551
С-45

ISSN 0130—1887

ГОСУДАРСТВЕННЫЙ КОМИТЕТ СССР
ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ

71Н18

ТРУДЫ
СРЕДНЕАЗИАТСКОГО РЕГИОНАЛЬНОГО
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОГО
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА
им. В. А. БУГАЕВА

Выпуск 133 (214)

ГИДРОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В СРЕДНЕЙ АЗИИ

ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ
МОСКВА
1990

551
С-75

Алексей Иванович Сергеев

ГОСУДАРСТВЕННЫЙ КОМИТЕТ СССР ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ

ТРУДЫ
СРЕДНЕАЗИАТСКОГО РЕГИОНАЛЬНОГО
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОГО
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА
им. В. А. БУГАЕВА

Выпуск

133 (214)

ГИДРОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В СРЕДНЕЙ АЗИИ

71428

Под редакцией
кандидатов геогр. наук Ю. Н. ИВАНОВА,
Н. Е. ГОРЕЛКИНА

САНИИРИ
БИБЛИОТЕКА

МОСКВА · МОСКОВСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ ГИДРОМЕТЕОИЗДАТА — 1990

УДК 556.133

В сборнике рассматриваются различные вопросы гидрологических исследований в Средней Азии. В ряде статей (О.Ш.Юнусова, Г.Н.Трофимов и др.; Б.К.Царев, Ф.Э.Рубинова и А.Г.Шульц, И.Д.Шенцис и Е.В.Паздзерская) излагаются решения частных задач, относящихся к расчетам стока (испарение, осадки, колебания речного стока).

В серии из трех статей (Е.М.Видинеева и М.Е.Байлинсон, Ф.Э.Рубинова, Ф.Э.Рубинова и Н.Е.Горелкин) рассматриваются вопросы расчета минерализации речных вод и оценка погрешностей этих расчетов. К ним тесно примыкают и статьи сборника, посвященные изучению и расчету химического состава вод озер и водохранилищ (И.Я.Николишин и др., Н.Е.Горелкин и М.Максимов, Ю.М.Денисов и др.). Замыкают сборник статьи по сверхдолгосрочному, долгосрочному и краткосрочному прогнозу стока рек (4 статьи), которым предпослана работа В.Д.Коваленко и др. "Эндогенная модель вековой изменчивости климата земли". Эту статью редакция сочла возможным опубликовать в порядке дискуссии, так как в ней предпринята попытка объяснить и рассчитать цикличность гидрометеорологических процессов на земле, что очень важно для сверхдолгосрочного прогнозирования стока рек.

Сборник рассчитан на гидрологов и гидротехников – научных работников и инженеров.

Г $\frac{1805040700-263}{069(02)-90}$ 58-90 (I)

ISBN 5-286-00585-7

© Среднеазиатский региональный научно-исследовательский гидрометеорологический институт. 1990 г.

О.Ш.КНУСОВА

О МНОГОЛЕТНИХ ИЗМЕНЕНИЯХ СТОКА р.НАРЫН

Исследование стока р.Нарын было проведено с целью, во-первых, разделения естественных и антропогенных изменений стока, во-вторых, выявления многолетних тенденций стока, чтобы, определив меру изменений, оценить необходимость построения карт годовых норм стока.

Река Нарын является основной составляющей р.Сырдарьи и так же, как большинство рек бассейна на выходе из гор, относится к рекам снего-ледникового питания /5/. Интегральной характеристикой водных ресурсов бассейна Нарына является сток в створе р.Нарын - г.Учкурган. Гидроствор Учкурган замыкает горную часть бассейна, представляющую собой зону формирования стока.

Створ Учкурган (F = 58 400 км^2, H = 2775 м) регистрировал сток с 1910 по 1918 г., а затем с 1925 г. по настоящее время. За длительный период существования поста выше него, т.е. непосредственно в зоне формирования стока, интенсивно развивалась водохозяйственная деятельность: были введены в эксплуатацию водозаборные сооружения крупных каналов - Большого Ферганского (БФК), Левобережного, Большого Нарынского (Правобережного), Учкургана, построены Учкурганское, Токтогульское, Курпсайское и Ташкумырское водохранилища, на заполнение мертвых объемов которых было затрачено 5 млрд.м^3 стока р.Нарын, площадь орошения увеличилась с 75 до 120 тыс. га.

Таким образом, первой задачей являлась оценка истинной величины водных ресурсов в створе р.Нарын - г.Учкурган с помощью методов восстановления естественного стока.

Восстановление естественного стока обычно осуществляется двумя группами методов /4/: регрессионными - с использованием парной или множественной корреляции и водобалансовыми, в которых учитываются изменения всех элементов водного баланса. Регрессионные методы основаны на допущении правомерности экстраполяции корреляционных связей между стоком и стокоформирующими факторами, полученных за период с естественным стоком, на последующее время. Водобалансовая

группа методов основана на анализе изменения элементов водного баланса под влиянием хозяйственной деятельности.

Анализ хозяйственной деятельности на водосборе р.Нарын выше створа Учкургана позволил разделить ряд наблюдений за стоком в исследуемом створе на три периода с разным уровнем его освоения: I) 1910 - 1918, 1925 - 1938 гг.; 2) 1939 - 1973 гг.; 3) 1974 - 1985 гг.

Первый период - период условно-естественного стока, так как в это время водозабор выше створа составлял менее 10% среднегодового расхода воды по створу Учкурган. Во второй период с введением в строй ВФК водозабор выше створа составлял более 10% и достигал в отдельные годы 20% стока из зоны его формирования. В начале третьего периода, в апреле 1974 г., началось наполнение Токтогульского водохранилища многолетнего регулирования стока, общий объем которого оценивается в 19,5 млрд.м^3.

Выбор метода восстановления условно-естественного стока определяется как характером хозяйственной деятельности на водосборе, так и наличием необходимой при расчетах информации.

В работе были использованы материалы гидрометеорологических наблюдений в бассейне р.Нарын с начала наблюдений по 1985 г.

Попытаемся восстановить естественный сток реки сначала водно-балансовыми методами. Для приведения к условно-естественному стоку за период 1939-1973 гг. ($Q_{восс}$) учитывалось, что сбросы в реку выше исследуемого створа отсутствуют; изменением подземной составляющей под влиянием хозяйственной деятельности можно пренебречь, изменением среднегодового стока под влиянием Учкурганского водохранилища суточного регулирования стока также можно пренебречь, поэтому для расчетов использовалось уравнение водного баланса

$$Q_{восс} = Q_{набл} + Q_{вз}, \qquad (1)$$

где $Q_{набл}$ - наблюденные среднегодовые расходы воды в створе р.Нарын - г.Учкурган, м^3/с; $Q_{вз}$ - суммарный среднегодовой водозабор по каналам, расположенным выше створа, м^3/с.

Для восстановления условно-естественного стока с 1974 г. учитывалось также регулирующее влияние водохранилищ. Восстановленный сток рассчитывался по уравнению

$$Q_{восс} = Q_{набл} + Q_{вз} \pm \Delta W_т. \qquad (2)$$

где $\pm \Delta W_т$ - аккумуляция в Токтогульском водохранилище, м^3/с.

Испарением и осадками на поверхность Токтогульского водохранилища в данном случае можно пренебречь, так как они составляют по расчетам Киргизского УГМ 5 и I м^3/с соответственно, т.е. менее

I% среднегодового стока Нарына. Влиянием на сток Курупсайского и Ташкумырского водохранилищ также можно пренебречь, поскольку они являются водохранилищами сезонного (месячного) регулирования стока. Величина аккумуляции воды за год в Токтогульском водохранилище за период эксплуатации изменяется от I,0 до 60,0% восстановленных по уравнению (2) расходов воды. Средний сток за период I939 – I973 гг., восстановленный по уравнению (I), составил 444 м^3/с, или I4 км^3/год, а за период I974 – I985 гг., восстановленный по уравнению (2), сток равен 355 м^3/с, или II,2 км^3/год.

Для решения вопроса о том, можно ли использовать ряд среднегодовых расходов воды за первый период и восстановленных по уравнению (I) за второй как единый, были рассчитаны уравнения связи за каждый из периодов с рекой-аналогом. В качестве реки-аналога выбрана р.Чирчик – г.Ходжикент (F = I0 900 км^2, H = 2620 м) с естественным стоком за весь период наблюдений. При выборе аналога учитывались наличие длительного ряда совместных наблюдений рек Нарына и Чирчика и довольно высокая корреляция среднегодовых расходов воды.

Таблица I

Уравнения связи средних годовых расходов воды р.Нарын – г.Учкурган (y) и р.Чирчик – п.Ходжикент (x)

Расчетный период, годы	Уравнение связи	Коэффициент корреляции	S/σ	σ_R
I9I0 – I9I8, I925 – I938	$y = 1{,}14\,x + 161$	0,78	0,62	0,I2
I939 – I973	$y = 1{,}17\,x + 176$	0,84	0,54	0,I3
I9I0 – I973	$y = 1{,}20\,x + 162$	0,83	0,56	0,06

Как видно из табл.I, параметры уравнений связи имеют близкие значения, что дает основание считать ряд среднегодовых расходов воды, наблюденных в створе р. Нарын – г. Учкурган до I938 г., а затем с I939 по I973 г. ряд среднегодовых расходов с учетом водозабора по каналам условно-естественным. Таким образом, средний многолетний сток р. Нарын за период I9I0 – I9I8, I925 – I973 гг. с учетом водозабора по каналам составит 428 м^3/с. Средний же сток, восстановленный по уравнению (2), на I7% меньше среднемноголетнего за принятый нами условно-естественный период. Такое значительное уменьшение стока в течение третьего периода, вероятно, связано с неучтенными потерями или недоучетом стока в створах поста и каналов. Поэтому для

проверки достоверности полученных результатов необходимо было воспользоваться регрессионными методами, а именно, методом гидрологической аналогии и методом связи стока с метеорологическими факторами. В качестве реки-аналога и опорных метеостанций выбраны створ р. Чарчик – с. Ходжакент, ст. Нарын (H = 2039 м) и устье р. Тосс (H = 1537 м), расположенные в бассейне Нарына. Ряд наблюдений за осадками (x_2) по ст. Нарын имеется с 1886 г., а по метеостанции устье р. Тосс (x_3) – с 1929 г. Высокие коэффициенты корреляции ($R \geqslant 0{,}80$) между стоком р. Нарын (y) за условно-естественный период, стоком р. Чарчик (x_1), осадками x_2 и x_3 позволяли восстановить сток с 1974 г. по уравнениям линейной и множественной регрессии, приведенным в табл. 2. Средние расходы воды с 1974 по 1985 г. по этим уравнениям равны 406, 411, 413 м^3/с соответственно, т.е. на 4–5% меньше стока за условно-естественный период. В качестве расчетной принята последняя зависимость табл. 2 с S/σ = 0,49, что характеризует ее как хорошую. Сравнение результатов, полученных за

Таблица 2

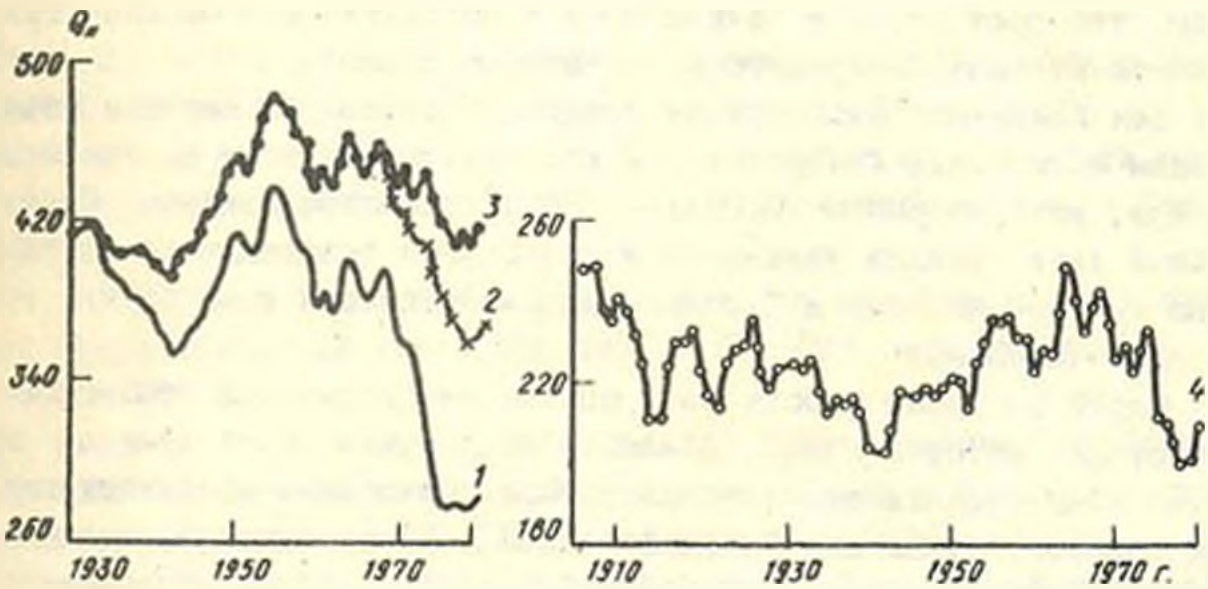
Уравнения связи, используемые для восстановления условно-естественного стока в створе р.Нарын – г.Учкурган

Уравнение связи	$r(R)$	S/σ
$y = 1{,}20\,x_1 + 162$	0,83	0,53
$y = 0{,}47\,x_1 + 0{,}19\,x_3 + 161$	0,80	0,61
$y = 0{,}88\,x_1 + 0{,}14\,x_2 + 141$ (3)	0,87	0,49

третий период методом упрощенного водного баланса по уравнению (2) и по зависимости (3), показало, что их относительные отклонения изменяются от 4 до 30%, причем в сторону превышения восстановленных по уравнению регрессии расходов воды. Значительную величину отклонения среднемноголетних расходов воды по двум использованным методам (58 м^3/с, или 14,0% среднего расхода воды за условно-естественный период) следует, по-видимому, отнести к гидрометрическому недоучету стока, проходящего по реке и каналам. Это обусловило принятие за основной расчетный метод – метод регрессии.

На рисунке первая кривая предоставляет собой наблюденные среднегодовые расходы в створе р. Нарын – г. Учкурган; вторая – кривая стока р. Нарын с учетом водозабора по каналам выше створа Учкурган и аккумуляции воды в Токтогульское водохранилище; третья – кривая стока р. Нарын, с учетом водозабора по каналам до 1973 г., а с

1974 г. восстановленного по зависимости (3). Как видно из рисунка, кривая фактически учитываемого стока в створе Учкурган с конца 30-х годов с учетом сглаживания и сдвижки кривой на величину половины периода сглаживания проходит значительно ниже линия среднемноголетнего расхода воды за принятый условно-естественный период. Вторая и третья кривые совпадают до 1973 г., затем с 1974 г. кривая стока, восстановленного по упрощенному уравнению (2) метода водного баланса, резко "уходит" вниз относительно третьей. Эти кривые позволяют оценить характер изменения общих потерь стока за отдельные годы.



Хронологический ход среднего годового стока рек Нарын и Чарчик, сглаженного по 11-летним периодам (1925-1985 гг.):

1 - наблюденный сток в створе р. Нарын - г. Учкурган; 2 - сток р. Нарын, восстановленный по методу водного баланса; 3 - сток р. Нарын, восстановленный по уравнению регрессии (3); 4 - сток р. Чарчик в створе с. Ходжикент (удлиненный по уравнению связи с р. Чаткал - выше устья р. Худайдодсай)

Разность между расходом воды с третьей кривой и величиной среднего многолетнего расхода воды ($\bar{Q}_{10-73}$) характеризует изменение стока под влиянием естественных факторов, что, например, в среднем для периода 1974-1985 гг. составляет 15 м^3/с, или 3,5% стока воды за 1910-1973 гг., разность между расходом воды с первой кривой и $\bar{Q}_{10-73}$ характеризует общее изменение стока, что за вышеупомянутый период составит 152 м^3/с, или 35,5%. И тогда разность между этими двумя величинами дает уменьшение стока под влиянием антропогенных факторов, которое составит с 1974 по 1985 г. 137 м^3/с, или 32%. Занижение стока по кривой 2 с 1974 г. отражает увеличение неучтенных потерь стока, которые составляют с 1974 по 1985 г. 58 м^3/с, или немного меньше половины величины антропогенных потерь.

Как видно из рисунка, уменьшение стока за счет влияния антропогенных факторов возросло, а с 1974 г. появились неучтенные потери стока, которые также увеличиваются к середине 80-х годов.

Для оценки многолетних колебаний водных ресурсов по бассейнам рек Нарын и Чирчик, имеющих наибольшую длительность наблюдений за стоком в бассейне р.Сырдарья, воспользуемся рисунком. В колебаниях стока р. Нарын с 1925 по 1985 г. прослеживается снижение водности до 40-х годов, затем до 60-х происходит повышение и вновь понижение к 80-м годам. Анализ стока р. Чирчик показал, что с начала века до 40-х годов в целом шло снижение водности, затем до середины 60-х повышение и после этого резкое снижение к началу 80-х. Будем надеяться, что рост стока в начале 80-х и последние многоводные годы являются началом следующего многоводного периода.

Для выявления многолетних тенденций стока рек Нарын и Чирчик методом наименьших квадратов /3/ рассчитаны величины их линейных трендов, которые равны -0,06 и -0,24 $м^3/с$ соответственно. Отрицательный знак трендов указывает на имеющуюся тенденцию уменьшения стока как Нарына, так и Чирчика, однако величины трендов для обоих рек незначительны.

Одной из задач работы была оценка необходимости обновления карт стока, которое нужно сделать в том случае, если сток в последние годы существенно изменился. При построении последних карт норм годового стока для Средней Азии М.Н.Большаковым был использован расчетный период с 1939 по 1962 г. /1/. Средний многолетний сток Нарына и Чирчика за этот период составлял 432 и 227 $м^3/с$ соответственно. Как показали наши расчеты, средний сток за весь период наблюдений составляет 425 и 226 $м^3/с$, что на 1,0% меньше рассчитанного Большаковым. Поскольку нижняя граница точности расчета нормы годового стока по картам для рек мга оценивается от 10 до 25% /2/, следует сделать вывод об отсутствии необходимости уточнения прежних карт стока для бассейнов рек Нарына и Чирчика.

Итак, можно сделать следующие выводы.

1. Сток р.Нарын в створе г. Учкурган с учетом водозабора по каналам выше створа с 1939 г. можно считать условно-естественным с начала наблюдений по 1973 г.

2. Для восстановления условно-естественного стока в створе р.Нарын - г. Учкурган с 1974 г. следует использовать регрессионные методы восстановления стока, так как при восстановлении с помощью уравнений упрощенного водного баланса происходит значительный недоучет стока р. Нарын.

3. Общее изменение стока в исследуемом створе с 1974 по 1985 г. составило 152 $м^3/с$, или 35,5% условно-естественного стока Нарына, из них уменьшение стока за счет водозабора по каналам, на-

полнения и регулирования водохранилищами составляет 32%, причем 13,5% остаются неучтенными гидрометрически.

4. В результате исследования тенденции изменения водных ресурсов Чирчика и Нарына наблюдается направленность стока к уменьшению, однако величины трендов являются незначительными.

5. Оценка изменений нормы стока рек Нарын и Чирчик, если расчетный период добавить до 1985 г., позволяет утверждать, что сейчас нет необходимости заново строить карты стока, основанные на данных до 1962 г.

Список литературы

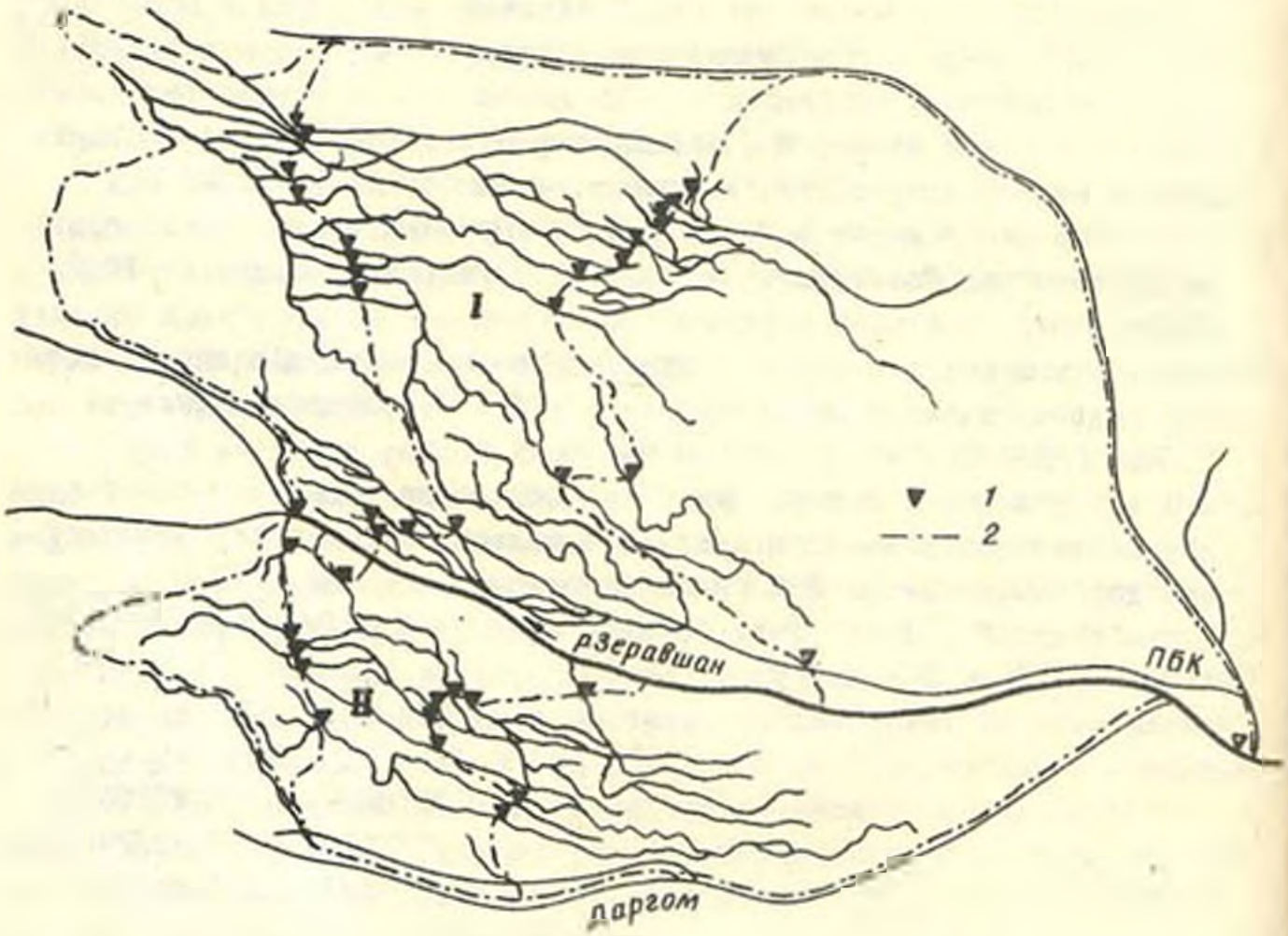
1. Большаков М.Н. Водные ресурсы рек Советского Тянь-Шаня и методы их расчета. - Фрунзе.: Илим. - 1974. - 305 с.
2. Воскресенский К.П. Норма и изменчивость годового стока рек Советского Союза. - Л.: Гидрометеоиздат. - 1962. 543 с.
3. Международное руководство по методам расчета основных гидрологических характеристик. - Л.: Гидрометеоиздат. - 1984. - 248 с.
4. Методические указания по оценке влияния хозяйственной деятельности на сток средних и больших рек и восстановлению его характеристик. - Л.: Гидрометеоиздат. - 1986. - 78 с.
5. Шульц В.Л. Реки Средней Азии. - Л.: Гидрометеоиздат.- 1965. - 629 с.

Г.Н.ТРОФИМОВ, Г.Е.ГЛАЗЫРИН,
С.В.ГОЛОВКИН, Г.В.КУЛИЧИХИН,
Р.С.МУРАКАЕВ, П.Б.НЕЙМАН

ПОДЗЕМНЫЙ ПРИТОК В ПРЕДЕЛАХ ЗЕРАВШАНСКОЙ ДОЛИНЫ ОТ ПЛОТИНЫ им. 1 МАЯ ДО г.САМАРКАНДА В 1986 г.

Напряженная обстановка с пресной водой в Средней Азии заставляет искать новые и более надежно оценивать старые ее источники. Одним из наиболее перспективных является выход подземных вод в предгорных зонах многих речных бассейнов. Районом интенсивного использования таких вод является долина Зеравшана, орошение в которой возникло еще в древности. В частности, расцвет Бухары, Самарканда, Пенджикента связан именно с рациональным орошением водами как самой реки, так и выклинивающимися подземными.

Нашей задачей является оценка ресурсов подземных вод в названном районе гидрометрическим методом. Этот метод уже применялся с успехом при расчетах подземного притока (или оттока) в русла рек /I, 2 и др./. Исследуемый район расположен выше г. Самарканда по течению Зеравшана, ограничен с севера каналом Булунгур, с юга каналом Даргом, с запада Чапанатинскими высотами и с востока водоподъемной плотиной им. I мая (рисунок). Здесь выклинивается весьма значительное количество подземных вод, образующих так называемые "карасу" - потоки с чистой родниковой водой.



Гидрографическая схема района:
I - гидрометрический пост; 2 - граница участков, для которых составлялся баланс поверхностных вод

К сожалению, классический метод гидрометрической оценки ресурсов подземных вод, когда рассматривается русловой баланс отдельных отрезков реки, для интересующей нас территории оказался непригодным, несмотря на весьма густую сеть гидрометрических постов (рисунок), так как это район интенсивного старого орошения, где перераспределение воды между отдельными потоками - явление обычное, и оценить этот переток невозможно. Поэтому нам пришлось рассчитывать баланс поверхностных вод для всей территории целиком или отдельных

ев участков аналогично тому, как это было сделано в работе /5/.

Итак, пусть W – содержание воды на поверхности некоторого участка. Очевидно, что в общем случае можно написать

$$\frac{dw}{dt} = q_{пр} - q_{от} + x - E + q_{гр}. \qquad (1)$$

где $q_{пр}$ – поверхностный приток в пределы участка, $q_{от}$ – поверхностный отток, x – атмосферные осадки, E – все виды испарения с поверхности участка, $q_{гр}$ – подземный приток (отток). Если баланс рассматривать за достаточно большой промежуток времени, например за год, то можно положить $\frac{dW}{dt} = 0$. С учетом этого искомый подземный приток оказывается равным

$$q_{гр} = q_{от} - q_{пр} - x + E.$$

Ясно, что все члены этого уравнения должны быть выражены в одинаковых единицах. Если расчетный период – год, то это будут мм/год или км^3/год. Чтобы перейти от первых ко вторым, необходимо знать площадь рассматриваемого участка.

Расчеты были выполнены для всей территории района и для двух участков на левом и правом берегах Зеравшана, границы которых также показаны на рисунке.

Оценим каждое из слагаемых в правой части уравнения (I). Для расчета $q_{пр}$ и $q_{от}$ в пределах территории и на ее границах была организована густая сеть гидрометрических постов, учитывающих сток практически по всем водотокам. При этом годовые поверхностные приток и отток вычислялись как суммы годовых объемов стока по всем входящим и выходящим водотокам.

За годовые осадки для всей исследуемой территории было принято их количество на метеостанции Самарканд, равное в 1986 г. 245 мм/год.

Наконец, наиболее сложным и ненадежным оказался расчет испарения E. Известно, что его значения сильно меняются по территории и зависят от многих факторов, в частности от вида использования земель: целина, поливное или богарное земледелие, перелоги, водная поверхность. К сожалению, в нашем распоряжении отсутствовали данные о распределении площади рассматриваемой территории по этим категориям. Известно лишь, что практически вся площадь освоена под поливное земледелие. Нет также надежных сведений об испарении хотя с какого-то вида поверхности. Так что E пришлось рассчитывать по косвенным данным.

Известно, что испарение с некоторой площади равно сумме испарения с водной поверхности ($E_в$), с посевов, садов, посадок и т.п. ($E_м$), с перелогов ($E_п$) и целины ($E_ц$). Практически вся рассматриваемая территория занята поливными землями и перелогами, следовательно, можно принять $E_ц = 0$, а учитывая, что водохранилищ здесь нет и суммарная площадь водотоков составляет незначительную часть от общей площади, положим также $E_в \approx 0$.

В работе /3/ описана методика расчета месячных слоев испарения с хлопкового поля по легкодоступной стандартной информации – температуре воздуха и упругости водяного пара на высоте метеобудки. Проверка показала, что эта методика вполне пригодна для условий Зеравшанской долины /5/. Расчет, входными данными для которого послужили материалы наблюдений на ст. Самарканд в 1986 г., дал 983 мм/год. Однако на интересующей нас территории выращивается в основном не хлопок, а плодовые и бахчевые культуры. Как показано в работе /4/, испарение в этом случае больше в 1,10 – 1,15 раза. Следовательно, мы можем принять годовое испарение с орошаемой площади равным 1100 мм/год.

Суммарная площадь ирригационного района складывается из орошаемых земель и перелогов. Испарение с последних может быть принято равным среднему из испарения с орошаемых и целинных земель. Положим, что последняя величина равна годовой сумме осадков, тогда испарение с перелогов равно 670 мм/год, или 61% той же величины с орошаемых территорий.

Последний шаг – оценка площади перелогов. Согласно /2/, ее доля может быть принята равной 40% общей площади ирригационного района. Таким образом, суммарное испарение с нашей территории оказывается равным 1100 × 0,6 + 670 × 0,4 = 930 мм/год.

Теперь, пользуясь уравнением (1), рассчитаем $q_{гр}$ для каждого из выделенных участков (таблица). Последняя графа этой таблицы служит для сопоставления рассчитанного поступления подземных вод на всю территорию и упомянутые участки. Примем в качестве окончательной величину подземного притока в 1986 г., среднюю для всей территории – 0,436 км^3/год или среднегодовой расход – 13,8 м^3/с. Видимо, средний многолетний приток должен быть больше, так как 1986 г. был маловодным: сток Зеравшана составил, по данным Гидрометцентра УзССР, всего 77% нормы.

Весьма важной является оценка точности расчета составляющих, так как результирующая невязка баланса входит в оцениваемую величину подземного притока. К сожалению, дать обоснованные значения ошибок трудно, если не невозможно. Это можно сделать более или менее надежно лишь для $q_{пр}$ и $q_{от}$, воспользовавшись существующими методами (например, /1/) и учитывая, что мы суммируем массовые на-

блюдения на ряде водотоков. Для осадков это сделать сложнее, так как их изменчивость по территории довольно велика в предгорных зонах, к которым относится рассматриваемый массив, а в нашем распоряжении имеются данные лишь одной метеостанции. Но хуже всего обстоит дело с оценкой точности расчета испарения, что видно из описания последовательности расчетов и сделанных при этом допущений.

Расчет притока подземных вод ($км^3$/год) в 1986 г. на рассматриваемую территорию

Участок	Площадь, $км^2$	$q_{пр}$	$q_{от}$	α	E	$q_{пд}$	
						$км^3$/год	мм/год
Вся территория	810	1,190	1,071	0,198	0,753	0,436	538
I	171	0,285	0,285	0,042	0,159	0,117	643
II	58	0,154	0,153	0,014	0,053	0,038	655

Очевидно, нужно сказать о перспективах и планах работ, направленных на уточнение результатов. Они вытекают из уже сделанного: следует уточнить методику вычисления испарения в первую очередь за счет оценки действительной структуры землепользования; организовать несколько пунктов измерения атмосферных осадков в пределах территории; привести имеющиеся данные к многолетнему периоду и рассчитать среднее многолетнее значение $q_{пр}$.

Список литературы

1. Гидрометрическая оценка взаимодействия речных и подземных вод (временные методические указания). – Л.: Изд-во ГГИ. – 1973. – 77 с.
2. Ефимов Г. С. Водный баланс и районирование дренажа в Туркменской ССР. – Ашхабад: Ылым. – 1968. – 87 с.
3. Иванов Ю. Н. Эмпирический метод расчета месячных сумм испарения с полей хлопчатника // Тр. САНИИ Госкомгидромета СССР.– 1982. – Вып. 89(170). – С. 74-82.
4. Мильхис Б. Е., Муминов Ф. А. Вопросы методики расчета испарения с орошаемых полей // Тр. САНИГМИ. – 1971. – Вып. 66(81). – С. 52-61.
5. Рубинова Ф. Э., Доронина С. И., Хасанов О. З. Водный баланс территории бассейна р.Зеравшан (зона влияния Аму-Бухарского канала)//Тр. САНИИ Госкомгидромета СССР. – 1987. – Вып. 127(208).

Б.К. ЦАРЕВ

ОБ ИЗМЕНЕНИИ ВЕРТИКАЛЬНОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ДОЛИ ОСАДКОВ ЗА ОКТЯБРЬ – МАРТ В ГОДЫ РАЗНОЙ ВОДНОСТИ

Информативным показателем внутригодового распределения осадков в горах является отношение норм сумм осадков за период с октября по март к норме годовой суммы /I/:

$$\bar{\delta} = \bar{x}_{X-III}/\bar{x}_r.$$

Этот показатель характеризует период концентрации осадков. Крайние случаи таковы: в районах зимне-весеннего максимума осадков, к которым относится и рассматриваемый в данной статье район Западного Тянь-Шаня, за октябрь – март выпадает 60–70% годовой суммы ($\bar{\delta}$ = = 0,60–0,70), а в районах с зимним минимумом за этот период выпадает лишь 10–20% (Восточный Тянь-Шань). Показатель δ с успехом использован в качестве одного из предикторов в схемах расчета средних многолетних характеристик режима устойчивого снежного покрова в горах в условиях недостаточности или отсутствия снегомерных данных, при расчетах распределения годовой доли твердых осадков /I/ и др. При этом в модельных расчетах используются лишь средние многолетние значения $\bar{\delta}$ и ее распределение по территории и высоте местности.

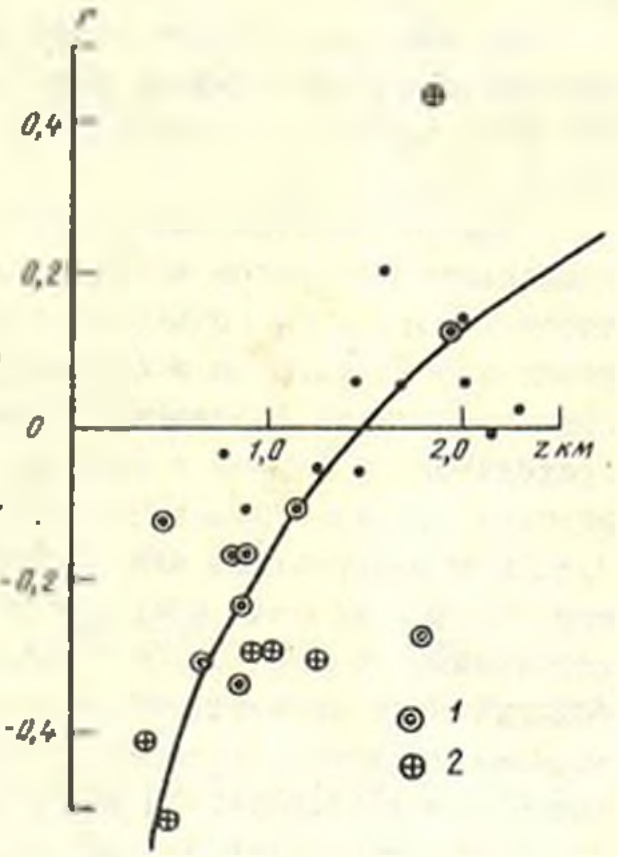
Средние многолетние значения показателя $\bar{\delta}$ не зависят от величины нормы годовой суммы осадков, но зависят от высоты местности. Аналогичные зависимости по данным для конкретных лет и изменения этих зависимостей для многоводных и засушливых лет не изучены, и настоящая работа посвящена исследованию этого вопроса.

Для этой цели на примере бассейнов рек Чирчик и Ахангаран, расположенных на территории Западного Тянь-Шаня, использованы ряды месячных и годовых сумм осадков за весь исторический период наблюдений по 28 метеорологическим станциям и постам. Для конкретных пунктов наблюдения анализ графиков зависимости показателя δ за разные годы от годовых сумм осадков показал их слабую стохастическую связь. При использовании аппарата линейной регрессии теснота зависимости $\delta = \delta(x_r) = ax_r + b$ характеризуется коэффициентом корреляции r. Результаты расчетов обобщены на рисунке в виде зависимость коэффициента корреляции от высоты местности $r(z)$. Поскольку длина рядов по разным пунктам наблюдений различна, то для каждой точки коэффициент корреляции оценивался на значимость. В связи с важностью оценок значимости для смысловой интерпретации результатов напомним процедуру оценивания: коэффициент корреляции будет значимо отличаться от нуля и тем самым будет

доказано наличие стохастической линейной связи, если выполняется соотношение

$$|r| \geq u_\alpha \frac{1-r^2}{\sqrt{n}}, \qquad (1)$$

где n – объем выборки; r – эмпирический коэффициент корреляции; u_α – параметр, зависящий от заданного уровня значимости α.



Зависимость коэффициента корреляции связи доли осадков с октября по март в годовой сумме с суммой осадков за год от высоты местности в бассейнах рек Чирчик и Ахангаран:

I – значимые коэффициенты на уровне α =0,5; 2 – на уровне α =0,I

При заданном уровне значимости α и в предположении нормальности закона случайного распределения точек относительно линии регрессии $\delta(x_r)$ значение параметра u_α находят по таблицам интеграла вероятности

$$\Phi(u_\alpha) = \frac{1}{2\pi} \int_0^{u_\alpha} \exp\left(-\frac{t^2}{2}\right) dt = \frac{1-\alpha}{2}. \qquad (2)$$

Решение (I) дает оценку нижней границы значимости коэффициента корреляции

$$r_0 = \mp \frac{\sqrt{n}}{2u_\alpha} \pm \sqrt{\frac{n}{4u_\alpha^2} + 1}. \qquad (3)$$

Как видно из рисунка, поле корреляции вытянуто в направлении от значимых отрицательных коэффициентов корреляции к значимо положительным коэффициентам при больших высотах. Даже незначимые

коэффициенты, малые по абсолютной величине, образуют вытянутое поле точек, что позволяет достаточно уверенно провести график связи.

Наиболее удобной и математически обоснованной представляется аппроксимация этого графика логарифмической зависимостью

$$r = A \ln\left(\frac{z}{z_0}\right). \qquad (4)$$

где A – параметр, z_0 – высота местности, для которой $r = 0$.

Высота z_0, таким образом, является той средней для рассматриваемого горного района высотой местности, на которой внутригодовое распределение осадков не зависит от степени "сухости" или влажности года.

Для рассматриваемого бассейна рек Чирчик и Ахангаран методом наименьших квадратов найдено $A = 0{,}42$ и $z_0 = 1{,}5$ км. При малых высотах местности ($z < z_0$) коэффициент корреляции $r < 0$ и показатель δ связаны с суммами годовых осадков обратной зависимостью: чем больше "водность" года, тем относительно меньше осадков приходится на период с октября по март. При больших высотах ($z > z_0$) картина другая – показатель δ связан с суммами годовых осадков прямой зависимостью: чем больше осадков выпадает за год в целом, тем большая их доля приходится на период с октября по март и соответственно $r > 0$. При моделировании реакции различных гидрометеорологических показателей на возможные изменения климата исходными данными являются вариации средней годовой температуры воздуха и годовой суммы осадков. Мы ограничимся лишь осадками и рассчитаем "отклик" распределения показателя δ по высоте при изменении годовых осадков. Очевидно, что изменение климата и годового количества осадков – следствие изменения циркуляции атмосферы, что, возможно, приведет и к изменению норм внутригодового распределения осадков. Здесь же мы предполагаем, что при изменении годового количества осадков рассматриваемого района существенного изменения значения нормы $\bar{\delta}$ на высотах, близких к z_0, не произойдет (рисунок). Таким образом, предполагается, что рассматриваемая территория в целом останется районом с зимне-весенним максимумом осадков, но распределение δ по высоте будет отличное от существующего в настоящее время.

Пусть, например, "новые" климатические осадки за год

$$x_r = x_r(z_0) + \varepsilon\sigma_x = \bar{x}_r(z_0)(1 + \varepsilon c_{v_x}). \qquad (5)$$

где $\bar{x}_r(z_0)$ – норма годовых осадков на высоте z_0; σ_x и c_{v_x} – соответственно среднее квадратическое отклонение годовых осадков конкретных лет от нормы и коэффициент вариации; ε – ве-

размерная независимая переменная, характеризующая степень водности года.

Принятые нами условные обозначения экстремальности лет по водности (условиям выпадения осадков в течение года) и соответственно значения $\mathcal{E}$ представлены в табл. I.

Таблица I

Значения $\mathcal{E}$ для лет с различными условиями выпадения осадков

Условное название лет	Предел изменения $\mathcal{E}$	Вероятность появления	Средняя повторяемость (один раз за n лет)
Экстремальное сухие	$-3 \leq \mathcal{E} < -2$	0,0005	200
Очень сухие	$-2 \leq \mathcal{E} \leq -1$	0,025	20
Сухие	$-1 \leq \mathcal{E} < 0,67$	0,163	3
Средние	$\lvert\mathcal{E}\rvert \leq 0,67$	0,5	2
Влажные	$0,67 < \mathcal{E} \leq 1$	0,163	3
Очень влажные	$1 < \mathcal{E} \leq 2$	0,025	20
Экстремально влажные	$2 < \mathcal{E} \leq 3$	0,0005	200

Зависимость доли осадков с октября по март от высоты z и показателя $\mathcal{E}$ запишется в виде

$$\delta(\mathcal{E}, z) = \bar{\delta}(z_0) + r\frac{\sigma_\delta}{\sigma_x}(x_r - \bar{x}_r). \qquad (6)$$

Учитывая соотношения (4) и (5) и тот факт, что $\bar{\delta}(x_r) = const$, $\sigma_x = 210_{мм} \cdot const$ и $\sigma_\delta = \sigma = 0,0095 \cdot const$, получим

$$\delta(\mathcal{E}, z) = \delta(z_0) + A\sigma \ln\left(\frac{z}{z_0}\right). \qquad (7)$$

где произведение $A\sigma = 0,004$.

Таким образом, абсолютная поправка $\Delta\delta$ к расчету доля осадков периода с октября по март равна $\Delta\delta = A\sigma\psi$, где ψ – приведенная поправка

$$\psi = \mathcal{E}\ln\left(\frac{z}{z_0}\right) \qquad (8)$$

в зависимости от $\mathcal{E}$ и z представлена в табл. 2.

Как следует из табл. 2 и соотношения (7), относительные изменения доли осадков за октябрь – март

ГГИ

$$\frac{\delta}{\delta} = 1 - \frac{A\sigma}{\delta}\psi \qquad (9)$$

также зависят от высоты местности и показателя ϵ и при больших значениях последних составляют уже несколько процентов. Учитывая, что коэффициент вариации годовых сумм осадков в высокогорье составляет 0,2–0,4, а для осадков периода с октября по март 0,1–0,25, можно полагать существенное влияние перераспределения доли осадков по высоте на достоверность оценок высотных зависимостей осадков для конкретных лет, поскольку коэффициенты вариации оказываются сравнимыми по величине с относительными поправками.

Таблица 2

Приведенная поправка в зависимости от высоты местности и показателя водности года

Высота, км над ур.м.	Показатель водности года ϵ					
	-3	-2	-1	1	2	3
0,5	3,30	2,20	1,10	-1,10	-2,20	-3,30
1,0	1,22	0,81	0,41	-0,41	-0,81	-1,22
1,5	0	0	0	0	0	0
2,0	-0,86	-0,58	-0,29	0,29	0,58	0,86
2,5	-1,53	-1,02	-0,51	0,51	1,02	1,53
3,0	-2,08	-1,39	-0,69	0,69	1,39	2,08
3,5	-2,54	-1,69	-0,85	0,85	1,69	2,54
4,0	-2,94	-1,96	-0,98	0,98	1,96	2,94

На наш взгляд, обнаруженное изменение в распределении доли осадков периода октябрь – март в годовой сумме по высоте в зависимости от степени водности года представляется достаточно интересным и важным в прикладном отношении, в частности при использовании в расчетах характеристик гидрометеорологического режима территории по математическим моделям. При этом базовая высота местности z_0, используемая в известной квадратической зависимости осадков от высоты местности /2/

$$x(z) = x(z_0)\left|1 + k_2(z - z_0) + k_3(z - z_0)^2\right| \qquad (10)$$

подбирается, как правило, методом проб и ошибок, исходя из требования устойчивости параметров k_2 и k_3 для лет с различной водностью.

Полагая, что неустойчивость параметров k_2 и k_3 на произвольно выбранной высоте z_0 вызвана изменением показателя на этой

высоте для лет разной водности, базовую высоту для расчетов целесообразно выбирать равной z_*.

В этом случае график на рисунке, методический прием его построения и оценку высоты z_* можно рассматривать как обоснование к выбору базовой высоты расчета вертикального распределения осадков по математической модели.

Уточнение полученных выводов может идти по нескольким направлениям: проведение аналогичных исследований для других горных районов; уточнение базовых высот z_0 в формуле (5) и их сравнение с высотами z_* для различных горных бассейнов Средней Азии.

Список литературы

1. Архипова О.М., Геткер М.И. Распределение годовой доли твердых осадков по территории Средней Азии и их расчет//Материалы гляциологических исследований. Хроника, обсуждения. - 1985. - Вып. 52. - С. 177-183.
2. Боровикова Л.Н., Денисов Ю.М. Трофимова Е.Б., Шенцис И.Д. Математическое моделирование процесса стока горных рек// Тр. САРНИГМИ. - 1986. - Вып.61(76). - 150 с.

И.Д.ШЕНЦИС, Е.В.ПАЗДЗЕРСКАЯ

К ВОПРОСУ РАСЧЕТА ИСПАРЕНИЯ В МОДЕЛИ ФОРМИРОВАНИЯ СТОКА

Для расчета испарения со свободной от снежного покрова поверхности бассейна в модели формирования стока горных рек нами использовано выражение

$$E(z,t) = E_0(z,t)\left[1 - \exp\left(-\frac{v(z,t)}{E_0(z,t)}\right)\right]. \qquad (1)$$

где $E(z,t)$ - испарение (за декаду) на высоте z в момент времени t; $E_0(z,t)$ - потенциально возможное испарение при данных метеорологических условиях с неограниченно увлажненной подстилающей поверхности, или испаряемость (высота и время те же); $v(z,t)$ влагозапас верхней трансформирующей емкости в модели трансформации стока как показатель увлажнения почвогрунтов в момент t (емкость условно отнесена к высотной зоне z).

Необходимость учета высоты местности при расчете испарения с поверхности горного бассейна обусловлена высотной зональностью его увлажнения и вертикальной изменчивостью метеоэлементов.

Неплохая сходимость расчетных величин испарения за весенне-летний сезон с результатами измерений /6/ послужила основанием для использования этого метода на первом этапе разработки модели. Однако расчет испарения за отдельные декады и месяцы оказался гораздо менее точным. Последнее, в общем, естественно, так как при дроблении временного шага в большей степени проявляются погрешности достаточно грубого метода расчета испарения и весьма относительной правомерности сопоставления величин испарения, измеренных на площадке водобалансовой станции, со средней в соответствующей высотной зоне бассейна расчетной величиной. Однако систематический характер ошибок (завышение расчетных величин в апреле и мае, занижение - в июле и августе) свидетельствует о необходимости проверки и совершенствования метода расчета.

Анализ полученных результатов показал, что ошибки первого вида обусловлены неверной оценкой величины потенциально возможного испарения (испаряемости) E_0 . Действительно, при избыточном увлажнении нижних и средних высотных зон горного бассейна, с поверхности которых происходит испарение в апреле - мае, его величина не регламентируется увлажнением и зависит только от E_0.

