КК-143

ГЛАВНОЕ УПРАВЛЕНИЕ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ СЛУЖБЫ
ПРИ СОВЕТЕ МИНИСТРОВ СССР

*КАЗАХСКИЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ*

ТРУДЫ

ВЫПУСК 52

ИССЛЕДОВАНИЯ ОЗЕР И ВОДОХРАНИЛИЩ

ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ

МОСКВА 1975

05
КК-1

ГЛАВНОЕ УПРАВЛЕНИЕ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ СЛУЖБЫ
ПРИ СОВЕТЕ МИНИСТРОВ СССР

КАЗАХСКИЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

ТРУДЫ

ВЫПУСК 52

ИССЛЕДОВАНИЯ ОЗЕР И ВОДОХРАНИЛИЩ

Под редакцией
канд. географ. наук
Р. Д. КУРДИНА

МОСКОВСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ ГИДРОМЕТЕОИЗДАТА

МОСКВА—1975

06+ 551.481.1 + 628.113

УДК 556.555.2

Рассматриваются вопросы методики расчета гидрометеорологического режима водоемов (испарение с водной поверхности равнинных и горных водоемов, солнечная радиация, водо- и солеобмен, распределение минерализации по акватории водоемов), а также методики измерения и вычисления метеорологических элементов (ветер, влажность воздуха, осадки). Значительное внимание уделяется Или-Балхашской проблеме, в частности прогнозированию изменений водного баланса, уровня и минерализации воды оз. Балхаш с учетом климатического и хозяйственного факторов, оценке возможности регулирования водного баланса и минерализации воды оз. Балхаш. Предлагается комплексная модель частотной структуры многолетних колебаний различных проявлений солнечной деятельности.

Рассчитан на широкий круг гидрологов, метеорологов, географов, гидротехников и работников водного хозяйства.

278907
Республиканская научная сельскохозяйственная БИБЛИОТЕКА

© Казахский научно-исследовательский гидрометеорологический институт (КазНИГМИ), 1975 г.

И 20807-297 / 069(02)-75 53-75(1)

Р. Д. КУРДИН

О ХАРАКТЕРИСТИКЕ УРОВЕННОГО РЕЖИМА КРУПНЫХ БЕССТОЧНЫХ ОЗЕР ПОЛУАРИДНОЙ ЗОНЫ

Территорию нашей страны в отношении режима озер можно разделить на две большие широтные зоны: зону достаточного и избыточного увлажнения и зону недостаточного увлажнения (полуаридная и аридная зоны).

В первой зоне водный баланс территории положителен — слой осадков превышает слой испарения, а изменчивость климата и речного стока относительно невелика. Озера здесь, как правило, являются сточными, что обеспечивает авторегулирование уровня воды озер. Сочетание относительно малой изменчивости климата со сточностью озер обусловливает относительно малый размах колебаний уровня воды. Амплитуда этих колебаний сопоставима с амплитудой внутригодовых колебаний. Озера этой зоны в первом приближении можно рассматривать как стационарные водные объекты с практически постоянными объемом, площадью зеркала и формой водного тела, внутри и на поверхности которых развиваются физические, химические и биологические процессы.

Во второй зоне водный баланс территории (исключая горные районы) отрицателен — слой потенциального испарения превышает слой осадков, изменчивость климата и речного стока существенно выше, а озера, как правило, являются бессточными или периодически сточными. Сочетание относительно высокой изменчивости элементов климата с бессточностью озер обусловливает большой размах колебаний уровня даже на весьма крупных водоемах. Амплитуда многолетних и вековых колебаний здесь на порядок превышает амплитуду внутригодовых колебаний. Озера этой зоны не могут рассматриваться как стационарные водные объекты. Само существование постоянных (не пересыхающих) озер в этой зоне возможно лишь при наличии достаточно существенного грунтового питания либо при поступлении поверхностного притока из горных областей.

А. В. Шнитниковым [12—14] показано наличие во второй зоне четко выраженных внутривековых (20—50 лет) и многовековых (1800—1900 лет) колебаний уровня озер, обусловленных колебаниями климата (общей увлажненности территории), причины которых рассмотрены в [4, 7]. В ходе уровней озер имеют место также короткопериодные многолетние (2—3, 5—6, 10—12 лет и др.)

циклические колебания, связанные с колебаниями метеорологических условий от года к году.

Под циклическими колебаниями нами понимаются ритмические колебания с непостоянными периодами и амплитудой, в процессе которых фазы подъема закономерно сменяются фазами спада [5, 6]. По отношению к рассматриваемым определяющим факторам они могут носить как детерминированный, так и случайный характер, что обусловлено многофакторностью природных систем и множеством пересекающихся на различных уровнях причинно-следственных цепочек, лежащих между внешними факторами и изучаемым явлением, а также возможным наличием автоколебаний в системе атмосфера — океан — полярные льды.

Непосредственной причиной циклических колебаний климата, водного баланса и уровней озер является чередование в пространстве и времени аномалий метеорологических элементов (температура воздуха, осадки) различного знака, рассматриваемых в климатологическом аспекте и определяемых повторяемостью основных форм атмосферной циркуляции, преобладанием в данном районе циклонической или антициклонической деятельности (условий). Многолетние и вековые колебания повторяемости основных форм атмосферной циркуляции в свою очередь связываются многими исследователями с колебаниями внешних факторов (солнечная деятельность, приливообразующие силы, положение полюса вращения и скорость вращения Земли и др.), а также с автоколебаниями в системе атмосфера — океан — полярные льды.

Не останавливаясь на различных точках зрения на природу колебаний климата, отметим, что внутривековые и многолетние циклические колебания уровня озер в пределах рассматриваемой зоны различаются по среднему периоду, амплитуде и фазе, что связано как с особенностями климата того или иного района, так и с различиями в водном балансе и форме котловин самих озер. Ряды наблюдений за водным балансом и уровнем озер охватывают в лучшем случае несколько десятилетий. Соответственно фазы циклов более крупных рангов выступают в этих рядах в качестве трендов (тенденций). Для их оценки необходимо восстановление уровней по геоморфологическим и историческим данным за ряд столетий с учетом новейших тектонических процессов [2, 3, 8].

Размах внутривековых колебаний даже на крупных озерах зоны достигает 3—8 м, многовековых 10—25 м. Эти колебания обусловливают огромные изменения в очертаниях, размерах и жизни водоемов рассматриваемой зоны. В фазе подъема наполняются многие пересохшие озера, солоноватые бессточные водоемы превращаются в сточные пресные, происходит слияние соседних озер или целых групп озер. В фазе спада имеет место обратная картина.

Изменение уровня в ходе вековых и внутривековых колебаний приводит к изменению средней глубины, формы водного тела, длины разгона ветра над водоемом и волнения. Соответственно изменяются амплитуда короткопериодных многолетних и сезонных

колебаний уровня, минерализация и химический состав воды, условия прогревания водоема и льдообразования, режим волнения, сгонно-нагонных колебаний течений, условия внутреннего водо- и солеобмена и перемешивания водных масс, динамика берегов, т. е. практически все характеристики гидрологического и гидрохимического режима. Периодическое (многолетнее и вековое) осуше-

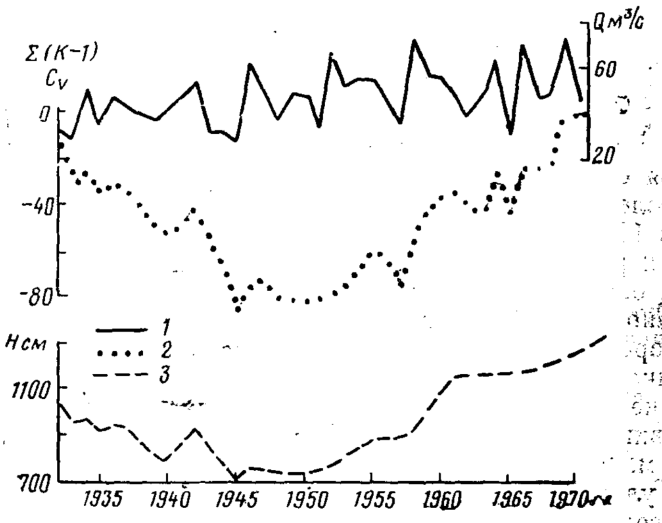

Рис. 1. Многолетний ход стока р. Тентек в дифференциальной *(1)* и интегральной *(2)* форме и уровня оз. Алаколь *(3)*

ние и затопление прибрежных зон вследствие перемещения береговой линии воздействует на климатические условия, уровень подземных вод, почвы, растительность и животный мир окружающей местности.

Рассматриваемые колебания и их последствия необходимо учитывать при проектировании различных объектов и долгосрочном планировании народного хозяйства (затопление населенных пунктов, причалов, дорог, сельскохозяйственных полей в фазы подъема; обсыхание причалов и водозаборов, ухудшение качества или непригодность воды для водоснабжения в фазе спада; изменение условий обитания и уровня добычи рыбы и ондатры и т. д.).

Однако до последнего времени внутривековые и тем более вековые колебания уровней озер не учитывались ни при проектировании и строительстве на их побережье народнохозяйственных объектов, ни в долгосрочных планах хозяйственной эксплуатации водоемов. В результате колебания уровней озер нередко наносят существенный ущерб народному хозяйству и населению.

Подъем текущего внутривекового цикла на озерах Балхаш и Алаколь был воспринят как непредвиденное стихийное бедствие. Создалась угроза затопления ряда населенных пунктов, посевов

сельхозкультур, шоссейных и железных дорог, в том числе спроектированных 10—15 лет назад.

Рассмотрим более подробно ход этой фазы и ее последствия на примере оз. Алаколь (Юго-Восточный Казахстан). Наблюдения за уровнем озера ведутся на посту с. Коктума (с 1965 г., Рыбзавод) с 1948 г. В течение всего 25-летнего ряда наблюдений среднегодовой уровень озера почти непрерывно повышается (рис. 1). Общий подъем за период наблюдений составил 6 м, а с начала фазы (1946 г.) около 8 м. В 1973 г. уровень воды достиг отметки 350 м (отметка слияния Алакольских озер составляет 351 м, перелива в Балхаш 355 м).

Подъем уровня воды привел к затоплению северо-западного побережья озера, где береговая линия переместилась местами до 20 км и более.

Уже в 1960 г. были затоплены и перенесены на новое место с. Рыбачье и рыбзавод, располагавшиеся в низовьях р. Урджар. В 1973 г. они начали затапливаться на новом месте и вновь должны переноситься. В течение ряда лет озером подтапливается железная дорога, проходившая ранее в нескольких километрах от озера. Одновременно с затоплением низких берегов возобновилось разрушение волнением высоких обрывистых берегов (юго-восточная половина озера), которые за 14 лет местами отступили на 300—400 м. В частности, в с. Коктума это привело к разрушению одной из улиц. Общая стоимость затрат по выносу из зоны затопления населенных пунктов и других объектов оценивается в несколько миллионов рублей. Между тем подъем уровня озера продолжается.

Можно назвать три основные причины отсутствия учета указанных колебаний уровня воды при проектировании народнохозяйственных объектов:

1. Непонимание или игнорирование специфических особенностей гидрологии водоемов полуаридной зоны.

2. Использование для оценки колебаний уровня лишь данных систематических наблюдений за уровнем озер, ряды которых обычно коротки и не отражают вековых, а в большинстве случаев и внутривековых колебаний уровней озер.

3. Непригодность принятых стандартных характеристик уровня озера для бессточных озер рассматриваемой зоны, что будет показано ниже.

Применяемые в настоящее время стандартные характеристики гидрологического режима (норма, коэффициент вариации, значения заданной обеспеченности) основаны на классическом положении теории вероятности, которое рассматривает временной ряд наблюдений как совокупность случайных, независимых друг от друга величин, подчиняющихся безусловному распределению вероятностей (т. е. не зависящих от времени). Среднее значение ряда (норма) рассматривается как некий уровень тяготения, а члены ряда — как случайные отклонения от него. При этом, согласно

безусловному распределению, чем больше величины отклонений, тем реже они встречаются.

В действительности ряды гидрометеорологических наблюдений в силу наличия детерминированной циклической составляющей не являются, строго говоря, последовательностью случайных независимых друг от друга (точнее, от времени) величин и во многих случаях характеризуются внутренней связностью. В этой связи в последнее время эти ряды стали рассматриваться как стационарный случайный (стохастический) процесс, описываемый сложными цепями Маркова с условным (т. е. зависящим от времени) распределением вероятностей.

Математические модели таких процессов основаны на специальном аппарате теории вероятности (теория случайных процессов).

Ряд наблюдений за любым элементом гидрометеорологического режима можно условно представить в виде тенденции, обусловленной фазами подъема и спада долгопериодных (внутривековых, вековых) циклов и короткопериодных многолетних колебаний, независимо от степени их детерминированности (т. е. зависимости от известных причин колебаний климата).

Очевидно, если доля тенденции в общей амплитуде за фазу долгопериодного цикла мала (например, меньше 10%), то можно ею пренебречь и в первом приближении описывать ряд наблюдений с помощью категорий безусловного распределения: если в таком ряду имеется система многолетней цикличности (статистически выражающаяся в связности ряда), то его можно описывать и как стационарный стохастический процесс с условным распределением вероятностей.

В большинстве случаев ряды гидрометеорологических элементов (осадки, речной сток и др.) отвечают этим категориям.

Однако, если доля тенденции достаточно велика, то она должна учитываться, а процесс не может рассматриваться как стационарный. Уровни бессточных озер, как правило, относятся к этой второй категории в силу способности многократно усиливать относительно слабые тенденции, имеющиеся в ходе элементов водного баланса.

Рассмотрим отличия хода уровней крупных бессточных озер от любых других гидрометеорологических элементов (осадки, речной сток). Основным фактором, определяющим эти отличия, является способность котловин крупных бессточных озер вмещать запасы воды, создаваемые притоком многих лет. Соответственно уровень воды бессточного озера определяется суммой годовых приращений за ряд предшествующих лет, т. е. климатическими условиями предшествующего многолетнего периода. Метеорологические условия бассейна и водный баланс данного года определяют лишь величину приращения уровня в данном году, и эта величина зависит от площади водного зеркала к началу года, т. е. от положения данного года внутри фазы внутривекового и сверхвекового циклов. Каким бы многоводным или маловодным не был тот или

иной год, он даст на крупном бессточном озере многолетнего наполнения лишь относительно небольшую ступеньку на общем фоне текущей фазы долгопериодного цикла.

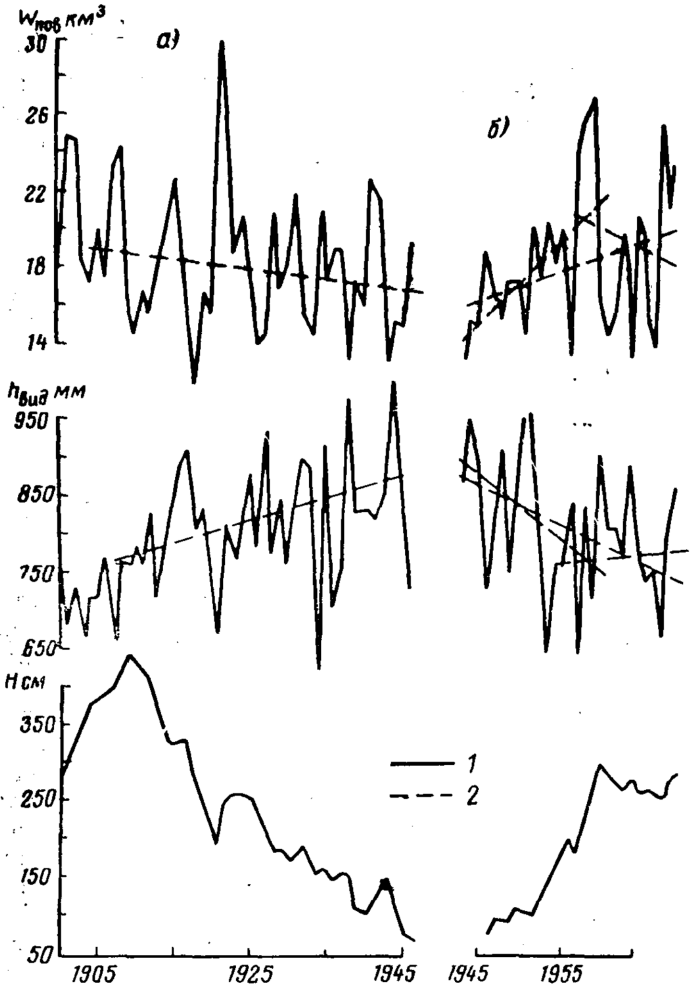

Рис. 2. Тенденции изменения поверхностного притока, слоя видимого испарения и ход уровня оз. Балхаш за фазы спада (*а*), подъема и стабилизации (*б*) уровня озера:
1 — годовые значения, *2* — линии тенденций

По существу многолетний ход среднегодовых значений (или значений на определенную дату, например, на 1 января) уровня рассматриваемых озер представляет естественную разностную интегральную кривую и соответственно сглаживает короткопериодные и усиливает долгопериодные колебания элементов водного баланса озер (рис. 1).

Интеграционная способность котловин бессточных озер обусловливает высокую связность (внутрирядную корреляцию) уровенного ряда бессточного озера и иную природу этой связности по сравнению с рядами других элементов гидрометеорологического режима, в том числе элементов водного баланса данного озера, связность которых определяется наличием ритмичности в повторяемости во времени тех или иных значений ряда.

Соответственно с годовыми значениями элементов водного баланса, показателями увлажненности бассейна, повторяемостью основных форм атмосферной циркуляции, индексами солнечной активности коррелируются лишь значения межгодовых приращений уровня воды. Связь значений самих уровней озер с указанными элементами может быть получена лишь при использовании интегральных сумм или осредненных за ряд лет (со сдвигом назад по отношению к уровню) значений этих элементов.

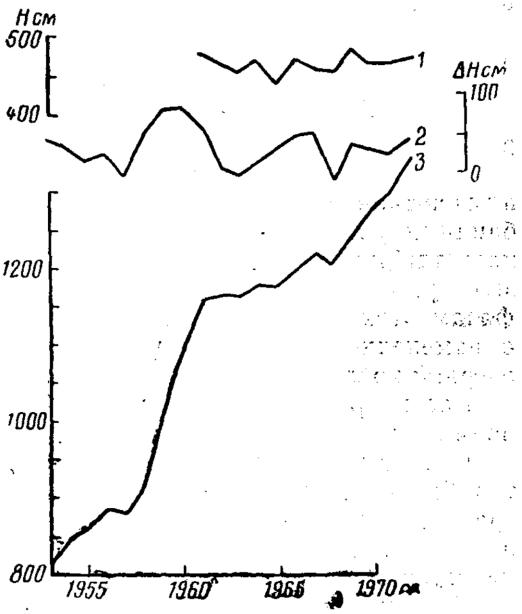

Рис. 3. Многолетний ход уровня воды сточного оз. Сасыкколь (*1*), имеющего сток в оз. Алаколь; приращения уровня (*2*) и уровня воды (*3*) оз. Алаколь

При анализе колебаний водности рек фазы циклов обычно выделяются по отношению к норме (маловодная и многоводная фазы). При анализе долгопериодных циклов уровней бессточных озер для практических целей следует выделять фазы подъема и спада. Наличие фазы спада или подъема определяется не средними значениями основных элементов водного баланса (поверхностный приток и слой видимого испарения) за фазу (они в принципе могут быть и одинаковыми), а распределением общего фона их годичных значений во времени, т. е. направлением тенденций (фазами) долгопериодных колебаний климата. Тенденции колебаний поверхностного притока и слоя видимого испарения обычно имеют противоположный знак.

Различие роли тенденций, обусловленных долгопериодными циклами, в колебании элементов водного баланса и уровня бессточного озера хорошо видно на рис. 1, 2. Если доля тенденции в общей амплитуде за фазу внутривекового цикла для поверхностного притока и слоя видимого испарения составляет по нашим исследованиям на озерах Балхаш и Алаколь 10—20%, а остальные

80—90% приходится на долю короткопериодных (3—7 лет) многолетних колебаний, то для уровня озера наблюдается обратное соотношение: доля тенденции — 80—90%, доля 3—7-летних колебаний — 10—20%.

Ход уровня сточных озер в силу сброса избыточных запасов воды мало отличается от хода поверхностного притока и видимого испарения, что создает существенное различие в многолетнем уровенном режиме даже рядом расположенных бессточных и сточных озер (рис. 3). Ход уровня малых бессточных озер с котловинами 1—2-летнего наполнения также сравнительно близок к ходу речного стока.

Особенностью озер рассматриваемой зоны, связанной с крупномасштабными вековыми и внутривековыми циклическими колебаниями уровня, является значительное изменение во времени площади их водного зеркала, что обусловливает изменение годовых приращений уровня и трансформацию водного баланса по фазам этих циклов. Степень изменения площади водного зеркала с изменением уровня (наполнения) озера определяется формой озерной котловины.

Рассмотрим два вида следствий, вытекающих из изменения во времени площади водного зеркала.

Величина объема притока воды в озеро, как и других элементов баланса, реализуемых в порядке водообмена с окружающей средой, не зависит от площади водного зеркала. Однако величина и даже знак годового приращения уровня воды озера зависят от площади зеркала и изменяются по фазам долгопериодных циклов.

Условно исключим водообмен с атмосферой через водное зеркало озера, зависящий от его площади. Тогда

$$\Delta H = \frac{\Delta V}{\omega}, \Delta V = W_{\text{пр}}, \Delta H = \frac{W_{\text{пр}}}{\omega}, \qquad (1)$$

где $W_{\text{пр}}$ — объем притока, V — объем озера, ω — площадь водного зеркала, H — уровень.

Из приведенных соотношений следует, что величина годового приращения уровня обратно пропорциональна площади водного зеркала. Соответственно одна и та же величина притока в годы максимума и минимума долгопериодного цикла колебаний уровня воды будет давать различные значения приращения уровня.

В реальных условиях имеет место водообмен с атмосферой, зависящий от площади водного зеркала, что усложняет рассмотренную упрощенную модель. Уровень и площадь водного зеркала бессточного озера с котловиной многолетнего наполнения, как уже отмечалось, определяются водным балансом многих предшествующих лет. Соответственно в ходе внутривековых (вековых, многовековых) циклов одни и те же соотношения поверхностного притока и слоя видимого испарения будут в различные годы резко отличаться размерами площади зеркала и в зависимости от них давать приращения уровня различной величины и знака.

Отсюда следует, что внутригодовая амплитуда колебаний уровня, годовые приращения и амплитуда короткопериодных многолетних колебаний уровня изменяются по фазам долгопериодных циклов и что внутри района синфазных климатических колебаний у озер с разной формой котловин эти характеристики и их изменения по фазам будут неодинаковы. В фазе максимума годовые приращения, внутригодовая амплитуда и амплитуда короткопериодных многолетних циклов в аналогичные по водности годы меньше, в фазе минимума больше. Разность этих величин определяется разностью значений площади водного зеркала озера.

Величины объемов элементов водного баланса, реализуемых в порядке водообмена с атмосферой — атмосферных осадков и испарения (при неизменном слое), — зависят от площади зеркала озера.

Эти величины и вызываемые ими приращения (независимо от знака) изменяются прямо пропорционально площади зеркала. С этой зависимостью, приводящей к изменению результирующей водного баланса озера при изменении уровня воды и площади зеркала, связан второй вид влияния изменения площади зеркала на уровень — реактивный фактор (авторегулирование через площадь зеркала).

Сравнительная степень обоих видов влияния у разных озер может быть оценена через показатель формы озерной котловины

$$m = \frac{h_{наиб}}{h_{ср}}, \qquad (2)$$

где $h_{наиб}$ — наибольшая глубина озера, м; $h_{ср}$ — средняя глубина, м.

У водоема с отвесными стенками и горизонтальным дном $h_{наиб} = h_{ср}$, $m = 1$, $\omega = \text{const}$.

Таблица 1

Морфометрические характеристики озер по данным на 1969 г.

Водоем	Высота уреза воды, м	Площадь водосбора, км²	Площадь водного зеркала, км²	Объем воды км³	Наибольшая глубина, м	Показатель формы котловины m	Амплитуда вековых колебаний уровня, м
Иссык-Куль	1607,5	21540	6206	1732	702	2,50	22—25
Алаколь	348,1	68700	2700	60	55	2,48	20—25
Балхаш	342,7	413000	19659	119	27	4,45	10—14
Арал	51,3	686800	59913	946	66	4,18	10—12

Объем осадков и испарения, приращение уровня и амплитуда колебаний уровня зависят от изменения уровня воды. Чем больше склоны котловины отличаются от отвесных, тем больше m, тем больше влияние котловины на колебания уровня озера, тем мень-

ше общая амплитуда колебаний уровня воды при одних и тех же колебаниях климата (табл. 1).

Следует заметить, что сама форма котловины и показатель m у одного и того же озера при различном наполнении котловины или слиянии с соседними озерами (т. е. в разные фазы долгопериодных циклов) может изменяться, т. е. в свою очередь зависит от колебания уровня воды. Поэтому показатель m следует вычислять для полного объема котловины, среднего и экстремального наполнения при долгопериодных циклах различного ранга. Для оценки степени изменения показателя m от уровня воды, зависящего от формы батиметрической кривой $\omega=f(H)$, может быть построена кривая $m=f(H)$.

Водный баланс озера, его уровень и площадь водного зеркала образуют динамическую систему с обратной связью. Любое изменение приходной или расходной части баланса отражается на площади зеркала и через него на водообмен с атмосферой.

При увеличении притока воды в озеро и неизменном слое испарения водный баланс становится положительным, и уровень озера растет. По мере роста уровня увеличивается площадь водного зеркала и объем видимого испарения. Рост объема видимого испарения приводит к постепенному затуханию роста уровня воды. При достижении равенства приходной и расходной частей баланса рост уровня прекращается — устанавливается уровень равновесия. При уменьшении притока воды в озеро имеет место обратная картина.

Аналогичное действие будет оказывать изменение слоя видимого испарения при постоянной величине поверхностного притока. В реальных условиях одновременно циклически изменяются оба элемента водного баланса. При этом, если формирование притока в озеро происходит в районе синфазных колебаний климата, знак изменений обратный.

В фазе подъема внутривекового цикла увеличивается общий фон поверхностного притока и слоя атмосферных осадков на водное зеркало озера, уменьшается общий фон слоя испарения. Слой видимого испарения в результате роста слоя осадков уменьшается в большей степени, чем слой испарения. Рост площади водного зеркала озера действует в том же направлении на объем осадков и в обратном на объем испарения и, в несколько меньшей степени, видимого испарения (в условиях рассматриваемой зоны слой испарения с водного зеркала многократно превышает слой осадков).

В зависимости от формы котловины и степени интенсивности изменения слоя испарения за фазу рост площади водного зеркала либо в той или иной мере компенсирует уменьшение слоя видимого испарения (на озерах типа Алаколь и Иссык-Куль), либо перекрывает его (на озерах типа Балхаша, Арала). В первом случае объем видимого испарения по мере развития фазы будет расти и усиливать эффект роста притока в озеро. Во втором случае

объем видимого испарения будет уменьшаться и снижать эффект роста притока. В фазе спада имеет место обратная картина.

На озерах с пологими склонами котловины рост (уменьшение) площади водного зеркала может в определенных случаях приводить к установлению равновесного баланса и стабилизации уровня до смены фаз климатического цикла. На озерах с крутыми склонами котловины уровень равновесия обычно не успевает наступить до смены и перелом в ходе уровня происходит со сменой фаз. Отсюда следует, что от формы котловины зависит не только общая амплитуда цикла, но в некоторых случаях и его продолжительность. Период цикла, как и амплитуда, обратно пропорционален величине показателя m (первая зависимость проявляется лишь при определенных соотношениях интенсивности и длины фазы климатического цикла).

Различия в форме озерных котловин могут обусловливать существенные различия в амплитуде и периоде циклических колебаний уровня воды одного ранга и происхождения даже на озерах, расположенных в одном физико-географическом и климатическом районе. Примером таких различий могут служить озера Балхаш и Алаколь.

На глубоководном с относительно крутыми склонами котловины Алаколе ($m=2{,}48$) амплитуда внутривековых (6—8 м) и многовековых (20—25 м) в 2 раза больше, чем на мелководном с более пологими склонами Балхаше ($m=4{,}45$, амплитуды соответственно 2—4 и 10—14 м). Максимум предыдущего внутривекового цикла на Алаколе наступил на 8 лет позже (Балхаш — 1909 г, Алаколь — 1917 г.). Во время текущего цикла на Балхаше при сохранении климатической фазы подъема в 1961—1971 гг. имела место стабилизация уровня вблизи максимума, на Алаколе подъем еще не завершился.

Рассмотренное влияние изменения площади водного зеркала необходимо учитывать при различных аспектах изучения и расчета уровенного режима и водного баланса озер.

Характеристика внутригодовой амплитуды, годовых приращений и амплитуды короткопериодных многолетних циклов уровня воды должна приводиться раздельно для различного стояния уровня воды, обусловленного фазами долгопериодных циклов.

Объективность и сравнимость результатов при исследовании циклических колебаний уровня воды различных водоемов, а также при выявлении роли колебаний климата и элементов водного баланса могут быть обеспечены путем предварительного приведения колебаний уровня к постоянной площади водного зеркала.

Связи с элементами климата, циркуляцией атмосферы, солнечной активностью и другими факторами лучше строить не с уровнем озера, а с элементами водного баланса (поверхностный приток, слой видимого испарения). Переход к уровню при восстановлении уровня за прошлые периоды или при сверхдолгосрочном прогнозировании реализуется по уравнению водного баланса с шагом в один год.

В настоящее время имеются данные, свидетельствующие о наличии циклических колебаний климата с периодами различного порядка (многолетние, внутривековые, вековые, многовековые, тысячелетние и т. д.). Циклы более высокого порядка проявляются в ходе циклов низшего порядка в виде общего фона (тенденций). Например, в фазе спада многовекового цикла максимумы и минимумы внутривековых циклов будут испытывать тенденцию к снижению, что четко прослеживается в ходе уровней бессточных озер, являющихся чуткими индикаторами климата.

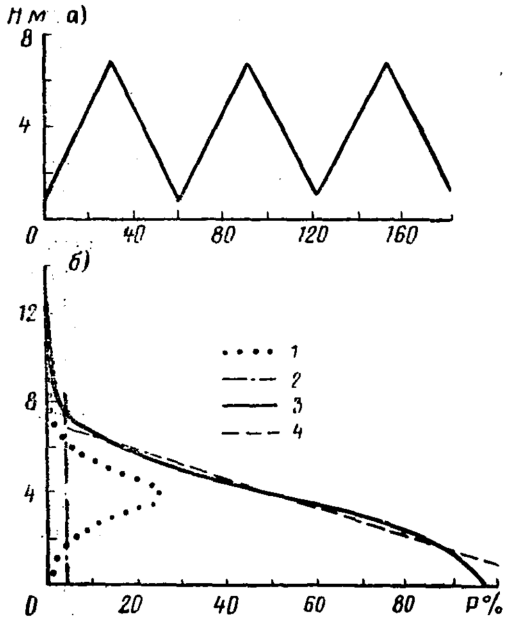

Рис. 4. Хронологический график (*а*) и кривые повторяемости и обеспеченности при периодическом характере колебаний (*б*):
1 — теоретическая повторяемость, *2* — фактическая повторяемость, *3* — теоретическая биноминальная обеспеченность, *4* — фактическая обеспеченность

Исходя из изложенного, колебания уровня бессточного озера следует рассматривать как многоциклический развивающийся (не стационарный) процесс. Соответственно «норма» и экстремальные значения ряда наблюдений за уровнем озера имеют относительный (скользящий) характер и зависят от положения этого ряда по отношению к фазе долгопериодных колебаний того или иного ранга.

