно, что формула Иванова дает удовлетворительные результаты для месяцев вегетационного периода, но позволяет получать суммы испаряемости лишь в целом за месяц. Поэтому включение этой формулы в уравнение (3) лишило бы последнее важного преимущества, а именно, возможности рассчитывать суммарное испарение за произвольные интервалы времени.

В работе [5] мы предложили метод определения испаряемости за любой отрезок времени, проверка которого подтвердила его эффективность в условиях орошения. Метод основан на использовании зависимости сумм радиационного баланса, приходящихся на градус температуры воздуха, от дефицита влажности почвы. Расчетная формула имеет вид

$$E_0 = x_0 t, \quad (4)$$

где x_0 — параметр, определяемый из синхронных наблюдений за радиационным балансом, температурой воздуха и влажностью почвы. При расчетах испаряемости за период более суток величина

x_0 , равная для Голодной степи 0,29 и для Каршинской степи 0,25, соответственно увеличивается пропорционально числу суток в расчетном периоде, за который осредняется и температура воздуха t .

Уравнение (3) с учетом (4) примет вид

$$E = x_0 t \frac{W}{W_{\text{НВ}}}. \quad (5)$$

Строго говоря, формула (5) справедлива для всего вегетационного периода, но ее практическое использование затруднено, в частности, отсутствием достаточной информации о влажности почвы и ее водных свойствах. Поэтому задача сводится к оценке дефицита влажности почвы на основе минимальных данных.

Разделим период вегетации хлопчатника на следующие интервалы: 1) межполивные периоды, т. е. промежутки времени между прекращением одного вегетационного полива и началом следующего; 2) дни с поливом; 3) период от начала вегетации до первого полива.

Для расчетов суммарного испарения за межполивные периоды примем за основу формулу (5). Дефицит влажности почвы (относительные влагозапасы) определим исходя из закономерности убывания влажности во времени после вегетационных поливов. При этом учитывается влияние на влажность почвы, а следовательно, и на суммарное испарение глубины залегания уровня грунтовых вод, поскольку от положения грунтовых вод существенно зависит интенсивность сработки запасов влаги в почве.

С целью оценки дефицита влажности почвы в межполивные интервалы использованы результаты наблюдений САНИИРИ в центральном массиве Голодной степи (совхоз № 18, 1967—1969 гг.), института Средазгипроводхлопок (совхоз № 1, 1966—1971 гг.), а также наблюдения Средазгипроводхлопка и СоюзНИХИ в Каршинской степи (клх «Москва», 1970—1972 гг. и п. Муглан, 1969—1970 гг.). Из всех этих материалов отбирались скважины, о которых достоверно известны: дата прекращения полива, влажность почвы на 2, 5, 7-й и т. д. день после полива и динамика глубины залегания уровня грунтовых вод. Затем применительно к каждой скважине строились кривые $W/W_{\text{НВ}} = f(T)$, где T — время после прекращения полива, дни.

При этом возник вопрос: влажность какого слоя использовать для построения кривых. Этот вопрос особо важен в связи с тем, что конечный результат расчетов в значительной степени зависит от абсолютной величины редуccionного коэффициента (дефицита влажности почвы). Если использовать влажность верхнего метрового или даже полуметрового слоя почвы, то при близком, например на глубине порядка 1 м, залегании грунтовых вод мы можем встретиться со случаем $W/W_{\text{НВ}} > 1$, при котором формула (5) даст абсурдный результат. Подобный случай очевиден при близком залегании грунтовых вод, когда уже на небольшой глубине влажность почвы соответствует капиллярной влагоемкости (КВ), а $КВ > НВ$. Если же включить в расчет влажность поверхностного

слоя почвы небольшой мощности, то быстрое его иссушение наряду с влиянием послеполивной культивации сильно занизит величину редуccionного коэффициента, а вместе с ним и суммарное испарение.

Решая уравнение (5) относительно дефицита влажности почвы на основе значительного объема фактического материала, мы получили, что величина редуccionного коэффициента, наиболее близкая к истинной, обеспечивается при рассмотрении динамики влажности почвы на глубине 30 см. Эта влажность была принята для построения кривых $W/W_{\text{нв}} = f(T)$.

Следует отметить, что полученные кривые, вопреки первоначальному ожиданию, оказались стабильны для всего периода вегетации. Казалось бы, интенсивность сработки влагозапасов, например, в июле должна быть выше, чем в мае, хотя бы по причине разницы в интенсивности испарения, и потому крутизна кривых, соответствующих июлю, должна быть выше по сравнению с майскими. Однако на конфигурации кривых этот процесс не отразился в связи с тем, что с продвижением в глубь вегетационного периода грунтовые воды, как правило, поднимаются и интенсивность капиллярного подпитывания зоны аэрации нарастает. По-видимому, оба процесса компенсируют друг друга, в результате чего стабильность кривых во времени сохраняется.

С кривых $W/W_{\text{нв}} = f(T)$ снимались последовательно ординаты, соответствующие произвольным глубинам залегания грунтовых вод, после чего строились зависимости дефицита влажности почвы от глубины залегания грунтовых вод для конкретных значений T (рис. 1). Корреляционное отношение этих переменных составляет в среднем 0,79.

Как видно, точки, соответствующие разным районам, группируются около одной кривой, а это обстоятельство позволяет предполагать, что полученные зависимости территориально общие, по крайней мере в пределах новой зоны орошения Голодной степи и территории первой очереди освоения Каршинской степи.

Для удобства практического использования построена номограмма $W/W_{\text{нв}} = f(H, T)$ при последовательно возрастающих глубинах уровня грунтовых вод (H). В случае необходимости интервалы глубин уровня могут быть легко сокращены в соответствии с требованиями конкретных расчетов. С помощью номограммы (рис. 2) может быть определен дефицит влажности почвы на любую из дат межполивного интервала, если известна глубина залегания уровня грунтовых вод.

Таким образом, для расчетов суммарного испарения с орошаемого поля под хлопчатником в межполивной интервал по формуле (5) необходимо располагать сведениями о дате прекращения полива, температуре воздуха и глубине залегания уровня грунтовых вод.

За дни с поливом испарение может быть принято равным испаряемости ($W/W_{\text{нв}} = 1$) при условии, что вся исследуемая площадь орошается одновременно. Однако при нынешних площадях отдель-

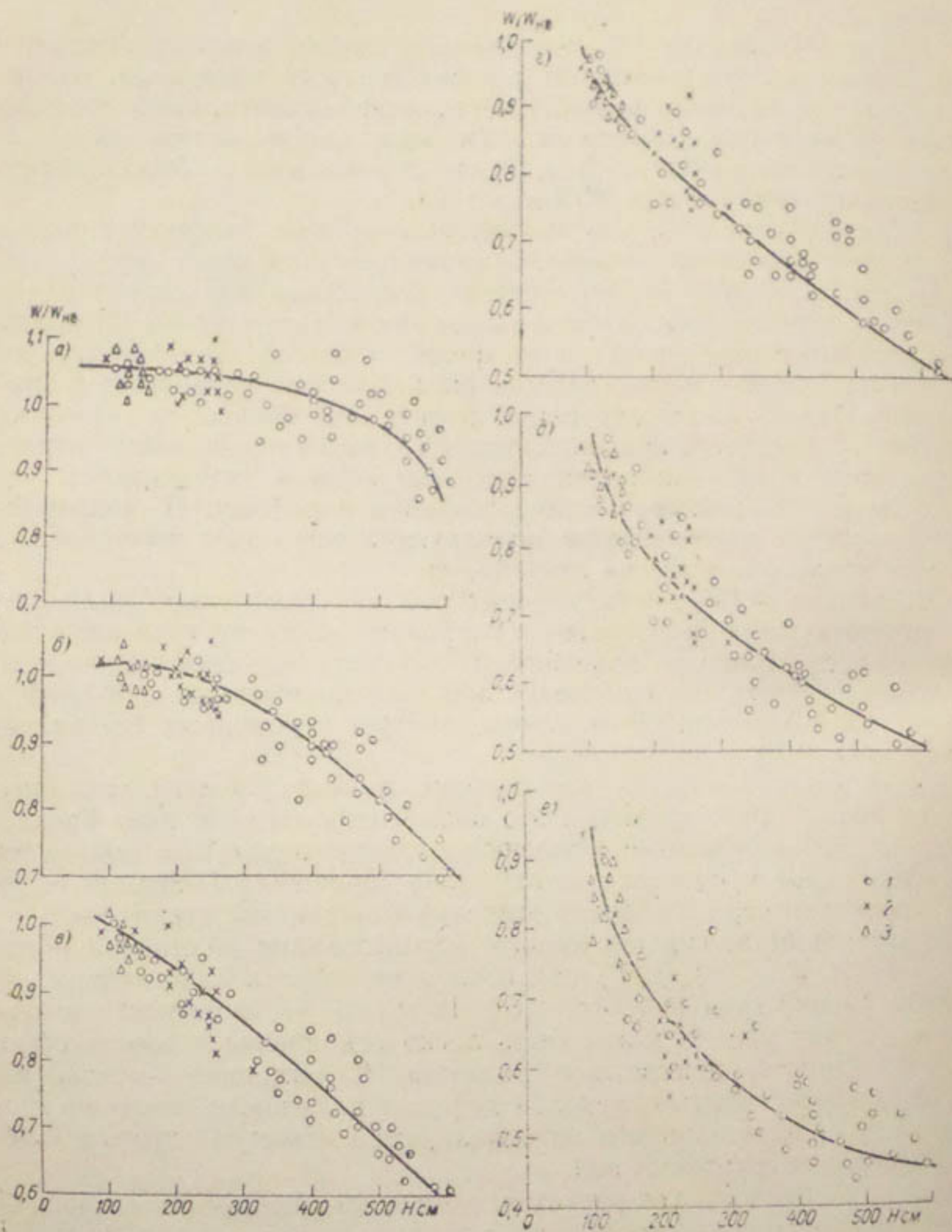


Рис. 1. Зависимость дефицита влажности почвы от глубины залегания грунтовых вод на различное число дней после полива.

а — на 2-е сутки, б — на 5-е сутки, в — на 10-е сутки, г — на 15-е сутки, д — на 20-е сутки, е — на 30-е сутки после полива; 1 — Голодная степь, свх № 18, 1967—1969 гг., 2 — то же, свх № 1, 1966—1970 гг., 3 — Каршинская степь и Муглан 1969—1970 гг., Бешкент 1970 г.

ных карт, особенно на новоосваиваемых землях, подобное условие никогда не соблюдается. Главное отличие естественно увлажняемых земель от орошаемых территорий как раз и заключается в том, что последние орошаются не одновременно, а по частям, в результате чего на одну и ту же дату могут соседствовать участки, насыщенные водой до полной влагоемкости и иссушенные до влажности разрыва капиллярной связи, а нередко и ниже. Следовательно, приравнивая в дни с поливом испарение испаряемости, мы вносим в конечный результат систематическую ошибку, размер которой может быть весьма существенным и зависит в основном от продолжительности полива на данной площади. Например,

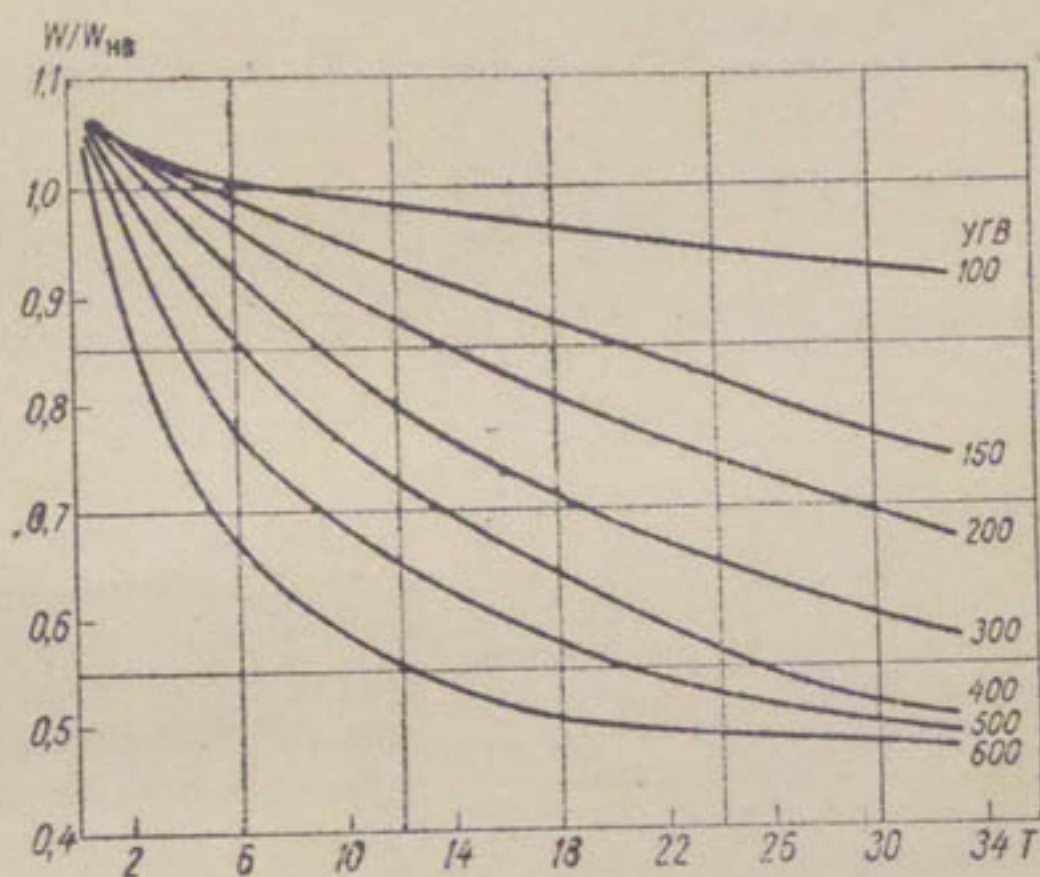


Рис. 2. Номограмма $W/W_{нв} = f(H, T)$

в 1967 г. мы наблюдали на землях совхоза № 18 Голодной степи вегетационный полив продолжительностью 28 суток на площади 16 га. Когда поливались последние гектары этой карты влажность участков, увлажненных в начале полива, спустилась от 0,7—0,8 НВ и величины транспирации и физического испарения заметно снизились. Таким образом, в целом для опытной площади суммарное испарение ни в один из дней полива не достигало испаряемости, что и было зафиксировано прямыми измерениями в натуре.