Для расчета испаряемости было использовано известное выражение /I, 3/

$$E_0(z, t) = kD(z, t), \qquad (2)$$

где $D(z, t)$ - дефицит влажности воздуха в момент t на высоте z; k - параметр, принятый в результате подбора равным 8. Значительное расхождение оценок параметра k у разных авторов: 4,4 /3/, 5-I0 /I/, 7-II /4/, 8 /6/ (все величины пересчитаны для расчета с декадным шагом) - заставило нас обратить более пристальное внимание на этот вопрос. Сам факт вариации величин вполне понятен, так как в выражении (2) с помощью этого параметра учитывается в неявном виде влияние на испаряемость ветра, давления, температуры воздуха и других факторов (в том числе растительности), имеющих внутригодовой ход, а в горных условиях и высотную зональность. Безусловно, параметризация столь сложных эффектов требует уточнения. Исходя из того, что "...над низкой и неувлажненной растительностью потенциальная эвапотранспирация часто близка к испарению с открытой водной поверхности при тех же условиях" /2/, для решения этой задачи была привлечена информация об испарении с водной поверхности по данным наблюдений на водных испарителях в 29 пунктах горной территории Средней Азии и Казахстана. По графикам линейной зависимости декадных слоев испарения с водной поверхности от дефицита влажности воздуха, построенным для всех пунктов наблюдения, были определены величины параметра k (табл. I). В среднем для всего периода с ап-

Таблица I

Значения параметра k, определенные по данным водных испарителей на станциях в пределах горной территории Средней Азии и Казахстана

Станция	z км	k	Станция	z км	k
Покем	I,26	4,0	Фергана	0,58	3,6
Сукок	I,35	4,0	Фрунзе	0,76	4,5
Кызылча	2,08	5,0	Чарвакское вдхр	0,97	4,0
Сайгаир	2,I8	6,5	Кайтык	I,58	4,0
Б.Алматинское озеро	2,56	6,0	Пржевальск	I,72	5,2
Мынжилки	3,02	6,5	Ишколиим	2,52	7,0
Копчагай	0,49	4,6	Душанбе	0,80	3,3
Бозсу	0,48	3,3	Тамга	I,69	5,5
Уаген	I,0I	3,7	Сагистон	I,50	4,0
Таваильдара	I,62	4,5	Лайрон	2,00	5,0
Чимкент	0,6I	3,0	Шаймак	3,84	9,0
Яван	0,66	2,7	Ирхт	3,29	7,0
Пендикент	I,0I	5,0	Дехауз	2,56	7,0
Катон-Карагай	I,08	4,6	Мургаб	3,58	7,0
Самарканд	0,76	3,6			

раля по октябрь параметр k оказался зависимым от высоты местности (рис. I) без явной дифференциации по разным районам Средней Азии и Казахстана. Для численной аппроксимации этой зависимости можно воспользоваться выражение

$$k = 3{,}02 \exp(0{,}272\, z). \qquad (3)$$

Рассчитанные значения k приведены в табл. 2.

Таблица 2

Значения параметра k, рассчитанные в зависимости от высоты местности по формуле (3)

z км . . .	0	I	2	3	3,5	4,0	4,5	5,0
k . . .	3,02	3,96	5,20	6,82	7,82	8,95	I0,2	II,8

Сопоставление оценок параметра k у разных авторов с найденной зависимостью (рис. I) показало следующее. Величина 4,4, рекомендованная ГГИ для расчета потерь талых вод на Европейской территории

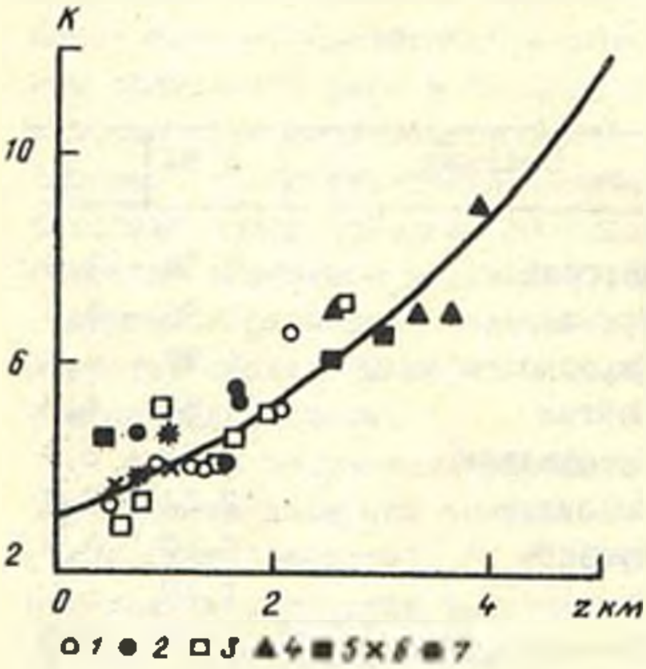


Рис. I. Зависимость параметра k в формуле (2) от высоты местности: I – Западный Тянь-Шань; 2 – Киргизия, 3 – бассейн р.Зеравшан, 4 – Памир, 5 – Заилийский Алатау, 6 – Ферганская долина, 7 – Восточный и Южный Казахстан

СССР /3/, соответствует более или менее реальной высоте I,2 км. Найденные путем численной оптимизации величины 7-II для условий орошаемых земель Средней Азии /4/ и 5-IO для лесной зоны ЕТ СССР /I/ кажутся завышенными и соответствуют высотам от 2,0 до 4,5 км. Однако это сопоставление не совсем правомочно, так как в рассматриваемых случаях должен быть велик вклад транспирации.

Была сделана также попытка оценки параметра k по формуле Зайкова

$$E_\text{в} = 0{,}15n\,(1 + 0{,}72\,U_{200})\,(e_0 - e_{200}), \tag{4}$$

где U_{200}, e_{200} – скорость ветра и влажность воздуха на высоте 2 м; e_0 – максимальная упругость водяного пара при температуре поверхности воды; n – число дней периода (в данном случае – декады).

Для учета влияния на испаряемость высоты поверхности (с увеличением высоты в более разряженной атмосфере возрастает величина прямой солнечной радиации и уменьшается при прочих равных условиях упругость водяного пара) был использован эмпирический множитель

$$\alpha = (1 - 0{,}0226z) \cdot 10^{[illegible]}, \tag{5}$$

учитывающий разряженность воздуха через давление и выведенный из барометрической формулы /5/. Если пренебречь отличием дефицита влажности воздуха на высоте 2 м на метеорологической площадке от

величины $e_o - e_{200}$ в формуле Зайкова, то из (4) и (5) приближенно

$$k = 1{,}5\alpha(1 + 0{,}72U_{200}). \qquad (6)$$

На территории Средней Азии и Казахстана в весенне-летний период по данным метеостанций при увеличении высоты местности от 0,5–I,0 до 3,5–4,0 км скорость ветра возрастает в среднем от I,5 до 3,0–3,5 м/с, что соответствует по (6) увеличению параметра k от 3 до 8 и вполне согласуется с его ходом на рис. I.

Расчет испарения по (I), (2) в предположении изменчивости параметра k с высотой, согласно (3), дал результаты, отличные от прежнего варианта, когда значение $k = 8$ было подобрано из условия совпадения измеренных и рассчитанных слоев испарения за весенне-летний сезон. Напомним, что слои испарения, измеренные на площадках испарительных пунктов воднобалансовых станций Кызылча (2,I км) и Пскем (I,3 км) сопоставлялись с рассчитанными по модели величинами, средними в соответствующих высотных зонах бассейнов рек Ахангаран и Пскем. Само по себе такое сопоставление не совсем правомочно, и в этом случае измерения могут служить лишь приближенной оценкой расчетов.

В новом варианте слой рассчитанного за сезон испарения оказался меньше измеренного за счет снижения месячных величин в апреле-июне. Это естественно следует из того, что для высотных зон ниже 3,5 км значения k меньше 8. Однако нельзя делать вывод о преимуществе предыдущего варианта, в котором преувеличенное испарение в апреле - мае путем подбора параметра компенсировало недостачу испарения в июле - августе. Предложенная здесь зависимость k от высоты местности физически обоснована, получена на основе независимой информации и несомненно предпочтительнее простого подбора.

Причину выявленной систематической погрешности следует искать, с нашей точки зрения, в способе численной оценки регламентации испарения наличием влаги в почвогрунтах, который представлен множителем в квадратных скобках в формуле (I) и который правильнее было бы записать в общем виде

$$\left[1 - \exp\left(-\frac{\beta v(z,t)}{E_0(z,t)}\right)\right]. \qquad (7)$$

Ранее во всех расчетах у нас негласно было принято $\beta = I$, что соответствует следующей ситуации: при равенстве потенциально возможного испарения и влагозапаса верхней трансформирующей емкости величина испарения составляет всего лишь 63% общего объема влаги. Из (I) и (7) следует, что при безграничном возрастании E_0 величина испарения стремятся к величине влагозапаса v со скоростью, опре-

деляемой β. Путем подбора, исходя из условия наилучшего соответствия рассчитанного испарения измерениям, было установлено значение коэффициента $\beta = 2{,}5$: при равенстве $E_0 = v$ испаряется 92% влагозапаса, что вполне соответствует оценкам продуктивной влажности почв рассматриваемых районов.

Таким образом, для расчета испарения в модели трансформация стока горных рек принято выражение

$$E(z,t) = k(z)\,D(z,t)\left[1 - \exp\left(-\frac{2{,}5\,v(z,t)}{k(z)\,D(z,t)}\right)\right]. \qquad (8)$$

На рис.2а показано вполне удовлетворительное соотношение расчетных и измерейных величин испарения за весенне-летний сезон. Для месяцев разброс точек, естественно, гораздо больше (рис.2б), но отсутствие в большинстве случаев систематических погрешностей свидетельствует о приемлемости предложенного способа расчета испарения в модели. Исключение составляют лишь случаи расчета слоев испарения менее 30 мм в июле - августе, когда занижение расчетных величин обусловлено иссушением верхней транформирующей емкости из-за прекращения поступления талой и дождевой воды на поверхность водосбора.

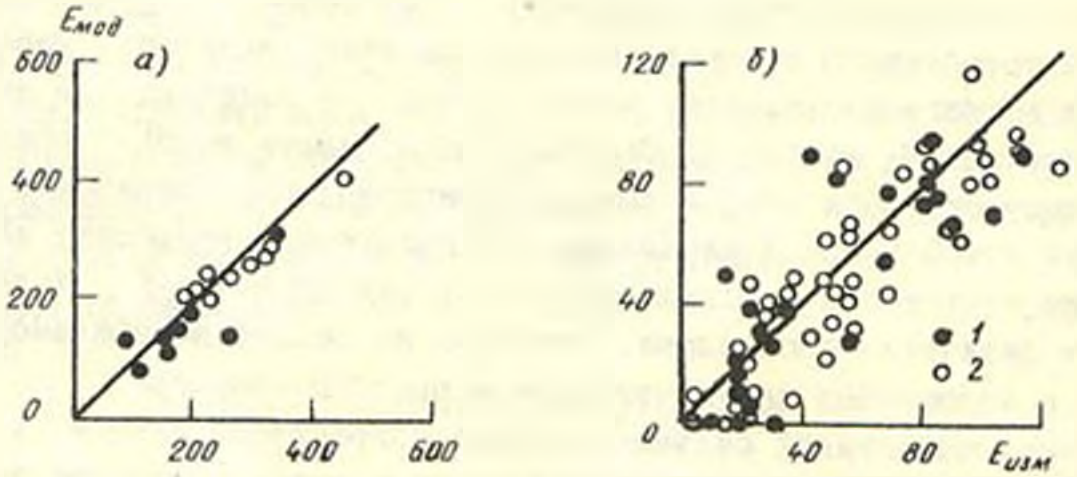


Рис. 2. Сопоставление рассчитанных при $\beta = 2{,}5$ слоев испарения с измеренными на станциях Кызылча и Пскем за весенне-летний период (а) и по месяцам (б):
1 - Кызылча, 2 - Пскем

В природе это соответствует случаям испарения из более глубоких водоносных слоев и должно быть отражено в модели наличием обратных связей, т.е. необходимо предусмотреть не только возможность просачивания воды из верхней емкости в нижнюю, но и подпитывание первой из второй. Разработка этого блока в модели трансформации стока горных рек составит предмет дальнейших исследований.

Список литературы

I. Бельчиков В.А., Коренъ В.И. Опыт использования модели формирования талого и дождевого стока рек лесной зоны Европейской территории СССР//Тр. Гидрометцентра СССР.- 1983. - Вып. 246. - С. 3-20.
2. Братсерт У.Х. Испарение в атмосферу. Теория, история, приложения. - Л.: Гидрометеоиздат, - 1985. - 350 с.
3. Вершинина Л.К., Крестовский О.И. Методические рекомендации по определению потерь талых вод при прогнозах стока половодья равнинных рек Европейской территории СССР. - ГГИ. - Л.: Гидрометеоиздат. - 1982. - 94 с.
4. Денисов Ю.М., Сергеев А.И., Захидов А.З. Математическое моделирование водного режима орошаемого массива// Тр. ИК с ВЦ УзССР. - 1975. - Вып. 76. - С. 120-131.
5. Польский П.И. К вопросу учета высоты местности при определении испаряемости по некоторым эмпирическим формулам в горных районах Киргизии// Материалы к республиканской научной конференции по вопросам мелиорации и водного хозяйства. Часть I. Сборник статей. - Фрунзе. - 1968. - С.29-43.
6. Шенцис И.Д. Усовершенствованная модель трансформации стока горных рек// Тр. САНИИ Госкомгидромета СССР. - 1986.- Вып. 125(206). - С. 6-13.

Л.В.ЧАЛМАЕВ

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ МАТЕРИАЛОВ КОСМИЧЕСКОЙ ФОТОСЪЕМКИ ПРИ СРЕДНЕМ МАСШТАБНОМ КАРТОГРАФИРОВАНИИ СЕЛЕВЫХ ЯВЛЕНИЙ

(на примере территории Узбекской и Киргизской ССР)

Для выявления закономерностей в распространении селевых явлений, решения задач, связанных с защитой от селей и борьбы с ними проводится картографирование селеносных районов. Как правило, при среднемасштабном картографировании селеопасных районов производится районирование селевых бассейнов по степени селевой опасности. От выбора начальной классификации, т.е. от того, что берется в основу районирования, зависит полнота и практический смысл проводимых работ.

Предлагаемая различными исследователями классификация селевых бассейнов отражает один или несколько элементов, определяющих селевое явление, и всегда имеет некоторую условность, громоздкость, неравнозначность вводимых параметров (это – удельный объем выноса с I км^2 площади бассейна, общий объем селевых выносов от одного селя, частота селепроявления в бассейне, площадь селеформирующих очагов, густота селевых русел и другие) /6/. Полное или частичное отсутствие количественных характеристик прошедших селевых потоков, а также недостаточная достоверность их определения затрудняет создание единых принципов районирования /8/.

Положительным моментом в картографической оценке селевых явлений явилась разработанная в Казахском научно-исследовательском институте (КазНИГМИ) схема районирования селеопасных районов /8/, которая была использована организациями Госкомгидромета СССР для составления по территории СССР обзорных карт селевой опасности масштаба I:I 000 000.

В основу районирования территорий положены критерии оценки мощности селепроявления (расходы и объемы выноса селевых потоков), масштабы которых определяют конкретную категорию селеопасности. Всего определено три категории селевой опасности, потенциально опасные районы и территории, где селевые проявления отсутствуют. Состав исходной информации, положенный в основу районирования территории, отличается от данных, применяемых другими исследователями при составлении подобных карт. Информацией при оценке степени селевой опасности служат результаты дешифрирования аэрофотоснимков (АФС), где морфометрические характеристики селевых очагов, площадей водосборов поверхностного стокообразования и селевых бассейнов, получаемые в результате обработки снимков, позволяют произвести предварительный расчет основных параметров селевых потоков. Для более изученных районов соответственно используются фактические данные.

Основанием для ввода данных дешифрирования АФС явились разработки по определению механизмов формирования селевых потоков и систематизация участков, где происходит формирование последних. Исследованиями выяснено /5/, что селевые потоки формируются в определенных формах рельефа. Так, наносоводные потоки – сели низкой плотности (менее I500 кг/м^3) – возникают за счет транспортного и эрозионно-транспортного селевого процесса в водосборах активного стокообразования, грязекаменные и грязевые потоки – сели высокой плотности (более 2000 кг/м^3) – возникают в селевых очагах при сдвиговых и эрозионно-сдвиговых селевых процессах.

Картографическая оценка селевых явлений, полученная в основном по результатам дешифрирования АФС (так как большей частью фактичес-

ные данные о масштабах селепроявлений отсутствуют), позволила выявить особенности селепроявления на территории СССР, а также подтвердала предпосылки об общности механизмов формирования селевых потоков /I/.

С развитием космических методов появилась возможность при картографировании селевых явлений использовать космические фотоснимки (КФС). В качестве исходного макета при составлении среднемасштабной карты была принята схема районирования селеносных территорий, разработанная КазНИГМИ для обзорных карт. Но в силу того что объем тематической нагрузки среднемасштабной карты отличается от мелкомасштабной, состав показываемой информации существенно изменен в соответствии с масштабом карты. Включен раздел - объекты, попадающие в зону прохождения селевых потоков, показаны существующие селезащитные сооружения и конкретные пути прохождения селей, опущена градация - потенциально опасные территории, которая отнесена к соответствующему классу селевой опасности.

Систематизация большого фактического материала о масштабах селевых проявлений по территории Киргизии и Узбекистана позволила скорректировать значения категорий селевой опасности, а также определила необходимость ввести четвертую категорию селевой опасности, т.е. выделять бассейны, где происходит формирование мелких селевых потоков (последние ранее рассматривались в общей совокупности всех районов, что приводило, по существу, к оконтуриванию больших территорий), что существенно увеличивает информативность карты (таблица).

Градация степени селевой опасности территории

Категория селевой опасности	Расход селевого потока, $м^3/с$	Объем селевого потока, $тыс.м^3$
Первая	> 500	> I000
Вторая	I00 - 500	I00 - I000
Третья	I0 - I00	I - I00
Четвертая	< I0	< I

Примечание. На территориях высшей категории селевой опасности (первой) могут быть селевые проявления низших категорий (второй, третьей, четвертой), вторая категория селевой опасности включает все последующие и т.д.

Отметим, что чем крупнее масштаб составляемых карт, тем больше градаций категории селевой опасности, порядок значений которых определен и детальностью изученности территории.

Следует остановиться на особенностях применения космической информации при составлении карт селевой тематики.

Отличительной особенностью методики дешифрирования КФС является стереоскопическое рассмотрение всего селевого бассейна в едином фотообразе, что позволяет пространственно увязать его разрозненные части в единое целое и делать заключение об особенностях селепроявления в нем. Ввиду определенной генерализации фотоизображения на КФС проявляется взаимное расположение селевых очагов к определенным ландшафтам, тем самым обусловливается возможность более объективно провести типологическое объединение контуров. Кроме того, целостное изображение зоны разгрузки селевого потока на КФС позволяет определить реальные границы возможного выброса селевой массы. При наличии однородных по времени и регулярных снимков можно обнаружить изменения в селевой деятельности и соответственно определить направленность и интенсивность проявления селей, что обеспечивает выделение по ним современных границ районов их распространения.

Естественная геометрическая генерализация фотоизображения природных объектов на КФС дает возможность отойти от методики, предусматривающей многоступенчатость обобщения крупномасштабных материалов к более простой - непосредственного составления карт на фотоосновe в заданном масштабе, где путем монтажа КФС создаются фотопланы, служащие основой для составления исходных оригиналов карт /4/, что значительно увеличивает точность карты и позволяет избежать схематическую рисовку контуров. Полезно использование КФС и при проведении полевых наблюдений, помогающих оптимально наметить сеть маршрутов и выбрать наиболее репрезентативные участки. Применение космической информации намного сокращает и сроки производства работ по составлению карт, что, ввиду большого охвата территории на снимках, позволяет быстро проводить анализ и обработку селевой ситуации, так как в работе используются лишь десятки КФС вместо нескольких тысяч АФС.

Процесс составления карты селевой тематики, равно как и других тематических карт, состоит из нескольких этапов /2, 3 и др./. Остановимся на основных.

Подготовительные работы включают подбор КФС, фотопланов, топографических и тематических карт на район исследований, сбор фондовых и литературных данных о селепроявлениях картографируемой территории.

При камеральном дешифрировании первоначально на КФС определяются контуры селевых бассейнов, затем дешифрируются селевые очаги, площади водосборов поверхностного стокообразования, конусы и поля выноса селевых потоков, селевые русла и проходящие по ним соответствующие типы селевых потоков, которые в принятых условных обозначениях /5/ наносятся на снимки.

Выделение селевых бассейнов по КФС не представляет особого труда, это горный речной бассейн или водосбор сая, имеющий весь селевой комплекс, состоящий из зоны селеобразования, селевого русла, селевого конуса или поля выноса. Площади селевых бассейнов могут быть менее I км^2 и превышать десятки, а иногда и сотни км^2. Зона селеобразования селевого бассейна в зависимости от геологических, геоморфологических, климатических и других факторов представлена различными ландшафтными формами - селевыми очагами или водосборами поверхностного стокообразования. Первые являются участками формирования грязекаменных потоков, вторые - наносоводных.

Селевые очаги приурочены к верхней ступени гор. Это боковые ответвления водосборов бассейна, характеризующиеся значительными уклонами тальвегов и склонов, а наличием рыхлообломочного материала.

Водосборы поверхностного стокообразования - это поверхности, обладающие слабой инфильтрационной способностью, где эрозионное расчленение на податливых размыву грунтах образует активный сток. Занимают они нижнюю ступень гор и имеют линейно вытянутые формы русел, мягкие очертания склонов. На снимке распознаются по светло-серому фототону и полосчато-струйчатому рисунку фотоизображения.

Дешифрирование селевых очагов и водосборов производится параллельно с выделением селевых русел, последние распознаются по светлому фототону, прорезающему более темный. Русла бассейнов, по которым часто проходят селевые потоки, на КФС прослеживаются более четко, чем в бассейнах с редким селепроявлением. В расширенных местах долины последние характеризуются белесым фототоном за счет аккумуляции в этих частях селевой массы. Такие поля выноса селевых потоков свидетельствуют об уменьшении продольных уклонов русел водотоков и являются большей частью местом остановки основной масы селевого потока.

Несмотря на кажущуюся прямолинейность селевых русел, при стереоскопическом рассмотрении они имеют значительную извилистость, что обусловлено как геологическими факторами, так и подпором последних конусами выносов боковых притоков.

Конусы выносов селевых потоков являются определенным свидетельством масштабов селевого проявления. Чем крупнее селевой поток, тем больше размеры конусов выносов. По КФС конусы выноса боковых

саев и рек распознаются по типичной треугольной форме. При стереоскопическом рассмотрении объекты имеют выпуклую форму и пятнистый рисунок фотоизображения, последний обусловлен присутствием на них растительности, что характерно для водотоков, имеющих несколько стадий активизации селей. Наличие конусов выноса у боковых притоков свидетельствует о том, что большинство селевых потоков не выходит за пределы бассейна, а аккумулируется внутри них. При выходе из гор конусы выноса основных водотоков имеют ленточный рисунок и светлый фототон, они вытянуты в виде языков по уклону в направлении от гор на предгорную равнину. Конусы выноса крупных селеопасных рек дешифрируются по характерному радиальному рисунку. Целостное изображение на КФС зоны разгрузки селевого потока позволяет определить реальные границы возможного выброса селевой массы, так как чаще всего следы имевших место селевых потоков достаточно четко дешифрируются. В зоне хозяйственного освоения характерный рисунок конусов выноса нарушен.

Обнаруженные на снимке селевые русла интерпретируются на возможность прохождения по ним соответствующих типов селевых потоков. На этом этапе подвергаются анализу формы рельефа, в пределах которых происходит формирование селевых потоков. Как было отмечено выше, селевые потоки формируются в определенных формах рельефа. Так, наносоводные потоки - в водосборах активных стокообразующих поверхностей, а грязевые и грязекаменные - в селевых очагах, поэтому при прослеживании на снимках селевого русла вверх до зоны формирования селевых потоков и обнаружении в верховье селевого очага указывает на преимущественное прохождение здесь грязекаменных потоков. Дополнительным индикатором является зона разгрузки грязекаменных потоков, которая обнаруживается в местах выхода селевого русла из водосбора очага и идентифицируется в виде конусов выноса, существенно отличаясь от конусов выноса наносоводных потоков. (Ввиду локальности проявления грязевых селей и затруднительности их распознавания по оставленным ими следам их выделение самостоятельно не производилось, они объединены с грязекаменными)

Определенное затруднение имеет место в определении по КФС следов прохождения грязекаменных потоков по основному руслу. В этом случае во внимание принимались два момента. Первое - наличие следов аккумуляции грязекаменных потоков, которые располагаются по руслу в виде полей выноса, распознающиеся на КФС по светлым полосам, ниже которых русло имеет ровный темный фототон. Усиление или уменьшение плотности фототона на отдельных участках показывает, что последние являются местом аккумуляции "древних" селевых потоков, которые, ввиду присутствия на них растительности, на снимках идентифицируются более темным фототоном. Второе - при отсутствии следов грязекаменных потоков, но при наличии селевых очагов, моренных или завали-

ных озер возможные пути прохождения и места их разгрузки определяются по аналогии с другими территориями. Предполагается, что последние будут аккумулироваться в расширенных частях долины или при выходе из гор на предгорную равнину. Подмечено /7/, что значительные по своим масштабам грязекаменные потоки оставляют в рельефе настолько характерные следы, что они сохраняются не один десяток лет.

Показ путей прохождения грязекаменных селей указывает лишь на преимущественное преобладание этого типа потока, так как в природе по одному и тому же руслу могут проходить различные их типы /5/.

Пути прохождения наносоводных потоков определяются из анализа окружающих их ландшафтов. При расположении в зоне активных стокообразующих водосборов пути наносоводных потоков обнаруживаются на снимках. Аналогичная ситуация отмечается и по основным руслам бассейнов рек, соответственно при отсутствии следов грязекаменных потоков.

В зоне хозяйственного освоения территории основное внимание при дешифрировании следует уделить определению селезащитных сооружений и объектов, находящихся в селеопасной зоне.

Селезащитные сооружения, в зависимости от назначений, масштабов и характеристик селевых потоков, имеют соответствующий тип конструкций. По КФС можно выделить лишь русловые "глухие" селезащитные сооружения. Они распознаются по характерной поперечной ромбической полосе, расположенной перпендикулярно руслу, выше которого можно распознать отстойник.

Информацией о местоположении объектов, находящихся в селеопасной зоне, являются материалы управлений по гидрометеорологии Госкомгидромета СССР. Дешифрирование КФС позволяет дополнить перечень. Для уверенного их опознания используются карты масштаба I:I00 000. При пересечении селевым руслом населенного пункта или прохождении его рядом с постройками предполагается, что они могут затапливаться селевыми потоками. Местоположение последних оконтуривается на снимке, а окончательное установление возможности их затопления определяется при полевых работах. Выделенные объекты нумеруются, а данные о них заносятся в соответствующие карточки, что облегчает в дальнейшем их опознание при полевой корректировке дешифрирования.

Сопоставление с топокартой местоположений населенных пунктов и других народнохозяйственных объектов на снимке позволяет уверенно проводить их выделение на первых этапах работы, в дальнейшем по мере накопления опыта работы с КФС этот процесс происходит самостоятельно без жесткого контроля карты.

Полевая корректировка дешифрирования производится с целью определения достоверности камерального дешифрирования на участках, вызывающих сомнение в правильности интерпретации данных. Работа

производится на вертолете Ми-8 и самолете АН-2, наземными маршрутами. Аэровизуальное обследование на самолете АН-2 осуществляется на территориях, имеющих высоты до 2500 м над ур.м. Полевые работы позволяют проверить надежность определения дешифрирования путей прохождения селевых потоков и устранить недостатки камерального дешифрирования, вызванные в некоторых случаях трудностью в выявления на снимках в "затененных" местах селевых очагов и участков аккумуляции селевых потоков.

Большое внимание уделяется определению народнохозяйственных объектов, находящихся в зоне затопления селевыми потоками. При аэровидуальных наблюдениях зоны транзита и аккумуляции селей хорошо выявляются по видимым следам, которые позволяют судить о подверженности того или иного объекта затоплению. Конечно, в рельефе просматриваются относительно свежие следы прохождения потоков, да и то не повсеместно, что не дает полного представления о масштабах селевого проявления. Дело усугубляется тем, что эти следы, возможно, не являлись результатом проявления катастрофических селей, поэтому оценка пораженности объектов селями данными методами не совсем объективна. Наиболее достоверную информацию дают результаты наземных обследований, где по опросам местных жителей и данным инструментального определения максимальных уровней селевых потоков восстанавливается граница зон затопления селевыми потоками.

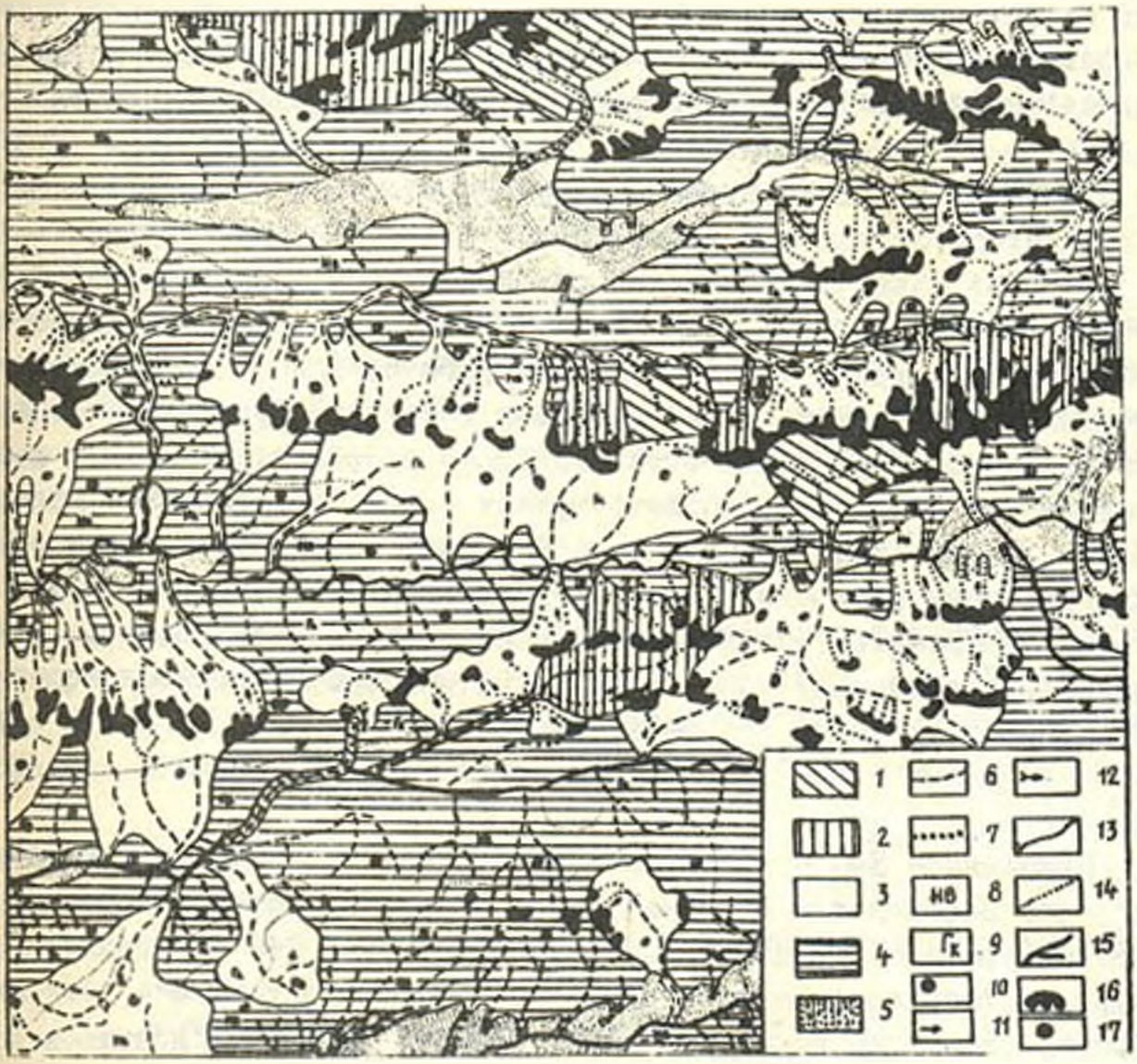
При полевых работах большое внимание следует уделить территориям, для которых масштабы селевого проявления неизвестны. В этих районах выбираются отдельные типичные бассейны, где по результатам инструментального измерения, по меткам уровня высоких вод и следов прошедших селевых потоков производится определение их характеристик.

Следует отметить, что получить значения максимальных расходов селевых потоков для всех селевых бассейнов - задача затруднительная (как выяснилось в процессе дешифрирования КФС, на территории Узбекистана имеется 5000 селевых бассейнов), поэтому при определении для неизученных районов масштабов селевого проявления использовался метод географической интерполяции, позволяющей путем сравнения бассейнов с известными значениями расходов судить о возможных масштабах в сопоставляемых районах, соответственно при равенстве их площадных и ландшафтных особенностей.

Для верхних высокогорных зон бассейнов, где селевая активность обусловлена деятельностью очагов, замеры расходов ввиду трудности обследования этих районов затруднительны, поэтому для определения величин формирующихся здесь расходов используются морфометрические характеристики селевых очагов, полученные по результатам обработки отдешифрированных КФС, где после переноса их контуров на топогра-

фическую карту производится подсчет количественных значений последних, позволяющий при помощи расчета /5/ оценить вероятные масштабы селевого проявления.

После полевых работ производится окончательная сводка и корректировка результатов всех этапов, позволяющая приступить к составлению авторского макета карты (рисунок).



Фрагмент среднемасштабной карты селевых явлений:

Степень селевой опасности бассейнов: I - первая, 2 - вторая, 3 - третья, 4 - четвертая, 5 - неселеопасные территории; прохождение селевых потоков преимущественно: 6 - наносоводных, 7 - грязекаменных; районы с преимущественным формированием: 8 - наносоводных потоков, 9 - грязекаменных потоков; причины возникновения селей: I0 - ливни, II - гляциальное происхождение, I2 - прорыв завальных озер; границы селевого проявления: I3 - территории различных категорий селевой опасности, I4 - разделяющие территории с преимущественным формированием грязекаменных и наносоводных селевых потоков; прочие знаки: I5 - неселевые русла рек, I6 - ледники, I7 - озера

В качестве основы для составления исходных оригиналов карты являются специально подготовленные космофотопланы с нанесенными на них разряженными элементами топографической основы. Первоначально на фотоплан со снимков переносятся основные пути прохождения селевых потоков. Далее по зоне аккумуляции грязекаменных потоков проводится контур, являющийся границей, разделяющий территорию с преимущественным формированием грязекаменных и наносоводных потоков, по обе стороны от которой представляется соответствующее условное обозначение, конкретизирующее районы по типам проходящих здесь селей. Затем проводится районирование территории по степени селевой опасности, где предельные значения максимальных селевых расходов являются основой при отнесении соответствующего селевого бассейна к определенному классу категории селевой опасности.

Генезис селей определяется из анализа зон формирования селевых потоков. Достаточно надежным признаком гляциальных селей является очаг – селевой врез, образование которого связано с прорывом внутриледниковых емкостей и моренных озер и другими причинами. Сели, образование которых может быть связано с прорывом завальных озер, определяются по данным соответствующих служб. Определив их местоположение, очаги легко переносят на фотоплан. Остальные случаи происхождения селей отнесены к дождевому (ливневому) генезису. Далее на фотоплан в принятых условных обозначениях наносятся объекты, находящиеся в селеопасной зоне, и селезащитные сооружения.

Выводы

Применение КФС при составлении среднемасштабных карт селевой опасности позволяет в короткие сроки провести картографирование селеопасных районов. Эффективность использования КФС определяется не только сроками сокращения производства работ по тематическому картографированию, но и обеспечивает точность выделения контуров и объективность результатов.

Информация среднемасштабной карты селевых явлений позволяет определить районы распространения проявлений селей и степень селевой опасности конкретной территории, основные пути прохождения, тип, генезис селевых потоков, объекты, находящиеся в селевой зоне. Карта является основным справочным материалом, регламентирующим вопросы проведения изысканий при освоении горных районов с учетом селевой опасности и разработки и осуществления мероприятий по защите от селей существующих и планируемых к размещению объектов хозяйственного использования.

Список литературы

1. Балабаев Ф.Г., Гончарова Л.В., Калашникова Е.Н., Хонин Р.В. Обзорная карта селевых явлений северного полушария. - Тезисы докладов XУI Всесоюзной научно-технической конференции по методам расчета и прогноза селевых потоков. Л.: Гидрометеоиздат. - I98I. - С. I25 - I27.
2. Востокова Е.А. Исследование аэрокосмических фотоснимков при гидрологических исследованиях в пустынях. - М.: Недра. - I980. - I6I с.
3. Картографирование по космическим снимкам и охрана окружающей среды. - М.: Недра. - I982. - 25I с.
4. Котова Т.В., Кравцова В.И., Яварева Л.Ф. Проблема тематического картографирования и использование космических фотоснимков. // В кн.: Аэрокосмическое исследование Земли. М.: Наука. - I979. - С. 32-40.
5. Руководство по изучению селевых потоков. - Л.: Гидрометеоиздат. - I44 с.
6. Флейшман С.М. Сели. - Л.: Гидрометеоиздат. - I978.- 3I2 с.
7. Хонин Р.Б. Селевые очаги и основные закономерности их распространения.//Селевые потоки. Сб.3. - I978. - С. 2I-4I.
8. Хонин Р.В. Методика составления обзорной карты селеопасных районов СССР.//Селевые потоки. Сб.5. - I980. - С. 34-4I.

Е.М.ВИДИНЕЕВА, М.Е.БЕЙЛИНСОН

АНТРОПОГЕННОЕ ВЛИЯНИЕ НА ГИДРОЛОГИЧЕСКИЙ И ГИДРОХИМИЧЕСКИЙ РЕЖИМЫ р. НАРЫН

Для более полного и рационального использования водных ресурсов на реках Средней Азии возводятся каскады ГЭС с водохранилищами. Нарын - одна из самых богатых энергоресурсами рек Средней Азии, и на ней уже работают четыре водохранилища. Крупнейшее из них и во всей Средней Азии - Токтогульское - является пока единственным в регионе водоемом многолетнего регулирования стока с полным объемом I9,5 млрд.м^3. Проектируемое Камбаратинское водохранилище № I - второе по величине на р. Нарын с объемом 4,63 млрд.м^3 - будет осуществлять сезонное регулирование стока. Остальные пять водохранилищ - небольшие водоемы чисто энергетического назначения с суточным ре-

гулированием стока, с объемом от 14,5 (Учкурганское) до 380 (Курпсайское) млн.м^3. Все водохранилища находятся или проектируются в среднем и нижнем течениях реки. Естественно, что наибольшее влияние на сток и гидрохимический режим реки из всех водохранилищ оказывает Токтогульское. Реку Нарын у кишл. Учтерек можно считать практически не измененной хозяйственной деятельностью человека. Здесь Нарын – река снегово-ледникового питания, половодье длится с апреля по август, месяц с максимальным стоком – июнь, коэффициент Шульца равен 0,86. В будущем кишл. Учтерек окажется ниже двух Камбаратинских водохранилищ, проектируемых бьеф в бьеф.

Следующие из рассмотренных створов – у г.Ташкумыра и г.Учкургана – находятся в 80 и в 120 км ниже Токтогульского водохранилища. Для оценки влияния этого водохранилища, интенсивное наполнение которого началось с 1978 г., на внутригодовое распределение стока р.Нарын имеющиеся ряды гидрологических наблюдений были разбиты на два периода: у г. Ташкумыра – с 1963 по 1977 г. и с 1978 по 1984 г.; у г.Учкургана – с 1916 по 1977 г. и с 1978 по 1986 г.

По средним многолетним за указанные годы средним месячным расходам воды был подсчитан сток и его распределение внутри года (табл. 1). У г.Ташкумыра за период 1963-1977 гг. средний многолетний расход воды оказался равным 465 м^3/с, коэффициент вариации – 0,22. Максимальный расход отмечался в июне, минимальный – в феврале. Коэффициент Шульца, характеризующий отношение стока июля-сентября к стоку за март-июнь, составил 0,80. Следовательно, р.Нарын по классификации Е.Л.Шульца является, как и у Учтерека, рекой снегово-ледникового питания.

Между городами Ташкумыр и Учкурган забирают воду четыре канала, крупнейшим из которых является Большой Ферганский.

У г.Учкургана с 1963 по 1977 г. средний многолетний расход воды равен 350 м^3/с, т.е. потери стока на ирригацию составили в среднем 115 м^3/с. Месяц с максимальным стоком так же, как и у г.Ташкумыра, июнь, коэффициент Шульца 0,77, т.е. влияние ирригации на величину годового стока уже существенно, а в месяцы с максимальным водозабором (июнь – август) разница в расходах воды верхнего и нижнего створа возрастает до 150-300 м^3/с.

В период наполнения и работы Токтогульского водохранилища средний многолетний расход воды у Ташкумыра составил 368 м^3/с, а у Учкургана – 296 м^3/с, т.е. отмечен заметный спад стока в р.Нарын. Возросла разница в годовых расходах в этих створах, так как в эти годы возрос и водозабор в каналы.

Распределение стока внутри года в период 1978 – 1986 гг. под влиянием Токтогульского водохранилища заметно изменилось: и у Таш-

Таблица I

Среднее многолетнее внутригодовое распределение стока р. Нарын

Элемент	I	II	III	IУ	У	УI	УII	УIII	IX	X	XI	XII	Год
кишл. Учтерек (I964 - I985 гг.)													
Сток, млн.м³	380	336	39I	59I	I336	2II2	I854	I243	700	546	454	396	I0339
% от годового	3,7	3,2	3,8	5,7	I2,9	20,4	I7,9	I2,I	6,8	5,3	4,4	3,8	
г. Ташкумыр (I963 - I977 гг.)													
Сток, млн.м³	44I	459	594	I030	I904	3002	2435	2243	892	652	558	454	I4664
% от годового	3,0	3,2	4,0	7,0	I3,2	20,7	I6,6	I5,0	6,0	4,3	3,8	3,2	
г. Ташкумыр (I978 - I984 гг.)													
Сток, млн.м³	476	449	470	807	I604	I957	2249	I9I3	622	379	282	458	II592
% от годового	4,I	3,8	4,0	6,9	I3,8	I6,9	I9,2	I6,5	5,3	3,2	2,4	3,9	
г.Учкурган (I963 - I977 гг.)													
Сток, млн.м³	308	3I5	440	794	I547	24I5	I928	I258	594	528	5I5	383	II025
% от годового	2,8	2,9	4,0	7,2	I4,0	2I,9	I7,6	II,4	5,5	4,7	4,6	3,4	
г.Учкурган (I978 - I986 гг.)													
Сток, млн.м³	457	464	492	658	I304	I4I5	I7I8	I398	405	3I9	285	469	9384
% от годового	4,9	4,9	5,2	7,0	I3,9	I5,2	I8,3	I4,9	4,3	3,4	3,0	5,0	
Устье (I986 г.)													
Сток, млн.м³	I09	3II	343	426	I36I	83I	I302	898	24,I	I48	200	435	6389
% от годового	I,7	4,9	5,4	6,7	2I,3	I3,0	20,3	I4,I	0,4	2,3	3,I	6,8	

кумыра, и у Учкургана произошло перераспределение максимума стока внутри периода половодья с мая - июня на июль - август в соответствии с потребностями ирригации (табл. I). Месяцем с максимальным стоком стал июль, коэффициент Шульца возрос у Ташкумыра до 0,99, а у г.Учкургана - до 0,9I. Рассматривалось также распределение стока внутри отдельных лет. Особо следует отметить многоводный сток в нижнем течении I982 г. В верхнем течении Нарына он был маловодным, а в нижнем за счет сбросов Токтогульского водохранилища, осуществлявшего в этом году многолетнее регулирование, он оказался многоводным. Так же, как в среднем за многолетие, сток в нем распределен более равномерно; месяц с максимальным стоком - июль, коэффициент Шульца - 0,93.

В I986 г. начаты наблюдения за стоком на новом гидростворе - у устья. В этом году у устья особенно низким был сток в сентябре (табл. I). Месяцем с максимальным стоком оказался май, что, вероятно, связано с несколько пониженным водозабором в каналы на участке Учкурган - устье из-за весенних дождей и с интенсивными сбросам из Токтогульского водохранилища. I986 г. был чрезвычайно маловодным; с марта по август шла интенсивная сработка водохранилища, в котором уже в мае уровни упали ниже уровня мертвого объема. К августу было сработано I,5 млрд.м^3 из мертвого объема, и хотя с сентября началось медленное наполнение водохранилища, к концу года уровень воды в нем не достиг УМО. I986 г. оказался последним в очень маловодном цикле лет - I982-I986 гг., а Токтогульское водохранилище к концу этого цикла было сработано ниже УМО на 0,7 млрд.м^3.

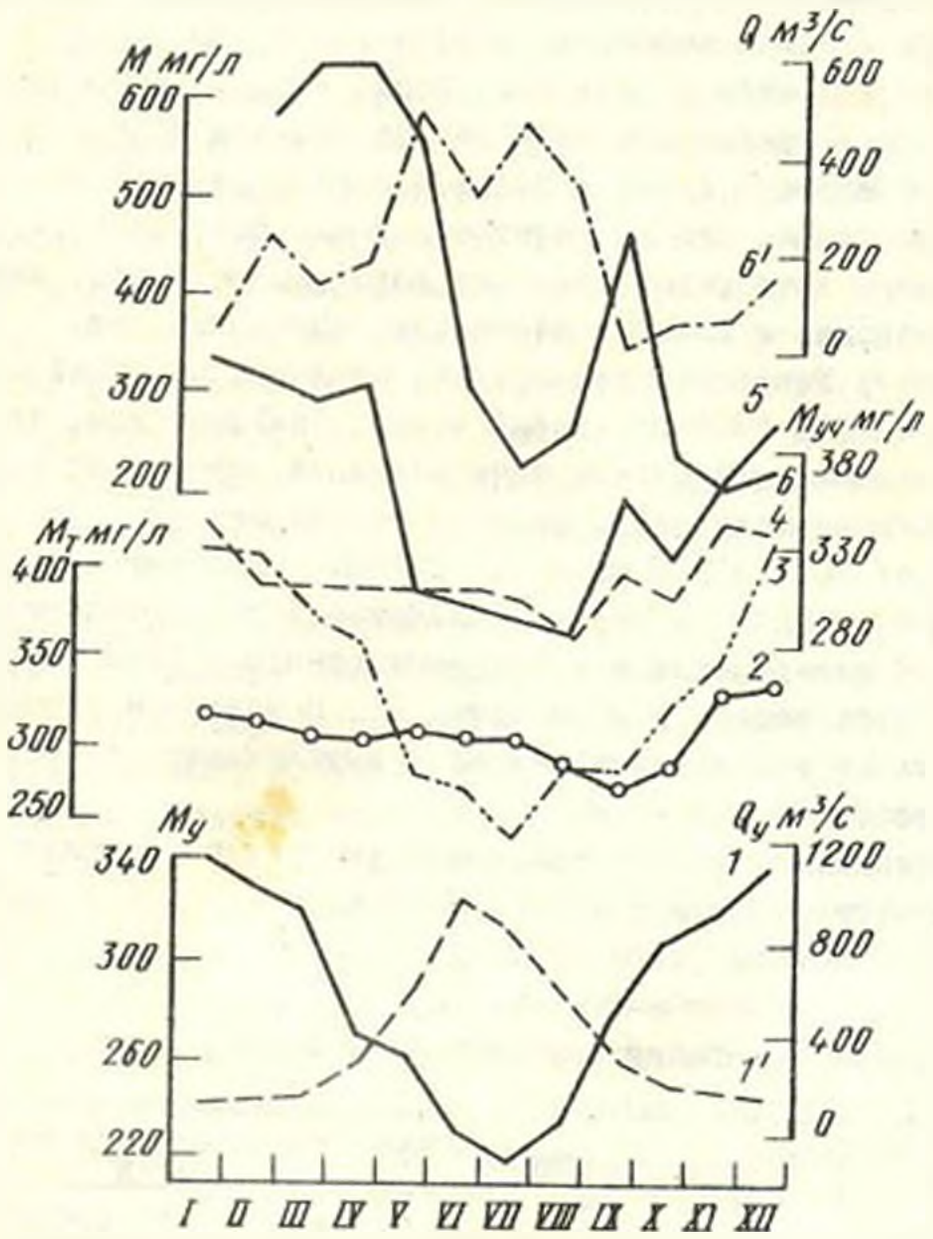
На самом нижнем участке р.Нарын разница в расходах воды у Учкургана и у устья была максимальной в июне-августе и составляла 240-3I0 м^3/с, хотя гидрометрически учтенный водозабор не превышал 240 м^3/с. Очевидно, здесь имеет место неучтенный водозабор многочисленными насосами, забирающими воду для орошения и промышленных предприятий.