При наличии достаточно четко выраженной цикличности крупного масштаба в вековом ходе уровня бессточных озер само понятие норма теряет свой смысл. Нормальным в этом случае является не норма или уровень тяготения, а чередование фаз подъема и спада циклов различного ранга. Это относится и к категориям повторяемости и обеспеченности безусловного распределения вероятностей.

Категории повторяемости и обеспеченности безусловного распределения вероятностей не отражают циклического характера процесса и наличия трендов, обусловленных циклами, период которых выходит за пределы ряда наблюдений за уровнем озер.

Если построить эмпирические кривые повторяемости и обеспеченности для ряда величин, колебания которых носят периодический характер, то можно заметить, что они существенно отличаются от теоретических кривых безусловного распределения *.

* Эти построения носят формальный характер, так как при строго периодических колебаниях само понятие «распределение вероятностей» неприменимо.

Как видно из рис. 4, при периодических колебаниях с треугольной формой цикла повторяемость любого значения рассматриваемого элемента (вертикальная линия) постоянна и равна $\frac{100}{\tau}\%$, где τ — период цикла. Это означает, что любое значение встречается одинаково часто (независимо от величины его отклонения от линии нормы). Обеспеченность характеризуется прямой линией, угол наклона которой определяется амплитудой колебаний.

$$P_{\text{макс}} = \frac{100}{\tau}\%, \quad P_{\text{мин}} = 100\%.$$

Сравнительно близко к такому типу колебаний подходят внутривековые колебания уровня таких крупных бессточных водоемов, как Балхаш, Алаколь.

С точки зрения безусловного распределения вероятностей, уровень воды 1%-ной обеспеченности может иметь место в любом году ряда. На реках это более или менее соответствует действительности. На бессточных озерах многолетнего наполнения это возможно лишь в годы, приходящиеся на вершины внутривековых или вековых циклов. При периоде цикла, близком к вековому, реальная обеспеченность уровня 1%-ной обеспеченности на максимуме цикла будет близка к 100%, а на минимуме цикла 0%.

Из изложенного следует вывод о том, что водный режим бессточных озер многолетнего наполнения является весьма специфической областью гидрологических расчетов, требующей иного методологического подхода, чем, например, режим стока рек или уровней сточных озер.

В состав гидрологического обоснования соответствующих проектов, а также режимно-справочных материалов должны включаться характеристики циклических колебаний уровня и водного баланса озера и прогноз (оценка) их изменения в ближайшие десятилетия с учетом климатического и хозяйственного факторов. Первая попытка включения характеристик циклических колебаний уровней озер с учетом исторических и геоморфологических данных в режимно-справочное издание взамен стандартных статистических характеристик сделана нами в [11].

В настоящее время с учетом накопленного опыта можно рекомендовать примерно следующий состав задач по получению характеристик уровенного режима важных в народнохозяйственном отношении озер:

1. Выявление периода и амплитуды многолетней цикличности уровня озера, элементов водного баланса озера и климата бассейна (осадки, температура воздуха) за период систематических наблюдений и восстановленных данных с помощью различных видов графического и статистического анализа. Обзор методов такого анализа сделан в [5].

2. Выявление связей колебания уровня с основными элементами водного баланса озера и климата бассейна, уровнями сосед-

них озер с помощью построения графических зависимостей, парной и множественной корреляции.

3. Оценка общего характера и амплитуды (экстремальных значений) векового хода уровня озера по историческим и геоморфологическим данным, данным о составе и мощности озерных отложений (с учетом тектонического строения котловины и неотектонических процессов).

При этом по возможности определяются максимумы и минимумы (время и высота) внутривековых, вековых и многовековых циклов, оцениваются периоды и амплитуда циклов. Анализ материалов выполняется в тесной увязке с имеющимися в литературе сведениями о колебаниях климата в данном районе, колебаниях уровней других озер, а также с учетом характера колебаний уровня исследуемого водоема и их связи с колебаниями климата и уровня других озер за период систематических наблюдений.

4. Восстановление годовых значений (на 1 января, среднегодовых) уровня озера за возможно длительный период по связям с элементом водного баланса, элементами климата и уровнями соседних озер (с учетом имеющихся геодезических и топографических материалов, исторических и геоморфологических данных).

5. Восстановление годовых водных балансов озера за возможно длительный срок по связям с речным стоком, элементами климата и другими возможными способами.

6. Анализ тенденций изменения общего фона основных элементов водного баланса по фазам долгопериодных циклов уровня озера и их удельного веса в колебании общего фона уровня воды. Количественная оценка вклада изменения общего фона и короткопериодных многолетних колебаний в общую амплитуду основных элементов водного баланса и уровня озера за каждую фазу долгопериодного цикла. Пример такого анализа имеется в [9].

7. Определение средних и экстремальных значений уровня озера для внутривековых и вековых циклов с учетом их фазового положения в многовековом цикле.

8. Получение характеристик продолжительности и интенсивности фаз внутривековых и вековых циклов, уровня озера. К этим характеристикам относятся общая амплитуда годовых значений за фазу, среднее и экстремальные значения годовых приращений уровня, оценка однородности фазы и отклонений от общего фона, вызываемых короткопериодными циклами, наличие и продолжительность периодов относительной стабилизации уровня.

9. Выявление характера реакции уровня озера, элементов водного баланса озера и климата бассейна на 11-летний и вековые циклы солнечной активности (по числам Вольфа и индексам K_p), корреляционных связей этих элементов с солнечной активностью.

10. Выявление связей этих элементов с повторяемостью основных форм атмосферной циркуляции.

11. Прогноз будущих изменений водного баланса и уровня озера с учетом климатического и хозяйственного факторов на ближайшие десятилетия.

12. Определение незатопляемой отметки для нужд капитального строительства на побережье озера с учетом текущей фазы многовекового цикла и хозяйственной деятельности.

13. Расчет характеристик минерализации воды, термического и ледового режима, сгонно-нагонных колебаний, волнения, динамики берегов и других элементов режима озера для заданных интервалов прогнозируемых значений уровня воды.

14. Оценка влияния ожидаемых изменений режима озера на окружающую среду.

Рассмотренный круг исследований и характеристик, естественно, может изменяться в зависимости от поставленной задачи, важности и специфических особенностей водного объекта, наличия исходных материалов.

Примеры прогнозов режима озер на основе детерминированных моделей с учетом хозяйственной деятельности можно найти в [1, 9].

Для оценки возможных вариантов будущего режима озера может быть использован и расчет на основе стохастических моделей колебаний элементов водного баланса с применением моделирования по методу Монте-Карло и построением условных кривых обеспеченности уровня озера. При этом должна учитываться корреляция поверхностного притока и слоя видимого испарения с поверхности озера (если озеро и бассейн относятся к району синфазных колебаний климата). Примером расчета на основе стохастической модели может служить [10].

При отсутствии в ходе элементов водного баланса и уровня озера достаточно четкой системы цикличности такой подход становится единственно возможным.

Однако следует иметь в виду два следующих обстоятельства:

1. Моделирование рядов по методу Монте-Карло не может дать такую информацию, которая не содержится в исходном ряду наблюдений, в том числе о длиннопериодных (вековых, многовековых) циклах не охватываемых имеющимся рядом фактических наблюдений.

2. Чисто вероятностная или многовариантная оценка предстоящих изменений не является прогнозом.

В этой связи моделированные ряды необходимо сопоставлять с реальными колебаниями уровня озера в историческом прошлом и там, где это возможно, дополнять прогнозами на детерминированной основе.

ЛИТЕРАТУРА

1. Голубцов В. В., Морозова О. А. Прогноз изменения уровня Аральского моря на ближайшие десятилетия. — Тр. КазНИГМИ, 1972, вып. 44, с. 105—123.

2. Курдин Р. Д. Вековые колебания уровней Алакольских озер по историческим и геоморфологическим данным. — Сб. работ Алма-Атинской ГМО, 1969, вып. 4, с. 17—37.

3. Курдин Р. Д. О вековых колебаниях уровня озера Балхаш. — Сб. работ Алма-Атинской ГМО, 1969, вып. 4, с. 38—46.

278917
Республиканская научная

них озер с помощью построения графических зависимостей, парной и множественной корреляции.

3. Оценка общего характера и амплитуды (экстремальных значений) векового хода уровня озера по историческим и геоморфологическим данным, данным о составе и мощности озерных отложений (с учетом тектонического строения котловины и неотектонических процессов).

При этом по возможности определяются максимумы и минимумы (время и высота) внутривековых, вековых и многовековых циклов, оцениваются периоды и амплитуда циклов. Анализ материалов выполняется в тесной увязке с имеющимися в литературе сведениями о колебаниях климата в данном районе, колебаниях уровней других озер, а также с учетом характера колебаний уровня исследуемого водоема и их связи с колебаниями климата и уровня других озер за период систематических наблюдений.

4. Восстановление годовых значений (на 1 января, среднегодовых) уровня озера за возможно длительный период по связям с элементом водного баланса, элементами климата и уровнями соседних озер (с учетом имеющихся геодезических и топографических материалов, исторических и геоморфологических данных).

5. Восстановление годовых водных балансов озера за возможно длительный срок по связям с речным стоком, элементами климата и другими возможными способами.

6. Анализ тенденций изменения общего фона основных элементов водного баланса по фазам долгопериодных циклов уровня озера и их удельного веса в колебании общего фона уровня воды. Количественная оценка вклада изменения общего фона и короткопериодных многолетних колебаний в общую амплитуду основных элементов водного баланса и уровня озера за каждую фазу долгопериодного цикла. Пример такого анализа имеется в [9].

7. Определение средних и экстремальных значений уровня озера для внутривековых и вековых циклов с учетом их фазового положения в многовековом цикле.

8. Получение характеристик продолжительности и интенсивности фаз внутривековых и вековых циклов, уровня озера. К этим характеристикам относятся общая амплитуда годовых значений за фазу, среднее и экстремальные значения годовых приращений уровня, оценка однородности фазы и отклонений от общего фона, вызываемых короткопериодными циклами, наличие и продолжительность периодов относительной стабилизации уровня.

9. Выявление характера реакции уровня озера, элементов водного баланса озера и климата бассейна на 11-летний и вековые циклы солнечной активности (по числам Вольфа и индексам K_p), корреляционных связей этих элементов с солнечной активностью.

10. Выявление связей этих элементов с повторяемостью основных форм атмосферной циркуляции.

11. Прогноз будущих изменений водного баланса и уровня озера с учетом климатического и хозяйственного факторов на ближайшие десятилетия.

12. Определение незатопляемой отметки для нужд капитального строительства на побережье озера с учетом текущей фазы многовекового цикла и хозяйственной деятельности.

13. Расчет характеристик минерализации воды, термического и ледового режима, сгонно-нагонных колебаний, волнения, динамики берегов и других элементов режима озера для заданных интервалов прогнозируемых значений уровня воды.

14. Оценка влияния ожидаемых изменений режима озера на окружающую среду.

Рассмотренный круг исследований и характеристик, естественно, может изменяться в зависимости от поставленной задачи, важности и специфических особенностей водного объекта, наличия исходных материалов.

Примеры прогнозов режима озер на основе детерминированных моделей с учетом хозяйственной деятельности можно найти в [1, 9].

Для оценки возможных вариантов будущего режима озера может быть использован и расчет на основе стохастических моделей колебаний элементов водного баланса с применением моделирования по методу Монте-Карло и построением условных кривых обеспеченности уровня озера. При этом должна учитываться корреляция поверхностного притока и слоя видимого испарения с поверхности озера (если озеро и бассейн относятся к району синфазных колебаний климата). Примером расчета на основе стохастической модели может служить [10].

При отсутствии в ходе элементов водного баланса и уровня озера достаточно четкой системы цикличности такой подход становится единственно возможным.

Однако следует иметь в виду два следующих обстоятельства:

1. Моделирование рядов по методу Монте-Карло не может дать такую информацию, которая не содержится в исходном ряду наблюдений, в том числе о длиннопериодных (вековых, многовековых) циклах не охватываемых имеющимся рядом фактических наблюдений.

2. Чисто вероятностная или многовариантная оценка предстоящих изменений не является прогнозом.

В этой связи моделированные ряды необходимо сопоставлять с реальными колебаниями уровня озера в историческом прошлом и там, где это возможно, дополнять прогнозами на детерминированной основе.

ЛИТЕРАТУРА

. Голубцов В. В., Морозова О. А. Прогноз изменения уровня Аральского моря на ближайшие десятилетия. — Тр. КазНИГМИ, 1972, вып. 44, с. 105—123.

. Курдин Р. Д. Вековые колебания уровней Алакольских озер по историческим и геоморфологическим данным. — Сб. работ Алма-Атинской ГМО, 1969, вып. 4, с. 17—37.

. Курдин Р. Д. О вековых колебаниях уровня озера Балхаш. — Сб. работ Алма-Атинской ГМО, 1969, вып. 4, с. 38—46.

278917
Республиканская научная

4. Курдин Р. Д. О причинах изменений и колебаний климата. — Сб. работ Алма-Атинской ГМО, 1971, вып. 6, с. 3—34.
5. Курдин Р. Д. О методах выявления циклических составляющих колебаний гидрометеорологического режима. — Сб. работ Алма-Атинской ГМО, 1971, вып. 6, с. 67—83.
6. Курдин Р. Д. О понятии, классификации и терминологии циклических колебаний геофизических процессов. — Тр. КазНИГМИ, 1972, вып. 44, с. 204—216.
7. Курдин Р. Д. О солнечно-гидрометеорологических связях и прогнозах колебаний климата и водных ресурсов. Тр. КазНИГМИ, 1972, вып. 44, с. 169—203.
8. Курдин Р. Д. О вековых колебаниях уровня воды крупных естественных водоемов Казахстана и Средней Азии. Доклад на IV Всесоюзном гидрологическом съезде (секция гидрологии озер, водохранилищ и устьев рек), 1973, Тезисы и материалы съезда.
9. Курдин Р. Д., Рубинович С. А. Прогноз изменений водного баланса, уровня и минерализации воды оз. Балхаш на ближайшие десятилетия (см. настоящий сборник).
10. Жданова И. С., Привальский В. Е., Раткович Д. Я. Исследование колебаний замкнутых водоемов на основе стохастических моделей элементов водного баланса. Доклад на IV Всесоюзном гидрологическом съезде (секция гидрологии озер, водохранилищ и устьев рек). 1973.
11. Ресурсы поверхностных вод СССР, т. 13, вып. 2. Л., Гидрометеоиздат, 1970, 643 с.
12. Шнитников А. В. Изменчивость общей увлажненности материков Северного полушария. — Записки ВГО, нов. сер., т. 16, 1957, 338 с.
13. Шнитников А. В. Озера Западной Сибири — индикаторы колебаний общей увлажненности их бассейнов. — Тр. Лабор. озероред., 1963, т. XV, 157 с.
14. Шнитников А. В. Влияние внутривековой изменчивости увлажненности бассейнов озер на развитие их депрессий. — В кн.: Озера семиаридной зоны СССР. Л., «Наука», 1970, с. 5—19.

А. П. БРАСЛАВСКИЙ

ОЦЕНКА ИСТИННОЙ СРЕДНЕЙ СКОРОСТИ ВЕТРА ПО ПОКАЗАНИЯМ ВЕТРОМЕРНЫХ ПРИБОРОВ

Как известно, все приборы, с помощью которых измеряется скорость ветра на метеорологических станциях и водноиспарительных площадках, показывают скорость ветра, равную нулю, если эта скорость меньше порога чувствительности прибора: около 0,4 м/с для чашечных анемометров и 1—1,5 м/с для флюгера. В результате средняя скорость ветра, вычисленная за те интервалы времени, когда скорость хотя бы временами бывала ниже порога чувствительности прибора, будет преуменьшена по сравнению с действительной.

Обычно это обстоятельство не учитывается, и результаты измерения скорости ветра без каких-либо поправок публикуются в справочниках и используются затем потребителями. Однако степень преуменьшения средней скорости ветра различными ветроизмерительными приборами неодинакова. Из-за этого могут возникать погрешности, величина которых до настоящего времени неизвестна.

Заниженные значения средней скорости ветра в зоне малой величины ее затрудняют использование этих данных в теоретических расчетах, где принимается во внимание истинное значение скорости. Можно избежать всех этих затруднений, если пользоваться не опубликованными данными о средней скорости ветра, а определять на основании их истинную скорость. Методика оценки такой скорости ветра по показаниям анемометра М-25 и флюгера составляет содержание настоящей статьи.

Для вывода таких расчетных зависимостей использованы материалы специальных наблюдений за скоростью ветра, проводившиеся в 1969—1971 гг. на метеорологической станции Селезневка (Восточно-Казахстанская область КазССР). Измерение скорости ветра производилось здесь одновременно двумя способами: по флюгеру в стандартные 8 сроков наблюдений и по чашечному анемометру М-25, показания которого непрерывно записывались на ленту самописца конструкции Н. В. Бухмана, сделанного на базе самописца уровня воды «Валдай». Устройство самописца позволяло получить с высокой точностью значения скорости ветра и всю картину ее изменения во времени, так как на ленте отмечался каж-

дый контакт датчика скорости ветра. В частности, можно было легко установить те интервалы времени, когда анемометр не вращался, т. е. скорость ветра была ниже порога чувствительности прибора. Таких интервалов было немного, не более 4—5% всего

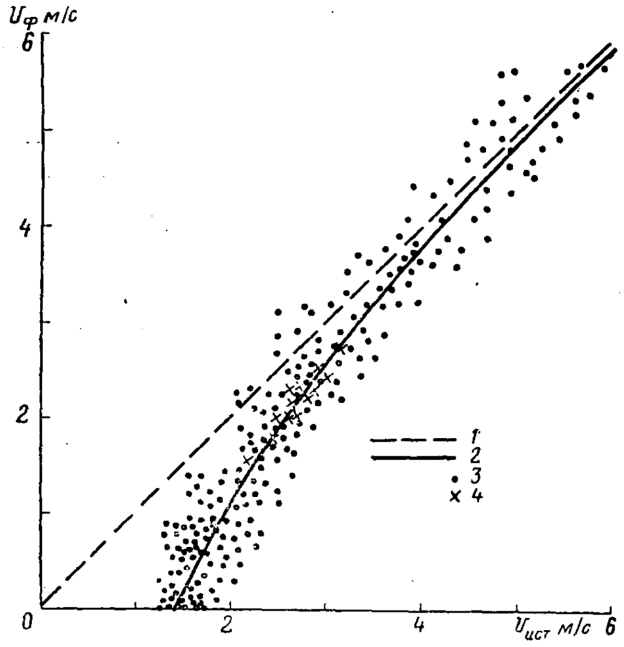

Рис. 1. Сопоставление измеренной флюгером (*2*) и истинной (*1*) скоростей ветра по материалам наблюдений 1969—1971 гг. на ст. Селезневка:
3, 4 — соответственно среднесуточная и среднемесячная скорости ветра

времени работы анемометров. Принимая среднее значение скорости ветра за такие интервалы равным половине порога чувствительности прибора, можно было приближенно оценить истинное значение скорости ветра за период записи показаний анемометров. Ошибка в оценке такой истинной скорости ветра не должна превышать 2—2,5%, даже если значение скорости ветра, соответствующее порогу чувствительности прибора, было определено с ошибкой 50%.

Истинная среднесуточная скорость ветра найдена за каждые сутки периода наблюдений 1969—1972 гг. и затем сопоставлена с среднесуточной скоростью ветра по анемометру М-25, найденной обычным путем, без введения поправок к скорости ветра в периоды, когда анемометр не вращался (рис. 2). За то же время вычислены и среднесуточные значения скорости ветра по флюгеру осреднением его показаний за 8 сроков. Сопоставление этой скорости ветра с истинным ее значением сделано на рис. 1. На этих

рисунках показаны также и среднемесячные величины соответствующих скоростей ветра.

Из рис. 1 следует, что при скорости ветра, превышающей 3 м/с, осредненные показания анемометра М-25 и флюгера практически почти не отличаются от истинной скорости ветра. Однако при меньших значениях этой скорости даже такой сравнительно чувстви-

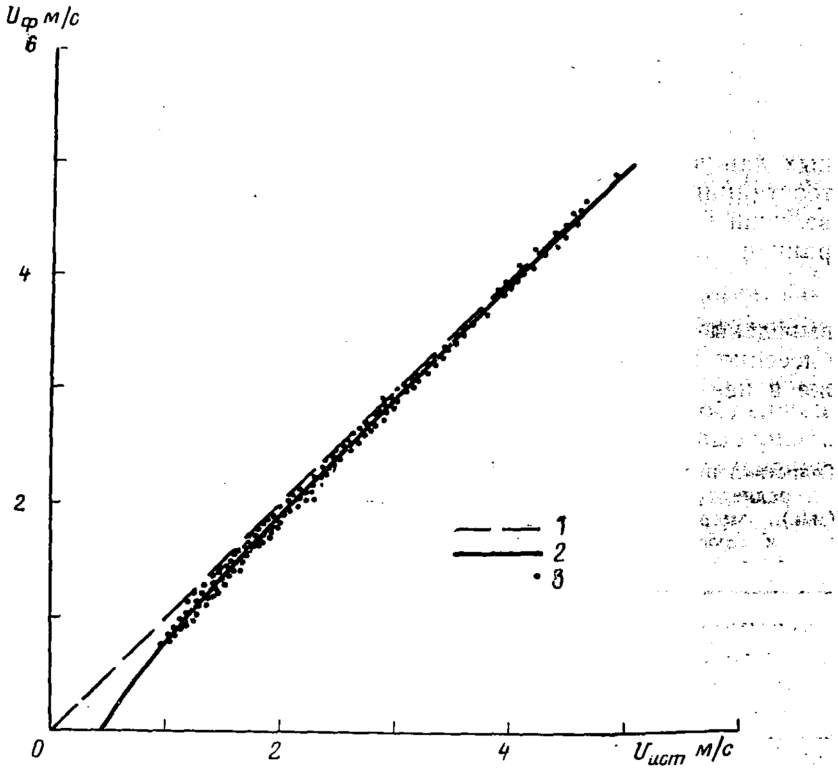

Рис. 2. Сопоставление измеренной анемометром (*2*) и истинной (*1*) скоростей ветра по материалам наблюдений 1969—1971 гг. на ст. Селезневка:
3 — среднесуточная скорость

тельный прибор, как анемометр М-25, дает систематическое преуменьшение величины среднесуточной и среднемесячной скорости ветра до 0,4 м/с. Ошибки в определении малой скорости ветра по флюгеру значительно больше. Когда среднесуточная скорость ветра по этому прибору получается равной нулю, то на самом деле истинная скорость ветра достигает 1,4 м/с.

На основании рис. 1 получены расчетные зависимости, по которым можно находить истинную среднесуточную или среднемесячную скорость ветра ($U_{ист}$) по величине скорости, измеренной с помощью анемометра М-25 ($U_а$) и флюгера ($U_ф$):

$$U_{ист} = U_а + \frac{0,4}{1 + 1,6\,U_а^2}, \quad (1)$$

$$U_{ист} = U_ф + \frac{1,4}{1 + 0,4U_ф^2}. \quad (2)$$

Сопоставление этих скоростей показано в табл. 1.

Использование в гидрометеорологических расчетах истинной скорости ветра, а не измеренной анемометром или флюгером, позволит избежать ошибок в зоне малых скоростей ветра. Выясним, например, величину ошибок, которые будут получаться при расчете испарения воды с поверхности водоема, если в качестве исходных данных взяты сведения о скорости ветра, измеренной на метеостанции по флюгеру. Расчетная зависимость для определения величины испарения при разности температуры вода — воздух, равной нулю *

$$E = 0,14\,(1 + 0,8U)\,\Delta e, \quad (3)$$

выведена по результатам измерения на плавучем испарительном бассейне, где скорость ветра измерялась анемометром М-25. Если же в нее подставить скорость ветра, измеренную по флюгеру, то

Таблица 1

Сопоставление среднесуточной или среднемесячной скорости ветра (м/с), измеренной анемометром М-25 и флюгером, с истиным ее значением

Анемометр М-25		Флюгер	
$U_а$	$U_{ист}$	$U_ф$	$U_{ист}$
0	0,40	0	1,40
0,20	0,58	0,20	1,58
0,50	0,78	0,50	1,77
1,00	1,15	1,00	2,00
1,50	1,59	1,50	2,24
2,00	2,05	2,00	2,54
2,50	2,54	2,50	2,90
3,00	3,03	3,00	3,30
4,00	4,02	4,00	4,19

Таблица 2

Ошибки расчета величины испарения воды с поверхности водоема при оценке скорости ветра по показаниям флюгера

Среднесуточная или среднемесячная скорость ветра, м/с			Ошибка расчета, %
$U_{ист}$	$U_а$	$U_ф$	
1,60	1,50	0,22	46,5
2,05	2,00	1,12	27,0
2,55	2,50	2,00	13,3
3,03	3,00	2,70	7,1
4,02	4,00	3,82	3,8

величина испарения будет получаться с относительной ошибкой, равной

* А. П. Браславский. Исследования и расчеты гидрологического режима озер и водохранилищ. Доклад на соискание ученой степени докт. техн. наук по совокупности опубликованных работ. Фотоофсетная лаборатория УГМС КазССР, Алма-Ата, 1966, 255 с.

$$\frac{\Delta E}{E} = 100\frac{0{,}14\,(1+0{,}8\,U_{\Phi}) - 0{,}14\,(1+0{,}8\,U_{a})}{0{,}14\,(1+0{,}8\,U_{a})} =$$

$$= 100\frac{0{,}8\,(U_{\Phi}-U_{a})}{1+0{,}8\,U_{a}}, \qquad (4)$$

где U_a и U_Φ — скорости ветра, вычисленные по (1) и (2) при одной и той же величине истинной скорости ветра.

Результаты расчета ошибки по (4) приведены в табл. 2.

Как видно из табл. 2, использование показаний флюгера при расчете величины испарения может существенно исказить истинную величину испарения, особенно при небольшой скорости ветра (до 3 м/с). Очевидно, что исходные данные по скорости ветра при расчете испарения должны быть взяты по показаниям того же ветроизмерительного прибора, сведения по которому использованы при выводе расчетной формулы испарения (3) — чашечному анемометру.

В заключение следует отметить, что расчетные зависимости (1) и (2) получены по данным наблюдений только одной станции. Так как на величину параметров этих формул должен оказывать влияние характер распределения скоростей ветра по градациям, то возможность применения этих формул для других станций требует дополнительных доказательств. Однако, учитывая достаточно большое число сроков наблюдений (большой объем выборки), можно полагать, что для среднемесячной скорости ветра изменение параметров формул (1) и (2) будет небольшим, и в первом приближении применение их возможно и для других метеостанций.

А. П. БРАСЛАВСКИЙ, А. П. ШАПОВ

УСОВЕРШЕНСТВОВАНИЕ МЕТОДИКИ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ВЛАЖНОСТИ ВОЗДУХА С УЧЕТОМ ВЛИЯНИЯ СКОРОСТИ ВЕТРА НА ПОКАЗАНИЯ СТАНЦИОННОГО ПСИХРОМЕТРА

Измерение влажности воздуха на сети гидрометеорологических станций производится станционным психрометром (психрометром Августа).

Величина упругости водяного пара, содержащегося в воздухе, вычисляется по формулам

$$e = e_0 - K(t - t') \quad (1)$$

$$K = AP, \quad (2)$$

где e — упругость водяного пара (мбар), содержащегося в воздухе; e_0 — максимальная упругость водяного пара (мбар) при температуре смоченного термометра; P — давление воздуха, мбар; A — психрометрический коэффициент, принимаемый постоянным и равным 0,000 794 7 °С$^{-1}$; t и t' — температура воздуха и температура смоченного термометра, °С.

Экспериментами установлено, что величина психрометрического коэффициента A непостоянна и зависит от скорости потока воздуха, обдувающего резервуар смоченного термометра, условий радиационного обмена смоченного термометра с окружающей средой и ряда других факторов [5, 8].

В психрометрической жалюзийной будке, где устанавливается станционный психрометр, скорость потока воздуха, обдувающего резервуар термометра, может значительно колебаться в зависимости от скорости ветра вне будки. Поэтому при вычислении влажности воздуха следовало бы принимать разные значения психрометрического коэффициента при разной скорости ветра. Однако, как было сказано выше, в настоящее время на сети станций принимается постоянное значение коэффициента A. Из-за этого возникает ошибка в вычисленной величине влажности воздуха, которая может быть и систематической, если средняя за месяц скорость обдувания резервуара термометра будет отличаться от той, при которой психрометрический коэффициент равен 0,000 794 7° С$^{-1}$. Эта ошибка может достигать нескольких миллибар.

Для уточнения методики измерения влажности воздуха были проведены исследования зависимости психрометрического коэффи-

циента станционного психрометра от скорости ветра путем сравнения влажностей воздуха, полученных при одновременном измерении станционным психрометром и контрольным прибором. В качестве контрольного прибора использовался аспирационный психрометр, психрометрический коэффициент которого при не очень большой скорости ветра практически не зависит от нее. Установлено [2], что в широком диапазоне давлений атмосферы этот прибор дает надежные значения влажности при условии вычисления величины K по формуле

$$K = 0{,}000\,65\,P + 0{,}02 \text{ мбар/°С}. \quad (3)$$

Для использования сведений о скорости ветра, измеренной вне будки, была выполнена серия одновременных наблюдений за скоростью ветра внутри будки и вне ее на высоте 2 м (U_2). По этим материалам построена зависимость скорости обдувания резервуара смоченного термометра (U_0) от скорости ветра U_2 и его направления, показанная на рис. 1. Соотношение этих скоростей изменяется до 20% в зависимости от направления ветра.

Осредненная для всех направлений ветра зависимость между U_0 и U_2 имеет вид

$$U_0 = 0{,}262\,U_2^{1{,}2} \text{ м/с}, \quad (4)$$

или

$$U_2 = 3{,}82\ U_0^{0{,}832} \text{м/с}. \quad (5)$$

Соотношение скорости ветра, измеренной на высоте флюгера ($U_ф$), к скорости ветра на высоте 2 м хорошо исследовано и может быть найдено по существующим нормативам [6]. Таким образом можно определить U_0 по измеренной величине $U_ф$.

Опыты по определению зависимости психрометрического коэффициента от скорости ветра проводились на метеостанциях Карасуат, Джаланашколь, Алма-Ата и высокогорной базе «Космостанция», расположенной в горах Заилийского Алатау на высоте 3340 м; кроме того, использованы данные градиентных наблюдений на метеостанциях Рудный и Западно-Казахстанской стоковой, при выполнении которых одновременно наблюдалась влажность воздуха по аспирационному и станционному психрометрам.

По данным этих опытов находились значения коэффициента K

$$K = \frac{e_0 - e_к}{t - t'}, \quad (6)$$

где $e_к$ — измеренная контрольным прибором упругость водяного пара, содержащегося в воздухе; e_0, t и t' соответствуют показаниям станционного психрометра.

При большой скорости ветра, превышающей 5 м/с, аспирационный психрометр несмотря на наличие специальной полукольцевой защиты работает ненадежно вследствие возможного нарушения нормальных условий аспирации [7]. Поэтому опыты с аспирационным психрометром проводились при скорости ветра до 5 м/с. Вместе с тем весьма важно установить зависимость психрометри-

ческого коэффициента от скорости ветра при больших его значениях, превышающих 5 м/с.