Все же, для площадей порядка нескольких гектаров и при условии кратковременности полива можно без существенного ущерба для точности допустить

$$E = E_0 = x_0 t. \quad (6)$$

Во всех других случаях суммарное испарение определяется как средневзвешенное по сухой и смоченной частям поля по соотношению

$$E = \frac{1}{F} (e_c f_c + e_m f_m), \quad (7)$$

где F — общая площадь карты, по которой ведется расчет; e_c и e_m — испарение с сухого и смоченного участков, занимающих площади f_c и f_m соответственно.

В уравнении (7) величина e_c представляет собой испарение в межполивной интервал и потому определяется по формуле (5) до той даты, пока вся площадь F не будет орошена и f_c не обратится в нуль. Суммарное испарение со смоченной на конкретную дату площади e_m равно испаряемости и, следовательно, может быть определено по уравнению (6).

В силу этого формула (7) с учетом (5) и (6) может быть записана в виде

$$E = \frac{1}{F} x_0 t \left(f \frac{W}{W_{KB}} + f_m \right). \quad (8)$$

В дни с поливом $f_m \neq 0$. При $f_c = 0$ $f_m = F$ и, следовательно, $E = E_0$.

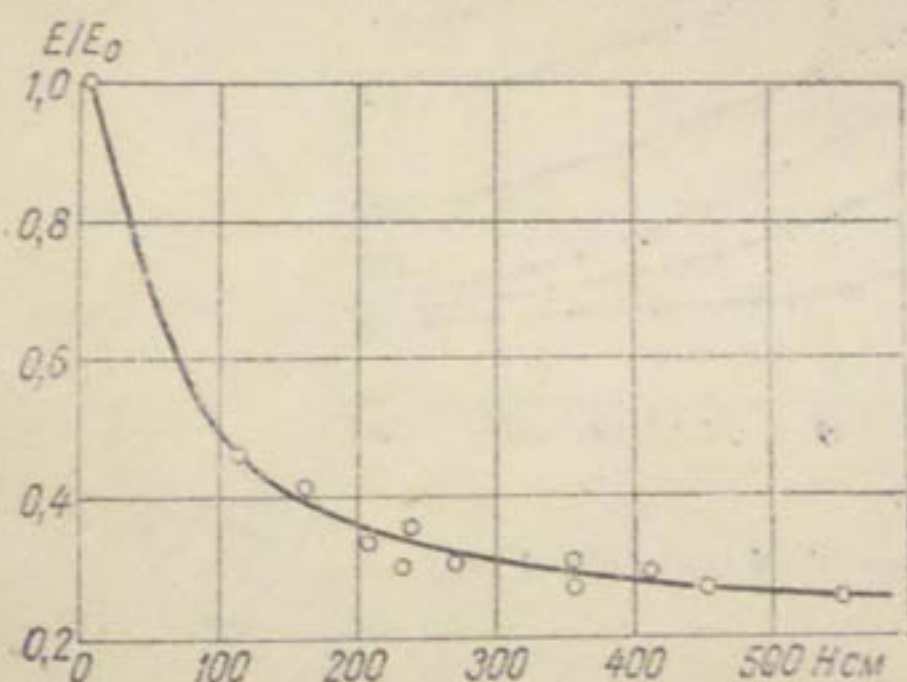


Рис. 3. Зависимость дефицита суммарного испарения за апрель — май от глубины залегания грунтовых вод.

Расчет по формуле (8) требует дополнительной информации о нарастании смоченной площади в период вегетационного полива. При отсутствии такой информации график нарастания смоченной площади может быть задан с учетом поливной нормы, среднесуточного расхода ирригационной воды и общей площади орошаемой карты.

Для третьего интервала, т. е. от начала вегетации хлопчатника до первого полива, динамика дефицита влажности почвы во многом определяется атмосферными осадками, их интенсивностью и характером распределения во времени.

Если считать начало вегетации от момента посева хлопчатника, то третий интервал охватывает время с середины апреля до начала июня, когда выпадает 20—25% годовой суммы осадков. Измерения суммарного испарения в Голодной и Каршинской степях показывают, что применительно к третьему интервалу суммарное испарение колеблется в пределах 20—50 мм в декаду, по-ви-

димому, в зависимости от выпадающих сумм атмосферных осадков. Однако включение осадков в расчетную схему не привело к положительному результату и поэтому в первом приближении была принята за основу осредненная зависимость дефицита суммарного испарения от глубины залегания грунтовых вод (рис. 3), подчиняющаяся уравнению

$$E_{IV-V} = x_0 t (1,46 - 0,46 \lg H). \quad (9)$$

При вычислениях по формуле (9) необходимо располагать лишь сведениями о температуре воздуха и глубине залегания уровня

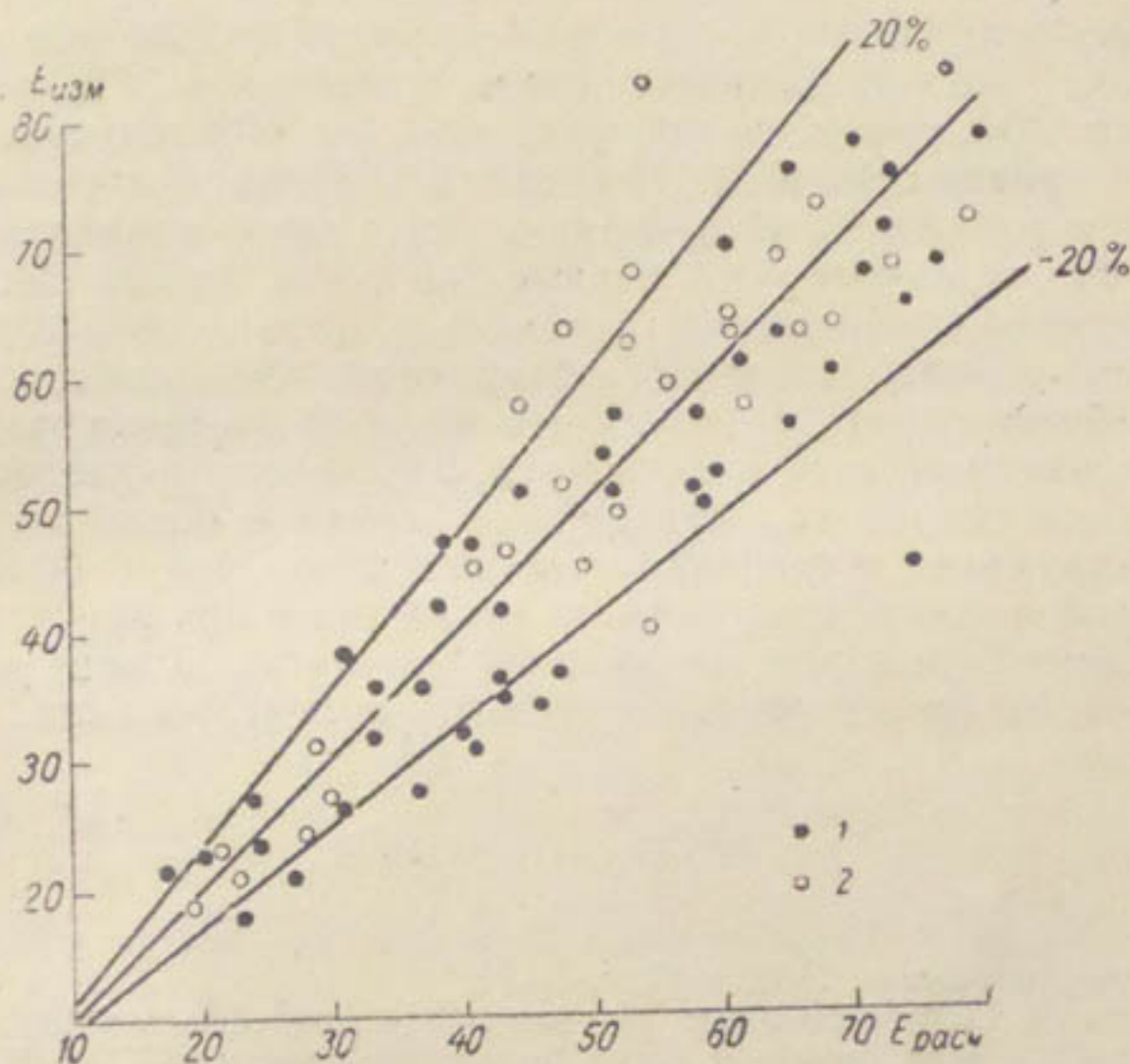


Рис. 4. Сравнение измеренных и рассчитанных декадных сумм испарения.

1 — Голодная степь, 2 — Каршинская степь.

грунтовых вод, которая косвенно характеризует и запасы влаги в зоне аэрации.

Погрешность любого метода обычно устанавливают сравнением измеренных и рассчитанных результатов, причем объективная оценка погрешности требует, чтобы при составлении расчетной методики не использовались фактические данные, с которыми в дальнейшем производится сравнение рассчитанных величин. Этому требованию отвечает предлагаемая методика расчета испарения в межполивные интервалы и дни с поливом.

Всего было проверено 72 декадные суммы испарения в различные месяцы вегетационного периода. Полные результаты проверки

обобщены в графическом виде (рис. 4). Как видно, фактические точки группируются симметрично относительно линии равных значений, что свидетельствует об отсутствии систематических погрешностей предлагаемой методики. Случайные погрешности обусловлены главным образом неравномерностью пространственного распределения температуры воздуха, влажности и водно-физических свойств почвы, глубины залегания уровня грунтовых вод и других факторов. Поэтому не исключено, что абсолютные значения аргументов, используемых при расчетах испарения, отличаются от фактических величин, хотя пропорциональность между ними сохраняется.

Анализ показывает, что в среднем для вегетационного периода погрешность расчета декадных сумм испарения в 78% случаев не превышает 20% определяемой величины, а в 60% случаев укладывается в пределы 1—15%. Погрешность расчета в межполивной интервал в среднем на 15% больше, чем в дни с поливами, причем эта разница от максимума в первые дни после полива быстро убывает, достигая минимальных значений к началу очередного вегетационного полива. Последнее объясняется влиянием послеполивной обработки почвы, в результате которой разрушаются капилляры в верхнем ее слое и снижается физическое, а следовательно, и суммарное испарение, хотя дефицит влаги в почве отсутствует.

Существующие погрешности, по-видимому, могут быть уменьшены при более тщательном учете входящих в них аргументов. Но и на современном этапе полученный результат должен в первом приближении удовлетворить потребности проектирования.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абрамова М. М. Передвижение воды в почве при испарении.—«Тр. Почв. ин-та им. Докучаева», 1953, т. 61, с. 5—71.
2. Аверьянов С. Ф. Некоторые вопросы предупреждения засоления орошаемых земель и меры борьбы с ним в Европейской части СССР.—В кн.: Орошаемое земледелие Европейской части СССР. М., «Колос», 1965, с. 90—151.
3. Иванов Н. Н. Об определении величины испаряемости.—Изв. ВГО, 1954, т. 8, вып. 2, с. 189—196.
4. Кац Д. М. Лизиметрические исследования в засушливых районах для целей мелиорации.—В кн.: Материалы Межведомственного совещания по проблеме изучения и регулирования испарения с водной поверхности и почвы. 1964, с. 274—284.
5. Побережский Л. Н. Способ оценки испаряемости в условиях орошения.—«Тр. САНИГМИ», 1972, вып. 62(77), с. 54—56.
6. Технические указания по проектированию горизонтального дренажа засоленных земель. М., 1962, с. 176.
7. Ходжибаев Н. Н., Алимов М. С. Региональный водно-солевой баланс Голодной степи. Ташкент. Изд. «ФАН», 1966.

ТЕПЛОВОЙ И ВОДНЫЙ БАЛАНС ХЛОПКОВОГО ПОЛЯ В УСЛОВИЯХ ГЯУРСКОЙ ДОЛИНЫ ТУРКМЕНСКОЙ ССР

Программа мелиоративных работ, намеченная XXIV съездом КПСС и Пленумами ЦК КПСС, предусматривает интенсификацию сельскохозяйственного производства и осуществление широкого комплекса мероприятий по освоению новых крупных земельных массивов и улучшению мелиоративного состояния староорошаемых земель.

Природные и хозяйственные условия орошаемых земель весьма разнообразны, различны и применяемые способы и техника орошения. Вопросы водного баланса орошаемых земель вообще и суммарного испарения с орошаемых полей в частности в новых районах орошения выступают в новом аспекте, учитывающем почвенно-климатические и хозяйственные условия этих районов, позволяющем оценить существующее и перспективное мелиоративное состояние территорий.

Настоящая работа содержит в себе результаты исследований теплового и водного балансов орошаемого хлопкового поля, выполненных в 1969 г. на территории 1-го отделения свх «Путь ленинизма» Гяурской долины Туркменской ССР. Работы проводились в составе экспедиции научно-исследовательского сектора Московского гидромелиоративного института на специально оборудованном опытном участке.

Территория опытного участка расположена в 45 км к востоку от г. Ашхабада в зоне орошения Каракумского канала. С юга этот район окаймляется горной системой Копет-Дага, а с севера и северо-запада примыкает к пустыне Каракум. Грунты представлены суглинками и супесями с прослоями галечника. Верхние горизонты почво-грунтов характеризуются более тяжелым механическим составом (средние и тяжелые суглинки) с объемным весом 1,48—1,52 г/см³ и скважностью 43—44%. Глубина грунтовых вод 30—50 м, минерализация этих вод 3—10 г/л.

Опытный участок площадью в 12 га, расположенный в центре крупного орошаемого хлопкового массива, был оборудован закры-

тым поливным трубопроводом длиной 400 м. Закрытая оросительная сеть обеспечивала качественный полив на всем протяжении трубопровода и позволила в несколько раз сократить трудовые затраты при поливах, что важно в условиях необеспеченности рабочей силой в целинных хозяйствах.

Для измерения водоподачи вдоль закрытого поливного трубопровода была установлена система треугольных водосливов с фиксацией расходов воды во время полива через 3 ч. С 18/V по 3/IX 1969 г. на опытном участке было проведено шесть поливов средней нормой 1500 м³/га, что за вычетом поверхностных сбросов составило в целом за вегетацию 7300 м³/га.