Известно, что при неискаженном режиме минерализация воды изменяется внутри года в зависимости от колебаний водности - максимуму стока обычно соответствует минимум минерализации, и наоборот. Для Нарына у Учтерека характерен именно такой ход минерализации как в среднем за многолетие (рисунок), так и в отдельные годы. Минерализация воды у Учтерека с I964 по I985 г. изменялась от I23 до 393 мг/л (в отдельных пробах), а среднемесячные значения, средние за этот период, - от 2I8 до 343 мг/л.

До I977 г. внутригодовой ход минерализации воды у г.Ташкумыра был таким же, как и у Учтерека с минимумом в июне-июле в момент прохождения пика половодья и максимумом в феврале в конце межени. Но у Ташкумыра сама величина минерализации уже несколько выше, чем

у Учтерека. Так, по данным отдельных проб она изменялась от 150 до 510 мг/л, а по средним месячным средним многолетним значениям - от 243 до 415 мг/л.

Средний многолетний внутригодовой ход минерализация воды у г.Учкургана в период до 1977 г. несколько отличался от типового у Ташкумыра за счет влияния арригации. Минимум минерализации приходится на июнь - август, максимума два, один - в январе - феврале, в конце межени, когда река питается преимущественно подземными водами из



Внутригодовой ход минерализация M и расходов воды Q р. Нарын:

I и I^I - минерализация воды M_y и расходы воды Q_y у Учтерека соответственно; 2 и 3 - минерализация воды у Ташкумыра $M_т$ за 1978-1984 и 1963-1977 гг.; 4,5 - минерализация воды у Учкургана $M_{уч}$ за 1979-1986 и 1963-1977гг. 6, 6^I - минерализация воды и расходы воды у устья в 1985-1986 гг.

наиболее удаленных от русла водоносных горизонтов, второй – в сентябре, когда при низких уровнях воды в реке возрастает приток подземных и возвратных вод, в том числе коллекторно-дренажных. Аналогичный осенний максимум минерализации отмечается и в верхнем течении Сырдарьи /2/. До 1977 г. минерализация воды у Учкургана колебалась по данным отдельных проб от 214 до 549 мг/л, а по средним месячным средним многолетним ее значениям – от 284 до 420 мг/л.

В период наполнения и частичной сработки Токтогульского водохранилища (1978–1984 гг.) резко изменилось внутригодовое распределение минерализации у г.Ташкумыра: с января по июль она беспорядочно колеблется в очень небольших пределах – от 300 до 316 мг/л, затем падает до 273 мг/л в сентябре, после чего возрастает в конце года до 339 мг/л. В указанные семь лет особенно в период половодья Токтогульское водохранилище в большей мере осуществляло сезонное регулирование стока, чем многолетнее. Можно предположить, что в августе – октябре происходит сброс из водохранилища вод, накопившихся в период половодья и имеющих наименьшую минерализацию.

В Нарыне у Учкургана ход средних месячных значений минерализации за период 1978–1986 гг. очень схож с Ташкумырским, но в сентябре отмечается заметный подъем минерализации, связанный с выклиниванием в русло возвратных вод. За этот период минерализация у Учкургана менялась от 201 до 387 мг/л (по данным отдельных проб) и от 284 до 345 мг/л в среднем за период. Наиболее четко прослеживается сентябрьский пик минерализации в устьевом створе в 1986 г. при среднем месячном расходе воды 9,3 $м^3/с$ (рис. 1). В устьевом створе минерализация наибольшая из всех измеренных в вышележащих створах и в апреле 1986 г. достигла 637 мг/л.

Под влиянием водохранилища резко уменьшилась амплитуда колебаний минерализации внутри года – у Ташкумыра в 2,2–2,6 раза, у Учкургана – в 1,8–2,2 раза (табл. 2).

Таблица 2

Амплитуда колебаний минерализации воды р.Нарын

Гидроствор	Период наблюдений, годы	Амплитуда колебаний минерализации, мг/л	
		по данным отдельных проб	по средним месячным значениям
кишл. Учтерек	1964 – 1985	270	124
г.Ташкумыр	1963 – 1977	360	172
	1978 – 1984	166	66
г. Учкурган	1963 – 1977	335	136
	1978 – 1986	186	61
Устье	1985 – 1986	422	–

Состав воды и соотношение между главными ионами не изменились.

Под влиянием хозяйственной деятельности происходит нарастание минерализации воды от Ташкумыра к Учкургану и далее к устью в течение большей части года – с января по октябрь. Максимальная разница отмечается обычно в сентябре. На приустьевом участке (от Учкургана до устья) в 1985 и 1986 гг. заметное увеличение минерализации наблюдалось с февраля по сентябрь, а в феврале 1985 г. разница составила 360 мг/л.

Рассмотрено изменение по длине реки содержания еще нескольких компонентов химического состава воды (средних за период 1978–1986 гг.). Так, содержание нитратов – самой устойчивой формы соединений азота в воде – бо́льшую часть года у Учкургана выше, чем у Ташкумыра. На этом 40-километровом участке в Нарын поступают сточные воды г.Ташкумыра, поселка городского типа Шамолдысай, возвратные воды с полей и воды ряда небольших коллекторов, сток которых не учитывается гидрометрически. На участке Учкурган – устье в очень маловодном 1985 г. в период с февраля по сентябрь содержание нитратов вниз по реке увеличивалось весьма существенно – в два-восемь раз. Известно, что в маловодные годы возрастает роль подземных вод в жизни рек, а в подземных водах содержание нитратов выше, чем в поверхностных /1/.

Концентрация нефтепродуктов в воде у Учкургана в феврале – июле и в октябре – ноябре была существенно выше, чем у Ташкумыра. Как показало рекогносцировочное обследование, проведенное кафедрой гидрологии Ташкентского государственного университета, на этом участке из Нарына забирает воду целый ряд насосов, многие из которых стоят в непосредственной близости от воды. Двигатели их работают на мазуте, они часто не совсем исправны и поэтому представляют собой источник нефтяного загрязнения реки.

Содержание синтетических поверхностно-активных веществ (СПАВ) или детергентов у Учкургана в среднем за период 1978–1984 гг. оказалось ниже, чем у Ташкумыра, но в отдельные годы это соотношение менялось. На устьевом участке содержание СПАВ колебалось несущественно.

Не удалось выявить каких-либо закономерностей в изменении вниз по течению содержания в воде фосфатов и фенолов.

Наличие в воде органических веществ оценивалось по двум показателям – по химическому потреблению кислорода (ХПК) и биохимическому потреблению кислорода за 5 сут ($БПК_5$). Органические вещества поступают в реки с поверхности бассейна, продуцируются в реках, содержатся в сточных водах, особенно много в стоках с животноводческих ферм /3/. Содержание органики по обоим показателям у Учкургана

выше, чем у Ташкумыра, а на устьевом участке ниже Учкургана в отдельные месяцы (февраль-март, октябрь-ноябрь) в 1985-1986 гг. наблюдалось значительное нарастание ХПК (в два-шесть раз).

В последние годы в нижнем течении р.Нарын проводился ряд природоохранных мероприятий - увеличена мощность очистных сооружений в городах Ташкумыр и Учкурган, запрещено применение на полях некоторых пестицидов, стало более рациональным в отдельных хозяйствах применение минеральных удобрений. Чтобы выявить, сказалось ли влияние этих мер на загрязнении воды р.Нарын, мы проанализировали хронологический ход средних годовых концентраций загрязняющих веществ за период 1978-1984 гг. у Ташкумыра и за 1978-1986 гг. у Учкургана.

У Ташкумыра и у Учкургана происходило уменьшение содержания нефтепродуктов (более заметное у Ташкумыра) и нитратов. Концентрация стойких органических веществ (по ХПК) и СПАВ непрерывно нарастала у обоих створов. Содержание фосфатов колебалось примерно в одинаковых пределах у обоих пунктов наблюдений.

Выявлен четкий спад от года к году содержания в воде пестицидов в обоих створах примерно на два порядка. В 1985 и 1986 гг. у Учкургана и у устья в некоторых пробах они или не обнаружены или имелись их следы.

Список литературы

1. Алекин О.А. Основы гидрохимии - Л.: Гидрометеоиздат. 1970. - 444 с.
2. Видинеева Е.М., Селиванова А.К. Влияние Кайраккумского водохранилища на гидрохимический режим р.Сырдарьи// Сборник работ ТПМО. - 1971. - Вып. 4. - С. 185-193.
3. Демченко А.С., Тарасов М.Н., Николаева Т.А., Туманова Г.П. Характеристика сточных вод животноводческих комплексов и их роль в загрязнении природных вод//Гидрохимические материалы. - 1984. - Т. 90. - С. 100-119.

Ф.Э.РУБИНОВА

К ВОПРОСУ О РАСЧЕТЕ МИНЕРАЛИЗАЦИИ РЕЧНОГО СТОКА В ЗОНЕ ЕГО ИНТЕНСИВНОГО ПОТРЕБЛЕНИЯ

При современной методике гидрохимических наблюдений наиболее достоверным способом подсчета ионного стока является расчет по зависимости минерализации от расхода воды.

Для статистического обоснования связи суммы ионов (Σu) от расхода воды (Q) $\Sigma u = f(Q)$ при существующей частоте отбора проб (шесть-восемь раз в год) возникает необходимость объединения в один ряд результатов наблюдений различных лет. С другой стороны,

сложность процесса формирования химического состава речных вод и его зависимость от гидрологического режима реки требует дифференциации всего ряда наблюдений за химическим составом по водности лет и фазам гидрологического режима. Такая методика была использована для подсчета химического стока рек бассейна Аральского моря /2/.

Однако в зоне интенсивного использования речного стока, и особенно при регулировании его в водохранилищах, зависимость минерализации от расхода воды, как правило, нарушается. В этом случае за расчетное значение минерализации обычно принимают среднее арифметическое из измеренных значений минерализации за расчетный календарный период или фазы гидрологического режима. Однако такие средние многолетние характеристики гидрологического режима мало информативны, так как при равных расходах воды измеренные значения минерализации могут колебаться в больших пределах (рисунок).

В условиях возникающей неопределенности необходима оценка как норм, так и повторяемости различных значений минерализации, в том числе и экстремальных. В связи с этим на примере р.Сырдарьи, сток которой практически полностью зарегулирован, предпринята попытка оценить параметры кривых обеспеченности измеренных значений минерализации.

Рассматривался период с 1976 по 1985 г., в течение которого, вследствие практического исчерпания водных ресурсов, коэффициент изъятия стока стабилизировался на уровне 1,2-1,4. В результате в значениях минерализации (при фиксированном расходе воды) временной тренд не выражен - величина ее в 80-е годы не выше, чем в 70-е (рисунок).

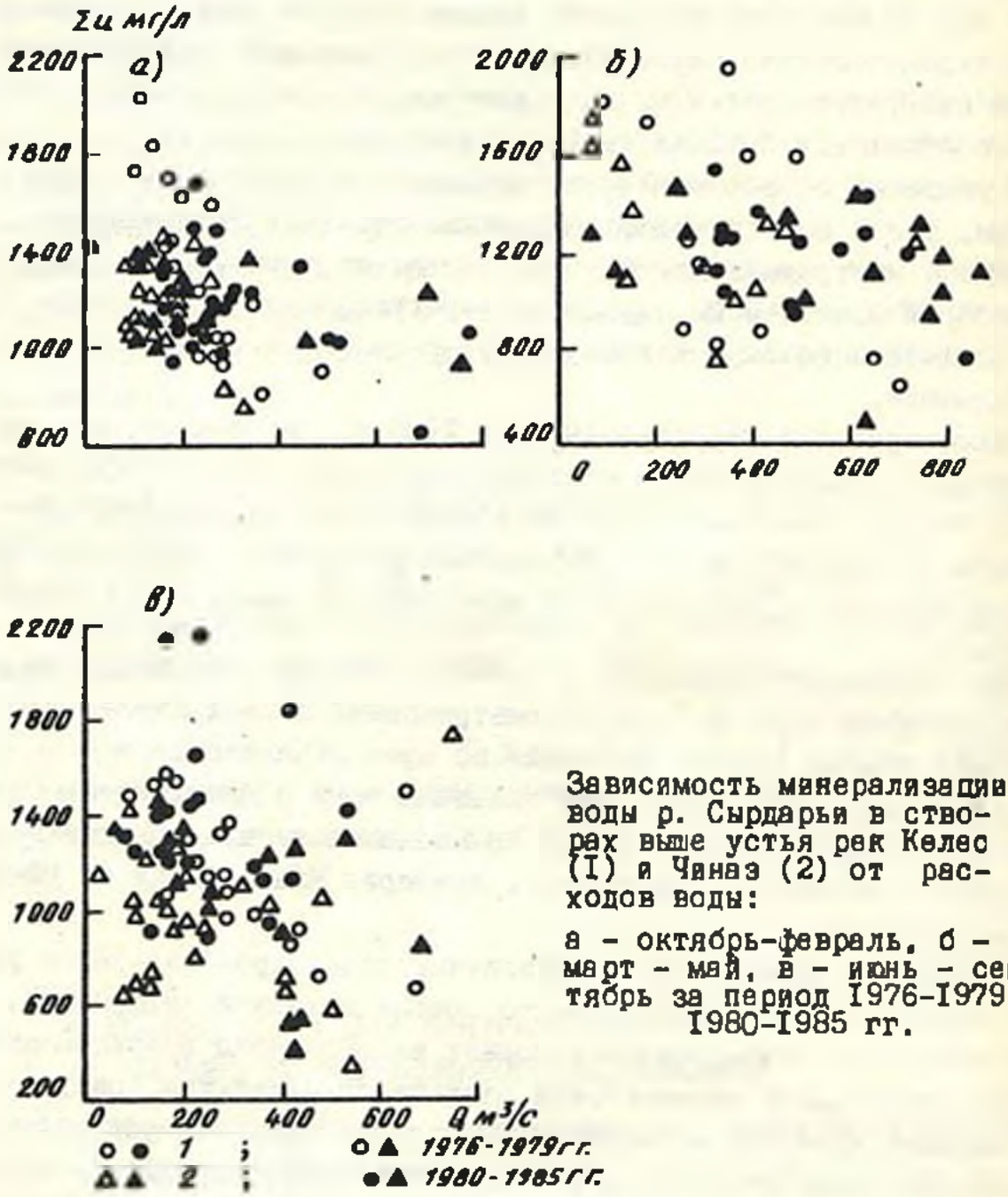
Это позволило объединить в один ряд данные наблюдений за химическим составом воды за весь рассматриваемый период. Кроме того, для увеличения объема выборки мы пошли по пути объединения в один ряд данных наблюдений за химическим составом воды в близлежащих створах (таблица), предварительно оценив возможность такого объединения графически (рисунок) и при наличии критерия Манна-Уитни на 5%-ном уровне значимости.

Различия в минерализации различных фаз гидрологического режима не учитывались из-за небольшого объема исходной информации, а также вследствие того, что в условиях интенсивного использования речного стока они в значительной степени сглаживаются (рисунок).

Влияние водности на величину минерализации, которое сохраняется в определенных размерах даже при интенсивном использовании стока (рисунок), можно исключить, разбив все результаты химических анализов по интервалам водности. В пределах каждого интервала водности (выбранного с оптимальным шагом) значения минерализации могут рассматриваться как случайные величины, которые подчиняются статистическим законам распределения. Минерализация воды в зоне формирова-

ния стока (р. Нарын, ниже устья р.Карасу) в исследуемый период вследствие интенсивного регулирования Токтогульским водохранилищем практически не зависит от расхода воды.

Сезонные различия в значениях минерализации также практически незначимы: 299 мг/л за апрель – сентябрь и 312 мг/л за октябрь-март при коэффициенте вариации, равном в оба периода 0,11. В связи с этим все результаты наблюдений за химическим составом воды р.Нарын ниже устья р.Карасу, сгруппированные в один ряд независимо от водности и фаз гидрологического режима, могут быть также представлены в виде кривой распределения.



Зависимость минерализации воды р. Сырдарьи в створах выше устья рек Келес (1) и Чирчик (2) от расходов воды:

а – октябрь-февраль, б – март – май, в – июнь – сентябрь за период 1976-1979 и 1980-1985 гг.

Эмпирические кривые распределения величин минерализации, измеренных в зоне формирования и интенсивного потребления стока р.Сырдарьи (таблица) позволили установить некоторые закономерности в процессе трансформации гидрохимического режима рек.

Параметры кривых обеспеченности измеренных значений минерализации воды р.Сырдарьи

Интервал водности, м³/с	Количество проб	$\overline{\Sigma u}$	$C_{v_{\Sigma u}}$	Значения Σu, обеспеченные на %							Медиана	Мода
				5	10	25	50	75	90	95		
Нарын, ниже устья р.Карасу												
	41	303	0,11	358	338	326	306	277	253	240	308	318
Сырдарья, Акджар, Чильмахрам, Махаутау												
201 - 300	63	1487	0,17	1964	1850	1634	1480	1293	1152	1088	1480	1466
301 - 400	99	1343	0,23	2026	1708	1560	1296	1149	929	868	1297	1159
401 - 500	50	1176	0,28	1625	1600	1365	1140	976	797	707	1135	1018
501 - 700	42	896	0,26	1350	1283	1056	904	682	582	567	904	928
700	31	792	0,23	1155	1005	936	804	671	490	485	812	872
Сырдарья, кишл. Кзылкишлак												
100	25	1290	0,17	1826	1565	1444	1262	1158	978	905	1272	1218
100 - 200	24	1467	0,13	1914	1834	1562	1432	1360	1224	1198	1432	1327
201 - 400	24	1228	0,18	1816	1512	1355	1173	1100	1001	742	1173	1008
401 - 700	26	1181	0,21	1809	1369	1315	1200	1003	824	793	1200	1257
700	22	1131	0,19	1532	1402	1274	1136	908	847	832	1136	1151
Сырдарья, выш. у.р. Келес, пгт Чиназ												
101 - 200	74	1319	0,22	1850	1700	1426	1275	1145	1030	916	1278	1155
201 - 300	57	1219	0,20	1670	1489	1364	1195	1043	950	890	1199	1139

Продолжение таблицы

Интервал водности, м³/с	Количество проб	$\overline{\Sigma u}$	$C_{v_{\Sigma u}}$	Значения Σu, обеспеченные на %							Медиана	Мода
				5	10	25	50	75	90	95		
301 - 400	26	1152	0,25	1870	1570	1275	1140	950	790	745	1142	1112
401 - 500	25	1075	0,32	1800	1495	1330	1064	895	552	380	1077	1083
500	33	1100	0,36	1863	1495	1282	1068	830	610	585	1162	1348
Сырдарья, г. Кзылорда, кашл. Тюменьарык												
100	29	1446	0,26	2083	2070	1750	1560	1093	840	828	1560	1902
101 - 200	21	1330	0,21	1830	1720	1497	1323	1195	795	670	1350	1410
Сырдарья, г. Казалинск												
100	29	1577	0,31	2710	2112	1900	1552	1204	900	834	1618	1741

В отличие от единичных измерений между осредненными в интервалах водности значениями минерализации и расходами воды сохраняется зависимость в пределах всей зоны потребления стока. Однако по мере удаления от зоны формирования различия между средними значениями минерализации при больших и малых расходах воды уменьшаются (таблица). Это связано с увеличением выше по течению реки доли возвратных вод и, как следствие, - повышение общего уровня минерализации.

Кривые распределения значений минерализации имеют слабо выраженную положительную асимметрию, которая несколько увеличивается по мере удаления от зоны формирования.

В том же направлении увеличивается изменчивость минерализации в принятом интервале водности (таблица). Последнее связано с различным генезисом стока в моменты отбора проб. Как при больших, так и при малых расходах значительная часть стока может слагаться как из сильноминерализованных возвратных, так и из слабоминерализованных транзитных (т.е. из зоны формирования) вод. В зависимости от преобладания тех или других в момент отбора пробы на химический анализ минерализация воды при одном и том же расходе воды может отличаться в два раза и более (рисунок).

Вследствие регулирования солевого стока водохранилищами изменчивость минерализации в нижних бьефах уменьшается. Так, в створе кишл. Кэнлкишлак значения коэффициентов вариации величин минерализация ниже, чем на входе в Кайракумское водохранилище (таблица).

Расчеты показывают, что при 50%-ной обеспеченности минерализация воды р. Сырдарьи в зоне формирования равна 306 мг/л. На входе в Кайракумское водохранилище (кишл. Чильмахрам) в зависимости от расхода воды в реке минерализация той же обеспеченности равна 800 - 1500 мг/л, а на выходе из него (кишл. Кзылкишлак) - 1140 - 1260 мг/л. На входе в Чардаринское водохранилище (выше устья р.Келес) минерализация колеблется от 1070 до 1275 мг/л, а в нижнем течении р.Сырдарьи (г. Кзылорда) - 1320 - 1560 мг/л.

Более полное представление о повторяемости значений минерализации дает таблица. Напомним, что, например, 5%-ная обеспеченность означает вероятность превышения табличного значения минерализации в 5% случаев; при 95%-ной обеспеченности - в 5% случаев значения минерализации могут быть ниже приведенных в таблице. Значения медианы и моды очень мало отличаются от средних арифметических величин минерализации. Следовательно, распределение измеренных величин минерализации близко к нормальному.

Изложенное выше позволяет сделать вывод - в условиях интенсивной трансформации стока, когда связь $\Sigma u = f(Q)$ нарушена, эмпирические кривые распределения измеренных значений минерализации дают ценную информацию о гидрохимическом режиме реки.

Список литературы

I. Митропольский А.К. Техника статистических вычислений. - М.: Наука. - 1971. - 576 с.

2. Рубинова Ф.Э. Изменения стока р.Сырдарьи под влиянием водохозяйственного строительства в ее бассейне//Тр. САРНИГМИ. - 1979. - Вып. 58(139). - 136 с.

Ф.Э.РУБИНОВА, Н.Е.ГОРЕЛКИН

О ТОЧНОСТИ УЧЕТА ХИМИЧЕСКОГО СТОКА РЕК В ЗОНАХ ПОВЫШЕННЫХ АНТРОПОГЕННЫХ НАГРУЗОК

Достоверность сведений о химическом стоке рек определяется точностью подсчета жидкого стока и его минерализации. Остановимся на последней. Минерализация речных вод в естественных условиях характеризуется большим разнообразием в зависимости от режима жидкого стока и других факторов, трудно поддающихся учету. Еще более сложен гидрохимический режим рек в зоне потребления стока, где на природные факторы накладывается влияние антропогенных, и прежде всего водных мелиораций и регулирования стока в водохранилищах.

Совместное влияние природных и антропогенных факторов на минерализацию речной воды приводит к особой сложности гидрохимического режима, полноценное исследование которого затруднено из-за крайней скудости исходной информации.

В принятой системе наблюдений сведения о химизме речных вод дискретны во времени, при этом время отбора проб в разных створах не совпадает, что приводит к несопоставимости данных.

В связи с необходимостью представить гидрохимический режим, т.е. непрерывный процесс с помощью ограниченного числа дискретных наблюдений, требуется оценить возникающую при этом погрешность.

Существующие методы перехода от единичных измерений химического состава воды к средним за расчетный период величинам, разработанные О.А.Алекиным и Л.В.Бражниковой /I/ и затем усовершенствованные в работах В.В.Фадеева, Л.Н.Тарасова, В.Л.Павелко, М.Н.Буркальцевой и других, сводятся в основном к следующим разновидностям:

I) линейная интерполяция между измеренными значениями минерализации с учетом гидрологических особенностей расчетного периода;

2) ранжирование значений минерализации во времени (по месяцам) или по гидрологическим фазам (подъем и спад половодья, межень) и подсчет среднего арифметического за принятый расчетный интервал;

3) корреляционная зависимость между минерализацией и расходом воды.

В условиях редкого и несистематического отбора проб, имеющего место на реках Средней Азии, более целесообразным представляется

последний способ, позволяющий оценить наиболее вероятные значения минерализации в зависимости от водности года и фаз гидрологического режима. При этом для статистического обоснования полученных зависимостей возникает необходимость объединения в один ряд данных нескольких лет наблюдений.

В зоне формирования стока, где хозяйственная деятельность в современных условиях развита слабо, для описания гидрохимического режима представляется возможным сгруппировать данные по водности года и фазам гидрологического режима в пределах всего периода наблюдений.

В зоне интенсивного использования речного стока необходимо предварительно разбить весь период наблюдений за химизмом на этапы, отличающиеся по степени антропогенной нагрузки на сток. Зависимости суммы ионов в пробе от расхода воды $\Sigma u = f(Q)$, полученные с учетом водности года, фаз гидрологического режима и степени антропогенной нагрузки, позволяют получить наиболее вероятные значения минерализации при фиксированном расходе воды.

Вместе с тем широкое распространение, особенно в условиях зарегулированного стока, получил и второй метод - подсчет среднего арифметического значения минерализации за весь период наблюдений или данную фазу гидрологического режима. В ряде работ используется и линейная интерполяция измеренных значений минерализации.

В связи с этим сопоставим средние за расчетный период значения минерализации, полученные различными методами, и оценим возникающую при этом погрешность.

В качестве "эталона" примем значения минерализации, полученные по связи с ежедневно измеряемой электропроводностью воды. Для этой цели воспользуемся результатами экспедиционных наблюдений САНИГМИ в четырех створах р.Сырдарьи в 1977-1978 гг., организованных для оценки влияния водохранилищ на гидрохимический режим реки.

Данные эти в свете поставленной задачи не являются в полной мере "эталонными" по следующим соображениям. Проба воды на химический анализ и электропроводность отбирается в одной точке потока; тем самым не учитывается неоднородность концентрации солей по его ширине и глубине.

Измерения электропроводности проводятся раз в сутки, а следовательно, не учитываются внутрисуточные изменения концентрации. Это тем более существенно, что измерения электропроводности и отбор проб воды на химический анализ проводились в разное время суток. Значения электропроводности воды могут меняться в зависимости от ионного состава (при равной минерализации). И наконец, как электропроводность, так и сумма ионов определяются с некоторой погрешностью.

Согласно исследованиям ГХИ погрешность определения минерализации сульфатных вод составляет 3-5%. При этом около 3% анализов содержат грубые просчеты /3/. Средняя квадратическая погрешность измерения электропроводности слабоминерализованных вод в принятых методиках не превышает 2% /2/. С повышением и минерализация до 2 г/л погрешность измерения электропроводности возрастает до 5%.

В связи с этим необходимо прежде всего оценить погрешность расчета средней суточной величины минерализации по связи ее с электропроводностью воды.

Количество анализов, по которым имелись параллельные сведения о минерализации (анализы проводились в Узбекском УГМ) и электропроводности, характеризует табл. I. Естественно предположить, что связь между значениями электропроводности и минерализацией будет однозначной для разных створов на реке, если воды относятся к одному классу.

Таблица I

Статистические характеристики корреляционной зависимости минерализация, полученной по электропроводности и традиционными методами

Статистическая характеристика	Акджар	Кзылкишлак	Чиназ	Кокбулак	Все створы
$\bar{x}$ мг/л	I469	I546	I407	I449	I47I
$\bar{y}$ мг/л	I502	I405	I299	I388	I393
σ_x мг/л	4II	264	295	284	324
σ_y мг/л	40I	305	3I0	283	336
n	I7	20	I8	I4	69
$r_{y/x}$	0,978	0,849	0,840	0,755	0,84I

Примечание. $\bar{x}$, $\bar{y}$ - средние значения минерализации, полученные по связи с электропроводностью и традиционным методом (в химической лаборатории); σ_x, σ_y - средние квадратические отклонения этих величин; n - число анализов; $r_{y/x}$ - коэффициент парной корреляции.

Статистическая проверка исходной информации на участке р.Сырдарьи между постами к.Акджар и Кокбулак с помощью критериев Стьюдента и Фишера на 5%-ном уровне значимости показала возможность объединения в один статистический ряд данных наблюдений в четырех створах - Акджар, Кзылкишлак, Чиназ и Кокбулак.

К такому же выводу можно прийти, анализируя расположение точек в поле координат $\Sigma u = f(x)$.

Уравнение регрессии общего ряда (69 членов) имеет вид $\Sigma u = 0{,}93\,x + 36$; коэффициент корреляции равен 0,84.

Отклонения измеренных величин минерализации от линии регрессии в 49% случаев меньше 100 мг/л, в 87% – они меньше 200 мг/л и в 10% – превышают $0{,}674\,\sigma_{\Sigma u}$.

Из анализа хронологического хода измеренных величин минерализации и электропроводности на протяжении всего исследуемого участка р.Сырдарьи следует, что резкие отклонения ($> 0{,}674\sigma$) значений минерализации от линии регрессии $\Sigma u = f(x)$ связаны, вероятнее всего, с грубыми ошибками, допущенными при анализе проб.

Если исключить эти данные из дальнейших расчетов, то уравнение регрессии $\Sigma u = f(x)$ по оставшимся 62 членам ряда примет вид

$$\Sigma u = 0{,}996_x - 65.$$

Коэффициент корреляции этой связи равен 0,94; отклонения измеренных значений минерализации от линии регрессии в среднем равны 89 мг/л; в 58% случаев они меньше 100 мг/л, а в 97% – меньше 200 мг/л. Следовательно, располагая сведениями о ежедневных значениях электропроводности и пренебрегая внутрисуточным ходом минерализации, с такой точностью можно перейти от единичных измеренных величин минерализации к ее ежедневным средним суточным значениям.

При переходе от средних суточных к средним месячным значениям минерализации погрешность уменьшается на порядок и составляет в среднем 16 мг/л. В 61% случаев она не превышает 20 мг/л, а в 91% случаев – меньше 20 мг/л. Следовательно, располагая ежедневными значениями электропроводности, можно достаточно надежно оценивать средние за месяц значения минерализации.

Убедившись в надежности эталонного метода расчета, проанализируем достоверность других методов, наиболее распространенных в практике гидрологических расчетов.

Для этого сопоставим средние месячные (взвешенные по стоку) значения минерализации воды р.Сырдарьи по 61 месяцепункту (за время работы экспедиции в перечисленных выше пунктах), полученные по электропроводности и другими методами (табл. 2, рисунок). Наиболее распространенным в практике гидрологических и водохозяйственных расчетов является метод, основанный на отождествлении среднего месячного значения минерализации с единичным измерением ее в текущем месяце (x_i). По сравнению с эталонным этот метод в 28% случаев дает погрешность расчета средней месячной величины минерализации, превышающей $0{,}674\,\sigma_{\Sigma u}$; в 72,5% случаев отклонения не превышают 200 мг/л, а в 10% случаев могут быть больше 400 мг/л.

Аналогичные результаты дает метод линейной интерполяции между измеренными значениями минерализации (x_2) (табл. 2). Оба метода (так называемые "прямые") сравнительно хорошо характеризуют среднюю месячную минерализацию при плавном изменении минерализации во времени и отсутствии грубых ошибок измерений. К аналогичному выводу относительно применения прямого метода приходит В.В.Цыркунов /4/. В противном случае погрешность может быть велика. Так,например, в сентябре 1978 г. в створе с.Чиназ измеренное значение минерализации составило 744 мг/л, а средняя (взвешенная по стоку) величина Σ_u по электропроводности равна 1467 мг/л . Столь резкое расхождение в величинах минерализации (723 мг/л, или 50%) связано, скорее всего,

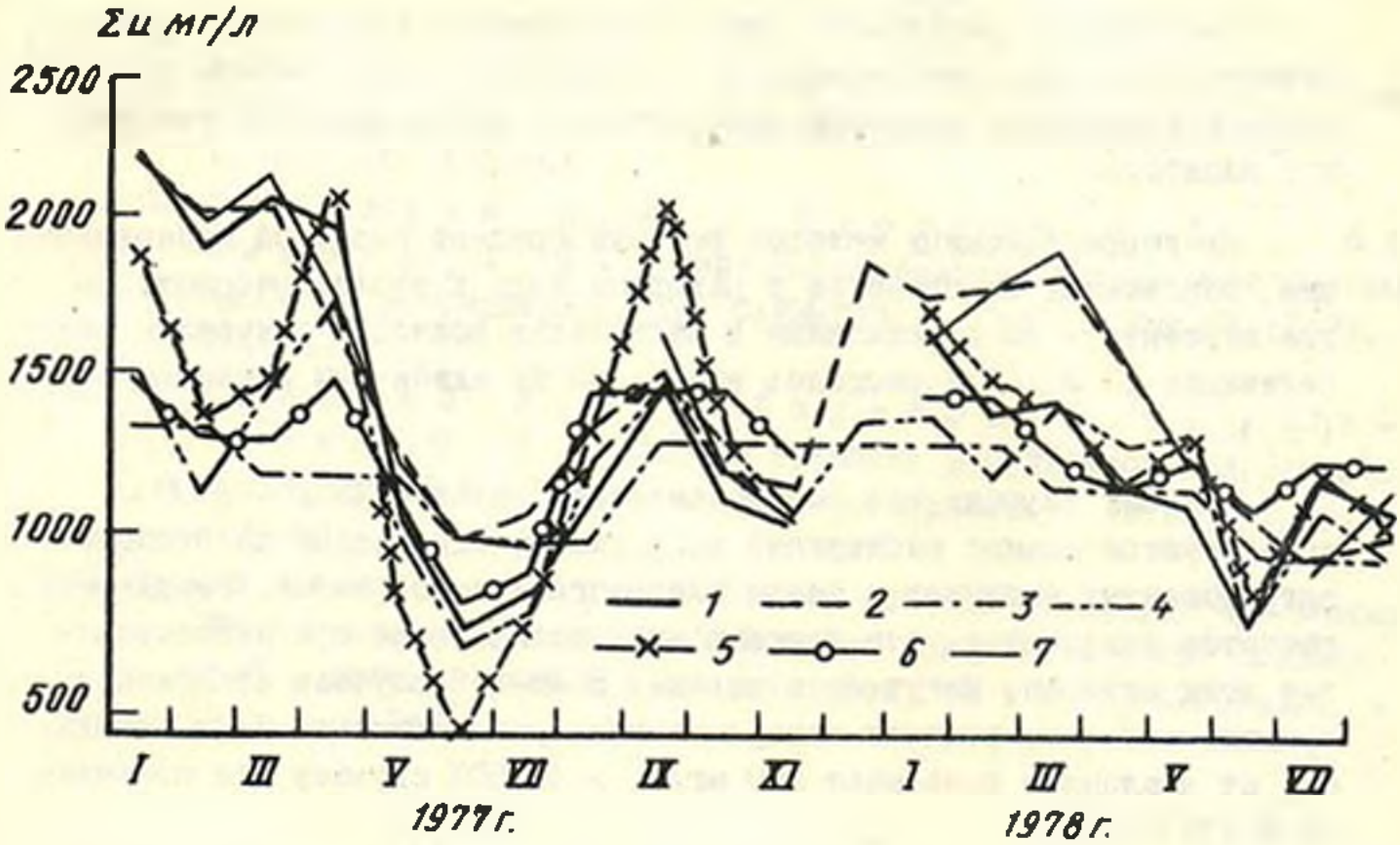
Таблица 2

Число случаев (%) отклонений средних месячных значений минерализации, полученных разными методами, от эталонного

Метод расчета	Среднее отклонение, мг/л	Число случаев (%) с погрешностью > 0,674 σ_{z_u}	Число случаев с погрешностью в интервале, мг					
			0-50	51 - 100	101 - 200	201 - 300	301 - 400	>400
1	171	27,6	19,0	25,9	27,6	12,1	5,2	10,2
2	142	29,4	18,0	16,4	29,5	23,0	4,9	8,2
3	274	50,8	11,5	8,2	27,9	21,3	6,6	24,5
4	224	42,5	14,8	14,8	22,9	21,3	9,8	16,4
5	276	50,0	21,8	6,3	18,8	18,8	21,8	12,5
6	224	42,5	14,7	19,7	18,1	14,7	11,5	21,3

Примечание: 1 - среднее месячное значение минерализации принимается равным измеренной в данном месяце величине; 2 - метод линейной интерполяции между измеренными значениями минерализации; 3 - среднее арифметическое из измеренных значений минерализации за весь расчетный период, ранжированных по фазам гидрологического режима; 4,5 - концентрация получена по зависимости от расхода воды для всего расчетного периода с учетом фаз гидрологического режима; в первом случае (x_u) по Σ_u , осредненным в интервалах водности, во втором - по единичным измерениям; 6 - значение минерализации 50%-ной обеспеченности в заданном интервале водности (по среднему месячному расходу воды).

с ошибками химического анализа или с экстремальными условиями в период отбора пробы. Большие погрешности могут возникнуть также при резком изменении стока и минерализации. Так, в августе 1977 г. при резком повышении минерализации в створе Кзылкишлак проба на химичес-



Хронологический ход средних месячных величин минерализации воды р. Сырдарья в створе кишл. Акджар, полученных различными методами:

I – по электропроводности (эталон); 2 – методом линейной интерполяции между измеренными величинами; 3 – арифметическим осреднением измеренных величин по фазам гидрологического режима; 4 – по кривым $\Sigma u = f(Q)$, полученным по осредненным в интервалах водности значениями минерализации; 5 – по кривым $\Sigma u = f(Q)$, полученным по единичным измерениям; 6 – по эмпирическому распределению измеренных величин минерализации (50%-ная обеспеченность); 7 – отождествление измеренных значений минерализации средним месячным

кий анализ воды отобрана при высоких значениях Σu, а в створе Чиназ – при низких. В обоих случаях погрешность расчета средней месячной величины по принятой методике (I и 2) была велика – больше 200 мг/л.

Вместе с тем эти методы позволяют оценить изменения минерализации в конкретные годы.

Используемый довольно часто в практике метод арифметического осреднения измеренных значений минерализации (3), с учетом фаз гид-

рологического режима или за год в целом, дает существенные погрешности для оценки средней месячной минерализации конкретных лет (табл. 2, рисунок). Более чем в 50% случаев погрешности превышают 0,674 $\sigma_{\Sigma_м}$, в 52% случаев они больше 200 мг/л. В отдельные месяцы отклонения могут достигать 700-800 мг/л.

Аналогичные результаты дает использование для расчета минерализации конкретных лет метода, основанного на эмпирическом распределении измеренных значений минерализации (6) в заданных интервалах водности.

Из корреляционных методов расчета средней месячной минерализации, основанных на связи ее с расходами воды в русле, рассмотрены два варианта - по осредненным в интервалах водности значениям минерализации ($x_ч$) и расходов воды и по их единичным измерениям (x_s).

В обоих случаях для построения зависимостей $\Sigma_м = f(Q)$ используются данные наблюдений за периоды, однородные по степени антропогенных нагрузок и фазам гидрологического режима. Результаты расчетов показывают, что погрешности, возникающие при использовании этих методов, могут быть велики. В 48-53% случаев отклонения средних месячных величин минерализации, рассчитанных этими методами, от эталонных превышают 200 мг/л, в 42-50% случаев они превышают 0,674 $\sigma_{\Sigma_м}$.

Проведенное исследование позволяет сделать следующие выводы.

В условиях интенсивного использования водных ресурсов, когда речной сток и минерализация воды резко колеблются во времени, ни один из используемых на практике методов расчета средней месячной минерализации по данным единичных измерений не позволяет сделать это с приемлемой точностью.

Наиболее близки к фактическим результаты прямых методов - линейной интерполяции между измеренными значениями минерализации и отождествление последних со средними месячными значениями. Однако при резких в течение месяца колебаниях расходов и минерализации, а также при грубых ошибках анализов эти методы могут приводить к большим погрешностям в расчетах. В таких условиях предпочтительнее метод расчета минерализации в среднем за месяц (или более длительный период), основанный на связи ее с электропроводностью воды. Для реализации этого метода необходимы ежедневные измерения электропроводности и, в качестве реперных, измерения химического состава воды в количестве, необходимом для статистического обоснования связи

$\Sigma_u = f(Q)$. В современных условиях назрела необходимость постановки таких наблюдений на реках, сток которых интенсивно используется в хозяйстве.

Список литературы

I. Алекин О.А., Бражникова Л.В. Методы расчета ионного стока// Гидрохимические материалы. – 1963. – Т. 35. – С. 135-148.
2. Горелкин Н.Е., Нурбаев Д.Д., Ядрикова Л.П. Электропроводность водных масс водоемов бассейна р. Сырдарьи// Тр. САРНИГМИ. – 1979. – Вып.61 (142). – С.46-54.
3. Павелко В.Л., Тарасов М.Н., Павелко И.М. Оценка точности результатов гидрохимических наблюдений// Гидрохимические материалы. – 1977. – Т.65. – с.79-88.
4. Циркунов В.В. Расчет ионного стока рек при помощи ЭВМ и оценка его точности// Вопросы гидрологии суши. Доклады конф. молодых ученых и специалистов.–Л.: Гидрометеоиздат. – 1985. – С.151-154.

Ф.Э.РУБИНОВА, А.Г.ШУЛЬЦ

ЗАТРАТЫ СТОКА НА ИСПАРЕНИЕ С ВОДНОЙ ПОВЕРХНОСТИ ВОДОХРАНИЛИЩ В БАССЕЙНЕ АРАЛЬСКОГО МОРЯ

В условиях острого дефицита водных ресурсов для эффективного их использования необходимо знать сложившуюся в бассейне структуру затрат речного стока.

Одним из видов ежегодно возобновляемых антропогенных потерь стока является испарение с водной поверхности водохранилищ. Рост орошаемых площадей и повышение их водообеспеченности сопровождается интенсификацией использования водных ресурсов, которая на определенном этапе уже невозможна без регулирования стока в водохранилищах.

К началу 60-х годов площадь водной поверхности водохранилищ при наполнении их /I/ до НПУ (нормальный подпорный уровень) в бассейнах Сырдарьи и Амударьи составляла соответственно 0,52 и 0,30 тыс.км^2; к началу 70-х годов она возросла соответственно до I,5I и

0,46 тыс. км^2. В современных условиях (1985 г.) площадь водной поверхности водохранилищ в регионе при наполнении до НПУ составляет 3,30 тыс. км^2 (в том числе 1,84 тыс. км^2 в бассейне Сырдарьи и 1,46 тыс. км^2 - в бассейне Амударьи).

Средняя за год площадь водной поверхности водохранилищ существенно ниже (табл. 1). Однако и она возросла с 0,39 тыс. км^2 в начале 60-х годов до 1,80 тыс. км^2 в 1981 - 1985 гг.

По высотным зонам испаряющая поверхность водохранилищ в этот период расположена следующим образом: 10,5% - выше отметки 1000 м, 31,6% - от 500 до 1000 м и 57,9% - ниже 500 м над ур.м.

С ростом водной поверхности водохранилищ увеличиваются и затраты стока на испарение (табл. 2). Затраты речного стока на испарение с водной поверхности водохранилищ (так называемое "видимое" испарение) равны разности между испарением (E) и атмосферными осадками, выпадающими на площадь зеркала (x). Для расчета использована стандартная средняя месячная информация об элементах водного баланса водохранилищ, публикуемая среднеазиатскими управлениями по гидрометеорологии.

Затраты стока на испарение с поверхности Тудакульского и Талимарджанского водохранилищ приняты по данным институтов Узгипроводхоз и Средазгипроводхлопок.

Испарение с водной поверхности Южносурханского, Учкызылского, Пачкамарского, Андижанского и Джизакского водохранилищ можно оценить ориентировочно по средним многолетним данным по карте испарения /2/ и слою атмосферных осадков по ближайшему пункту наблюдений с учетом средней за расчетный период площади зеркала водной поверхности водохранилища. Последняя получена как среднее арифметическое из ее средних месячных значений, снятых с кривых зависимости площади от уровня воды в водохранилище.

Затраты на испарение, оцененные таким образом, несколько завышены, так как максимальные значения испарения и площади зеркала водохранилища не совпадают во времени. Однако это не должно существенно отразиться на достоверности оценки затрат стока на испарение с водной поверхности водохранилищ в целом по региону, так как суммарная площадь водной поверхности перечисленных водохранилищ (1981 - 1985 гг.) составляет лишь 4% площади зеркала всех водохранилищ региона.

Затраты стока на испарение с водной поверхности водохранилищ в бассейне Сырдарьи возросли с 0,48 км^3/год в 1961 - 1965 гг. до 0,83 км^3/год в 1981 - 1985 гг. (табл. 2). В бассейне Амударьи за тот же период потери на испарение увеличились с 0,04 до 0,69 км^3/год.

Таблица I

Средняя годовая площадь водного зеркала водохранилищ, км^2

Водохранилище	Отметка НПУ, м	Период, годы				
		1961 - 1965	1966 - 1970	1971 - 1975	1976 - 1980	1981 - 1985
Бассейн р. Сырдарьи						
Кайраккумское	347	335	403	344	328	375
Чардаринское	252	-	641	515	465	489
Токтогульское	905				134	192
Андижанское	808				9,5	29,4
Уртатокайское	1128	-	3,36	2,30	2,45	1,97
Чарвакское	890			12,7	24,0	22,1
Ахангаранское	1067				1,88	2,35
Тюябугузское	394	(10)	10,3	10,1	12,6	12,3
Джизакское	371			(5,4)	6,5	4,9
Всего в бассейне		345	1058	890	984	1129
Бассейн р. Амударьи						
Тюямуюнское	116					257
Тудакульское	222			133	(136)	140
Талимарджанское	400				30,8	47,4
Каттакурганское	511	42,4	48,7	47,5	55,5	56,8
Кушмазарское	238		14,3	13,9	14,5	14,5
Чимкурганское	488		22,0	21,2	25,2	24,1
Нурекское	910			(36)	68,8	84,4
Пачкамарское	676		(3,0)	3,7	3,2	3,6
Учкызылское	322	(5,8)	(5,8)	(5,8)	(5,8)	5,78
Южносурханское	416		(40,8)	37,6	39,4	34,0
Всего в бассейне		48,2	135	299	379	668
Всего в регионе		393	1193	1189	1363	1797

Таблица 2

Затраты стока (сумма за год) на испарение с водной поверхности водохранилищ, млн. м^3

Водохранилище	Источник питания	"Видимое" испарение (млн.м^3) в среднем за период				
		1961 - 1965	1966 - 1970	1971 - 1975	1976 - 1980	1981 - 1985
Бассейн р. Сырдарья						
Кайраккумское	Сырдарья	453	437	335	300	344
Чардаринское	"	21	606	389	327	327
Токтогульское	Нарын				73,7	106
Андижанское	Карадарья				8,1	25,0
Уртатокайское	Кассансай	(0,83)	(-0,13)	(0,09)	(0,80)	(1,15)
Чарвакское	Чирчик			(13,0)	(20,2)	15,9
Ахангаранское	Ахангаран				1,58	1,97
Тюябугузское	"	(7,0)	7,39	9,65	8,24	7,64
Дизакское	Санзар			4,48	5,40	4,07
Всего по бассейну		482	1050	751	745	833
Бассейн р. Амударья						
Тюямуюнское	Амударья					(314)
Тудакульское	Амударья, Зеравшан			172	175	181
Талимарджанское	Амударья				51,3	71,1
Нурекское	Вахш			(12,8)	(24,4)	30,0
Каттакурганское	Зеравшан	(23,4)	30,6	24,6	(13,4)	18,6
Кушмазарское	"	(14,9)	14,5	13,9	(14,2	15,1)
Чимкурганское	Кашкадарья		(14,7)	20,8	(16,9)	(16,1)
Пачкамарское	Гузардарья		1,89	2,33	2,02	2,27
Учкызылское	Сурхандарья	(6,8)	(6,8)	(6,8)	(6,8)	(6,8)
Южносурханское	"		(39,6)	36,5	38,2	33,0
Всего по бассейну		45,1	108	290	342	688
Всего в регионе		527	1158	1041	1087	1521

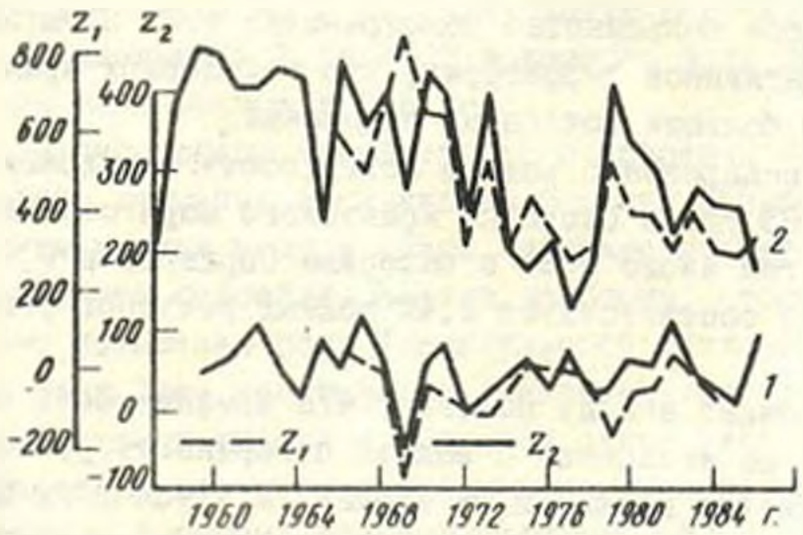
в целом же по региону – с 0,53 до I,52 км^3/год. Во второй половине 60-х годов этот вид потерь стока в регионе удвоился, а в начале 80-х годов утроился относительно начала 60-х и составил 2,6% суммарных затрат стока в бассейне Сырдарьи и I,I% в бассейне Амударьи.