Для этого можно использовать материалы наблюдений за относительной влажностью воздуха по волосному гигрометру, на работу которого скорость ветра, как известно, не влияет. В отсчеты

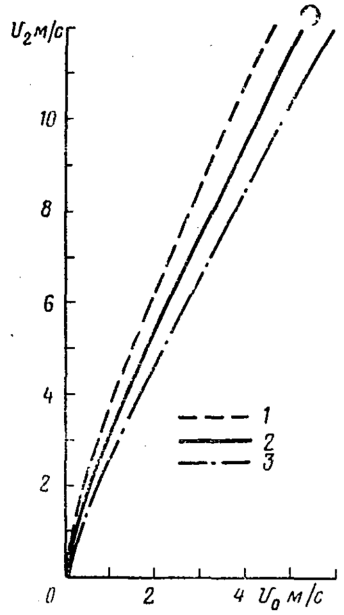

Рис. 1. Зависимость скорости обдувания воздухом резервуара смоченного термометра станционного психрометра U_0 от скорости ветра на высоте 2 м вне психрометрической будки U_2:

1 — ветер перпендикулярен к одной из стенок будки, *2* — среднее для всех направлений, *3* — ветер под углом к стенкам будки

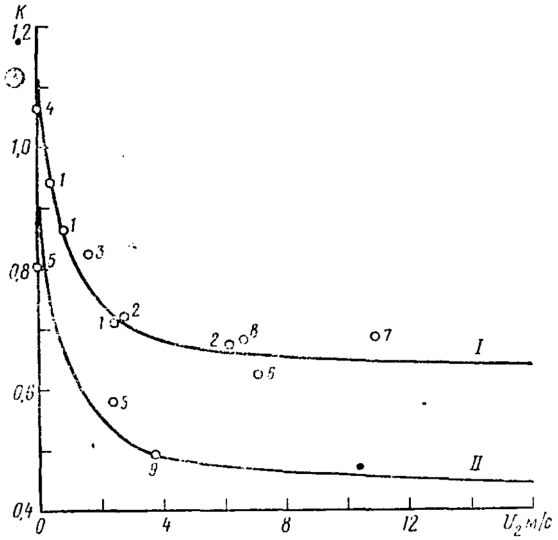

Рис. 2. Зависимость психрометрического коэффициента K станционного психрометра от скорости ветра на высоте 2 м вне будки, полученная по результатам измерений аспирационным психрометром (*1—5*) и гигрометром (*6—9*):

I — P=970 мбар, *II* — P=625 мбар; *1* — Карасуат, *2* — Рудный, *3* — Западно-Казахстанская стоковая, *4* — Алма-Ата, *5* — «Космостанция», *6* — Карасуат, *7* — Джаланашколь, *8* — Тущибек, *9* — Мын-Джилки

по гигрометру вводится поправка, устанавливаемая путем сопоставления величины относительной влажности воздуха, найденной по стационарному психрометру с показаниями гигрометра. Если такую поправку находить по данным наблюдений за те сроки, когда влажность воздуха по стационарному психрометру была определена правильно (т. е. когда скорость ветра была такой, при которой $A = 0{,}000\,794\,7$), и затем во всех случаях пользоваться этой поправкой, то показания гигрометра будут давать правильные значения влажности воздуха при любой скорости ветра, и их можно использовать в качестве контрольных данных при установлении величины коэффициента K в (1).

Искомое значение контрольной влажности воздуха $e_к$ определялось по формуле

$$e_к = \frac{e_0 r}{100}, \qquad (7)$$

где e_0 — максимальная упругость водяного пара при температуре воздуха, r — относительная влажность воздуха по исправленным показаниям гигрометра.

Затем по формуле (6) определялось значение коэффициента K. Такие вычисления сделаны за ряд лет по метеостанциям Карасуат, Джаланашколь, Тущибек, Мын-Джылки для сроков наблюдений, когда скорость ветра превышала 3,5 м/с (по флюгеру).

Результаты описанных выше исследований обобщены в виде графика зависимости психрометрического коэффициента от скорости ветра (рис. 2), на котором приведены центры тяжести групп точек, полученных при измерении контрольных значений влажности воздуха аспирационным психрометром и гигрометром.

Все данные наблюдений разбиты на две части: при атмосферном давлении 675—710 и 970—1000 мбар. Значения коэффициента K в пределах каждой группы приведены к одной величине атмосферного давления: 675 мбар для метеостанций Мын-Джилки и «Космостанция» (*I*), и 970 мбар для метеостанций Карасуат, Джаланашколь, Тущибек, Алма-Ата, Рудный и Западно-Казахстанской стоковой (*II*).

Как видно на рис. 2, величина коэффициента K закономерно уменьшается при увеличении скорости ветра. Эта зависимость подтверждается анализом теплового баланса шарика смоченного термометра.

Принятый в психрометрических таблицах [4] вид формулы для коэффициента K

$$K = 0{,}000\,794\,7\,P \qquad (8$$

вытекает из уравнения установившегося баланса шарика смоченного термометра при значении радиационного баланса, равном нулю. На самом деле шарик смоченного термометра станционного психрометра имеет существенный радиационный обмен теплом с окружающей средой, что необходимо учитывать при выводе психрометрического уравнения.

Тепловой баланс шарика смоченного термометра состоит из следующих слагаемых:

— теплоприход за счет турбулентной конвекции $F\alpha_к(t—t')$, где F площадь поверхности шарика, $\alpha_к$ — коэффициент теплоотдачи турбулентной конвекцией, $t—t'$ — разность между температурой воздуха и смоченного термометра;

— теплопоток по ножке и столбику ртути термометра $M(t—t')$, где M — постоянный коэффициент;

— тепло, получаемое термометром за счет солнечной радиации $FS_р$, где $S_р$ — интенсивность солнечной радиации, проникающей

в будку и поглощенной единицей поверхности шарика термометра;

— эффективное излучение шарика смоченного термометра $\varepsilon_ш \sigma T_ш^4 F$ —$\varepsilon_б \varepsilon_ш \sigma T_б^4 F$, где $\varepsilon_ш$, $\varepsilon_б$ — коэффициенты излучательной способности поверхности резервуара смоченного термометра и будки, σ — постоянная Стефана — Больцмана, $T_ш$, $T_б$ — абсолютные температуры поверхности шарика и внутренней поверхности будки;

— потеря тепла при испарении $\alpha_и(e_0 — e)F$, где $\alpha_и$ — коэффициент теплоотдачи испарением.

Уравнение стационарного теплового баланса шарика смоченного термометра с учетом этих слагаемых запишется так:

$$F\alpha_к(t — t') + M(t — t') + FS_р — (\varepsilon_ш \sigma T_ш^4 F — $$
$$— \varepsilon_б \varepsilon_ш \sigma T_б^4 F) — \alpha_и(e_0 — e)F = 0. \quad (9)$$

Количество солнечной радиации, проникающей в будку с двойной радиационной жалюзийной защитой, невелико. Кроме того, разность температур $T_в$ и $T_б$ мала. Поэтому можно упростить (9), принимая $S_р = 0$ и $\varepsilon_ш \sigma T_ш^4 F — \varepsilon_б \varepsilon_ш \sigma T_б^4 F = m(t' — t_б)$, где m — коэффициент пропорциональности, $t_б$ — температура внутренней поверхности будки (°С). Решая полученное уравнение относительно величины e, имеем

$$e = e_0 — \left(\frac{\alpha_к}{\alpha_и} + \frac{\frac{M}{F} + m\frac{t_б — t'}{t — t'}}{\alpha_и} \right)(t — t'). \quad (10)$$

Отсюда следует, что

$$K = \frac{\alpha_к}{\alpha_и} + \frac{\frac{M}{F} + m\frac{t_б — t'}{t — t'}}{\alpha_и}. \quad (11)$$

Используем соотношение Боуэна [1, 8]

$$\frac{\alpha_к}{\alpha_и} = \frac{C_p P}{0{,}622\, L}, \quad (12)$$

где C_p — теплоемкость воздуха при постоянном давлении (0,24 кал/г°С), L — скрытая теплота парообразования (589 кал/г при температуре воды 15°С). Величина L изменяется с температурой незначительно и поэтому можно принять

$$\frac{\alpha_к}{\alpha_и} = \frac{0{,}24}{0{,}622 \cdot 589} P = 0{,}000\,65\, P. \quad (13)$$

Тогда

$$K = 0{,}000\,65\, P + \frac{\frac{M}{F} + m\frac{t_б — t'}{t — t'}}{\alpha_и}. \quad (14)$$

Принимая $t_б = t$, имеем

$$K = 0{,}000\,65\, P + \frac{\frac{M}{F} + m}{\alpha_и}. \quad (15)$$

Как видно, коэффициент K выражается суммой двух слагаемых, одно из которых (0,000 65 P) зависит от давления, а другое не зависит от него и определяется в основном скоростью обдувания воздухом резервуара смоченного термометра, с которой связана величина $\alpha_и$. Величина $\frac{M}{F}$ постоянна, а значение m слабо зависит от температуры воздуха и тоже может быть приближенно принято постоянным. С увеличением скорости ветра возрастает значение коэффициента теплоотдачи испарением ($\alpha_и$), уменьшая величину второго слагаемого формулы (15) и, следовательно, уменьшается коэффициент K.

Результаты описанных опытов (рис. 2) позволяют получить числовые значения параметров (15) и записать ее в виде

$$K = 0{,}000\,65\,P + \frac{0{,}47}{1 + 1{,}48\,U_2^{1{,}2}}. \qquad (16)$$

Изменение величины K при колебании скорости ветра U_2 оказалось весьма существенным. При штиле значение K больше принятого на сети станций на 43%, а при сильном ветре меньше его на 18%.

Если в (16) заменить по соотношению (5) скорость U_2 на скорость обдувания воздухом шарика смоченного термометра U_0, то зависимость величины коэффициента K от этой скорости будет иметь вид

$$K = 0{,}000\,65\,P + \frac{0{,}47}{1 + 5{,}64\,U_0}. \qquad (17)$$

Такая запись формулы для коэффициента K соответствует теоретическому соотношению, вытекающему из уравнения теплового баланса шарика смоченного термометра. Первое слагаемое правой части равно соотношению Боуэна, как это и вытекает из (13). Двучленная структура знаменателя второго слагаемого уравнения (17) также соответствует обычно используемой в гидрометеорологических формулах зависимости коэффициента теплоотдачи испарением $\alpha_и$ от скорости ветра, когда последняя измеряется прибором, имеющим сравнительно невысокий порог чувствительности.

Пользуясь зависимостью (16), можно определить величину поправок Δ к значениям влажности воздуха, найденной стандартным способом по психрометрическим таблицам [4]. Эти поправки должны вводиться к влажности воздуха, опубликованной в различного рода справочниках и имеющейся в материалах наблюдений.

Величина Δ мбар представляет разность между влажностью воздуха $e_{ис}$, определенной при значениях коэффициента K по формуле (16) и влажности воздуха $e_{ст}$, найденной при $K = 0{,}000\,794\,7\,P$;

$$\Delta = e_{ис} - e_{ст} = \left(0{,}000\,144\,7\,P - \frac{0{,}47}{1 + 1{,}48\,U_2^{1{,}2}}\right)\sigma t, \qquad (18)$$

где $\sigma t = t - t'$.

Как видно из этой формулы, поправка к влажности воздуха, вычисленной по стандартным психрометрическим таблицам, зави-

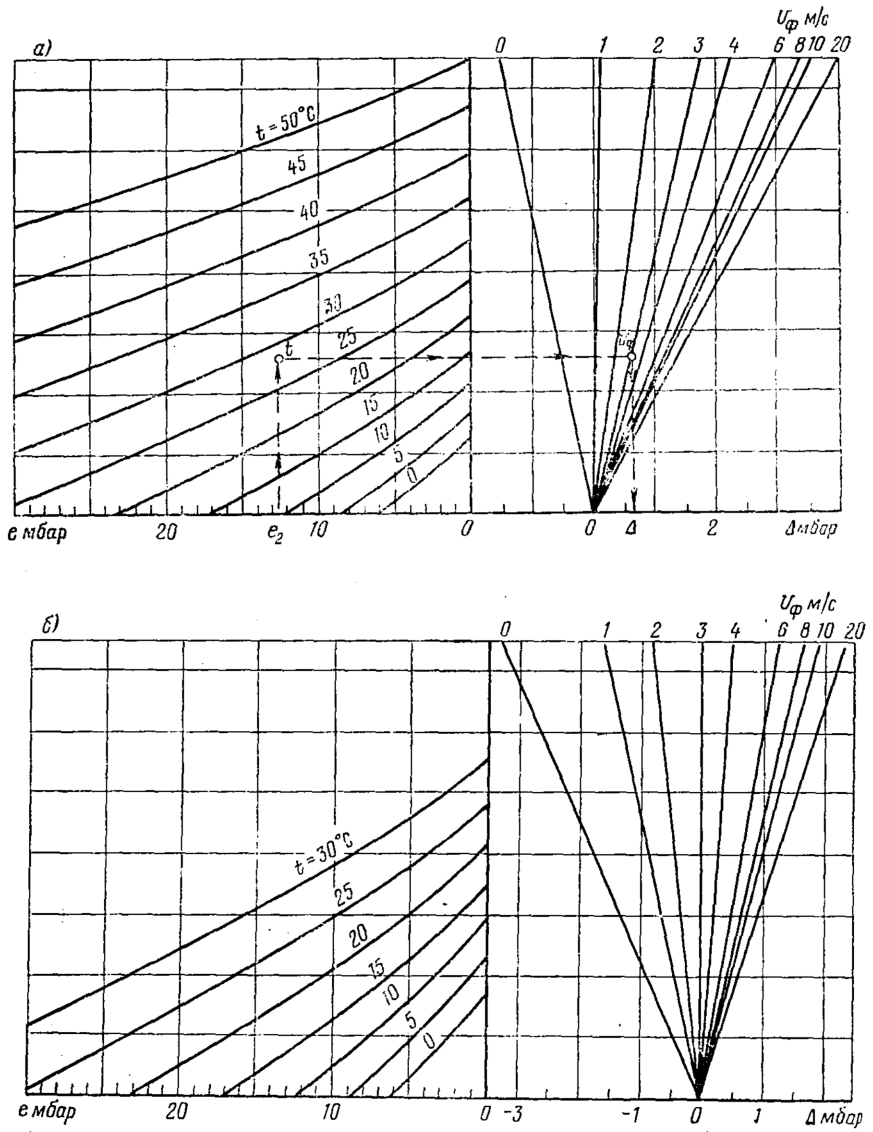

Рис. 3. Номограмма для определения поправки Δ к влажности воздуха e_2, вычисленной для станционного психрометра:
а — P=1000 мбар, *б* — P=600 мбар

сит от атмосферного давления P, скорости ветра вблизи психрометрической будки U_2 и разницы показаний сухого и смоченного термометров $t-t'$.

Сведения о температуре смоченного термометра не публикуются и имеются только в книжках наблюдений; поэтому при определении поправок Δ для опубликованных данных о влажности воздуха необходимо предварительно найти t' по упругости водяных паров e, содержащихся в воздухе, температуре воздуха t и атмосферному давлению P. Для этого используется уравнение (1), из которого t' находится подбором.

Можно еще более упростить процедуру определения поправки Δ, находя ее по заранее построенным для различных атмосферных давлений номограмм $\Delta = f(e, t, U)$ (рис. 3 *а, б*), составленным по (18) с учетом различия в скорости ветра, измеренной ручным анемометром и флюгером. Соотношение скорости ветра на высоте 2 м и на высоте флюгера (≈ 10 м) принято равным 0,75.

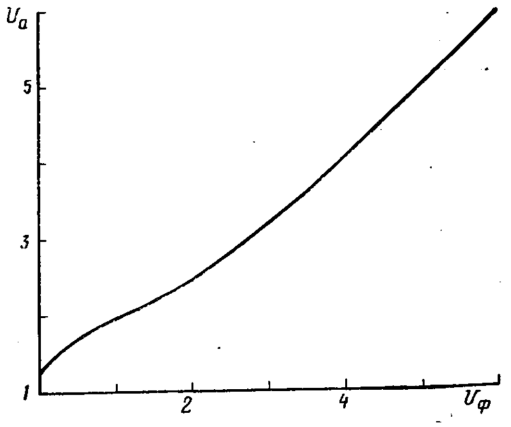

Рис. 4. Связь скорости ветра, измеренной ручным анемометром и флюгером

Как видно из этих номограмм, при атмосферном давлении 1000 мбар величина Δ может достигать 2—3 мбар и только при скорости ветра по флюгеру около 1 м/с поправка Δ обращается в нуль.

При атмосферном давлении 600 мбар это происходит уже при скорости ветра около 3 м/с.

Следует учесть, что обычно сведения о скорости ветра публикуются по данным измерений на высоте флюгера ($U_ф$), а в приведенных выше формулах фигурирует скорость ветра на высоте 2 м (U_2), поэтому при вычислении поправки Δ по формуле (18) надо предварительно перейти от скорости $U_ф$ к скорости ветра U_2:

$$U_2 = K_ф U_ф, \qquad (19)$$

где $K_ф$ — коэффициент перехода, зависящий от характера подстилающей поверхности и защищенности станций [6].

Кроме того, необходимо учесть различие в скорости ветра, измеренной ручным анемометром и флюгером. Для этого можно воспользоваться рис. 4, где дана связь этих скоростей ветра, построенная на основании работы [3].

Как показали расчеты, выполненные для ряда метеостанций Казахстана (табл. 1), величина поправок Δ к среднемесячным значениям влажности воздуха достигает 0,7 мбар, что в несколько раз превышает номинальную точность измерений (0,1 мбар). Для большинства пунктов наблюдений эти поправки положительны,

Таблица 1

Расчет исправленного значения среднемноголетней упругости водяно го пара, содержащегося в воздухе, для ряда метеостанций Казахстана

Характеристики	Апрель	Май	Июнь	Июль	Август	Сентябрь	Октябрь	Ноябрь
Прорва ($H = -21$ м)								
t °С	9,3	18,1	23,3	25,8	24,2	17,2	8,8	0,4
$U_ф$ м/с	6,9	7,0	6,3	6,1	5,6	5,3	5,9	6,3
$e_{ст}$ мбар	7,8	11,4	15,1	17,4	15,7	11,4	7,8	5,3
Δ мбар	0,3	0,5	0,6	0,6	0,6	0,4	0,2	0,1
$e_{ис}$ мбар	8,1	11,9	15,7	18,0	16,3	11,8	8,0	5,4
Алма-Ата, ГМО ($H = 847$ м)								
t °С	10,5	16,2	20,6	23,3	22,3	16,9	9,5	0,8
$U_ф$ м/с	1,9	2,1	2,2	2,2	2,2	2,1	1,7	1,2
$e_{ст}$ мбар	8,2	11,6	13,7	14,7	13,0	9,4	6,8	4,6
Δ мбар	0,0	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,0	0,0
$e_{ис}$ мбар	8,2	11,7	13,8	14,8	13,1	9,5	6,8	4,6
Курдай ($H = 1141$ м)								
t °С	8,0	13,8	18,4	22,0	21,1	15,3	7,8	—0,1
$U_ф$ м/с	6,6	5,6	4,5	4,5	4,5	5,5	5,4	5,9
$e_{ст}$ мбар	6,8	8,9	10,4	10,2	8,8	6,7	6,3	3,9
Δ мбар	0,3	0,3	0,5	0,6	0,6	0,5	0,2	0,0
$e_{ис}$ мбар	7,1	9,2	10,8	10,8	9,4	7,2	6,5	3,9
Мын-Джилки ($H = 3017$ м)								
t °С		1,5	5,0	7,4	7,5	3,1		
$U_ф$ м/с		2,0	2,0	1,9	1,9	2,2		
$e_{ст}$ мбар		4,6	5,8	6,8	6,3	4,3		
Δ мбар		0,0	0,0	0,0	0,0	0,0		
$e_{ис}$ мбар		4,6	5,8	6,8	6,3	4,3		

что приводит к систематическому преуменьшению влажности воздуха, определенной по данным стандартных наблюдений на сети гидрометстанций.

Если не учитывать это, то величина испарения воды с поверхности водоемов, вычисленная по опубликованным данным о влажности воздуха будет преувеличена на 5—10%.

Приведенные примеры указывают на необходимость внесения поправок к измеренной на метеостанциях и опубликованной в климатических справочниках упругости водяного пара, содержащегося в воздухе, что весьма важно, например, при расчетах испарения с поверхности воды и суши.

На основании выполненных исследований предполагается составить проект методических указаний по введению поправок к влажности воздуха, измеренной на сети метеостанций и опубликованной в климатических справочниках.

ЛИТЕРАТУРА

1. Браславский А. П. Исследование и расчеты гидрологического режима озер и водохранилищ. Доклад, представляемый на соискание ученой степени доктора наук по совокупности опубликованных работ. Алма-Ата, фотоофсетная лаборатория УГМС КазССР, 1966, 255 с.
2. Браславский А. П., Краснов Б. А., Красова Л. Ф., Нургалиев С. Н. Расчет испарения воды с поверхности горных водоемов. — Материалы междуведомственного совещания по проблеме изучения испарения с водной поверхности. Л., фотоофсетная лаборатория ВНИГЛ ГГИ, 1969, с. 182—196.
3. Браславский А. П. Оценка истинной средней скорости ветра по показаниям ветромерных приборов (см. настоящий сборник).
4. Психрометрические таблицы. Составитель В. А. Савич. Л., Гидрометеоиздат, 1963, 251 с.
5. Стеризат М. С. Метеорологические приборы и наблюдения. Л., Гидрометеоиздат, 1968, 463 с.
6. Указания для Управления гидрометеорологической службы по вычислению поправок к измеренным величинам атмосферных осадков, разд. 1, 2. Л., Гидрометеоиздат, 1969, с. 7—12.
7. Усольцев В. А. О требованиях к психрометру. — Тр. НИИГМП, 1968, вып. 20, с. 3—14.
8. Харрисон Л. П. Некоторые основные вопросы теории измерения влажности. Влажность. Измерение и регулирование в научных исследованиях и технике. Том III. Физические принципы, основные определения и контрольные приборы. Л., Гидрометеоиздат, 1968, с. 86—91.

А. П. БРАСЛАВСКИЙ, Л. Р. СТРУЗЕР, К. Б. ШЕРГИНА, С. П. ЧИСТЯЕВА

ПРАКТИЧЕСКИЕ РЕКОМЕНДАЦИИ ПО ОПРЕДЕЛЕНИЮ ВЕЛИЧИН ИСПРАВЛЕННОГО СЛОЯ АТМОСФЕРНЫХ ОСАДКОВ ПРИ СРОЧНЫХ НАБЛЮДЕНИЯХ

В статье А. П. Браславской, Л. Р. Струзер, К. Б. Шергиной «Методика определения исправленных величин атмосферных осадков при срочных наблюдениях» (Тр. ГГО, 1975, вып. 341) изложена методика исправления срочных показаний осадкомера Третьякова. Она учитывает конкретные условия погоды во время выпадения осадков и в период их испарения из ведра осадкомера. Однако из-за сложности и большой трудоемкости вычислений такая методика практически может быть реализована только с помощью ЭВМ. Применение ее на метеорологических станциях и постах окажется возможным лишь после существенного упрощения, если удастся свести все операции по исправлению измеренных осадков к двум-трем простым арифметическим действиям, доступным любому наблюдателю. Естественно, что такое упрощение неизбежно понизит точность оценки исправленного слоя осадков. Однако необходимо, чтобы это ухудшение находилось в пределах допустимого. Рассмотрим возможность такого упрощения методики.

Основная расчетная формула, рекомендуемая для определения исправленного слоя атмосферных осадков $X_и$ по величине измеренного слоя имеет вид

$$X_и = (X_1 + \Delta X_с + \Delta X_E - \Delta X_м) K, \qquad (1)$$

где $\Delta X_с$ и ΔX_E — поправки на смачивание осадкомерного ведра и испарение уловленных им осадков, $\Delta X_м$ — поправка на надувание в ведро осадкомера «ложных» осадков во время метели, K — поправочный коэффициент на ветровой недоучет осадков.

Само по себе сложение X_1 с $\Delta X_с$ и ΔX_E, вычитание из этой суммы величины $\Delta X_м$ (если была метель) и умножение результата на коэффициент K является несложной операцией. Необходимо только иметь готовые значения компонентов (1).

Величина коэффициента K для твердых атмосферных осадков зависит от скорости ветра и температуры воздуха во время их выпадения. Эти метеорологические элементы систематически измеряются на метеорологических станциях. На осадкомерных постах можно установить флюгеры или простые наземные ветромеры

и хотя бы бытовые наружные термометры, чтобы по этим приборам измерять скорость ветра и температуру воздуха во время выпадения осадков.

Для каждой метеорологической станции можно принять постоянной величину коэффициента перехода от скорости ветра, измеренной на высоте флюгера ($U_ф$), к скорости ветра на уровне верхнего слоя осадкомерного ведра ($K_ф$). Тогда для этого значения коэффициента $K_ф$ можно составить таблицу коэффициентов K с двумя входами: $U_ф$ — скорость ветра по флюгеру и t — температура воздуха. Интервалы изменения коэффициентов $K_ф$, скорости ветра и температуры воздуха должны быть выбраны такими, чтобы различие в значениях коэффициента K для соседних цифр не превышало бы 5% (табл. 1).

Таблица 1

Значения ветрового коэффициента K осадкомера Третьякова. Твердые осадки, $K_ф = 0{,}75$

$U_ф$ м/с	Температура воздуха, °С									
	2,1—−2	−2,1—−4	−4,1—−6	−6,1—−8	−8,1—−10	−10,1—−15	−15,1—−20	−20,1—−30	−30,1—−40	−40,1—−50
0	1,03	1,04	1,05	1,05	1,06	1,06	1,07	1,08	1,09	1,10
1	1,07	1,09	1,11	1,12	1,13	1,15	1,17	1,19	1,2	1,2
2	1,16	1,2	1,2	1,3	1,3	1,3	1,4	1,4	1,5	1,6
3	1,3	1,3	1,4	1,4	1,5	1,5	1,6	1,7	1,8	1,8
4	1,4	1,5	1,6	1,6	1,7	1,8	1,9	2,0	2,1	2,2
5	1,5	1,6	1,7	1,8	1,9	2,0	2,1	2,3	2,5	2,5
6	1,6	1,8	1,9	2,0	2,1	2,3	2,4	2,6	2,8	2,9
7	1,7	2,0	2,1	2,2	2,3	2,5	2,7	3,0	3,2	3,3
8	1,9	2,1	2,3	2,4	2,6	2,8	3,0	3,3	3,6	3,7
9	2,0	2 3	2,5	2,7	2,8	3,0	3,3	3,7	3,9	4,1
10	2,1	2,5	2,7	2,9	3,1	3,3	3,6	4,0	4,3	4,6
11	2,3	2,7	2,9	3,1	3,3	3,6	4,0	4,4	4,7	5,0
12	2,4	2,8	3,1	3,3	3,6	3,9	4,3	4,7	5,2	5,4
13	2,5	3,0	3,3	3,6	3,8	4,2	4,6	5,1	5,6	5,9
14	2,7	3,2	3,5	3,8	4,1	4,5	5,0	5,6	6,0	6,3
15	2,8	3,4	3,7	4,1	4,3	4,8	5,3	5,9	6,4	6,8

Аналогично решается вопрос и о табулировании значений коэффициента K для жидких осадков (табл. 2). В качестве входных параметров здесь используется та же скорость ветра по флюгеру $U_ф$ и слой измеренных осадков X_1. С этой величиной коррелятивно связан параметр структуры жидких осадков N. Действительно, дожди, дающие большой слой осадков, выпадают чаще всего с интенсивностью, превышающей 0,03 мм/мин, а дожди с небольшим слоем осадков обычно имеют малую интенсивность. Использование связи $N=f(X_1)$ вместо постоянного значения параметра N, как это рекомендовалось ранее, существенно уменьшает неточность опре-

Таблица 2

Значения ветрового коэффициента K осадкомера Третьякова. Жидкие осадки, $K_ф$ = 0,75

$U_ф$ м/с	Слой осадков, мм								
	0,0—0,8	0,9—2,0	2,1—3,0	3,1—6,0	6,1—9,0	9,1—12,0	12,1—20,0	20,1—30,0	>30,1
0	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
1	1,01	1,01	1,01	1,01	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
2	1,02	1,02	1,02	1,02	1,01	1,01	1,01	1,01	1,00
3	1,04	1,04	1,03	1,03	1,02	1,02	1,01	1,01	1,00
4	1,05	1,05	1,05	1,04	1,03	1,03	1,02	1,01	1,01
5	1,07	1,07	1,06	1,05	1,04	1,04	1,03	1,02	1,01
6	1,09	1,08	1,07	1,07	1,05	1,04	1,03	1,02	1,01
7	1,10	1,10	1,09	1,08	1,06	1,05	1,04	1,02	1,01
8	1,12	1,11	1,10	1,09	1,07	1,06	1,04	1,03	1,02
9	1,13	1,13	1,12	1,10	1,09	1,07	1,05	1,03	1,02
10	1,16	1,15	1,13	1,12	1,10	1,08	1,06	1,04	1,02
11	1,18	1,16	1,15	1,13	1,11	1,09	1,06	1,04	1,02
12	1,20	1,18	1,17	1,15	1,12	1,10	1,07	1,05	1,03
13	1,2	1,2	1,19	1,16	1,13	1,11	1,08	1,05	1,03
14	1,2	1,2	1,2	1,18	1,14	1,12	1,09	1,05	1,03
15	1,3	1,2	1,2	1,19	1,16	1,13	1,09	1,06	1,03

деления ветрового недоучета осадков при больших дождях, где влияние коэффициента особенно велико.

Значительно сложнее оказалась разработка упрощенного приема определения поправки $\Delta = \Delta X_c + \Delta X_E$. Целесообразность суммарного нахождения этих поправок очевидна: величина ΔX_c зависит от ΔX_E, а сама изменяется в сравнительно узких пределах.

Основным изменяющимся компонентом величины Δ является поправка на испарение ΔX_E. Как показали детальные расчеты, выполненные на ЭВМ, величина ΔX_E на территории СССР изменяется в течение года в широких пределах (0,1—1,3 мм) и зависит от большого числа факторов, определяющих интенсивность испарения осадков из ведра осадкомера. К числу таких факторов относятся температура и влажность воздуха, скорость ветра, поглощенная ведром осадкомера суммарная солнечная радиация $S_в$, продолжительность периода нахождения осадков в ведре осадкомера. В свою очередь величина $S_в$ изменяется в зависимости от времени года, часа суток, облачности, мутности атмосферы, связанной с временем года и широтой места расположения метеорологической станции. При упрощении методики определения величины ΔX_E надо выделить из этой массы факторов те, влияние которых на величину ΔX_E наиболее заметно. В результате выполнения большого числа расчетов величины ΔX_E с помощью ЭВМ установлено, что наиболее изменчивыми и наиболее сильно влияющими на величину ΔX_E факторами являются температура воздуха,

суммарная солнечная радиация, скорость ветра и продолжительность нахождения осадков в ведре осадкомера. Табулирование величины Δ для такого числа параметров практически неосуществимо. Поэтому приходится идти на дальнейшее упрощение: принимать осредненное значение скорости ветра и осредненную продолжительность периода нахождения осадков в ведре осадкомера.

Температура воздуха и суммарная солнечная радиация существенно изменяются по территории СССР и во времени. Поэтому всю территорию СССР приходится делить на ряд прямоугольников: 10° по широте и один часовой пояс по долготе, а расчет величин Δ выполнять для каждого срока наблюдений и каждого месяца года отдельно. При этом учитывается суточный ход температуры воздуха и суммарной солнечной радиации. Скорость ветра принимается постоянной, равной 2 м/с, относительная влажность воздуха, фактор мутности атмосферы и альбедо территории берутся равными их среднемесячным значениям, а облачность принимается равной 9 баллам, что соответствует ее среднему значению за период испарения осадков из ведра осадкомера по данным ряда метеорологических станций. При таком расчете величины Δ различие в соседних значениях ее не превышает 0,2 мм. Величина ΔX_c при этом рассчитывалась для $X_1 = 0{,}1$ мм. Как показали многочисленные пробные расчеты, в этом случае получается наилучшее совпадение величин Δ, вычисленных по полной и упрощенной методике.

Таблица 3

Поправка на испарение и смачивание Δ (мм) к осадкам, измеренным осадкомером Третьякова.
Второй пояс (50—60 ° с. ш.), $H = 1$—200 м над ур. м.