Посев хлопчатника советского сорта 108-Ф был произведен 28/IV. Массовые всходы были зафиксированы 24/V. В конце июня отмечалась фаза бутонизации, а 29/VII — массовое цветение. За период вегетации хлопчатника было проведено пять культиваций и пять нарезок поливных борозд с внесением удобрений, 18/IX была проведена дефолиация хлопчатника, в начале октября — уборка. Урожай хлопка-сырца на опытном участке составил 15 ц/га.

Для определения испарения по методу теплового баланса в центре опытного участка была оборудована метеорологическая площадка с комплексом необходимых приборов для наблюдений за температурным режимом и режимом влажности приземного слоя воздуха и почвы.

Наблюдения за испарением проводились с 8/VII по 3/X 1969 г. 8 раз в сутки: в 1, 4, 7, 10, 13, 16, 19 и 22 ч среднеместного времени.

В методику теплобалансовых наблюдений, изложенную в инструкциях, нами был внесен ряд дополнений, направленных на получение более качественных полевых материалов и связанных с большой изменчивостью во времени процессов тепло- и влагообмена приземного слоя атмосферы. Поэтому градиентные наблюдения проводились нами не на двух высотах (0,5 и 2,0 м), а на четырех (0,25; 0,5; 1,0 и 2,0 м) над деятельной поверхностью. В каждый срок наблюдений делалось 8 серий отсчетов по сухому и смоченному термометрам на каждой высоте; в течение каждого срока наблюдений приборы менялись местами, что давало возможность исключить инструментальные ошибки. Наши наблюдения показали, что при малых значениях градиентов измерение температуры и влажности воздуха только на двух высотах (0,5—2,0 м) не всегда давало возможность правильно определить даже знак градиента. Значения градиентов температуры и влажности воздуха, входящие в расчет, снимались с графиков распределения метеоэлементов с высотой с логарифмическим масштабом для высоты.

Расчет составляющих теплового баланса производился по существующей методике с привлечением ряда работ, выполненных в Институте физики атмосферы АН СССР и в УкрНИГМИ. В случае отрицательных градиентов влажности воздуха или $R - B \leq 0$, расчет теплообмена с атмосферой производился по формуле

А. С. Моинна, выведенной для условий неустойчивой стратификации атмосферы [6], а при температурных инверсиях — по зависимостям А. Б. Казанского и А. С. Моинна, разработанным для этого случая [3]. Затраты тепла на испарение при этом вычислялись по разности из уравнения теплового баланса. Формулы теплового баланса применялись нами с введением в них коэффициентов, учитывающих влияние температурной стратификации на турбулентный теплообмен [4].

Коэффициент шероховатости деятельной поверхности хлопкового поля определялся экстраполяцией графика скоростей ветра, построенного в логарифмическом масштабе для высоты на нуль скорости ветра при изотермии [1]. В результате обработки осредненных для каждой высоты значений скоростей ветра по способу наименьших квадратов было получено значение коэффициента шероховатости хлопкового поля, равное 0,035 м.

Расчет составляющих теплового баланса по аналитическим зависимостям является очень трудоемкой операцией, поэтому он был выполнен на ЭВМ «Наири» по программам, составленным нами. При разработке алгоритмов программ учитывались приведенные выше расчетные рекомендации.

Основные результаты теплобалансовых наблюдений изложены ниже.

Раднационный баланс орошаемого хлопкового поля за период наблюдений в среднемесечном разрезе складывался следующим образом: 6—12% суммарной радиации терялось деятельной поверхностью в виде эффективного излучения, 25—27% отражалось от листовой поверхности растений и поверхности почвы, 61—69% суммарной радиации составлял раднационный приток тепла к деятельной поверхности.

Среднесуточное (средневзвешенное) альбедо определялось как отношение дневных сумм отраженной и суммарной радиации. Уменьшение альбедо с 25—27 до 19—21% наблюдалось после поливов и осадков.

По литературным данным, среднее значение альбедо хлопкового поля в период от бутонизации до созревания составляет 22%. Увеличение альбедо, по нашим данным, свидетельствует о большой роли в отраженной радиации поверхности почвы. Это связано как со светло-серым цветом сухой почвы, так и с широкими междурядьями (90 см). Указанное положение подтверждается тем, что после поливов в результате потемнения влажной почвы альбедо в наших условиях уменьшается значительно, чем это обычно наблюдается.

Величина теплообмена в почве составляла около 10% раднационного баланса. Однако было бы неверно недооценивать роль этого процесса в тепловом режиме прикорневой зоны. При широко-рядном способе посева хлопчатника температура почвы в слое 0—50 см повышается на 1,5—2,0°C по сравнению с узкорядным посевом [5], положительно влияя на растения.

Расчеты теплообмена в почве показали, что, если в светлое вре-

мя суток месячная величина составляла 0,9—1,2 ккал/см² в месяц, ночью тепловой поток из почвы составлял минус 1,6—2,1 ккал/см² в месяц, в результате чего среднесуточная величина теплообмена в почве с июля по сентябрь была отрицательной. Очевидно, в почве, наряду с вертикальными, имели место и горизонтальные температурные градиенты, следствием чего явился переток тепла от междурядий к гребню борозды, где были установлены термометры. Сравнение расчета теплообмена в почве по полной и сокращенной формулам Г. Х. Цейтина показало, что ночью в формировании потока тепла, направленного к поверхности почвы, большую роль играют процессы теплообмена в глубоких слоях почвы за пределами слоя 0—20 см от поверхности. Отрицательные среднемесячные значения теплообмена в почве, достигающие минус 0,3—0,8 ккал/см² в сутки были зафиксированы на хлопчатнике М. А. Канановым и И. Тураповым [2].

Таблица 1

Значения теплообмена с атмосферой при инверсиях в отдельные сроки наблюдений в 1969 г.

Дата	Время наблюдений, г	Δt °C	u_1 м/с	P ккал/см ² в мин	Дата	Время наблюдений, г	Δt °C	u_1 м/с	P ккал/см ² в мин
18/VII	13	—0,5	5,6	—0,21	20/VIII	10	—0,4	5,8	—0,18
20/VII	10	—0,7	4,0	—0,21	22/VIII	22	—5,7	1,4	—0,37
20/VII	19	—1,3	2,1	—0,21	23/VIII	1	—1,7	1,8	—0,22
28/VII	1	—1,1	2,2	—0,18	27/VIII	10	—0,8	4,4	—0,27
3/VIII	19	—0,7	3,8	—0,20	28/VIII	10	—0,75	6,0	—0,34
4/VIII	1	—4,3	1,0	—0,15	6/IX	16	—1,15	2,2	—0,19
19/VIII	4	—1,8	1,9	—0,25	8/IX	1	—2,15	1,6	—0,23

Теплообмен деятельной поверхности с атмосферой за весь период наблюдений (июль — сентябрь) характеризовался инверсионным распределением температур.

Являясь препятствием для развития вертикального движения в атмосфере, слои инверсии способствуют сохранению микроклимата хлопкового поля. Турбулентное перемешивание в атмосфере разрушает инверсию, поэтому наибольшие отрицательные значения градиентов температур воздуха наблюдались нами при отсутствии ветра, когда градиент температур доходил до минус 4—6°C между высотами 0,5—2,0 м. Наши наблюдения показали, что большие отрицательные градиенты наблюдаются и при сильном ветре (18/VII, 20/VII, 20/VIII, 28/VIII в табл. 1). В наших условиях сильные горячие ветры со стороны пустыни усиливали инверсию. Северо-западное направление ветра, связанное с орографией местности, в летние месяцы было преобладающим (28% общего числа случаев) и совпадало с направлением со стороны пустыни.

В отдельные сроки наблюдений величина отрицательного теплообмена с атмосферой оказалась сравнимой с радиационным притоком тепла (28/VIII в 10 ч $P = -0,34$, $R = 0,47$).

Устойчивое инверсионное распределение температур над хлопковым полем сформировалось к 18/VII и держалось до 20/IX. С 20/IX по 3/X вследствие уменьшения суммарного испарения после дефолиации хлопчатника теплообмен с атмосферой стал положительным.

Таким образом, после обработки дефолиантом произошло изменение микроклимата хлопкового поля в связи с прекращением транспирации растений. Снижение влажности воздуха в среде растений способствовало раскрытию коробочек хлопчатника.

Среднемесечные значения теплообмена с атмосферой и испарения с хлопкового поля за день, за ночь и за сутки приведены в табл. 2.

Таблица 2

Среднемесечные значения теплообмена с атмосферой и испарения с хлопкового поля по наблюдениям в 1969 г.

Ме- сяц	Теплообмен с атмосферой				Испарение (E)			
	кал/см ² в день	кал/см ² в ночь	кал/см ² в сутки	$\frac{P_{сут}}{R_{сут}}\%$	мм за день	мм за ночь	мм за сутки	$\frac{E_{сут}}{R_{сут}}\%$
VII	10,8	-37,5	-31,5	9,3	5,52	1,13	6,64	177
VIII	-47,8	-42,5	-91,9	29,1	6,14	1,16	7,31	139
IX	8,6	-27,4	-21,2	9,5	3,93	0,53	4,46	120

Затраты тепла на испарение за период наблюдений менялись в больших пределах, что зависело от влажности почвы, фазы развития растений и величины радиационного притока тепла. Максимальная величина испарения была зафиксирована 19/VII и составляла 10,2 мм/сутки.

Резкое уменьшение испарения наблюдалось после дефолиации хлопчатника. С 24/IX (после вторичной обработки дефолиантом) испарение не превышало 2,5 см, а с 1 до 3/X составило в среднем 1,07 мм/сутки.

Испарение за ночь менялось от 0,05 до 2,6 мм/ночь. В среднем за месяц ночью испарялось в июле 20,5%, в августе 18,9%, в сентябре 13,4% дневной величины. Высокий процент ночного испарения был связан с притоком тепла из воздуха в связи с близостью пустыни и неорошаемых степей и с притоком тепла из почвы.

Составляющие теплового баланса хлопкового поля, по наблюдениям на опытном участке МГМИ в 1969 г., приведены в табл. 3.

Наблюдения за испарением и водоподачей на опытном участке позволили в первом приближении составить водный баланс опытного участка. В водный баланс опытного участка в связи с глубоким залеганием грунтовых вод и отсутствием коллекторно-дренаж-

ной сети не вошли в качестве составляющих испарение с поверхности грунтовых вод и дренажный сток.

Таким образом, водный баланс территории в условиях опытного участка записывается следующим образом:

$$\Delta W = Oc + B - C - (I + Tr),$$

где ΔW — изменение влагозапасов зоны аэрации; Oc — осадки; B — водоподача; C — поверхностные сбросы; $I + Tr$ — суммарное испарение (испарение с поверхности почвы плюс транспирация растений).

Таблица 3

Составляющие теплового баланса и испарение с поля, занятого хлопчатником в 1969 г.

	VII	VIII	IX
Q ккал/см ² в месяц	17,7	16,1	13,3
Альбедо, %	25	25	27
R ккал/см ² в месяц	10,5	9,8	6,7
LE ккал/см ² в месяц	12,3	13,6	8,0
P ккал/см ² в месяц	-0,9	-2,8	-0,6
B ккал/см ² в месяц	-1,0	-1,0	-0,7
E_1 мм/декада	—	80	61
E_2 мм/декада	67	77	48
E_3 мм/декада	81	70	24
E мм/месяц	(206)*	227	133
Сумма за июль — сентябрь			556

* Испарение за первую декаду июля определено расчетным путем.

Составляющие водного баланса по месяцам в 1969 г. приведены в табл. 4.

При расчете водного баланса месячные суммы осадков приняты по данным метеостанции Ашхабад с введением в них поправки, равной 1,3. В 1969 г. годовая величина осадков почти вдвое превысила среднюю многолетнюю величину: 568 мм/год в 1969 г. при 302 мм/год в среднемноголетнем разрезе (с учетом поправки 1,3). Значительно выше нормы (в 2—3 раза) были осадки в весенние и в осенние месяцы. Осадки в апреле месяце (1468 м³/га) частично сыграли роль влагозарядки, что позволило провести первый полив только 18/V.

Суммарное испарение определялось по методу теплового баланса и расчетным путем. Испарение за май — июнь 1969 г., когда теплобалансовые наблюдения отсутствовали, вычислялось по

биологической кривой хлопчатника и по испаряемости, определенной по методу А. Р. Константинова. Сравнение расчетных и наблюдаемых значений испарения за июль — сентябрь показало удовлетворительную сходимость этих величин, причем некоторое занижение расчетных величин вполне объясняется специфическими условиями данного района, где испарение выше за счет больших значений притока тепла из воздуха, чем в других местах. Испарение в зимне-весенние и осенние месяцы определялось по методу А. Р. Константинова с учетом, согласно методике, параметра шероховатости и суммы осадков за каждый месяц. В невегетационный период параметр шероховатости принят равным 1 см, что

Таблица 4

Составляющие водного баланса опытного участка в 1969 г., м³/га

Месяц	Осадки	Водоподача	Сброс	Испарение	ΔW
I	797	—	—	180	617
II	205	—	—	120	85
III	1083	—	—	494	589
IV	1468	—	—	703	765
V	967	1200	240	795	1132
VI	20	3200	640	1320	1260
VII	0	1600	320	2060	—780
VIII	0	1600	320	2270	—990
IX	326	1500	300	1330	196
X	328	—	—	240	88
XI	287	—	—	156	131
XII	203	—	—	168	35
Год	5684	9100	1820	9836	3128

соответствует условиям парового поля. Суммарное испарение за год составило 9836 м³/га, из них за вегетационный период испарилось 7775 м³/га, а за невегетационный — 2061 м³/га.

Изменение влагозапасов зоны аэрации (ΔW) определялось по разности из уравнения водного баланса. В целом за год водный баланс сложился таким образом, что в зону аэрации поступило 3128 м³/га. Учитывая, что осадки в 1969 г. превысили норму на 2660 м³/га, можно предположить, что в средний по водности год при указанных величинах водоподачи и испарения поступления влаги в зону аэрации практически не будет. Водный баланс, сложившийся таким образом, является благоприятным для мелиоративного состояния территории, так как в этих условиях отсутствует угроза подъема уровней грунтовых вод и засоление пахотного слоя. Значительное увеличение оросительных норм вызовет подъем грунтовых вод и может ухудшить мелиоративное состояние орошаемого массива.