Львиная доля потерь стока на испарение с водной поверхности водохранилищ приходится на равнинную территорию: 679 млн.м^3 в бассейне Сырдарьи и 658 млн.м^3 – в бассейне Амударьи.

Только с поверхности Кайраккумского, Чардаринского, Тюямуюнского и Тудакульского водохранилищ ежегодно (I98I – I985 гг.) теряется в среднем I,26 км^3 воды, что составляет 70% потерь на испарение всеми водохранилищами.

С поверхности предгорных водохранилищ (отметка НПУ выше 500 м) за год в среднем испаряется I80 млн.м^3 воды, или II,9% потерь на испарение всеми водохранилищами, или 0,2% водных ресурсов региона в год средней водности.

В зависимости от степени наполнения и сработки водохранилища, эксплуатационных особенностей отдельных лет, а также метеорологических условий (атмосферные осадки на площадь зеркала, температура воздуха и солнечная радиация) потери стока на испарение с водной поверхности водохранилищ могут колебаться в значительных пределах (рисунок).



Хронологический ход сезонных колебаний испарения (за вычетом атмосферных осадков) с водной поверхности Кайраккумского (z_2) и Чардаринского (z_1) водохранилищ:

I – ноябрь–апрель, 2 – май–октябрь

Анализ временной изменчивости затрат стока на испарение, выполненный для Кайраккумского водохранилища, показал, что коэффициент вариации испарения C_v за период май – октябрь равен 0,30, а за ноябрь – апрель – 0,48.

Среди большого числа факторов, обусловливающих изменения от года к году потерь стока на испарение, основными являются запасы влаги (площади водного зеркала) и энергетические ресурсы (приток солнечной радиации и адвекция тепла). В связи с этим временная изменчивость потерь стока на испарение с поверхности водохранилищ анализировалась как функция двух переменных - площади водного зеркала F и температуры воздуха t по ближайшей к водохранилищу метеостанции. Последний аргумент принят в качестве индекса изменчивости энергетических ресурсов. В качестве объекта исследования принято Кайракумское водохранилище с периодом наблюдений 28 лет. Регрессионный анализ показал, что доля вклада второго аргумента ничтожно мала (0,03) по сравнению с первым (0,97). Следовательно, затраты стока на испарение с водной поверхности водохранилища определяются главным образом площадью водного зеркала. Уравнение, связывающее затраты стока на испарение с водной поверхности водохранилища с площадью его зеркала имеет вид: $z = 0,89 F + 37,0$, где z - испарение (млн.м^3), F - площадь зеркала (км^2) в среднем за период май - октябрь.

Выводы

I. В последние IO - I5 лет в бассейне Аральского моря резко увеличилась площадь водной поверхности водохранилищ.

2. Подавляющее большинство водохранилищ (90% площади зеркала) расположены на равнинной территории, что в условиях аридного климата обусловливает большие потери на испарение.

3. Видимое испарение с водной поверхности водохранилищ в среднем за I98I - I985 гг. в бассейне Аральского моря составило I,52 км^3/год (в том числе 0,83 в бассейне Сырдарьи и 0,69 в бассейне Амударьи), что соответствует I,4% водных ресурсов региона в год средней водности.

4. Регрессионный анализ показал, что изменчивость вегетационных затрат стока на испарение с водной поверхности равнинных водохранилищ определяется площадью их зеркала и в условиях Средней Азии практически не зависит от средней за вегетацию температуры воздуха.

Список литературы

I. Никитин А.М. Водные ресурсы и водный баланс озер и водохранилищ Средней Азии//Тр. САНИИ Госкомгидромета СССР. - Вып.I08(I89). - I986. - 95 с.

2. Никитин А.М. Озера Средней Азии, Л.: Гидрометеоиздат. - I987. - I05 с.

И.Я.НИКОЛИШИН, А.М.НИКИТИН
О.Г.МАКСИМОВА, Г.Д.ШАБУНИН,
Е.И.ГРОШЕВА

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ МИКРОЭЛЬМЕНТНОГО СОСТАВА ВОД БАССЕЙНА ОЗ. ИССЫК-КУЛЬ

Озеро Иссык-Куль расположено в горной системе Северного Тянь-Шаня на высоте 1607 м и является одним из уникальнейших горных водоемов. Обширная Иссык-Кульская котловина площадью 21891 км^2, имеющая широтное простирание, ограниченная с севера хр. Кунгей-Ала-Тоо и с юга хр. Терский-Ала-Тоо, характеризуется орографической замкнутостью и как следствием этого неблагоприятными условиями воздухо- и влагообмена.

Центральная зона котловины занята незамерзающим, солоноватым, глубоким водоемом, площадью 6236 км^2, объемом водной массы 1738 км^3, длиной 178 км, наибольшей шириной 60 км и наибольшей глубиной 668 м /6, 7/.

Высокогорные зоны хребтов характеризуются значительным оледенением (площадь 650, 4 км^2, объем водной массы ледников 48 км^3), в котором формируется сток более 100 питающих озер рек. Водные ресурсы котловины оцениваются в 3,72 км^3, при этом основное поступление воды в озеро осуществляется по 54 рекам снегово-ледникового и ледниково-снегового питания /1/. В настоящее время значительная часть стока рек при выходе их на Прииссыккульскую равнину разбирается на орошение, и по данным МСВХ КиргССР водозабор воды на народнохозяйственные нужды оценивается в 1,5 км^3.

На современном этапе хозяйственного освоения бассейна оз.Иссык-Куль особого внимания заслуживает решение вопросов по предотвращению падения уровня воды в озере, а также по загрязнению водных систем и воздушного бассейна. Велики проблемы, стоящие в плане перспективного повышения роли Иссыккульской котловины в рекреационных целях. В ближайшее десятилетие Прииссыккулье станет одной из крупнейших всесоюзных здравниц и в этой связи уже сейчас планируются и претворяются в жизнь охранные мероприятия по сохранению уникальных природных богатств этого региона /7, 8/.

В этой связи задача рационального комплексного использования природных ресурсов и оценка уровня и динамики загрязнения бассейна оз.Иссык-Куль являются весьма актуальными и своевременными.

Необходимо подчеркнуть, что в последние годы задача оценки глобального распространения загрязняющих веществ антропогенного характера приобретает все бо́льшую значимость. Для выделения антропогенных изменений на фоне естественных природных процессов, для оценки и прогноза состояния природной среды в настоящее время создается Глобальная система мониторинга окружающей среды. Особую

опасность для водных объектов представляют не свойственные природе вещества антропогенного происхождения, трансформация которых вследствие естественных процессов оказывается невозможной. Это вещества, оказывающие отрицательное физиологическое, в том числе токсическое воздействие на биоту. Характерными представителями этой группы веществ являются тяжелые металлы. Наряду с антропогенными поступлениями все они возникают при природных процессах и входят в естественный состав биосферы. Тяжелые металлы поступают в атмосферу в виде аэрозолей. Исключение составляет только ртуть, она часто поступает в виде паров. После выпадения на поверхностные воды, чаще всего с атмосферными осадками, эти металлы практически не возвращаются в атмосферу. По существу все тяжелые металлы являются приоритетными загрязнителями и индикаторами состояния природных сред. Их ПДК лежат в пределах I-2 мкг/л, тогда как основное количество нормируемых веществ в водных средах имеют ПДК от 0,I до I,0 мкг/л /2/.

Озеро Иссык-Куль оказывает большое влияние на состояние всех окружающих экосистем. В виду того, что оз. Иссык-Куль является бессточным водоемом, увеличивается опасность возникновения необратимых процессов даже при малом воздействии антропогенеза. Следует также подчеркнуть, что основные термодинамические процессы в водной массе озера протекают в деятельном слое воды толщиной I00 м. Ниже этой глубины водная масса находится в стационарном состоянии. Температура воды здесь меняется незначительно: от 4^{0} на глубине I00 м до $3,8^{0}$С на глубине 650 м.

В последнее время возрастает рекреационное значение озера, что ставит определенные проблемы по контролю над его загрязнением. Для определения содержания тяжелых металлов в природных водах бассейна оз. Иссык-Куль использовался радиоаналитический метод, основанный на субстехиометрическом изотопном разбавлении с использованием радионуклидов /3/.

На основе данных, полученных при полевых исследованиях, были рассчитаны средние концентрации шести элементов: мышьяка, сурьмы, ртути, цинка, ванадия и кадмия в оз.Иссык-Куль и впадающих в него реках, а также концентрации этих элементов в атмосферных осадках и снеге. Подсчитано общее количество элементов, поступающее ежегодно с атмосферными осадками и поверхностными водами и содержащееся в озере.

Отбор проб воды из озера проводился на восьми вертикалях профиля проложенного от северного (район г.Чолпон-Ата) к южному побережью.

Для определения концентрации тяжелых металлов в речной воде бассейна оз. Иссык-Куль был организован объезд озера, в результате чего отобраны пробы из I6 рек, расход воды которых составлял в дан-

ный период не менее 2,5 л/с. Данные по содержанию тяжелых металлов в притоках оз. Иссык-Куль приведены в табл. I.

Таблица I

Содержание микроэлементов в реках, впадающих в оз.Иссык-Куль

Приток	Средний многолетний сток, м³/с	Концентрация элементов, 10^{-6} г/л					
		As	Sb	Hg	Zn	V	Cd
Турасу	3,08	0,767	0,223	0,250	5,293	0,130	0,167
Актерек	4,35	0,867	0,220	0,273	5,473	0,193	0,103
Тон	2,04	0,990	0,150	0,173	5,857	0,150	0,100
Тоссор	2,28	1,040	0,177	0,347	6,497	0,180	0,130
Барскаун	4,04	0,810	0,167	0,217	6,233	0,120	0,133
Чон-Джартылчак	2,28	1,243	0,120	0,423	7,133	0,163	0,153
Аксай	2,95	1,507	0,170	0,390	4,703	0,227	0,173
Джууку	6,18	0,712	0,160	0,323	5,197	0,233	0,160
Чон-Кызылсу	4,74	1,030	0,233	0,220	6,190	0,173	0,173
Джергалан	22,2	0,673	0,090	0,400	6,053	0,187	0,120
Каракол	6,74	1,077	0,187	0,230	6,170	0,130	0,127
Джетногуз	5,86	1,170	0,167	0,243	6,033	0,193	0,137
Тюп	11,1	3,440	0,490	0,433	5,623	0,240	0,120
Карасу	1,94	0,837	0,207	0,303	5,267	0,093	0,117
Акоу	2,89	0,733	0,120	0,380	6,283	0,137	0,140
Чон-Акоу	5,09	0,830	0,160	0,237	5,223	0,150	0,157

Результаты, полученные при анализе проб озерной воды, были определены по вертикали и по трем зонам - две прибрежных с глубинами до 150 м (вертикали 1 - 2; 7 - 8) и одна глубоководная (вертикали 3 - 6) (табл. 2).

Полученные при анализе проб результаты концентраций шести элементов позволяют выявить некоторые закономерности распределения тяжелых металлов по глубине оз. Иссык-Куль.

Для прибрежных участков (глубина до 100 м) характерно уменьшение концентраций с увеличением глубины (рис. 1), за исключением сурьмы, концентрация которой незначительно увеличивается от глубины 50 м и до 100 м в северной прибрежной зоне. Такое понижение концентраций с глубиной связано с интенсивным перемешиванием и перераспределением вещества в деятельном, с точки зрения термодинамических процессов и жизнедеятельности организмов, слое воды до глубин 100 м. На поверхности озера наблюдается повышенная концентра-

ция, что можно объяснить интенсивным испарением, к тому же значительная часть микроэлементов попадает в озеро с атмосферными осадками.

Таблица 2

Содержание микроэлементов в воде оз. Иссык-Куль

Глубина, м	Концентрация элементов, 10^{-6} г/л					
	As	Sb	Hg	Zn	V	Cd
Прибрежная северная зона (вертикаля I – 2)						
0	2,312	0,156	0,329	8,222	0,125	0,245
25	1,894	0,142	0,310	7,658	0,128	0,183
50	1,685	0,118	0,248	6,752	0,123	0,134
100	1,177	0,130	0,207	5,200	0,077	0,100
Глубоководная центральная зона (вертикали 3 – 6)						
0	2,660	0,175	0,248	6,594	0,112	0,142
50	2,221	0,142	0,212	5,211	0,485	0,297
100	1,455	0,147	0,189	4,956	0,090	0,111
300	1,940	0,149	0,233	4,685	0,081	0,112
600	2,923	0,355	0,287	5,930	0,208	0,200
Прибрежная южная зона (вертикаля 7 – 8)						
0	4,374	0,264	0,345	7,956	0,165	0,285
25	4,397	0,248	0,315	7,640	0,134	0,222
50	3,958	0,186	0,295	6,807	0,120	0,186
100	2,950	0,173	0,193	5,707	0,127	0,133

Концентрация металлов в приповерхностном слое в прибрежных зонах выше, чем в центральной части озера. Вероятно, здесь влияют бытовые выбросы санитарно-курортной зоны на северном побережье и источники термальных вод на южном побережье.

Также можно отметить, что в связи с большим поступлением поверхностных вод на юго-восточном побережье и большим количеством осадков на водную поверхность озера, привносится повышенное количество микроэлементов, что и влияет на их концентрации в этой зоне.

В центральной части озера пробы отбирались до глубины 600 м. Начиная с глубины 100 м концентрация всех шести металлов возрастает и достигает максимальных величин на глубине 600 м (рис. 2). Однако у кадмия и ванадия на глубине 50 м наблюдаются резкие пики, что, возможно, является следствием локальных кратковременных загрязнений.

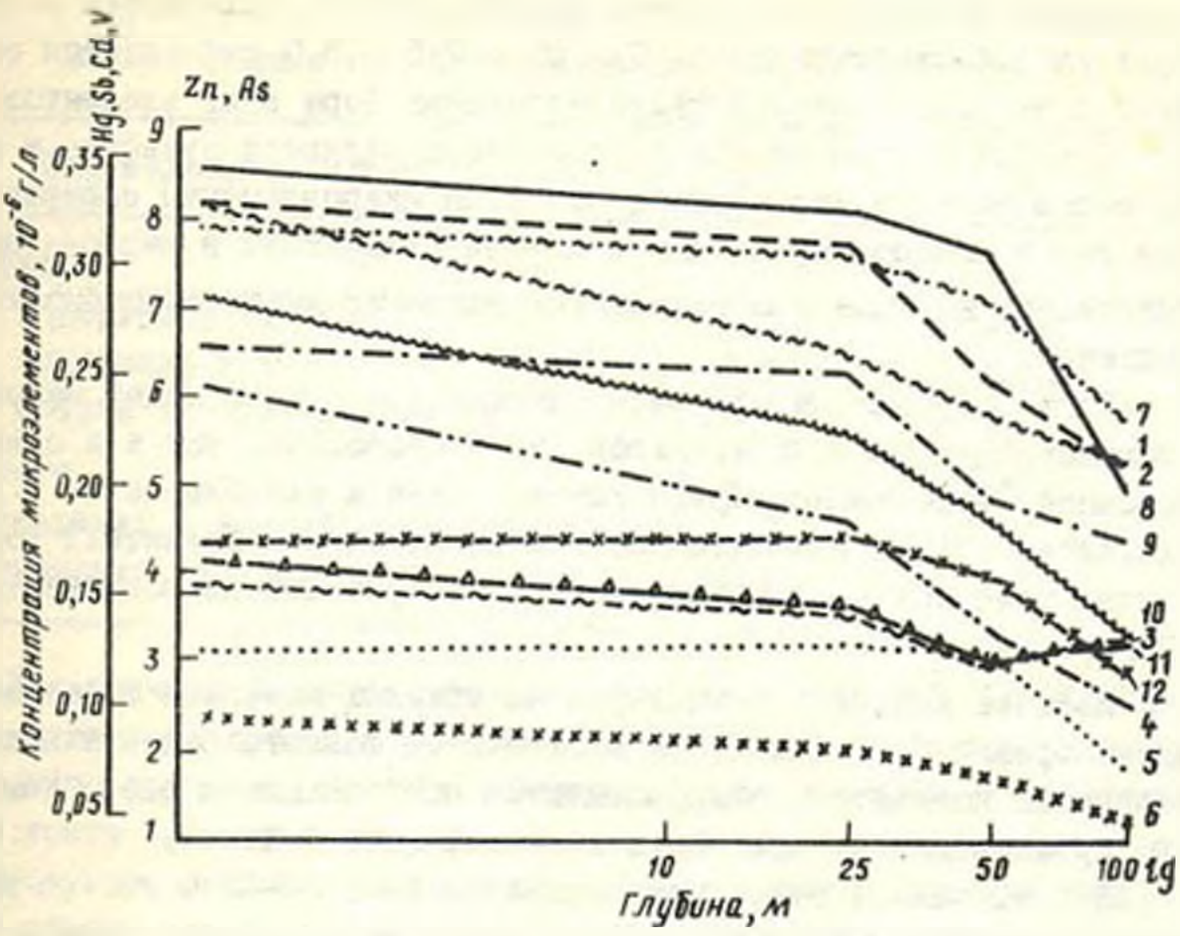


Рис. I. Распределение микроэлементного состава прибрежных зон оз. Иссык-Куль:

вертикали I, 2 (I – Zn ; 2 – Hg ; 3 – Sb ; 4 – Cd ; 5 – V 6 – As ; вертикали 7–9 (7 – Zn ; 8 – Hg ; 9 – Sb ; I0 – Cd ; II – V ; I2 – As)

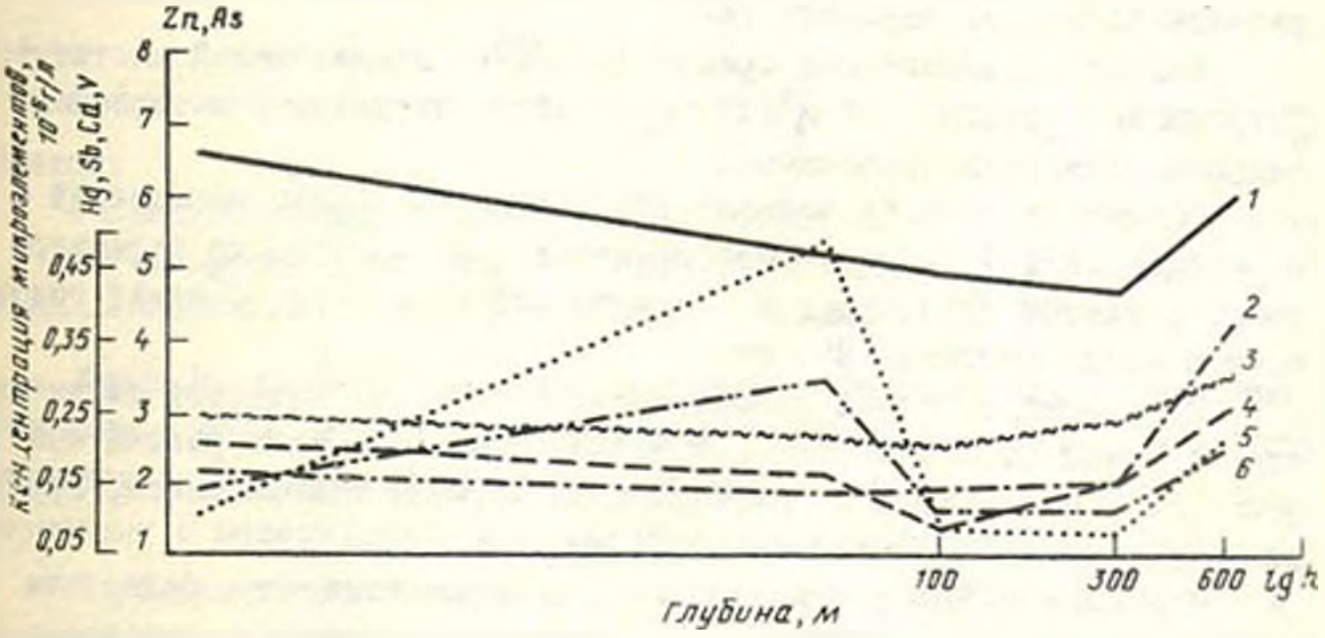


Рис. 2. Распределение микроэлементов состава глубоководной зоны оз. Иссык-Куль:

вертикали 3 – 6 (I – Zn ; 2 – Sb ; 3 – Hg ; 4 – As ; 5 – V ; 6 – Cd)

Такие металлы, как ртуть, мышьяк, сурьма, содержатся в воде в форме хлоридных комплексов. При pH = 7,5 - 8,0 наблюдается соосаждение с частицами взвеси гидролизованных форм этих элементов.

Преобладающими ионами в воде озера являются сульфаты и хлориды, много также и карбонатов, при этом микроэлементы содержатся в воде как в ионной форме, так и в виде сульфатных и карбонатных комплексов, которые в определенных условиях имеют способность к осаждению.

Таким образом, в глубинных частях озера происходит накопление и концентрация тяжелых металлов как в свободном, так и в связанном состоянии. Естественно предположить также и накопление их в донных отложениях, тогда возможны явления вторичного загрязнения вод озера, что тоже подтверждается высоким содержанием микроэлементов на глубине.

Наличие данных о концентрациях тяжелых металлов в различных водных средах бассейна озера и элементов водного баланса позволило рассчитать количество микроэлементов поступающих в озеро тем или иным путем водах и определить их содержание в озере.

Водный баланс озера рассчитывался за 1966-1985 гг. по данным Киргизского УГМ и ММВХ КиргССР. Поверхностный приток воды в озеро (39,4 $м^3/с$) был принят по данным учета стока на 25 гидрологических постах Киргизского УГМ и 59 постах эксплуатационной гидрометрии ММВХ с учетом забора воды на орошение и водохозяйственные нужды. Подсчет стока с площади водосбора, не учитываемый гидрометрическим путем, был выполнен по зависимостям $M = f(H)$, построенным для районов различной водности /4/.

Приток подземных вод принят по данным исследований института "Киргизгипроводхоз" (61 $м^3/с$), который согласуется с материалами гидрогеологических наблюдений.

Осадки на площадь зеркала рассчитаны по данным наблюдений 5 метеостанций и 7 постов, расположенных равномерно по периметру озера с учетом тяготеющих к ним площадей акватория. Средний годовой слой осадков составил 286 мм.

Испарение с водной поверхности, которое по существу является единственной расходной статьей водного баланса, было рассчитано по формулам ГГИ для летнего периода и по формуле Браславского, Нургалиева для зимнего и составило 914 мм.

С 1966 по 1985 г. уровень воды в озере понизился более чем на 1,3 м, что составило 0,8 $км^3$. Средний уровень озера и изменение запасов воды в нем вычислялось по наблюдениям на семи озерных постах Киргизского УГМ на 1 января каждого года.

Средний годовой водный баланс оз. Иссык-Куль на современном этапе характеризуется параметрами табл. 3.

Таблица 3

Водный баланс оз. Иссык-Куль за 1966 - 1985 гг.

Составляющая баланса	км³	%
Приток:		
поверхностных вод	1,2	24,5
подземных вод	1,9	38,8
Осадки на водную поверхность	1,8	36,7
Итого	4,9	100
Испарение с водной поверхности	5,7	100
Изменение запасов воды	-0,8	

Для расчета баланса тяжелых металлов в бассейне оз. Иссык-Куль не хватает данных о концентрациях этих элементов в подземных водах, но, как нам известно, подземный сток составляет не многим более трети приходных статей водного баланса озера, а анализ колодезной воды показал наличие в пробах мышьяка и ртути в очень высоких концентрациях, поэтому можно говорить о том, что с подземными водами в озеро поступает более трети общего количества тяжелых металлов, приносимого в озеро. Данные о количествах элементов, вносимых осадками и поверхностными водами, приведены в табл. 4.

Таблица 4

Количество макроэлементов (т), поступающее в оз.Иссык-Куль

	As	Sb	Hg	Zn	V	Cd
Приход:						
с поверхностными водами	3,42	0,55	0,79	15,43	0,48	0,36
с атмосферными осадками	5,30	0,80	6,69	11,02	0,40	1,52

Озеро Иссык-Куль является бессточным, поэтому все количество вносимых в озеро веществ, в том числе и тяжелых металлов, концентрируется и накапливается в нем, что видно из сравнения масс поступающих и содержащихся в озере тяжелых металлов (табл. 5).

Так, количество мышьяка, приносимое атмосферными осадками и поверхностными водами, составляет 0,22% общей массы, содержащейся в Иссык-Куле, сурьмы - 0,4%, ртути - 1,79, цинка - 0,27, ванадия - 0,38, кадмия - 0,73%.

В настоящее время в водной массе оз.Иссык-Куль накопилось такое количество тяжелых металлов, что их ежегодный вклад, вносимый

Таблица 5

Количество микроэлементов (т), содержащееся в различных слоях оз.Иссык-Куль

Глубина, м	As	Sb	Hg	Zn	U	Cd
0 - 25	358,98	22,62	35,47	874,09	I5,27	24,68
25 - 50	4I8,70	24,70	40,82	978,2I	29,28	30,70
50 - I00	462,40	30,98	46,57	II65,49	35,34	33,26
I00 - 300	II62,04	93,92	I28,98	32I6,28	58,85	7I,68
300 - 600	I549,9I	I60,60	I66,34	3382,79	9I,77	99,42
Всего	3952,00	332,80	4I8,I8	96I6,86	230,5I	258,9I

осадками и поверхностными водами (табл. 6), в общую массу содержащуюся в озере, составляет лишь десятые доли процента. Но для прибрежных участков и поверхностного слоя этот вклад играет существенную роль и является индикатором динамики загрязнения рекреационных зон оз. Иссык-Куль.

Таблица 6

Вклад микроэлементов (%), вносимых атмосферными осадками и поверхностными водами в суммарное их количество, содержащееся в озере

Микроэлемент	Осадки	Поверхностные воды
Мышьяк	0,I3	0,09
Сурьма	0,24	0,I6
Ртуть	I,60	0,I9
Цинк	0,II	0,I6
Ванадий	0,I7	0,2I
Кадмий	0,59	0,I4

Аналогичные работы по определению тяжелых металлов проводились в I982 - I983 гг. на оз. Сарычелек, расположенном на территории одноименного биосферного заповедника, находящегося в горах северо-западного Тянь-Шаня на высоте 2000 м, основным источником питания которого, как и у оз. Иссык-Куль, являются талые воды.

Сравнивая результаты исследований, можно отметить, что содержание ванадия и кадмия в оз. Сарычелек на порядок выше, чем в оз. Иссык-Куль, так как здесь существенную роль играет региональный перенос загрязняющих веществ из промышленного Ферганского комплекса, что также подтверждается высоким содержанием кадмия и в жидких осадках. Повышение в сравнении с оз. Иссык-Куль концентрации тяжелых металлов в Сарычелеке объясняется также выходом термальных вод, сильно обогащенных ртутью и сурьмой. В снежниках вокруг оз. Сарычелек также содержатся на порядок больше ртути и в четыре и два раза больше сурьмы и ванадия соответственно (табл. 7) /5/.

Таблица 7

Содержание микроэлементов в воде озер

	Концентрация элементов, 10^{-6} г/л			
	Sb	Hg	V	Cd
оз. Иссык-Куль				
Поверхностный слой воды – до 0,5 м	0,10	0,20	0,11	0,14
Атмосферные осадки	0,43	3,38	0,22	0,77
Снег	0,16	0,14	0,22	0,12
оз. Сарычелек				
Поверхностный слой воды – до 0,5 м	0,51	0,89	1,00	1,46
Атмосферные осадки	–	3,87	0,18	4,74
Снег	0,71	1,33	0,49	2,40

Выводы

В результате проведенных исследований установлены уровни содержания тяжелых металлов в водах оз.Иссык-Куль, которые указывают на относительную чистоту Иссык-Кульской котловины, так как ПДК указанных микроэлементов на несколько порядков превышают их содержание в природных водах. Вклад поступающих в озеро микроэлементов от суммарного их содержания в нем составляет десятые доли процента. Для поверхностного слоя и отдельных мелководных зон озера с глубинами до 100 м микроэлементный состав может оказывать существенное влияние на гидрохимический фон

При организации наблюдений за микроэлементным составом озера целесообразно выделять три зоны: I – глубоководную центральную, характеризующуюся пониженными концентрациями тяжелых металлов на поверхности и возрастанием их на глубинах от 100 до 600 м; 2 – юго-восточную, куда поступает наибольшее количество поверхностных вод и приходится максимум атмосферных осадков; 3 – северо-западную с сосредоточением населенных пунктов и рекреационных зон, которую отличают наименьшее количество осадков и наибольшая сухость.

Список литературы

I. Большаков М.Н. Водные ресурсы рек Советского Тянь-Шаня и методы их расчета. – Фрунзе. – 1974. – 306 с.
2. Булановская А.А. Об установлении ПДК в водной среде// Водные ресурсы. – 1984. – № 4. – С.26–31.
3. Грошева Е.И. Радиоизотопные методы в анализе объектов природной среды./ Материалы института неорганической химии АН Латв. ССР, Рига. – 1984. – С.14–19.
4. Никитин А.М. Водные ресурсы и водный баланс озер и водохранилищ Средней Азии// Тр. САНИИ Госкомгидромета СССР. – 1986. – Вып. 108(189). – 95 с.
5. Николишин А.Я. и др. Распределение и баланс растворенных форм макроэлементов в водах бассейна оз.Сарычелак./ Николишин А.Я., Воронская Г.Н., Грошева Е.И., Роне В.Ф., Никитин А.М.//Мониторинг фонового загрязнения природной среды.-Л.: Гидрометеоиздат. – 1986. – Вып. 3. – С. 168–174.
6. Озеро Иссык-Куль (Очерки по физической географии). – Фрунзе: Илим. – 1978. – 210 с.
7. Озеро Иссык-Куль и тенденции его природного развития. – Л.: Наука. – 1986. – 254 с.
8. Шнитников А.В. Иссык-Куль: природа, охрана и перспективы использования озера. – Фрунзе: Илим. – 1979. – 85 с.

Н.Е.ГОРЕЛКИН, М. МАНСИМОВ

ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ, ГИДРОХИМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ И ВОДНОСОЛЕВОЙ БАЛАНС ОЗ. САРЫКАМЫШ

На северо-западе Туркменской ССР, примыкая к Чанку Устюрт, расположено одно из крупнейших равнинных озер Средней Азии – Сарыкамыш. Котловина озера возникла на месте полого тектонического прогиба в верхнечетвертичное время. В конце плиоцена она была запол-

нена водой, образовав обширный бассейн, включавший и впадину Асаккаудан /I/.

В формировании современной котловины активное участие принимали также водноэрозионные, водноаккумулятивные, дефляционные и суффозионные процессы.

В историческое время происходило неоднократное переполнение озера водами Амударьи и сброс их по Узбою в Каспийское море, чередовавшееся периодами полного пересыхания водоема. Последние из известных прорывов р.Амударьи в Сарыкамышскую котловину, приводившие к подъему уровня в озере на 3-8 м, отмечались, по мнению А.В.Шнитникова, в 1878, 1889, 1896, 1921 и, возможно, в 1934 г. /7/. В середине 50-х годов текущего столетия дно высохшей котловины занимал крупный солончак и только в ряде понижений сохранялись горько-соленые водоемы, питавшиеся грунтовыми водами /6/.

Новый, антропогенный этап в режиме озера связан с мелиорацией Хорезмской и Ташаузской областей. Строительство магистральных коллекторов, отводящих дренажные воды с орошаемых площадей, и подключение их к древней протоке Амударьи - Дарьялыку дало постоянное подпитывание водоему и трансформировало его по типу питания в ирригационно-сбросовый.

В настоящее время ирригационно-сбросовые озера стали основным типом озер равнинной территории Средней Азии. В то же время их водный и гидрохимический режим изучен крайне недостаточно. Материалы экспедиционных исследований Киевского отделения Гидрорыбпроекта (1971 г.), Туркменского УГМ (1976, 1985 гг.), САНИГМИ (1980-1985 гг.) и данные Министерства водохозяйственного строительства СССР позволяют проследить характер изменения гидрометеорологического и гидрохимического режима оз. Сарыкамыш. Доминирующее влияние антропогенных факторов на фоне резко континентальных климатических условий формирует основные черты режима озера. Значительное влияние на особенности формирования гидрометеорологического режима оказывает морфология и внутренний водообмен в котловине.

Современная котловина озера представляет собой округлую плоскую впадину, несколько расширяющуюся к югу, сложенную озерно-мергелистыми осадками, глинисто- и мелкозернистыми песками, встречаются также щебнисто-галечниковые породы. Наибольшие глубины приурочены к центру водоема. Мощная гряда, прослеживающаяся сейчас в виде цепочки островов, делит котловину на две части: северо-восточную (относительно мелководную) и западную (глубоководную).

Пологие песчаные берега южного плёса при подъеме уровня воды в озере образуют сложное переплетение мысов, островов, заливов, большого количества отшнуровывающихся мелководных водоемов.

В отдельную морфологическую зону выделяется район впадения коллектора Дарьялык, где в результате осаждения взвешенных наносов происходит быстрое изменение конфигурации береговой линии.

Результаты промеров водоема 1976 и 1985 гг. и анализ материалов космофотоснимков позволили проследить динамику изменения морфометрических характеристик озера (табл. 1).

Таблица 1

Динамика морфометрических характеристик оз. Сарыкамыш по материалам космических снимков

Характеристика	1971 г.	1975 г.	1976 г.	1980 г.	1985 г.
Отметка уровня воды, м	-9,2	-7,60	-6,97	-4,30	-2,0
Площадь зеркала, км^2	1020	1600	1790	2800	2900
Длина, км	43,1	73,7	76,3	81,4	84,0
Ширина, км:					
наибольшая	36,1	47,3	51,7	65,3	65,4
средняя	23,7	21,7	23,5	34,4	34,5
Глубина, м:					
наибольшая	30,0	32,0	35,0	38,0	42,0
средняя	11,2	8,5	8,1	7,3	9,3
Объем воды, км^3	11,44	13,54	14,55	20,56	27,08
Длина береговой линии, км	262	486	561	585	520
Показатель:					
удлиненности	1,82	3,40	3,25	2,37	2,43
компонентности	0,66	0,46	0,45	0,45	0,53
развития акватории	2,32	3,45	3,74	3,12	2,72
относительной глубины	1,05	0,73	0,67	0,51	0,65
формы озерной чаши	0,37	0,27	0,23	0,19	0,22
открытости озера	91,5	188,2	220,9	383,5	408,6
условного динамического воздействия берегов и водной масы	3,89	3,29	3,08	4,79	5,57

По мере развития водоема, увеличения его площади и объема происходит сглаживание морфометрических характеристик озера. В настоящее время основные изменения в конфигурации водоема приурочены к южному побережью, где наиболее размываемые песчаные берега подвержены интенсивному переформированию.

Уровенный режим озера отражает характер и направленность изменения компонентов водного баланса водоема. За последние 25 лет

Сарыкамыш превратился из небольших солончаков в крупнейшее ирригационно-сбросовое озеро бассейна Аральского моря. Уровень воды при этом поднялся более чем на 35 м. Расчеты на имитационной модели показали, что наиболее интенсивный подъем уровня был характерен для первых 10-15 лет, когда возрастающий приток коллекторно-дренажных вод не полностью компенсировался потерями на испарение.

Средняя интенсивность подъема уровня за 1962-1965 гг. достигала 3,1 м/год, за 1965-1974 гг. - 1,8 м/год, за 1976-1981 гг. - 0,5 м/год, в 1982-1986 гг. она сократилась до 0,2 м/год.

Анализ многолетних изменений уровня, восстановленных методом водного баланса, позволяет выделить в режиме озера три периода:

начальный период образования ирригационно-сбросового озера (1962-1974 гг.), характеризующийся постоянным наиболее интенсивным подъемом уровня;

период замедления роста уровня (1975-1981 гг.), сопровождавшийся затоплением равнинной части котловины, формированием современных морфометрических черт водоема;

период приближения водного баланса к равновесным условиям (1982-1986 гг.).

В первый и большую часть второго периода отмечался постоянный подъем уровня, происходивший в течение всего года, с наиболее интенсивным ростом в вегетационных период, достигавшим 10-12 см/сут.

Третий период характеризуется четко выраженными внутригодовыми колебаниями уровня с годовой амплитудой 40-60 см. Во внутригодовом ходе выделяется фаза зимне-весеннего подъема, летнего равновесия и осеннего понижения уровня.

Климат района озера резко континентальный, характеризуется значительными перепадами температуры воздуха, низкой влажностью, малым количеством атмосферных осадков, высокими скоростями ветра. Как и над всей равнинной территорией южного Приаралья, здесь господствуют северо-восточные и восточные ветры со скоростями 2-4 м/с. Преобладающее направление в течение года - северо-восточное. Лишь в начале весны преобладают восточные ветры.

Возникновение крупного водоема в пустынной зоне изменило режим микроклиматических характеристик, величина которых над водной поверхностью во многом отличается от прилегающей суши.

Скорость ветра над водоемом почти всегда выше, чем над сушей. По материалам наблюдений метеопоста Сарыкамыш средняя годовая скорость ветра в районе озера превышает скорость ветра на метеорологических станциях Шахсенем и Екедже в 1,6-2,0 раза. Близкое соотношение (1,8) отмечено между островными и береговыми станциями на Аральском море /5/.

Водоем, обладая значительной теплоемкостью, оказывает сглаживающее влияние на температуру воздуха и повышает абсолютную влажность. Рассчитанные по методике В.П.Тимофеева среднемноголетние метеорологические характеристики над акваторией оз. Сарыкамыш в сравнении с показанием ближайшей континентальной метеорологической станции приведены в табл. 2. Аналогичные соотношения в срочных наблюдениях отмечались во время экспедиционных работ на акватории водоема.

В условиях резкой континентальности климата, существенного расхождения температуры и влажности подстилающих поверхностей влияние водоема на микроклимат приземного слоя воздуха ограничено узкой прибрежной полосой. Даже на Аральском море эта зона ограничена несколькими километрами /5/.

Термический режим озера может быть охарактеризован по материалам наблюдений озерного поста за 1976-1986 гг., данным экспедиционных наблюдений в открытой области, включающим наблюдения за распределением температуры воды по акватории и глубине водоема, и термическим съемкам ИК-радиометром с борта самолета.

По классификации термического режима оз. Сарыкамыш относится к типу водоемов умеренных широт с разделением годового термического цикла на периоды весенне-летнего прогревания и осенне-зимнего охлаждения.

Продолжительность ледостава на озере колеблется от 40 до 100 дней, хотя встречаются годы, когда сплошной ледостав на озере не устанавливается. Первые ледовые явления появляются, как правило, в конце декабря, начале января при достижении суммы отрицательных температур 80-110°С. Наибольшего развития ледовые явления получают в конце февраля. Максимальная толщина льда в мелководных зонах достигает 50 см. Средняя дата вскрытия водоема 7 марта.

В начале периода весеннего нагревания происходит быстрый прогрев водоема. Средняя дата перехода температуры через 4° - 13 марта, а через 10°С - 3 апреля. Наиболее характерной для этого периода является гомотермия.

Устойчивая термическая стратификация устанавливается в летний период. Максимальные среднемесячные температуры поверхности воды в июле - августе составляют 25-26, а температура придонных слоев 6-8°С. Слой термического скачка располагается на глубине 16 м с градиентом 6-10°С/м. Распределение температуры воды по акватории достаточно однородно с перепадами в 0,5-0,8°С.

Осенне-зимнее охлаждение водоема происходит значительно медленнее прогрева. В зависимости от конкретных погодных условий осенняя дата перехода через 10°С варьирует от 28 октября до 26 ноября при средней 7 ноября. Средняя дата перехода температуры через 4°С - 12 декабря.

Таблица 2

Сравнение метеорологических характеристик континентальной станции Шахсанем с рассчитанными над акваторией оз. Сарыкамыш

Характеристика	I	II	III	IУ	У	УI	УII	УIII	IX	X	XI	XII	Средние годовые
						ст. Шахсенем							
Температура воздуха, °С	-4,2	-2,5	5,2	I6,0	2I,9	27,7	3I,2	27,8	2I,5	II,5	4,8	-I,5	I3,3
Влажность абсолютная, гПа	4,0	4,2	5,8	8,9	9,9	9,7	I0,0	I0,4	8,8	7,5	6,I	4,8	7,6
Скорость ветра, м/с	2,I	4,5	2,9	2,9	2,5	2,5	2,7	2,4	2,0	I,8	2,3	2,0	2,6
Атмосферные осадки, мм	8,I	8,3	I9,2	I5,2	I8,8	I,4	I,5	3,0	I,I	9,6	7,2	I2,3	
						оз. Сарыкамыш							
Температура воздуха, °С			4,03	I3,7	I9,6	25,0	27,8	25,5	20,5	I2,2	5,87	I,94	I2,8
Влажность абсолютная, гПа	4,93	5,2	5,8	9,8	I2,7	I5,3	I7,4	I6,I	I2,8	9,4	6,9	5,8	I0,2
Температура воды, °С	0,6	0,5	2,0	II,2	I7,5	22,08	24,2	23,0	I9,3	I2,8	6,9	3,7	I2,0

Структура водного баланса большинства ирригационно-сбросовых озер близка. Доминирующими компонентами в них являются дренажный приток и испарение.

При современной изученности гидрометеорологического режима оз. Сарыкамыш водный баланс анализировался по уравнению вида

$$Q_д + x - E \pm \Delta U' = \Delta W, \qquad (1)$$

где $Q_д$ – приток коллекторно-дренажных вод, x – атмосферные осадки; E – потеря на испарение, $\Delta U'$ – изменение запасов воды в озере, ΔW – невязка водного баланса.

Основным приходным компонентом водного баланса, определяющим режим озер в современных условиях, является дренажный приток. Строительство в начале 60-х годов коллекторов Дарьялык и Озерный, дренирующих Хорезмский и Ташаузский оазисы, дало постоянное подпитывание озеру и трансформировало его по типу питания в ирригационно-сбросовое.

В настоящее время общая длина коллекторно-дренажной сети на орошаемых массивах Хорезмской и Ташаузской областей составляет 4500 км.

Объем стока коллекторно-дренажных вод с орошаемых земель составляет 25–40% подаваемой на орошение. Постоянный рост орошаемых площадей и водозабора приводит к росту коллекторно-дренажного стока. За последние 20 лет объем дренажного притока возрос с 1,20 в 1965 г. до 4,79 км^3/год в 1985 г.

Внутригодовой ход дренажного стока повторяет, в среднем со сдвижкой на месяц, гидрограф водоподачи в оазис. Для дренажного притока характерны фазы зимнего и летнего подъема (декабрь-август) и осеннего спада (сентябрь-ноябрь). При переходе с режима промывок на режим поливов (май) в гидрографе стока наблюдается небольшой спад. Максимум расходов отмечался в июле-августе, достигая в многоводные годы 300 м^3/с и маловодные 130 м^3/с.

Атмосферные осадки составляют небольшую часть поступлений в озеро. Среднемноголетняя величина по данным метеорологических станций Шахсенем, Ленинск, Куняургенч – 105 мм. Максимум осадков наблюдался в весенний (март–апрель) период. Минимум – летом. Нередки годы, когда в летний период осадки не выпадают. Для аридной территории характерна высокая изменчивость осадков от года к году. Их годовая величина за период наблюдений изменялась от 70 до 200 мм.

Величина испарения с водной поверхности бессточного озера может быть оценена методом водного баланса. Наиболее точно этим методом определяется испарение в летний период, когда в структуре водного баланса доминируют испарение, дренажный приток и изменение запасов воды. В осенний и весенний периоды, когда в водном балансе

опутимыми становятся атмосферные осадки, величина испарения оценивается приближенно.

Среднегодовая величина, определенная за 1977–1985 гг., составила 1360 мм, что согласуется с многолетней величиной, рассчитанной по формуле Н.С.Орловского (1340), и расчетами Б.Т.Кирсты /4/. Испарение, рассчитанное по формуле ГГИ за период имеющихся метеорологических наблюдений, на 12–15% ниже.

В условиях, когда ограниченный фактический материал метеорологических наблюдений не позволяет достаточно надежно рассчитывать внутригодовые и межгодовые изменения затрат на испарение, режим испарения конкретных лет оценивался по термическому режиму водоема.

Зависимость испарения от температуры в поверхности воды аппроксимируется уравнением вида

$$E = 0{,}290T^2 - 1{,}731T - 174{,}7, \qquad (2)$$

а в зависимости от температуры воздуха на метеостанции Шахсенем, уравнением

$$E = 0{,}132\,t^2 + 3{,}215\,t + 18{,}6, \qquad (3)$$

где E – испарение за месяц, мм; t^2 – среднемесячная температура воды; t – среднемесячная температура воздуха.

Максимальная интенсивность испарения приходится на период июль – август. Медленное охлаждение водоема определяет повышенные затраты на испарение в осенний период.

Запасы воды в озере определяются по уровенным наблюдениям с использованием зависимости объема от уровня воды в водоеме.

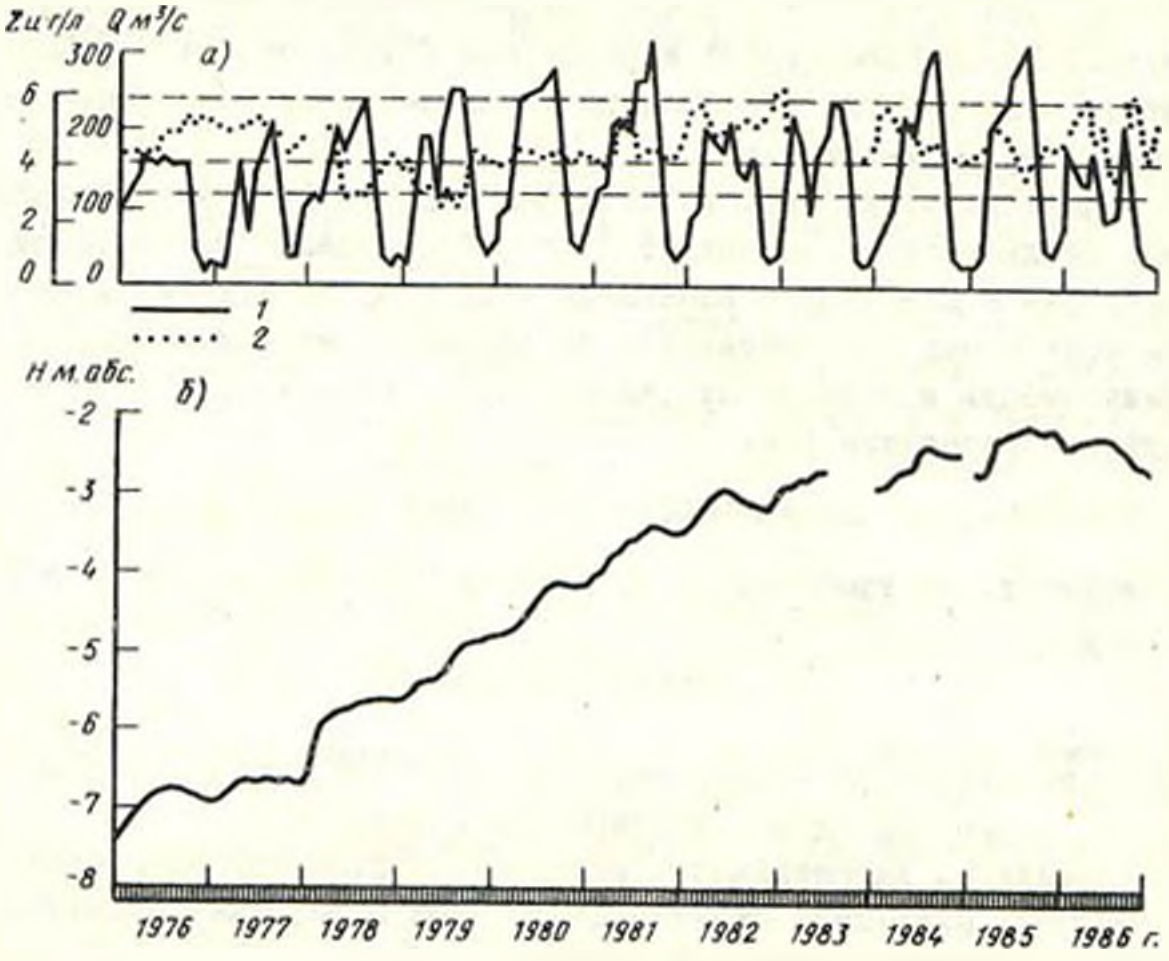
Величина потерь на заполнение почвогрунтов, отшнуровывающихся водоемов и замкнутых понижений в котловине озера, грунтовый отток из озера и приток в него можно оценить ориентировочно.