Месяц	Время измерения осадков, ч							
	3	9	15	21	3	9	15	21
	Воронка вложена				Воронка вынута			
Январь	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
Февраль	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
Март	0,1	0,2	0,2	0,2	0,1	0,1	0,2	0,1
Апрель	0,2	0,2	0,2	0,2	0,1	0,1	0,3	0,2
Май	0,2	0,2	0,3	0,2	0,1	0,2	0,4	0,2
Июнь	0,2	0,2	0,4	0,3	0,1	0,2	0,4	0,3
Июль	0,2	0,3	0,4	0,3	—	—	—	—
Август	0,2	0,2	0,3	0,3	0,1	0,2	0,4	0,2
Сентябрь	0,2	0,2	0,3	0,2	0,1	0,1	0,3	0,2
Октябрь	0,1	0,2	0,2	0,2	0,1	0,1	0,2	0,1
Ноябрь	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
Декабрь	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1

Величина Δ существенно зависит от того, вложена ли воронка в ведро осадкомера или вынута из него. По наставлению воронка

должна устанавливаться в ведро при положительной температуре воздуха и вниматься из него при отрицательной. Так как в пределах одного месяца бывает температура воздуха выше и ниже нуля, то для таких месяцев таблицы Δ составлены в двух вариантах: для положительных и для отрицательных температур воздуха (табл. 3). Значения этих температур взяты медианными среди всех случаев температур данного знака.

В горных районах температура воздуха существенно меняется с высотой местности. Поэтому здесь таблицы величин Δ составляются отдельно для ряда высотных зон. Принцип разделения территории на зоны остается прежним: изменение величины не более чем на 0,2 мм между соседними значениями ее. Величины ошибок, возникающих при описанном упрощении методики определения

Таблица 4

Поправка $\Delta_м$ (мм) к осадкам, измеренным осадкомером Третьякова во время метели $K_ф = 0{,}75$

$U_ф$ м/с	Продолжительность метели, ч											
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Общая метель												
<4,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
4,1—5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
5,1—6	0,0	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,2	0,2	0,3	0,3	0,3	0,4
6,1—7	0,0	0,1	0,1	0,2	0,2	0,3	0,3	0,3	0,4	0,4	0,5	0,5
7,1—8	0,1	0,1	0,2	0,2	0,3	0,3	0,4	0,4	0,5	0,6	0,6	0,7
8,1—9	0,1	0,1	0,2	0,3	0,3	0,4	0,5	0,5	0,6	0,7	0,7	0,8
9,1—10	0,1	0,2	0,2	0,3	0,4	0,5	0,5	0,6	0,7	0,8	0,8	0,9
10,1—11	0,1	0,2	0,3	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,8	0,9	1,0
>11	0,1	0,2	0,3	0,4	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9	1,0	1,1
Низовая метель												
<11,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
11,1—12	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0 0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1
12,1—13	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
13 1—14	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,2	0,2
14,1—15	0,0	0,0	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,3
15,1—16	0,0	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,2	0,2	0,3	0,3	0,3	0,3
16,1—17	0,0	0,1	0,1	0,1	0,2	0,2	0,2	0,3	0,3	0,4	0,4	0,4
17,1—18	0,0	0,1	0,1	0,2	0 2	0,3	0,3	0,3	0,4	0,4	0,5	0,5
18,1—19	0,0	0,1	0,1	0,2	0,2	0,3	0,3	0,4	0,4	0,5	0,5	0,6
19,1—20	0,1	0,1	0,2	0,2	0,3	0,3	0,4	0,5	0,5	0,6	0,6	0,7
20,1—21	0,1	0,1	0,2	0,3	0,3	0,4	0,5	0,5	0,6	0,7	0,7	0,8
21,1—22	0,1	0,2	0,2	0,3	0 4	0,5	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9	0,9
>22	0,1	0,2	0,3	0,4	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9	1,0	1,1

величин Δ, оценены путем сопоставления величины исправленных осадков, вычисленных по полной методике и по упрощенной. Такие расчеты выполнены для ряда станций, находящихся в различных

зонах СССР. Среднеквадратичная ошибка оказалась лежащей в пределах 4—5%, что практически вполне допустимо.

Для поправки $\Delta X_м$ также составлены таблицы $\Delta X_м = f(U_ф, \tau_м)$, где $\tau_м$ — продолжительность метели в часах. Каждая таблица соответствует одному значению коэффициента $K_ф$ (табл. 4).

При наличии готовых таблиц Δ, $\Delta X_м$ и K определение исправленного слоя атмосферных осадков сводится к совершенно простым действиям: выборке значений Δ, $\Delta X_м$ и K из соответствующих таблиц и вычислению $X_и$ по формуле

$$X_и = (X_1 + \Delta - \Delta X_м) K. \qquad (2)$$

Такой упрощенный вариант определения величины $X_и$ может быть рекомендован для практического использования на сети гидрометстанций и постов.

Р. Д. КУРДИН, С. А. РУБИНОВИЧ

ВНУТРИВОДОЕМНЫЙ ВОДО- И СОЛЕОБМЕН И ЕГО РОЛЬ В РАСПРЕДЕЛЕНИИ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ВОДЫ ПО ДЛИНЕ оз. БАЛХАШ

Солевой баланс и гидрохимический режим оз. Балхаш обстоятельно исследованы М. Н. Тарасовым [8]. Однако солевой баланс рассматривался лишь в целом для всего озера, а распределение минерализации воды по длине озера — в отрыве от внутриводоемного водо- и солеобмена, в частности, без количественного учета водо- и солеобмена между Западным и Восточным Балхашом.

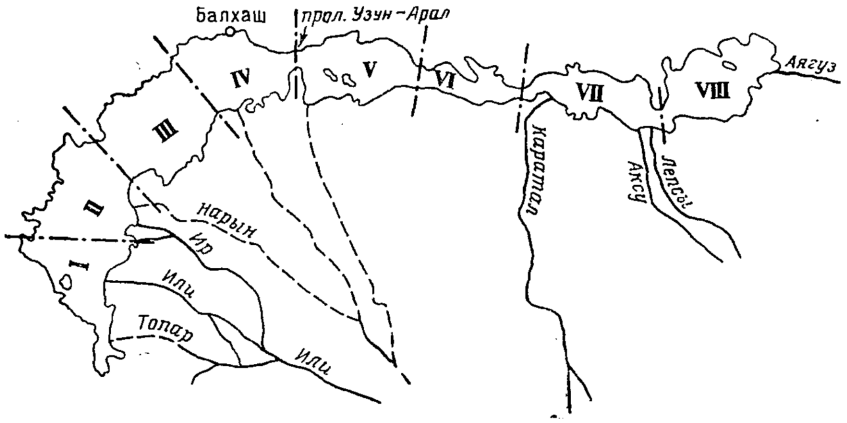

Рис. 1. Гидрохимические районы (*I—VIII*) на оз. Балхаш (по М. Н. Тарасову)

Между тем учет обмена и солевого баланса частей и гидрохимических районов озера необходимы для обоснованного прогнозирования распределения минерализации по длине водоема в условиях наполнения Капчагайского водохранилища и развития орошения в бассейне озера, а также для оценки фактического влияния этих мероприятий на гидрохимический режим озера.

Уравнение солевого баланса оз. Балхаш имеет следующий вид:

$$P_{\text{пов. пр}} + P_{\text{гр.пр}} + P_{\text{ос}} + P_{\text{в.п}} - P_{\text{раз}} - P_{\text{гр.о}} - P_{\text{бер}} - P_{\text{в.в}} \pm P_{\text{зал}} = \Delta Q, \quad (1$$

где $P_{пов.пр}$, $P_{гр.пр}$, $P_{ос}$ — приход солей с поверхностным притоком, подземным притоком и атмосферными осадками; $P_{в.п}$ — ветровой принос солей с поверхности прибрежных соляных озер и засоленных участков почвы; $P_{раз}$ — потери солей на разложение карбонатов; $P_{гр.о}$ — вынос солей с грунтовым оттоком; $P_{бер}$ — потери солей в береговой полосе при сгонно-нагонных сезонных колебаниях уровня озера; $P_{в.в}$ — ветровой вынос солей из озера; $P_{зал}$ — солеобмен с периодически отшнуровывающимися заливами (в фазе спада внутривекового цикла — потери, в фазе подъема — приход); ΔQ — изменение солезапаса в озере.

В настоящее время достаточно надежно определяются только три члена уравнения $P_{пов.пр}$, $P_{раз}$ и ΔQ. Значения $P_{гр.пр}$ и $P_{ос}$ определяются грубо приближенно. Остальные члены могут быть оце-

Таблица 1

Средний многолетний солевой баланс оз. Балхаш за 1931—1970 гг.

$H_{ср} = 342{,}10$ м (БС), $\omega_{ср} = 18\,515$ км²

Элемент прихода	Количество солей, млн. т	Доля в приходе, %	Элемент расхода	Количество солей, млн. т	Доля в общем расходе, %
1. Речной приток:	5,36	71,1	1. Разложение карбонатов	4,22	56,0
а) р. Или	4,61	61,2	а) осаждение кальцита и доломита	2,52	33,4
б) восточные реки . .	0,75	10,0	б) выделение CO_2 . .	1,21	16,0
			в) H_2O	0,49	6,6
2. Атмосферные осадки	0,52	6,9	2. Дополнительные потери за счет отшнуровывания заливов, инфильтрации в берега и механического испарения	2,99	39,7
3. Подземный приток . .	1,65	22,0			
Приход	7,53	100	Расход	7,21	95,7
Итого	7,53	100	Приращение солевого запаса	0,32	4,3
			Итого . . .	7,53	100

нены лишь суммарно, как остаточный член уравнения. Наибольший вес из них имеют $P_{зал}$, $P_{бер}$ и, возможно, $P_{гр.о}$. М. Н. Тарасовым невязка солевого баланса отнесена к $P_{бер} \pm P_{зал}$. Заменяя $P_{бер} + P_{зал}$ обозначением $P_{1бер}$, получаем следующее упрощенное выражение солевого баланса:

$$P_{пов.пр} + P_{гр.пр} + P_{ос} - P_{раз} \pm P_{1\,бер} = \Delta Q. \qquad (2)$$

Среднемноголетние значения солевого баланса оз. Балхаш за 1931—1970 гг. (по данным ГХИ) приведены в табл. 1.

Распределение минерализации по длине оз. Балхаш и общий характер внутриводоемного водо- и солеобмена

М. Н. Тарасовым на оз. Балхаш выделены 8 гидрохимических районов (рис. 1). Специфической особенностью озера является ярко выраженная неоднородность распределения минерализации воды по длине водоема (табл. 2), что обусловлено сочетанием сильно вытянутой формы озера с неравномерным распределением поверхностного притока. Около 80% поверхностного притока (сток р. Или) сосредоточено в юго-западной части озера (районы I и II).

Таблица 2

Средняя минерализация воды (г/л) оз. Балхаш по районам за 1929—1970 гг. (по данным ГХИ)

Западный Балхаш					Восточный Балхаш					Все озеро
I	*II*	*III*	*IV*	средняя	*V*	*VI*	*VII*	*VIII*	средняя	
0,84	1,14	1,32	1,62	1,22	2,52	3,18	3,90	5,02	4,03	2,76

Сужением и подводным порогом у п-ова Сырыисек Балхаш разделяется на две части — проточный пресноводный и мелководный Западный Балхаш и бессточный солоноватый и глубоководный Восточный Балхаш, сообщающиеся друг с другом через прол. Узун-Арал (рис. 1). Западный Балхаш за счет избыточного притока воды по р. Или имеет положительный водный баланс, Восточный Балхаш — отрицательный (воды впадающих в него рек Каратал, Аксу, Лепсы, Аягуз, подземный приток и атмосферные осадки не покрывают потерь на испарение). Дефицит баланса покрывается за счет перетока из Западного Балхаша через прол. Узун-Арал.

Распределение минерализации на оз. Балхаш определяется действием двух противоположно направленных факторов: распространением по озеру пресных вод р. Или (балансовый переток) и ветровой миграцией солей (ветровой переток).

В виду дефицита водного баланса Восточного Балхаша распространение пресных вод р. Или направлено с запада на восток через прол. Узун-Арал (балансовый переток). В силу этого все гидрохимические районы (*I—VII*), кроме восточной оконечности озера (район *VIII*), являются проточными, хотя степень этой проточности довольно слаба и неодинакова для тех или иных районов. Район *VIII* как бессточный является районом конечного соленакопления.

Уменьшение степени проточности с запада на восток и обусловливает контрастность в распределении минерализации по длине озера. Ветровые течения, перемешивая водные массы по акватории водоема, стремятся выровнять эту контрастность. Вытяну-

:ость озера и наличие ряда сужений по его длине способствуют :охранению контрастности.

Ветровые перемещения водных масс и содержащихся в них эастворенных солей происходят в зависимости от направления ветра в различных (чередующихся) направлениях. Вследствие выравнивания уровня воды озера после каждого ветра за счет компенсационных течений это не приводит к конечному изменению запасов воды в различных частях озера — результирующая ветрового водообмена всегда равна нулю. Однако при наличии разности минерализации водных масс, участвующих в обмене, водообмен между районами приводит к конечному перемещению (миграции) солей из районов с более высокой минерализацией в районы с более низкой минерализацией воды и соответственно к изменению солезапасов районов и частей озера.

В связи с возрастанием минерализации оз. Балхаш в естественных условиях с запада на восток результирующая внутриводоемного ветрового солеобмена (ветровой солепереток) независимо от направления ветра всегда направлена с востока на запад. Это вытекает из следующих рассуждений. Например, при восточном ветре в Западный Балхаш из Восточного вторгаются более соленые водные массы и в той или иной мере перемешиваются с более пресными водами Западного Балхаша. После прекращения ветра в результате обратно направленного компенсационного течения (или после смены направления ветра) водная масса возвращается обратно опресненной, оставив часть своих солей вследствие перемешивания в Западном Балхаше.

При западном ветре пресные воды Западного Балхаша вторгаются в Восточный Балхаш, а затем возвращаются обратно осолоненными в результате перемешивания с более солеными водами Восточного Балхаша. Таким образом, в обоих случаях ветровой солепереток происходит с востока на запад.

Перемещение водных масс при ветровых (дрейфовых, сгонно-нагонных) течениях происходит струями различной мощности. Скорость течения, по данным измерений [7], обычно колеблется в пределах 0,10—0,30 м/с (в проливах из-за уменьшения сечения потока скорость увеличивается). Смена направления ветра на оз. Балхаш происходит в среднем через несколько часов. За это время водные массы проходят путь от нескольких километров до десятков километров.

Можно сделать следующие выводы:

1. Ветровая миграция солей, как правило, осуществляется лишь внутри гидрохимических районов и между смежными районами.

2. При вторжении водной массы в соседний район она не успевает полностью перемешаться с водами этого района и возвращается обратно после прекращения (смены) ветра не в слишком преобразованном виде.

3. Ветровой переток солей с востока на запад осуществляется путем последовательной в пространстве и прерывистой во времени

передачи солей от района к району, а не в виде прямого и непрерывного потока из конца в конец озера.

Лишь при сильных устойчивых ветрах одного направления, продолжающихся много суток подряд, водная масса одного района может пройти через несколько гидрохимических районов. Однако подобные ветровые условия в безледоставный период наблюдаются редко (не каждый год).

Очевидно, что величина ветрового перетока солей из одного района (части озера) в другой должна быть пропорциональна объему перемещаемой воды, разности минерализации водных масс, участвующих в обмене, и коэффициенту перемешивания

$$P_в = (S_{в.б} - S_{з.б})\, W_в K, \qquad (3)$$

$P_в$ — ветровой солеперетоk; $S_{в.б}$ и $S_{з.б}$ — исходная минерализация водных масс, участвующих в обмене; $W_в$ — объем перетока воды в одном направлении; K — коэффициент перемешивания.

Величины $W_в$ и K в свою очередь зависят от продолжительности и скорости ветра, определяющих мощность струи, длину пробега, интенсивность турбулентного и волнового перемешивания в горизонтальном и вертикальном планах, продолжительность контакта с водной массой другого района.

В многолетнем плане годовые значения $P_в$ являются функцией ветрового режима и уровня озера, определяющего размеры водоема и пропускную способность лимитирующих сечений по длине водоема.

Величина балансового перетока воды между районами и степень их проточности может быть определена на основе расчета

Таблица 3

Приближенный водный баланс (км³) гидрохимических районов оз. Балхаш. $H_{ср} = 342{,}00$ м, $\omega_{ср} = 18210$ км²

Характеристика	Западный Балхаш				Восточный Балхаш			
	I	*II*	*III*	*IV*	*V*	*VI*	*VII*	*VIII*
Площадь зеркала, км²	2540	2730	3410	1950	2160	890	2170	2360
Приход:								
речной приток	11,70	—	—	—	—	—	3,14	0,06
подземный приток . . .	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10
приток из соседнего района	—	9,31	6,90	4,03	2,50	0,81	0,18	1,69
Сумма . . .	11,80	9,41	7,00	4,13	2,60	0,91	3,42	1,85
Расход:								
видимое испарение . .	2,49	2,51	2,97	1,63	1,79	0,73	1,73	1,85
сток в соседний район	9,31	6,90	4,03	2,50	0,81	0,18	1,69	—
Сумма . . .	11,80	9,41	7,00	4,13	2,60	0,91	3,42	1,85

водного баланса гидрохимических районов. В табл. 3 приведены приближенные значения водного баланса районов, вычисленные на основе данных [3]. Из-за отсутствия данных о распределении подземного притока по районам и малой общей величины (0,8 км³) значения этого притока приняты одинаковыми для всех районов. Слой видимого испарения с водного зеркала распределен по районам, исходя из разности средних значений для Западного и Восточного Балхаша, равной 100 мм. Величина балансового перетока воды между районами определена как остаточный член уравнения водного баланса.

Величина балансового перетока воды между районами определяется соотношением приходной и расходной части водного баланса гидрохимических районов, в первую очередь соотношением поверхностного притока и видимого испарения в целом по озеру и по отдельным районам. Это соотношение в свою очередь определяется величиной стока р. Или и притоков Восточного Балхаша, средним значением слоя видимого испарения и его распределением по районам.

Величина балансового солеперетока определяется величиной балансового перетока воды и величиной минерализации перетекаю-

Таблица 4

Характеристики проточности и распределения минерализации по длине оз. Балхаш (гидрохимические районы)

$H_{ср} = 342{,}00$ м (БС)

Характеристика	Западный Балхаш				Восточный Балхаш			
	I	*II*	*III*	*IV*	*V*	*VI*	*VII*	*VIII*
Объем воды, км³	9,70	14,30	15,80	8,00	10,50	4,80	14,90	27,30
Отток в соседний район, км³	9,31	6,90	4,03	2,50	0,81	0,18	1,69	—
Показатель проточности	0,96	0,48	0,25	0,31	0,08	0,04	0,11	—
Водообменность, годы	1,04	2,04	3,94	3,21	13,15	26,66	8,82	—
Отношение притока к объему	1,21	—	—	—	—	—	0,21	0,02
Солезапас, млн. т	8,15	16,30	20,81	12,96	26,44	15,24	58,10	136,80
Солепереток в соседний район	7,81	7,85	5,32	4,05	2,04	0,57	6,60	—
Показатель солепроточности	0,96	0,48	0,25	0,31	0,08	0,04	0,11	—
Солеобменность	1,04	2,04	3,94	3,21	13,15	26,66	8,82	—
Средняя минерализация, г/л	0,84	1,14	1,32	1,62	2,52	3,18	3,90	5,02
Коэффициент распределения	0,34	0,42	0,48	0,59	0,91	1,15	1,41	1,82
Возрастание минерализации:								
разность, г/л		0,30	0,18	0,30	0,90	0,66	0,72	1,12
отношение		1,36	1,16	1,23	1,56	1,26	1,23	1,29

щей воды, которая в первом приближении может быть принята равной средней минерализации соответствующего гидрохимического района (обоснование см. в следующем разделе).

В табл. 4 приведены характеристики проточности районов, балансового перетока воды и солей и распределения минерализации по длине озера. Приток по р. Или, впадающей в район *I* и частично в район *II* условно отнесен целиком к району *I*. Как видно из этой таблицы, проточность районов закономерно убывает с запада на восток (от устья р. Или). Некоторое увеличение проточности в районе *IV* обусловлено резким уменьшением объема воды в этом районе по сравнению с районом *III*. Возрастание проточности в районе *VII* связано с впадением здесь рек Каратал, Аксу, Лепсы. Распределение минерализации воды в целом соответствует степени проточности районов. Относительно резкий перепад минерализации между районами *IV* и *V* обусловлен наличием между ними резкого сужения и подводного порога (прол. Узун-Арал), затрудняющего ветровой водообмен между этими районами.

Абсолютная величина ветрового солеперетока между районами зависит (при данном уровне озера) от ширины озера, площади лимитирующих сечений, объема водных масс районов, наличия или отсутствия препятствий, ограничивающих движение этих масс (сужения, острова, полуострова, отмели). При равных объемах и других условиях и равномерном градиенте минерализации по длине озера эта величина приблизительно одинакова (районы *II* и *III*). Относительная величина ветрового солеперетока (отношение к величине балансового солеперетока) уменьшается по мере роста балансового перетока с востока на запад.

Можно принять следующую схему гидрохимического районирования озера по характеру водообменности:

1. Юго-Западный проточный район (район *I*);
2. Западный промежуточный, проточно-ветрообменный район (районы *II—IV*);
3. Прол. Узун-Арал — район концентрированного балансового и ветрового водо- и солеобмена между Западным и Восточным Балхашом;
4. Восточный промежуточный слабопроточно-ветрообменный районы (районы *V—VII*);
5. Восточный бессточный район (район *VIII*).

Балансовый солеперетоқ, ветровой солеперетоқ и распределение минерализации воды по длине озера образуют динамическую систему с обратными связями. Рост балансового перетока воды в многоводные годы (при неизменном уровне и солезапасе озера) приводит к увеличению проточности и выноса солей с запада на восток, уменьшению относительной роли ветрового солеперетока, что увеличивает контрастность в распределении минерализации по длине озера. Уменьшение балансового перетока воды приводит к уменьшению проточности и выноса солей с запада на восток и к увеличению относительной роли ветрового солеперетока, что влечет за собой выравнивание контрастов в распределении минера-

лизации по длине озера. Такую же роль играет усиление или ослабление ветровой деятельности.

Увеличение балансового перетока приводит, как отмечено выше, к уменьшению минерализации в западных районах и увеличению ее в восточных районах. Увеличение разности минерализации водных масс, участвующих в ветровом обмене, в свою очередь приводит к увеличению абсолютной и относительной величины обратно направленного ветрового солеперетока, что влечет за собой постепенное замедление роста контрастности, а затем установление нового динамического равновесия балансового и ветрового солеперетоков и соответствующего ему нового распределения минерализации по длине озера. То же самое, но с другим знаком происходит при уменьшении балансового перетока.

Важную роль в распределении минерализации по длине озера играет уровень воды, определяющий объем водных масс, участвующих в ветровом обмене, и площади лимитирующих сечений (подробнее это будет показано ниже на примере прол. Узун-Арал).

Подъем уровня озера ведет соответственно к росту абсолютной и относительной величины ветрового солеперетока, что способствует выравниванию минерализации по длине озера, спад уровня — к увеличению контрастности. В ходе внутривекового цикла оба рассмотренных фактора действуют в противоположных направлениях, затушевывая друг друга. В целом за фазу преобладает роль второго фактора. Годы низкого стояния уровня (1929—1938 гг.) характеризовались высокой контрастностью в распределении минерализации по длине озера. В стадии максимального развития и стабилизации фазы подъема (1960—1969 гг.) произошло определенное выравнивание минерализации. Распределение течений на оз. Балхаш и ветровое перемешивание почти не изучены, что исключает возможность прямого определения величин ветровых солеперетоков. В настоящее время это возможно лишь на основе косвенных методов расчета для годовых интервалов времени или среднемноголетних условий либо путем физического (лабораторного) и математического моделирования.

До последнего времени существовало мнение о наличии на оз. Балхаш более или менее постоянных сточных течений с запада на восток. Это мнение опиралось на наличие, согласно водобалансовым расчетам, балансового перетока воды в этом направлении. В действительности, как показывают наблюдения [7], такие течения прослеживаются лишь в штилевую погоду на участках устьевого взморья р. Или. В открытой зоне озера скорость и направление течения определяются ветром.

Элементарные расчеты показывают, что даже в районах *I—II* балансовый переток в период половодья на р. Или способен обусловливать скорости течений ниже порога чувствительности гидрометрической вертушки. К тому же штилевые периоды на озере наблюдаются редко.

Если принять среднюю скорость сточного течения при штиле 0,05 м/с (явно завышенное значение), то для пробега воды от

устья р. Или до прол. Узун-Арал (расстояние около 150 км) потребуется около 40 сут. В действительности штилей подобной продолжительности не бывает, и после пробега за время штиля при сточном течении нескольких километров воды р. Или рассеиваются и перемешиваются ветровыми течениями.

Изложенное позволяет сделать вывод о том, что балансовый переток реализуется в основном в процессе ветрового водообмена и представляет собой результирующую единого процесса ветрового и балансового водообмена, т. е. ту часть перемещаемых ветром вод, которая остается в соответствующих районах на покрытие дефицита их водного баланса. Однако для расчета целесообразно рассматривать оба вида водообмена раздельно с последующим наложением результатов.

В условиях влияния хозяйственной деятельности динамика внутриводоемного водо- и солеобмена и распределения минерализации претерпевает существенные изменения, что требует учета обоих видов водо- и солеперетока при расчете будущего распределения минерализации воды оз. Балхаш. Рассмотрим возможные схемы такого расчета.

Возможны два пути расчета средней минерализации гидрохимических районов, частей озера и озера в целом: от общего к частному и от частного к общему.

Первый путь включает расчет солезапасов и средней минерализации Западного и Восточного Балхаша с учетом водо- и солеобмена между ними через прол. Узун-Арал, расчет солезапаса и средней минерализации всего озера (как суммы солезапасов частей озера или непосредственно) и расчет средней минерализации гидрохимических районов по уравнениям связи, учитывающим градиент изменения по длине озера.

Расчет солезапасов и минерализации Западного и Восточного Балхаша может производиться либо путем последовательного (с шагом в один год) решения уравнения водно-солевого баланса (2) либо по схеме, предложенной В. В. Голубцовым, которая позволяет преодолеть затруднения, создаваемые неполнотой исходной информации [2].

Проведенные авторами и Голубцовым исследования показали, что соотношение средней минерализации Западного и Восточного Балхаша достаточно удовлетворительно характеризует общее распределение минерализации по длине озера. Для расчета значений средней минерализации гидрохимических районов по известным (или рассчитанным) значениям средней минерализации частей озера авторами получены следующие уравнения:

для Западного Балхаша

$$S_n = S_{З.Б}[1 + A_n (S_{В.Б} - S_{З.Б})], \quad ($$

для Восточного Балхаша

$$S_n = S_{В.Б}[1 \pm A_n (S_{В.Б} - S_{З.Б})], \quad ($$

где S_n, $S_{З.Б}$ и $S_{В.Б}$ — средняя минерализация гидрохимичес

го района, Западного и Восточного Балхаша; A_n — коэффициент, определяемый для каждого района из (4), (5) по фактическим среднемноголетним значениям S_n, $S_{з.б}$ и $S_{в.б}$. Значения A_n приведены в табл. 5.

Таблица 5

Значения параметра A_n для гидрохимических районов

Западный Балхаш				Восточный Балхаш			
I	*II*	*III*	*IV*	*V*	*VI*	*VII*	*VIII*
—0,09	—0,02	0,03	0,12	—0,12	—0,077	—0,002	0,07

Проверка за период 1953—1973 гг. показала вполне удовлетворительную сходимость рассчитанных значений S_n с фактическими. При этом следует иметь в виду, что фактические значения S_n в силу различных ветровых условий в период съемок имеют в той или иной мере случайный характер, в то время как рассчитанные значения S_n отражают закономерности плавной кривой распределения минерализации по длине озера, соответствующей определенному соотношению балансового и ветрового солеобмена. Достаточно хорошая сходимость получена и для первых лет наполнения Капчагайского водохранилища, что свидетельствует о гибком реагировании уравнений (4), (5) на внутриводоемные изменения водо- и солеобмена.

Второй путь предусматривает непосредственный расчет S по районам и вычисление по полученным значениям S_n средней минерализации частей озера и водоема в целом. Реализация этого пути возможна по трем направлениям.

1. Расчет солезапасов и минерализации на основе совместного решения уравнений водного и солевого баланса гидрохимических районов (последовательно от района к району).

Составляющие приходной и расходной частей баланса определяются путем разделения по районам составляющих водно-солевого баланса озера или его частей (как это сделано для Западного и Восточного Балхаша в следующем разделе). Балансовый солепереток рассчитывается по объему балансового перетока воды и минерализации соответствующего района. Среднемноголетнее значение ветрового солеперетока определяется как остаточный член уравнения солевого баланса. Для перехода к годовым значениям используются поправки на ветровой режим и уровень озера (см. следующий раздел).

2. Расчет солезапасов и минерализации воды каждого района по схеме Голубцова, использованной для озера и его частей [2].

3. Последовательный расчет от района к району воднобалансовой (без учета ветрового перетока) минерализации с последующим наложением ветрового перетока, определяемого по условной модели ветрового перемешивания и уравнению смешения. Эта схема,

предложенная А. П. Браславским и С. П. Чистяевой, излагается в настоящем сборнике [1].

Второй путь отличается большей сложностью и трудоемкостью и в принципе (при имеющемся уровне исходной информации) не может существенно повысить точность расчета. Последнее обусловлено тем, что в настоящее время отсутствуют конкретные данные о распределении по акватории озера ряда элементов водного и солевого баланса (подземный водообмен, разложение карбонатов, потери солей на береговой полосе и др.), а также трудностью учета влияния конфигурации озера и подводного рельефа на ветровой водо- и солеобмен. Соответственно чем детальнее выделение рассматриваемых районов, тем больше условностей приходится допускать.

Однако в условиях наличия плотины в прол. Узун-Арал, нарушающей зависимость S_n от соотношения $S_{з.б}$ и $S_{в.б}$, второй путь становится более обоснованным.

Водо- и солеобмен через прол. Узун-Арал

Через прол. Узун-Арал осуществляется водо- и солеобмен между пресноводным Западным и солоноватым Восточным Балхашом, имеющий существенное значение в распределении минерализации по длине озера и в сохранении пресноводности Западного Балхаша.

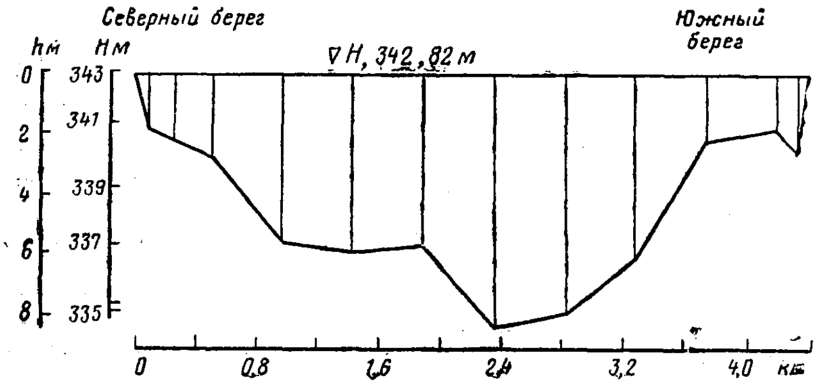

Рис. 2. Поперечный профиль прол. Узун-Арал в основном створе экспедиции БРИС УГМС КазССР (по промерам 25 июня 1972 г.)

При отметке уровня озера 342,0 м ширина пролива — 4,5 км средняя глубина — 5,0 м, наибольшая глубина — 8,0 м, площадь водного сечения — 22 500 м^2 (рис. 2).