ВЫВОДЫ

1. Теплобалансовые наблюдения в условиях Гяурской долины Туркменской ССР позволили выявить особенности формирования теплового баланса хлопкового поля в этих условиях, связанные с широкими междурядьями (90 см) и близостью пустыни.

2. Теплобалансовые наблюдения показали, что в условиях опытного участка испарение с хлопкового поля за сутки составило в июле 117,0%, в августе 139,0%, в сентябре 120% суточной величины радиационного баланса, причем ночью испарялось в июле 20,5%, в августе 18,9%, в сентябре 13,4% дневной величины.

3. Расчет составляющих водного баланса показал, что за 1969 г. в зону аэрации поступление влаги составило 3100 м³/га. Учитывая, что в 1969 г. почти вдвое была превышена норма по осадкам, можно предположить, что в средний по водности год при водоподаче нетто в 7300 м³/га и годовом испарении в 9800 м³/га поступления влаги в зону аэрации практически не будет, т. е. водный баланс будет благоприятным для мелиоративного состояния территории, так как не вызовет подъема уровней грунтовых вод.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дзержевский Б. Л. Метеорологическая характеристика приземного слоя воздуха.— В кн.: Суховей, их происхождение и борьба с ними. М., Изд. АН СССР, 1957.
2. Каганов М. А., Турапов И. О некоторых закономерностях испарения с хлопкового поля.— Докл. ВАСХНИЛ, 1964, вып. 12.
3. Казанский А. Б., Монин А. С. Турбулентность в приземных инверсиях.— Изв. АН СССР, сер. геофиз., 1956, № 1.
4. Константинов А. Р. Испарение в природе. Л., Гидрометеониздат, 1968.
5. Мухамеджанов М. В., Сулейманов С. М. О широкорядном способе возделывания хлопчатника.— «Хлопководство», 1970, № 9.
6. Монин А. С. Механизм нагревания воздуха в открытой степи.— В кн.: Микроклиматические и климатические исследования в Прикаспийской низменности. М., Изд. АН СССР, 1953.
7. Оксенич И. Г. Атмосферные осадки на территории Туркмении.— Сборник работ Ашхабадской гидрометеорологической обсерватории, 1961, вып. 2.

Б. Е. МИЛЬКИС, Т. ТУИЧИЕВ,
Н. Н. ФЕДОРОВСКАЯ, Т. А. ДОНАТИ

ИСПАРЕНИЕ С СЕЛЬСКОХОЗЯЙСТВЕННОГО ПОЛЯ В НЕВЕГЕТАЦИОННЫЙ ПЕРИОД В КАРАКАЛПАКСКОЙ АССР

Для решения ряда водохозяйственных задач определенное значение имеет вопрос о величине испарения с сельскохозяйственного поля в невегетационный период.

Отдел водного баланса орошаемой территории САНИИРИ в 1971—1973 гг. провел исследования в северной Каракалпакии с целью определения испарения с сельскохозяйственного поля в невегетационный период на основании данных полевых градиентных и теплобалансовых наблюдений. Некоторые результаты этих исследований изложены ниже.

Полевые работы были организованы в Чимбайском районе ККАССР на территории экспериментальной базы Каракалпакского научно-исследовательского института земледелия. Общая площадь опытного поля 5 га.

В задачу исследований входили наблюдения за составляющими радиационного баланса, за распределением температуры и влажности воздуха и их градиентами в приземном слое атмосферы, за распределением скорости ветра над деятельной поверхностью и распределением температуры и влажности почвы.

Полевые исследования в виде суточных и дневных серий со сроками через каждые 3 ч проводились с ноября 1971 г. по апрель 1972 г. и с ноября 1972 г. по апрель 1973 г.

Измерения составляющих радиационного баланса осуществлялись с помощью стандартных актинометрических приборов, подключенных к гальванометру типа ГСА-1. Измерения температуры и влажности воздуха производились аспирационными психрометрами, измерения скорости ветра — ручными анемометрами.

Температура почвы измерялась срочными термометрами на поверхности и термометрами Савинова на глубинах 0,05; 0,10; 0,15; 0,20. Влажность почвы определялась весовым методом в четырех

повторностях. Образцы брались на стандартных глубинах до уровня грунтовых вод один раз в 10 дней.

Если сопоставить климатическую характеристику района наблюдений зимой 1971-72 и 1972-73 гг. со средними многолетними значениями элементов климата, то можно заметить следующее (табл. 1 и 2).

Таблица 1

Краткая климатическая характеристика района наблюдений
зимой 1971-72 г.

Элементы	XI	XII	I	II	III	IV
Температура воздуха, град.	6,2	2,4	-10,9	-9,7	-1,0	13,7
	4,9	6,6	-5,6	-6,0	-3,5	1,9
Упругость водяного пара, мб	7,1	6,2	2,2	2,2	3,9	7,5
	2,2	2,3	-1,3	-1,7	-1,3	-0,1
Относительная влажность, %	74	84	73	70	65	49
	5	5	-6	-8	-6	-8
Недостаток насыщения, мб	2,8	1,3	0,8	1,1	2,6	10,6
	0,1	0,2	-0,3	-0,3	0,3	3,1
Скорость ветра, м/с	1,6	1,9	4,0	2,3	3,0	2,6
	-1,2	-1,1	0,8	-1,2	-0,8	-1,3
Осадки, мм	3,3	20,4	4,6	1,5	10,4	4,2
	-3,7	10,4	-3,4	-11,5	-3,6	-9,8

Примечание. Здесь, а также в табл. 2 в верхней строке даны значения элементов в период наблюдений, в нижней — их отклонение от средних многолетних величин.

Зимой 1971-72 г. температура воздуха в ноябре, декабре и апреле была выше нормы, а в остальное время ниже нормы. Примерно такой же ход наблюдается и для упругости водяного пара и относительной влажности воздуха. Исключением является апрель, когда рассматриваемые элементы были несколько ниже средних многолетних. Недостаток насыщения был почти весь период (кроме апреля) близок к норме. Скорость ветра в районе почти все время была ниже средних многолетних величин, за исключением января, когда она была близка к норме. Характерной особенностью района является очень малое количество осадков. Годовая сумма осадков здесь составляет всего около 100 мм. В рассматриваемый период осадков выпало на 22 мм меньше нормы. Зимой 1972-73 г. температура воздуха была почти весь период выше нормы, за исключением декабря, когда она была равна норме, и января, когда она была ниже ее. Примерно такой же ход наблюдается и для упругости водяного пара. Относительная влажность бы-

ла почти все время выше нормы, кроме февраля и марта, когда она была несколько ниже ее. Недостаток насыщения в ноябре, феврале и марте был выше, а в остальное время ниже средней многолетней величины. Скорость ветра была почти весь период ниже нормы, кроме января, когда она была равна норме, и февраля,

Таблица 2

Краткая климатическая характеристика района наблюдений
зимой 1972-73 г.

Элемент	XI	XII	I	II	III	IV
Температура воздуха, °C	5,7	—4,1	—10,0	—1,0	3,7	14,2
"	4,4	0,1	—4,7	2,7	1,2	2,4
Упругость водяного пара, мб	6,5	3,8	2,8	4,7	5,4	9,7
"	1,6	—0,1	—0,7	0,8	0,2	2,1
Относительная влажность, %	72	82	83	76	69	67
"	3	3	4	—2	—2	10
Недостаток насыщения, мб	3,2	1,0	0,5	1,6	3,4	6,3
"	0,5	—0,1	—0,6	0,2	0,5	—1,2
Скорость ветра, м/с	1,6	1,4	3,3	4,3	2,5	3,1
"	—1,2	—1,6	0,1	0,8	—1,3	—0,8
Осадки, мм	0,3	12,2	31,4	8,6	10,0	52,7
"	—6,7	2,2	23,4	—4,4	—4,0	38,7

когда она была выше средней многолетней. Зимой 1972-73 г. осадков выпало на 49 мм больше нормы.

Как видно, метеорологическая обстановка в период работы экспедиций зимой 1971-72 и 1972-73 гг. была различной. Зимой 1972-73 г. температура воздуха, упругость водяного пара и относительная влажность воздуха в ноябре и декабре была ниже, а в остальное время выше, чем в 1971-72 г.; недостаток насыщения был выше в ноябре, феврале и марте и ниже в декабре, январе и апреле, скорость ветра была все время (кроме февраля и апреля) ниже. Сумма осадков за зиму 1972-73 г. была на 71 мм выше в основном за счет больших осадков в январе и апреле.

Определение величины испарения с сельскохозяйственного поля методом теплового баланса получило за последние годы широкое распространение в исследовательских работах.

Этот метод основан на уравнении теплового баланса деятельной поверхности

$$R = P + B + LE, \quad (1)$$

где R — радиационный баланс; P — теплообмен с атмосферой; B — теплообмен в почве и LE — затраты тепла на испарение.

Здесь радиационный баланс измеряется прибором, тепловой поток в почве рассчитывается по распределению температуры в слое 0—20 см, турбулентный теплоток определяется по формуле

$$P = \frac{P - B}{1 + 1,56 \frac{\Delta e}{\Delta t}}, \quad (2)$$

где Δt — разность температуры воздуха; Δe — разность между значениями абсолютной влажности воздуха на двух высотах.

В случае, если соблюдается хотя бы одно из условий $(P - B) < 0,10$ кал/см²·мин, $\Delta t < 0$ или $\Delta e < 0$, то турбулентный поток тепла рассчитывается по формуле турбулентной диффузии

$$P = 1,35 K_1 \Delta t, \quad (3)$$

где K_1 — коэффициент турбулентности.

В табл. 3 приведены суточные изменения составляющих теплового баланса хлопкового поля за невегетационный период 1971-72 г.

Как видим, наибольшее значение радиационного баланса (0,83 кал/см²·мин) наблюдается в третьей декаде апреля. Заметим, что в период вегетации максимальная величина составляет почти 1,00 кал/см²·мин. В ночное время радиационный баланс изменяется мало и обычно не превышает 0,10—0,15 кал/см²·мин.

Если летом суточный ход турбулентного теплообмена очень изменчив, то в невегетационный период турбулентный поток чаще всего направлен от деятельной поверхности. Наибольшее значение турбулентного теплообмена (0,14 кал/см²·мин) было отмечено в третьей декаде апреля. Наибольшие значения потока тепла в почву наблюдаются около 9 или 12 ч и изменяются в пределах 0,03—0,24 кал/см²·мин. В период вегетации пределы колебания наибольших величин потока тепла составляют 0,07—0,27 кал/см²·мин. Во второй половине дня (около 15, иногда 18 ч) поток обычно переходит через нуль и меняет направление. Ночью поток не выходит за пределы 0,10 кал/см²·мин. Максимум затрат тепла на суммарное испарение наблюдается в 12 ч и колеблется в пределах 0,11—0,64 кал/см²·мин. В период вегетации наибольшие величины затрат тепла на испарение были значительно выше и составляли 0,36—0,94 кал/см²·мин (летом 1971 г.) и 0,22—0,80 кал/см²·мин (летом 1972 г.). Ночью затраты тепла на испарение не выходят за пределы 0,08 кал/см²·мин.

Изменения суточных сумм составляющих теплового баланса хлопкового поля за невегетационный период представлены в табл. 3.

Как видим, суточные суммы радиационного баланса достигают максимальных значений (255 и 294 кал/см²) во второй и третьей декадах апреля, а минимальных (11 кал/см²) — в первой декаде декабря.

Суточный ход и суточные суммы составляющих теплового баланса хлопкового поля за невегетационный период 1971-72 г.

Дека- да	Элемент, кал/см² × × мин	Часы						Сумма за сутки, кал/см²
		0	6	9	12	15	18	
Ноябрь								
1	R	—0,10	—0,08	0,30	0,53	0,16	—0,08	99,0
	B	—0,04	0,00	0,07	0,09	0,01	0,00	16,2
	P	0,00	0,01	0,10	0,04	—0,01	0,00	26,1
	LE	—0,06	—0,09	0,13	0,40	0,16	—0,08	56,7
2	R	—0,07	—0,06	0,20	0,41	0,14	—0,06	77,4
	B	—0,04	0,00	0,07	0,06	0,01	—0,03	2,7
	P	0,02	—0,01	0,01	—0,02	—0,03	—0,02	—8,1
	LE	—0,05	—0,05	0,12	0,37	0,16	—0,01	82,8
3	R	—0,07	—0,09	0,19	0,34	0,09	—0,07	43,2
	B	—0,03	0,01	0,06	0,06	0,00	—0,04	2,7
	P	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02	0,01	9,9
	LE	—0,04	—0,10	0,11	0,28	0,07	—0,04	30,6
Декабрь								
1	R	—0,06	—0,03	0,06	0,18	0,06	—0,05	10,8
	B	—0,01	0,00	0,03	0,03	—0,01	—0,02	0,0
	P	0,00	0,00	0,02	0,01	0,03	0,00	10,8
	LE	—0,05	—0,03	0,01	0,14	0,04	—0,03	0,0
2	R	—0,05	—0,04	0,07	0,17	0,06	—0,05	11,7
	B	—0,03	0,01	0,06	0,05	—0,01	—0,04	—0,9
	P	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	1,8
	LE	—0,02	—0,05	0,01	0,11	0,07	—0,01	10,8
3	R	—0,05	0,06	0,09	0,26	0,10	—0,07	27,9
	B	—0,02	0,01	0,03	0,02	0,00	—0,02	—0,9
	P	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	3,6
	LE	—0,04	—0,07	0,06	0,24	0,10	—0,05	25,2
Январь								
1	R	—0,05	—0,06	0,10	0,31	0,10	—0,08	36,0
	B	—0,02	—0,02	0,04	0,02	0,00	—0,01	—4,5
	P	0,00	—0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	—2,7
	LE	—0,03	—0,03	0,06	0,29	0,10	—0,07	43,2
2	R	—0,05	—0,04	0,07	0,24	0,10	—0,05	31,5
	B	—0,02	0,02	0,05	0,03	—0,01	—0,02	5,4
	P	0,00	0,00	0,02	0,01	0,01	0,00	7,2
	LE	—0,03	—0,06	0,00	0,20	0,10	—0,03	18,9