Максимальные потери на заполнение замкнутых понижений наблюдались в 1977 г., когда в июле – августе, даже в период максимальных расходов по Дарьялыку уровень воды в озере не повышался (рисунок). Анализ космофотоснимков показал, что в этот период происходил переток воды в юго-западный залив озера, котловина которого расположена ниже достигнутого уровня на 7 м и объем ее (по данным промеров 1985 г.) оценивается в 140 млн.м^3.

Основные потери воды на заполнение почвогрунтов происходили в 1973–1980 гг. при заполнении озером юго-восточной песчаной равнины с хорошо фильтрующими грунтами. По ориентировочным оценкам потери на заполнение грунтов составляли 0,3–0,4 км^3.

С развитием водоема менялся характер взаимодействия поверхностных и грунтовых вод. До заполнения озера котловина являлась областью разгрузки грунтовых вод присарыкамышской дельты. По мере

роста уровня происходил подпор грунтовых вод, и при выходе на песчаные грунты, наряду с притоком из северо-восточных районов, стал заметен отток с расходом 0,I л/с с погонного километра берега.



Многолетнее изменение расходов (I) и минерализации (2) коллектора Дарьялык (а) и уровней воды оз. Сарыкамыш (б)

Эти компоненты составляют до I,5% поступления воды по коллектору Дарьялык и, учитывая невысокую точность их расчета, в водный баланс не включены.

Невязки годовых водных балансов, рассчитанных за I976-I985 гг., достигают I0% (табл. 3), что говорит о недостаточной точности определения основных компонентов. Дальнейшего повышения точности необходимо добиваться путем организации специальных наблюдений за коллекторно-дренажным притоком и испарением.

Структура водного баланса за исследуемый период практически не изменялась. Около 80% поступающей воды в озеро расходовалось на испарение, а 20% – на увеличение его объема, который достиг к I985 г. 27 км^3.

В бессточном оз.Сарыкамыш во многих случаях качество водй является лимитирующим фактором его использования в народном хозяйстве.

Основное влияние на формирование ионного состава и минерализацию воды оказывает приток коллекторно-дренажных вод, растворение солей из затопленных грунтов и повышенное испарение. Минерализация воды в коллекторе Дарьялык в течение года изменяется от 2,9 г/л в июле в период поливов до 5,5 г/л осенью. Химический состав в разное время меняется от хлоридно-сульфатного до сульфатно-натриевого.

Таблица 3

Годовой водный баланс оз.Сарыкамыш за период 1976-1985 гг.

Год	Приток воды по коллектору Дарьялык		Осадки		Сумма приходных статей, км³	Испарение с водной поверхности, км³	Изменение объема воды, км³	Невязка баланса	
	км³	%	км³	%				км³	%
1976	3,82	94,3	0,23	5,7	4,05	2,65	1,00	0,40	9,9
1977	3,21	94,4	0,19	5,6	3,40	2,74	0,50	0,16	4,7
1978	4,60	92,9	0,35	7,1	4,95	3,26	1,90	0,21	4,2
1979	4,50	95,1	0,23	4,9	4,73	3,45	1,45	0,17	3,6
1980	5,11	96,4	0,29	4,6	5,30	4,06	1,60	0,36	6,8
1981	5,31	94,5	0,31	5,5	5,62	4,12	1,60	0,10	1,8
1982	3,91	91,4	0,37	8,6	4,28	3,88	0,60	0,20	4,7
1983	4,21	92,9	0,32	7,1	4,53	3,90	0,60	0,03	0,7
1984	4,66	93,6	0,32	6,4	4,98	3,92	1,00	0,06	1,2
1985	4,79	94,5	0,28	5,5	5,07	3,94	1,50	0,17	3,3

В последнее десятилетие минерализация воды имеет некоторую тенденцию к понижению, что является результатом постепенного рассоления орошаемых территорий за счет зимних промывок и снижения уровня грунтовых вод. За период 1972-1985 гг. средневзвешенная минерализация воды составила 4,14 г/л.

Солевой сток определяется прежде всего объемом сбросных вод при незначительных колебаниях минерализации. Если в начальный период по Дарьялыку сбрасывалось $7,0 \cdot 10^6$ т (1967 г.) солей, то с увеличением стока к 1984 г. сброс составил $21,8 \cdot 10^6$ т.

Изменение в соотношениях компонентов водно-солевого баланса в процессе развития водоема влияет на многолетний режим минерализации воды в озере.

Для бессточных ирригационно-сбросовых озер, котловины которых до их заполнения занимали солончаки, характерна высокая минерализация в начальный период образования водоема, постепенное ее снижение

в стабилизация в период разрастания водоема, а с приближением водного баланса к равновесным условиям – постепенный рост минерализации воды в озере. Натурные наблюдения на оз.Сарыкамыш охватывают окончание периода стабилизации и начало роста минерализации воды.

Химические анализы, выполненные в разных лабораториях, недостаточно хорошо согласуются между собой, поэтому о закономерностях изменения минерализации в течение ряда лет можно судить только качественно.

Средневзвешенная минерализация воды в 1971 г. по данным Киевского отделения Гидрорыбпроекта составила 9,6 г/л, в 1972 г. по данным САНИИРИ – 9,8 г/л, в 1976 и 1985 гг. по данным Туркменского УГМ – 10,2 и 12,3 г/л соответственно. Ежегодные наблюдения САНИИ в 1980-1987 гг. в центральном глубоководном плесе озера отмечали постепенный рост минерализации с 10,0 до 12,1 г/л. Распределение минерализации по акватории водоема зависит от морфологических особенностей водоема и ряда локальных факторов (выхода грунтовых вод, солевых вкраплений).

В начале 70-х годов, когда центральный мыс делил водоем на относительно самостоятельные восточный и западный плесы, минерализация западного плеса была на 2-3 г/л выше восточного. С ростом водоема и усилением ветрового водообмена водные массы этих зон стала более однородны. На современном этапе развития водоема в нем выделены три крупные водные массы: в районе впадения коллектора Дарьялык, в центральном глубоководном плесе и в южной мелководной зоне озера.

Наименее минерализованная вода в районе впадения коллектора Дарьялык (7-9 г/л). Максимальные величины приурочены к южной мелководной зоне озера (12-16 г/л), а также к отшнуровывающимся водоемам, характеризующимся повышенным испарением и замедленным водообменом с основной массой озера.

Отдельные пробы, отобранные на глубине водоема, отмечали как повышение, так и понижение минерализации с глубиной, однако отклонения находились в пределах погрешности химических анализов.

Следует отметить, что выполненные гидрохимические съемки озера недостаточно надежно охватывали все гидрохимические зоны водоема и для анализа закономерностей распределения минерализации по акватории и глубине водоема необходимо проведение съемок водных масс озера.

Водные массы имеют слабощелочную реакцию. В восточной части водоема pH составляет 7,8-7,9, в западной и северной частях 8,6-8,7.

Содержание растворенного в воде кислорода в поверхностном слое изменяется от 8,4 мг/л (105% насыщения) в устье Дарьялыка до 14,5 мг/л (167% насыщения) в районах развития внутриводной растительности. В летний период в придонных слоях озера содержание растворимого кислорода понижается до 1,30-2,91 мг/л.

Основное поступление биогенных элементов происходит с водными массами коллектора Дарьялык. На режим биогенных элементов оказывает влияние также переформирование берегов, внутриводные биохимические процессы, привнос с атмосферными осадками и эловым путем. Содержание в воде фосфатов изменяется от аналитического нуля до 0,2 мг/л. Нитритный азот является одним из наиболее важных биогенных элементов, необходимых для развития жизни в водоеме. В озере содержание нитратного азота изменяется от 0,17 до 1,14 мг/л. Нитратный азот в воде озера содержится в пределах 0,023 мг/л и среднее значение равно 0,005 мг/л. Содержание растворенного кремния изменяется от 2,70 до 4,00 мг/л.

Прозрачность воды в озере колеблется от 2,0 до 6,0 м, возрастая от устья Дарьялыка к центральной глубоководной зоне. В районе впадения Дарьялыка вода имеет желтоватый оттенок. В южных мелководных заливах цвет воды изменяется по шкале Фореля-Уле в пределах IX-X (зеленоватый оттенок). В остальных частях озера наблюдается осветление воды за счет осаждения наносов и в центральном плесе преобладает голубовато-зеленоватый цвет воды (У-УШ).

Водные массы озера по классификации О.А.Алекина относятся к хлоридному классу натриевой группы. Из ионов преобладают хлориды. Только в нескольких пробах, отобранных в малых отшнуровывающихся водоемах, концентрация сульфатов была выше хлора. В диапазоне минерализации 3-20 г/л отмечается линейная зависимость между минерализацией воды в коллекторе Дарьялык происходит увеличение концентрации HCO_3, а в водных массах озера их уменьшение (табл. 4). Это связано с выпадением в осадок трудно растворимых карбонатных солей. Расчеты ионного равновесия показали, что водные массы озера пересыщены карбонатом кальция. Сульфатные ионы еще не достигли своего насыщения. В то же время следует предположить возможность биологического расходования сульфатов, на что указывает интенсивное образование черного ила с запахом сероводорода.

Незначительный отрицательный коэффициент корреляции ионов магния с минерализацией воды в центральном плесе озера и абсолютное снижение его концентрации в мелководной зоне указывает на возможность выпадения в осадок доломита. Вопросы осадкообразования в озере требуют специальных исследований, необходимость в которых возрастает в связи с ожидаемым повышением минерализации воды в бли-

жайшие годы /3/. В балансовых расчетах нами принималось, что все приносимые Дарьялыком карбонатные ионы расходывались на выпадение в осадок карбонатов кальция.

Солевой баланс составлен за период между детальными гидрохимическими съемками, когда возможно рассчитать запас солей в озере. Расчеты выполнены по уравнению, учитывающему поступление солей с коллекторно-дренажными водами, их расходование на выпадение в осадок и изменение запасов солей в водной массе. Величины поступления

Таблица 4

Статистические характеристики ионного состава водных масс (мг/л) оз. Сарыкамыш

	Ионы	Ca	Mg	Na+K	HCO_3	SO_4	Cl	Σи
Коллектор Дарьялык	Среднее	217	212	835	240	1211	1259	3964
	σ	35,4	43,0	243	32,8	250	331	
	r	0,92	0,73	0,98	0,95	0,96	0,97	
Центральный плес оз.Сарыкамыш	Среднее	509	445	2896	156	3483	3794	11283
	σ	34,5	283	346	18,1	323	438	
	r	0,48	-0,01	0,97	-0,67	0,67	0,87	
Мелководья и отшнурованные водоемы оз.Сарыкамыш	Среднее	596	410	4276	114	4541	5147	15084
	σ	67,6	66,0	630	292	655	971	
	r	0,53	0,53	0,99	-0,55	0,54	0,85	

Примечание. r - коэффициент корреляции между концентрацией отдельных ионов и минерализацией; σ - среднее квадратическое отклонение концентрации отдельных ионов.

солей с атмосферными осадками $0,03 \cdot 10^6$ т, грунтовыми водами ($0,05 \cdot 10^6$ т) и их потери в отшнуровывающихся водоемах ($0,02 \cdot 10^6$ т) значительно меньше погрешность определения запасов солей в озерах и при современной изученности гидрохимического режима в балансе не учитывались.

Запасы солей в озере в 1971 г. составляли $88,7 \cdot 10^6$ т, в 1976 г. - $163,6 \cdot 10^6$ т и в 1985 г. - $339,8 \cdot 10^6$ т. Анализ баланса показывает, что в озере происходит интенсивное накопление растворенных солей (табл. 5), приводящее к повышению минерализации и ухудшению качества его водных масс.

Растворение солей из затопленных солончаков, доминирующий компонент в первые годы заполнения котловины, в настоящее время практически не влияет на режим озера.

Отрицательная невязка баланса за 1971–1976 гг., очевидно, вызвана систематическими погрешностями в определении сульфатных ионов в 1971 г. Полученный результат еще раз подтверждает необходимость постановки работ по оценке точности химических анализов и приведению данных к однородному ряду /2/.

Таблица 5

Солевой баланс (млн.т) оз.Сарыкамыш

Компоненты	Период, годы		
	1971–1976	1976–1985	1971–1985
Приток по коллектору Дарьялык	72,5	190,2	262,7
Выпадение в осадок труднорастворимых солей	3,3	9,2	12,5
Изменение запасов по химическим съемкам	74,9	126,2	251,1
Невязка баланса абсолютная	-5,7	4,8	-0,9
Невязка, %	7,9	2,5	0,4

Список литературы

1. Герасимов И.П. Физико-географический очерк Сарыкамыша//Тр. института географии АН СССР. – 1940. – Вып. 35.
2. Горелкин Н.Е. Солевой баланс Арнасайской озерной системы//Тр. САРНИГМИ. – 1979. – Вып. 147. – С. 25–40.
3. Горелкин Н.Е., Нурбаев Д.Д., Кудышкин Т.В., Видяпеева Е.М. Прогноз водного и гидрохимического режима оз.Сарыкамыш//Природные ресурсы пустынь и их освоение. Сборник статей. Ашхабад.: Ылым. – 1986. – С. 55–57.
4. Кирота Б.Т. Особенности расчета гидрометеорологических характеристик в условиях Туркменистана. – Ашхабад.: Ылым. – 1987. – 160 с.
5. Молоснова Т.И., Субботина О.И., Чапышева С.Г. Климатические последствия хозяйственной деятельности в зоне Аральского моря. – М.: Гидрометеоиздат. – 1987. – 119 с.
6. Рубанов И.В. Озерно-почвенное соленакопление в Узбекистане. – Ташкент.: Фан УзССР. – 1977. – 156 с.

7. Шпитников А.В. Внутривековая изменчивость компонентов общей увлажненности. – Л.: Наука. – 1969. – 172 с.

Ю.М.ДЕНИСОВ, А.И.СЕРГЕЕВ,
Р.Г.ВАФИН, Н.Р.ГУМИРОВ

СПОСОБ РАСЧЕТА ДИНАМИКИ СОЛЕВОГО РЕЖИМА ИСКУССТВЕННЫХ ВОДОЕМОВ (на примере Тудакульского водохранилища)

При интенсивном развитии орошаемого земледелия в условиях Средней Азии возникает необходимость строительства водохранилищ, в качестве которых нередко используются естественные углубления, обладающие большими запасами реликтовых солей. В этом случае необходимо выяснить процессы рассоления ложе водоемов, период промывки и режимы их наполнения и сработки, при которых минерализация воды, подаваемая на орошение, не превысит заданную величину.

Эта задача решалась с введением ряда значительных упрощающих предположений (постоянном притоке и оттоке). В данной работе найдено решение поставленной задачи при использовании сравнительно небольшой исходной информации с помощью системы обыкновенных дифференциальных уравнений.

Разработанный способ расчета позволяет описывать динамику водного и солевого режимов водоема, а также его ложа при произвольных режимах наполнения и сработки. Полученные результаты хорошо совпадают с данными натурных измерений.

I. Математическая модель водного и солевого режима водоема

Процесс солеобмена между водой и ложем водоема можно описать на различных уровнях детализации и сложности. Выбор такого уровня в сильной степени зависит от наличия необходимого исходного материала, допустимой точности и оперативности работы модели.

Здесь мы построим простейшую модель солеобмена, которая будет описывать динамику засоленности водоема и его ложа посредством обыкновенных дифференциальных уравнений.

Поток s -й компоненты через единицу поверхности в единицу времени $\vec{q}_s$ – определяется следующим выражением:

$$\vec{q}_s = -D_s \operatorname{grad} c_s + c_s \vec{u}, \qquad (1)$$

где D_{si} – коэффициент диффузии s -й компоненты в i -й среде (фазе); c_{si} – концентрация; $\vec{u}_i$ – скорость движения i -й среды.

Первый член равенства (I) описывает диффузную составляющую потока, а второй – конвективную (переносную).

Выражение (I) при описании солепереноса приводит к дифференциальным уравнениям в частных производных. Это сильно усложняет модель, а учитывая недостаточность исходной информации, делает ее малоэффективной.

Поставленную задачу мы будем решать следующим образом. Обозначим через $c_{sв}$ – среднюю концентрацию s -й компоненты в водоеме, а через $c_{sл}$ – среднюю концентрацию этой компоненты в ложе водоема. Будем считать, что на некоторой глубине H_g в ложе водоема (рис.I) концентрация солей остается постоянной и во времени равной c_{gs}.

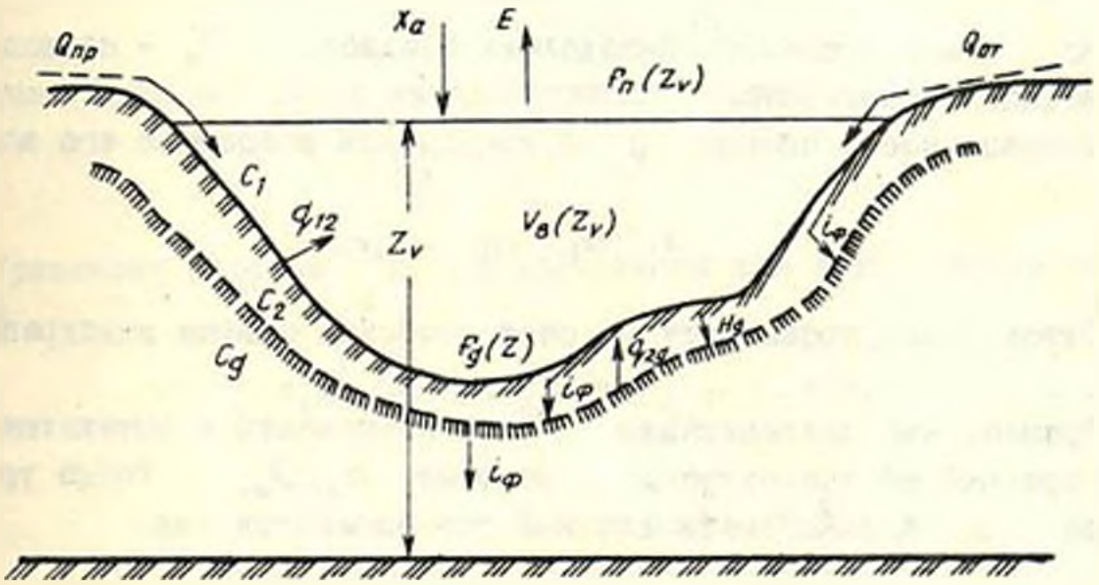


Рис. I. Схема к расчету водного и солевого баланса водоема

Солеобмен между ложем и водой в водоеме q_{2ls} представим в виде

$$q_{2ls} = k_s F_g (c_{gs} - c_{ls}), \tag{2}$$

где F_g – площадь контакта ложа с водой водоема.

Коэффициент k_s в формуле (2) имеет размерность длины, деленной на время (L/T), и определяет интенсивность солеобмена между водой и ложем водоема. Этот коэффициент имеет структуру

$$k_s = \frac{k_т D_{2g}}{k D_{2s} + k_т H_g}. \tag{3}$$

Здесь $k_т$ – коэффициент турбулентного перемешивания (турбулентности) воды в водоеме, D_{2g} – коэффициент эффективной диффузии s -й компоненты в почвогрунтах. В первом приближении коэффициент

k_s может быть принят равным $1{,}5 \cdot 10^{-3}$ м/сут.

На глубине H_g от поверхности ложа водоема концентрация солей принята постоянной и равной c_{gs}. Вместе с этим существует переменный поток s -й компоненты q_{zgs} через поверхность, расположенную на глубине H_g:

$$q_{zgs} = \chi \frac{D_{zs}}{H_g} F_g (c_{gs} - c_{zs}) + i_\varphi F_g c_{zs}. \qquad (4)$$

где χ - безразмерный коэффициент пропорциональности, равный примерно 3; i_φ - инфильтрация воды из водоема.

В водоем поступают соли вместе с притоком воды Q_n. Для s -й компоненты поступление равно $c_{ns} Q_n$. Соли (ионы) поступают также с выпадающими осадками x_o.

$$c_{os} x_o F_n.$$

где x_o - интенсивность выпадающих осадков, F_n - площадь зеркала водной поверхности.

Интенсивность обмена s -й компоненты водоема с его ложем равна

$$k_s F_g (c_{zs} - c_{ss}) - i_\varphi F_g c_{ss}.$$

Отток солей происходит за счет сработки объема водохранилища Q_{ot}.

Примем, что концентрация s -й компоненты в вытекающей воде равна средней ее концентрации в водоеме $c_{ss} Q_{ot}$. Тогда уравнение баланса s -й компоненты для водоема запишется как

$$\frac{dc_{ss} v}{dt} = c_{os} Q_o - c_{ss} Q_{ot} + k_s F_g x, \qquad (5)$$

$$x(c_{zs} - c_{ss}) + c_{os} x_o F_n - i_\varphi F_g c_{ss} + v \sum_j \varepsilon_{jss}.$$

или

$$\frac{dc_{ss}}{dt} + \frac{1}{v}\left(F_n \frac{dz_v}{dt} + F_g k_s + Q_{ot}\right) c_{ss} = \qquad (6)$$

$$= \frac{1}{v}\left(c_{os} Q_o + k_s F_g c_{zs} + c_{os} x_o F_n\right) + \sum_j \varepsilon_{jss}.$$

где v - объем водоема, z_v - отметка его водной поверхности, ε_{jss} - интенсивность перехода j -й компоненты в s -ю.

Общая концентрация солей в водоеме c_s равна

$$c_s = \sum_s c_{ss}. \qquad (7)$$

и ее изменение во времени представляется в виде

$$\frac{dc_1}{dt} + \frac{1}{v}\left(F_n \frac{dz_n}{dt} + F_g k + Q_m + i_\phi F_g\right) c_1 = \tag{8}$$

$$= \frac{1}{v}(c_n Q_n + k F_g c_2 + c_x x_n F_n).$$

Здесь C_n, C_2 и $C_{ж}$ – общая концентрация солей в воде притоков, ложе водоема и в выпадающих осадках.

$$k \approx \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n} k_i \tag{9}$$

Изменение концентрации s -й компоненты в ложе водоема происходит за счет солеобмена с водоемом

$$-k_s F_g (c_{1s} - c_{2s}) + i_\phi F_g c_{2s}$$

и притока (оттока) солей из нижележащих слоев

$$\chi \frac{D_{2s}}{H_g} F_g (c_{g_2} - c_{2s}) - i_\phi F_g c_{2s}.$$

Уравнение баланса s -й компоненты для ложа водоема запишется как

$$F_g H_g \frac{dc_{2s}}{dt} = \chi \frac{D_{2s}}{H_g} F_g (c_{g_2} - c_{2s}) - k_s F_g \times \tag{10}$$

$$\times (c_{1s} - c_{2s}) + i_\phi F_g (c_{1s} - c_{2s}) + F_g H_g \sum_p a_{2ps}$$

или

$$\frac{dc_{2s}}{dt} + \left(\chi \frac{D_{2s}}{H_g^2} + \frac{k_s}{H_g} + \frac{i_\phi}{H_g}\right) c_{2s} =$$

$$= \chi \frac{D_{2s}}{H_g^2} c_{g_2} + \left(\frac{k_s}{H_g} + \frac{i_\phi}{H_g}\right) c_{1s} + \sum_p a_{2ps}. \tag{11}$$

Изменение общей концентрации солей в ложе водоема

$$c_2 = \sum_s c_{2s} \tag{12}$$

представим в виде

$$\frac{dc_2}{dt} + \left(\chi \frac{D_2}{H_g^2} + \frac{k}{H_g} + \frac{i_\phi}{H_g}\right) c_2 = \chi \frac{D_2}{H_g^2} c_g +$$

$$+ \left(\frac{k}{H_g} + \frac{i_\phi}{H_g}\right) c_1 \tag{13}$$

Здесь принято, что

$$D_1 \approx \frac{1}{n} \sum_{i=1}^{n} D_{1i} \qquad (14)$$

Объем воды в водоеме изменяется за счет притока $Q_п$, выпадающих осадков на его поверхность $x_0 F_п$, испарения с водной поверхности $E F_п$, фильтрации воды через ложе $i_ф F_д$ и оттока $Q_{от}$

$$\frac{dv}{dt} = F_в \frac{dz_в}{dt} = Q_п - Q_{от} + (x_0 - E) F_в - i_ф F_д. \qquad (15)$$

где E и $i_ф$ интенсивность испарения и фильтрации соответственно.

В общем случае интенсивность испарения вычисляется по формуле

$$E = \frac{\chi k_т}{l \rho_2 R_п T} \left[\frac{T}{T_в(0)} e^*_н - e^* \right]. \qquad (16)$$

где $k_т$ – коэффициент турбулентности воздуха на высоте l над водоемом, ρ_2 – плотность воды, $R_п$ – газовая постоянная пара, T и $T_в(0)$ – абсолютная температура воздуха на высоте над поверхностью водоема и температура поверхности воды соответственно, $e^*_н$ и e^* – упругость насыщающего пара при температуре поверхности воды и упругость пара воздуха на высоте l.

Расчет испарения по этой формуле требует информации, которая не всегда имеется. Вследствие этого можно использовать приближенную формулу

$$E = k_E D^2, \qquad (17)$$

где D – дефицит влажности воздуха над водоемом, k_E – эмпирический параметр.

2. Численное решение системы уравнений и обсуждение полученных результатов

Запишем систему уравнений (8), (13), (15), описывающих водный и солевой режим водоемов, в следующем виде:

$$\frac{dz_в}{dt} = \frac{Q_п - Q_{от}}{F_в} + (x_0 - E) - i_ф \frac{F_д}{F_в} \frac{dc_1}{dt} +$$

$$+ \frac{1}{v} \left| Q_п + (x_0 - E) F_в - i_ф F_д \right| c_1 =$$

$$= \frac{1}{v} (Q_п c_п + F_в x_0 c_0) + k \frac{F_д}{v} (c_д - c_1). \qquad (18)$$

$$\frac{dc_2}{dt} = -\frac{k}{H_д} (c_2 - c_1) + \chi \frac{D_2}{H_д^2} (c_д - c_2) + \frac{i_ф}{H_д} (c_1 - c_2).$$

Система (I8) представлена обыкновенными дифференциальными уравнениями с переменными коэффициентами и поэтому не имеет аналитического решения.

Для численного решения полученной математической модели водного и солевого режима водоемов была использована улучшенная конечно-разностная схема Эйлера (метод Эйлера-Кошн) с применением итерационной обработки каждого значения искомой величины.

Исходя из метода конечных разностей, систему (I8) представим в виде

$$z_{i,i+1}^{(p+1)} = z_{ii} + \frac{\Delta t}{2}\left[f_{zi} + f_{zi,i+1}^{(p)}\right], \tag{I9}$$

$$c_{i,i+1}^{(p+1)} = c_{ii} + \frac{\Delta t}{2}\left[f_{ci} + f_{ci,i+1}^{(p)}\right],$$

$$c_{2,i+1}^{(p+1)} = c_{2i} + \frac{\Delta t}{2}\left[f_{c2i} + f_{c2,i+1}^{(p)}\right],$$

где

$$f_{zi} = \frac{Q_{ai} - Q_{ei}}{F_{ai}} + (x_{ai} - E_i) - i_\phi \frac{F_{gi}}{F_{ai}},$$

$$f_{ci} = \frac{1}{v_i}\left[(Q_{ai}c_{ai} + F_{ai}x_{ai}c_{zi}) - [Q_{ai} + (x_{ai} - E_i)F_{ai} - i_\phi F_{gi}]c_{ii} + k\frac{F_g}{v_i}(c_{2i} - c_{ii})\right],$$

$$f_{c2i} = -\frac{k}{H_g}(c_{ai} - c_{ii}) + \chi\frac{D_2}{H_g^2}(c_{gi} - c_{2i}) + \frac{i_\phi}{H_g}(c_{ii} - c_{2i}).$$

Здесь i - номер шага во времени, p - номер итерации. Итерация продолжается до тех пор, пока в двух последовательных приближениях значения не совпадут с точностью до заданной величины

$$|y^{(p+1)} + y^{(p)}| < \delta. \tag{20}$$

Если не выполняется условие (20) после пяти итераций при заданном Δt, то расчетный шаг уменьшается вдвое.

По вышеизложенной схеме был разработан вычислительный алгоритм, который реализован в виде программы на алгоритмическом языке ФОРТРАН-IУ.

Результаты исследований Тудакульского

Характеристика	I	II	III
		1977 г.	
Объем воды в водохранилище, млн.м^3			
Минерализация воды в водохранилище (в долях от ее значения в сентябре 1977 г.)			
Приток воды по Амубухарскому каналу (АБК), млн.м^3			
Минерализация воды в АБК, г/л			
Отток воды из водохранилища, млн.м^3			
		1978 г.	
Объем воды в водохранилище, млн.м^3	611,2	139,2	671,2
Минерализация воды в водохранилище*	0,50	0,49	0,48
Приток воды по АБК, млн.м^3	76,3	-	55,6
Минерализация воды в АБК, г/л	0,8	-	0,8
Отток воды из водохранилища, млн.м^3	4,1	-	0
		1979 г.	
Объем воды в водохранилище, млн.м^3	715,9	764,4	804,7
Минерализация воды в водохранилище*	0,50	0,47	0,45
Минерализация воды в АБК, г/л	0,6	0,6	0,6
Приток воды по АБК, млн.м^3	53,2	52,2	52,2
Отток воды из водохранилища, млн.м^3	0	0	0
		1980 г.	
Объем воды в водохранилище, млн.м^3	928,6	917,6	984,2
Минерализация воды в водохранилище	0,42	0,41	0,40
Приток воды по АБК, млн.м^3	9,9	5,5	38,0
Минерализация воды в АБК, г/л	0,75	0,75	0,75
Отток воды из водохранилища, млн.м^3	0	31,2	10,0
		1981 г.	
Объем воды в водохранилище, млн.м^3	858,2	886,1	913,8
Минерализация воды в водохранилище*	0,35	0,34	0,33
Приток воды по АБК, млн.м^3	39,4	23,3	25,2
Минерализация воды в АБК, г/л	0,75	0,80	1,08
Отток воды из водохранилища, млн.м^3	53,7	6,5	0

* В долях от ее значения в сентябре 1977 г.

Таблица I

водохранилища за I977 – I98I гг.

IУ	У	УI	УII	УIII	IX	X	XI	XII
				260,4	26I,I	283,9	472,9	539,0
				I,00	I,00	0,96	0,63	0,56
					2I,0	39,0		69,2
					0,8	0,8	0,7	0,6
					6,I	6,I	I,9	3,4
744,7	756,0	746,2	704,2	629,5	606,8	626,2	640,9	666,9
0,48	0,49	0,48	0,52	0,54	0,54	0,5I	0,5I	0,52
82,0	38,8	52,7	8,9	6,I	44,7	67,I	20,8	30,6
0,8	0,8	0,6	0,8	0,8	0,6	0,6	0,6	0,8
I,6	I0,0	28,8	26,0	59,8	49,9	30,0	0	0
855,6	94I,7	950,8	899,0	880,0	846,5	847,2	858,3	902,9
0,43	0,40	0,40	0,42	0,43	0,45	0,45	0,45	0,43
0,6	0,8	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,8
64,3	II2,3	30,0	I,4	4,5	4,4	I7,I	I7,3	66,I
I2,9	5,I	I3,I	I7,6	I5,0	I5,4	0	0	I7,5
I03I,I	I050,I	I060,I	I052,6	899,0	852,0	804,0	78I,0	85I,6
0,38	0,37	0,37	0,39	0,40	0,43	0,42	0,43	0,37
34,6	I4,6	9,8	0	0	0	I,7	36,8	I29,6
0,75	0,72	0,52	0	0	0	0,55	0,70	0,75
I9,9	0	0	0	I34,9	36,3	50,0	58,6	64,4
I000,8	I006,2	II32,7	I06I,8	89I,7	873,2	828,0	798,0	8I8,0
0,30	0,28	0,28	0,3I	0,3I	0,32	0,3I	0,32	0,30
89,7	63,8	25,I	4,2	I0,0	20,I	II,6	I6,0	29,I
0,90	0,86	0,53	0,46	0,49	0,4I	0,77	0,94	0,7I
42,6	44,4	I0,I	55,0	I80,8	26,4	62,9	46,7	53,7

Расчеты по разработанной модели проведены для Тудакульского водохранилища за период сентябрь 1977 - октябрь 1980 гг. Исходными данными для расчетов динамики минерализации воды и процесса рассоления ложа послужили результаты натурных исследований, выполненных отделом гидрологии института Узгипроводхоз и материалы наблюдений Бухарского областного управления оросительных систем за 1977-1981 гг. (табл. 1).

Погодные условия (дефицит влажности воздуха и суточные суммы осадков) учитывались по данным метеорологических наблюдений на ст.Кушмазар.

Суточная интенсивность испарения с водной поверхности рассчитывалась по формуле (17) при следующих значениях коэффициентов:

$$k = 0{,}35; \quad a = 0{,}93; \quad E = 0{,}35\,D^{0{,}93}. \tag{21}$$

Значения испарения, рассчитанные по формуле (21), не противоречат ее величинам в данных климатических условиях. Это подтверждается наблюдениями по Кушмазарскому водохранилищу.

Для расчета солевого режима Тудакульского водохранилища были заданы следующие начальные условия: z_0 = 217,83 м, C_1 = = 11,90 г/л, C_2 = 40 г/л. Начало счета - 1 сентября 1977 г., с расчетным шагом Δt, равным одним суткам.

В результате расчетов получена динамика минерализации воды в Тудакульском водохранилище, изменение концентрации солей в ложе водоема (табл. 2), интенсивность солеобмена между водой и ложем (табл. 3), колебания уровня воды в водохранилище и изменение его объема.

Сопоставление рассчитанных и измеренных значений концентрации солей в воде водохранилища показали хорошую сходимость (табл. 2). Теснота связи между ними составляет r = 0,94, а отношение среднеквадратичной ошибки δ к стандартному отклонению σ измеренных значений (в долях от ее исходного уровня) и концентрации солей в Тудакульском водохранилище равно $1/\sigma$ = 0,26.

Это показывает, что разработанная математическая модель достаточно хорошо описывает процесс формирования солевого режима водоема при использовании под искусственные водохранилища сильно засоленных земель (впадин).

На основе построенной нами математической модели был составлен прогноз динамики минерализации воды в Тудакульском водохранилище до 1996 г. При этом рассматривались два варианта режима эксплуатации водохранилища: 1) режим накопления (режим работы ноябрь 1978-октябрь 1979 гг.); 2) режим сработки (режим работы ноябрь 1979 - октябрь 1980 гг.).

Таблица 2

Сопоставление рассчитанных величин изменения минерализации с фактическими данными (в долях от ее значения на исходном уровне в сентябре 1977 г.)

Год	Месяц	$C_{расч.}$	$C_{факт.}$	ΔC
1	2	3	4	5
1977	IX	0,99	1,0	-0,01
	X	0,96	0,96	0
	XI	0,71	0,63	0,08
	XII	0,57	0,56	0,01
1978	I	0,52	0,50	0,02
	II	0,51	0,49	0,02
	III	0,50	0,48	0,02
	IV	0,47	0,48	-0,01
	V	0,47	0,49	-0,02
	VI	0,46	0,48	-0,02
	VII	0,48	0,52	-0,04
	VIII	0,50	0,54	-0,04
	IX	0,50	0,54	-0,04
	X	0,48	0,51	-0,03
	XI	0,46	0,51	-0,05
	XII	0,47	0,52	-0,05
1979	I	0,45	0,50	-0,05
	II	0,43	0,47	-0,04
	III	0,42	0,45	-0,03
	IV	0,40	0,43	-0,03
	V	0,38	0,40	-0,02
	VI	0,39	0,40	-0,01
	VII	0,40	0,42	-0,02
	VIII	0,42	0,43	-0,01
	IX	0,44	0,45	-0,01
	X	0,44	0,45	-0,01
	XI	0,44	0,45	-0,01
	XII	0,42	0,43	-0,01
1980	I	0,41	0,42	-0,01
	II	0,39	0,41	-0,02
	III	0,38	0,40	-0,02

Продолжение табл. 2

I	2	3	4	5
	IУ	0,37	0,38	-0,0I
	У	0,38	0,37	0,0I
	УI	0,38	0,38	0
	УП	0,39	0,39	0
	УШ	0,4I	0,40	0,0I
	IX	0,42	0,43	-0,0I
	X	0,42	0,42	0
	XI	0,40	0,43	-0,03
	XП	0,40	0,37	0,03
I98I	I	0,38	0,35	0,03
	П	0,37	0,34	0,03
	Ш	0,36	0,33	0,03
	IУ	0,35	0,30	0,05
	У	0,33	0,28	0,05
	УI	0,34	0,28	0,06
	УП	0,35	0,3I	0,04
	УШ	0,37	0,3I	0,06
	IX	0,38	0,32	0,06
	X	0,38	0,3I	0,07
	XI	0,38	0,32	0,06
	XП	0,38	0,30	0,08

Погодные условия приняты по климатическим данным.

Расчеты представлены на рис. 2. Из результатов расчетов в первом варианте (режим наполнения) следует, что минерализация снижается до 33% исходного ее значения, а затем медленно увеличивается. Рост минерализации связан со слабым обновлением воды (приток - отток) в водоеме.

Второй вариант описывает процесс более интенсивного обмена воды в водоеме, когда водохранилище будет каждый год наполняться и срабатываться. В этом случае минерализация воды снижается до I,93 г/л.

Таблица 3

Изменение концентрации солей (относительно исходного уровня) в ложе водоема (C) и интенсивность солеобмена между водой и ложем (q_c) при различных режимах эксплуатации водохранилища

Год	Наполнение		Сработка	
	C	q_c	C	q_c
1977	1,00	1,00	1,06	1,27
1978	0,99	0,99	1,27	1,27
1979	0,99	0,99	1,30	1,24
1980	0,99	0,99	1,30	1,22
1981	0,98	0,98	1,32	1,24
1982	0,98	0,97	1,32	1,19
1983	0,97	0,97	1,30	1,15
1984	0,96	0,96	1,34	1,12
1985	0,96	0,96	1,34	1,10
1986	0,96	0,95	1,34	1,08
1987	0,95	0,94	1,34	1,05
1988	0,94	0,94	1,34	1,04
1989	0,94	0,94	1,34	1,01
1990	0,93	0,93	1,34	1,00
1991	0,92	0,92	1,34	0,99
1992	0,92	0,92	1,34	0,98
1993	0,92	0,92	1,32	0,96
1994	0,90	0,92	1,31	0,95
1995	0,90	0,91	1,31	0,94

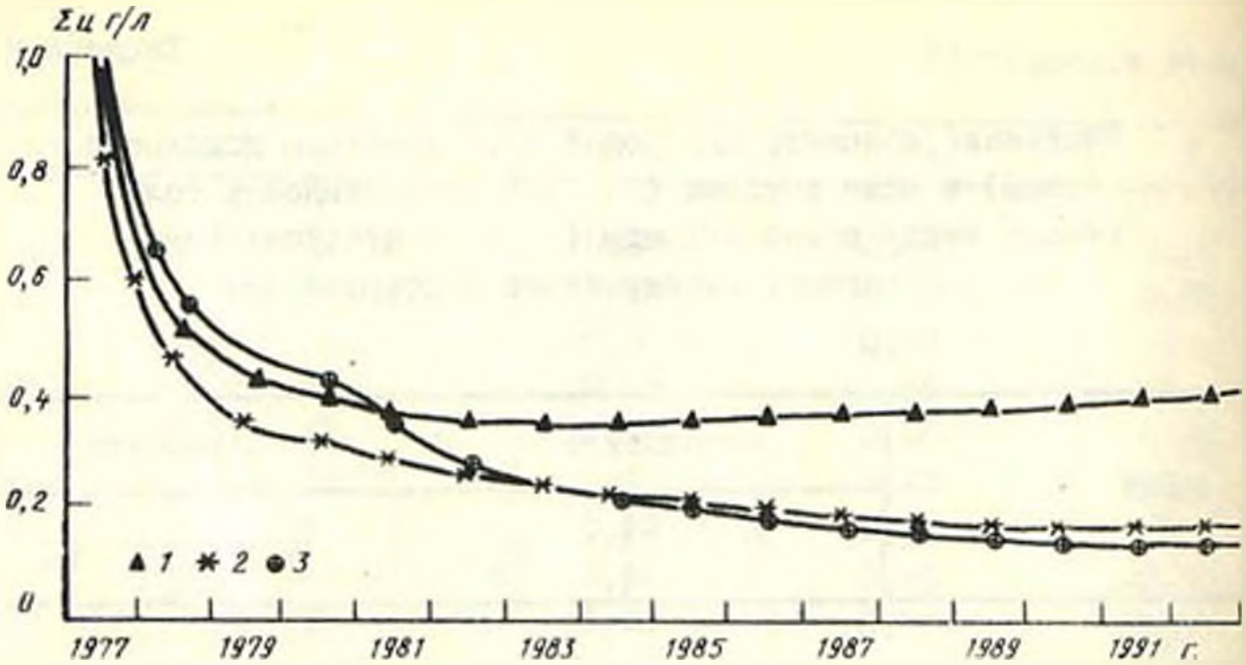


Рис. 2. Хронологический ход изменения минерализации воды (в относительных величинах от первоначального значения) Тудакульского водохранилища:

I – по модели (режим наполнения), 2 – по графику зависимости минерализации от коэффициента водообмена; 3 – по модели (режим сработки)

Выводы

Численные эксперименты и проверка по натурным данным математической модели водного и солевого режимов искусственных водоемов, построенной в данной работе, позволяет сделать вывод о возможности использования ее в практике расчетов динамики объемов, концентрации солей в воде и ложе водоема, солеобмена между водой и ложем водоема, интенсивности испарения с водной поверхности, в зависимости от режима наполнения и сработки водохранилища, поступления солей и метеорологических условий.

Х.К.ТАШМЕТОВ, Б.Ш.АЛИЕВА

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ РОЛЬ ГИДРОТЕХНИЧЕСКОГО СТРОИТЕЛЬСТВА ВОДОХРАНИЛИЩ В ФЕРГАНСКОЙ ДОЛИНЕ

Процессы эрозии почв и грунтов в последние десятилетия привлекают в Средней Азии к себе все большее и большее внимание со стороны исследователей весьма различных специальностей, поскольку они в сильной степени влияют на различные стороны практической деятельности человека. Так, например, эрозия разрушает и обедняет культурные земли, созданные трудом многих поколений. Борьба с этим бед-

ствием является одной из актуальных задач почвоведов, агрономов и других работников сельского хозяйства. Эрозия почв и грунтов - это источник формирования стока наносов, размер и режим которого существенно влияют на заиление озер, водохранилищ и каналов, образование и переформирование дельт и перекатов, засорение водоприемников и др.

В результате эрозии и стока наносов происходит понижение поверхности земли в одних районах и накопление материала - в других, т.е. перестройка рельефа поверхности земли.

Цель данной работы - оценить воздействие на этот процесс гидротехнического строительства. В качестве объекта была выбрана Ферганская долина, где на многих гидрометрических постах наблюдения за стоком взвешенных наносов ведутся более 40 лет и за этот период создан ряд крупных ирригационных систем и водохранилищ, перехватывающих твердый сток.

В 1941 г. было начато строительство первого в Ферганской долине Касансайского водохранилища, прерванное Великой Отечественной войной, и законченное в 1967 г. В 1943-1945 гг. построено Фархадское водохранилище на р.Сырдарья выше г.Бекабада, а в 1956 г. в районе г.Ленинабада - Кайраккумское с объемом 4,2 млрд.м^3 воды.

Рассмотрим влияние этих сооружений на баланс твердого стока долины. Уравнение этого баланса имеет вид

$$\Delta W = R_{нар} + R_{кар} + R_{скл} - R_{бек+дер},$$

где ΔW - изменение твердого материала в долине т/год; $R_{нар}$, $R_{кар}$ - приток наносов в долину, регистрируемый постами р.Нарын - кишл.Учкурган и р.Карадарья - кишл. Кампыррават; $R_{скл}$ - твердый сток с неконтролируемой этими постами территории, который был рассчитан по карте модуля твердого стока, приведенной в работе /2/, и принят постоянным для всех периодов; $R_{бек-дер}$ - вынос твердого материала из о долины по р.Сырдарье (г.Бекабад) и деривационному каналу Фархадского гидроузла.

Исходными материалами послужили среднегодовые расходы взвешенных наносов. В обработку вошли материалы наблюдений на гидрометстанциях Нарын - Учкурган, Карадарья - Кампыррават, Сырдарья - Бекабад и деривационный канал Фархадского гидроузла, имеющих ряд наблюдений за стоком взвешенных наносов более 30-40 лет.

Для решения поставленной задачи были выделены три периода: первый - с 1930 по 1945 г., период с естественным режимом стока наносов; второй - с 1946 по 1956 г., период эксплуатации Фархадского водохранилища и крупных ирригационных систем (Большого Ферганского, Южно-Ферганского, Северо-Ферганского и др.); третий - с 1957 по 1970 г., период работы Кайраккумского водохранилища. Здесь мы ограничились 1970 г. по той причине, что начиная с 1971 г. были пущены

в эксплуатацию еще два крупных водохранилища: Токтогульское с объемом 19,5 млрд.м^3 на р. Нарын и Андижанское на р.Карадарья с объемом 1,6 млрд.м^3. Эти гидроузлы задерживают практически весь твердый материал, поступающий по составляющим Сырдарьи в Ферганскую долину.

Таблица I

Баланс стока взвешенных наносов в Ферганской долине
(млн.т/год)

Период, годы	Приток в долину			Вынос	Отложено, мм/год
	$R_{нар}$	$R_{кар}$	$R_{сум}$	$R_{бек \cdot дел}$	
1930 - 1945	11,1	7,0	15,9	27,7	0,37
1946 - 1956	18,0	8,8	15,9	10,9	2,01
1957 - 1970	16,6	7,8	15,9	2,1	2,30

Как видно из таблицы, количество твердого материала, выносимого из долины во втором периоде, почти в 2,5 раза меньше, чем в первом. Здесь и сказалась роль Фархадского водохранилища. Надо отметить, что Фархадское водохранилище работало всего несколько лет, затем чаша была заполнена наносами. С 1956 г. работает Кайраккумское водохранилище, которое еще больше уменьшает количество выносимого твердого стока.

Средний годовой слой отложенного материала для каждого периода был рассчитан по формуле

$$h = \Delta W / \rho F,$$

где ΔW – годовой прирост объема твердого материала; F – площадь равнинной части Ферганской долины, вычисленная по гипсометрической карте и равная 14 200 км^2; ρ – плотность отложенного материала (т/м^3), взятая из работы /1/. Результаты расчета также приведены в таблице.