Согласно расчетам водного баланса, из Западного Балхаша в Восточный через пролив имеет место переток воды 2—3 км^3 в год Исходя из этого, можно было ожидать, что в проливе должно

иметь место сточное течение с запада на восток. Однако измерения Балхашской ГМО и БРИСа УГМС КазССР не обнаружили такого течения даже в маловетренную погоду (в том числе и в период ледостава). В течение практически всего года направление течения определяется направлением ветра и полем атмосферного давления.

Сделаем оценку возможных значений расхода воды и средней скорости течения в прол. Узун-Арал за счет балансового перетока, исходя из известной площади сечения пролива (22 500 м^2). При величине перетока 2,5 км^3 получаем среднегодовой расход 79 м^3/с и среднюю скорость течения 0,003 м/с. При наибольшем возможном расходе в период половодья порядка 500 м^3/с скорость течения в проливе составит 0,022 м/с, т. е. ниже порога чувствительности вертушки.

По данным измерений П. Ф. Домрачева, Г. Р. Юнусова, ЛО Гидроэнергопроекта, Балхашской ГМО [7] и Бриса УГМС КазССР скорости течения в проливе достигают 0,5—1,3 м/с. При таких скоростях течения расход воды должен составлять 11 000—28 000 м^3/с. Если среднегодовую скорость оценить в 0,10—0,30 м/с, то среднегодовой расход воды через пролив в обоих направлениях составит 2250—6750 м^3/с, а годовой объем ветрового перетока воды 71—213 км^3. С этим объемом воды перемещаются в обоих направлениях десятки и сотни миллионов тонн солей.

Приведенные цифры показывают, что скорости и расходы воды ветровых течений на 1—2 порядка превосходят скорости и расходы воды, которые могли бы быть за счет сточных течений при отсутствии ветра. В действительности продолжительных периодов со штилем на Балхаше не бывает. Это подтверждает положения о том, что абсолютно доминирующей системой на оз. Балхаш являются ветровые течения и что балансовый солепереток реализуется в основном в процессе ветрового водо- и солеобмена.

Как показывают расчеты и анализ карт распределения минерализации во время гидрохимических съемок, в большинстве случаев вторгающиеся при ветре через пролив водные массы распространяются в пределах пограничных (*IV—V*) районов, что делает их среднюю минерализацию наиболее изменчивой во времени. Лишь при сильных продолжительных ветрах они проникают отдельными языками в районы *II—III* и *VI* (рис. 1). В то же время при каждом случае ветра происходит ветровая миграция солей от района к району с востока на запад. Поэтому любое более или менее устойчивое изменение минерализации района *IV* (в результате усиления или ослабления ветровой деятельности, уменьшения или увеличения балансового перетока через пролив) через некоторое время отразится соответствующим образом на минерализации районов *III, II* и *I*.

Балансовый солепереток в естественных условиях направлен с запада на восток, ветровой солепереток (результирующая ветрового солеобмена через пролив) — с востока на запад. Следовательно, действительная величина выноса солей через пролив (ре-

зультирующая балансового и ветрового солеобмена) определяется разностью балансового ($P_б$) и ветрового ($P_в$) солеперетоков ($P_р = P_б - P_в$).

Достаточно точные данные о величине водо- и солеобмена через пролив могут быть получены следующими способами:

1) непрерывная регистрация в проливе расхода солей;

2) математическое моделирование;

3) физическое (лабораторное) моделирование.

Второй и третий способы требуют проверки по данным натурных наблюдений. Непрерывная регистрация в проливе расхода воды и солей технически трудно осуществима и пока еще не производится. Данные эпизодических наблюдений могут быть использованы лишь для оценки порядка величины.

В этой связи в настоящее время расчеты водо- и солеобмена через пролив для составления текущих солевых балансов частей озера, восстановления их за прошлый период и прогнозирования будущей минерализации озера могут быть выполнены лишь приближенными косвенными методами. Ниже излагается методика этих расчетов.

Балансовый переток. Балансовый переток воды $W_б$ определяется соотношением (разностью) поверхностного притока и видимого испарения в обеих частях озера. Для конкретных лет величина перетока может быть рассчитана по уравнениям водного баланса Западного и Восточного Балхаша или по формуле, полученной А. Н. Жиркевичем и В. Д. Красовым [3]:

$$W_б = K_1 W_{пр.З.Б} - K_2 W_{пр.В.Б} - K_1 K_2 \omega_{оз} \Delta h_{в.ис}, \qquad (6)$$

где $K_1 = \frac{\omega_{В.Б}}{\omega_{оз}}$; $K_2 = \frac{\omega_{З.Б}}{\omega_{бз}}$; $\omega_{оз}$, $\omega_{З.Б}$ и $\omega_{В.Б}$ — площади озера и его частей, км^2; $W_{пр}$ — суммарный поверхностный и подземный приток воды в соответствующую часть озера; $\Delta h_{в.ис}$ — разность слоя видимого испарения в Западном и Восточном Балхаше. Точность расчета $W_б$ составляет 0,5—1,0 км^3.

При $h_{в.ис} = 100$ мм среднемноголетняя величина $W_б$ при современном уровне потерь в дельте р. Или составляет около 2,5 км^3 (в среднем за 1911—1969 гг. около 2,0 км^3).

Балансовый солепереток может быть выражен следующим уравнением:

$$P_б = S_б W_б, \qquad (7$$

где $S_б$ — минерализация балансового перетока воды.

Ввиду эпизодического характера данных непосредственных наблюдений в проливе величина $S_б$ может быть определена лишь оценочным способом на основе следующих соображений. Как было отмечено, балансовый переток в основном реализуется в процессе ветрового обмена. Очевидно, в начале возникновения западного ветра через пролив будет выходить вода, находящаяся у входа в пролив, т. е. наиболее минерализованная в районе IV. На смену ей поступит менее минерализованная вода из глубины

района и т. д. При восточном ветре в районе V будет происходить обратный процесс. Поскольку прямой ветровой водообмен обычно реализуется в пределах нескольких десятков километров (см. первый раздел), то это дает основание считать, что среднее значение $S_б$ за время ветра средней продолжительности будет близким к значению средней минерализации района IV (S_{IV}). В соответствии с этим и для годового отрезка времени примем $S_б = S_{IV}$, а уравнение (7) запишем в виде

$$P_б = S_{IV} W_б. \qquad (8)$$

Для расчета текущих солевых балансов или составления балансов за старые годы значения S_{IV} принимаются по фактическим данным. В среднем за 1931—1969 гг. $P_б = 3{,}24$ млн. т., за 1954—1969 гг. $P_б = 4{,}05$ млн. т. При расчетах будущих или восстанавливаемых балансов значение S_{IV} вычисляется по известным значениям $S_{З.Б}$ и $S_{В.Б}$ с помощью (4).

Ветровой переток. Величина ветрового перетока воды определяется ветровым режимом и уровнем озера, обусловливающим площадь сечения пролива и скорость течения (через уклон и гидравлический радиус).

Ввиду того, что в настоящее время нет возможности вычислять ветровой переток воды по прямым измерениям или по зависимости от ветра, среднемноголетняя величина этого перетока может быть оценена на основе данных эпизодических измерений.

В безледоставный период при среднемноголетнем уровне 342,0 м средняя скорость течений в обе стороны (ветровых и компенсационных) может быть оценена примерно в 0,20 м/с. В зимний период средняя скорость течения составляет около 0,02 м/с. Среднегодовая средняя скорость течения в проливе может быть принята равной 0,13 м/с. Среднемноголетний объем ветрового перетока воды в обоих направлениях при этой скорости составит 78,2 км³, или в одном направлении 39,1 км³. Точность такого определения можно оценить величиной порядка 30%, что близко к точности определения балансового перетока воды.

Течение воды в узком проливе в отличие от открытой части озера обусловлено в основном не непосредственным динамическим воздействием ветра на водный поток (хотя оно имеет место), а наличием продольного уклона, возникающего при ветре за счет разницы уровней на входе и выходе в пролив (нагон на входе и сгон на выходе).

Из-за частой смены направления ветра над озером обратно направленные компенсационные течения обычно возникают после прекращения ветра или смены его направления, а не во время нагона или сгона. Это позволяет в первом приближении рассматривать ветровые и компенсационные течения через пролив в качестве обычных гравитационных русловых водных потоков, скорость течения которых описывается формулой Шези.

Изменение уровня озера приводит к изменению сечения пролива, гидравлического радиуса потока и соответственно его скорости

и расхода воды. Однако это изменение носит более сложный характер, чем на обычных русловых потоках. При снижении уровня воды уменьшается площадь сечения потока, гидравлический радиус и соответственно скорость (при неизменном уклоне) и расход. Уменьшение глубины озера ведет к некоторому увеличению амплитуды сгонно-нагонных колебаний уровня на входе—выходе в пролив (при тех же ветровых условиях), что должно приводить к росту уклона, компенсирующего в определенной мере уменьшение гидравлического радиуса. В то же время уменьшение площади зеркала озера и объема водных масс с падением уровня должно действовать в обратном направлении. Строгий количественный учет этих тенденций является сложной задачей.

Для приближенных расчетов оценка влияния снижения уровня озера на годовой объем ветрового перетока может быть сделана на основе формулы Шези при условном допущении, что уклон постоянен для одинаковых ветровых условий (табл. 6).

Таблица 6

Морфометрические характеристики прол. Узун-Арал, скорость и сток воды в зависимости от уровня оз. Балхаш

H м	ω м²	$h_{наиб}$ м	$h_{ср}$ м	$V_{ср}$ м/с	$C' = \frac{V_i}{V_0}$	Q м³/с	$W_в$ км³	$C = \frac{W_{вi}}{W_{во}}$
343	23616	8,68	5,23	0,143	1,10	3387	107,0	1,37
342	19140	7,68	4,31	0,130	1,00	2488	78,2	1,00
341	14730	6,68	3,36	0,115	0,88	1694	53,2	0,68
340	10900	5,68	3,32	0,114	0,87	1243	39,0	0,50
339	7780	4,68	2,63	0,106	0,78	786	24,8	0,32
338	4960	3,68	1,85	0,085	0,65	422	13,2	0,17
337	2420	2,68	1,01	0,063	0,48	152	4,7	0,06

Примечание. Характеристики вычислены на основе промерного профиля пролива, выполненного в июне 1972 г. Балхашской ГМО и БРИСом УГМС КазССР под руководством сотрудников КазНИГМИ

Скорость течения в проливе вычислена по формуле Шези при постоянном уклоне и учитывает только изменения гидравлического радиуса (средней глубины). В качестве постоянного уклона принят уклон, рассчитанный по формуле Шези по заданной средней скорости 0,13 м/с, принятый в качестве среднегодовой величины при среднемноголетнем уровне 342,0 м.

Принятый уклон следует рассматривать как параметр, включающий реальный уклон, образующийся при сгонно-нагонных перепадах уровня воды в проливе, так и непосредственное ветровое воздействие ветра на поток воды в проливе.

Зависимость ветрового перетока от ветровых условий (точнее от поля атмосферного давления и ветра над озером) имеет сложный нелинейный характер и в настоящее время еще не получена. Однако в первом приближении колебания ветровых условий от го

да к году (за прошедший период) могут быть учтены с помощью ветрового коэффициента

$$B = \frac{V_{Bi}}{V_{B0}}, \qquad (9)$$

где V_{B0} — среднемноголетняя скорость ветра (м/с) по метеостанции г. Балхаш за безледоставный период (апрель—ноябрь), равная 5,0 м/с; V_{Bi} — средняя скорость ветра за тот же период данного года.

Соответственно величина ветрового перетока воды может быть (при отсутствии данных измерений) приближенно определена по уравнению

$$W_B = W_{B0} CB, \qquad (10)$$

где W_{B0} — среднемноголетний ветровой переток воды при $H=342{,}0$ м и $V_B=5{,}0$ м/с, C — поправочный коэффициент на фактический уровень воды (при $H=342{,}0$ м, $C=1$), определяемый по зависимости от уровня (рис. 3) или по ее аналитическому выражению

$$C = 0{,}11\,(H - 337)^{1{,}38} + 0{,}06. \qquad (11)$$

При получении зависимости ветрового перетока от ветра он может непосредственно рассчитываться как $W_B = f(H, V_B)$. При расчетах на будущий период ветровой фактор принимается постоянным ($B=1$).

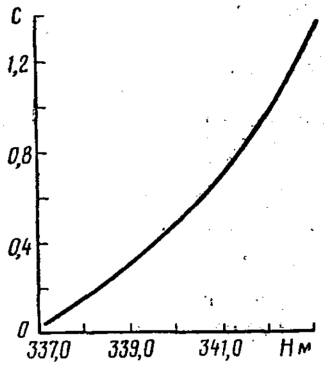

Рис. 3. Зависимость коэффициента C от уровня оз. Балхаш

Ветровой солепереток является функцией разности минерализации водных масс, участвующих в обмене через пролив, величины ветрового перетока воды и коэффициента перемешивания водных масс, вторгающихся в пролив. В большинстве случаев в ветровом солеобмене через пролив участвуют лишь водные массы районов *IV* и *V*, что дает основание принять средние значения исходной минерализации равными S_{IV} и S_V.

После прекращения ветра или изменения направления водная масса, вторгшаяся через пролив, частично перемешавшись с водами другой половины озера, должна возвратиться обратно для обеспечения восстановления единого уровня озера. Следовательно, для расчета годового солеперетока должна браться половина годового объема ветрового перетока воды (0,5 W_B).

Соответственно величина ветрового солеперетока может быть выражена уравнением

$$P_в = (S_V - S_{IV})\,0{,}5\,W_в K, \qquad (12$$

где K — коэффициент ветрового перемешивания водных мас величина которого зависит от скорости ветра.

При расчете $W_в$ по (10) формула (12) приобретает следующи вид:

$$P_в = (S_V - S_{IV})\,[0{,}5\,(W_{во}\,CB)\,(K_0 B)]. \qquad (1$$

Для определения среднемноголетнего значения $K(K_0)$ необхо димо определить среднемноголетнее значение $P_в$ независимы способом. Это сделано на основе расчленения среднемноголетнег солевого баланса оз. Балхаш за 1929—1969 гг. (табл. 1) на сол вые балансы Западного и Восточного Балхаша (табл. 7).

Таблица 7

Среднемноголетний солевой баланс (млн. т) оз. Балхаш за 1931—1969 гг.

Элемент баланса	Балхаш	Западный Балхаш	Восточны Балхаш
Приход:			
поверхностный приток	4,70	3,95	0,75
атмосферные осадки	0,52	0,31	0,21
подземный приток	1,65	0,55	1,10
балансовый переток			3,24
ветровой переток		1,83	
Итого	6,87	6,64	5,30
Расход:			
разложение карбонатов	3,75	2,75	1,00
потери соли на береговой полосе	2,80	0,65	2,15
балансовый переток		3,24	
ветровой переток			1,83
Итого	6,55	6,64	4,98
со ленакопление	0,32		0,32

Разделение солей, поступающих в озеро с поверхностным подземным притоком, выполнено по данным ГХИ. В солевом б лансе ГХИ не были учтены потери солей в дельте р. Или (по-в димому, предполагалось, что вода в дельте теряется на суммарн испарение, а соли попадают в Балхаш). В действительности зн чительная часть вод теряется на испарение в бессточных озер и разливах, что исключает попадание содержащихся в них сол в Балхаш. Потери солей в дельте условно приняты нами равны 50% количества солей, содержащихся в объеме потерь сто Средняя величина потерь солей при таком способе определен составляет 0,66 млн. т./год. На эту величину уменьшен и прит солей в Западный Балхаш и озеро в целом. Потери солей в озе на разложение карбонатов уменьшены соответственно с их дол

в уточненной величине поверхностного притока. Потери солей в береговой полосе заново определены как остаточный член уравнения солевого баланса.

Разделение солей, поступающих с атмосферными осадками, сделано пропорционально площади водного зеркала Западного и Восточного Балхаша с учетом разности слоя осадков (20 мм). Разделение уточненной величины потерь солей на осаждение в береговой полосе выполнено пропорционально средней минерализации Западного и Восточного Балхаша (1 : 3,3).

Определенную трудность представило разделение величины разложения карбонатов, поступающих с поверхностным притоком и атмосферными осадками. Было сделано допущение о том, что вследствие замедленности выноса солей из Западного Балхаша с балансовым перетоком * карбонаты, поступающие в соответствующие части озера, в основном должны там и разлагаться. Однако какая-то часть карбонатов все-таки ежегодно должна выноситься из Западного Балхаша в Восточный и затем перераспределяться по длине озера в результате ветрового водо- и солеобмена.

Анализ распределения содержания карбонатов в воде р. Или и по длине озера подтвердил это предположение. Результирующая выноса карбонатов из Западного Балхаша через пролив была определена по методике, изложенной в настоящей работе, как $P_б — P_в$ карбонатов (т. е. значение $P_р$ карбонатов увязано со значениями $P_б$, $P_в$, $P_р$ общих солеперетоков). Количество карбонатов, разлагающихся в Западном Балхаше, определено как разность между их поступлением с речным стоком и осадками и выносом в Восточный Балхаш.

Соленакопление в озере отнесено целиком к Восточному Балхашу (исходя из соображения о проточности Западного Балхаша и бессточности Восточного).

Результирующая общего балансового и ветрового солеобмена через пролив определена как остаточный член уравнения солевого баланса обеих частей озера ($P_р$=1,41 млн. т.). Балансовый переток вычислен по (8). Ветровой солепереток определен по уравнению

$$P_в = P_б — P_р. \qquad (14)$$

Из (13) при $C=1$ и $B=1$ по полученным значениям $P_в$ можно определить величину произведения $0{,}5 W_{в_0} K$. Она оказалась равной 2,03.

Соответственно расчетное уравнение (13) при $B=1$ приобретает следующий упрощенный вид:

$$P_в = (S_V — S_{IV})\, 2{,}03\, C. \qquad (15)$$

Задаваясь величиной $W_{в_0}$, по полученным значениям $0{,}5 W_{в_0} K$ нетрудно определить среднемноголетнюю величину K:

---

* Полный водообмен Западного Балхаша за счет стока р. Или и балансового перетока происходит за 20—25 лет.

$$K_0 = \frac{0{,}5\,W_{в_0} K}{0{,}5\,W_{в_0}}. \qquad (16)$$

При $W_{в_0} = 78{,}2$ км^3 получаем $K_0 = 0{,}052$. Из изложенного видно, что точность расчета $P_в$ по предлагаемой методике не зависит от точности определения $W_{в_0}$. Точность расчетов при неизменном ветровом режиме в основном определяется точностью среднемноголетней величины $P_в$ (т. е. точностью расчета солевого баланса и частотой гидрохимических съемок в течение года). В реальных условиях точность расчетов годовых значений снижается из-за приближенности учета колебаний ветрового режима от года к году. Общая точность расчета $P_в$ близка к точности расчета $P_б$.

При расчете $P_в$ за текущий или прошлый период используется уравнение (13), при расчете прогнозируемых значений — уравнение (15).

Результирующая балансового и ветрового солеобмена через пролив определяется по уравнению

$$P_р = P_б - P_в. \qquad (17)$$

Предложенная методика приближенного расчета водо- и солеобмена через прол. Узун-Арал может быть использована при составлении текущих солевых балансов Западного и Восточного Балхаша, при восстановлении или прогнозировании минерализации частей и районов озера.

В дальнейшем необходимо уточнить методику расчета водо- и солеобмена на основе натурных измерений, математического и физического моделирования.

Изменение водо- и солеобмена и распределения минерализации оз. Балхаш под влиянием хозяйственной деятельности

Наполнение Капчагайского водохранилища, начавшееся в 1970 г., обусловило уменьшение притока по р. Или в оз. Балхаш [4] при сохранении на прежнем уровне речного притока в Восточный Балхаш, что привело к снижению уровня воды и к уменьшению балансового перетока воды и изменению солеобмена между Западным и Восточным Балхашом.

Проектом режима попусков из Капчагайского водохранилища в период его первоначального наполнения, разработанного Казгидропроектом, предусматривается попуск в вершину дельты р. Или в среднем 11,3 км^3/год (в многоводные годы до 12—13 км^3 против 14,9 км^3 при естественном режиме р. Или. Это влечет за собой уменьшение балансового перетока через прол. Узун-Арал с 2,5 до 1,7 км^3/год (при разности слоя видимого испарения в Западном и Восточном Балхаше 100 мм). Фактически в 1970—1972 гг. балансовый переток был близок к нулю или даже имел отрицательное значение.

Рассмотрим последствия уменьшения балансового перетока воды для солеобмена через пролив и распределения минерализации. В табл. 8 приведены значения солеобмена для различных величин $W_б$. Уменьшение $W_б$ до 1,7 км³ приводит к увеличению солезапаса Западного Балхаша на 1,30 млн. т в год, до 0,0 км³ — на 4,05 млн. т в год.

Таблица 8

Характеристика годового солеобмена через прол. Узун-Арал и дополнительного соленакопления в Западном Балхаше при уменьшении балансового перетока воды

Балансовый переток воды, км³	Балансовый солепереток, млн. т	Ветровой солепереток, млн. т	Результирующая солеобмена, млн. т	Приращение солезапаса, млн. т
—2,5	—4,05	+1,83	—2,22	0,00
—2,0	—3,24	+1,83	—1,41	+0,81
—1,5	—2,43	+1,83	—0,60	+1,62
—1,0	—1,62	+1,83	+0,21	+2,43
—0,5	—0,87	+1,83	+0,96	+3,18
0,0	0,00	+1,83	+1,83	+4,05
+0,5	+1,26	+1,83	+3,09	+5,31
+1,0	+2,52	+1,83	+4,45	+6,57
+1,5	+3,78	+1,83	+5,61	+7,83
+2,0	+5,04	+1,83	+6,87	+9,09
+2,5	+6,30	+1,83	+8,13	+10,35

Примечание. Знак солеобмена указан относительно баланса Западного Балхаша.

Уменьшение $W_б$ в диапазоне от 2,5 до 1,2 км³ приводит к увеличению солезапаса Западного и к уменьшению солезапаса Восточного Балхаша за счет уменьшения выноса солей из Западного Балхаша и поступления их в Восточный Балхаш. При уменьшении $W_б$ до 1,1 км³ и ниже знак результирующей солеобмена меняется на обратный — к приращению солезапаса Западного Балхаша за счет уменьшения выноса солей добавляется прямое поступление солей из Восточного Балхаша. Таким образом, любое уменьшение стока р. Или приводит к уменьшению проточности Западного Балхаша, увеличению относительной роли ветрового солепереток, перераспределению солезапасов между частями озера и выравниванию распределения минерализации по его длине.

Однако рассмотренное приращение солезапасов будет иметь место лишь в первые годы наполнения водохранилища. Как было показано в первом разделе, $P_б$, $P_в$ и процесс формирования и распределения минерализации по длине озера представляет собой динамическую систему с обратными связями. Перераспределение солезапасов обусловливает рост минерализации Западного Балхаша и уменьшение разности минерализации в районах *IV* и *V*, что влечет за собой увеличение $P_б$ и уменьшение $P_в$. Это (при неизменном уровне и солезапасе всего озера) приводит в последующие

Таблица 9

Динамика минерализации воды и солезапасов в Западном Балхаше за период наполнения Капчагайского водохранилища

Год	Уровень воды, м	Объем воды км³	Минерализация воды по районам				Средняя (*I–IV*)	Солезапас, млн. т
			I	*II*	*III*	*IV*		
1969	342,80	56,5	0,89	1,22	1,26	1,52	1,21	68,5
1970	342,80	56,5	1,12	1,26	1,33	1,59	1,31	73,9
1971	342,50	53,4	1,18	1,23	1,39	1,49	1,32	70,5
1972	342,44	52,8	1,24	1,38	1,50	1,70	1,46	77,0
Приращение за 1969—1972 гг.	—0,36	—3,7	+0,35	+0,16	+0,24	+0,18	+0,25	+8,5
Средние значения за 1929—1969 гг. . .			0,84	1,14	1,32	1,62	1,22	

Таблица 10

Динамика минерализации воды и солезапасов в Восточном Балхаше за 1969—1971 гг.

Год	Уровень воды, м	Объем воды км³	Минерализация воды по районам				Средняя (*V—VIII*)	Солезапас, млн. т
			V	*VI*	*VII*	*VIII*		
Лето—осень 1969 . .	342,80	63,3	2,56	3,01	3,74	4,57	3,85	242,2
Осень 1970	342 80	63,3	2,64	2,96	3,48	4,31	3,68	231,1
Лето 1971	342,78	63,2	2,54	2,85	3,57	4,21	3,29	209,0
Приращение за 1969—1971 гг.	—0,02	—0,1	—0,02	—0,16	—0,17	—0,36	—0,56	—33,2
Средние значения за 1929—1969 гг. . .		2,52	3,18	3,90	5,02	4,03		

годы к замедлению перераспределения солезапасов, а затем к установлению нового динамического равновесия $P_б$ и $P_в$ и соответствующего ему распределения минерализации по длине озера.

Этот процесс осложняется спадом уровня озера, изменением объема и солезапаса озера (неодинаковым для частей озера). В последующие десятилетия развитие орошения в бассейне р. Или, уровень озера и величина $W_б$ будут продолжать уменьшаться. В то же время при снижении уровня будет снижаться и величина $P_ш$. Динамика водо- и солеобмена через пролив и распределение минерализации на перспективу до 2000 г. рассмотрена на основе изложенной в [5] методики.

Представляет интерес рассмотреть фактическое влияние Капчагайского водохранилища за первые годы наполнения.

Как видно из табл. 9, в 1970 г. (первый год наполнения) произошел заметный рост минерализации по всем районам Западного Балхаша. В 1971 г. рост минерализации приостановился, а в 1972 г. вновь возобновился. В целом за 1970—1972 гг. средняя минерализация Западного Балхаша выросла на 0,25 г/л, а солезапас на 8,5 млн. т. (11,6%). При этом минерализация в пограничном районе *IV* росла медленнее, а в районе *I* (концевой участок озера) значительно быстрее средней величины, т. е. произошло выравнивание распределения минерализации по длине озера. Аналогичный характер изменений отмечается для всех сезонов и среднегодовых значений минерализации.

Колебания минерализации от года к году обусловлены колебаниями водного баланса озера, различными ветровыми условиями (наиболее ветреным было лето 1970 г.), различиями в спаде уровня озера (табл. 9) и величине балансового перетока через прол. Узун-Арал (по расчетам Казгидропроекта в 1970 г. около 0,0 км^3, в 1971 г. около 1,0 км^3).

Следует отметить, что в 1972 г. величины минерализации Западного Балхаша, несмотря на еще относительно высокую отметку уровня Балхаша, были выше среднемноголетних значений, наблюдающихся в естественных условиях, и значительно выше значений, наблюдающихся в прошлом при отметках уровня озера, близких к отметке 1972 г.

В Восточном Балхаше (табл. 10) в 1970—1971 гг. имел место обратный процесс уменьшения минерализации и солезапаса при некотором выравнивании распределения минерализации по длине озера. Наибольшее снижение минерализации отмечалось в районе *VIII* (концевой участок озера), наименьшее — в пограничном районе *V*. Сравнимость уровней и объемов воды, минерализации и солезапасов от съемки к съемке по Восточному Балхашу и с данными по Западному Балхашу несколько нарушается за счет сезонного хода уровня и минерализации воды из-за неоднородности сезонов (за 1971 г. по Восточному Балхашу имеется только летняя съемка).

Изменение распределения минерализации по длине Западного

Балхаша по сравнению с естественными условиями видно из табл. 11, где приведены отношения средней минерализации отдельных районов к средней минерализации Западного Балхаша (переходные коэффициенты). Значение этих коэффициентов оказалось относительно устойчивым для каждого из трех лет наполнения, что свидетельствует о сложившемся характере нового распределения минерализации.

Таблица 11

Изменение коэффициентов распределения минерализации воды в Западном Балхаше в период наполнения Капчагайского водохранилища

Годы	Район			
	I	*II*	*III*	*IV*
1929-69	0,69	0,93	1,08	1,33
1929-38	0,62	0,87	1,06	1,34
1970	0,85	0,96	1,02	1,21
1971	0,85	0,91	1,01	1,22
1972	0,85	0,94	1,03	1,24
1970-72	0,85	0,94	1,02	1,22

За 1970—1972 гг. озеро недополучило около 8,0 км^3 воды, в результате чего уровень Балхаша за период сопоставимых по срокам гидрохимических съемок уменьшился на 36 см, а объем Западного Балхаша на 3,7 км^3 (табл. 9). При неизменном солезапасе (68,5 млн. т) и отсутствии изменений в солеобмене через прол. Узун-Арал с Восточным Балхашом средняя минерализация Западного Балхаша согласно расчету должна была увеличиться к осени 1972 г. за счет изменения объема озера до 1,23 г/л против 1,21 г/л в 1969 г.

В то же время, согласно расчету по методике Голубцова [2], снижение уровня и сокращение площади водного зеркала Западного Балхаша в 1970—1972 гг. должно было привести к сокращению солезапасов на 2,5 млн. т. Кроме того, из-за задержки вместе с частью стока р. Или около 3,5 млн. т растворенных солей в Капчагайском водохранилище Западный Балхаш за вычетом карбонатов, осаждающихся в озере, недополучил в 1970—1972 гг. около 1,0 млн. т солей.

Согласно этим расчетам солезапас Западного Балхаша должен был сократиться к осени 1972 г. в общей сложности на 3,5 млн. т и составить 65,0 млн. т. В этом случае средняя минерализация Западного Балхаша должна была составить осенью 1972 г. 1,22 г/л. В действительности она составила 1,46 г/л, а солезапас вместо уменьшения на 3,5 млн. т вырос на 8,5 млн. т. Это возможно лишь в случае задержки в Западном Балхаше солей, ранее выносимых балансовым перетоком, и перемещения в 1970—1972 гг.

из Восточного Балхаша в Западный 12 млн. т солей. Сокращение солезапаса в Восточном Балхаше подтверждает наличие перемещения солей из Восточного Балхаша в Западный.

Приращение солезапаса в Западном Балхаше в 1970—1972 гг. в среднем за год составило 4,0 млн. т, что, согласно табл. 8, могло иметь место при среднем значении W_6 за эти годы около 0,0 км³, либо при отрицательном значении W_6 в одном или двух годах.

Сделанный анализ фактического влияния наполнения Капчагайского водохранилища подтверждает теоретические положения, рассмотренные в начале статьи.

ЛИТЕРАТУРА

1. Браславский А. П., Чистяева С. П. Методика расчета распределения минерализации воды по акватории водоема (см. настоящий сборник).
2. Голубцов В. В., Жиркевич А. Н. Модель расчета многолетних колебаний запаса солей и минерализации озера Балхаш. — «Метеорология и гидрология», 1974, № 1, с. 69—76.
3. Жиркевич А. Н. Водный баланс оз. Балхаш и перспективы его изменений в связи с использованием водных ресурсов Или-Балхашского бассейна. — Тр. КазНИГМИ, 1972, вып. 44, с. 140—168.
4. Курдин Р. Д., Чистяев В. Б. О фактическом влиянии наполнения Капчагайского водохранилища на уровенный режим оз. Балхаш. — Тр. ГГИ, 1974, вып. 220, с. 7—16.
5. Курдин Р. Д., Рубинович С. А. Прогноз изменения водного баланса, уровня и минерализации воды оз. Балхаш на ближайшие десятилетия (см. настоящий сборник).
6. Отчет по теме «Предварительный прогноз гидрохимического режима оз. Балхаш в составе I этапа схемы комплексного использования и охраны водных ресурсов р. Или и оз. Балхаш», ГХИ, 1972.
7. Ресурсы поверхностных вод СССР, т. 13, вып. 2. Л., Гидрометеоиздат, 1970, 643 с.
8. Тарасов М. Н. Гидрохимия озера Балхаш. М., изд-во АН СССР, 1961, 215 с.