Дека- да	Элементы, кал/см ² × X мин	Часы						Сумма за сутки, кал/см ²
		0	6	9	12	15	18	
Январь								
3	R	—0,07	—0,06	0,14	0,35	0,16	—0,08	54,0
	B	—0,02	0,02	0,05	0,04	0,00	—0,04	3,6
	P	0,01	0,01	0,01	0,04	0,05	0,01	27,0
	LE	—0,06	—0,09	0,08	0,27	0,11	—0,05	23,4
Февраль								
1	R	—0,07	—0,06	0,19	0,47	0,25	—0,09	98,1
	B	—0,04	0,00	0,07	0,11	0,01	—0,06	3,6
	P	0,00	0,04	0,04	0,03	—0,01	0,02	27,0
	LE	—0,03	—0,10	0,08	0,33	0,25	—0,05	67,5
2	R	—0,07	—0,06	0,14	0,26	0,12	—0,05	38,7
	B	—0,04	0,00	0,09	0,12	0,00	—0,07	4,5
	P	0,01	0,02	0,04	0,03	0,04	—0,01	26,1
	LE	—0,04	—0,08	0,01	0,11	0,08	0,03	8,1
3	R	—0,07	—0,06	0,23	0,43	0,20	—0,08	91,8
	B	—0,06	0,00	0,12	0,13	0,02	—0,06	10,8
	P	—0,01	—0,01	—0,02	—0,03	—0,02	—0,01	—21,6
	LE	0,00	—0,05	0,13	0,33	0,20	—0,01	102,6
Март								
1	R	—0,09	—0,10	0,22	0,51	0,22	—0,09	87,3
	B	—0,07	0,01	0,13	0,12	0,01	—0,05	10,8
	P	0,01	0,02	0,08	0,01	0,03	0,03	38,7
	LE	—0,03	—0,13	0,01	0,38	0,18	—0,07	37,8
2	R	—0,07	—0,06	0,34	0,68	0,39	—0,12	180,0
	B	—0,06	0,02	0,10	0,13	0,00	—0,12	—7,2
	P	0,03	0,02	0,04	0,05	0,09	0,04	54,0
	LE	—0,04	—0,10	0,20	0,50	0,30	—0,04	133,2
3	R	—0,15	—0,06	0,37	0,62	0,34	—0,12	136,8
	B	—0,08	0,03	0,17	0,16	—0,02	—0,11	5,4
	P	0,01	0,01	0,02	0,01	0,04	0,00	18,9
	LE	—0,08	—0,10	0,18	0,45	0,32	—0,01	112,5
Апрель								
1	R	—0,10	—0,04	0,51	0,76	0,42	—0,11	227,7
	B	—0,08	0,05	0,21	0,15	—0,02	—0,10	18,9
	P	0,04	0,05	0,09	0,07	0,05	0,02	71,1
	LE	—0,06	—0,14	0,21	0,54	0,39	—0,03	137,7
2	R	—0,07	0,03	0,43	0,78	0,45	—0,10	254,7

Дека- да	Элементы, кал/см² × × мин	Часы						Сумма за сутки, кал/см²
		0	6	9	12	15	18	
Апрель								
2	<i>B</i>	—0,10	0,05	0,24	0,21	—0,03	—0,16	9,9
	<i>P</i>	0,03	0,00	0,01	0,05	0,07	0,01	36,9
	<i>LE</i>	0,00	—0,02	0,18	0,52	0,41	0,05	207,9
3	<i>R</i>	—0,05	0,03	0,52	0,83	0,49	—0,10	294,3
	<i>B</i>	—0,04	0,09	0,16	0,05	—0,08	—0,10	6,3
	<i>P</i>	0,00	0,01	0,04	0,14	0,14	0,04	71,1
	<i>LE</i>	—0,01	—0,07	0,32	0,64	0,43	—0,04	216,9

В среднем за декабрь и апрель суточные суммы радиационного баланса составляют соответственно 17 и 259 кал/см², тогда как в октябре и июле 1972 г. они равны соответственно 142 и 404 кал/см².

Суточные суммы потока тепла в почву находятся в пределах от —7,2 до 18,9 кал/см², составляя 4—8% суточных сумм радиационного баланса.

Наибольшее значение суточной суммы турбулентного теплообмена (71 кал/см²) наблюдается в первой и третьей декадах апреля, наименьшее (—22 кал/см²) — в третьей декаде февраля. Первая сумма составляет 24—31%, а вторая — 24% суточной суммы радиационного баланса.

В невегетационный период на испарение расходуется за сутки от 0 до 217 кал/см². Последняя величина составляет 74% суточной суммы радиационного баланса. Максимум вегетационного периода — 348 кал/см² (84%).

В двух случаях (вторая декада ноября и третья декада февраля) на испарение расходовалось более 100% суточной суммы радиационного баланса. При этом недостаток радиационного тепла компенсировался за счет потока тепла из воздуха.

Мы рассмотрели суточный ход и изменение суточных сумм составляющих теплового баланса хлопкового поля за невегетационный период 1971-72 г. Примерно такая же картина наблюдалась и при исследованиях теплового баланса сельскохозяйственного поля в невегетационный период 1972-73 г.

Результаты расчетов испарения с хлопкового поля по данным градиентных и теплораспределительных наблюдений за невегетационный период представлены в табл. 4.

Как видим, с ноября 1971 по апрель 1972 г. с хлопкового поля испарилось 219 мм воды. Зимой 1972-73 г. с рассматриваемого участка испарилось несколько меньше — 208 мм воды. По-видимому, здесь сказалось различие в метеорологической обстановке в том и другом периодах.

Таблица 4

Декадные и месячные суммы испарения с хлопкового поля
за невегетационный период 1971-72 и 1972-73 гг., мм

Декада	Месяц						Сумма за период
	XI	XII	I	II	III	IV	
1971-72 г.							
1	10	0	7	11	6	23	57
2	14	2	3	1	22	35	77
3	5	5	4	14	21	36	85
Сумма за месяц	29	7	14	26	49	94	219
1972-73 г.							
1	5	2	0	11	15	16	49
2	5	-2	3	16	23	24	69
3	2	2	9	25	21	31	90
Сумма за месяц	12	4	12	52	59	71	208

Заметим, что за вегетационный период с хлопкового поля в 1971 г. испарилось 794 мм, а в 1972 г. — 768 мм воды. Следовательно, величина испарения за невегетационный период составляет примерно 27% величины испарения за период вегетации.

ВЕЛИЧИНА СУММАРНОГО ИСПАРЕНИЯ С ПЕРЕЛОГОВ, ЗАНЯТЫХ ЕСТЕСТВЕННОЙ (ДИКОЙ) РАСТИТЕЛЬНОСТЬЮ В СЕВЕРНОЙ КАРАКАЛПАКИИ

Крайняя недостаточность, а также разноречивость сведений о величинах потерь на испарение в районе низовий Амударьи сделало необходимым организацию полевых исследований на участках с различной подстилающей поверхностью: хлопковый и рисовый комплексы, залежи и перелог, дикая влаголюбивая растительность и т. п.

Некоторые результаты исследований испарения с перелогов изложены в настоящей работе.

Полевые исследования были организованы в Чимбайском районе на территории экспериментальной базы Каракалпакского научно-исследовательского института земледелия. Общая площадь опытного участка 5 га. Грунтовые воды находились на глубине 1,8—2,0 м. Участок покрыт преимущественно верблюжьей колючкой; встречаются отдельные кусты солянки и других видов дикой растительности.

В условиях, когда растения используют на транспирацию грунтовые воды, наиболее надежный путь определения испарения — метод теплового баланса. Теплобалансовые наблюдения в виде суточных и дневных серий со сроками через каждые 3 ч проводились на опытном участке в течение мая — октября 1972 г.

Измерения составляющих радиационного баланса осуществлялись с помощью стандартных актинометрических приборов, подключенных к гальванометру типа ГСА-1. Измерения температуры и влажности воздуха, а также скорости ветра проводились на высотах 0,5 и 2,0 м над деятельной поверхностью соответственно аспирационными психрометрами и ручными анемометрами.

Определения теплового потока в почву осуществлялись с помощью тепломеров Агрофизического научно-исследовательского института. Измерения температуры почвы производились срочными и коленчатыми термометрами. Влажность почвы определялась весовым методом в четырех повторностях на поверхности почвы и на

глубинах 0,05; 0,10; 0,15; 0,20; 0,30; 0,40 м и далее через 0,20 м до уровня грунтовых вод один раз в 10 дней.

Как известно, радиационный приток тепла к деятельной поверхности (R) расходуется на поток тепла в почве (B), на теплоотдачу путем турбулентного обмена между атмосферой и деятельной поверхностью (P) и на суммарное испарение с этой поверхности (LE)

$$R = B + P + LE.$$

В табл. 1 приведены суточные изменения составляющих теплового баланса участка с естественной растительностью.

Как видим, наибольшее значение радиационного баланса ($0,89 \text{ кал/см}^2 \cdot \text{мин}$) отмечено во второй декаде июля. В ночное время радиационный баланс не превышает $0,12 \text{ кал/см}^2 \cdot \text{мин}$. Турбулентный поток тепла в большинстве случаев направлен от деятельной поверхности. В отдельные декады в течение суток он дважды меняет направление своего движения.

Наибольшее дневное значение турбулентного теплообмена ($0,34 \text{ кал/см}^2 \cdot \text{мин}$) было отмечено во второй декаде июля.

Наибольшие дневные значения потока тепла в почву наблюдаются около 9 или 12 ч и находятся в пределах $0,14—0,24 \text{ кал/см}^2 \times \text{мин}$. Во второй половине дня (около 15, иногда 18 ч) поток тепла в почву переходит через нуль и меняет направление. Ночью он не превышает $0,12 \text{ кал/см}^2 \cdot \text{мин}$.

Максимум затрат тепла на испарение наблюдается в 12, иногда 15 ч и колеблется в пределах $0,14—0,48 \text{ кал/см}^2 \cdot \text{мин}$. Ночью затраты тепла на испарение не выходят за пределы $\pm 0,07 \text{ кал/см}^2 \times \text{мин}$.

Изменения суточных сумм составляющих теплового баланса перелога, занятого естественной (дикой) растительностью, за май—октябрь хорошо видны из данных табл. 1. Наибольшая суточная сумма радиационного баланса (387 кал/см^2) наблюдается во второй декаде июля, наименьшая (61 кал/см^2) — в третьей декаде октября. Средняя суточная сумма радиационного баланса за июль, равная 371 кал/см^2 , — наибольшая в сезоне.

Суточные суммы потока тепла в почву находятся в пределах от $-27,0$ до $23,4 \text{ кал/см}^2$, составляя $-20,2$ и $7,6\%$ суточных сумм радиационного баланса.

Суточные суммы турбулентного теплообмена изменяются от 34 до 171 кал/см^2 , по отношению к радиационному балансу они составляют $22—56\%$.

Суточные суммы тепла, затрачиваемые на суммарное испарение, находятся в пределах $43—247 \text{ кал/см}^2$; они составляют $49—78\%$ суточной суммы радиационного баланса. Как видим, значительная часть тепла, поступающего на рассматриваемую поверхность, расходуется на испарение. Это — основная особенность формирования составляющих теплового баланса на участках с естественной (дикой) растительностью в зоне орошения при близком залегании уровня грунтовых вод.

Суточный ход и суточные суммы составляющих теплового баланса перелога по данным наблюдений 1972 г.

Дека- да	Элементы кал/см² × × мин	Часы						Сумма за сутки, кал/см²
		0	6	9	12	15	18	
Май								
2	R	-0,04	0,06	0,56	0,69	0,41	0,02	306,0
	B	-0,07	0,07	0,16	0,24	-0,02	-0,24	-2,7
	P	0,09	0,05	0,12	0,10	0,17	0,05	129,6
	LE	-0,06	-0,06	0,28	0,35	0,26	0,21	179,1
3	R	-0,11	0,06	0,50	0,75	0,46	0,06	300,6
	B	-0,10	0,06	0,16	0,17	-0,06	-0,11	-0,9
	P	-0,02	-0,01	0,15	0,14	0,14	0,00	67,5
	LE	0,01	0,01	0,19	0,44	0,38	0,17	234,0
Июнь								
1	R	-0,09	0,10	0,59	0,76	0,58	0,06	358,2
	B	-0,12	0,06	0,24	0,22	0,00	-0,15	15,3
	P	0,02	0,02	0,12	0,16	0,11	0,05	96,3
	LE	0,01	0,02	0,23	0,38	0,47	0,16	246,6
2	R	-0,12	0,06	0,55	0,78	0,51	0,00	304,2
	B	-0,05	0,05	0,14	0,12	-0,03	-0,12	4,5
	P	-0,01	0,04	0,10	0,19	0,14	0,03	92,7
	LE	-0,06	-0,03	0,31	0,47	0,40	0,09	207,0
3	R	-0,12	0,07	0,60	0,80	0,54	0,04	335,7
	B	-0,08	0,06	0,17	0,13	-0,02	-0,11	8,1
	P	0,00	0,00	0,21	0,21	0,29	0,03	135,9
	LE	-0,04	0,01	0,22	0,46	0,27	0,12	191,7
Июль								
1	R	-0,11	0,09	0,64	0,84	0,62	0,06	378,9
	B	-0,10	0,08	0,23	0,16	-0,03	-0,15	9,9
	P	-0,02	0,06	0,16	0,25	0,24	0,10	153,0
	LE	0,01	-0,05	0,25	0,43	0,41	0,11	216,0
2	R	-0,08	0,08	0,63	0,89	0,61	0,04	387,0
	B	-0,08	0,07	0,22	0,14	-0,06	-0,13	9,0
	P	0,00	0,11	0,14	0,34	0,19	0,07	169,2
	LE	0,00	-0,10	0,27	0,41	0,48	0,10	208,8
3	R	-0,08	0,06	0,60	0,83	0,53	0,03	348,3
	B	-0,08	0,05	0,18	0,19	-0,01	-0,16	6,3
	P	0,07	0,07	0,13	0,22	0,22	0,09	171,0
	LE	-0,07	-0,06	0,29	0,42	0,32	0,10	171,0

Дека- да	Элементы, кал/см ² × ×мин	Часы						Сумма за сутки, кал/см ²
		0	6	9	12	15	18	