Как видим, если до строительства водохранилищ слой отложенного твердого материала составлял 0,37 мм/год, то в период работы сооружения слой возрос примерно в пять раз. Роль водохранилищ со временем меняется. Поступающий твердый материал сначала практически полностью задерживается водохранилищами, а затем, по мере заполнения его чаши наносами, все бо́льшая и бо́льшая часть твердого стока проходит транзитом через долину. Так, Фархадское водохранилище полностью осветляло воды Сырдарьи всего несколько лет, а в настоящее время твердый материал задерживается только Кайраккумским водохранилищем.

Таким образом, геологическая роль строительства водохранилищ весьма велика даже для такого крупного природного объекта, как Ферганская долина.

Список литературы

1. Карапушев А.В. Теория и методы расчета речных наносов. - Л.: Гидрометеоиздат. - 1977. - 270 с.
2. Шеглова О.П. Генетический анализ и картографирование стока взвешенных наносов рек Средней Азии. - Л.: Гидрометеоиздат, 1984. - 125 с.

Д.А.ЛАВРОВ

ВЛИЯНИЕ НУРЕКСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА НА ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЙ СОСТАВ ВЗВЕШЕННЫХ НАНОСОВ АМУДАРЬИ

Изучение гранулометрического состава взвешенных наносов имеет большое значение при решении ряда вопросов, связанных с проектированием гидротехнических сооружений, с генезисом взвешенных наносов, орошением сельскохозяйственных земель. Это тем более важно для рек со значительным стоком взвешенных наносов, какими являются Амударья и ее составляющие Вахш и Пяндж.

Состав речных наносов в основном определяется характером грунтов и интенсивностью эрозионных процессов в пределах склонов бассейна и русла реки. Но интенсивно возрастающее использование водных ресурсов для хозяйственных нужд отражается на естественном режиме взвешенных наносов, изменяя их и количественно, и качественно. Особенно большое влияние оказывает строительство водохранилищ долинного типа, являющихся одновременно и отстойниками речных наносов. Одним из таких водохранилищ является Нурекское на р.Вахш. Оценить, как оно повлияло на крупность взвешенных наносов р.Амударьи - цель этой работы.

Определяющая роль р.Вахш в формировании взвешенных наносов р.Амударьи определяется тем, что до строительства Нурекского водохранилища сток взвешенных наносов по Вахшу приблизительно в два раза превосходил сток наносов р.Пяндж, а на долю этих рек приходилось около 60% твердого стока р.Амударьи у г.Керки /1/.

Нурекское водохранилище, расположенное в 257 км выше слияния рек Вахш и Пяндж, начало заполняться в 1972 г. и к 1980 г. его полный объем был доведен до 10,5 км^3 /2/. Строительство водохрани-

лища не могло не отразиться на режиме стока взвешенных наносов р.Вахш. Среднегодовые расходы взвешенных наносов по посту кишл.Саригузар, расположенному в 7,4 км ниже выходных порталов Нурекского водохранилища, наглядно показывают уменьшение стока взвешенных наносов (табл. I).

Таблица I

Среднегодовые расходы взвешенных наносов (кг/с) р.Вахш – кишл. Саригузар

I969	I970	I97I	I972	I973	I974	I975	I976	I977	I978	I979	I980
4I00	2200	2300	I000	II00	96	I70	52	27	70	54	82

Почти полное осаждение взвешенных наносов Нурекским водохранилищем должно отразиться и на гранулометрическом составе наносов в низовьях р.Вахш, так как наиболее крупный состав наносов формируется в горной части бассейна реки /3/, т.е. выше Нурекского водохранилища. Подтверждение этому – материалы наблюдений за гранулометрией взвешенных наносов близ устья р.Вахш (пост Тигровая балка) за I984 г., в которых фракции размером больше 0,05 мм отсутствуют. Это дает возможность предполагать, что изменения в крупности наносов произошли и в Амударье.

Для определения возможных изменений проводилось сравнение гранулометрического состава р.Амударьи до и после строительства Нурекского водохранилища по двум постам – г.Керки и кишл.Ильчик. Расстояние между постами 295 км. По посту г.Керки был проанализирован материал наблюдений за крупностью взвешенных наносов с I953 г., а по посту кишл. Ильчик – с I955 г. Это обосновано тем, что, как указывает Б.Т.Кирста /I/, с I953 г. наблюдения за стоком наносов по г.Керки стали более надежными. По посту кишл.Ильчик в I955 г. только начались наблюдения. Ограничен первый период, предшествующий заполнению чаши Нурекского водохранилища I973 г. Второй рассматриваемый период с I974 по I983 г. совпадает для двух постов. В качестве показателя крупности взвешенных наносов принят процент фракций с диаметром частиц меньше 0,05 мм, подразделяющий наносы на транзитные и руслообразующие.

Уже простое осреднение имеющихся материалов показывает увеличение процентного содержания мелких фракций за период I974-I983 гг. как по посту г.Керки, так и по посту кишл.Ильчик.

Как видно из табл.2, процент содержания фракций размером меньше 0,05 мм увеличился по посту г.Керки с 77,9 до 85,7, а по посту кишл. Ильчик – с 77,2 до 86,4.

Таблица 2

Осредненный гранулометрический состав (содержание частиц, % по массе) за два периода для постов Амударья – г. Керки и кишл.Ильчик

Период, годы	Диаметр частиц, мм							
	1,0–0,5	0,5–0,2	0,2–0,1	0,1–0,05	0,05–0,01	0,01–0,005	< 0,05	< 0,005
				г.Керки				
1953 – 1973	0,3	2,8	9,4	9,6	42,1	16,2	77,9	19,6
1974 – 1983	0,2	1,4	4,0	8,7	50,2	16,1	85,7	19,4
				кишл.Ильчик				
1955 – 1973	0,1	2,2	7,3	13,2	40,3	16,0	77,2	20,9
1974 – 1983	0,2	2,0	4,6	6,8	44,9	16,2	86,4	25,3

Однако простое осреднение фракций гранулометрического состава недостаточно объективно, так как известно, что крупность взвешенных наносов реки зависит и от величины расхода воды. Если предположить, что за какой-то из двух периодов пробы на гранулометрический анализ отбирались преимущественно при малых или, наоборот, при больших расходах воды, то полученные таким образом составы взвешенных наносов для двух постов будут несравнимы. Чтобы устранить влияние этого фактора, сравнивались предварительно отобранные гранулометрические составы при близких значениях расходов воды отдельно за каждый месяц года. По посту р.Амударья – г.Керки было подобрано 65 пар крупности взвешенных наносов за все месяцы, кроме августа. За этот месяц не удалось подобрать гранулометрические анализы для близких по значению расходов воды. По посту р.Амударья – кишл.Ильчик сравнивалось 48 пар. Для первого поста в 54 случаях (86%) подтвердилось увеличение процентного соотношения мелких фракций за период 1974–1983 гг. Для второго поста – в 34 случаях (80%).

Из отобранных результатов гранулометрических анализов взвешенных наносов подсчитано среднее содержание фракций размером меньше 0,05 мм отдельно за каждый месяц за два периода (табл. 3). Подсчитав среднегодовое содержание частиц этого диаметра увидим, что по посту Керки оно за второй период увеличилось с 73,3 до 88,1% (без учета августа), а по посту Ильчик – с 74,1 до 86,3%.

Таким образом получен результат, свидетельствующий об уменьшении крупности наносов в среднем течении Амударьи. Но если учесть,

Таблица 3

Среднее содержание частиц размером меньше 0,05 мм (% по массе)

Период, годы	I	II	III	IУ	У	УI	УII	УIII	IX	X	XI	XII
					р.Амударья – г. Керки							
1953 – 1973	76,4	81,9	76,9	81,4	75,4	76,9	71,1	–	67,8	81,8	53,9	64,0
1974 – 1983	84,6	86,4	82,3	91,6	93,7	92,1	90,9	–	94,5	92,8	87,3	83,4
					р.Амударья – кашл. Ильчик							
1955 – 1973	73,8	68,1	81,2	86,4	80,1	71,2	88,7	78,0	68,1	55,2	66,1	72,5
1974 – 1983	98,6	85,1	94,6	91,2	89,9	95,8	79,4	85,0	93,4	69,4	67,1	86,1

что средний расход воды у г.Керки за 1953-1973 гг. составлял 1880 м^3/с, а за 1974 - 1983 гг. уже равнялся 1350 м^3/с, то есть смысл убедиться в правильности этого результата и доказать, что уменьшение крупности взвешенных наносов не связано в большей мере с уменьшением водности р.Амударья.

В предположении, что при уменьшении водности реки, а следовательно, и ее транспортирующей способности произойдет отложение наносов в русле реки, подсчитаны среднегодовые отметка дна в створе г.Керки выборочно за 10 лет с 1964 по 1985 г. Какой-либо тенденция к увеличению отметок дна проследить невозможно. Их колебания в пределах 237,050 - 237,430 м.абс. не позволяют судить о происходящем отложения наносов в русле в годовом разрезе.

Еще одним подтверждением преимущественного влияния водохранилища на уменьшение крупности взвешенных наносов Амударьи являются данные табл. 4, подсчитанные за период 1953-1968 гг. средние гранулометрические составы по посту г.Керки для расходов воды меньше 1000 и больше 3000 м^3/с (табл. 4).

Таблица 4

Средний гранулометрический состав (содержание частиц, % по массе) взвешенных наносов р.Амударьи - г.Керки за период 1953-1968 гг. при расходах воды меньше 1000 и больше 3000 м^3/с

Расход воды, м^3/с	Число анализов	Диаметр частиц, мм							
		1,0-0,5	0,5-0,2	0,2-0,1	0,1-0,05	0,05-0,01	0,01 0,005	< 0,05	<0,005
<1000	71	0,3	6,8	18,8	12,9	36,6	10,0	61,2	14,6
>3000	69	0,2	3,1	13,0	12,3	45,2	12,4	71,4	13,8

Осреднение приблизительно равного количества проб гранулометрических составов дает картину увеличения фракций размером меньше 0,05 мм для расходов, превышающих 3000 м^3/с, а это значит, что с уменьшением расходов воды происходит укрупнение взвешенных наносов. В нашем же случае с уменьшением водности Амударьи за период 1974-1983 гг. получен противоположный результат - увеличение процентного содержания мелких фракций.

Итак, осаждение взвешенных наносов р.Вахш Нурекским водохранилищем является основной причиной уменьшения крупности взвешенных наносов р.Амударья.

Список литературы

I. К а р с т а Б. Т. Сток взвешенных наносов рек Туркмении. - Ашхабад.: Ылым. - 1970. - 63 с.
2. Х а л м а т о в З. Геодинамика берегов водохранилищ Средней Азии. - Ташкент.: Фан. - 1980. - 73 с.
3. Ш а м о в Г. И. Гранулометрический состав наносов рек СССР//Тр.ГГИ. - 1951. - Вып.18(72). - С.7-11.

В.А.КУДЫШКИН, В.Р.КОМАРОВА, А.С.НИКУЛИН

ВАРИАНТ МЕТОДА ДВИЖУЩЕЙСЯ ЛОДКИ В ИЗМЕРЕНИИ РАСХОДА ВОДЫ

Задача достоверного измерения расхода воды на крупных реках Средней Азии при остром дефиците водных ресурсов является весьма актуальной. Однако она сопряжена с целым рядом трудностей: значительные деформации русла, неустановившийся режим, большая ширина. Данные условия делают процесс традиционного измерения расхода воды трудоемким и длительным. За это время могут происходить существенные изменения р как в русле, так и в режиме реки, что снижает точность измерения. В целях повышения его качества и облегчения работы гидрометров необходимо сокращение времени измерения расхода воды в реке.

Большинство новых ускоренных гидрометрических методов, таких как ультразвуковой, электромагнитный, с применением лазера, на деформируемых реках Средней Азии неприменимы. Так, метод с применением лазерных доплеровских измерителей весьма дорог, имеет трудности установки в естественных руслах и способен измерять скорость течения только поверхностной плоскости потока /I/. Для ультразвукового метода необходимы прямолинейные участки с устойчивым руслом, отсутствие температурной стратификации и аэрация потока, непревышение значения мутности воды 100-150 г/м^3 /2/. Электромагнитный метод требует прямого русла на расстоянии в три ширины реки, достаточно симметричное сечение и предельную ширину реки в 100 м /3/. Данные условия не соблюдаются на деформируемых реках, характеризующихся высокой мутностью, постоянным изменением размеров и положением в пространстве речного русла за счет работы потока и переотложения наносов.

Наиболее перспективным для измерения расхода воды на реках с деформируемыми руслами является метод движущейся лодки. В этом слу-

чае ускорение измерений достигается посредством интеграции скорости потока по ширине вертушкой и промеров глубин эхолотом с движущегося судна.

В настоящее время в нашей стране и за рубежом созданы действующие судовые установки для измерения расхода воды методом движущейся лодки. Это катер-катамаран Г.Ф.Смута в США, судовой измерительный комплекс "Створ" в нашей стране и др.

Реализованный в отделе гидрологических исследований САНИГМИ метод движущейся лодки предлагает следующее. Судно перемещается от берега к берегу в варианте самодвижущегося парома вдоль линии гидростворa по ездовому канату. В ходе движения происходит непрерывное измерение глубины потока эхолотом типа ЭИР и скорости течения гидрометрической вертушкой на глубине I,2 м при общей глубине потока более 2 м. При глубинах менее 2 м вертушка перемещается на 0,6 h от общей глубины. Это достигается специальным подъемным механизмом. Вертушка жестко крепится к штанге (без хвостовой части) и в процессе измерения постоянно строго ориентирована по нормали к створу.

По мере движения судна все элементы расхода записываются на ленту эхолота: в верхней части - профиль русла, а в нижней - импульсы вертушки. Расчет расходов ведется по отсекам, ограниченным импульсами вертушки, которые фиксируют каждый определенный оборот вертушки (для ГР-21М - 20-ый оборот). При данном варианте по нижней части эхограммы определяются средние скорости течения в отсеке. Скорость протяжки ленты эхолота фиксированная (ω = 83 мм/мин или I66 мм/мин), поэтому расстояние между отдельными импульсами определяется скоростью потока.

Зная расстояние S между соседними импульсами, можно найти время между импульсами вертушки

$$t = S/v. \qquad (1)$$

Число оборотов в I с определяется путем деления числа оборотов на время между импульсами

$$n = 20/t. \qquad (2)$$

Далее скорость потока определяется обычным способом по тарировочной таблице или уравнению вертушки.

Поскольку вертушка установлена перпендикулярно течению, отпадает необходимость введения поправки на искусственную косоструйность, возникающую при движении судна. Таким образом мы получаем скорость потока (v) на глубине I,2 м (при глубинах потока 2 м) или 0,6 h (при глубинах менее 2 м). Для перехода к средней скорости необходим коэффициент (k), обоснование которого будет рассмотрено в статье.

Верхняя часть эхограммы отражает полный профиль гидроствора и координаты определенных точек от постоянного начала. Для их регистрации при прохождении судна через фиксированные точки, указанные на разметочном канате, оператор делает "метки". Таким образом площадь водного сечения мы хорошо освещаем с нужной степенью дискретности. Расчеты элементарных площадей ведутся по отсекам, ограниченным импульсами вертушки. Их координатное положение по ширине и глубине на линии гидроствора определяется по верхней части эхограммы, и рассчитывается площадь водного сечения в отсеках.

Расход воды представляется суммой элементарных расходов в отсеках и вычисляется по формуле

$$Q = \sum_{i=1}^{N} k_i v_i F_i, \qquad (3)$$

где k_i – переходной коэффициент от измеренной скорости к средней скорости в отсеке; v_i – измеренная средняя скорость в отсеке; F – площадь отсека; N – количество отсеков.

Все конечные элементы расхода, которые вносятся в таблицу "Измеренные расходы воды", могут быть рассчитаны вручную или на ЭВМ, для чего составлена программа на языке $PL/1$.

Одним из самых сложных моментов при разработке нового варианта измерения расходов с движущегося судна является обоснование методики измерения.

Ранее модель расходов воды при интеграции скоростей течения и источники погрешностей были рассмотрены в работе И.Ф.Карасева /4/. Однако рассматриваемый им вариант измерения расходов воды отличается от нового способа. Главное различие – в способе крепления вертушки. Если в ранее применявшихся системах вертушка ориентировалась по течению, то в новом варианте – всегда перпендикулярно линии гидроствора. Рассмотрим основные методические погрешности, возникающие при этом. Наиболее существенными факторами, влияющими на точность измерения, являются скорость передвижения судна, пульсация потока, неравномерность распределения скорости по ширине потока, косоструйность течения, репрезентативность глубины заглубления вертушки, положение вертушки относительно створа, влияние корпуса судна. Рассмотрим некоторые из вышеупомянутых факторов.

При движении судна вертушка фиксирует результирующую двух скоростей: скорости потока $\overline{v}_n$ и скорости судна $\overline{v}_c$. Получается искусственный эффект косоструйности α (рисунок). Применяемые вертушки ГР-21М и ГР-99 позволяют с достаточной точностью измерять проекцию скорости на нормаль при величине косоструйности до 40^0. Исходя из этого условия, найдем предельно допустимую скорость движения судна, при которой искусственная косоструйность не влияла бы на точность показаний вертушки.

$$\bar{v}_c = \operatorname{tg}\alpha \cdot \bar{v}_n = \operatorname{tg}40^\circ \bar{v}_n = 0{,}84\,\bar{v}_n. \qquad (4)$$

Таким образом, при отсутствии естественной косоструйности компонентные свойства вер:ушек ГР-21М и ГР-99 позволяют правильно измерять скорости течения в том случае, когда скорость судна не превышает 0,84 скорости потока.

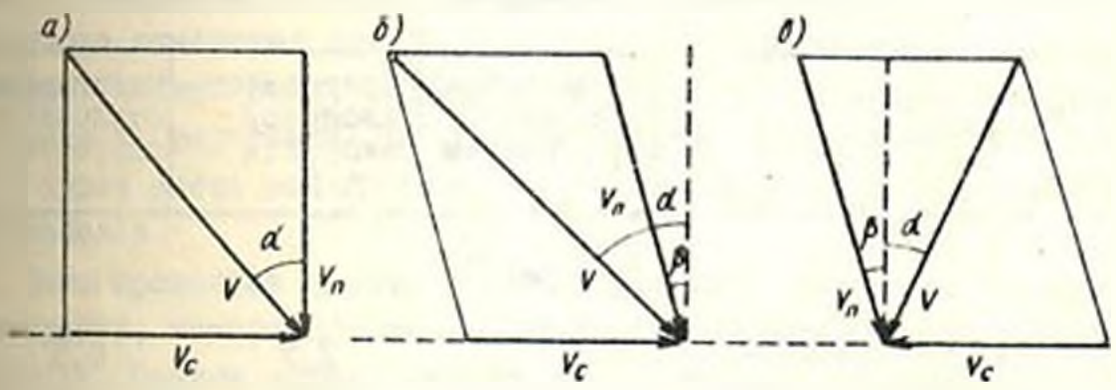


Схема определения итоговой скорости при измерении с движущегося судна:

а – при отсутствии косоструйности в потоке; б,в – при наличии ее; v_n – скорость потока, v_c – скорость судна, v – измеряемая скорость

Естественная косоструйность β вносит свои коррективы в указанное выше соотношение, на результирующую скорость v влияет направление движения судна (рисунок б и в).

В случае рисунка б при совпадении направления движения судна и косяки потока угол искусственной косоструйности α увеличивается на значение естественной косоструйности, а скорость судна должна быть

$$v_c = (\operatorname{tg}40^\circ - \operatorname{tg}\beta)\,v_n \qquad (5)$$

при $\beta = 10^\circ$ $v_c = 0{,}66\,v_n$; $\beta = 20^\circ$ $v_c = 0{,}48\,v_n$.

При движении против косоструйности скорость судна может быть

$$v_c = (\operatorname{tg}40^\circ + \operatorname{tg}\beta)\,v_n \qquad (6)$$

при $\beta = 10^\circ$ $v_c = 1{,}02\,v_n$; $\beta = 20^\circ$ $v_c = 1{,}20\,v_n$.

Вопрос влияния судна на скорость потока является одним из менее исследованных. Основная трудность заключается в невозможности измерения "эталонной" скорости на канатных переправах и вверных створах при отсутствии транспортного средства. Для решения этой проблемы проводились эксперименты на гидростворе р.Келес – Устье, имеющем гидрометрический мостик. Скорости измерялись со штанги, затем проводилась лодка или паром (длина парома 4,7 м, расстояние между

носами лодок I,7 м) и снова измерялась скорость. Замеры производились в 3-4 точках потока: на поверхности, на глубинах 0,25, 0,5 и 0,75 м. Менялось и расстояние между судном и вертушкой. Лодка подводилась к штанге вплотную, а затем отодвигалась на расстояние 0,5 и I,0 м от штанги. Всего произведено 60 серий измерений. Результаты приведены в таблице.

Влияние судна на величину измеренной скорости потока

Расстояние от судна до штанги с вертушкой	Глубина погружения вертушки, м	Среднее отклонение скорости Δ %	Максимальное отклонение скорости, %
	Лодка „Прогресс"		
У штанги – 0 м	0,0	2,7	6,5
	0,25	2,2	4,4
	0,50	I,0	2,I
0,5 м	0,0	2,I	6,5
	0,25	2,0	3,3
	0,50	7,2	I2,2
I м	0,0	3,7	I2,2
	0,25	2,2	5,6I
	0,50	5,2	I2,2
	Паром		
Между лодками	0,0	–4,3	–6,0
	0,25	–4,9	–8,6
	0,50	–7,3	–9,52
	0,75	–7,2	–I2,4

Как показали многочисленные экспериментальные работы по исследованию скоростного поля потока, погрешности пульсации в среднем составляют 4% при максимуме I6%. Отклонения скоростей (Δ), измеренных под влиянием лодки от скоростей при отсутствии ее, имеют разный знак и в целом укладываются в погрешности пульсации. Обращает на себя внимание систематическое занижение скорости при измерении с парома, когда вертушка установлена между лодками. Устранение указанной погрешности возможно при выносе измерительного устройства впереди судна. При выносе на 0,5 м погрешность скорости уменьшается и становится равной 2,6%.

Таким образом, погрешностью измерения скорости за счет влияния корпуса судна можно пренебречь, так как она имеет распределение по нормальному закону и меньшие величины, чем погрешности за счет пульсации скорости потока.

Вертикальная эпюра скоростей имеет сложный вид за счет случайных пульсационных изменений скоростного поля, воздействия ветра, влияния перемещающихся донных гряд и неравномерного движения потока. Наибольшие изменения приурочены к верхней ее части с выравниванием в средней части. Итак, коэффициент перехода от измеренной скорости к средней на вертикали k при некотором заглублении измерителя скорости будет иметь меньшую вариацию, чем на поверхности, и будет более стабилен.

Нами проделана работа по обоснованию переходного коэффициента от скорости, измеренной на глубине I,0 и I,2 м к средней скорости на вертикали. Оценка эффективности заглубления вертушки приводится ниже. Значение переходного коэффициента зависит от распределения скоростей по глубине и меняется по ширине потока в зависимости от его глубины. Полуэмпирическая теория турбулентности предлагает логарифмическое, параболическое и степенное распределение скоростей. Но данные закономерности распределения выведены из условий плоского равномерного потока при постоянном коэффициенте турбулентной вязкости ν, которые в естественных руслах не соблюдаются, так как скоростное поле формируется не только под влиянием дна, но и берегов. Сама средняя скорость на вертикали гидравлически обусловлена местной глубиной, уклоном свободной поверхности, шероховатостью русла, а также крупномасштабными турбулентными образованиями и локальной турбулентной пульсацией скоростей. Учесть все факторы возможно при наличии большого эмпирикостатистического материала на основе натурных наблюдений. Анализ измерений специальных гидрометрических работ и детальных измерений скоростей на вертикалях, проводимых при открытии постов, показал, что при глубинах потока более 2 м выравнивание скоростного поля происходит с глубины I,0–I,2 м.

Коэффициент для пересчета скорости, измеренной на этих глубинах, к средней скорости (переходный коэффициент k) зависит от местной глубины. Так, на р.Сырдарье – выше устья р.Келес, где проводились авторские испытания, эмпирическая формула для расчета переходного коэффициента от скорости на I,2 м к средней имеет вид

$$k = 1{,}073 \Big/ \left(\frac{h_i - h_{i+1}}{2}\right)^{0{,}1169}, \qquad (7)$$

где $(h_i + h_{i+1})/2$ – средняя глубина отсека.

Следует обратить внимание на отсутствие подобной связи при глубинах потока менее 2 м. В этом случае скорости потока целесообразно измерять согласно Наставлению /5/ на 0,6 от общей глубины потока, переходный коэффициент при этом равен I.

В качестве критерия точности полученной зависимости принято относительное среднее квадратическое отклонение σ_y, представляющее собой среднее квадратическое отклонение между наблюденной и рассчитанной скоростью по уравнению

$$\sigma_y = \sqrt{\sum_1^n (y_i + y_p)/n}, \qquad (8)$$

где y_i – наблюденная величина; y_p – величина, рассчитанная по уравнению; n – число членов ряда.

Относительное среднее квадратическое отклонение имеет случайный характер и составляет σ_y = 4,2% при n = 31, что соизмеримо с естественными пульсационными погрешностями. Расчет скоростей течения производился по N = 30÷200 отсекам, поэтому происходит снижение случайных погрешностей определения k в $\sqrt{N}$ раз.

Эталона для измерения расхода воды в реке не существует, поэтому в ходе авторских испытаний проводилось последовательное измерение расходов воды интеграционным методом в два хода от противоположных берегов и последующее измерение стандартным методом. Оценка нового метода проводилась относительно стандартного измерения. Среднее квадратическое отклонение σ составило 4,7% при n = 25. При этом отклонения расходов носят как положительные, так и отрицательные значения. Это соизмеримо с точностью традиционного измерения расхода воды. Погрешность стандартного метода оценивается в 5%. Исходя из вышесказанного, можно с уверенностью утверждать, что метод движущейся лодки в варианте САНИПМИ стабилен и приемлем для использования на гидропостах с деформируемыми руслами.

Список литературы

1. Железняков Г.В., Неговская Т.А., Овчаров Е.Е. Гидрология, гидрометрия и регулирование стока. – Л.: Колос. – 1984. – 432 с.
2. Карасев И.Ф. Речная гидрометрия и учет водных ресурсов. – Л.: Гидрометеоиздат. – 1980. – 310 с.
3. Грань гидрология/ Под ред. Джона К.Родда: Пер. с англ. В.В. Голосова. – Л.: Гидрометеоиздат. – 1980. – 448 с.
4. Карасев И.Ф. Модели расходов воды при интеграционных измерениях скоростей русловых потоков// Тр. ГГИ. – 1987. – Вып. 328. – С. 80–100.
5. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. Вып. 2, часть II. Гидрологические наблюдения на постах. – Л.: Гидрометеоиздат. – 1975. – 264 с.

В.Д.КОВАЛЕНКО, Л.Д.КИЗИМ,
В.Г.НИКОЛАЕВ, А.М.ПАШЕСТИК

ЭНДОГЕННАЯ МОДЕЛЬ ВЕКОВОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ КЛИМАТА ЗЕМЛИ

Настоящая статья содержит некоторые результаты работы авторов по разработке, изучению адекватности и физическому обоснованию гравитационно-климатической модели, основанной на учете отличия планетарных орбит от классических кеплеровских под влиянием вариаций динамико-конфигурационных параметров распределенной динамической планетной системы Солнца.

Известно /9/, что под гравитационным воздействием со стороны планет Солнце совершает достаточно сложное переменное квазивращательное движение относительно центра масс Солнечной системы (барицентра), в результате чего, по нашему мнению, движения планет, в частности Земли не могут являться строго гелиоцентрическими. В связи с этим авторами поставлен и рассмотрен вопрос: не влекут ли возмущения кеплеровской геометрии изменчивость стационарных в классическом представлении условий инсоляции планет? Для ответа на него необходимо иметь представление о характере и величинах обусловленных гравитационным возмущением поправок к классическим кеплеровским движениям планет. Приближенные, но достаточно точные для целей космической навигации значения указанных величин позволяет получить развитая в космонавтике теория оскулирующих элементов, принципиально основанная на использовании численных методов и весьма громоздких расчетов на ЭВМ. Невозможность представления результатов таких расчетов в явном виде является серьезным препятствием для их широкого распространения и использования при построении достаточно простых и наглядных физических моделей.

В работе предложен иной подход к проблеме оценки искомых возмущений, основанный на достаточно простой для реализации модели движения планет в гравитационном поле Солнечной системы. В соответствии с ней орбиты планет представляют собой эллипсы со всеми классическими кеплеровскими параметрами, за исключением одного – фокуса эллиптической орбиты – ее перицентр совпадает с барицентром, а не с центром тяжести Солнца (ЦТС). Положение последнего или его диссимметрия рассчитано в работе в каждый момент времени с учетом конфигурации остальных планет, при этом с достаточной для проделанных оценок точностью это положение определяется взаимной конфигурацией внешних планет – Юпитера, Сатурна, Нептуна, Урана и Плутона (рис.I). Предложенная модель допускает весьма наглядную физическую интерпретацию. Если представить собственное движение Солнца вокруг барицент-

ра как квазигармоническую осцилляцию тяготеющей массы в пространстве и времени, то по аналогии с колебанием груза на пружине (планета в поле тяготения Солнца), закрепленной на осциллирующей опоре(Солнце), логично предположить, что в зависимости от ускорения Солнца эллиптическая траектория планет оказывается смещенной относительно классической кеплеровской таким образом, что фокус орбиты не совпадает с ЦТС и сдвигается, как нетрудно представить, на некоторое малое расстояние в направлении барицентра либо от него, зависящее от знака и величины составляющей ускорения Солнца вдоль оси ЦТС - барицентр. Таким образом, в рамках предлагаемой авторами модели солнечно-земные расстояния оказываются отличными от кеплеровских и изменяются в соответствии с параметрами движения Солнца вокруг центра тя-

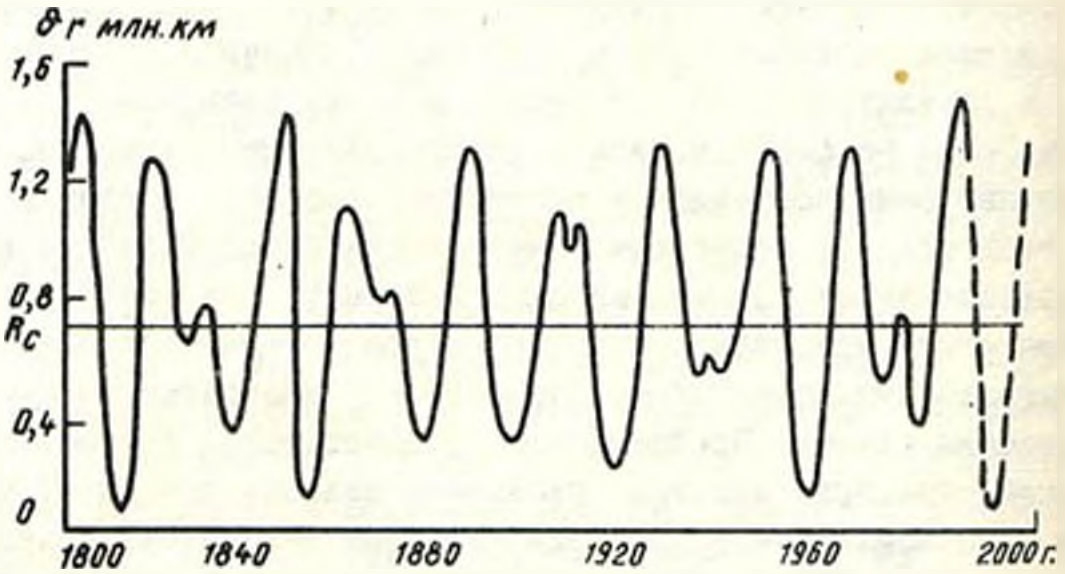


Рис. I. Вековой ход удаленности центра тяжести Солнца от барицентра (R_c - радиус Солнца)

жести Солнечной системы. В связи с этим и изменяются условия инсоляции планет как сезонные, так и интегральные годовые. Для получения оценок изменчивости потоков солнечной энергии, приходящих к Земле за определенное время (месяц, сезон, год и более) и связанных с ней изменений термического режима Земного шара, авторами на основе предложенной модели был построен математический аппарат и разработана численная методика расчета искомых величин. Входными и, как показало исследование, определяющими параметрами математической модели являются $\delta(t)$-удаленность ЦТС от барицентра в рассматриваемый интервал времени и $\Delta\varphi(t)$ - угол между осью ЦТС - барицентр и осью апсид. Суммарный поток солнечной энергии Q , приходящий за определенный период τ (месяц, год) на внешнюю границу атмосферы Земли, определяется интегрированием по эллиптической траектории с учетом текущей солнечно-земной геометрии, зависящей помимо прочих

ческих от параметров δ и φ (рис.2):

$$Q \approx Q_{кепл}\left(1+\frac{\Delta}{a\alpha}\int_0^t (1+e\cos(\theta-\varphi(t))\delta(t)\,dt\right).$$

где e, Q, α – эксцентриситет, истинная аномалия, средний радиус кеплеровской орбиты Земли соответственно; Δ – средняя размерная диссимметрия Солнца; $Q_{кепл}$ – доза облучения планеты, соответствующая ее движению по кеплеровской орбите за время τ.

Рис.2. Влияние солнечно-земной геометрии на модельные режимы энергообеспеченности климатической системы Земли

При взятии интеграла использовано разложение подынтегральной функции в ряд по малому параметру δ/α с точностью до членов второго порядка малости. Искомые величины суммарных годовых потоков солнечной энергии или, что то же, солнечной постоянной в рамках предлагаемой модели представимы в виде двух слагаемых, первое из которых описывает неизменную из года в год дозу солнечной радиации, соответствующую движению Земли по классической кеплеровской орбите, а второе – малую в сравнении с первым переменную добавку, обусловленную диссимметрией, причем во втором слагаемом можно выделить две составляющие: одна описывает колебания потока за счет эллиптичности орбиты планеты при постоянных на рассматриваемом периоде радиусе и угловой скорости движения Солнца, другая дает поправку на изменение параметров квазивращения Солнца.

При меняющихся во времени условиях облучения Солнца не могут оставаться постоянными из года в год и параметры теплового состояния климатической системы, в частности глобальные значения температуры воздуха, воды в океане и др. По всей видимости, при таком нестационарном обогреве Земля если и находится в равновесном термодинамическом состоянии, соответствующем движению по классической кеплеровской орбите, то за периоды времени, большие периодов вековых колебаний, обусловленных диссимметрией. За периоды меньшие, ли-

бо сравнимые с ними равновесные стационарные состояния в климатической системе, вероятнее всего, невозможны, в ней происходит либо перегрев, либо переохлаждение. Для оценки возможных климатических изменений, обусловленных дисимметрией, необходимо, на наш взгляд, исходить из идеи накопления тепла, в соответствии с которой тепловой режим некоторого периода, например года, определяется потоком энергии, поступившим на Землю не только в рассматриваемый, но и в предыдущие периоды. Для проверки этого положения в работе вычислена интегральная многолетняя характеристика поступающей к Земле солнечной энергии – тепловая обеспеченность планеты, фрагменты которой за периоды 1790 – 2100 и 1880 – 2000 гг. приведены соответственно на рис. 3 и в табл. 1.

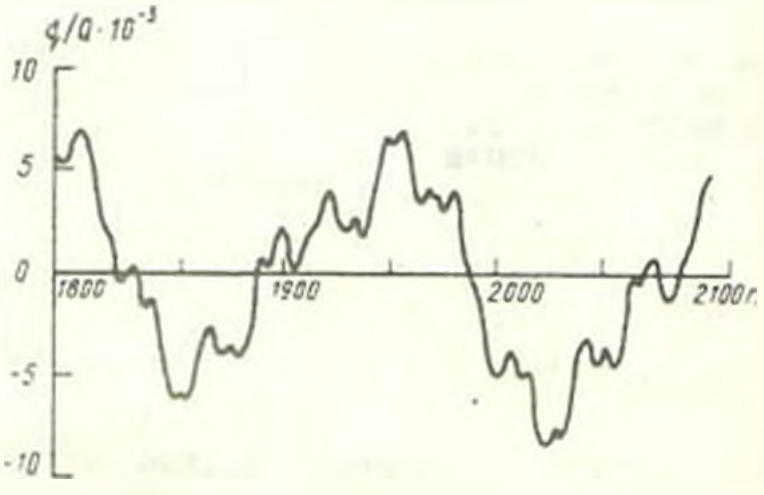


Рис. 3. Вековой ход энергообеспеченности климатической системы Земли в долях от кеплеровской (результаты моделирования)

Наиболее важным свойством полученного решения оказывается его временная изменчивость, имеющая квазициклический характер с явно выраженными ритмиками различных амплитуд и временных масштабов. Наиболее высокочастотными и регулярными являются годичные ритмические вариации дисимметрий (полгода – сближение с Солнцем, полгода – удаление от него), имеющие наиболее значительные амплитуды колебаний порядка 1% от уровня, соответствующего классической кеплеровской орбите. На приведенной кривой, построенной для среднегодовых значений тепловых параметров, эти колебания оказываются сглаженными и потому не видны. Наиболее явно выраженными низкочастотными являются вековые колебания с периодом порядка 180–200 лет, амплитуда которых составляет десятые доли процента. И, наконец, промежуточное значение занимают ритмики с периодами порядка одного – двух десятков лет и амплитудами колебаний, хотя и заметно меньшими, но того же порядка, что и у вековых. Интересно отметить, что качественный анализ поведения модельной кривой за последнее тысячелетие позволяет надеяться

Таблица I

Временной ход годовой энергообеспеченности климатической системы Земля по результатам моделирования (в долях от кеплеровской)

Год	0	I	2	3	4	5	6	7	8	9
I880	-33,3	-27,7	-22,8	-I7,4	-I2,2	-6,8	-I,7	2,9	5,8	5,3
I890	4,I	3,3	6,5	I2,4	I5,9	I8,8	20,7	2I,4	I9,7	I6,2
I900	II,8	7,3	3,6	0,9	3,I	3,9	6,0	9,0	I2,4	I5,9
I9I0	I8,6	20,8	I9,7	I9,7	22,7	26,2	29,9	33,4	37,4	39,7
I920	40,2	40,5	38,5	36,I	32,2	27,9	23,6	20,6	20,2	2I,7
I930	24,3	25,9	26,9	26,7	25,2	22,3	I9,2	I7,4	I7,9	2I,8
I940	27,I	33,I	38,6	43,9	48,7	53,0	57,I	60,5	63,0	63,7
I950	62,9	63,2	67,5	68,9	69,2	69,7	67,4	64,5	6I,I	57,2
I960	52,4	47,4	42,4	38,2	35,5	35,4	37,5	39,5	38,7	38,9
I970	37,9	35,8	33,9	3I,9	29,6	30,3	33,8	36,6	38,3	38,6
I980	36,2	33,I	28,6	23,5	I8,4	I2,9	7,5	I,8	-3,4	-7,6
I990	-8,3	-I5,9	-22,3	-28,4	-33,4	-38,I	-4I,5	-44,3	-46,9	-49,3

на выявление ритмик с более низкой частотой колебаний, чем вековые, период которых, по всей видимости, составляет более тысячи лет.

Описанный выше результат позволяет провести оценку глобальных температурных изменений климата, если использовать условия квазиравновесия температурных характеристик климатической системы с накапливаемым в ней теплом. В силу малости добавок искомые изменения температуры находятся в линейной зависимости от тепловой компоненты. По нашим оценкам величина годового приращения температуры в рамках обсуждаемой модели может составлять до 0,067К, а амплитуда вековых колебаний в XIX-XX столетиях в рамках модели достигает 0,6К от среднего уровня. Вид приведенной на рис.3 кривой тепловой обеспеченности обращает на себя внимание качественным и даже количественным соответствием сложившимся в настоящее время представлениям о климатических изменениях на Земле за последние столетия:

I) кривая обнаруживает хорошее сходство с графиками вековой температурной изменчивости, полученными на основе данных инструментальных наблюдений за приземной температурой воздуха и обобщенными различными авторами для северного полушария Земли: Г.В.Грузой и др., Е.П.Борисенковым и др., а также Х.Лемом для всей Земли. Обращает на себя внимание хорошее совпадение на кривых локальных максимумов в 1900, 1920, 1940, 1970 годов и минимумов в 1910, 1960 годах (рис.4);

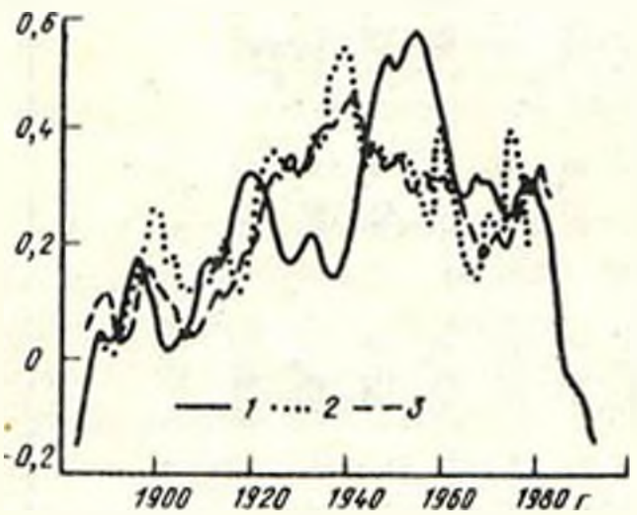


Рис.4. График осредненных по пятилеткам климатических изменений средней температуры поверхности Земли, рассчитанных по предложенной модели (I), Е.П.Борисенковым и В.Н.Приемовым (2) и полученные К.Я.Ваниковым, Г.В.Грузой и др. (3)

2) полученная авторами оценка глобальных температурных изменений последнего тысячелетия качественно верно отражает крупные климатические вариации, имевшие место в доинструментальную эпоху, дошедшие до нас в исторических документах и подтвержденные неоднократно современными экспериментальными методами палеоклиматического анализа: потепление и климатический оптимум в X-XУ вв., "малый ледниковый период" в XУП-XIX в. и ряд других.

Феномен обнаруженного соответствия модельных и экспериментальных результатов является достаточно редким при сравнении различных, не связанных между собой процессов, и, несомненно, заслуживает весьма серьезного исследования природы обнаруженного сходства.

Проверка адекватности рассматриваемой модели, претендующей на выявление первопричин и объяснение механизма циклических колебаний климата, представляет самостоятельную, достаточно сложную научную проблему. Рассмотрим возможности подтверждения истинности или же опровержения получаемых с помощью модели результатов.

Первая из двух имеющихся заключается в достижении полной убежденности в правильности построения изначальной гипотезы и рабочей модели и может быть реализована в процессе глубокого, детального анализа и объективного обсуждения развиваемого подхода соответствующими специалистами: механиками, астрономами, климатологами. Вторая связана с установлением достоверного разностороннего соответствия полученных с помощью модели результатов и известных экспериментальных данных. Ниже приведены некоторые итоги работы авторов по реализации второй из указанных возможностей.

Поскольку в основе рассматриваемой модели лежит расчет вариаций энергообеспеченности планеты, то к проблеме достоверности полученных результатов целесообразно подходить с учетом современных представлений о тепловом балансе Земли. В соответствии с /I/ количество солнечной радиации, поглощенной нашей планетой, равно 179 ккал/(см^2·год), из которого 118 ккал/(см^2·год) поглощается поверхностью суши и океана, а 61 ккал/(см^2·год) – атмосферой. Поглощенная энергия расходуется в основном на испарение (66 ккал/(см^2·год), турбулентный теплообмен земной поверхности с атмосферой (13 ккал/(см^2·год)) и обогрев деятельного слоя суши и океана. Эффективное длинноволновое излучение земной поверхности составляет, согласно оценкам, 39 ккал/(см^2·год). В случае обнаружения невязки теплового баланса недостаток энергии следует относить, очевидно, на счет увеличения теплосодержания в основных составляющих климатологической системы Земли: атмосфере, деятельном слое суши, океане, криосфере. Наиболее достоверными индикаторами изменения условий внешнего обогрева Земли являются, таким образом, данные наблюдений за ее инсоляцией и различными температурными характеристиками, а также геофизические параметры, отражающие уровень теплосодержания основных компонент климатической системы и энергообмена между ними: глобальное испарение, колебания ледников и ледовых условий и пр. Однако крайне неравномерная, недостаточно густая и сравнительно недавно созданная глобальная сеть наблюдений за указанными климатическими составляющими не обеспечивает пока достаточно надежной по качеству, объему, полноте и временному охвату базы данных, позво-

лящей осуществить реконструкцию временного хода основных количественных характеристик, определяющих компоненты энергетического баланса и представить, таким образом, убедительные подтверждения адекватности обсуждаемой модели.

В связи с этим возникает необходимость отыскания и использования для подобных целей достоверных методов реконструкции количественных параметров глобальных климатических изменений, основанных на подборе и привлечении различного рода косвенных индикаторов состояния климатической системы: инструментальных, литологических, дендрологических, биохимических данных об уровнях водоемов и мирового океана, сведений о положении древних морен, ледников и современном состоянии криосферы и пр. Причем наибольшее предпочтение в этом случае следует отдавать инструментальным индикаторам, наиболее объективно отражающим временную динамику процессов ввиду их прямого количественного выражения. Из списка возможных "претендентов" следует исключить также охватывающие менее чем 30-летний период наблюдения из-за недостаточной достоверности получаемого с их помощью статистического подтверждения моделируемых результатов. Затем, имея в виду изучение процессов с характерными временами ритмик порядка десятков лет, мы должны исключить из рассмотрения индикаторы, отражающие более низкочастотные геофизические вариации (оледенение Антарктиды, Гренландии, распространение вечной мерзлоты и т.д.) или обладающие недостаточно высоким уровнем разрешения (литологические, биохимические и пр.). И наконец, необходимо отдавать себе отчет в том, что использование рядов данных, относящихся к отдельным районам, или даже отдельным станциям наблюдения, в лучшем случае может давать лишь частное подтверждение или опровержение результатов, полученных с помощью глобальной климатической модели. Приведенные выше замечания существенно сужают приведенный перечень индикаторов, пригодных для использования в качестве достоверных.

Из множества рассмотренных в работе рядов данных и индикаторов в качестве опорных нами были выбраны следующие: температурные характеристики приземного слоя воздуха /3/, данные по уровню мирового океана /4/, ледовитости арктических морей /5/, стоку горных ледников, глобальному испарению /6/, а также параметры, отражающие интенсивность солнечного излучения: данные наблюдений прямой солнечной радиации /8/ и измерений солнечной постоянной, выполненных в Смитсоновском институте /2/. Рассмотрены также индексы солнечной активности Вольфа /7/.

Для проверки адекватности обсуждаемой модели в работе была развита методика сравнительного анализа модельных и экспериментальных результатов, основанная на элементах корреляционного анализа. При этом наибольшее внимание было уделено изучению тесноты корреля-

ционных связей и соответствующих полученным коэффициентам парной корреляции уровней значимости, исследованию влияния на уровни связности процедур сглаживания методом скользящей средней и сдвига тестовых экспериментальных кривых относительно расчетной модельной зависимости коэффициентов связи от длины коррелирующих рядов.

Наиболее важные результаты сравнительного анализа, проведенного в работе, сведены в табл. 2.