Р. Д. КУРДИН, С. А. РУБИНОВИЧ

ПРОГНОЗ ИЗМЕНЕНИЯ ВОДНОГО БАЛАНСА, УРОВНЯ И МИНЕРАЛИЗАЦИИ ВОДЫ оз. БАЛХАШ НА БЛИЖАЙШИЕ ДЕСЯТИЛЕТИЯ

Согласно исследованиям А. В. Шнитникова [21] на озерах полуаридной зоны имеют место многовековые (1800—1900 лет) и внутривековые (30—50 лет) циклические колебания уровня воды, связанные с общими колебаниями увлажненности материка. Выполненный Р. Д. Курдиным анализ исторических и геоморфологических материалов, восстановленных и фактических значений уровня воды за период наличия гидрометеорологических наблюдений подтвердил эти выводы для озер Балхаш и Алаколь и позволил получить количественные характеристики этих колебаний [13].

На оз. Балхаш амплитуда многовековых колебаний уровня воды достигает 10—14 м. По данным наблюдений (1911—1972 гг.), историческим и геоморфологическим материалам за XIX—XX столетия, прослежены три последовательных внутривековых цикла с периодом 50—60 лет и амплитудой 2,5—4,0 м [13]. Амплитуда колебаний сопоставима с изменениями уровня Балхаша, которые могут произойти под влиянием хозяйственной деятельности. Очевидно, что прогноз будущих изменений водного баланса и уровня озера для долгосрочного планирования должен учитывать оба фактора — климатический и хозяйственный.

Колебания водного баланса и уровня озера в естественных условиях

Колебания водного баланса и уровня Балхаша рассмотрены в [8, 12—14]. За 1911—1969 гг. в настоящей работе использованы годовые значения водного баланса и уровня, полученные А. Н. Жиркевичем [8, 12], за 1900—1910 гг. приближенно восстановлены нами по связи с осадками и температурой воздуха по ст. Алма-Ата с учетом фактической отметки уровня 1909 г.

Анализ атмосферных осадков, поверхностного притока в озеро и уровня воды показал, что ряд наблюдений за 1969 г. несмотря на развитие в текущем столетии орошения и других видов водопотребления в бассейне можно в первом приближении принять соответствующим естественным условиям. Начавшееся в 1970 г.

наполнение Капчагайского водохранилища привело к резкому изменению естественного режима р. Или и оз. Балхаш.

Колебания водного баланса и уровня озера до 1970 г. определялись колебаниями климата (осадки и температура воздуха), а также изменением доли потерь стока в дельте р. Или, связанным с динамикой циклического развития русловой сети дельты [20]. В связи с особенностями формы озерной котловины (мелководность и отлогость склонов) существенную роль играет реактивный фактор (авторегулирование водного баланса и уровня в связи с изменением площади водного зеркала).

Фазы динамики дельты в разные периоды по-разному складываются с фазами климатических колебаний, что приводит к усилению или ослаблению амплитуды, внутривековых циклов и к некоторому сдвигу фаз этих циклов. Однако в целом, как показывает сопоставление векового хода уровней озер Балхаш и Алаколь [13], осадков и температуры воздуха по ст. Алма-Ата, динамика дельты р. Или не изменяет общего характера 50—60-летней цикличности.

Динамика потерь стока в дельте р. Или исследовалась А. Н. Жиркевичем [8, 12], которым получены кривые зависимости потерь стока от притока в вершину дельты для различных периодов с 1911 по 1969 г. До 1908—1911 гг. дельта находилась в русловой фазе и потери стока были минимальными. На основании анализа имеющихся исторических и картографических материалов средняя годовая величина потерь стока за 1900—1910 гг. нами оценена в 1,5 км³. Через эту точку параллельно кривым I—III проведена кривая IV (рис. 3 из [8]).

Таблица 1

Изменение среднемноголетней величины потерь стока в дельте р. Или в зависимости от динамики дельты

№ кривой	Период действия	Потери стока, км³	% от притока в дельту
IV	1900-10	1,5	10,0
I	1911-33	5,0	33,3
II	1934-53	4,1	27,3
III	1954-69	3,2	21,3

В табл. 1 приведены величины потерь, снятые с различных кривых для среднемноголетней величины притока в вершину дельты (14,8 км³).

Среднемноголетняя величина потерь стока в дельте и ее доля от притока в вершину дельты за рассмотренный период изменялась в три раза от 1,5 км³ (10,0%) до 5,0 км³ (33,3%).

Фаза подъема 1885—1909 гг. сменилась фазой спада [13]. Фаза подъема 1946—1961 гг. перешла в фазу стабилизации уровня на высоких отметках (в 1970 г. она нарушилась спадом, обусловленным наполнением Капчагайского водохранилища) при снижении фоновых значений поверхностного притока к вершинам дельт.

Сохранение в этот период уровня озера на высоких отметках обусловлено низким фоном потерь стока в дельте р. Или и слоя видимого испарения с водного зеркала озера.

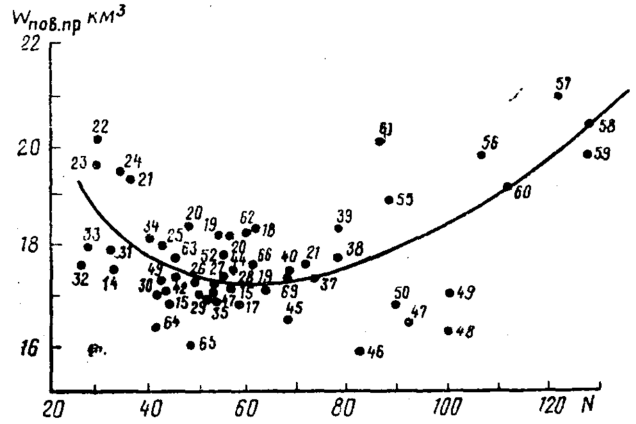

Рис. 1. Связь поверхностного притока (выше дельты) в оз. Балхаш с осредненными по семилеткам значениями чисел Вольфа (N) за 1911—1969 гг.

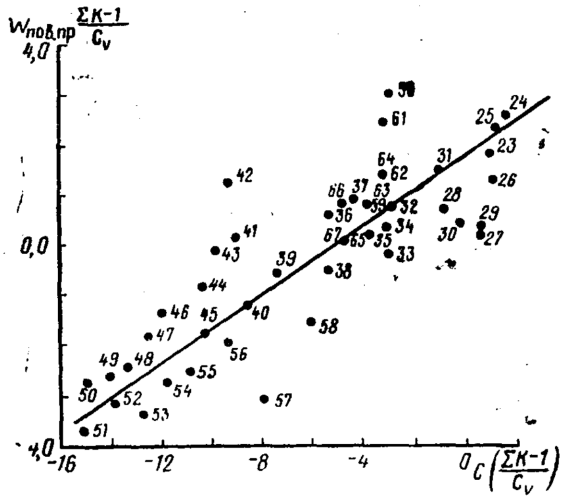

Рис. 2. Связь поверхностного притока (выше дельты) в оз. Балхаш с повторяемостью числа дней с циркуляцией атмосферы типа C за 1923—1967 гг. со сдвигом на 5 лет (в интегральной форме), r=0,70

В ходе элементов водного баланса и уровня озера прослежи вается 2—7-летняя цикличность без определенного статистическ выраженного периода, фазы подъема и спада внутривековых цик лов. Четко выраженная солнечно обусловленная 5—6, 10—12, 20— 24-летняя цикличность отсутствует. Внутри фаз подъема и спад вековых циклов солнечной активности имел место подъем и спа уровня озера. Соответственно связь годовых значений поверхност

Таблица 2

Характеристика фаз внутривекового цикла уровня воды оз. Балхаш

Характеристика	Среднее значение за 1909—1969 гг.	Значение в фазу спада (1909—1946 гг.)			Значение в фазу подъема (1946—1961 гг.)			Среднее за фазу стабилизации (1961—1970 гг.)
		начальное	среднее	конечное	начальное	среднее	конечное	
Уровень воды, см . . .	214	445	224	73	73	154	301	276
Площадь зеркала, км² . .	18500	23272	18707	15802	15802	17465	20301	19783
Объем воды, км³	108,0	156,4	109,9	83,9	83,9	97,3	124,7	119,9
Поверхностный приток (без учета потерь в дельте р. Или), км³	17,8	20,5	17,6	17,4	17,4	18,7	20,9	17,5
Потери стока в дельте р. Или, км³	4,1	2,1	4,5	4,1	4,1	3,8	4,1	2,9
Поверхностный приток с учетом потерь, км³ . .	13,7	18,4	13,1	13,3	13,3	14,9	16,8	14,6
Атмосферные осадки: мм	153	168	146	136	136	160	173	171
км³	2,9	3,8	2,7	2,3	2,3	2,8	3,3	3,4
Испарение с водного зеркала: мм	962	889	964	1019	1019	966	950	947
км³	17,9	20,0	18,1	17,2	17,2	16,9	18,2	18,8

ного притока и уровня озера с интегральными суммами отклонений от нормы чисел Вольфа носит двойственный характер [15] с переломом около середины фаз векового солнечного цикла (рис. 1). Ход притока и уровня озера со сдвигом на 5 лет повторяет (рис. 2), ход интегральных сумм отклонений от нормы повторяемости циркуляции атмосферы типа С (по Вангенгейму).

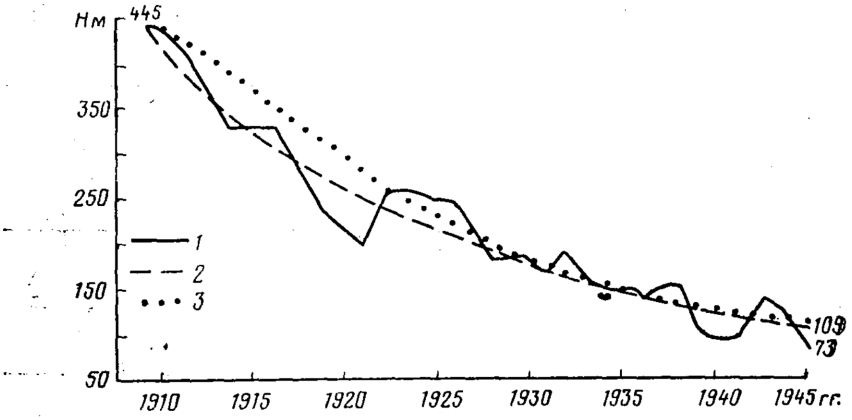

Рис. 3. Отклонения уровня оз. Балхаш, обусловленные короткопериодными многолетними колебаниями водного баланса от фоновых значений уровня озера за фазу спада внутривекового цикла:
1 — фактические значения уровня, *2* — фоновые значения, *3* — кривая фоновых значений, рассчитанная воднобалансовым методом по фоновым значениям элементов водного баланса, аппроксимированных прямыми линиями; цифры у кривых — уровни к концу расчетного периода

Согласно М. Х. Байдалу [3] преобладание в многолетнем плане меридиональной циркуляции (типы С и Е), что характерно для верхней половины векового цикла солнечной активности [6], обусловливает в бассейне Балхаша прохладно-влажные фазы. Преобладание зональной циркуляции типа *W*, что характерно для фазы спада и минимума векового цикла [6], влечет за собой тепло-сухие периоды.

Связи уровня имеют более сложный характер, чем связи притока (выше дельты), что обусловлено влиянием на ход уровня дополнительных факторов (динамика дельты р. Или и реактивный фактор).

Характеристики фаз спада и подъема внутривекового цикла уровня Балхаша приведены в табл. 2. Эти фазы (рис. 3) определяют фоновые значения уровня. Отклонения от этого фона, вызываемые 2—7-летними колебаниями водного баланса, не превышают 10—20% общей амплитуды уровня за фазу внутривекового цикла.

Средние значения элементов водного баланса за фазу еще не определяют ее знак. В принципе, в зависимости от направленности процесса фазы подъема и спада внутривекового цикла могут иметь место и при одинаковых средних значениях притока в озеро и испарения с его поверхности (в том числе и при значении, рав-

Таблица 3

Интегральные суммы отклонений от начального значения элементов водного баланса оз. Балхаш и их вклад (%) в изменение уровня озера за фазы

Элемент водного баланса	Спад (1909—1946 гг.)			Подъем (1946—1961 гг.)			Подъем и стабилизация (1946—1970 гг.)		
	начальное значение	$\Sigma\Delta x$	%	начальное значение	$\Sigma\Delta x$	%	начальное значение	$\Sigma\Delta x$	%
Значения, приведенные к постоянной (начальной) площади зеркала									
Поверхностный приток (без учета потерь в дельте), км³	20,5	—98,3	34,3	17,5	15,8	38,7	17,5	14,4	23,2
Потери в дельте, км³ . . .	2,1	90,5	31,7	4,1	—5,7	14,0	4,1	—14,9	24,0
Поверхностный приток с учетом потерь, км³ . . .	18,4	—188,8	66,0	13,4	21,5	52,7	13,4	29,3	47,2
Атмосферные осадки, км³ . .	3,8	—12,5	4,4	2,3	6,6	16,1	2,3	11,1	18,1
Испарение, км³	20,0	84,8	29,6	17,2	12,8	31,2	17,2	—21,4	34,6
Значения при фактической площади зеркала									
Поверхностный приток (без учета потерь в дельте), км³	20,5	—88,3	—	17,5	16,8	—	17,5	14,4	—
Потери в дельте, км³ . . .	2,1	90,5	—	4,1	—5,7	—	4,1	—14,9	—
Поверхностный приток с учетом потерь, км³ . . .	18,4	—188,8	—	13,4	21,5	—	13,4	29,3	—
Атмосферные осадки, км³ . .	3,8	—36,8	—	2,3	8,4	—	2,3	16,5	—
Испарение, км³	20,0	—64,2	—	17,2	—3,2	—	17,2	7,8	—

ном норме элементов баланса за цикл или несколько циклов). Развитие фазы определяется внутривековыми тенденциями в изменении фоновых значений поверхностного притока и видимого ис-

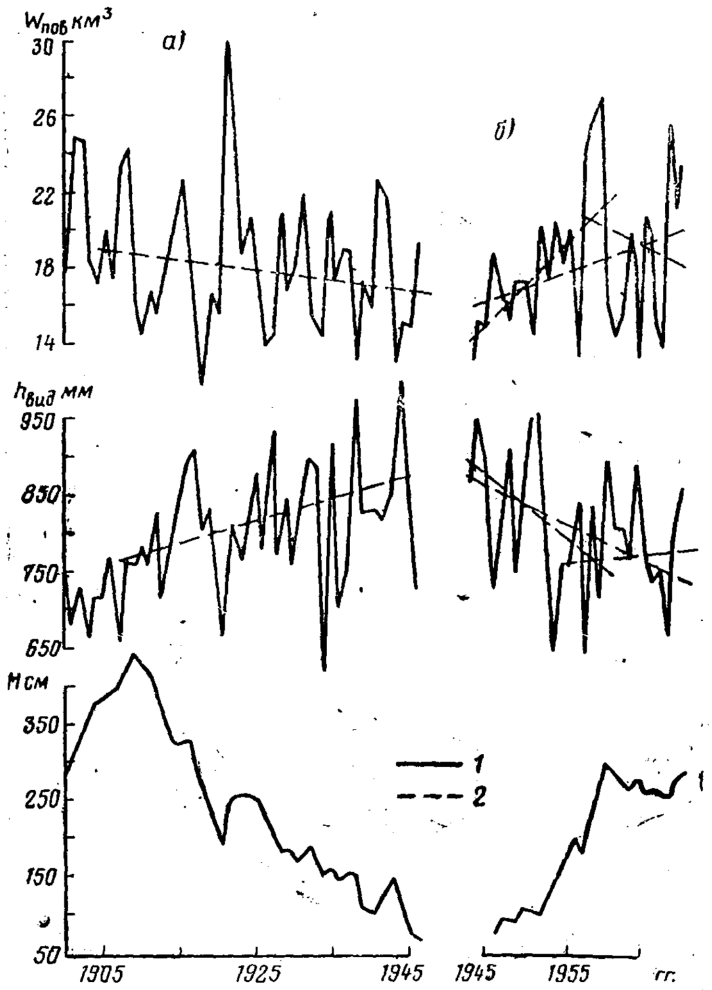

Рис. 4. Тенденция изменения поверхностного притока (без учета потерь в дельте), слоя видимого испарения и ход уровня оз. Балхаш за фазы спада (*а*), подъема и стабилизации (*б*) уровня:

1 — годовые значения, *2* — линии тенденций

парения. Эти тенденции оказалось возможным аппроксимиров прямыми (рис. 4), определяемыми таким образом, чтобы квад отклонений за фазу был наименьшим.

Если в общей амплитуде колебаний элементов водного бала за фазу внутривекового цикла на долю тенденции приходи

10—20% (на долю короткопериодных циклов соответственно 80—90%), то в общей амплитуде колебаний уровня на долю тенденции приходится уже 80—90%, а на долю короткопериодных колебаний только 10—20%.

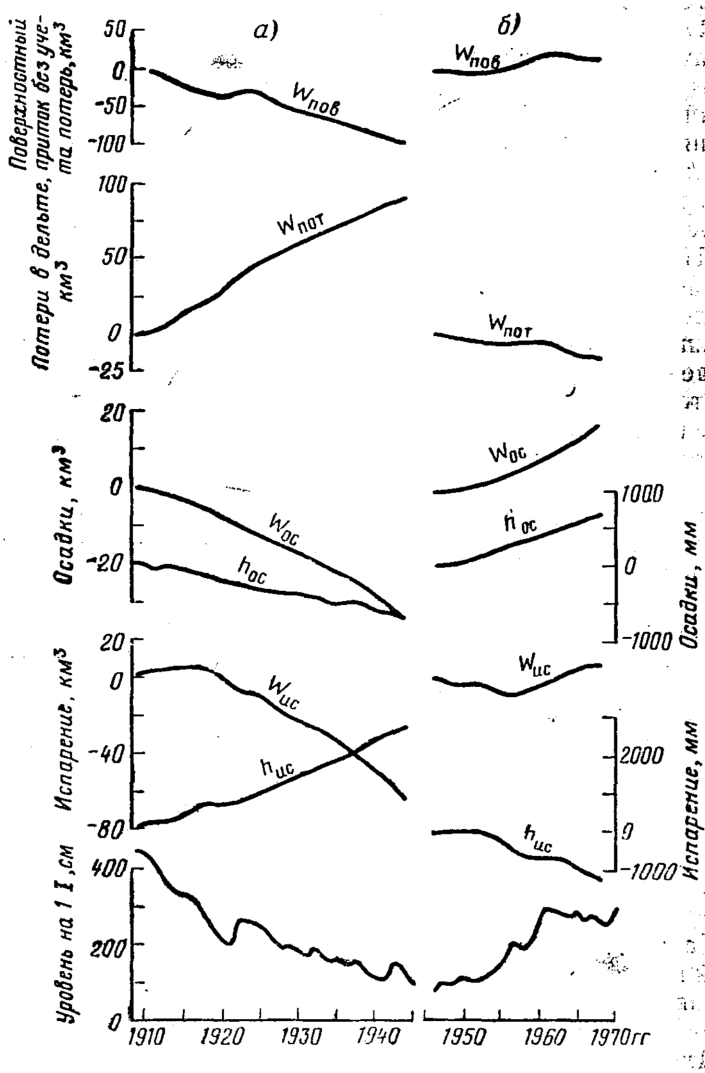

Рис. 5. Интегральные суммы отклонений от начальных значений элементов водного баланса и ход уровня Балхаша за фазы спада (*а*) и подъема (*б*)

Уровень Балхаша, вмещающего запасы воды многих лет, можно рассматривать как сумму годовых приращений уровня с начала фазы (естественная интегральная кривая), что и обеспечивает яркую выраженность в ходе уровня внутривековых тенденций,

имеющихся в значительно более слабом виде в ходе элементов водного баланса озера.

Соответственно ход уровня озера определяется интегральной суммой годовых отклонений элементов водного баланса от их начального значения за данную фазу внутривекового цикла (табл. 3 рис. 5).

В качестве начальных значений для каждой фазы принимались средние значения элементов баланса за 5 лет, предшествующих году наибольшего (фаза спада) или наименьшего (фаза подъема) значения уровня озера. Подсчет интегральных сумм производился по скользящим пятилеткам. В варианте постоянной площади водного зеркала площадь зеркала принималась равной площади, соответствующей значению уровня воды (на 1 января) в начале фазы. Путем вычисления доли (%) интегральной суммы по каждому элементу баланса от общей суммы по всем рассматриваемым элементам определялся вклад элемента в подъем уровня (приращение объемов озера) за фазу. Для варианта фактических площадей зеркала ввиду влияния реактивного фактора вклад элементов не определялся.

Как видно из табл. 3, климатические колебания поверхностного притока (приток без учета потерь в дельте), изменение потерь в дельте р. Или и колебания слоя испарения с водного зеркала озера играют сопоставимую роль во внутривековых колебаниях водного баланса и уровня озера. Особенно значительной роль потерь в дельте была в фазах подъема и спада предыдущего цикла (1885—1946 гг.), а также в фазе стабилизации текущего цикла.

Сравнение данных табл. 3 наглядно показывает роль реактивного фактора на ход осадков и испарения. Слой осадков и площадь водного зеркала по фазам внутривекового цикла «работают» в одну сторону. Соответственно объем осадков на зеркало озера увеличивается или уменьшается за фазу в бóльших размерах, чем их слой. Изменения слоя испарения и площади зеркала за фазу изменяются в противоположных направлениях, компенсируя или даже перекрывая друг друга (смену знака отклонений в нижнем разделе табл. 3).

В соответствии с изложенным можно сделать следующие выводы:

1. На оз. Балхаш имеют место четко выраженные внутривековые циклические колебания уровня воды с периодом около 50—[illegible] лет, развивающиеся на фоне определенной фазы многовекового цикла.

2. Для отрезков времени, измеряемых несколькими десятилетиями, изменения общего фона уровня Балхаша в основном определяются фазами внутривекового цикла. Отклонения от этого фона, вызываемые 2—7-летними колебаниями водного баланса, превышают 10—20% общей амплитуды колебания уровня за фазу внутривекового цикла.

3. Фазы внутривекового цикла уровня озера в основном обусловлены соответствующими фазами внутривекового цикла колеб

ний климата, выражающимися в водном балансе озера в противоположных по знаку тенденциях изменения за фазу общего фона поверхностного притока и слоя видимого испарения.

4. Внутривековые колебания климата и элементов водного баланса озера в той или иной мере определяются вековыми фоном солнечной активности и тенденциями изменения повторяемости основных форм атмосферной циркуляции.

Прогноз климатических изменений водного баланса и уровня озера

В последние годы в климатических прогнозах получили развитие генетические [4, 6, 15, 19] и статистические [1, 10, 11] методы. В их основе в большинстве случаев лежит либо экстраполяция на будущее солнечно-гидрометеорологических (солнечно-циркуляционно-гидрометеорологических) связей, полученных за прошлый период, либо экстраполяция стохастического процесса. Имеется некоторый опыт климатического прогноза уровней крупных водоемов. В качестве примера можно привести прогнозы уровня Каспийского моря Б. А. Аполлова [2], Аральского моря В. П. Львова [18] и В. В. Голубцова [7], основанные на солнечно-гидрометеорологических связях.

Недостатками генетических (детерминированных) методов прогноза являются неоднозначность и неустойчивость во времени солнечно-гидрометеорологических связей и невысокая надежность прогнозов самой солнечной активности. В ходе векового цикла солнечной активности происходит смена знака связей, изменения систем многолетней цикличности, что связано как с влиянием других космо-геофизических факторов, автоколебаниями в системе атмосфера—океан—полярные льды, так и с изменением самой частотной структуры солнечной деятельности [15]. Все это делает, на наш взгляд, генетические методы при прогнозировании на несколько десятилетий пригодными скорее для качественной, чем для количественной оценки.

Сказанное в значительной мере относится и к циркуляционно-гидрометеорологическим связям, поскольку прогнозы циркуляции составляются с использованием прогнозов солнечной активности. Кроме того, следует иметь в виду, что тип циркуляции атмосферы не всегда и не везде (в климатическом аспекте) однозначно определяет климатические условия. В то же время известны некоторые общие закономерности изменения атмосферной циркуляции по фазам векового цикла солнечной активности [6, 15], которые могут быть положены в основу прогноза общих тенденций изменения циркуляции атмосферы и климата на ближайшие десятилетия.

В основе статистических методов прогнозов лежит экстраполяция на будущее выявленных за прошлый период статистических закономерностей колебаний временного ряда прогнозируемого элемента, рассматриваемого в качестве стационарного стохастического процесса [1, 10]. Несмотря на иную основу и формальную статистическую обоснованность при постановке прогноза на дли-

тельные периоды эти методы имеют те же принципиальные недостатки, что и генетические (при формальной экстраполяции связей). Ограниченность имеющихся рядов наблюдений не позволяет получить статистические характеристики долгопериодных (внутривековых, вековых, многовековых) циклов, нарушающих стационарность процесса, и изменений системы короткопериодной многолетней цикличности по фазам этих циклов. Соответственно статистические методы не позволяют предвидеть переломы в ходе процесса (смену фаз долгопериодных циклов) и могут применяться для прогнозирования лишь в пределах таких отрезков времени, которые практически могут рассматриваться в качестве стационарных.

В этом отношении генетический подход обладает тем важным преимуществом, что он хотя бы в качественном плане позволяет учесть переломы (фазы) в ходе прогнозируемого элемента, обусловленные долгопериодными циклами солнечной активности и других внешних факторов на основе известных общих закономерностей их влияния.

В условиях оз. Балхаш применение рассмотренных методов затрудняется ограниченностью ряда наблюдений за уровнем и элементами водного баланса (с учетом восстановленных значений одна фаза спада и одна фаза подъема двух смежных внутривековых циклов).

В этой связи решение задачи сверхдолгосрочного прогнозирования водного баланса и уровня Балхаша потребовало поиска иного методологического подхода.

Ввиду изложенных особенностей колебаний водного баланса и уровня Балхаша основными задачами прогноза является определение предстоящей фазы внутривековых колебаний и тенденций изменения фоновых значений двух основных элементов баланса: поверхностного притока и видимого испарения. Задача прогнозирования поверхностного притока в свою очередь включает в себя два элемента: прогноз климатической тенденции притока к вершинам дельт и прогноз тенденции изменения потерь в дельте р. Или (дельтами остальных притоков Балхаша можно пренебречь), основанный на прогнозе динамики развития дельты. Прогноз динамики в настоящее время отсутствует. В связи с этим потери стока в дельте для естественных условий и для условий регулирования стока приняты на уровне кривой III и в дальнейшем подлежат уточнению на основе специальных исследований.

С позиций представления о воднобалансовом процессе озера как о многоциклическом развивающемся процессе следует иметь в виду, что вне пределов ряда наблюдений он может значительно выйти за рамки наблюденных вариаций. На такую возможность указывают многовековая амплитуда уровня Балхаша (10—14 м), наличие в недавнем прошлом (40-е годы XIX в.) значительно более глубокого минимума, чем в 40-е годы XX в., а также то, что согласно А. В. Шнитникову [21], XIX, XX и последующие столе

тия относятся к фазе спада многовекового (1800—1900-летнего) цикла общей увлажненности материка.

Принятая схема основана на выводах предыдущего раздела статьи и включает в себя:

1. Определение предстоящей фазы внутривековых колебаний водного баланса и уровня Балхаша на основе выявленной периодичности внутривековых циклов уровня озера и имеющихся сверхдолгосрочных прогнозов солнечной активности и повторяемости основных форм циркуляции атмосферы.

2. Уточнение начала и продолжительности фазы на основе сверхдолгосрочных прогнозов солнечной активности и циркуляции атмосферы.

3. Определение количественной характеристики возможного диапазона изменения общего фона поверхностного притока и слоя видимого испарения за прогнозируемую фазу на основе диапазона, определенного по реальным значениям за прошедшие фазы, с учетом указанных выше сверхдолгосрочных прогнозов и текущей фазы спада многовекового цикла.

4. Расчет фоновых значений поверхностного притока к вершине дельт и слоя видимого испарения с водного зеркала озера для заданных вариантов тенденций изменений за фазу.

5. Определение потерь стока в дельте р. Или по имеющейся зависимости (III) и поверхностного притока в озеро.

6. Расчет фонового значения уровня Балхаша по уравнению водного баланса озера на 1 января каждого года в пределах периода, охватываемого прогнозом.

Период внутривековой цикличности уровня Балхаша составляет, как уже отмечалось, около 50—60 лет. Предыдущий максимум имел место в 1909—1910 г., последний минимум — в 1946 г. При условии сохранения выявленной периодичности в будущем получаем вероятное время наступления максимума текущего внутривекового цикла в 1960—1970 гг., очередного минимума — в 1997—2006 гг.

Уровень Балхаша с 1961 г. действительно находится в стадии максимального развития фазы подъема текущего внутривекового цикла, начавшегося в 1947—1952 гг. С 1970 г. естественный ход уровня нарушился спадом, обусловленным наполнением Капчагайского водохранилища на р. Или. На основании приведенных выше соображений можно ожидать, что в ближайшие годы фаза подъема и стабилизации сменится фазой спада с минимумом в конце XX — начале XXI столетия.

Этот вывод согласуется с прогнозами солнечной активности и циркуляции атмосферы. Максимум текущего векового (и сверхвекового) цикла солнечной активности имел место в 1957—1958 гг. В 1968 г. имел место максимум очередного 11-летнего цикла. Пока еще общий вековой фон солнечной активности остается высоким, что задержало развитие соответствующей фазы векового климатического цикла. Двухвершинность максимума текущего внутривекового цикла на оз. Балхаш, соответствующая многовод-

ным группировкам 1958—1960 гг., и некоторая задержка начал фазы спада, по-видимому, обусловлена отмеченными особенностя ми векового хода солнечной активности. Можно предположить что такое несколько аномальное развитие событий связано с тем что максимум текущего векового цикла солнечной активности совпал с максимумом сверхвекового (многовекового) цикла.

Согласно имеющимся прогнозам солнечной активности [3, 5] минимум текущего векового цикла будет иметь место во второ десятилетии XXI века. С уменьшением общего фона солнечно активности должен уменьшаться поверхностный приток в Балхаш (рис. 1) и увеличиваться слой видимого испарения.

А. А. Гирсом [6] на основе учета хода солнечной активности и других космо-геофизических факторов составлен прогноз повто ряемости основных форм атмосферной циркуляции на период д 1996 г. Согласно этому прогнозу, а также прогнозам других ав торов, предложенным в 1972 г. на Первом всесоюзном совещани по солнечно-гидрометеорологическим связям (Л. А. Вительсом М. Ш. Болотинской), после 1972—1975 гг. текущая эпоха мери диональной циркуляции Е+С сменится эпохой зональной цирку ляции W, которая с небольшим перерывом около 1985—1988 продлится до конца столетия. Это дает основания ожидать нача ло фазы спада увлажненности бассейна оз. Балхаш в конц 1970 гг. с минимумом в конце XX — начале XXI столетия.

Для прогноза за начало фазы принят 1976 г. В качестве н чальных значений уровня воды и элементов водного баланса пр няты средние значения за 1960—1971 гг. (фаза стабилизации) Поверхностный приток 17,9 км^3, слой видимого испарения 784 мм При этом за 1970—1971 гг. использованы восстановленные есте ственные значения поверхностного притока.

Как показано в первом разделе, тенденции изменений поверх ностного притока и видимого испарения могут быть заданы в ви де уравнения прямой

$$y_i = ax_i + b, \qquad (1$$

где x_i — порядковый номер года с начала фазы, a — тангенс уг ла наклона прямой, b — начальное значение y.