Август

1	R	-0,06	0,02	0,51	0,73	0,50	0,00	297,0
	B	-0,11	0,03	0,23	0,18	-0,01	-0,10	13,5
	P	0,00	0,00	0,06	0,19	0,25	0,07	108,9
	LE	0,05	-0,01	0,22	0,36	0,26	0,03	174,6
2	R	-0,06	0,02	0,50	0,80	0,51	0,00	309,6
	B	-0,10	0,07	0,18	0,22	0,05	-0,15	23,4
	P	0,02	0,00	0,16	0,20	0,08	0,05	99,9
	LE	0,02	-0,05	0,16	0,38	0,38	0,10	186,3
3	R	-0,07	-0,01	0,50	0,82	0,54	-0,03	298,8
	B	-0,06	0,02	0,14	0,16	-0,02	-0,12	1,8
	P	0,05	0,00	0,20	0,23	0,22	-0,02	129,6
	LE	-0,06	-0,03	0,16	0,43	0,34	0,11	167,4

Сентябрь

1	R	-0,08	-0,03	0,47	0,67	0,49	-0,05	243,0
	B	-0,08	0,04	0,17	0,18	-0,02	-0,15	0,9
	P	0,07	0,00	0,10	0,05	0,21	0,00	90,0
	LE	-0,07	-0,07	0,20	0,44	0,30	0,10	152,1
2	R	-0,09	-0,04	0,46	0,72	0,41	-0,09	218,7
	B	-0,07	0,06	0,18	0,14	-0,04	-0,12	9,0
	P	0,05	0,00	0,17	0,17	0,13	-0,01	99,9
	LE	-0,07	-0,10	0,11	0,41	0,32	0,04	109,8
3	R	-0,08	-0,05	0,40	0,62	0,36	-0,09	181,8
	B	-0,07	0,07	0,19	0,13	-0,04	-0,13	9,0
	P	0,01	-0,02	0,08	0,09	0,06	0,00	43,2
	LE	-0,02	-0,10	0,11	0,40	0,34	0,04	129,6

Октябрь

1	R	-0,06	-0,04	0,30	0,69	0,29	-0,09	173,7
	B	-0,08	0,05	0,15	0,14	-0,06	-0,08	4,5
	P	0,05	0,00	0,07	0,20	0,06	0,00	77,4
	LE	-0,03	-0,09	0,08	0,35	0,29	-0,01	91,8
2	R	-0,07	-0,08	0,33	0,52	0,30	-0,10	133,2
	B	-0,08	0,02	0,15	0,06	-0,08	-0,10	-27,0
	P	0,02	0,00	0,13	0,15	0,09	0,00	73,8
	LE	-0,01	-0,10	0,05	0,31	0,29	0,00	86,4
3	R	-0,08	-0,07	0,22	0,39	0,13	-0,09	61,2
	B	-0,10	0,03	0,12	0,15	-0,01	-0,13	-16,2
	P	0,00	0,00	0,07	0,10	0,02	0,00	34,2
	LE	0,02	-0,10	0,03	0,14	0,12	0,04	43,2

На целине, в неорошаемой зоне, или в пустыне почти все радиационное тепло расходуется на нагревание воздуха и излучение.

В табл. 2 представлены результаты расчетов испарения по данным наблюдений на участке с естественной растительностью. Как видим, за период со второй декады мая по третью декаду октября с рассматриваемого участка испарилось 475 мм воды. Это составляет 66% величины испарения с хлопкового поля. Величина коэффициента перехода от испарения с хлопчатника к испарению с пе-

Таблица 2

Декадные и месячные суммы испарения с перелогов, занятых естественной (дикой) растительностью, мм (Чимбай, 1972 г.)

Декада	Месяц						Сумма за период
	V	VI	VII	VIII	IX	X	
1	—	41	36	29	25	15	146
2	30	34	35	31	18	14	162
3	43	32	31	31	22	8	167
Сумма за месяц	(73)	107	102	91	65	37	<u>475</u>

релога в зоне орошения, занятого дикой растительностью, изменяется в течение сезона. В мае и июне он равен 0,76, в июле — 0,62, в августе — 0,61, в сентябре и октябре — 0,56 и 0,64.

О ПРОСТРАНСТВЕННОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ УРОВНЯ ГРУНТОВЫХ ВОД НА МАЛЫХ ОРОШАЕМЫХ ПЛОЩАДЯХ

Глубина залегания уровня грунтовых вод (УГВ), формирующаяся в результате одновременного влияния большого числа факторов, является важным показателем мелиоративного состояния земель.

Известно, что УГВ¹ обычно характеризуется значительной пространственной изменчивостью, в результате чего при перенесении данных, соответствующих одной или даже серии скважин, на окружающую территорию неизбежно вносится погрешность, зависящая от размеров территории и от статистической структуры поля уровней грунтовых вод. При прочих равных условиях глубина стояния уровня грунтовых вод на конкретной площади определяется техникой орошения, количеством ирригационной воды и сроками водоподачи, коэффициентом полезного действия оросительной системы, коэффициентом земельного использования, неоднородностью литологического строения грунта в отношении его водопроницаемости как в зоне аэрации, так и в зоне насыщения, а также эффективностью дренажа.

При картировании глубин уровней грунтовых вод на больших территориях обычно используют установленные в процессе геологических и гидрогеологических исследований закономерности литологического сложения грунтов, коэффициентов фильтрации и т. д. Применительно же к малым орошаемым площадям как в дренажных, так и в бездренажных условиях уровни грунтовых вод на конкретную дату периода вегетации в первую очередь являются функцией водоподачи, равно как и неравномерность уровней грунтовых вод определяется неравномерностью подачи воды. О размерах последней можно судить по тому факту, что на орошаемых полях увлажнение осуществляется не одновременно, а по частям при любом способе полива, и потому нередко соседствуют между собой

¹ В данной работе рассматривается пространственная изменчивость УГВ, залегающего на глубине 3—5 м.

участки, насыщенные водой до полной влагоемкости (условия интенсивного питания грунтовых вод) и иссушенные до влажности разрыва капиллярной связи или ниже (условия питания зоны аэрации со стороны грунтовых вод). При орошении поверхностными методами полива, когда на почву поступает большое количество воды за короткий интервал времени, микрорельеф, сохраняющийся и после планировки земель, увеличивает пестроту залегания грунтовых вод даже в границах уже политой площади. В процессе обработки почв положительные и отрицательные формы микрорельефа могут изменять свое местоположение, но все же влияние микрорельефа на интенсивность питания грунтовых вод сохраняется. Например, А. Н. Розанов [1] отмечает, что в свх «Пахта-Арал» грунтовые воды под повышениями микрорельефа во все сроки наблюдений стоят на 5—45 см глубже, чем на участках с ровной поверхностью и объясняет этот факт недостаточным поливом повышенных участков. В. А. Ковда [2], сопоставляя режим грунтовых вод под хлопчатником в чашевидных низинах и на повышениях, обнаружил, что амплитуда максимальных и минимальных уровней на повышениях значительно меньше, чем в низинах (40—60 см против 100—150 см).

В числе прочих причин, определяющих пространственную изменчивость уровней грунтовых вод, Ковда отмечает и состояние культуры хлопчатника. Согласно данным этого автора под хлопчатником хорошего состояния уровень грунтовой воды за период от начала вегетации до первого полива опускается на 10—30 см, а после полива повышается на 20—50 см, достигая или превышая весеннюю отметку. В то же время под угнетенным и изреженным хлопчатником грунтовые воды стоят на 20—40 см глубже почти весь вегетационный период.

Таким образом, микрорельеф, обусловленная им неравномерность ирригационного увлажнения, а также состояние хлопчатника определяют пестроту глубины уровней грунтовых вод, особенно заметную на малых площадях, где коэффициент земельного использования к.п.д. оросительной системы и изменчивость литологического строения грунта проявляются в меньшей степени. Влияние указанных факторов сказывается по-разному в вегетационный и не-вегетационный периоды. Если в первом случае каждый полив резко повышает пестроту распределения глубин уровней грунтовых вод по площади, то во втором эта пестрота существенно сглаживается (при отсутствии промывных и влагозарядковых поливов) и определяется в основном пространственной изменчивостью притока и оттока грунтовых вод, а также из расхода в зону аэрации.

Поэтому, приступая к выяснению статистической структуры поля уровней грунтовых вод на малой орошаемой площади под хлопчатником, мы разделили весь исходный материал на две части, одна из которых соответствовала периоду вегетации (апрель — сентябрь), а вторая невегетационному периоду.

В качестве исходных данных приняты наши результаты систематических измерений глубин уровней грунтовых вод в период

1967—1969 гг. на специально оборудованной сгущенной сети скважин. Опытный участок площадью 16 га располагался на землях совхоза № 18 Центрального массива Голодной степи и ограничивался лотковыми оросителями (с двух сторон), временным оросителем в земляном русле и открытым коллектором глубиной около 4 м. Глубина грунтовых вод синхронно измерялась в равномерно расположенных по площади опытного участка 21 скважине ежедневно в период вегетации хлопчатника и через день в невегетационный период.

При воднобалансовых расчетах, когда необходимо располагать сведениями об изменениях запасов грунтовых вод на исследуемой площади (объеме), оперируют, как правило, среднеарифметическими величинами уровней грунтовых вод, вычисленными по данным всех скважин с ошибкой

$$S_n = \frac{\sigma}{\sqrt{n-1}}. \quad (1)$$

где S_n — ошибка среднеарифметического; σ — среднеквадратическое отклонение уровней грунтовых вод, вычисленное по данным наблюдений; n — количество использованных скважин.

Абсолютная (z_α) и относительная (P_α) погрешность определения средней глубины залегания грунтовых вод с вероятностью α определяется по формулам:

$$z_\alpha = \frac{t_\alpha}{\sqrt{n-1}} \sigma, \quad P_\alpha = \frac{z_\alpha}{H_{\text{ср}}}, \quad (2)$$

где t_α — критерий Стьюдента; $H_{\text{ср}}$ — средняя глубина залегания грунтовых вод.

Однако во многих случаях подобный подход не решает поставленную задачу. В частности, для обоснованного определения оптимального количества скважин на известной площади с целью оценки средних глубин УГВ с заданной погрешностью, оценки погрешности экстраполяции глубины УГВ на расстоянии, а также степени синхронности изменения ее во времени и по площади в последнее время особенно часто используется аппарат корреляционных функций.

Размеры опытного участка и геометрия расположения скважин позволяют определить корреляционные функции до расстояния примерно 400—500 м, что однако, не исключает сомнения о правомочности гипотезы относительно однородности поля глубин залегания грунтовых вод. Для проверки гипотезы мы применили методику, изложенную в работе [3] и основанную на использовании критерия χ^2 . Согласно этой методике, χ^2 вычисляли по формуле

$$\chi^2 = n_1 n_2 \sum_{i=1}^l \frac{1}{m_i' + m_i''} \left(\frac{m_i'}{n_1} - \frac{m_i''}{n_2} \right)^2, \quad (3)$$

где n_1 и n_2 — объемы двух независимых выборок, расположенных в l группах с численностями m_i .

Для подсчета выбрано 7 пар скважин, расположение которых относительно коллектора, лоткового и временного оросителей, а также элементов микрорельефа позволяет предположить однородным поле глубин грунтовых вод. Результаты расчета, однако, не подтвердили это предположение. Во всех случаях табличное значение критерия χ^2 , взятое при вероятности $P(\chi^2) = 0,05$, оказалось ниже рассчитанного в среднем на 30%, что свидетельствует о неоднородности поля глубин УГВ и о необходимости вычисления нормированных корреляционных функций.

Нормированные корреляционные функции уровней грунтовых вод вычисляли на ЭВМ «Наири» по стандартной программе. Полученные коэффициенты корреляции осредняли в пределах выбранного интервала (табл. 1), а среднее значение коэффициента корреляции соответствовало среднему расстоянию в заданном интервале.

Т а б л и ц а 1

Интервал осреднения и число определенных коэффициентов корреляции уровней грунтовых вод

Интервал осреднения	Среднее расстояние, м	Число осредненных коэффициентов корреляции
0—50	25	4
51—100	75	31
101—150	125	18
151—200	175	42
201—250	225	35
251—300	275	28
301—350	325	26
351—400	375	21
401—450	425	4

Как и предполагалось, статистическая структура поля уровней грунтовых вод в период вегетации и невегетационный период существенно различны (рис. 1). В первую очередь обращает на себя внимание различная интенсивность убывания автокорреляционных функций с расстоянием. Действительно, если в вегетационный период радиус корреляции, т. е. расстояние, на котором корреляционная функция убывает в l раз, составляет 615 м, то в октябре — апреле она возрастает до 1500 м. Из этого следует, что при прочих равных условиях в рассматриваемые интервалы времени требуется различное количество наблюдательных скважин для оценки среднего уровня грунтовых вод на известной площади и с той же равнообеспеченной погрешностью.

Полученные автокорреляционные функции уровней грунтовых вод для двух периодов можно аппроксимировать аналитической формулой вида

$$r(l) = r(0) - al, \quad (4)$$

где $r(l)$ — коэффициент автокорреляции при расстоянии l между коррелируемыми скважинами; $r(0)$ — значение эмпирической автокорреляционной функции при $l \approx 0$ (определяется методом экстраполяции); a — структурный параметр.