Таблица 2

Сводка результатов исследования корреляционных связей расчетной разностной интегральной многолетней характеристика теплообеспеченности Земли, полученной с помощью модели, с различными гелиогеофизическими параметрами и индикаторами вековой изменчивости теплового состояния климатической системы

Гелиофизические и климатические индикаторы	Период, годы	R_{max}	$\tau_{лет}$	S_m
Гелиоклиматические факторы				
Вековая изменчивость солнечной активности (индекс Вольфа)	1881–1984	0,82(0,42)	0	9(I)
Многолетние вариации солнечной постоянной (данные Смитсоновского института):	1924–1952			
первичный материал		0,92(0,60)	-10	7(I)
интерпретация Васильева		0,89(0,54)	-10	7(I)
Многолетний ход прямой солнечной радиации (обобщение данных актинометрической сети северного полушария Пивоваровой)	1881–1976	0,74(0,46)	-24	9(I)
Температурные характеристики климатической системы				
Многолетний ход температур приземного слоя воздуха северного полушария:				
ряд Г.В.Груза – З.Я.Раньковой	1891–1976	0,81(0,42)	-15	9(I)
ряд К.Я.Ваниикова – Г.В.Груза	1881–1963	0,82(0,45)	-14	9(I)

Продолжение табл. 2

Гелиофизические и климатические индикаторы	Период, годы	R_{max}	$\tau_{лет}$	S_m
ряд Е.П.Борисенкова – В.Н.Приемова	I890–I978	0,75	-II	5
ряд Джонса и др.	I88I–I984	0,80	-I8	9
ряд Х.Лема для всей Земли	I88I–I972	0,79	-I2	5
Косвенные индикаторы климатической изменчивости				
Колебания уровня океана:				
обобщение Р.К.Клиге	I898–I973	0,77(0,83)	0(32)	5
обобщение Т.Барнетта	I90I–I968	0,69(0,79)	4(32)	5
обобщение В.Горница – Д.Хансена	I893–I980	0,76(0,89)	6(28)	5
Многолетний ход глобального испарения (реконструкция Р.Г.Клиге)	I88I–I976	0,80	-I3	9
Колебания ледовитости Арктических вод:				
Северный Ледовитый океан в целом (обобщение В.Д.Захарова)	I902–I968	-0,68(0,54)	77	5(I)
Баренцево море	I900–I970	-0,63(-0,50)	00	II(I)
Гренландское море	I92I–I973	-0,79(-0,33)	-I2	I3(I)
Балтийское море	I9II–I968	-0,71(-0,24)	-4	I3(I)
Баланс горно-ледниковых систем:				
глобальный сток ледников (реконструкция Р.Г.Клиге)	I89I–I976	0,76(0,42)	-6	5(I)

Примечание. R_{max} – максимальный коэффициент корреляции, полученный при S_m -летнем сглаживании ряда-индикатора и его τ -летнем временном сдвиге относительно смоделированного ряда.

Прежде всего следует отметить высокий уровень значимости рассчитанных коэффициентов корреляции, в большинстве случаев превышающих уровень 99,9% как по χ , так и по τ - критерию, причем высокая корреляция рассчитанного нами ряда обнаруживается при сравнении

с экспериментальными рядами различных параметров климатического состояния Земли, полученных независимыми методами. Разумеется, факт этот может быть объяснен известной синхронностью многолетних колебаний различных глобальных параметров климатической системы. Однако принципиально важной представляется выявленная в работе связь полученной в рамках модели теплообеспеченности Земли с пятнообразовательной деятельностью на Солнце, свидетельствующая, возможно, о единой природе процессов, происходящих на Солнце и на Земле.

Расчеты показали, что высокие значения коэффициентов устойчивы при изменении длин коррелирующих рядов. Так, например, монотонное уменьшение количества членов в рядах данных по глобальной приземной температуре воздуха со 100 до 60 влечет за собой незначительное изменение коэффициентов корреляции, не превышающее 0,1 от начального, соответствующего длинному ряду уровня (рассматривались случаи уменьшения рядов с их начала и конца в отдельности и одновременно).

С целью выявления влияния на уровни связи вековых трендов нами проводились расчеты коэффициентов корреляции для аномалий климатических индикаторов, отсчитываемых от трендов, выделенных методом скользящей средней различной длины (по 21, 23, 25 членам ряда). Вычисленные для аномалий значения коэффициентов оказываются существенно (на 0,25–0,40) ниже определенных для абсолютных погодичных значений климатических параметров, что свидетельствует о значительном вкладе вековых колебаний климата в установленные уровни связей.

Напомним, что приведенные в табл.2 коэффициенты корреляции получены при сравнении модельного ряда с рядами, обобщающими экспериментальные данные и составленными из сглаженных значений методом скользящей средней. О влиянии процедуры сглаживания на уровень корреляционных связей позволяет судить материал, приведенный в табл.3, из которого следует, что значения коэффициентов корреляции, полученных для погодичных (несглаженных) выборок, существенно ниже аналогичных сглаженных. Обнаруженная зависимость обусловлена, по всей видимости, часто земной природой климатических колебаний с периодами, меньшими 7–8 лет, фильтруемых в процессе сглаживания. Интересно отметить, что графики зависимостей корреляционных коэффициентов от порядка сглаживания имеют максимум, приходящийся на 9–13 лет, при дальнейшем его увеличении значения коэффициентов несколько снижаются.

Проведенный анализ позволил выявить также, что наиболее тесные связи расчетного и экспериментальных рядов обнаруживаются при некотором их запаздывании относительно друг друга, доходящего до 14 лет. Отметим, что аналогичные обнаруженные нами фазовые сдвиги – достаточно распространенное явление в исследованиях взаимосвязей различных метеорологических и климатических параметров.

Анализ результатов сравнения расчетного и среднегодовых погодичных и сглаженных температурных рядов, определенных для различных широтных зон, регионов, морских акваторий северного полушария, позволяет утверждать, что региональная детализация приводит, за редким исключением, к некоторому снижению уровней корреляционных связей, тем не менее оставляя тесноту последних в пределах достоверности с вероятностью не ниже 95%. Уровни связи возрастают монотонно с увеличением широты регионов и широтных зон.

Таблица 3

Влияние порядка сглаживания S_m рядов данных наблюдений за глобальной приземной температурой по Г.В.Груза на уровень их корреляционной связи с модельной функцией теплообеспеченности $\Delta\varphi$-летнем сдвиге фаз между сравниваемыми рядами

$R_{корр}$ \ S_m лет	I	3	5	7	9	II	I3	I5
Для северного полушария $\Delta\varphi = -I4$	0,48	0,62	0,72	0,75	0,78	0,78	0,77	0,75
Для 80^0 с.ш. $\Delta\varphi = -I6$	0,53	0,65	0,72	0,77	0,82	0,85	0,87	0,86
Для 65^0с.ш. $\Delta\varphi = -I4$	0,58	0,75	0,80	0,82	0,83	0,83	0,82	0,80
Для Северной Америки $\Delta\varphi = -I4$	0,4I	0,63	0,72	0,79	0,82	0,84	0,85	0,84
Для Евразии $\Delta\varphi = -I2$	0,33	0,49	0,60	0,65	0,68	0,69	0,68	0,67

Полученные результаты могут представлять интерес прежде всего в смысле их прогностических возможностей. Разработанная модель позволяет дать прогноз климатических изменений средней глобальной температуры поверхности Земли. До конца XX в. в соответствии с моделью следует ожидать падения климатического уровня глобальных температур, который на рубеже третьего тысячелетия окажется примерно на 0,5-0,7^{0}С ниже уровня температурного максимума, имевшего место в 40-е годы нашего века. Тенденция к понижению сохранится и далее, максимум похолодания (до -0,8^{0}С от среднего уровня температур XX столетия) приходится на 20-30-е годы XXI в, после чего следует ожидать серию циклов с положительным тепловым балансом. К концу следующего века уровень температур поднимется к среднему за 200-летний период значению.

Выводы

I. Предложена модель для расчета ежегодных изменений величины потоков солнечной энергии, приходящих на внешнюю границу земной атмосферы, обусловленных дисимметрией Солнца, и оценки климатических изменений средней по земному шару и по отдельным полушариям температуры поверхности Земли, вызванной вариациями этого потока.

2. Исследован многолетний ход модельных величин потоков солнечной энергии, функции энергообеспеченности и средних значений температуры поверхности Земли на период I790–2II0 гг. Анализ полученных результатов позволил выявить нестационарный характер зависимости исследованных параметров от времени. Амплитуды колебаний потока солнечной радиации не являются постоянными и могут составлять в максимуме до I% среднего уровня, соответствующего классическому кеплеровскому движению Земли вокруг Солнца. Абсолютные значения найденных температурных отклонений от средней многовековой температуры планеты в отдельные периоды могут достигать 0,6°С. Полученные в работе временные зависимости обнаруживают явно выраженный вековой ход, на который накладываются вариации I6–23-летних циклов и ежегодные ритмики.

3. Полученные в рамках предложенной модели оценки вариаций энергообеспеченности и средней глобальной температуры Земли при сравнительном анализе с наиболее достоверными из отобранных индикаторами изменчивости основных компонет климатической системы: атмосферы, океана, криосферы, а также с вековым ходом солнечной активности обнаруживают статистически достоверные и весьма высокие уровни связей, свидетельствующие о сходстве частотных и амплитудно-фазовых характеристик расчетной и эмпирических зависимостей, случайная природа которого, по нашему мнению, маловероятна.

Полученные результаты, а также возможные перспективы их использования для исследования и, быть может, объяснения многолетних и вековых колебаний и долгосрочного прогнозирования климата представляются достаточно вескими аргументами в пользу глубокого и комплексного изучения представленной модели.

Список литературы

I. Будыко М.И., Берлянд Т.Г., Ефимова Н.А. Тепловой баланс Земли. – Л.: Гидрометеоиздат. – I978, – 4I с.

2. Васильев О.Б., Мурагин А.Ф., Никольский Г.А., Рубашев Б.М. О возможности изменчивости солнечной постоянной по наблюдениям Смит-

соновского института/ Солнечные данные. – 1973. – № 3. – С. 91 – 102.
3. Винников К.Я. Современные изменения глобального климата// Сер.метеорология. Обзорная информация /Вып. 8. Обнинск.: 1985. – 52 с.
4. Голицин Г.С. Изменения климата в XX и XXI столетиях (обзор)// Изв. АН СССР. ФАО. – 1986. – т.22, № 12. – С. 1235-1249.
5. Захаров В.Д. Льды Арктики и современные природные процессы// Л.: Гидрометеоиздат. – 1981. – 136 с.
6. Клиге Р.К. Изменения глобального водообмена. М.: Наука. – 1985. – 248 с.
7. Оль А.И., Шерстюков Б.Г., Трофименко Л.Т. Каталог индексов солнечной и геомагнитной активности. Обнинск: 1979. – 201 с.
8. Пивоварова З.И. Радиационные характеристики климата СССР. – Л.: Гидрометеоиздат. – 1977. – 336 с.
9. *P.D. jose, Astr. j., jo, 193, 1965.*

Н.А.МУСАТОВ

ФИЗИКО-СТАТИСТИЧЕСКИЙ МЕТОД ПРОГНОЗА ГОДОВОГО СТОКА р.ЗЕРАВШАН У ПОСТА ДУПУЛИ

Сверхдолгосрочное прогнозирование стока рек является решением одной из основных проблем эффективного использования водных ресурсов Средней Азии. Нехватка воды в маловодные и избыток в многоводные годы наносят определенный ущерб хозяйству.

Сложность проблемы сверхдолгосрочного прогнозирования (на год и более) состоит в том, что область сбора предикторов, обусловливающих долгопериодные колебания стока, должна охватывать весь земной шар или большую его часть. Невозможность учета всех факторов, влияющих на формирование стока рек при несомненном наличии глобальных долгопериодных возмущений (солнечная активность, температура поверхности океана и др.) привела к тому, что основное развитие в исследованиях многолетнего колебания стока получили стохастические модели. Однако для большинства рек Средней Азии построение стохастических моделей не позволило получить прогноз стока с требуемой точностью /4/.

В настоящей работе на основе использования уравнений множественной регрессии рассмотрен один из подходов к долгосрочному про-

гнозирования колебаний годового стока рек. Обычно в качестве предикторов принимают индикаторы или факторы, характеризующие крупномасштабные процессы: ледовитость северных морей (Норвежского, Баренцева, Белого и др.), индексы атмосферной циркуляции, температуру подстилающей поверхности и т.д. /I/.

При составлении уравнений регрессии для прогноза годового стока р.Зеравшан в качестве предикторов использовались месячные аномалии приземной температуры и давления воздуха в узлах регулярной сетки северного полушария с шагом 5^{o} по широте и 10^{o} по долготе, любезно предоставленные автору сотрудниками САНИГМИ им.В.А.Бугаева.

Гидрометеорологические элементы, как правило, обладают большой пространственной и временной неоднородностью. Для устранения влияния случайных факторов и выделения полезной информации из временных рядов обычно используют "фильтры". Наиболее широкое применение в практике гидрологических расчетов получили биномиальный фильтр, экспоненциальное сглаживание, осреднение.

В качестве фильтра было использовано скользящее осреднение по двухмесячным (I-II, II-III, III-IУ, IУ-У, У-УI, УI-УII, УII-УIII, УIII-IX, IX-X, X-XI) и трехмесячным (I-III, II-IУ, III-У, IУ-УI, У-УII, УI-УIII, УII-IX, УIII-X, IX-XI) периодам. Декабрь - период, необходимый для сбора, обработки и представления информации по температуре и давлению в северном полушарии - в осреднении не участвовал.

Информативная группа предикторов определялась посредством вычисления пространственно-временных корреляционных связей между годовым стоком р.Зеравшан у поста Дупули и осредненными по временным периодам аномалий температуры и давления /2, 3/. Таким образом, для дальнейшего анализа выбирались те предикторы, которые имели наиболее высокий (значимый для выборки данной длины) коэффициент корреляции с предиктантом. Пространственное распределение значимых парных коэффициентов корреляции приведены на рисунке.

Информативные предикторы, имеющие одинаковые сдвиги во времени и сгруппированные в отдельные области, осреднялись по пространству. Такое преобразование аномалий температуры и давления во времени и по пространству позволило выделить полезную информацию. Полученные реализации использовались при составлении линейных уравнений множественной регрессии.

Выбор расчетного уравнения включал следующие этапы: исходные выборки разбивались на две части - обучающую и проверочную, по обучающей выборке составлялось несколько уравнений и выбирались те, для которых сводный коэффициент корреляции был максимальным, составлялись прогнозы и различные варианты осреднения прогнозов, последние подвергались проверке на независимом материале. За группу расчетных уравнений принимались те, для которых число оправдавшихся

на независимом материале прогнозов было наибольшим. Прогноз считался оправдавшимся, если модуль его ошибки меньше или равен 0,674 σ (σ - среднеквадратичное отклонение прогнозируемого ряда, для р.Зеравшан 0,674 σ = 15 м^3/с). Таким образом, были получены следующие уравнения для прогноза годового стока р.Зеравшан:

$$Q_I = 0{,}419\, D^{(1)}_{VII-VIII} + 0{,}094\, D^{(1)}_{III-IX} + 0{,}412\, D^{(1)}_{I-VIII} + 153. \quad (1)$$

$$Q_{II} = 0{,}649\, T^{(2)}_{X-XI} - 0{,}223\, D^{(1)}_{III-V} + 0{,}118\, D^{(2)}_{V-VII} + 153. \quad (2)$$

$$Q_{III} = 0{,}23\, D^{(1)}_{VII-VIII} - 0{,}138\, T^{(1)}_{II-IV} - 0{,}279\, T^{(2)}_{I-II} + 160. \quad (3)$$

где $T^{(i)}_j$, $D^{(i)}_j$ - осредненные во времени и по пространству температура и давление; i - номер осредненной области (рисунок); j - период осреднения, предшествующий прогнозируемому году.

Области значимых значений коэффициентов корреляции (заштрихованы) между стоком р.Зеравшан и приземным давлением (I - 3, 5 - 7) и температурой (4, 8, 9)

Основные критерии выбора расчетных уравнений приведены в табл. I, проверка прогнозов на независимом материале - в табл. 2.

Для улучшения качества прогноза часто применяют методы комплексации прогнозов, полученных различными способами /5/. Анализ некоторых подходов к расчету весовых коэффициентов при комплексации прогнозов рассмотрен в работе /5/. Частным случаем комплексации прогнозов, вычисленных по различным уравнениям, является их осреднение. Анализ результатов проверки прогнозов на независимом

материале показывает, что результаты осреднения прогнозов по второму и третьему, а также по трем уравнениям позволяют существенно улучшить оправдываемость и качество прогноза.

Таблица I

Критерии выбора расчетных уравнений для прогноза

Номер уравнения	Число элементов обучающей выборки	Коэффициент корреляции			Число исходов проверочной выборки	Оправдываемость, %
		сводный	верхняя граница	нижняя граница		
I	30	0,87	0,94	0,73	I4	57
2	32	0,8I	0,90	0,63	I4	57
3	29	0,80	0,9I	0,63	I4	64

Выводы

I. Для прогноза годового стока р.Зеравшан получены линейные уравнения множественной регрессии. В качестве предикторов приняты преобразованные во времени и по отдельным информативным областям северного полушария аномалии температуры и давления.

2. Использование методов комплексации прогнозов, полученных по различным уравнениям, позволяло улучшить оправдываемость и качество прогнозов. Оправдываемость прогнозов на независимом материале составляет 70%.

Таблица 2

Оправдываемость прогнозов годового стока р.Зеравшан у поста Дупули

Номер уравнения (вариант его осреднения)	1961	1962	1963	1964	1965	1966	1967	1968	1969	1970	1971	1972	1973	1974	Оправдываемость, %
	$Q_{факт} - Q_{расч}$ $м^3/с$														
I	-10	-22	7	28	-30	3	-39	11	7	-4	-1	-29	51	7	57
2	-7	-11	-20	7	11	-5	-11	16	0	17	3	-31	50	-17	57
3	-26	-15	-7	-11	-21	-5	-55	2	6	-3	-15	-35	20	13	64
I(2)	-9	-17	-7	-18	-10	-1	-25	14	4	7	1	-30	51	-5	64
I(3)	-19	-19	0	9	-26	-1	-47	7	7	-4	-8	-32	36	10	57
2(3)	-17	-13	-14	-2	-5	-5	-33	9	3	7	-6	-33	35	2	71
I(2,3)	-15	-16	-7	8	13	2	-35	10	4	-3	-5	-32	40	8	71

Список литературы

1. Багров Н.А. и др. Долгосрочные метеорологические прогнозы. – Л.: Гидрометеоиздат, 1985. – 274 с.
2. Ким И.С., Инагамова С.И. Об информативности полей приземного давления и температуры над северным полушарием для прогноза крупных аномалий температуры в Средней Азии// Тр./ САНИГМИ. – 1978. – Вып. 42(123). – С.77–84.
3. Ким И.С. О статистическом методе прогноза аномалий средней месячной температуры воздуха в декабре – марте по Средней Азии//Тр./ САНИИ. – 1980. – Вып. 80(161). – С.38–46.
4. Мусаетов Н.А. Долгосрочное прогнозирование водных ресурсов Средней Азии// – Тезисы Всесоюзной научно-техн.конф. молодых ученых: Повышение эффективности мелиорируемых земель и водохозяйственное строительство. Тбилиси. – ГрузНИИГиМ. – 1987. – С. 179–180.
5. Cavadias G., Morin G. The combination of Simulated discharges of Hydrological Models / Application to the WMO intercomparison of Conceptual Models of snowmelt Runoff. – Nordic Hidrology. – 1986 - 17 - p. 21 - 32.

И.Д.ШЕНЦИС, Б.К.ЦАРЕВ,
Н.А.АГАЛЬЦЕВА, Б.Л.ЛЯПИНА,
У.О.ТУРСУНОВ

ДОЛГОСРОЧНЫЙ ПРОГНОЗ ВЕГЕТАЦИОННОГО СТОКА РЕК МУРГАБ И ТЕДЖЕН

Реки Мургаб и Теджен – важнейшие источники водоснабжения и орошения засушливых районов Туркмении. Для рационального использования водных ресурсов этих рек, отличающихся значительной внутригодовой и межгодовой изменчивостью стока, нужен долгосрочный прогноз. Первая и до настоящего времени единственная попытка разработки метода такого прогноза сделана в 1957 г., когда В.Н.Паршин /4/ предложил систему графических связей для прогноза вегетационного (среднего за сезон и по месяцам) стока рек Мургаб и Теджен, использовав в качестве основного предиктора рассчитанную "условную величину общего снегозапаса в бассейне". При этом автор работы исходил из следующего: "... не имея в своем распоряжении данных об осадках в горных частях рассматриваемых бассейнов, мы сочли возможным использовать для характеристики их за холодный период результаты маршрут-

ных снегомерных съемок в бассейне р.Обихингоу (приток р.Вахш). Такой подход к решению задачи нам кажется вполне естественным, поскольку ... осадки холодного периода (октябрь – март) как в бассейнах Теджена и Мургаба, так и в верхней части бассейна р.Амударьи обусловливаются более или менее сходными синоптическими процессами и, в основном, – выходом южно-каспийских и мургабских циклонов." Условную величину общего снегозапаса в бассейнах Мургаба и Теджена предложено было рассчитывать следующим образом. Сначала по данным снегосъемок оценивалось распределение по высоте снегозапасов в конце февраля и максимальных снегозапасов в бассейне р.Обихингоу за каждый год расчетного периода. Далее автором весьма произвольно было принято среднее многолетнее положение сезонной снеговой границы (ССГ) в феврале – марте в бассейне Обихингоу на высоте около 1200 м, а в бассейнах рек Мургаб и Теджен – около 2000 м, в связи с чем результаты снегосъемок в первом бассейне переносились на вторые с увеличением высоты на 800 м соответственно. В каждом году высота сезонной снеговой границы в бассейне Обихингоу определялась по данным снегосъемок в нижних снегопунктах с использованием градиента снегозапасов для бассейнов рек Кашкадарьи и Сурхандарьи по данным П.М.Машукова (без обоснования аналогичных условий), а для бассейнов Мургаб и Теджен эта величина оценивалась еще более приближенно по немногим имеющимся литературным источникам и эпизодическим наблюдениям. Наконец, зная по гипсографической кривой водосбора долю площади бассейна, тяготеющую к данному снегопункту путем перемножения этой площади на соответствующую величину "приподнятых" на 800 м снегозапасов с последующим их суммированием, можно вычислить условную величину общего снегозапаса в бассейне на конец февраля и на дату их максимума.

Столь подробное изложение нами предложенного в /4/ метода вызвано следующими причинами:

до настоящего времени этот метод долгосрочного прогноза стока рек Мургаб и Теджен оставался единственным и использовался в практической работе отдела гидропрогнозов Гидрометцентра Туркменского УГМ;

построенные на выборках из 16 членов (1938–1955 гг. без 1944, 1945 гг.) вполне удовлетворительные (обеспеченность 20%-ной ошибки прогноза 90–100%) прогностические связи сезонного и месячного стока указанных рек с условной величиной общих снегозапасов в бассейнах начали со временем "размываться";

прогнозы стока по этой методике все чаще (особенно в последние годы) оказывались ошибочными, а кульминацией явилось 1983 г., когда по Мургабу и Теджену был дан долгосрочный прогноз значимого маловодья, а прошло экстремально большое половодье.

На зависимости вегетационного стока реки Мургаб от вычисленных "условных" снегозапасов четко просматривается эффект ее "размывания" с уменьшением коэффициента корреляции от 0,90 для первоначальной короткой выборки до 0,58 (период 1939 - 1985 гг.) либо 0,74 (без учета 1983 г.).

Все это и заставило нас спустя 30 лет обратиться к разработке метода долгосрочного прогноза стока рек Мургаб и Теджен, используя накопленную к настоящему времени гидрометеорологическую информацию (в том числе новую - результаты наблюдений над снежным покровом с искусственных спутников Земли - ИСЗ), а также опыт исследований и практической работы в этой области.

Но прежде хотелось бы высказать ряд соображений и замечаний по поводу ранее сделанного /4/.

При отсутствии метеорологической информации в горной части бассейна рек Мургаб и Теджен несомненно правильным явился поиск бассейна - аналога, основанный на общности циркуляционных условий формирования осадков холодного периода и снежного покрова в горах Северного Афганистана и бассейна Амударьи[1]На картах погоды и барической топографии (и особенно наглядно на снимках с ИСЗ) прослеживается траекторая движения Мургабского циклона из рассматриваемых бассейнов в верховья р.Амударьи и единообразие синоптических условий в обоих районах при выходах южнокаспийских циклонов и волновой деятельности на юге Средней Азии. В связи с этим удачным оказалось использование в качестве аналога бассейна р.Обихингоу с его западной ориентацией (полная аналогия с бассейном р.Теджен и близкая к юго-западной ориентации бассейна р.Мургаб).

Однако совершенно излишней, с нашей точки зрения, является манипуляция с данными снегосъемок в бассейне р.Обихингоу с целью расчета условной величины общих снегозапасов в бассейнах рек Мургаб и Теджен. При поиске прогностических связей важно не определение объема снегозапасов, а оценка временной и пространственной изменчивости полей осадков и снежного покрова. Кроме того, принятые в /4/ грубые (частично ошибочные) допущения о соотношении высот сезонной снеговой границы и градиентах распределения снегозапасов по высоте в рассматриваемых бассейнах, да и сама идея "поднятия" измеренных снегозапасов, привели к тому, что данные наблюдений на отдельных снегопунктах вводились в расчет условных снегозапасов с произвольными весовыми коэффициентами. Определенная ошибка вносилась уже на самом первом этапе расчета, когда измеренные на снегопунктах снегозапасы заменялись "приведенными" на основе зависимости их от высоты местности в бассейне. Наблюдения на открытых позднее снегопунктах показали, что при общем возрастании с высотой имеет место уменьшение снегозапасов

в глубь долины р.Обихингоу. По авиадистанционным рейкам этот эффект прослеживается до высоты 3000 м. По этой причине ниже приводятся результаты статистического анализа полей осадков и снежного покрова на горной территории бассейна р.Амударьи, юга Средней Азии и Северного Афганистана с целью выбора информативных предикторов для долгосрочного прогноза вегетационного стока рек Мургаб и Теджен.

Физико-географическое описание и характеристика гидрометеорологического режима рек Мургаб и Теджен изложены в /4,6/. Здесь мы приведем (со ссылкой на эти источники) лишь самые общие и необходимые сведения.

Водосборы рек Мургаб и Теджен (в верховьях - Герируд) расположены на территории Афганистана (частично - Ирана) и только небольшая часть низовий их находится на территории СССР. Сток рек формируется на склонах горных хребтов Сафедкох (Паропамиз), Сиахкох, Банди-Туркестан, высоты которых сравнительно невелики (табл. I). Последнее обстоятельство и неблагоприятное расположение хребтов относительно движения влажных воздушных масс обусловливает их малую увлажненность атмосферными осадками и на фоне высоких температур воздуха объясняет отсутствие ледников.

Основные характеристики

Река	Створ	Длина реки, км	Площадь водосбора, км^2	Средняя взвешенная высота над ур.м., м
Мургаб	Тахта-Базар	852	46880	I745
Теджен	Ауль-Ата	II24	70620	I500

Основные черты водного режима Мургаба и Теджена определяются низкой высотой водосборов (табл. I), неустойчивостью снежного покрова на высотах ниже 2000-2500 м /5/, значительными осадками весной (март-апрель) и почти полным отсутствием их в период июнь-сентябрь, распространением по склонам и подножиям хребтов обломочного материала, отсутствием ледников. Таяние снега зимой на значительной части водосборов и выпадение жидких осадков обусловливают относительно высокий зимний сток и резкие его колебания. Снег - основной источник питания рек при наличии раннего и ярко выраженного половодья (март - июнь на р.Теджен, март - июль на р.Мургаб). Значительные жидкие осадки в марте - апреле, иногда в мае, вызывают резкие коле-

ления стока на подъеме половодья, формируют значительные паводки и сильно влияют на максимальные расходы. Форма паводков отличается интенсивным подъемом и плавным спадом. Последнее является результатом выпадения в верхних зонах осадков в виде снега и постепенного его стаивания в дальнейшем. Спад половодья, совпадающий с сухим периодом, отличается плавностью за счет постепенного истощения снегозапасов в горах.

Сток летней межени на Мургабе очень стабилен и формируется в результате истощения подземных вод, которые в значительной степени пополняются зимой и летом за счет впитывания талых и дождевых вод в толщи отложенного материала и задержания в более глубоких водоносных слоях. На р.Теджен в нижних створах отмечается ежегодно полное прекращение стока летом и осенью (в среднем с I-2-й декады июля и до середины декабря), что В.Л.Шульц объясняет интенсивным забором стока этой реки на орошение в Афганистане и Иране. По его данным безвозвратные потери на орошение составляют здесь не менее 700-800 млн.м^3 в год (гораздо больше, чем из р.Мургаб).

Таблица I

рек Мургаб и Теджен

Максимальная отметка бассейна, м	Средний вегетационный расход, м^3/с	Модуль вегетационного стока, л/(с·км^2)	Средний годовой расход м^3/с	Коэффициент вариации годового стока
3750	69	I,5	48	0,32
4555	68	I,0	30	0,58

По абсолютной и удельной водности Теджен несколько уступает Мургабу (их средние многолетние расходы равны 30 и 48 м^3/с, а с учетом водозабора- порядка 50-60 м^3/с). По /6/ это, в первую очередь, объясняется западной ориентацией большей части его водосбора и худшей доступностью для влажных масс по сравнению с водосбором Мургаба, более открытым на северо-запад. Очень интересно, что спутниковая информация полностью подтвердила эти выводы Шульца. В бассейне Мургаба снега больше, ССГ в феврале в отдельные годы опускается до 500-700 м при среднем положении I200 м (в бассейне Теджена - 2000 м), а в апреле - мае средняя высота ССГ в этих бассейнах порядка I500 и 2I00 м соответственно (табл. 2).

Таблица 2

Метеорологические станции в бассейнах рек Мургаб и Теджен и в ближайшем регионе

Станция	Высота, м	Период наблюдений, годы	Продолжительность имеющегося ряда наблюдений, годы	Возможность использования в корреляционном анализе	Место положения
Лал	2800	1965-1979	3	-	ДРА
Чахчаран	2230	1969-1985	7	-	"
Гельмян	2070	1965-1979	3	-	"
Калай-Нау	914	1973-1985	2	-	"
Кабул	1630	1972-1985	5	-	"
Маймана	815	1958-1985	14	-	"
Кундуз	455	1959-1985	14	-	"
Мазари-Шариф	378	1958-1985	11	-	"
Душак	248	1928-1985	57	Да	ТССР
Серахс	262	1942-1985	43	"	То же
Кушка	630	1927-1985	47	"	"
Северный Саланг	3366	1961-1985	16	-	ДРА
Тахта-Базар	349	1927-1985	57	Да	ТССР
Герат	964	1958-1985	7	-	ДРА

Колебания стока рек Мургаб и Теджен достаточно хорошо согласованы (коэффициент корреляции 0,90), но внутригодовая изменчивость стока р.Теджен гораздо больше.

Отметим также, что при разнице модулей годового стока рек Мургаб и Теджен (с учетом разбора воды на орошение - 1,2 и 0,8 л/с с/км^2) для обоих водосборов они составляют очень малую величину: "Нигде в Средней Азии, за исключением бассейна р.Атрек, мы не встречаемся со столь низкими значениями удельной водоносности рек с площадями водосборов более 5000 - 1000 км^2 /6/. Тем более ценным является долгосрочный прогноз этой "скупой" воды при столь капризном режиме стока.

Что касается информационного обеспечения метода прогноза стока рек Мургаб и Теджен, то, к сожалению, положение здесь остается достаточно трудным, несмотря на развитие метеорологической сети на территории Афганистана, накопление рядов наблюдений на наших станциях и появившуюся возможность использования снимков со спутников. По-

прежнему остается неизвестной величина забора воды на орошение на территории Ирана и Афганистана, так что измерения в створах Тахта-Базар (Мургаб) и Аул-Ата (Теджен) дают лишь весьма приближенную оценку стока этих рек, особенно во втором случае.

Имеющиеся в нашем распоряжении ряды наблюдений над осадками на горных станциях, расположенных в бассейнах рассматриваемых рек и в ближайших к ним районах на территории Афганистана и Ирана, оказались короткими, неполными и разрозненными. Лишь немногие из них можно было включить в корреляционный анализ для поиска связи со стоком (табл. 2). Коэффициенты корреляции суммы осадков по этим станциям за холодный период и вегетационных стоков рек Мургаб и Теджен оказались весьма незначительными (0,10–0,30 и менее) за исключением Тахта-Базара и Кушки (0,50–0,60). Естественно, что строить прогноз на таких связях нельзя. Далее была проверена возможность использования для прогноза стока рек Мургаб и Теджен осадкомерной и снегомерной информации в бассейне Амударьи исходя из единообразия циркуляционных условий этих районов. При этом был использован метод оптимального осреднения /3/, позволяющий наилучшим образом (с точки зрения выбранного критерия) обобщить информацию, заданную в отдельных точках полей осадков и снежного покрова. Критерием служит коэффициент корреляции осредненных по ряду пунктов величин осадков (снегозапасов) с предиктантом (в данном случае – вегетационным стоком рек Мургаб и Теджен). Величины осадков и снежного покрова предварительно нормируются в виде $(x - \bar{x})\,\sigma_x$ ($\bar{x}$ и σ_x-норма и стандарт изменчивости элемента в точке). Тогда указанный коэффициент корреляция можно записать в виде

$$R = \bar{r}_{0_i} / \sqrt{1/n + (n-1)\bar{r}_{l_n}/n},$$

где n -число пунктов, включенных в осреднение; $\bar{r}_{0_i}$ – средний коэффициент корреляция со стоком осадков в каждом из пунктов; $\bar{r}_{l_n}$ – средний коэффициент корреляция осадков во всех пунктах между собой.

Отсюда ясно следует, что в оптимальный набор для осреднения следует включать пункты, в которых осадки (снегозапасы) наиболее тесно связаны со стоком и наименее тесно взаимосвязаны. Принцип оптимального осреднения позволяет учесть неравномерность полей осадков и снежного покрова и ослабить влияние случайных погрешностей их оценки.

Описанным способом был проведен корреляционный анализ связи вегетационного стока рек Мургаб и Теджен с накоплением осадков за холодный период по данным горных и предгорных станций в бассейне р.Амударьи и на юге Средней Азии (табл. 3). Кроме того, были привлечены результаты снегосъемок в бассейнах рек Обихингоу и Уряпарья.

Таблица 3

Пункты измерения осадков и снега, расположенные в бассейне р.Амударья, включенные в корреляционный анализ для разработки метода прогноза вегетационного стока рек Мургаб и Теджен

Пункт	Высота над ур.м., м	Период наблюдений, годы
Мянчукур	2117	1951 - 1986
Анзобский перевал	3373	1941 - 1985
Искандеркуль	2204	1940 - 1985
Дехауз	2564	1940 - 1985
Калининабад	1660	1947 - 1984
Комсомолабад	1258	1946 - 1985
Гарм	1316	1940 - 1985
Файзабад	1215	1943 - 1985
Бустонабад	1964	1949 - 1985
Явая	663	1952 - 1985
Сангвор	2150	1946 - 1985
Санги-Карр	1284	1948 - 1984
Сари-Таш	3155	1940 - 1985
Ховалинг	1437	1958 - 1985
СП1, Обихингоу	1340	1938 - 1986
СП2, "	1530	1938 - 1986
СП3, "	1720	1938 - 1986
СП4, "	1920	1938 - 1986
СП5, "	2060	1938 - 1986
СП6, "	2400	1938 - 1986
СП7, "	2540	1938 - 1986
СП8, "	2660	1951 - 1986
СП9, "	1980	1952 - 1986
СП10, "	2520	1952 - 1986
СП11, "	2480	1952 - 1986
СП12, "	2640	1952 - 1986
СП1, Урядарья	2070	1955 - 1985
СП2, "	2250	1955 - 1985
СП3, "	2420	1955 - 1985
СП4, "	2630	1955 - 1985
СП5, "	2560	1955 - 1985

Примечание. СП - снегопункт маршрутной снегосъемки.

В результате был выявлен ряд однофакторных прогностических связей, предикторы и оценки которых приведены в приложении. Каждый предиктор представляет собой ряд величин накопления осадков, либо снегозапасов, осредненных для набора пунктов. Осреднение величин в нормализованном виде позволяло совместно использовать осадкомерную и снегомерную информацию. Напомним еще раз, что в указанных таблицах r_{0_i} – коэффициент корреляции со стоком осадков (снегозапасов в i – м пункте; $\overline{r}_{0_i}$ – среднее из этих величин для пунктов, входящих в оптимальный набор; r_{i_m} – коэффициент корреляции i –го и k –го пунктов между собой; r_{i_k} – среднее из этих величин для всех рядов осадков (снегозапасов); R – коэффициент корреляции предиктора (осредненных осадков либо снегозапасов) с предиктантом (вегетационным стоком рек Мургаб и Теджен).

Полученные результаты подтвердили возможность и необходимость использования данных снегосъемок в бассейне р.Обихингоу для прогноза вегетационного стока рек Мургаб и Теджен, причем полезными оказались данные наблюдений лишь нескольких снегопунктов в передней части долины; на остальных в большей степени, вероятно, сказывается влияние местных условий.

Сведения о накоплении осадков за холодный период по станциям оказались менее информативными. Совместное использование осадкомерной и снегомерной информации практически не изменило оценок по сравнению с использованием только последней. Однако именно этим совместным наборам следует отдать предпочтение из-за их большей устойчивости и надежности за счет гашения случайных погрешностей наблюдений. Кроме того, расширенные наборы пунктов позволяют учесть контрастность условий формирования осадков и снежного покрова в Средней Азии и на зарубежном юге.

По оценкам, приведенным в приложении, хорошо прослеживается эффект оптимального осреднения данных наблюдений. Так, например, осреднение величин накопления осадков за ноябрь – март по станциям Тахта-Базар и Гарм и максимальных снегозапасов на двух снегопунктах в бассейне р.Обихингоу позволило получить уравнение для прогноза вегетационного стока р.Мургаб в конце марта с коэффициентом корреляции 0,84 при том, что этот показатель для каждого отдельного ряда не превышает 0,68 (в среднем – 0,64). Повышение коэффициента корреляции при осреднении происходит за счет вклада независимой информации каждым из слабо взаимосвязанных исходных рядов наблюдений в точках ($r_{i_m} = 0{,}45$). В некоторых случаях общий коэффициент корреляции (R) оказался того же порядка, что и наибольший из частных (r_{0_i}), но, как уже отмечалось выше, во избежание грубых просчетов и гашения случайных погрешностей предпочтение все же отдано набору репрезентативных пунктов.

Для прогноза вегетационного стока р.Мургаб в конце февраля и марта получены прогностические связи с коэффициентами корреляции до 0,77 и 0,85 соответственно. Дополнительный учет результатов снегосъемок в бассейне р.Урядарьи привел к вынужденному уменьшению выборки до 18 членов, но значимо оценки не улучшил.

Для р.Теджен, как и следовало ожидать, прогностические связи оказалась более слабыми: коэффициент корреляции в феврале до 0,72, в марте – 0,78.

Все приведенные здесь оценки получены на выборках без учета 1983 г., который на всех прогностических зависимостях дает резкое отклонение от общей закономерности. В этом году сток рек в бассейне Амударьи был ниже нормы, а для рек Мургаб и Теджен составил 2,0 – 2,5 нормы. При общей синхронности колебаний стока рек в указанных районах несколько повышенная водность только на юге наблюдалась также в 1956, 1957, 1975, 1982 гг. Однако различие не было столь значительным, как в 1983 г., поэтому при построении указанных выше прогностических связей эти годы были включены в зависимую выборку.

Естественно, что важнейшей задачей является идентификация подобных аномальных лет. С этой целью попробуем провести более подробный анализ особенностей 1983 г. По данным наблюдений за толщиной снежного покрова по постоянной рейке на метеоплощадке ст.Северный Салант можно судить, что основное снегонакопление в горах Северного Афганистана в 1983 г. произошло в марте. Кстати, кроме этой станции, ни одна равнинная, предгорная либо горная станция в этом районе не показала экстремального накопления осадков за зиму 1983 г.

Анализ осадкообразующих процессов показал (табл. 4), что в марте 1983 г. над территорией Средней Азии было зафиксировано меньшее число случаев прохождения южнокаспийского циклона и волновой деятельности на юге и юго-востоке при равном количестве случаев других процессов по сравнению с мартом 1969 г., когда условия экстремального снегонакопления распространялись на всю горную территорию Средней Азии и Северного Афганистана. В такой ситуации можно предположить, что часть осадкообразующих процессов проходила над зарубежным югом и не наблюдалась над нашей территорией. По синоптическим картам в марте 1983 г. прослеживаются 2-3 случая, когда Средняя Азия находилась на южной и юго-западной периферии антициклона, а над Северным Афганистаном в это время наблюдалась волновая деятельность с развитием мощной облачности и возможным выпадением интенсивных осадков. Хорошо видны эти ситуации и на снимках ИСЗ НОАА-7. Однако за неимением информации о снеге трудно судить, могут ли эти случаи в полной мере объяснить повышенное снегонакопление в горах Северного Афганистана в течение всего марта 1983 г.

Таблица 4

Синоптические процессы и их повторяемость (число случаев) над Средней Азией в марте 1969 и 1983 гг.

Синоптический процесс	Тип	1969 г.	1983 г.
Южнокаспийский циклон	I	4	I
Мургабский циклон	2	3	3
Верхнеамударьинский циклон	3		
Северо-западное вторжение	5	I	I
Северное вторжение	6		
Волновая деятельность на юге и юго-востоке Средней Азии	7	4	I
Малоподвижный циклон над Средней Азией	8	I	I
Западное вторжение	I0	2	2

Заслуживает внимания факт экстремального южного положения планетарной высотной фронтальной зоны (ПВФЗ) в среднем за март 1983 г. по сравнению с тем же периодом 1969 г. (рис. I), что должно определять более интенсивную циклоническую деятельность по зарубежному югу. Причем в марте этих экстремальных лет наблюдалась относительная

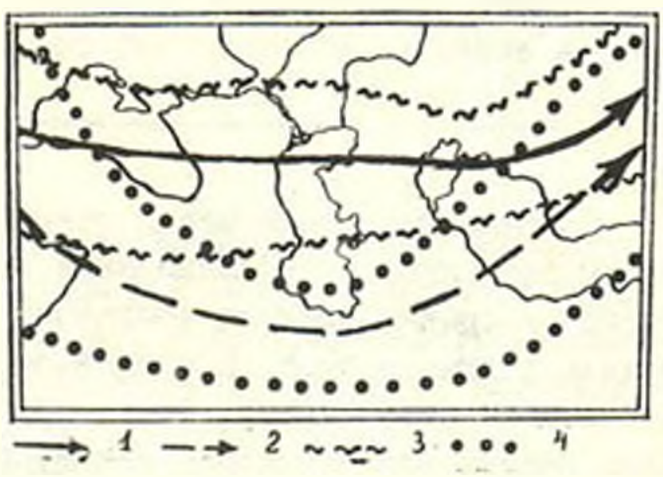


Рис. I. Среднее положение оси ПВФЗ (изогипсы 552 гПа) в марте 1969 г. (I) и 1983 г. (2) и границы его изменения внутри месяца (3,4 - соответственно)

стабильность положения ПВФЗ, хотя обычно этот период характеризуется большой вариацией ее положения, в различие в среднем положении ПВФЗ значимо по сравнению с изменчивостью ее в течение месяца. Для оценки последнего на рис. I нанесены границы изменения положения ПВФЗ (изогипсы 552 гПа) в марте 1969 и 1983 гг.

Так как смещение ПВФЗ характеризует срок наступления климатических сезонов, то интересен также факт более раннего (при среднем

климатическом сроке I2 марта) наступления сезона "Весна" в годы с повышенной водностью южных рек по сравнению с годами синхронного формирования стока на территории Средней Азии и зарубежного юга (табл. 5). Этот факт также свидетельствует о более южном положении ЦВФЗ в первом случае и подтверждает необходимость анализа ее положения при определении условий снегонакопления и формирования вегетационного стока исследуемых рек.

Таблица 5

Сроки наступления сезона "Весна"

Год с относительно повышенной водностью рек Мургаб и Теджен	Год с синхронным характером колебаний стока рек Средней Азии Мургаб, Теджен
I972 (6 Ш)	I969 (I4 Ш)
I975 (7 Ш)	I970 (I3 Ш)
I976 (5 Ш)	I974 (I4 Ш)
I982 (4 Ш)	I977 (I5 Ш)
I983 (7 Ш)	I979 (I8 Ш)
	I980 (I7 Ш)
	I98I (I3 Ш)
	I984 (I2-I5 Ш)
	I985 (I5-I8 Ш)
	I986 (2I Ш)
	I987 (I3 Ш)

Полученные выводы можно считать лишь предварительными. Необходимы более глубокие исследования этого вопроса с целью заблаговременной (к срокам выпуска прогнозов в конце февраля и марта) идентификации текущего года. В противном случае существует риск грубого просчета (с вероятностью I-2%) при ориентировании долгосрочного прогноза вегетационного стока рек Мургаб, Теджен на условия снегонакопления в бассейне р.Амударьи.

Пока не сформулированы четкие количественные критерии выделения лет с резко асинхронным (повышенным для южных рек) характером стока, необходимо проведение всестороннего анализа синоптических условий января - марта на территории Средней Азии и Афганистана с учетом положения и динамики ЦВФЗ, сопоставления их с годами-аналогами и экстремальными случаями. Необходимы также анализ и сопоставление накопления осадков за холодный период и снегозапасов по данным гор-

ных станций и снегосъемок. В условиях дефицита информации особую ценность представляет спутниковая информация. Обработка снимков низкого разрешения с ИСЗ "Метеор" и "НОАА" за 1969-1987 гг., несмотря на их ограниченное количество (трудность дешифрирования из-за плохого качества пленки и снимков, наличия экранирующей облачности и т.д.), позволила собрать достаточную информацию о площадях заснеженности и высотах снеговой границы [2,5] в бассейнах рек Мургаб и Теджен. Архив снимков весьма полезен для качественного анализа общей картины снегонакопления и ее динамики путем сопоставления текущей ситуации с аналогичными либо экстремальными годами при аналогичном анализе динамики высоты сезонной границы по графику (рис. 2).

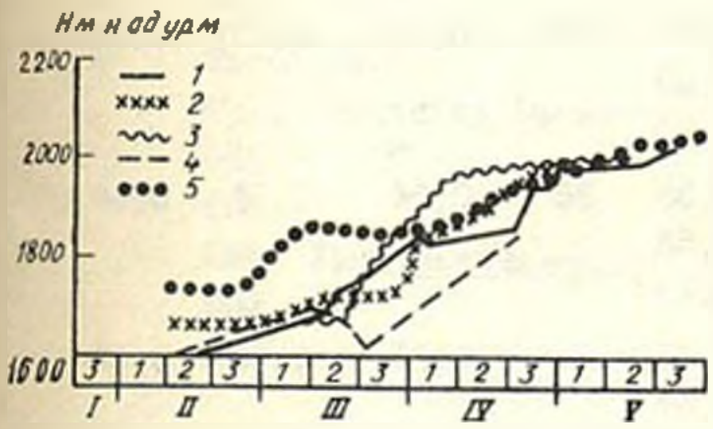


Рис. 2. Динамика высоты ССГ в бассейне р.Мургаб по съемкам с ИСЗ:

I - 1969, 2 - 1970, 3 - 1974, 4 - 1983, 5 - 1987 гг.

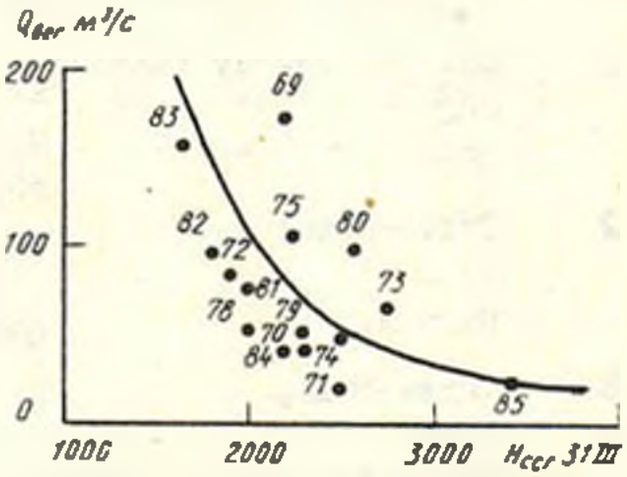


Рис. 3. Зависимость средних вегетационных расходов р.Мургаб от высоты ССГ в бассейне на конец марта

Так, например, на этом графике четко прослеживается экстремально низкая высота сезонной снеговой границы в 1983 г., начиная с марта и до конца апреля. Имея такую информацию, гидропрогнозисты Туркменского гидромета гораздо правильнее смогли бы предсказать вегетационный сток рек Мургаб и Теджен в 1983 г.

Найденные зависимости средних вегетационных расходов рек Мургаб и Теджен от высоты ССГ в их бассейнах (рис. 3), несмотря на слабую тесноту связи и короткие ряды наблюдений, должны обязательно использоваться при выпуске прогноза. В случае же выявленной аномальности условий снегонакопления в горах Северного Афганистана (подобно 1983 г.) и исключения возможности использования для прогноза величин осадков и снегозапасов в бассейне Амударьи ценность этих связей неизмеримо возрастает.