Отклонения реальных годовых значений от прямой лин с точки зрения расчета уровня озера, по рассмотренным причи нам (роль тенденции и интегральных сумм) не имеет существен ного значения, что было проверено для реальной фазы спа 1909—1946 гг. Проверка производилась путем расчета по уравне ниям прямой значений поверхностного притока и слоя видимог испарения, вычисления уровня озера по уравнению водного балан са на каждый год фазы (методика расчетов изложена ниже) его отклонений от фактических значений (рис. 3). Расхожден между фактическим расчетным уровнем на конец фазы составил 36 см (9,7% амплитуды уровня за фазу), среднеквадратическо отклонение — 33,5 см, наибольшее отклонение в отдельные годы (1920—1921 гг.) 75 см (20,1%).

В качестве прямого аналога для определения угла наклона (тангенса) линии тенденции может быть использована фаза спада 1909—1946 гг. (вариант *I*) — единственная фаза спада, осве-

Таблица 4

Значения параметра *a* в уравнении (1)

Элементы водного баланса	Вариант		
	I	*II*	*III*
Поверхностный приток	—0,052	—0,143	—0,098
Слой видимого испарения . . .	2,858	4,743	3,800

щенная наблюдениями. Однако одна реализация процесса не может отражать возможных вариаций. Есть основания ожидать, что

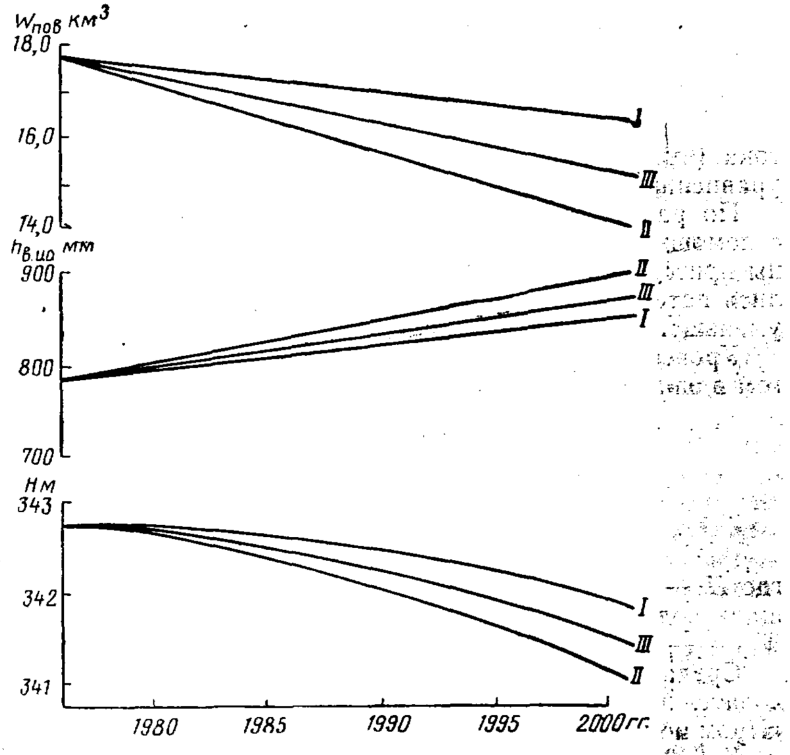

Рис. 6. Прогноз фоновых значений поверхностного притока (выше дельты) в оз. Балхаш, слоя видимого испарения с водного зеркала и уровня озера

предстоящая фаза может быть значительно более крутой и глубокой. Более жестким аналогом (вариант *II*) может служить

(с обратным разворотом) фаза подъема 1946—1971 гг. (рис. 4).

Соответственно прогноз составлен в виде вилки возможных численных значений (варианты *I* и *II*) и средневилочного значения (вариант *III*). Значения параметра *a* (тангенса угла наклона) приведены в табл. 4.

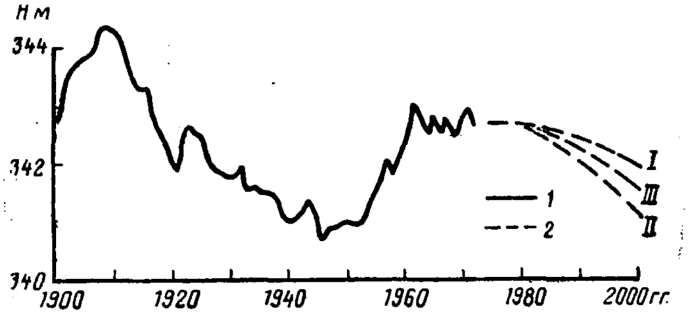

Рис. 7. Прогноз фоновых значений уровня оз. Балхаш:
1 — фактические и восстановленные значения, *2* — прогнозируемые значения

Расчет прогнозируемых фоновых значений поверхностного притока (выше дельты) и слоя видимого испарения производился по уравнению (1).

По рассчитанным значениям поверхностного притока (рис. 6) с помощью переходного коэффициента 0,83 определялись величины притока в дельту р. Или, для которых по кривой *Ш* определялись потери стока в дельте. Величина поверхностного притока уменьшалась на величину полученных потерь.

Уровень озера рассчитывался водобалансовым методом с шагом в один год по уравнениям:

$$\Delta V = W_{\text{пов.пр}} + W_{\text{гр.пр}} - W_{\text{в.ис}}, \quad (2$$

$$\Delta H = \frac{\Delta V}{\omega}, \quad (3$$

$$H_t = H_{t-1} + \Delta H, \quad (4$$

где H — уровень озера на 1 января, см; ω — среднегодовая площадь водного зеркала, км^2; V — объем воды на 1 января, км^3; $W_{\text{гр.пр}}$ — подземный (грунтовый) приток, равный 0,8 км^3 в год.

Среднегодовая площадь зеркала определялась методом последовательного приближения [7]. Все расчеты выполнялись на ЭВМ «Проминь-2». Результаты расчетов представлены на рис. 6, 7.

К 2002 г. фоновое значение поверхностного притока (без учета потерь в дельте) в варианте *III* уменьшится с 17,9 до 15,0 км^3 (на 15%), слой видимого испарения увеличится с 784 до 898 мм (на 11%), уровень озера понизится с 342,77 до 341,41 м (—1,36 м). В жестком варианте *II* уровень снижается до отметки 340,93 м (—1,84 м).

Ввиду ограниченности рядов фактических и восстановленных значений водного баланса и уровня озера получить статистическую обеспеченность определения фазы и ее интенсивности и соответственно прогнозируемых фоновых значений уровня озера не представляется возможным. Обоснованность прогноза подобного типа определяется обоснованностью исходных положений. Исходя из имеющихся материалов вероятность реализации хода фоновых значений уровня Балхаша в пределах вилки прогнозируемых значений можно оценить в 75%.

При правильном определении начала фазы и тенденций поверхностного притока и видимого испарения отклонения значения уровня от прогнозируемых фоновых значений в отдельные годы в результате 2—7-летних колебаний элементов водного баланса не должны превышать 10—20% расчетной амплитуды уровня за фазу. Аналогичные отклонения поверхностного притока могут достигать 80—90% амплитуды. В этой связи прогнозируемые значения притока следует рассматривать лишь как общий фон среднемноголетних значений.

Предложенная модель (схема расчета) может быть использована для климатического прогноза уровня любого крупного бессточного водоема, где достаточно четко выражены внутривековые (вековые) колебания уровня.

Расчет изменений водного баланса и уровня озера под влиянием хозяйственной деятельности и общий прогноз

Сведения о планируемом развитии водопользования в бассейне приведены в [8, 12]. Определяющими влияние хозяйственной деятельности на водный баланс Балхаша факторами в перспективе до 2000 г. являются наполнение Капчагайского водохранилища и развитие орошаемого земледелия.

Для наполнения Капчагайского водохранилища (объем при НПУ 28 км^3) потребуется (с учетом потерь на испарение и инфильтрацию) безвозвратно изъять из стока р. Или до 1985 г. около 40 км^3. При полном наполнении водохранилища дополнительные потери стока на испарение с водного зеркала будут составлять около 1,5 км^3 в год (10% нормы стока р. Или). Безвозвратные отъемы воды на орошение (км^3) по оценке Казгипроводхоза в целом по бассейну (включая территорию КНР) увеличатся по сравнению с 1970 г. следующим образом: 1975 г. — 0,71 км^3, 1980 г. — 1,29 км^3, 1985 г. — 1,98 км^3, 2000 г. — 7,08 км^3.

До 1985 г. основным фактором влияния хозяйственной деятельности будет наполнение Капчагайского водохранилища. Влияние развития орошения существенно скажется после 1985 г. Режим попусков из Капчагайского водохранилища в период первоначального наполнения разработан Казгидропроектом. Гарантированный объем притока в дельту в маловодные годы принят равным 10,8 км^3, средний объем за период наполнения 11,3 км^3.

Попуск из водохранилища должен быть больше величины притока в вершину дельты на величину безвозвратных отъемов на орошение ниже Капчагайской ГЭС (т. е. увеличивается от года к году).

Учет влияния указанных факторов на водный баланс и уровень Балхаша осуществлялся путем уменьшения прогнозируемых по уравнению (1) годовых значений поверхностного притока на величину безвозвратных отъемов (раздельно для притока в Западный и Восточный Балхаш). При этом приток в Восточный Балхаш принимался равным 0,17 общего притока. Для р. Или расчет производился по следующей схеме:

1. Приток в Капчагайское водохранилище (фоновые значения по тенденции) уменьшался на величину безвозвратных отъемов выше ГЭС.

2. Попуск из водохранилища определялся по уравнению

$$W_{\text{п}} = W_{\text{пр.д}} + W_{\text{б.о}}, \qquad (5)$$

где $W_{\text{пр.д}}$ — приток в вершину дельты (11,3 км^3); $W_{\text{б.о}}$ — безвозвратные отъемы на орошение ниже ГЭС.

3. По уравнению водного баланса водохранилища рассчитывалось приращение объема, уровень и площадь водохранилища. При этом слой видимого испарения определялся по тенденции (рис. 6), принятой для оз. Балхаш.

4. Приток в Балхаш рассчитывался по уравнению

$$W_{\text{пр.Б}} = W_{\text{пр.д}} - W_{\text{пот}}, \qquad (6$$

где $W_{\text{пот}}$ — потери в дельте, определяемые по кривой III.

При наступлении равновесия водного баланса водохранилища предусматривалось сохранение объема и площади зеркала водохранилища на достигнутой отметке и сброс в нижний бьеф избыточного притока, рассчитываемого по уравнению водного баланса водохранилища. Соответственно попуск уменьшался по мере развития орошения выше ГЭС и роста слоя видимого испарения с водного зеркала водохранилища. Значение притока в вершину дельты, начиная с года прекращения наполнения водохранилища, рассчитывалось по уравнению

$$W_{\text{пр.д}} = W_{\text{п}} - W_{\text{б.о}}. \qquad (7$$

Уровень оз. Балхаш рассчитывался по (2)—(4).

Изложенная схема расчета, реализуемая на ЭВМ, позволяет одновременно рассчитывать режим наполнения Капчагайского водохранилища, режим попусков и режим оз. Балхаш. При этом для каждого варианта климатического прогноза и каждого варианта развития орошения выдаются отметка и год возможного наполнения Капчагайского водохранилища.

Для основного (III) варианта развития орошения, предусмотренного «комплексной схемой использования и охраны водных ресурсов Или-Балхашского бассейна» (Казгидропроект, 1973 г.) в зависимости от вариантов климатического прогноза получена

отметка наполнения водохранилища колеблется от 481,64 до 483,18 м (отметка НПУ 485 м не достигается) с достижением ее между 1983 и 1985 гг.

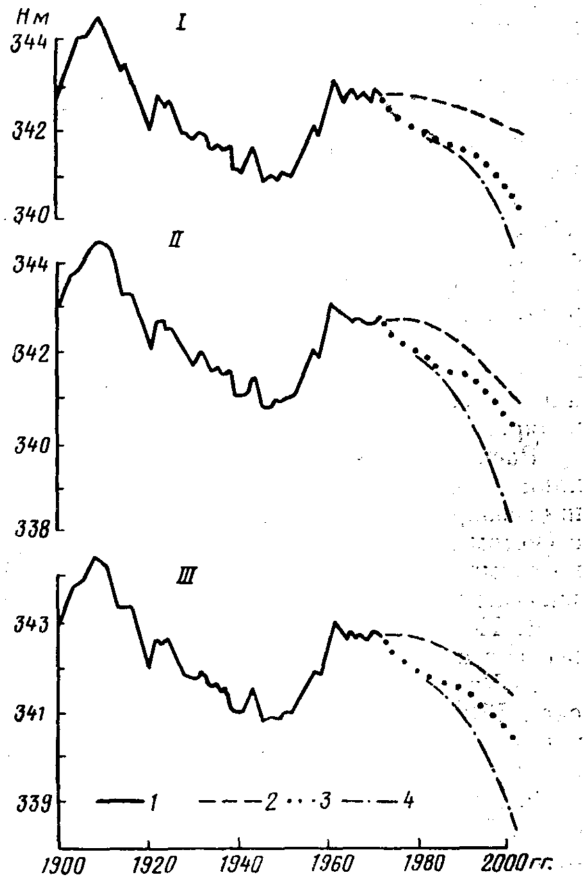

Рис. 8. Прогноз фоновых значений уровня оз. Балхаш с учетом климатического и хозяйственного факторов по вариантам *I—III*:
1 — фактический уровень, *2* — климатический прогноз, *3* — влияние хозяйственной деятельности, *4* — результирующий прогноз

Результаты общего прогноза приведены на рис. 8. В зависимости от варианта климатического прогноза в третьем варианте развития орошения уровень Балхаша снизится к 1 января 2001 г. до отметки 339,15—337,78 м (на 3,7—5,1 м по сравнению с 1 января 1970 г.).

Точность расчета влияния хозяйственной деятельности (для заданного варианта развития орошения и притока в вершину дельты р. Или) определяется в основном правильностью принятого размера безвозвратных потерь стока на орошение (0,6 по оценке Казгипроводхоза) и потерь стока в дельте р. Или. Обе категории величин нуждаются в уточнении на основе специальных исследований.

Прогноз минерализации воды оз. Балхаш с учетом климатического и хозяйственного факторов

Изменение водного баланса и падение уровня озера и уменьшение балансового перетока между Западным и Восточным Балхашом через прол. Узун-Арал повлекут за собой рост средней минерализации озера и изменение ее распределения по длине водоема. Дополнительным фактором ухудшения качества воды озера явится увеличение минерализации поверхностного притока вследствие потерь стока на испарение в Капчагайском водохранилище и вымыва солей с орошаемых земель.

Солевой баланс озера (и его частей) представляет собой динамическую систему с обратными связями. Уменьшение объема озера и дополнительное поступление в озеро солей, вымываемых с полей орошения, приводят к росту минерализации. В свою очередь увеличение минерализации воды приводит к увеличению потерь солей на разложение карбонатов и солеобмен с береговой полосой. Значительное падение уровня сопровождается увеличением потерь солей в отшнуровывающихся заливах. Эти процессы в определенной мере сдерживают рост минерализации.

Расчет средней минерализации Западного и Восточного Балхаша и озера в целом производился на ЭВМ «Мир-1» на основе прогнозируемых значений водного баланса и уровня Балхаша с учетом климатического и хозяйственного факторов (вариант III) по схеме, предложенной Голубцовым [9]. При этом в схему были внесены следующие уточнения и изменения:

1. Ионный сток с полей орошения вводился в приход солей в озеро с поверхностным притоком, а не непосредственно в озеро.

2. Учтено увеличение минерализации р. Или ниже Капчагайской ГЭС за счет потерь стока на испарение с водного зеркала водохранилища. Оно принято на каждый год пропорциональным отношению объема испарившейся воды к объему попусков.

3. Учтены потери солей в дельте р. Или (включая ионный сток с полей орошения). Они приняты в размере 50% солей, содержащихся в объеме воды, теряющейся на суммарное испарение в дельте.

4. Расчет солеобмена через прол. Узун-Арал производился по методике Р. Д. Курдина и С. А. Рубиновича [17].

5. Значения параметра A оператора Q^* изменены с учетом разности среднемноголетних значений результирующей солеобмена через пролив, принимаемых Курдиным и Рубиновичем (1,41 млн. т) и Голубцовым (1,78 млн. т). $A_з=1600$; $A_в=410$.

Расчет средней минерализации гидрохимических районов озера производился по уравнению, приведенному в [17], на основе полученных значений средней минерализации Западного и Восточного Балхаша. Результаты расчетов приведены в табл. 5.

Представляет интерес рассмотреть динамику водо- и солеобмена через прол. Узун-Арал (рис. 9) и ее роль в распределении минерализации по длине озера. Балансовый переток воды, резко

Таблица 5

Прогноз солезапасов и средней минерализации воды оз. Балхаш с учетом климатического (вариант III) и хозяйственного факторов

Год	Солезапас, млн. т			Минерализация воды (г/л) по районам										
	ЗБ	ВБ	Б	I	II	III	IV	ср. ЗБ	V	VI	VII	VIII	ср. ВБ	Б
1974	79,36	215,72	295,08	1,18	1,46	1,61	1,89	1,52	2,62	2,98	3,48	4,22	3,56	2,62
1975	78 48	216,43	294,91	1,18	1,46	1,62	1,91	1,53	2,63	3,01	3,52	4,29	3,61	2,65
1976	77,67	217,18	294,85	1,18	1,47	1,64	1,93	1,54	2,65	3,04	3,57	4,36	3,66	2,68
1977	76,82	218,04	294,86	1,18	1,48	1,65	1,95	1,55	2,67	3,07	3,62	4,43	3,71	2,72
1978	75,96	219,00	294,96	1,18	1,49	1,66	1,97	1,56	2,68	3,10	3,67	4,52	3,77	2,76
1979	75,13	220,09	295,22	1,18	1,50	1,67	1,99	1,56	2,70	3,13	3,72	4,60	3,82	2,80
1980	74,27	221,32	295,59	1,17	1,50	1,68	2,01	1,57	2,72	3,16	3,77	4,68	3,88	2,83
1981	73,29	222,45	295,74	1,17	1,51	1,69	2,03	1,58	2,73	3,19	3,82	4,77	3,94	2,88
1982	72,44	223,82	296,26	1,17	1,51	1,70	2,05	1,59	2,74	3,23	3,88	4,86	4,00	2,92
1983	71,69	225,39	297,08	1,16	1,52	1,72	2,07	1,60	2,76	3,26	3,94	4,96	4,06	2,96
1984	70,97	227,17	298,14	1,16	1 52	1,73	2,09	1,60	2,77	3,29	4,00	5,06	4,13	3,00
1985	70,20	229,03	299,23	1,16	1,53	1,74	2,12	1,62	2,79	3,33	4,07	5,18	4,20	3,05
1986	69,39	230,91	300,30	1,15	1,54	1,76	2,15	1,63	2,80	3,37	4,14	5,30	4,28	3,11
1987	68,81	232,65	301,46	1,16	1,56	1,79	2,19	1,65	2,82	3,42	4,22	5,43	4,36	3,17
1988	68,33	234,16	302,16	1,17	1,59	1,83	2,25	1,69	2,85	3,47	4,31	5,57	4,46	3,25
1989	67,66	235,55	303,21	1,19	1,63	1,87	2,31	1,72	2,88	3,52	4,40	5,72	4,56	3,34
1990	66,89	236,75	303,64	1 20	1,66	1 92	2,38	1,76	2,91	3,58	4,50	5,89	4,67	3,42
1991	66,22	237,71	303,91	1,21	1,69	1,96	2,44	1,81	2,93	3,64	4,61	6,06	4,78	3,52
1992	65,00	238,34	303,34	1,22	1,73	2,01	2,52	1,86	2,95	3,70	4,72	6,25	4,90	3,61
1993	64,00	238,74	302,74	1,24	1,77	2,07	2,60	1,90	2,98	3,76	4,83	6,43	5,02	3,71
1994	62,60	238,78	301,38	1,26	1,82	2,13	2,69	1,96	3,00	3,83	4,95	6,64	5,15	3,82
1995	61,20	238,62	299,82	1,28	1,87	2,20	2,80	2,01	3,03	3,89	5,07	6,83	5,28	3,94
1996	59,30	238,11	297,41	1,29	1,91	2,26	2,89	2,07	3,05	3,95	5,18	7,03	5,40	4,06
1997	56,50	237,03	293,53	1,32	1,97	2,33	2,97	2,13	3,08	4,02	5,30	7,22	5,52	4,21
1998	54,10	235,87	289,97	1,33	2,02	2,40	3,09	2,19	3,11	4,09	5,46	7,52	5,71	4,38
1999	51,10	234,39	285,49	1,35	2,07	2,48	3,21	2,27	3,14	4,17	5,64	7,86	5,90	4,51
2000	48 10	232,70	280,80	1,37	2,12	2,55	3,33	2,33	3,18	4,25	5,83	8,21	6,11	4,71
2001	44,70	230,60	275,30	1,39	2,18	2,60	3,42	2,39	3,21	4,33	6,05	8,63	6,35	4,89

уменьшившийся по сравнению с естественными условиями (с 2,5 до 1,5 км³ в год) в первые годы наполнения Капчагайского водохранилища (1970—1972 гг.), в последующие годы наполнения (1973—1983) несколько увеличивается. Это связано с тем, что

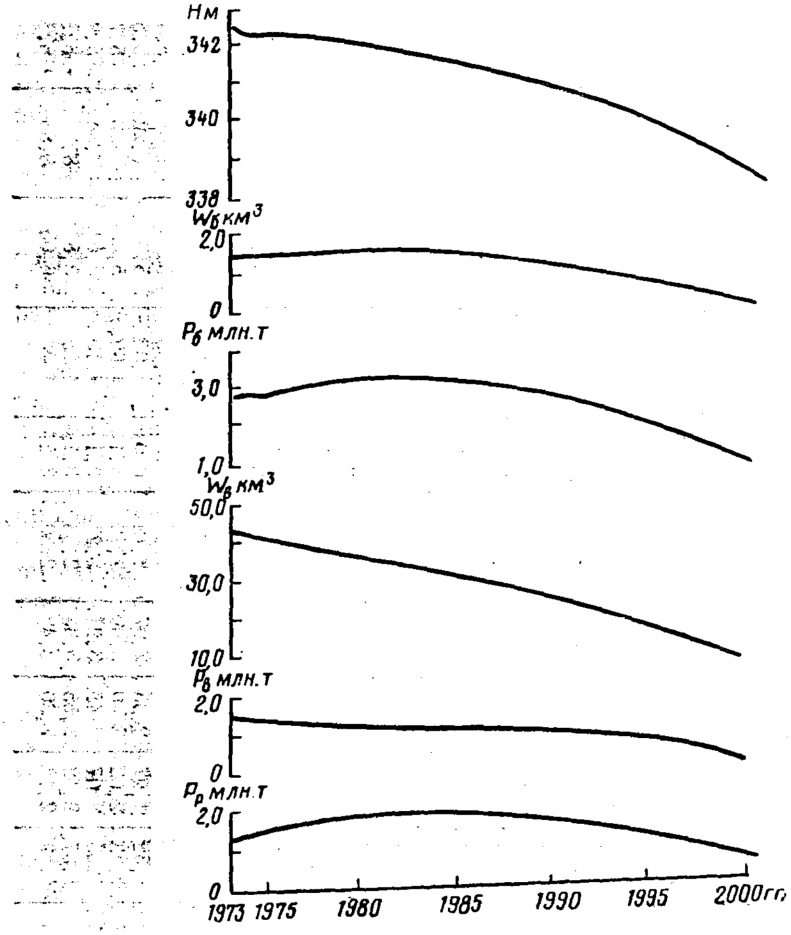

Рис. 9. Изменение водо- и солеобмена через прол. Узун-Арал под влиянием климатического и хозяйственного факторов:

$W_б$ — балансовый переток воды, $W_в$ — ветровой переток воды, $P_б$—балансовый солепереток, $P_в$—ветровой солепереток, $P_р$ — результирующий солепереток

приток по р. Или в Западный Балхаш сохраняется в период наполнения в заданных пределах, а приток в Восточный Балхаш уменьшается под влиянием климатического фактора и развития орошения. В последующий период приток в Западный Балхаш под влиянием хозяйственной деятельности уменьшается быстрее, чем приток в Восточный Балхаш, что обусловливает уменьшение

балансового перетока воды. Балансовый солепереток возрастает быстрее и падает медленнее в связи с ростом минерализации воды Западного Балхаша и балансового перетока.

Ветровой переток воды существенно уменьшается в течение всего прогнозируемого периода в связи с падением уровня озера и пропускной способности пролива (балансовый переток не зависит от уровня воды). Уменьшение ветрового перетока воды компенсируется более быстрым ростом минерализации Восточного Балхаша (табл. 5) и возрастанием разности минерализации гидрохимических районов IV и V. В результате величина ветрового солеперетока уменьшается значительно медленнее, чем ветровой переток воды.

Таким образом, за расчетный период уменьшаются (по различным причинам) оба вида перетока воды через пролив при одновременном увеличении солепереноса на единицу объема перемещаемых водных масс. При этом переток воды в обоих случаях уменьшается быстрее, что приводит к уменьшению величины как балансового, так и ветрового солеперетоков. Вследствие бóльшей интенсивности уменьшения балансового перетока результирующая солеобмена (вынос солей из Западного Балхаша) через пролив уменьшается с 1,39 млн. т в 1973 г. до 0,62 млн. т в 2001 г., что способствует росту минерализации Западного Балхаша. Однако этот эффект перекрывается действием других факторов — более быстрым уменьшением поверхностного притока и соответственно поступления солей в Западный Балхаш по сравнению с Восточным и более интенсивным сокращением площади и соответственно потерь солей на береговой полосе вследствие разности в форме котловин.

В результате рост средней минерализации Восточного Балхаша за расчетный период (1,7 раза) несколько превышает рост минерализации в Западном Балхаше (1,5 раза). Важную роль в этом играет заложенное в программу расчета уменьшение ветрового обмена воды через пролив с уменьшением его уровня. При неучете этой зависимости минерализация Западного Балхаша растет быстрее, как это имело место в первые годы наполнения Капчагайского водохранилища (1970—1973), когда изменение уровня Балхаша было еще небольшим.

Приведенные результаты прогноза водного баланса, уровня и минерализации воды оз. Балхаш носят предварительный характер и в дальнейшем по мере уточнения методики определения составляющих водного и солевого баланса, методики оценки влияния орошения на сток, прогнозов колебаний климата будут уточняться.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алехин Ю. М. Статистические прогнозы в геофизике. Л., Изд-во ЛГУ, 1963, 70 с.
2. Аполлов Б. А., Алексеева К. И. Связь деятельности Солнца с явлениями, определяющими сток рек. — Тр. III Всесоюзного гидрологического съезда, 1959, т. VII, с. 57—67.

3. Байдал М. Х. Погодные и климатические характеристики основных форм атмосферной циркуляции. — Тр. КазНИГМИ, 1963, вып. 20, с. 64—75.
4. Байдал М. Х. Колебания климата Кустанайской области в XX столетии. Л., Гидрометеоиздат, 1971, 156 с.
5. Витинский Ю. И. Прогнозы солнечной активности. М.—Л., изд. АН СССР, 1963, 152 с.
6. Гирс А. А. Многолетние колебания атмосферной циркуляции и долгосрочные гидрометеорологические прогнозы. Л., Гидрометеоиздат, 1971, 277 с.
7. Голубцов В. В., Морозова О. А. Прогноз изменения уровня Аральского моря на ближайшие десятилетия. — Тр. КазНИГМИ, 1972, вып. 44, с. 87—99.
8. Голубцов В. В., Жиркевич А. Н. Водный баланс озера Балхаш и динамика его элементов в естественных условиях и при проведении в бассейне водохозяйственных мероприятий. — Тр. КазНИГМИ, 1973, вып. 50.
9. Голубцов В. В. Модель расчета многолетних колебаний солезапаса и минерализации воды озера Балхаш. — «Метеорология и гидрология», 1974, № 1, с. 69—76.
10. Дроздов О. А. О возможности климатических прогнозов на основании учета цикличности, обусловленной космическими и земными факторами. — Тр. ГГО, 1971, вып. 274, с. 3—27.
11. Дроздов О. А., Григорьева А. С. Многолетние циклические колебания атмосферных осадков на территории СССР. Л., Гидрометеоиздат, 1971, 158 с.
12. Жиркевич А. Н. Водный баланс озера Балхаш и перспективы его изменений в связи с использованием водных ресурсов Или-Балхашского бассейна. — Тр. КазНИГМИ, 1972, вып. 44, с. 140—168.
13. Курдин Р. Д. О вековых колебаниях уровня оз. Балхаш. — Сб. работ Алма-Атинской ГМО, 1969, вып. 4, с. 38—46.
14. Курдин Р. Д. и др. О водном балансе озера Балхаш. — Сб. работ Алма-Атинской ГМО, 1969, вып. 4, с. 47—76.
15. Курдин Р. Д. О солнечно-гидрометеорологических связях и прогнозах колебаний климата и водных ресурсов. — Тр. КазНИГМИ, 1972, вып. 44, с. 169—203.
16. Курдин Р. Д. О понятии классификации и терминологии циклических колебаний геофизических процессов. — Тр. КазНИГМИ, 1972, вып. 44, с. 204—216.
17. Курдин Р. Д., Рубинович С. А. Внутриводоемный водо- и солеобмен и его роль в распределении минерализации по длине оз. Балхаш (см. настоящий сборник).
18. Львов В. П. Уровень Аральского моря и солнечная активность. — Тр. ГОИН, 1965, вып. 85, с. 91—172.
19. Покровская Т. В. Синоптико-климатические и гелио-геофизические долгосрочные прогнозы погоды. Л., Гидрометеоиздат, 1969, 254 с.
20. Хайдаров Р. М. Динамика дельты р. Или. — Тр. ГГИ, 1968, вып. 161, с. 189—221.
21. Шнитников А. В. Изменчивость общей увлажненности материков Северного полушария. — Записки ВГО, нов. сер., т. 16, 1957, 338 с.

Р. Д. КУРДИН, С. А. РУБИНОВИЧ, В. Б. ЧИСТЯЕВ

О ВОЗМОЖНОСТИ РЕГУЛИРОВАНИЯ УРОВНЯ И МИНЕРАЛИЗАЦИИ ВОДЫ ЗАПАДНОГО БАЛХАША С ПОМОЩЬЮ ПЛОТИНЫ В ПРОЛ. УЗУН-АРАЛ И ПЕРЕБРОСКИ СТОКА р. КАРАТАЛ

Наполнение Капчагайского водохранилища, осуществляемое с 1970 г., и развитие орошения, а также других видов водопотребления приведут к существенному изменению водно-солевого баланса оз. Балхаш, снижению его уровня, сокращению площади водного зеркала и росту минерализации воды [2—4, 8]. В свою очередь это приведет к обсыханию нерестилищ, сокращению промысла рыбы и ондатры, создаст угрозу питьевому и техническому водоснабжению на побережье Западного Балхаша, а в более отдаленной перспективе и к ухудшению комфортности условий проживания населения в г. Балхаш и других населенных пунктах.

Расчеты, выполненные Казгидропроектом [8], показывают, что любое увеличение безвозвратного изъятия стока р. Или и других притоков Балхаша на хозяйственные нужды должно приводить к ухудшению гидрохимических условий на оз. Балхаш выше допустимых для водоснабжения пределов. Согласно прогнозам Гидрохимического института [7], эти пределы могут быть превышены к 1975 г. Фактически они уже превышены в 1972 г.

Сложившаяся обстановка требует неотложных мер по обеспечению гарантированного водоснабжения г. Балхаш и других населенных пунктов на побережье Западного Балхаша (солоноватая вода Восточного Балхаша для водоснабжения не используется). К числу таких мер можно отнести строительство водоводов из устья р. Или или р. Каратал мощных опреснителей, строительство плотины в прол. Узун-Арал, переброску части стока р. Каратал в Западный Балхаш.