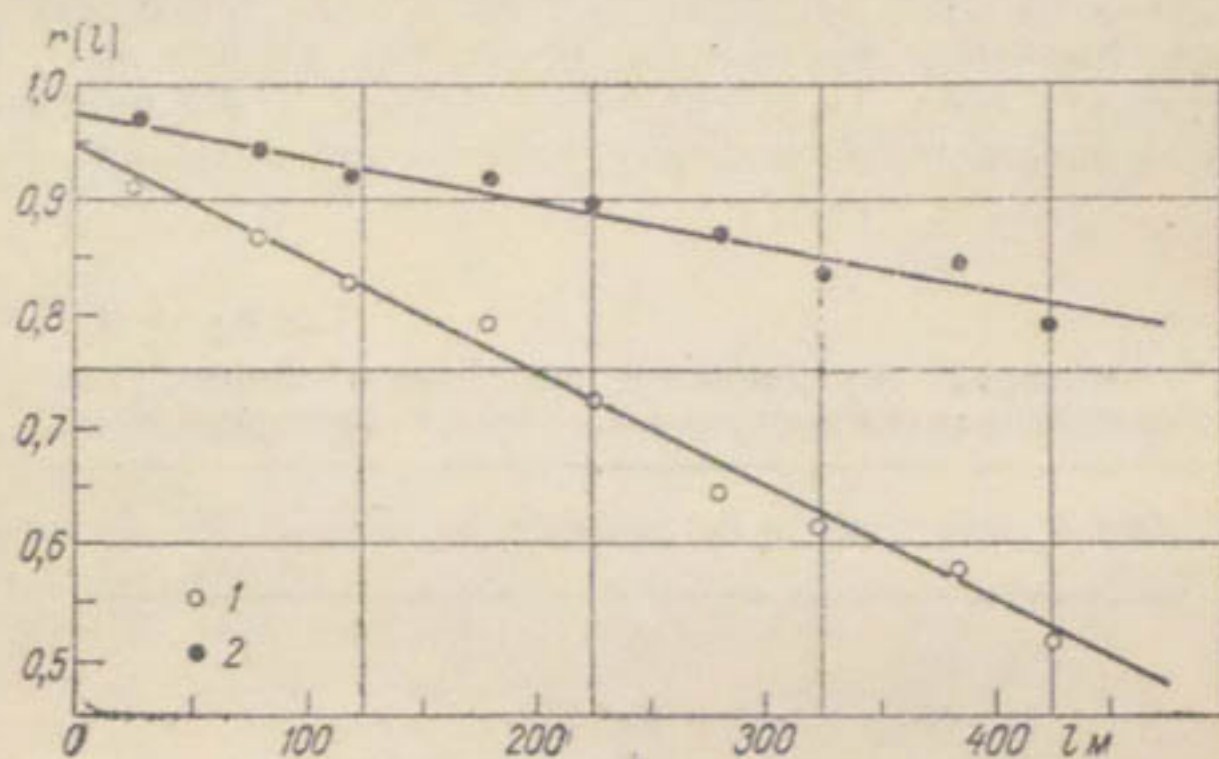


Рис. 1. Нормированные автокорреляционные функции глубин УГВ в вегетационный (1) и невегетационный (2) периоды.

Вид автокорреляционных функций и их параметры, очевидно, зависят от совокупности факторов, определяющих в данный интервал времени пестроту распределения уровней грунтовых вод.

Таблица 2

Структурные параметры автокорреляционных функций уровней грунтовых вод

Параметр	Вегетационный период	Невегетационный период
$\overline{H}_m$	381	345
σ	104	25
$r(0)$	0,948	0,976
l_0 м	615	1500
a	$313 \cdot 10^{-2}$	$350 \cdot 10^{-2}$

Различия структурных параметров в вегетационный и невегетационный периоды видны из данных табл. 2, в которой $\bar{H}$ — средний уровень грунтовых вод; σ — среднеквадратическое отклонение и l_0 — радиус автокорреляции.

Приведенный графический и табличный материал демонстрирует сравнительно низкие значения ординат автокорреляционных функций и радиусов корреляции, особенно в вегетационный период, что свидетельствует об отсутствии на орошаемой территории (или по крайней мере в условиях эксперимента) значительных по площади участков с высокой степенью синхронности колебания уровней грунтовых вод. Применительно к периоду вегетации можно утверждать, что в пределах окружности диаметром 50 м средний коэффициент корреляции между измеренными уровнями грунтовых вод в любой паре скважин в пределах выбранной площади превысит 0,90. Если же диаметр окружности увеличить до 200 м, то средние коэффициенты корреляции уровней по любым двум произвольно выбранным внутри окружности скважинам будут равны 0,75.

Из данных табл. 2 следует, что в невегетационный период радиус корреляции почти в 2,5 раза выше, чем в период вегетации. Следовательно, коэффициент корреляции между уровнями по любой паре скважин на той же площади в первом случае окажется выше, чем во втором. Например, на площади около 2 га (окружность диаметром 150 м) коэффициенты корреляции уровней по паре скважин в период вегетации превысят 0,79, а в невегетационный период — 0,92. В то же время параметр $r(0)$, которым аппроксимируется значение автокорреляционной функции при $l=0$, имеет практически одну и ту же величину в оба периода, хотя и отличается от единицы. Последнее является следствием микрорельефных различий в расположении скважин и наличия в данных наблюдений случайных погрешностей.

Располагая сведениями об изменении коэффициентов автокорреляции уровней грунтовых вод с расстоянием, определим степень синхронности ($r^2 \cdot 100\%$) колебания уровней по скважинам опытного участка (табл. 3).

Данные табл. 3 свидетельствуют о том, что степень синхронности колебания уровней в невегетационный период обеспечивается

Таблица 3

Степень синхронности (%) колебания уровней грунтовых вод

Площадь, га	Вегетационный период	Невегетационный период	Площадь, га	Вегетационный период	Невегетационный период
0,5	75	88	10	35	69
1	70	86	20	20	61
3	56	81	50	5	48
5	49	77	100	0	35

на достаточно высоком уровне. Для площадей порядка 3 га она превышает 80%, и снижается до 35% лишь на площади 100 га. В период вегетации хлопчатника степень синхронности колебания существенно ниже, и для площадей более 50 га имеет практически нулевое значение. Если мелиоративное состояние земель охарактеризовать в первом приближении глубиной залегания грунтовых вод, то можно утверждать, что эта величина изменяется с синхронностью около 50% для площади 5 га. Влияние совокупности причин, нарушающих синхронность, имеет подчиненное значение для площадей менее 5 га и преобладает для больших площадей. В невегетационный период равенство совокупности причин, нарушающих синхронность и способствующих ей, наблюдается лишь на площади порядка 50 га.

Таблица 4

Среднеквадратическая погрешность экстраполяции уровней грунтовых вод

Расстояние экстраполяции, м	Погрешность, см		$\frac{E'_H}{E''_H}$	Расстояние экстраполяции, м	Погрешность, см		$\frac{E'_H}{E''_H}$
	вегетационный период E'_H	невегетационный период E''_H			вегетационный период E'_H	невегетационный период E''_H	
50	45	7	6,4	300	79	13	6,1
100	55	9	6,1	400	87	14	6,2
200	69	11	6,3	500	94	16	5,9

Зная статистическую структуру поля уровней грунтовых вод, можно дополнительно решить некоторые другие задачи, имеющие важное прикладное значение. Оценим, в частности, на основании автокорреляционных функций погрешность экстраполяции уровней с помощью формулы

$$E_H = \sigma \sqrt{1 - [r(l)]^2}, \quad (5)$$

где E_H — среднеквадратическая погрешность экстраполяции, остальные обозначения прежние. Результаты подсчета помещены в табл. 4.

Из данных табл. 4 можно заключить, что в период вегетации хлопчатника уровни экстраполируются, например, на 100 м со среднеквадратической погрешностью 55 см, а в невегетационный период при отсутствии промывных и влагозарядковых поливов погрешность составляет всего 9 см. Если же расстояние экстраполяции увеличить до 500 м, то погрешность определения составит около 1 м в период вегетации и 16 см в невегетационный период. В пределах указанных в табл. 4 расстояний погрешность экстраполяции в первый период в 6 раз больше, чем во второй.

Для больших расстояний (1—2 км) и соответственно низких значениях ординат автокорреляционных функций погрешность экстраполяции уровней может быть принята равной среднеквадратиче-

скому отклонению наблюдаемого ряда. Эта величина составляет 104 см в период вегетации хлопчатника и 25 см в невегетационный период, или соответственно 27,3 и 7,3% от средней глубины залегания грунтовых вод за период. Следовательно, если гидрогеологическая станция или пост располагается на расстоянии 1 км от интересующего нас поля, то погрешность экстраполяции результатов наблюдений на этой станции составит 27% в период вегетации хлопчатника. Для периода октябрь — апрель даже расстояние 2 км гарантирует погрешность экстраполяции не более 7% определяемой величины. Подобная линейная экстраполяция, однако, предполагает наличие нормированной автокорреляционной функции и средних значений глубин залегания грунтовых вод в нужных точках.

На основании известной статистической структуры поля уровней можно оценить точность определения средней глубины стояния грунтовых вод на заданной площади по формуле¹ (4)

$$\varepsilon = \sigma \sqrt{\frac{1-r(0)}{n} + 0,24 \frac{r(0)S}{n^{3/2}L}}, \quad (6)$$

где n — число скважин на заданной площади S ; L — расстояние, на котором автокорреляционная функция имеет нулевое значение. В этой формуле первое слагаемое подкоренного выражения характеризует погрешность определения средней на известной площади уровня из точечных измерений, обусловленную микроорографическими различиями мест установки скважин, в то время как второе слагаемое дает погрешность за счет пространственной изменчивости глубины стояния грунтовых вод.

В целях сравнения результатов вычислений применительно к скважинам (периодам) с различными нормами глубин залегания грунтовых вод определим относительную погрешность оценки средних глубин на заданной площади по формуле

$$P_n = \frac{\varepsilon}{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n H_i} \cdot 100 \%. \quad (7)$$

Подобный подсчет позволяет не только определить погрешность средних уровней, но и наметить оптимальное количество равномерно распределенных по площади скважин, необходимое в данных конкретных условиях для оценки среднего уровня на заданной площади и с заданной степенью точности.

Результаты вычислений показывают (табл. 5), что для одной и той же площади с увеличением числа скважин относительная погрешность средних уровней грунтовых вод уменьшается как в период вегетации хлопчатника, так и в невегетационный период.

¹ Учитывая доказанную автором неоднородность поля средних УГВ, результаты расчетов по этой формуле следует считать сугубо ориентировочными. (Прим. ред.)

Например, в период вегетации на площади 0,5 га средний уровень по двум скважинам определяется с погрешностью около 22%, убывающей в 10 раз при увеличении числа скважин до 50.

В невегетационный период на той же площади и при том же количестве скважин погрешность также убывает в 10 раз, но лишь с 3,5 до 0,4%. На площади 10 га две скважины обеспечивают оцен-

Таблица 5

Относительная погрешность (%) определения средних по площади уровней грунтовых вод

Площадь, га	Число скважин	Период вегетации	Невегетационный период	Площадь, га	Число скважин	Период вегетации	Невегетационный период
0,5	2	21,8	3,5	1,0	2	95,7	15,5
	5	11,1	1,8		5	48,1	7,8
	10	6,7	1,0		10	27,3	4,5
	20	4,0	0,7		20	17,1	2,8
	50	2,1	0,4		50	8,6	1,4
1,0	2	30,5	5,0	5,0	2	213,9	35,0
	5	15,4	2,4		5	107,6	17,5
	10	9,2	1,5		10	64,0	10,2
	20	5,7	0,9		20	38,0	6,3
	50	2,8	0,5		50	19,5	3,0
3,0	2	52,6	8,5	100	2	302,5	49,5
	5	26,5	4,3		5	152,0	24,7
	10	15,8	2,6		10	86,3	14,5
	20	9,4	1,6		20	53,8	8,8
	50	5,5	0,8		50	27,0	4,3
5,0	2	67,4	4,0				
	5	34,1	5,5				
	10	20,3	3,3				
	20	12,1	2,0				
	50	6,1	1,0				

ку средней величины с погрешностью, практически равной измеряемой величине летом и всего с ошибкой в 15% зимой.

Таким образом, в различное время года требуется различное число скважин для определения среднего уровня грунтовых вод на той же площади и с той же равнообеспеченной погрешностью. С помощью данных табл. 5 можно, задаваясь погрешностью, планировать оптимальное количество скважин на конкретной площади.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Розанов А. Н. Почвы Голодной степи.— «Тр. Почвенного ин-та им. Докучаева», 1948, т. 29, с. 77—160.
2. Ковда В. А. Грунтовые воды Голодной степи.— «Тр. Почвенного ин-та им. Докучаева», 1948, т. 9, с. 43—74.
3. Смирнов Н. В., Дунин-Барковский Л. В. Курс теории вероятностей и математической статистики. М., «Наука», 1965, 511 с.
4. Каган Г. А. О точности определения средней по площади по данным точечных измерений.— «Тр. ГГО», 1965, вып. 175, с. 117—132.

СОДЕРЖАНИЕ

В. Л. Шульц. Водный баланс Аральского моря	3
Ф. Э. Рубинова, М. И. Геткер. Водный баланс Голодной степи, изменение его структуры под влиянием водохозяйственного строительства в современных условиях и перспективе	29
О. П. Щеглова, А. А. Тавшанджи. Водный баланс зоны старого орошения Голодной степи	49
Ф. Э. Рубинова, М. И. Геткер. К вопросу оценки стока, формирующегося ниже опорных гидрологических постов в бассейне р. Сырдарьи	59
М. И. Геткер, Л. М. Куропатка, Ф. Э. Рубинова. Об изменении общей минерализации воды р. Сырдарьи в связи с развитием орошения в ее бассейне	71
Ю. Н. Иванов. О точности расчетов водных балансов р. Амударьи за годовые периоды	96
С. Ш. Мирзаев, В. В. Овчинникова, Л. П. Бакушева, А. И. Ильхамов, Т. Хамидов. Взаимосвязь подземных и поверхностных вод в среднем и нижнем течении р. Амударьи и роль подземных вод в ее водном балансе	107
В. В. Акулов. Некоторые результаты исследований уровня режима на модели Тюямуюнского водохранилища	113
Л. Н. Побережский. Метод расчета суммарного испарения в период вегетации хлопчатника	121
С. И. Ваничкина. Тепловой и водный баланс хлопкового поля в условиях Гяурской долины Туркменской ССР	131
Б. Е. Милькис, Т. Туйчиев, Н. Н. Федоровская, Т. В. Донати. Испарение с сельскохозяйственного поля в невегетационный период в Каракалпакской АССР	139
Б. Е. Милькис, Т. Туйчиев. Величина суммарного испарения с перелогов, занятых естественной (дикой) растительностью в Северной Каракалпакии	147
Л. Н. Побережский. О пространственной изменчивости уровня грунтовых вод на малых орошаемых площадях	152

ТРУДЫ САРНИГМИ, вып. 23(104)

Гидрологические исследования в Средней Азии

Редактор З. М. Кожина. Техн. редактор М. И. Брайнина.
Корректор Е. П. Баскакова

Сдано в набор 16/VIII 1974 г. Подписано к печати 3/I 1975 г. М-31304. Формат 60×90^{1/16}, бумага тип. № 3. Печ. л. 10,5. Уч.-изд. л. 11,23. Тираж 420 экз. Индекс ГЛ-366. Заказ № 583. Цена 86 коп.