ПРЕДИКТОРЫ И ОЦЕНКИ ПРОГНОЗОВ ВЕГЕТАЦИОННОГО СТОКА РЕК МУРГАБ И ТЕДЖЕН, ВЫПУЩЕННЫХ В КОНЦЕ ФЕВРАЛЯ И В КОНЦЕ МАРТА

Номер оптимального набора	Состав оптимального набора пунктов	r_{o_i}	Количество членов выборки	Оценка		
				$\bar{r}_{o_i}$	$\bar{r}_{i_k}$	R
I	2	3	4	5	6	7
	р.Мургаб, срок выпуска прогноза – конец февраля					
I	СП1, Обихингоу (февраль)	0,68	28	0,69	0,77	0,76
	СП2 "	0,69				
	СП3 "	0,70				
2	Тахта-Базар	0,56	36	0,54	0,5I	0,66
	Гарм	0,56				
	Сарытак	0,49				
3	Тахта-Базар	0,58	28	0,58	0,62	0,67
	Гарм	0,57				
	Минчукур	0,59				
4	Тахта-Базар	0,58	28	0,64	0,63	0,77
	Гарм	0,57				
	Минчукур	0,59				
	СП1, Обихингоу (февраль)	0,68				
	СП2 "	0,69				
	СП3 "	0,70				
5	Тахта-Базар	0,66	I8	0,68	0,70	0,79
	СП1, Обихингоу (февраль)	0,72				
	СП2, "	0,64				
	СП3 "	0,86				
	СП1, Урядарья (февраль)	0,76				
	СП2 "	0,58				
	р.Мургаб, срок выпуска прогноза – конец марта					
I	Тахта-Базар	0,62	36	0,59	0,49	0,75
	Кушка	0,56				
	Гарм	0,65				
	Файзабад	0,52				

I	2	3	4	5	6	7
2	Тахта-Базар	0,62	36	0,64	0,45	0,84
	Гарм	0,65				
	СП3, Обихингоу (март)	0,68				
	СП4 "	0,62				
3	Тахта-Базар	0,61	28	0,67	0,55	0,85
	Гарм	0,65				
	Минчукур	0,68				
	СП1, Обихингоу (февраль)	0,68				
	СП2 "	0,69				
	СП3 "	0,70				
4	Тахта-Базар	0,72	18	0,74	0,68	0,87
	СП1, Обихингоу (февраль)	0,72				
	СП2 "	0,64				
	СП3 "	0,86				
	СП1, Урядарья (февраль)	0,71				
	СП2 "	0,80				
	СП3 "	0,73				
	р.Теджен, срок выпуска прогноза - конец февраля					
I	СП1, Обихингоу (февраль)	0,62	24	0,67	0,78	0,71
	СП2 "	0,72				
2	Тахта-Базар	0,57	24	0,64	0,70	0,72
	СП1, Обихингоу (февраль)	0,62				
	СП2 "	0,72				
	р.Теджен, срок выпуска прогноза - конец марта					
I	Тахта-Базар	0,62	25	0,55	0,52	0,67
	Кушка	0,58				
	Гарм	0,44				
2	Тахта-Базар	0,62	25	0,65	0,60	0,78
	СП1, Обихингоу (февраль)	0,62				
	СП2 "	0,72				
3	Тахта-Базар	0,62	25	0,58	0,55	0,72
	Гарм	0,50				
	Минчукур	0,43				
	СП1, Обихингоу (февраль)	0,62				

I	2	3	4	5	6	7
	СП2, Обихингоу (февраль)	0,72				
4	Тахта-Базар	0,62	I8	0,6I	0,70	0,69
	СПI, Обихингоу (февраль)	0,6I				
	СП2 "	0,66				
	СПI, Урядарья (февраль)	0,55				

Список литературы

I. Бугаев В.А., Джорджио В.А. Синоптические процессы Средней Азии. - Ташкент: Изд-во АН УзССР. - I957. - 477 с.

2. Временные методические рекомендации по использованию спутниковой информации в оперативной практике. Картирование снежного покрова (Под ред. В.Е.Куприянова/Л.: Гидрометеоиздат. - I980. - 76 с.

3. Геткер М.И., Шенцис И.Д. Методика определения оптимального набора снегопунктов для прогнозов стока горных рек// Материалы гляциологических исследований. Сборник статей/М.: - I976. - Вып. 26, - С.I84-I92.

4. Паршян В.Н. Долгосрочный прогноз водностя рек Мургаба и Теджена// Тр. ЦИП. - I957. - Вып.62. - С.3-53.

5. Царев Б.К., Геткер М.И., Пятова Р.Б. Некоторые характеристики режима устойчивого снежного покрова в горах Гиндукуша// Материалы гляциологических исследований, сборник статей. - М.: I986. - Вып. 56. - С.73-78.

6. Шульц В.Л. Реки Афганистана// Тр. САНИГМИ. - I968. - Вып. 42(57). - I72 с.

Д.Х.САЛИХОВА

АЭРОСИНОПТИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ РЕЗКИХ ИЗМЕНЕНИЙ РАСХОДОВ ВОДЫ В р.ЗЕРАВШАН У ПОСТА ДУПУЛИ В ПЕРИОД ПОЛОВОДЬЯ

На реках ледниково-снегового питания, к которым относится р.Зеравшан, половодье начинается в конце апреля - начале мая и заканчивается в сентябре. На фоне довольно плавного подъема или спада половодья отмечаются волны, амплитуда которых, как и самого объема половодья, зависит от накопившихся за зиму осадков и от аномалий летней температуры в горных районах.

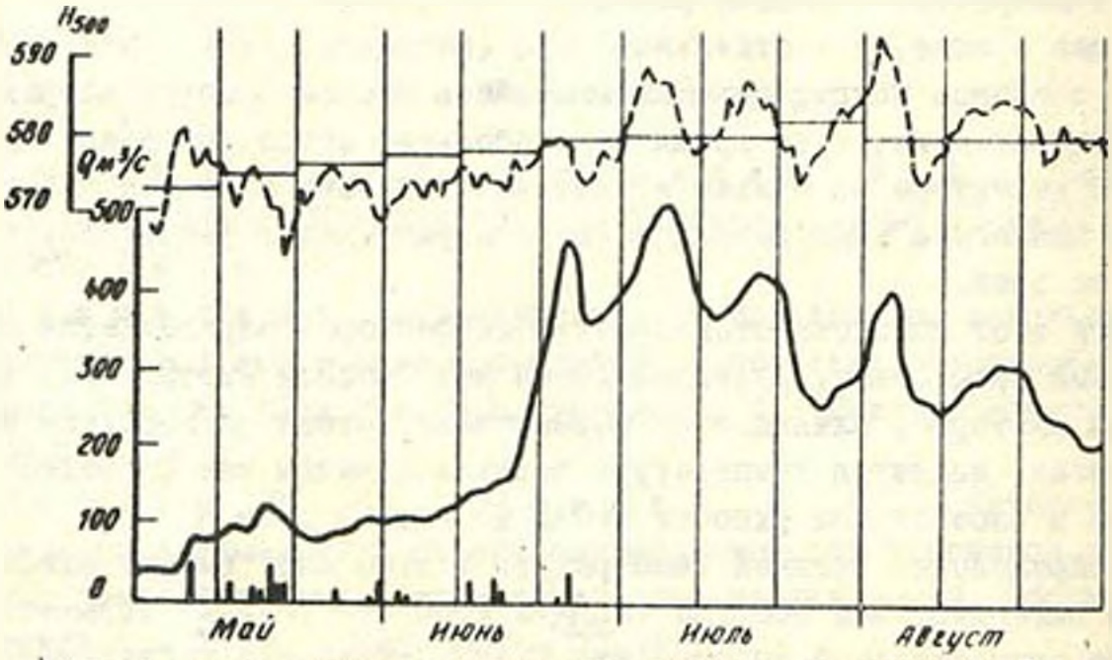
В мае - июне, а в отдельные годы (например, 1981, 1987 гг.) в июле обильные дожди, охватывающие весь бассейн, могут сформировать дождевые пики, в то время как небольшие дожди или дожди локального характера не только не вызывают повышения расходов воды, а из-за понижения температуры воздуха и уменьшения таяния обусловливают их спад.

Весь этот комплекс стокообразующих факторов определяется синоптическими процессами, развивающимися над Средней Азией. При этом основным фактором, влияющим на формирование стока за короткие периоды времени, является температура воздушной массы над бассейном, особенно в слое от поверхности земли до высоты 5 км.

Распределение средней температуры в этом слое (между изобарическими поверхностями 500 гПа (H_{500}) и 1000 гПа (H_{1000}) отражается на карте относительной топографии $ОТ^{500}_{1000}$. Известно также /2/, что $H_{500} = H^{500}_{1000} + H_{1000}$. Чем выше изобарическая поверхность, тем больше ее геопотенциал зависит от температуры воздушной массы в слое от поверхности земли до этой высоты и меньше от давления на уровне H_{1000}, поэтому можно считать $H_{500} \approx H^{500}_{1000}$. Отсюда следует, что повышение температуры воздушной массы, а следовательно, и стока реки за счет таяния снега связаны с геопотенциалом H_{500}, и наоборот, понижение температуры и таяния происходит при понижении геопотенциала.

Анализ связей изменения суточных расходов воды и геопотенциала показал, что на ветви подъема половодья изменение стока реки за счет таяния зависит не столько от изменений геопотенциала за сутки, сколько от отклонений его от нормальных для данного периода значений. Расходы воды могут повышаться, хотя геопотенциал повышается, но остается ниже нормальных значений. В то же время геопотенциал может повышаться, оставаясь выше нормы, расходы же будут еще повы-

шаться или оставаться без изменений. На ветви спада половодья, из-за истощения снежных запасов, зависимости стока от изменений геопотенциала и, следовательно, температуры менее тесные. При высоких значениях температуры и геопотенциала расходы воды повышаются (слабее, чем на подъеме половодья) или остаются без изменений, а во второй половине августа могут даже и понижаться. Четкая связь изменений стока р.Зеравшан у поста Дупули с отклонениями геопотенциала от нормы видна на рисунке, где приведены гидрографы р.Зеравшан в мае – августе 1986 г., и отклонение H_{500} от нормы над бассейном в этот период, где H_{500} – среднее по трем пунктам (Ташкент, Чарджоу, Душанбе) значение геопотенциала за 03 ч мск.



Совмещенный график гидрографа стока р.Зеравшан п.Дупули в мае – августе, геопотенциала H_{500} и осадков в 1986 г.

В работе были проанализированы синоптические процессы за период май – август с 1950 по 1986 г., обусловливающие изменение расходов воды в реке, начиная с 30 $м^3/с$ и больше.

С учетом времени добегания талых вод от верховий до Дупулей (в среднем около суток) синоптические процессы и вид высотного поля, определяющего этот процесс, исследовались за день до резкого изменения расходов воды.

Влияние атмосферной циркуляции над Средней Азией на сток р.Зеравшан исследовалось на основе анализа положения барических систем на AT_{500} с привлечением приземных карт и карт AT_{850}, AT_{700} и AT_{500}.

Расходы воды в реке начинают резко увеличиваться при осуществлении синоптических процессов, вызывающих резкое повышение температуры в горах /1,3/. В мае – июне резкий подъем водоносности

начинается за счет выноса тепла с юга. Это происходит обычно перед западным или северо-западным вторжением, когда горные районы, в том числе и Зеравшанская долина, находятся в передней части высотной ложбины или в теплом секторе южно-каспийских, мургабских или верхнеамударьинских циклонов.

В июле – августе интенсивный рост расходов воды отмечается также перед вторжением, термической депрессией и малоградиентным полем пониженного давления, особенно при последних процессах в стадии их завершения перед вторжениями с запада или северо-запада.

На картах H_{500} были выделены следующие типы высотных полей, обусловливающих прирост расходов воды, превышающих 30 м^3/с.

I. Над центральными и восточными районами Средней Азии находится мощный гребень, в некоторых случаях с отдельным центром высокого давления. Ультраполярная или нормальная ложбина с районов Сибири или Урала распространяется на север Каспия или Кавказа, а в некоторых случаях и далеко на юг, на районы Турции или Ирана. В ложбине может быть циклон. Ось планетарной высотной фронтальной зоны (ПВФЗ) проходит через Средиземное море, Турцию, Каспийское море, северные районы Средней Азии и далее на районы Западной Сибири. Центральные и восточные районы Средней Азии находятся вне какой либо фронтальной зоны, что способствует мощному прогреву воздушных масс.

На приземных картах и картах AT_{850} в западной части меридионального гребня в приземном слое обычно прослеживается холодный фронт. Движение фронта замедленное, так как оно находится под меридиональными потоками и подвергается интенсивному размыванию из-за трансформации воздушных масс над западными районами Туркмении и восстанавливается в тех же районах неоднократно.

Чаще этот тип поля отмечается в июне и реже в июле и августе. Геопотенциал над восточными районами выше нормы на 4 гПа и больше. Расходы воды за сутки в зависимости от водности года могут повышаться в маловодные годы от 30 до 60 м^3/с, а в многоводные – до 85 м^3/с.

2. Вся территория Средней Азии, в том числе и восточные горные районы, находятся под влиянием субтропической полосы повышенного геопотенциала с отдельными ядрами (субтропическое кольцо высокого давления приподнимается до центральных районов Средней Азии). ПВФЗ располагается севернее 50-й параллели, что способствует, как указано выше, мощному прогреву. У земли малоградиентное поле повышенного или пониженного давления в стадии угрозы северного или северо-западного вторжения. Такой тип высотного поля чаще является причиной резкого подъема расходов воды в июле – августе, и особенно на ветви подъема половодья, а на пиках паводков расходы удерживаются несколько дней довольно высокими.

В маловодные годы за сутки расходы увеличиваются до 45 м^3/с, а в многоводные – до 80 м^3/с. Геопотенциал H_{500} над рассматриваемыми районами всегда выше нормы для данного периода и месяца.

3. Летняя термическая депрессия. Теплый высотный антициклон, который всегда существует над Аравией и Ираном, распространяется на западные и центральные районы Средней Азии и далее на Казахстан и Сибирь, глубокая ложбина справа от гребня вытянута с Западной Сибири на Памир.

На приземных синоптических картах глубокая и обширная область низкого давления, существующая весь летний сезон над Передней Азией, в период наибольшего развития и углубления захватывает своей северной частью Среднюю Азию. На юго-востоке ее, над районами Таджикистана, может образоваться самостоятельная бесфронтальная область низкого давления с хорошо выраженной циклонической циркуляцией при ясной сухой погоде. Средняя Азия сама становится мощным поставщиком тепла в атмосферу. Благодаря сильным северо-восточным ветрам и нисходящим потокам по восточной периферии высотного антициклона по предгорным и горным районам до высоты 3 км сильно повышается температура воздуха. Выше 3 км температура воздуха резко повышается над бассейном в завершающей стадии этого процесса, когда гребень занимает восточные районы, а ложбина с севера направлена на Тибетское нагорье.

Термическая депрессия чаще отмечается в июле – августе, геопотенциал превышает нормальные значения для данного месяца на 4 гПа и выше.

Расходы воды за сутки увеличиваются в маловодные годы до 40 м^3/с, а в многоводные – до 60 м^3/с и более или остаются высокими в течение нескольких дней на пике половодья.

4. Высотная фронтальная зона проходит через центральные районы Средней Азии (ось ее прослеживается от Черного и Каспийского морей через центральные районы Средней Азии и далее на восток).

В многоводные годы расходы воды могут повышаться до 60 м^3/с, чаще за счет добегания дождевых вод. В маловодные годы этот тип поля обычно не вызывает резкого увеличения расходов воды, а чаще отмечается спад. В р.Зеравшан расходы воды резко снижаются после холодных вторжений или оформления высотного циклона над центральными и восточными районами Средней Азии. Спад расходов воды может быть длительным в результате осуществления нескольких вторжений, в основном с севера и северо-запада с небольшими перерывами в 1–2 дня.

Западные вторжения только в мае могут вызывать резкое уменьшение водоносности, в июле – августе в результате трансформации воздушных масс по мере прохождения фронта через пустыни температура в горах понижается слабо и расходы почти не меняются.

Образование высотного циклона над Средней Азией приводит к резкому спаду водоносности, если на изобарической поверхности 500 гПа он очерчивается двумя и более изогипсами с давлением в центре ниже 570 гПа. В приземном слое может быть малоградиентное поле пониженного давления или слабо выраженное циклоническое поле над центральными и восточными районами Средней Азии.

По положению барических систем на H_{500} было выявлено четыре типа высотного поля за сутки до резкого (на 30 м^3/с и более) спада расходов воды.

I. Средняя Азия находится под влиянием блокирующего процесса. Гребень занимает обширные районы Европейской территории или Урала, в некоторых случаях по часовой стрелке разворачивается на районы Западной Сибири. Ось его ориентирована с юга на север или северо-запад, а при ультраполярном процессе - на северо-восток. Справа от гребня глубокая ложбина нормальная или ультраполярная, направленная на центральные и восточные районы Средней Азии, часто с циклоном. Слева от гребня ложбина ориентирована на районы Черного моря. Геопотенциал всегда более чем на 4 гПа ниже нормальных значений. Расходы воды в маловодные годы могут понижаться до 60 м^3/с, а в многоводные более резко - до 80-I20 м^3/с. При значительных осадках в редких случаях расходы воды могут повышаться.

2. На восточные районы Средней Азии направлена глубокая ложбина с Европейской территории, Урала или Сибири (ось ложбины проходит по меридиану 70^o). В ложбине может быть циклон, очерчиваемый одной изогипсой, с давлением в центре около 570 гПа. В приземном слое на Зеравшанскую долину осуществляется северное или северо-западное вторжение. Геопотенциал всегда ниже средних значений. Понижение расходов воды за сутки в маловодные годы до 40 м^3/с, а в многоводные - до I20 м^3/с.

3. Высотный циклон между 60 и 70^o в.д. и 50 - 45^o с.ш., очерчиваемый одной или несколькими изогипсами, с давлением в центре 568 гПа и ниже. Геопотенциал всегда ниже средних значений. На Зеравшанскую долину все время осуществляется подток холодных воздушных масс. В тех случаях, когда долина находится в передней части циклона, мощные конвективные явления вызывают обильные осадки по всей долине (как в июле I987 г.), в результате которых образуются дождевые пики. Обычно же при высотных циклонах расходы воды падают до 50 м^3/с в маловодные годы и до 80 м^3/с - в многоводные.

4. Широтная высотная фронтальная зона проходит через Черное, Каспийское моря и Среднюю Азию. Часто эта зона окаймляет циклон на севере Средней Азии (над Аральским морем и югом Казахстана). Геопотенциал на H_{500} может быть в пределах нормы для данного периода и ниже. Понижение температуры в горах за счет переноса западного более

прохладного воздуха или небольших дождей вызывает спад расходов воды до 80 м^3/с как в маловодные, так и многоводные годы.

Выводы

Анализ атмосферной циркуляции над Средней Азией в летний период позволил выявить основные типы высотных полей на H_{500}, вызывающие значительные колебания расходов воды в р.Зеравшан у поста Дупули.

Резкое увеличение расходов воды в реке происходит в основном при наличии мощного высотного гребня над центральными и восточными районами Средней Азии, иногда с отдельными центрами высокого геопотенциала.

При термической депрессии этот гребень более мощен и простирается на территорию Западной Сибири. Расходы воды резко увеличиваются также при продвижении на центральные районы Средней Азии субтропического кольца повышенного геопотенциала.

Во всех случаях резкого подъема расходов, вызванного таянием, геопотенциал выше средних месячных значений на 4 гПа и более.

Резкий спад расходов воды отмечается в случаях распространения ложбины на восточные районы Средней Азии, чаще при блокирующих процессах над Европейской территорией или Уралом. Ось ложбины может быть направлена нормально или ультраполярно. Расходы резко снижаются также при образовании высотного циклона над центральными и восточными районами Средней Азии, который очерчивается несколькими изогипсами.

Во всех случаях резкого спада расходов воды геопотенциал ниже средних месячных значений.

Реже расходы воды понижаются при ЮВВЗ, проходящей через центральные районы Средней Азии. Геопотенциал H_{500} в этих случаях может быть около нормы.

Список литературы

1. Бугаев В.А., Джорджио В.А. – Синоптические процессы Средней Азии.– Ташкент: Изд-во АН УзССР. – 1957. – 477 с.
2. Зверев А.С. Синоптическая метеорология. – Л.: Гидрометеоиздат. – 1977. – 711 с.
3. Руководство по краткосрочным прогнозам погоды. – Часть II. – Вып.3. Средняя Азия. – Л.: Гидрометеоиздат. – 1986. – 321 с.

Д.Х.САЛИХОВА, Л.Ф.ЛЯХОВСКАЯ

МЕТОД КРАТКОСРОЧНОГО ПРОГНОЗА РАСХОДОВ ВОДЫ р.ЗЕРАВШАН У ПОСТА ДУПУЛИ В МАЕ-АВГУСТЕ С ЗАБЛАГОВРЕМЕННОСТЬЮ ДО ПЯТИ СУТОК

Метод прогноза средних суточных расходов воды р.Зеравшан в период май – август разрабатывался для п.Дупули, расположенного на территории Таджикистана. Ниже этого поста в Узбекистане существует густая сеть каналов и коллекторов, которая существенно трансформирует сток; выше поста каналов почти нет, и режим реки близок к естественному. В истоках реки расположен п.Худжиф, время добегания от которого до п.Дупули около суток, сток этих двух постов хорошо коррелируется, однако верхний пост не информационный. Информационными являются лишь уровенный п.Хушикат и п.Пете на р.Фандарья, расположенные в 80-100 км от Дупулей, время добегания до которых менее суток. Следовательно, для прогноза стока у п.Дупули с заблаговременностью более суток нельзя использовать сведения по стоку через вышележащие посты. Для этой цели традиционно используются данные о температуре и осадках по станциям, расположенным в бассейне.

В настоящее время при выпуске оперативных краткосрочных прогнозов стока применяют качественные зависимости расходов воды от этих факторов. При заблаговременности двое, трое (до пяти) суток используется прогноз температуры и осадков, полученный на основе синоптико-статистического метода, разработанного в отделе численных методов прогнозов САНИГМИ. Метод имеет недостаточно высокую оправдываемость, что осложняет использование его в прогнозах стока.

В настоящее время в оперативном режиме в гидрометцентре Узбекского УГМ по каналам связи в системе *CRID* из различных прогностических центров (*ECMF*, *KWBC*, *RUTH*) поступает гидродинамический прогноз полей H_{500} с заблаговременностью до пяти суток. В статье /2/ показана тесная зависимость изменений стока с изменением геопотенциала H_{500} и особенно с отклонением его от нормы.

Коэффициенты корреляции между фактическими полями H_{500} и прогностическими, например выпускаемыми Европейским центром *ECMF*, составляют более 90%, поэтому прогнозы с такой оправдываемостью можно использовать при прогнозе стока.

Для прогноза суточных расходов воды использовалось не поле геопотенциала, а геопотенциал на изобарической поверхности 500 гПа в конкретных пунктах (Ташкент, Чарджоу, Душанбе), полученный путем интерполяции между значениями в узлах сетки.

Прогноз на первые два дня строился на основе фактической ежедневной гидрометеорологической информации.

В основу прогноза изменений стока с заблаговременностью трое и более суток был взят получаемый в оперативном режиме прогноз H_{500} и его отклонение от нормы для прогнозируемых суток. Другим предиктором, нетрадиционным для прогнозов, была температура воздуха в свободной атмосфере по данным радиозондирования. В /4/ показана связь температуры воздуха на высокогорных метеорологических станциях с температурой в свободной атмосфере на той же высоте. В долине р.Зеравшан, открытой в сторону равнин благодаря горно-долинным ветрам происходит интенсивный воздухообмен, поэтому средняя суточная температура близка к температуре в свободной атмосфере.

Для бассейна Зеравшана была взята температура на поверхности 700 гПа (3 км), так как средняя высота водосбора приближается к этой высоте.

Анализ корреляционных зависимостей предикторов со стоком показал достаточно тесную связь изменений расходов воды с температурой в свободной атмосфере на уровне 3 км.

Для прогноза стока, особенно после резких аномалий температуры воздуха, очень важно знать оставшиеся снегозапасы в бассейне в различных высотных зонах. Такой информации в этом бассейне пока не имеется, поэтому для характеристики интенсивности снеготаяния пришлось ограничиться суммой положительных температур воздуха на поверхности 700 гПа начиная с I апреля. Было выявлено, что интенсивный приток воды у п.Дупули начинается, если температура на высоте 3 км по данным радиозондирования в Ташкенте поднимается выше 0^{o} в апреле, выше 3^{o} - в мае, в среднем выше 5^{o} в июне, выше 8^{o} в июле и 9^{o}С в августе.

В работах З.В.Джорджио /I/ и позднее в других исследованиях использовались зависимости расходов воды от положения нулевой изотермы, характеризующей площадь бассейна, охваченной одновременным таянием. Для бассейна Зеравшана этот предиктор оказался информативным для периода подъема половодья, при спаде роль высоты нулевой изотермы незначительна.

Помимо температуры в свободной атмосфере анализировались зависимости изменений стока от максимальной и средней суточной температур на ст.Ледник Федченко, широко используемой в оперативной практике, а также привлекались данные метеорологической ст.Ледник Абрамова. Влияние аномалий температуры воздуха на этих станциях на изменение стока в р.Зеравшан различно в зависимости от месяца, но везде эти связи менее тесные, чем с температурой в свободной атмосфере. В набор информативных предикторов также вошел дефицит точки росы, характеризующий влажность воздуха, косвенно учитывающий влияние облачности на таяние снега.

В качестве гидрологических предикторов в работе приняты расход воды за 8 ч и изменение его за сутки у Дупулей, изменение уровня воды у Хушиката, а также изменение расходов воды у Худгифа.

Таким образом, для поиска наиболее информативных предикторов для прогноза стока Зеравшана был использован архив, состоящий из: I) температуры в свободной атмосфере на высоте 3 км по данным р/з Ташкент – t_{700} ; 2) суммы положительных температур на высоте 3 км с апреля по дату составления прогноза – Σt_{700} ; 3) отклонения геопотенциала от нормы, осредненное по данным радиозонда в Ташкенте, Душанбе, Чарджоу – ΔH_i , где i – указывает срок прогноза; 4) расхода воды р.Зеравшан у п.Дупули за срок 8 ч в день составления прогноза – Q_{08} ; 5) изменения расхода воды р.Зеравшан у п.Дупули за сутки по данным на 8 ч – ΔQ_{08} ; 6) высоты нулевой изотермы по данным радиозонда в Ташкенте за 5 ч мск в день составления прогноза – h_0^{05} и за I2 ч мск за сутки до составления прогноза – h_0^{12}; 7) изменения уровня р.Зеравшан у п.Хушикат за сутки по данным за 8 ч – $\Delta H_{\text{Хушикат}}$; 8) расхода воды р.Зеравшан на п.Худгиф, среднего в день составления прогноза – $Q_{\text{Худгиф}}$; 9) изменения расхода воды р.Зеравшан на п.Худгиф за сутки – $\Delta Q_{\text{Худгиф}}$; I0) суммы осадков с октября по день составления прогноза на станциях Дукауз, Искандеркуль, Ледник Абрамова – Σx ; II) дефицита влажности воздуха на изобарических поверхностях 700, 500 гПа по станциям Ашхабад, Чарджоу, Ташкент – $(T - Td)$; I2) максимальной за сутки температуры воздуха на станциях Ледник Абрамова, Ледник Федченко – t ; I3) прогноза температуры воздуха на ст.Ледник Федченко – t_i .

Изменение расходов воды за сутки при одинаковых сопутствующих метеорологических условиях зависят от водности года, которая определяется в основном накоплением осадков за период сентябрь – апрель.

Ввиду этого метод краткосрочного прогноза разрабатывался отдельно для групп лет, отличающихся по степени накопления осадков на конец апреля: больше нормы (I969, I973, I979 гг.), норма (I972, I976, I980 гг.) и меньше нормы (I965, I975, I982 гг.). Были получены также варианты уравнений, построенных на архиве, в который вошли годы, разные по накоплению осадков за зимний период (I969, I976, I982).

Метод прогноза суточных расходов воды получен для каждого месяца этих групп лет. Влияние вышеперечисленных предикторов на изменение суточных расходов от месяца к месяцу различно. Так, в мае и июне основными информативными предикторами стали высота нулевой изотермы (h_0) или температура воздуха в свободной атмосфере на высоте 3 км. В июле и августе основной вклад в прогностические уравнения регрессии (60–80%) внесли косвенная характеристика температурного фона на высоте 5 км (отклонение геопотенциала от нормы – ΔH_i) и характе-

Уравнения для прогноза изменения суточных расходов воды (ΔQ)
в июле для групп лет нормальных по накоплению осадков

Заблаговременность, дни	Прогностическое уравнение регрессии	R	S/σ	$\delta_{доп}$	Оправдываемость, %
I день	$\Delta Q_1 = 3{,}76\ \underset{0{,}45}{\Delta H} - 0{,}2\ \underset{0{,}11}{Q_{08}} - 0{,}08\ \underset{0{,}14}{\Sigma t_{700}} + 1{,}05(T-Td)_{500} + 3{,}11\ \underset{0{,}19}{t^{03}_{\Delta\Delta}} - 83{,}7$	0,72	0,69	20,2	85
2 дня	$\Delta Q_2 = 7{,}44\ \underset{0{,}38}{t_{\Delta\Delta}} - 0{,}2\ \underset{0{,}23}{\Sigma t_{\Delta\Delta}} - 0{,}32\ \underset{0{,}17}{Q_{08}} + 4{,}6\ \underset{0{,}22}{t^{макс}_{\Delta\Delta}} + 102$	0,79	0,61	30,0	80
3 дня	$\Delta Q_3 = 5{,}49\ \underset{0{,}24}{\Delta H_1} - 0{,}5\ \underset{0{,}25}{Q_{08}} - 0{,}21\ \underset{0{,}16}{\Sigma t_{700}} + 5{,}83\ \underset{0{,}15}{t_{\Delta\Delta}} + 4{,}92\ \underset{0{,}20}{\Delta H_2} + 213$	0,84	0,55	41,7	88
4 дня	$\Delta Q_4 = 8{,}09\ \underset{0{,}28}{\Delta H_2} - 0{,}63\ \underset{0{,}32}{Q_{08}} - 0{,}24\ \underset{0{,}17}{\Sigma t_{700}} + 6{,}68\ \underset{0{,}09}{t_{\Delta\Delta}} + 4{,}58\ \underset{0{,}13}{\Delta H_3} + 268$	0,84	0,54	51,3	88
5 дней	$\Delta Q_5 = 6{,}85\ \underset{0{,}19}{\Delta H_3} - 0{,}69\ \underset{0{,}36}{Q_{08}} - 0{,}22\ \underset{0{,}13}{\Sigma t_{700}} + 8{,}7\ \underset{0{,}15}{\Delta H_1} + 6{,}63\ \underset{0{,}16}{\Delta H_4} + 344$	0,86	0,52	58,4	91

Примечание. Под уравнениями приведены величины вкладов соответствующих предикторов в общие уравнения.

ристики стока (утренний расход $Q_{ут}$ или изменение уровня в верхнем створе).

В процессе разработки метода прогноза талого стока пришлось учитывать и дождевую составляющую, особенно в мае, июне и даже июле.

Отдельно для каждой группы лет различных по накоплению осадков получены уравнения для прогноза этой составляющей при холодных вторжениях. В основу метода были заложены те же принципы использования связей стока с термогигрометрическими характеристиками теплых и холодных воздушных масс, что и в ранее разработанных методах прогноза паводков на реках /3/. С использованием многофакторного линейного регрессионного анализа получена система прогностических уравнений с физически обоснованными предикторами для прогноза суточных изменений расходов воды с мая по август для групп лет различных по накоплению снегозапасов. При этом предусмотрен прогноз талодождевого стока. В качестве примера в таблице приводятся уравнения для прогноза изменений расходов воды в июле с заблаговременностью до 5 сут только за счет таяния снега. Эффективность S/σ всех уравнений от 0,43 до 0,76. Оправдываемость прогнозов ρ на обучающей выборке 78–96%, на независимой выборке 75–90%. Результаты авторско-производственных испытаний в 1987 г. показали возможность использования разработанного метода в оперативной деятельности гидропрогнозов.

Список литературы

1. Дыгордин З.В. Опыт долгосрочных прогнозов стока рек Средней Азии// Ташкент: Изд-во САГУ. – 1957. – 142 с.
2. Салиахова Д.Х. Аэросиноптические условия резких изменений расходов воды в р.Зеравшан у поста Дупули в период половодья//См. настоящий сборник.
3. Салиахова Д.Х. Аэросиноптический метод краткосрочного прогноза снего-дождевых паводков в р.Кашкадарья//Теоретическая и прикладная метеорология. Ташкент. Сборник статей. – Вып.2. – Ташкент.: ФАН. – 1977. – С.84–88.
4. Субботина О.И. Влияние орографии на температурный режим в горах Средней Азии// Тр. САНИГМИ. – 1971. – Вып.59(74).– 121 с.

УДК 556.

О многолетних изменениях стока р.Нарын. Юсова О.Ш. Труды САНИГМИ, 1990, вып.133(214), с. 3-9.

На основе использования методов восстановления стока дана оценка истинной величины водных ресурсов в створе р.Нарын - г.Учкурган, естественных и антропогенных изменений стока Нарына с 1974 по 1985 г. За период наблюдений оценены многолетние колебания водных ресурсов для бассейнов Нарын и Чирчика. Расчет трендов и средних годовых расходов воды методом наименьших квадратов показал, что имеется тенденция уменьшения стока рек Нарына и Чирчика, однако величины трендов незначительны. Величины антропогенного и естественного изменения стока Нарына составляют 137 и 15 $м^3/с$ соответственно.

Табл. 2. Ил. 1. Библ. 5.

УДК 556.332.2

Подземный приток в пределах Зеравшанской долины от плотины I мая до г.Самарканда в 1986 г. Трофимов Г.Н., Главырин Г.Е., Головкин С.В., Кулачихин Г.В., Муракаев Р.С., Неймин П.Б. Труды САНИГМИ, 1990, вып. 133(214), с. 9-13.

Произведены расчеты подземного притока на Верхнезеравшанском месторождении подземных вод в маловодном 1986 г. (77% нормы). Расчеты выполнены для всей территории и для двух участков, расположенных вдоль течения реки. Общий сток многочисленных водотоков подземного питания в исследуемом районе оказался равным 0,436 $км^3$/год, или 13,8 $м^3/с$.

Сформулированы дальнейшие задачи, направленные на уточнение результатов расчета.

Табл. 1. Ил.1. Библ. 5.

УДК 556.124

Об изменении вертикального распределения доли осадков за октябрь – март в годы разной водности. Царев Б.К. Труды САНИГМИ, 1990, вып. 133(214), с.14-19.

Информативный для гидрологических расчетов и прогнозов показатель внутригодового распределения осадков представляет собой отношение норм осадков за период с октября по март к годовой сумме. Исследовано изменение распределения этого показателя по высоте местности для многоводных и засушливых лет. В районе зимне-весеннего максимума осадков (Западном Тянь-Шане) с увеличением общей водности года доля осадков за указанный период увеличивается на больших высотах и падает на малых. Предложенная методика определения высоты местности, на которой устойчивость временного распределения осадков для разных лет наибольшая, может служить методикой обоснования выбора базовой высоты для модельных математических расчетов распределения осадков по высоте.

Табл. 2. Ил. 1. Библ. 2.

УДК 556.072

К вопросу расчета испарения в модели формирования стока. Шендис И.Д., Падзерская Е.А. Труды САНИГМИ, 1990, вып. 133(214), с. 19-25.

Рассмотрена возможность усовершенствования метода расчета испарения со свободной от снежного покрова поверхности бассейна в модели формирования стока горных рек. Уточнение параметров с учетом высотной зональности и других факторов позволило повысить точность расчетов.

Табл. 2. Ил. 2. Библ. 6.

УДК 556.043

Использование материалов космической фотосъемки при среднем масштабном картографировании селевых явлений (на примере территории Узбекской и Киргизской ССР). Ч а л м а е в Л. В. Труды САНИГМИ, 1990, вып. 133(214), с. 25–35.

Предлагается для повышения точности и оперативности при составлении среднемасштабных карт селевой опасности использовать космические фотоснимки. Их применение для территории Узбекской и Киргизской ССР позволяло уточнить карты селевой опасности и скорректировать таблицу градаций селевой опасности, применяемую в настоящее время.

Табл. 1. Ил. 1. Библ. 8.

УДК 556.18

Антропогенное влияние на гидрологический и гидрохимический режимы р.Нарын. В и д н е е в а Е. М., Б е й л и н с о н М. Б. Труды САНИГМИ, 1990, вып. 133(214), с. 35–42.

Выполнено сравнение средних многолетних величин и внутригодового распределения стока р.Нарын выше крупнейшего в Средней Азии руслового Токтогульского водохранилища и ниже него за 15 лет до начала его наполнения и за 9 лет его эксплуатации. Обнаружено заметное уменьшение стока и изменение его внутригодового распределения ниже водохранилища в период наполнения и эксплуатации.

В 80 км ниже водохранилища в период его эксплуатации существенно изменилась величина минерализации воды, ее внутригодовое распределение, в котором не прослеживается каких-либо закономерностей. В 120 км ниже водохранилища уже четко отмечается сентябрьский пик минерализации, связанный с выклиниванием в русло более минерализованных возвратных вод. Под влиянием хозяйственной деятельности происходит нарастание минерализации воды по длине р.Нарын.

Рассмотрено также изменение некоторых характеристик качества воды по длине реки и от года к году.

Табл. 2. Ил. 1. Библ. 3.

УДК 556.18

К вопросу о расчете минерализации речного стока в зоне интенсивного его потребления. Р у б и н о в а Ф. Э. Труды САНИГМИ, 1990, вып. 133(214), с. 42–48.

В условиях интенсивного потребления речного стока, когда связь между минерализацией и расходом воды нарушена, а количество измерений крайне ограничено и не позволяет надежно рассчитать изменения в нормы минерализации речных вод, для характеристики гидрохимического режима реки предлагается использовать эмпирические кривые обеспеченности измеренных значений минерализации.

Табл. 1. Ил. 1. Библ. 2.

УДК 556.18

О точности учета химического стока рек в зонах повышенных антропогенных нагрузок. Ф. Э. Р у б и н о в а, Н. Е. Г о р е л к и н а. Труды САНИГМИ, 1990, вып. 133 (214), с. 48–55.

На примере р. Сырдарьи проанализированы различные методы перехода от единичных измерений минерализации к средним месячным. В качестве эталона использованы средние месячные значения минерализации, полученные по связи ее с электропроводностью воды. Показано, что в условиях интенсивного использования водных ресурсов, когда речной сток и минерализация воды резко колеблются во времени, ни один из используемых на практике методов не позволяет сделать это с приемлемой точностью. В этих условиях предпочтительнее метод расчета минерализации, основанный на связи ее с электропроводностью воды.

Табл. 2. Ил. 1. Библ. 4.

УДК 556.13

Затраты стока на испарение с водной поверхности водохранилищ в бассейне Аральского моря. Рубинова Ф.Э., Шульц А.Г. Труды САНИГМИ, 1990, вып. 133(214), с. 55–60.

На основании общепринятых в Госкомгидромете СССР методов расчета испарения с водной поверхности осуществлен расчет объемов потерь речного стока на испарение с водной поверхности водохранилищ в бассейнах Амударьи и Сырдарьи. Показан их рост во времени с увеличением количества водохранилищ и установлена приближенная зависимость их от определяющих факторов, в частности от величины площади водной поверхности водохранилищ.

Табл. 2. Ил. 1. Библ. 2.

УДК 543.53

Распределение микроэлементного состава вод бассейна оз.Иссык-Куль. Николишин И.Я., Никитин А.М., Максимова О.Г., Шабунин Г.Д., Грошева Е.И. Труды САНИГМИ, 1990, вып. 133(214), с. 61–70.

По результатам экспедиционных исследований микроэлементного состава воды 16 основных притоков оз.Иссык-Куль и водной массы самого озера дается оценка загрязнения Иссык-Кульской котловины тяжелыми металлами. Рассмотрены вопросы распределения микроэлементного состава в различных зонах чаши озера, балансовым методом произведены оценки поступления микроэлементов с поверхностными водами и атмосферными осадками.

Табл. 7. Ил. 2. Библ. 8.

УДК 556.114.6

Гидрометеорологический, гидрохимический режим и водно-солевой баланс оз.Сарыкамыш. Горелкина Н.Е., Маясимов М. Труды САНИГМИ, 1990, вып. 133(214), с. 70-84.

По данным экспедиционных исследований приводятся сведения о гидрометеорологическом режиме и водносолевом балансе крупнейшего ирригационно-сбросового озера Средней Азии - Сарыкамыш. Анализируются закономерности формирования ионного состава водных масс озера. Осаждение солей в осадок много меньше поступления с коллекторно-дренажными водами. За последние 10 лет запасы солей в озере увеличились. Невязки солевых балансов составляют 0,5 - 8%.

Табл. 5. Ил. 1. Библ. 7.

УДК 556.555.8

Способ расчета динамики солевого режима искусственных водоемов (на примере Тудакульского водохранилища). Денисов Ю.М., Сергеев А.И., Вафин Р.Г., Гумиров Н.Р. Труды САНИГМИ, 1990, вып. 133(214), с. 84-96.

Построена математическая модель водного и солевого режима водоема. Исследуемые процессы описываются системой обыкновенных дифференциальных уравнений с переменными коэффициентами.

Формирование солевого режима водоема и рассоления его ложа рассматриваются с учетом солеобмена между ними, характера эксплуатации водохранилища (накопление и сработка) и погодных условий, влияющих на испарение с водной поверхности водоема.

Численные расчеты по модели проведены для Тудакульского водохранилища за 1977-1981 гг. и дан прогноз до 1992 г. Сопоставление результатов расчетов с данными натурных измерений показали хорошее соответствие.

Табл. 3. Ил. 2.

УДК 556.535.6

Геологическая роль гидротехнического строительства водохранилищ в Ферганской долине. Т а ш м е т о в Х . К . , А л и е в а Б . Ш . Труды САНИГМИ, 1990, вып. 133(214), с. 96–99.

Предпринята попытка оценить воздействие строительства водохранилищ на перестройку рельефа поверхности земли в пределах Ферганской долины как наиболее удобного объекта для этих целей в силу геоморфологической замкнутости, что позволяет надежно оценить величины смыва и намыва наносов. Вычислены приток наносов методом баланса и слой отложенного материала в пределах Ферганской долины.

Табл. 1. Библ. 2.

УДК 556.113.3

Влияние Нурекского водохранилища на гранулометрический состав взвешенных наносов Амударьи. Л а в р о в Д . А . Труды САНИГМИ, 1990, вып. 133(214), с. 99–104.

Проведенный анализ гранулометрического состава взвешенных наносов р.Амударья по постам Керки и Ильчик показал, что после создания Нурекского водохранилища на р.Вахш состав наносов претерпел изменение в сторону увеличения мелких фракций, что обусловлено полным задержанием наносов р.Вахш в водохранилище.

Табл. 4. Библ. 3.

УДК 556.084 + 556.088

Вариант метода движущейся лодки в измерении расхода воды. Кудышкин В.А., Комарова В.Р., Никулин А.С. Труды САНИГМИ, 1990, вып.133(214), с. 104-110.

Рассматриваются основные направления в гидрометрии, нацеленные на ускорение процесса измерения расходов воды, с анализом их применимости на среднеазиатских реках. Приводится описание реализованного в САНИГМИ варианта измерения расхода воды с движущегося судна. Дается обоснование методики измерения и основные источники погрешностей предлагаемого варианта.

Табл. 1. Ил. 1. Библ. 5.

УДК 551.590.23+551.509.3

Эндогенная модель вековой изменчивости климата земли. Коваленко В.Д., Кизим Л.Д., Николаев В.Г., Пашестюк А.М. Труды САНИГМИ, 1990, вып. 133(214), с. 111-124.

Предложена модель климатической изменчивости, основанная на вариациях солнечной постоянной, обусловленных гравитационной возмущенностью кеплеровской орбиты Земли - ее диссимметрией. В рамках модели рассчитан вековой ход энергообеспеченности климатической системы планеты и получены оценки многолетних колебаний глобального температурного режима. Выявлен циклический характер полученных временных зависимостей с характерными периодами циклов порядка двухсот лет, полутора - двух десятков лет и одного года. Амплитуда колебаний средней температуры поверхности Земли за многолетний период может составлять порядка $1^{o}C$ и более.

Выявлен ряд весьма тесных и статистически достоверных связей моделируемых энергетических климатообусловливающих параметров с данными мониторинга различных составляющих климатической системы: приземной температуры воздуха, уровня мирового океана, ледовитости арктических морей, стока ледников, глобального испарения, а также данными наблюдений за вариациями солнечной активности, солнечной постоянной и уровнем прямой радиации, что свидетельствует об определенной адекватности и рациональности предлагаемой модели.

Табл. 3. Ил. 4. Библ. 9.

УДК 556.06

Физико-статистический метод прогноза годового стока р.Зеравшан. М у с а т о в Н . А . Труды САНИГМИ, 1990, вып. 133(214), с. 124-129.

Прогнозирование годового стока р.Зеравшан основано на учете влияния неоднородного нагревания различных участков подстилающей поверхности на атмосферную циркуляцию и сохранение в течение длительного промежутка времени определенного характера развития крупномасштабных атмосферных процессов, в частности сохранение определенного теплообмена между океаном и континентом. В качестве информации, характеризующей состояние подстилающей поверхности, принимались месячные аномалии приземной температур и давления воздуха в узлах регулярной сетки северного полушария с шагом 5^{o} по широте и 10^{o} по долготе.

Выделение полезной информации в исходных данных проводилось путем преобразования реализаций во времени и по пространству.

Получен ряд уравнений для прогноза годового стока р.Зеравшан с заблаговременностью один - четыре месяца. При составлении прогнозов использовались приемы комплексации прогнозов, вычисленных по различным уравнениям. Оправдываемость прогнозов на независимом материале составляет 70%.

Табл. 2. Ил. 1. Библ. 5.

УДК 556.06

Долгосрочный прогноз вегетационного стока рек Мургаб и Теджен. Ш е н ц и с И . Д . , Ц а р е в Б . К . , А г а л ь ц е в а Н . А . , Л я п и н а Б . Д . , Т у р с у н о в У . О . Труды САНИГМИ, 1990, вып.133 (214), с. 129-144.

Предложена методика долгосрочного прогнозирования вегетационного стока рек Мургаб и Теджен. В условиях дефицита информация использованы данные осадкомерных и снегомерных наблюдений в бассейне р.Амударьи с привлечением спутниковой информации. Необходимым оказался анализ аномальных случаев формирования стока рек зарубежного юга.

Табл.5. Ил. 3. Библ.6.

УДК 556.06

Аэросиноптические условия резких изменений расходов воды р.Зеравшан у поста Дупули в период половодья. С а л и х о в а Д . Х . Труды САНИГМИ, 1990, вып. 133(214), с. 145-150.

Показана зависимость изменения стока р.Зеравшан у п.Дупули от отклонений геопотенциала H_{500} от нормы.

В результате исследования влияния атмосферной циркуляции на сток реки выделены типы высотных полей H_{500}, обусловливающие резкие подъемы и спады водоносности в реке. Резкое увеличение расходов воды происходят в основном при наличии мощного высотного гребня над Средней Азией, а уменьшение расходов наблюдается главным образом при распространении ложбины на восточные районы Средней Азии.

Ил. 1. Библ. 3.

УДК 556.06

Метод краткосрочного прогноза расходов воды р.Зеравшан. у поста Дупули в мае - августе с заблаговременностью до пяти суток. С а л и х о в а Д . Х . , Л я х о в с к а я Л . Ф . Труды САНИГМИ, 1990, вып.133(214), с. 151-155.

Предлагается метод краткосрочного прогноза стока р.Зеравшан на основе использования нетрадиционной для краткосрочных гидрологических прогнозов информации о температурном режиме в свободной атмосфере над бассейном, барического поля и гидродинамического прогноза полей H_{500}, поступающих из мировых метеорологических центров.

С применением многофакторного линейного регрессионного анализа получена система уравнений с физически обоснованными предикторами для прогноза изменений расходов воды с заблаговременностью до 5 сут для периода май - август. Эффективность уравнений 0,43 - 0,76.

Результаты авторско-производственных испытаний в 1987г. показали возможность использования метода в оперативной деятельности гидропрогнозов.

Табл. 1. Библ. 4.