Гидрометеиздат. 199053. Ленинград, 2-я линия, д. 23.

Сортавальская книжная типография Управления по делам издательств, полиграфии и книжной торговли Совета Министров Карельской АССР. Сортавала, Карельская, 42.

Водный баланс Аральского моря. Шульц В. Л. Труды САРНИГМИ, 1975, вып. 23(104) с. 3—28.

Рассматривается водный баланс Аральского моря за два периода: 1936—1960 и 1961—1970 гг. Первый период характеризовался устойчивым положением уровня, когда его колебания не выходили за пределы $\pm 0,5$ м. Второй период отличался резким падением уровня. С 1/1 1961 по 1/1 1971 г. уровень Аральского моря упал на 210 см, что привело к уменьшению его площади с 67 250 до 60 360 км² и объема с 1085 до 952 км³. Такое падение уровня Аральского моря обусловлено уменьшением поверхностного притока в море. Если средний поверхностный приток за 1936—1960 гг. составлял 52,4 км³/год, то средний приток за 1961—1970 гг. уменьшился до 41,8 км³/год.

Уменьшение поверхностного притока в Аральское море вызвано главным образом увеличением водопотребления в бассейнах Амударьи и Сырдарьи и частично несколько меньшей водностью рек во второй период по сравнению с первым.

Табл. 12. Илл. 3. Библ. 21.

Водный баланс Голодной степи, изменение его структуры под влиянием водохозяйственного строительства в современных условиях и в перспективе. Рубинова Ф. Э., Геткер М. И. Труды САРНИГМИ, 1975, вып. 23(104), с. 29—48.

На примере Голодной степи показано, что освоение целинных территорий с глубоким уровнем залегания грунтовых вод и плохой естественной дренированностью ведет к убыли стока в источнике брожения.

На первом этапе освоения таких территорий убыль стока практически равна забору воды, а разность между последним и суммарным испарением расходуется на заполнение свободной емкости почво-грунтов. После завершения этого этапа (при условии достаточно развитой коллекторно-дренажной сети) затраты на аккумуляцию в почво-грунтах сводятся к минимуму и повышается роль возврата стока.

В современных условиях при орошении 429 тыс. га сток Сырдарьи уменьшился на 4,1 км³/год (16% водных ресурсов реки выше створа г. Бекабад), а в перспективе произойдет уменьшение стока на 6,2 км³/год.

Табл. 7. Илл. 4. Библ. 14.

Водный баланс старой зоны орошения Голодной степи. Щеглова О. П., Тавшанджи А. А. Труды САРНИГМИ, 1975, вып. 23(104), с. 49—58.

Уравнение водного баланса рассматриваемой территории ($F=350\,000$ га) имеет вид

$$x + y_{\text{кан}} + y_{\text{н}} = z + y_{\text{от}} \pm W \pm u,$$

где x — атмосферные осадки; $y_{\text{кан}}$ — водоподача по каналу им. С. М. Кирова; $y_{\text{н}}$ — водоподача насосами из Сырдарьи; z — транспирация культур, испарение с почвы и водной поверхности; $y_{\text{от}}$ — отток по коллекторно-дренажной сети; W — подземный водообмен через боковой контур; u — изменение запасов влаги в контрольном объеме. Баланс составлен за отдельные годы с 1963 по 1970 г. и в среднем за период. Невязка баланса (среднего за многолетие) составляет 2,8% суммы приходных статей. Эта невязка свидетельствует об удовлетворительной точности оценки составляющих, в частности главной расходной статьи — транспирации сельскохозяйственными культурами. Она рассчитывалась как функция глубины залегания грунтовых вод на основании предшествующих лизиметрических наблюдений, проведенных ЦОМС СоюзНИХИ. В среднем за период 1963—1970 гг. $x=347$ мм, $y_{\text{кан}}=782$ мм, $y_{\text{н}}=94$ мм, $y_{\text{от}}=329$ мм, $z=864$ мм, $u=4$ мм (сработка запасов составляющих подземных вод).

Табл. 7. Библ. 3.

К вопросу оценки стока, формирующегося ниже опорных гидрологических постов в бассейне р. Сырдарьи. Рубниова Ф. Э., Геткер М. И. Труды САРНИГМИ, 1975, вып. 23(104), с. 59—70.

На примере Ферганской долины и Голодной степи анализируются метеорологические условия формирования (ниже опорных гидропостов) паводка 1969 г.

На низкогорной и равнинной территории Ферганской долины раз в 25 лет может сформироваться паводок, который проходит в течение одного месяца и составляет 10—20% гидрометрически учтенного стока, или 1% нормы годового притока в долину. При высоко развитом уровне ведения водного хозяйства, когда вся орошаемая территория покрыта густой сетью коллекторов и дренажей, зона рассеивания стока в отдельные периоды может превращаться в зону его формирования.

Весной 1969 г. в Голодной степи сформировался паводок объемом 291 млн. м³, коэффициент стока 0,17. Обеспеченность этого паводка, оцененная по метеорологическим данным, составила 1%.

Табл. 6. Илл. 3. Библ. 1.

Об изменении общей минерализации воды р. Сырдарьи в связи с развитием орошения в ее бассейне. Геткер М. И., Куропатка Л. М., Рубинова Ф. Э. Труды САРНИГМИ, 1975, вып. 23(104), с. 71—95.

Установлено, что в области формирования речного стока (горная территория) существуют достаточно четкие зависимости общей минерализации воды Σu от ее расходов (Q). Ординаты этих зависимостей различны для фазы подъема половодья, а также спада и межени в годы повышенной, средней и пониженной водности.

Ординаты однофакторных зависимостей $\Sigma u = f(Q)$ и границы случайного рассеивания получены по методике Г. А. Алексеева.

Для расчетов Σu за 5—10 лет и оценки временного тренда допустимо пользоваться кривыми $\Sigma u = f(Q)$, построенными по значениям Σu , осредненным в интервалах расходов.

Какого-либо направленного в многолетии (1911—1970 гг.) изменения Σu не обнаружено.

Применение этого приема для створов, расположенных в области рассеивания стока (Каль, Бекабад, Кобулак), показало непрерывное увеличение общей минерализации воды во времени. Различие в общей минерализации на подъеме и спаде половодья исчезают лишь в нижнем течении Сырдарьи (Казалинск), а в верхнем и среднем проявляются четко. В межень зависимость $\Sigma u = f(Q)$ затухает и исчезает.

Общая минерализация воды р. Сырдарьи за рассматриваемый период (1911—1970 гг.) возросла примерно в 3 раза.

Для трех створов установлена зависимость среднегодовой общей минерализации от доли возвратных вод в стоке реки. Рассчитана средняя минерализация возвратных вод в створе и на участках между створами для различных периодов времени. Максимум минерализации возвратных вод отмечается на участке Каль — Бекабад, что связано с освоением земель Центральной Ферганы.

Для повышения точности практических расчетов необходимо резко увеличить частоту отбора проб в узловых водохозяйственных створах.

Табл. 8 Илл. 4. Библ. 13.

О точности расчетов водных балансов р. Амударьи за годовые периоды. Иванов Ю. Н. Труды САРНИГМИ, 1975, вып. 23(104), с. 96—106.

На примере сравнения водных балансов участков рек Нарын, Чирчик, Сырдарьи и Амударьи показано, что водные балансы р. Амударьи за годовые периоды могут быть составлены с точностью $\pm 3—5\%$, такой же, как и по участкам других рек. Обращено внимание на необходимость соблюдения при производстве гидрометрических работ требований соответствующих наставлений.

Табл. 6. Илл. 1. Библ. 4.

Взаимосвязь подземных и поверхностных вод в среднем и нижнем течении р. Амударьи и роль подземных вод в ее водном балансе. Мирзаев С. Ш., Овчинникова В. В., Бакушева Л. П., Ильхамов А., Хамидов Т. Труды САРНИГМИ, 1975, вып. 23(104), с. 107—112.

Выполненная проработка является попыткой объяснить русловой баланс р. Амударьи в ее среднем и нижнем течении на основании гидрогеологического анализа имеющихся материалов и установить возможные взаимоотношения подземных и поверхностных вод на участках долины реки между гидрологическими постами Керки — Ильчик, Ильчик — Тюя-Муюн, Тюя-Муюн — Чатлы. Установлено наличие фильтрационных потерь стока в русле р. Амударьи, дренирование подземных вод и береговое регулирование. Взаимосвязь подземных и поверхностных вод изменяется как по протяжению водотока, так и по отдельным годам в определенных створах, что установлено для участка руслового баланса Тюя-Муюн — Кызылджар.

Полученные результаты свидетельствуют о значительной роли подземных вод в расходовании поверхностного стока и его пополнении в среднем и нижнем течении р. Амударьи.

Библ. 3.

Некоторые результаты исследований уровня режима на модели Тюя-муюнского водохранилища. Акулов В. В. Труды САРНИГМИ, 1975, вып. 23(104), с. 113—120.

Методика моделирования русловых процессов в песчаных руслах, разработанная В. С. Лапшенковым, применена для исследования уровня режима на модели Тюя-муюнского водохранилища. Подробно описываются наблюдения за динамикой уровней воды на участке дополнительного подпора; дается количественная оценка распространения последнего по длине реки и во времени. Полученная на модели предельная длина кривой подпора (333 км) существенно больше рассчитанной теоретически (210 км).

При формировании дополнительного подпора до 15% неруслообразующих фракций наносов осаждаются на пойме. Соответственно уменьшается по сравнению с теоретическим расчетом величина заиления регулирующего объема водохранилища.

Табл. 2. Илл. 2. Библ. 4.

Метод расчета суммарного испарения в период вегетации хлопчатника.
Побережский Л. Н. Труды САРНИГМИ, 1975, вып. 23(104), с. 121—130.

Предлагается рассчитывать суммарное испарение дифференцированно по следующим интервалам времени: период от начала вегетации до первого полива, дни с поливом и межполивные интервалы.

Для первого интервала

$$E = x_0 t (1,46 - 0,46 \lg H),$$

где E — суммарное испарение; x_0 — численный параметр, определяемый из параллельных наблюдений за радиационным балансом и влажностью почвы; t — температура воздуха; H — глубина залегания уровня грунтовых вод.

Для второго интервала

$$E = \frac{1}{F} x_0 t \left(f_c \frac{W}{W_{HB}} + f_m \right),$$

где F — общая площадь поля; f_c и f_m — доли соответственно сухой и смоченной площади; W — влажность почвы; W_{HB} — то же при наименьшей влагоемкости.

Для третьего интервала

$$E = x_0 t \frac{W}{W_{HB}},$$

где величина $\frac{W}{W_{HB}}$ определяется как функция глубины залегания уровня грунтовых вод и числа дней после полива.

Проверка расчетных формул показала, что в среднем для вегетационного периода погрешность расчета декадных сумм испарения в 78% всех случаев не превышает 20% определяемой величины.

Илл. 4. Библ. 7.

Тепловой и водный баланс хлопкового поля в условиях Гяурской долины Туркменской ССР. Ваничкина С. И. Труды САРНИГМИ, 1975, вып. 23(104), с. 131—138.

В статье рассмотрены особенности формирования теплового баланса хлопкового поля в условиях Гяурской долины Туркменской ССР, связанные с широкими междурядьями (90 см) и близостью пустыни. Средневзвешенное альбедо поля по наблюдениям получено равным 25% величины суммарной радиации. Средние месячные величины теплообмена в почве с июля по сентябрь были отрицательными, что свидетельствует об участии в формировании потока тепла направленного к поверхности почвы, процессов теплообмена в глубоких слоях почвы. Влияние пустыни на тепловой баланс орошаемого поля сказалось в больших значениях адвективного притока тепла из воздуха к испаряющей поверхности. Составлен водный баланс опытного участка по месяцам 1969 г. и определены величины поступления влаги в зону аэрации в конкретных условиях этого года.

Табл. 4. Библ. 8.

Испарение с сельскохозяйственного поля в невегетационный период в Каракалпакской АССР. Милькис Б. Е., Туйчиев Т., Федоровская Н. Н., Донати Т. А. Труды САРНИГМИ, 1975, вып. 23(104), с. 139—146.

В работе приведены результаты расчетов испарения с сельскохозяйственного поля в невегетационный период 1971-72 и 1972-73 гг. на основании данных полевых градиентных и теплобалансовых наблюдений в Северной Каракалпакии.

Рассмотрен суточный ход и изменение суточных сумм составляющих теплового баланса хлопкового поля за невегетационный период, приведены соотношения компонентов баланса, даны декадные и месячные суммы испарения. Показано, что величина испарения за невегетационный период составляет 27% величины испарения за период вегетации.

Табл. 4.

Величина суммарного испарения с перелогов, занятых естественной (дикой) растительностью в Северной Каракалпакии. Милькис Б. Е., Туйчиев Т. Труды САРНИГМИ, 1975, вып. 23(104), с. 147—151.

В работе приведены результаты полевых исследований испарения с перелогов, занятых естественной (дикой) растительностью в Чимбайском районе Каракалпакской АССР в мае — октябре 1972 г. Рассмотрены суточные изменения составляющих теплового баланса участка с дикой растительностью, даны декадные и месячные суммы испарения.

Показано, что величина испарения с перелога в зоне орошения при близком залегании уровня грунтовых вод составляет 66% величины испарения с хлопкового поля.

Табл. 2.

О пространственной изменчивости глубин уровня грунтовых вод на малых орошаемых площадях. Побережский Л. Н. Труды САРНИГМИ, 1975, вып. 23(104), с. 152—161.

Использованы материалы синхронных наблюдений за динамикой уровня грунтовых вод (УГВ) на сгущенной сети скважин. По результатам измерений вычислены корреляционные функции глубин УГВ, что позволило оценить погрешность их экстраполяции в вегетационный и невегетационный периоды, а также определить оптимальное количество равномерно распределенных по площади скважин для оценки средних глубин УГВ с заданной погрешностью.

Табл. 5. Илл. 1. Библ. 4.