Первые два вида мероприятий решают только одну часть проблемы — водоснабжение населенных пунктов на побережье Западного Балхаша. Уровень озера в этом случае будет продолжать падать, площадь зеркала сокращаться, вода засоляться, нанося ущерб природным ресурсам и народному хозяйству.

Рассмотрим проблему с другой стороны. Интересы народного хозяйства требуют более полного использования водных и земельных ресурсов бассейна озера. Приостановить развитие народного

хозяйства, чтобы сохранить в неприкосновенности оз. Балхаш, не представляется возможным. Возникает и такой вопрос: целесообразно ли расходовать на бесполезное испарение с оз. Балхаш около 18 км^3 воды в год, чтобы получать из Западного Балхаша для нужд водоснабжения 1—2 км^3 пресной воды (в перспективе до 2000 г.)?

Этот вопрос не может решаться в чисто экономическом плане. Необходимо учитывать и весь комплекс вопросов, связанных с охраной природы, сохранением комфортности условий проживания населения в таком крупном промышленном центре, как г. Балхаш, и в других населенных пунктах (микроклимат, возможность отдыха на воде, эстетическая сторона и т. д.).

С учетом вышеизложенного очевидно, что Балхаш практически невозможно и нерентабельно сохранить в существующих размерах и с существовавшей в естественных условиях минерализацией воды. Однако в определенных размерах Балхаш необходимо сохранить, и прежде всего это относится к его наиболее ценным и продуктивным районам. Возможно ли это осуществить при условии предусмотренных схемой [8] водохозяйственных мероприятий в бассейне озера? Да, возможно путем регулирования уровня и минерализации воды в озере с помощью одной или нескольких плотин в сужениях озера для сохранения более ценных районов за счет сокращения акватории менее ценных районов.

А. В. Шнитников [11] предложил сохранить западный и восточный плёсы при сокращении акватории центрального плёса (западной части Восточного Балхаша) путем строительства двух плотин (в прол. Узун-Арал и восточнее устья р. Каратал). Это предложение представляет несомненный интерес. Однако предварительные расчеты показывают, что для обеспечения пресноводности западного и восточного плёсов требуется значительно большая степень проточности (т. е. размеры сбросов в центральный плёс), чем это предусмотрено автором. Соответственно центральный плёс должен иметь более высокие значения уровня и площади водного зеркала. Экономия воды на уменьшении испарения оказывается недостаточной для сохранения восточного и западного плесов в заданных пределах.

В настоящей статье рассматривается вариант регулирования уровня и минерализации воды Западного Балхаша с помощью плотины, оборудованной шлюзом и водосливом, в прол. Узун-Арал, в сочетании с переброской части стока р. Каратал в Западный Балхаш. Целесообразность осуществления такого варианта регулирования вытекает из сравнительной оценки хозяйственной ценности обеих частей озера:

1. Западный Балхаш из-за своей пресноводности используется для питьевого и технического водоснабжения. Минерализованная вода Восточного Балхаша непригодна для водоснабжения (без предварительного опреснения).

2. На побережье Западного Балхаша расположен г. Балхаш, ряд крупных населенных пунктов и железнодорожных станций.

На побережье Восточного Балхаша крупные населенные пункты и перспектива их создания в обозримом будущем отсутствуют.

3. На долю Западного Балхаша приходится основная часть добычи рыбы и ондатры.

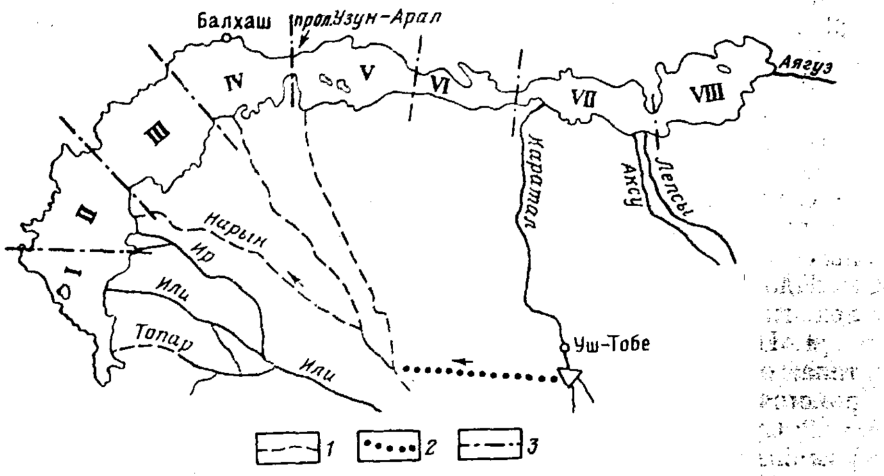

Рис. 1. Схема оз. Балхаш и переброски стока р. Каратал:

I—VIII — гидрохимические районы; *1* — сухие русла древней дельты р. Или, *2* — трасса самотечного канала для переброски стока р. Каратал, *3* — границы гидрохимических районов оз. Балхаш (по Тарасову)

Переброска стока р. Каратал может быть реализована путем строительства плотины с водохранилищем сезонного регулирования на р. Каратал, в районе выше г. Уш-Тобе (рис. 1) и прокладки самотечного канала длиной около 140 км до сухого русла Нарын (древняя дельта р. Или), который может быть использован для подачи воды в Западный Балхаш гидрохимический район *II*. Общая длина трассы ориентировочно составит около 370 км (изыскания трассы еще не проводились).

В створе г. Уш-Тобе среднемноголетняя расчетная величина стока составляет 2,9 км^3. С учетом уменьшения стока в перспективе до 2000 г. под влиянием развития орошения и необходимости сохранения поступления некоторой части стока в Балхаш для водоснабжения населенных пунктов на приустьевом участке реки (0,2 км^3) объем максимально возможного забора воды может быть принят в размере 1,7 км^3. Поступление воды при таком водозаборе в Западный Балхаш (с учетом потерь на инфильтрацию в пути следования) ориентировочно составит 1,3—1,5 км^3 (в условиях установившегося режима грунтовых вод и инфильтрации).

Ниже будет сделана предварительная оценка возможного влияния плотины в прол. Узун-Арал и переброски стока р. Каратал на уровенный и гидрохимический режим Западного и Восточного Балхаша. Предварительно рассмотрим возможный состав и характер сооружений в прол. Узун-Арал.

При отметке уровня воды 342,80 м ширина пролива составляет всего лишь 4,5 км, наибольшая глубина 8,0 м, средняя глубина 5,0 м. К моменту возможного ввода плотины в эксплуатацию (условная дата 1 января 1979 г.) уровень воды понизится примерно до 342,00 м [5], что уменьшает среднюю глубину пролива до 4,2 м. Уровень озера будет продолжать снижаться и в дальнейшем (при наличии плотины).

Высота нагонов в указанном районе достигает 1,0 м, волнения 2,0 м (изменение уровня при волнении 1,0 м). Внутригодовые эвстатические колебания уровня, достигающие в естественных условиях 0,6 м, могут регулироваться плотиной.

С учетом изложенного и запасом в 1 м отметка гребня плотины должна иметь 346,00 м. В этом случае средняя высота плотины составит 8,20 м.

Плотина должна, на наш взгляд, представлять собой комплекс гидротехнических сооружений, включающий:

1. Намывную плотину с донными водовыпусками туннельного типа, оборудованными щитовыми затворами с подъемными устройствами.

2. Судоходный шлюз с перепадом уровней в западном и восточном бьефах в перспективе на 2001 г. до 4,5 м.

3. Рыбопропускные сооружения (их необходимость еще нуждается в обосновании).

4. Мостовой переход над шлюзом.

5. Автодорога по гребню плотины.

Другой возможный вариант конструкций плотины — намывная плотина с железобетонной водосливной частью — представляется менее целесообразным, поскольку уровень западного бьефа будет постоянно снижаться, а также в связи с большой стоимостью. Возможен и комбинированный подход.

Рассматриваемая плотина может быть использована для переброски через Балхаш автодороги Алма-Ата — Балхаш — Караганда — Целиноград — Кокчетав — Петропавловск и, в частности, на первом этапе кратчайшим путем соединит столицу республики с г. Балхашом (имеющаяся автодорога Алма-Ата — Капчагай — Баканас доходит почти до южного берега Балхаша), что значительно повышает экономическую эффективность плотины.

Водопропускные отверстия плотины должны обеспечить годовой переток с запада на восток 2 км^3 воды в год (средний годовой расход 63 м^3/с). С учетом регулирования сезонных колебаний уровня Западного Балхаша и обеспечения более интенсивной промывки в первые годы суммарная максимальная пропускная способность плотины (с учетом судоходного шлюза) при разности уровней западного и восточного бьефа 2 м должна быть рассчитана на 120—150 м^3/с. Прототипом-аналогом подобного комплекса может служить проект строительства плотины в Керченском проливе [10], предусмотренного «Схемой комплексного использования и охраны водных ресурсов бассейна Азовского моря».

Заметим, что назначение Керченской плотины (сохранение минерализации Азовского моря в заданных пределах) и морфометрические характеристики пролива (ширина 5 км, глубина 4—8 м) совершенно аналогичны. Однако Узун-Аральский комплекс имеет два существенных отличия: он значительно дешевле и решает более широкий круг задач. Более низкая стоимость обусловлена значительно меньшей величиной пропускаемого стока через плотину и соответственно меньшими размерами водосбросных сооружений, намного меньшими размерами балхашских судов и соответственно габаритами шлюза (Керченский шлюз рассчитывается на пропуск океанских гигантов водоизмещением до 100 тыс. т), а также меньшей шириной гребня плотины (по Керченской плотине предусматривается проложить широкую автомагистраль и железную дорогу).

При этом Керченский комплекс при значительно большей стоимости предусмотрен ради сохранения гидрохимических условий обитания ценных сортов рыбы и попутно обеспечения транспортного сообщения Крыма с Кавказом. Узун-Аральский комплекс при меньших затратах помимо сохранения гидрохимических условий обитания рыбы позволяет регулировать уровень и размеры Западного Балхаша в интересах рыбного хозяйства и ондатроводства и сохранения комфортных условий для населения Прибалхашья, а также (что является самым важным) решает проблему водоснабжения населения и Балхашского горно-металлургического комбината.

Окончательный выбор варианта по обеспечению водоснабжения Прибалхашья и регулированию уровня и минерализации воды может быть сделан только на основе технико-экономических расчетов, что не входит в задачу данной статьи.

Рассмотрим принципиальную схему влияния плотины и переброски стока р. Каратал на уровень и минерализацию воды. Через прол. Узун-Арал осуществляется водо- и солеобмен между Западным и Восточным Балхашом, играющий важную роль в распределении минерализации воды по длине озера [6]. Водный баланс Восточного Балхаша характеризуется дефицитом, покрываемым путем перетока из Западного Балхаша за счет избыточного стока р. Или. При разности среднего слоя видимого испарения в Западном и Восточном Балхаше 100 мм и современном уровне потерь стока в дельте р. Или расчетное среднемноголетнее значение балансового перетока воды в естественных условиях (приток в вершину дельты р. Или 14,9 км^3) составляет 2,5 км^3 в год. Согласно расчетам с этим перетоком из Западного Балхаша в Восточный должно выноситься около 4 млн. т солей или около 1,6 млн. т на 1 км^3 балансового перетока воды [6]. В естественных условиях этот переток всегда направлен с запада на восток.

В условиях наполнения Капчагайского водохранилища при уменьшении притока в вершину дельты до 11—12 км^3 в многоводные годы и до 8—9 км^3 в средние по водности годы направление балансового перетока меняется на обратное, что влечет за собой

засоление Западного Балхаша. При асинхронной водности р. Или и притоков Восточного Балхаша это возможно и при более высоких значениях притока воды в дельту.

В этой связи уточненным графиком режима попусков из Капчагайского водохранилища в период его наполнения [8] средняя величина притока в вершину дельты р. Или предусмотрена в размере 11,3 км³ (с колебаниями от 10,5 до 13,0 км³ в годы различной водности), что обеспечивает балансовый переток через пролив с запада на восток в размере около 1,5 км³/год.

Плотина в прол. Узун-Арал позволяет регулировать величину и направление балансового перетока и с его помощью соотношение уровней воды Западного и Восточного Балхаша, полностью исключить обратный балансовый переток воды. Балансовый переток с запада на восток с исключением ветрового перетока обеспечивается при создании разности уровней западного и восточного бьефов, превышающей величину нагона у плотины при восточных ветрах (1,0 м). Создание этой разности реализуется в том случае, если часть балансового перетока, который имел бы место в аналогичных условиях без плотины, будет задерживаться плотиной. Следовательно, объем перетока при наличии плотины (без переброски Каратала) должен быть меньше, чем 1,5 км³ (порядка 1 км³).

В условиях наполнения Капчагайского водохранилища величина балансового перетока, как отмечалось, снижается до 1,5 км³ (при неизменной величине ветрового перетока). Вынос солей из Западного Балхаша соответственно уменьшается с 2,0 до 0,5 млн. т, что означает накопление солей в Западном Балхаше и уменьшение солезапаса Восточного Балхаша на 1,5 млн. т/год *. Соответственно минерализация Западного Балхаша будет расти быстрее, чем только за счет уменьшения объема воды и поступления солей с орошаемых полей. При уменьшении балансового перетока ниже 1,25 км³ направление результирующего солеобмена между частями озера меняется на обратное (т. е. вынос солей из Западного Балхаша сменяется вносом).

Ветровой переток воды и солей осуществляется через пролив в обоих направлениях в зависимости от направления ветра, однако результирующая ветрового солеобмена всегда направлена из районов озера с более высокой минерализацией в районы с менее высокой минерализацией, т. е. с востока на запад. Величина ветрового солеперетока для отметки 342,00 м оценивается нами на основе расчетов среднемноголетнего солевого баланса частей озера в 1,5—2,0 млн. т в год [6]. Для упрощения прикидочных расчетов примем величину 2 млн. т. Тогда результирующая балансового и ветрового перетока (т. е. действительная величина выноса солей из Западного Балхаша) составит тоже 2 млн. т/год.

Плотина в прол. Узун-Арал полностью отсекает ветровой со-

* Вопрос рассматривается для первых лет наполнения. В последующие годы сработает система обратной связи, в силу которой рост минерализации будет замедлен ростом расходной части солевого баланса Западного Балхаша.

лепереток из Восточного Балхаша в Западный, что, с точки зрения выноса солей из Западного Балхаша, равнозначно увеличению балансового перетока на 1,25 км³. Следовательно, в условиях наличия плотины, балансовый переток без вреда для минерализации Западного Балхаша может быть уменьшен в два раза, т. е. с 2,5 до 1,25 км³, что обеспечивается при годовом объеме притока воды в вершину дельты р. Или 11,0 км³ (при условии неизменной величины притока солей).

В действительности развитие орошения и расширение применения минеральных удобрений будет приводить к постепенному росту поступления солей в озеро при уменьшении доли карбонатов, разлагающихся в озере. В первые годы наполнения водохранилища это должно с избытком компенсироваться задержкой солей (вместе с частью стока р. Или) в Капчагайском водохранилище. Увеличение минерализации воды, которое должно иметь место при уменьшении объема воды в Западном Балхаше, будет в значительной мере замедляться увеличением выноса солей с балансовым перетоком пропорционально росту минерализации.

В последующие годы возрастающее поступление солей с орошаемых полей должно обусловить рост минерализации Западного Балхаша и при наличии плотины. С учетом этого сохранение минерализации ниже определенного предела может быть достигнуто путем увеличения величины балансового перетока за счет сработки объема Западного Балхаша или переброски стока р. Каратал. Первый вариант практически не осуществим, поскольку чистый (без ветрового) балансовый переток с запада на восток реализуется только при наличии разности уровней в Западном и Восточном Балхаше. Увеличение же перетока до значения, которое имело бы место без плотины при неизменном соотношении притока в Западный и Восточный Балхаш, приводит к выравниванию уровня обеих частей озера и прекращению балансового перетока.

Регулирование плотиной внутригодового распределения балансового перетока в соответствии с внутригодовым распределением притока воды позволяет прекратить сезонные колебания и стабилизировать уровень Западного Балхаша внутри года, что имеет важное значение для рыбного и ондатрового хозяйства.

Многолетнее регулирование (уменьшение) балансового перетока позволяет замедлить спад уровня Западного Балхаша в условиях влияния хозяйственной деятельности и наступления теплосухой фазы внутривековых колебаний климата.

Многолетнее регулирование балансового перетока плотиной оказывает влияние одновременно на уровни и минерализацию воды обеих частей озера. Уменьшение балансового перетока (при неизменности водного и солевого баланса озера) приводит к росту уровня и минерализации в Западном Балхаше. Увеличение балансового перетока влечет за собой обратный эффект.

В зависимости от требований народного хозяйства величина

Уровень равновесия Западного Балхаша при наличии плотины и видимого испарения (переток

Приток в дельту р. Или, км³	Потери стока в дельте (кр. III), км³	Подземный приток, км³	Суммарный приток в озеро, км³	Переток через Узун-Арал, км³	Разность притока и оттока, км³
16,0	3,6	0,32	12,72	1,0	11,72
15,0	3,2	0,32	12,12	1,0	11,12
14,0	2,8	0,32	11,52	1,0	10,52
13,0	2,4	0,32	10,92	1,0	9,92
12,0	2,1	0,32	10,22	1,0	9,22
11,0	1,7	0,32	9,62	1,0	8,62
10,0	1,5	0,32	8,82	1,0	7,82
9,0	1,2	0,32	8,12	1,0	7,12
8,0	0,9	0,32	7,42	1,0	6,42

Уровень равновесия Западного Балхаша при наличии плотины в прол. Узун-Арал стока р. Каратал (1,5 км³)

Приток в дельту р. Или, км³	Потери стока в дельте (кр. III), км³	Подземный приток, км³	Суммарный приток в озеро, км³	Переток через Узун-Арал, км³	Разность притока и оттока, км³
16,0	3,6	0,32	12,72	1,0	13,22
15,0	3,2	0,32	12,12	1,0	12,62
14,0	2,8	0,32	11,52	1,0	12,02
13,0	2,4	0,32	10,92	1,0	11,42
12,0	2,1	0,32	10,22	1,0	10,72
11,0	1,7	0,32	9,62	1,0	10,12
10,0	1,5	0,32	8,82	1,0	9,32
9,0	1,2	0,32	8,12	1,0	8,62
8,0	0,9	0,32	7,42	1,0	7,92

перетока через плотину должна назначаться, исходя из оптимального соотношения влияния на уровень и минерализацию воды.

Строительство плотины приводит к улучшению гидрологических и гидрохимических условий в хозяйственно более ценном Западном Балхаше и к ухудшению их в хозяйственно менее ценном Восточном Балхаше.

Для создания разности уровней западного и восточного бьефов, необходимой для реализации балансового перетока и предотвращения попадания соленых вод Восточного Балхаша в Западный при ветровых нагонах в первые 2—3 года плотина должна

Таблица 1

в проливе Узун-Арал для различных вариантов притока через пролив 1,0 км³)

Площадь равновесия (км²) при слое видимого испарения (мм)			Уровень равновесия (м) при слое видимого испарения (мм)		
854	892	944	854	892	944
13723	13146	12422	344,15	343,77	343,26
13023	12473	11786	343,68	343,30	342,82
12319	11800	11150	343,19	342,88	342,37
11616	11127	10514	342,70	342,35	341,88
10797	10342	9772	342,12	341,71	341,14
10094	9668	9136	341,46	341,03	340,58
9157	8772	8288	340,60	340,28	339,82
8338	7986	7546	339,88	339,46	338,95
7518	7201	6805	338,92	338,62	338,24

Таблица 2

для различных вариантов притока и видимого испарения при условии переброски и перетока через пролив 1,0 км³

Площадь равновесия (км²) при слое видимого испарения (мм)			Уровень равновесия (м) при слое видимого испарения (мм)		
854	892	944	854	892	944
15481	14829	14013	345,29	345,00	344,40
14778	14156	13376	344,89	344,50	343,93
14075	13483	12740	344,45	344,00	343,48
13373	12810	12104	343,93	343,53	343,04
12553	12025	11362	343,35	342,98	342,51
11851	11353	10721	342,86	342,51	342,07
10914	10454	9878	342,20	341,82	341,24
10094	9669	9136	341,46	341,03	340,58
9274	8884	8394	340,70	340,37	339,95

работать в глухом режиме. Это приведет к некоторому возрастанию минерализации Западного Балхаша, которое может быть снято увеличением попуска из Капчагайского водохранилища в последующие 2—3 года при открытии водосбросов плотины.

Опасность попадания соленых вод из Восточного Балхаша при нагонах в период недостаточно большой разности уровней в западном и восточном бьефах может быть предотвращена закрытием щитов водосбросов во время нагонов при восточных ветрах. Осуществление переброски стока р. Каратал одновременно со строительством плотины значительно облегчает задачу создания

Уровень равновесия Западного Балхаша при наличии плотины испарения при условии переброски стока р. Каратал

Приток в дельту р. Или, км³	Потери стока в дельте (кр. III), км³	Подземный приток, км³	Суммарный приток в озеро, км³	Переток через Узун-Арал, км³	Разность притока и оттока, км³
16,0	3,6	0,32	12,72	2,0	12,22
15,0	3,2	0,32	12,12	2,0	11,62
14,0	2,8	0,32	11,52	2,0	11,02
13,0	2,4	0,32	10,92	2,0	10,42
12,0	2,1	0,32	10,22	2,0	9,72
11,0	1,7	0,32	9,62	2,0	9,12
10,0	1,5	0,32	8,82	2,0	8,32
9,0	1,2	0,32	8,12	2,0	7,62
8,0	0,9	0,32	7,42	2,0	6,92

необходимой разности уровней рассматриваемых бьефов (1—2 м).

Переброска стока р. Каратал позволяет значительно усилить эффект влияния плотины. Получаемая за счет переброски добавка притока в Западный Балхаш может быть использована в трех вариантах: 1 — для подъема уровня Западного Балхаша, 2 —для снижения минерализации его воды, 3 — в комбинированном варианте.

В первом варианте переток и минерализация сохраняются неизменными, во втором переток увеличивается на величину приращения притока в Западный Балхаш при неизменном уровне, в третьем переток увеличивается на часть приращения притока.

Для стабильных условий водного баланса (включая безвозвратные отъемы воды на хозяйственные нужды) уровень равновесия Западного Балхаша при наличии плотины может быть определен для заданных значений притока по табл. 1—3.

Для оценки влияния плотины и переброски стока р. Каратал на уровень и минерализацию Западного и Восточного Балхаша в изменяющихся условиях выполнены расчеты по упрощенной модели и расчеты на основе прогноза с учетом влияния климатического и хозяйственного факторов. При расчете уровня и минерализации озера по упрощенной модели ставилась задача выявить влияние плотины и переброски стока в условиях наполнения Капчагайского водохранилища без учета колебаний климата и развития орошения. Значения элементов водного и солевого баланса озера, а также солезапасов озера приняты постоянными для всего периода расчета (1970—1985 гг.). При этом приток воды в дельту р. Или принят равным 11,0 км³, остальные значения элементов водного баланса соответствуют норме. В данной модели «работают» лишь два фактора — уменьшение объема под влиянием наполнения Капчагайского водохранилища и изменение водо- и солеобмена через прол. Узун-Арал в условиях наполнения, а затем

Таблица 3

в прол. Узун-Арал для различных вариантов притока и видимого (1,5 км³) и перетока через пролив 2,0 км³

Площадь равновесия (км²) при слое видимого испарения (мм)			Уровень равновесия (м) при слое видимого испарения (мм)		
854	892	944	854	892	944
14310	13707	12952	344,65	344,20	343,63
13617	13034	12316	344,10	343,69	343,19
12914	12361	11680	343,61	343,22	342,74
12213	11688	11044	343,04	342,75	342,29
11383	10903	10302	342,53	342,19	341,67
10680	10230	9666	342,04	341,60	341,03
9742	9332	8818	341,10	340,74	340,31
8923	8547	8076	340,40	340,09	339,57
8103	7762	7334	339,60	339,19	338,75

(с 1979 г.) наличие плотины и переброски стока р. Каратал. Эти факторы являются определяющими для минерализации воды.

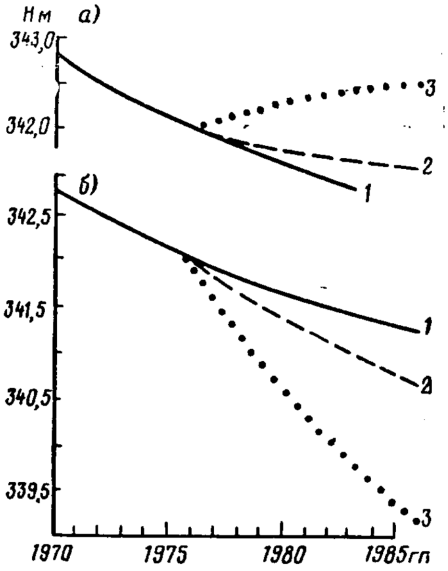

Рис. 2. Влияние на уровень Западного (*а*) и Восточного (*б*) Балхаша плотины в прол. Узун-Арал и переброски стока р. Каратал (расчет по упрощенной модели):

1 — уровень воды без плотины и переброски стока, *2* — с плотиной при перетоке 1 км³ без переброски стока либо с переброской 1,5 км³ при перетоке 2,5 км³, *3* — с плотиной и переброской 1,5 км³ при перетоке 1 км³

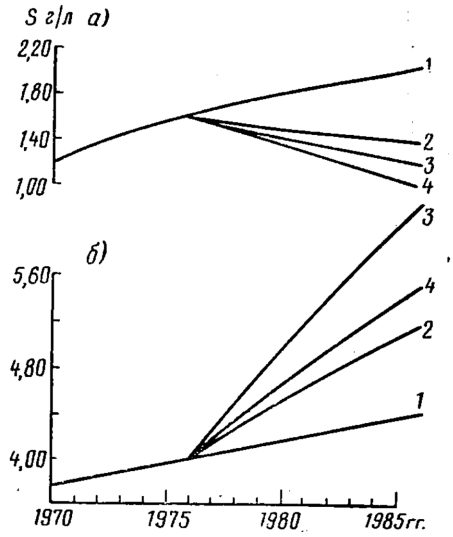

Рис. 3. Влияние на минерализацию воды Западного (*а*) и Восточного (*б*) Балхаша плотины в прол. Узун-Арал и переброски стока р. Каратал (расчет по упрощенной модели):

1 — минерализация воды без плотины и переброски стока, *2* — с плотиной при перетоке 1 км³, *3* — с плотиной и переброской 1,5 км³ при перетоке 1 км³, *4* — с плотиной и переброской 1,5 км³ при перетоке 2,5 км³

Таблица 4

Эффект влияния приостановления наполнения Капчагайского водохранилища на минерализацию воды Западного Балхаша (на 1 января)

Год	Без приостановления					С приостановлением				
	H м	$S_{З.Б}$ г/л	S_{II} г/л	S_{IV} г/л	$W_б$ км³	H м	$S_{З.Б}$ г/л	S_{II} г/л	S_{IV} г/л	$W_б$ км³
1973	342,51	1,50	1,44	1,86	1,54	342,51	1,50	1,44	1,86	1,54
1974	342,38	1,52	1,46	1 89	1,56	342,53	1,49	1,43	1,85	1,89
1975	342,30	1,53	1,46	1,91	1,56	342,50	1,48	1,42	1,85	2,12
1976	342,22	1,54	1,48	1,93	1,58	342 47	1,48	1,42	1,85	2,13
1977	342,14	1,55	1,48	1,95	1,59	342,44	1,47	1,41	1,86	2,08
1978	342,06	1,56	1,49	1,97	1,61	342,39	1,48	1,41	1,86	2,04
1979	341,99	1,57	1,49	1,98	1,62	342,34	1,48	1,41	1,87	2,01
1980	341,92	1,57	1,50	2,01	1,64	342,24	1,50	1,33	1,88	1,62
1981	341,84	1,58	1,51	2,03	1,64	342,14	1,52	1,45	1,91	1,63
1982	341,77	1,59	1,52	2.05	1,64	342,05	1,54	1,47	1,95	1,65
1983	341,70	1,60	1,52	2,07	1,64	341,96	1,56	1,48	1,98	1,65
1984	341,64	1,61	1,53	2,09	1,66	341,87	1,58	1,50	2,01	1,67
1985	341,57	1,62	1,53	2,12	1,65	341,78	1,59	1,51	2,05	1,67
2001	338,76	2,39	2,18	3,49	0,43	338,97	2,36	2,15	3,37	0,41

Примечание. H — уровень Балхаша над нулем графика поста г. Балхаш; S — средняя минерализация воды (З.Б — Западный Балхаш, II, IV — номера гидрохимических районов); $W_б$ — годовой объем балансового перетока через прол. Узун-Арал.

Исключение других факторов в данной модели, не являющейся реальным прогнозом, позволяет более наглядно выявить роль наполнения Капчагайского водохранилища и плотины, рассмотрен-

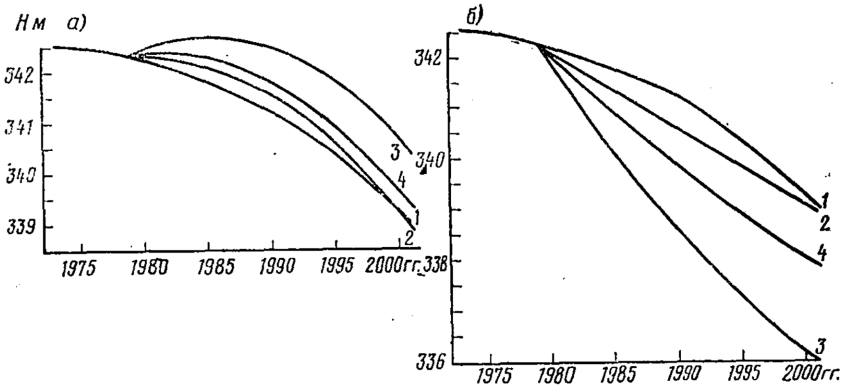

Рис. 4. Влияние на уровень Западного (*а*) и Восточного (*б*) Балхаша (прогноз с учетом климатического и хозяйственного факторов, вариант III с приостановкой наполнения Капчагайского водохранилища в 1974—1979 гг.) плотины в прол. Узун-Арал и переброски стока р. Каратал:

1 — без плотины и переброски стока, *2* — с плотиной при перетоке 1 км³, *3* — с плотиной при переброске 1,5 км³ и перетоке 1 км³, *4* — с плотиной при переброске 1,5 км³ и перетоке 2,0 км³

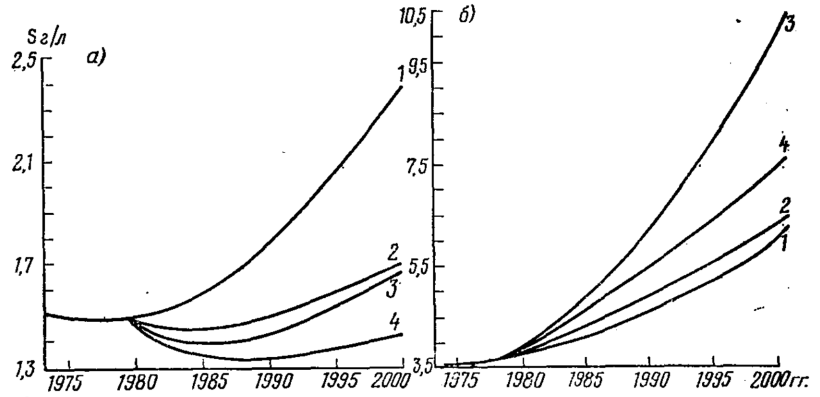

Рис. 5. Влияние на минерализацию воды Западного (*а*) и Восточного (*б*) Балхаша плотины в прол. Узун-Арал и переброски стока р. Каратал:

Усл. обозначения см. рис. 4

ную выше в общих чертах. Результаты расчетов приведены на рис. 2, 3.

При расчетах водного баланса, уровня воды, солевого баланса и минерализации по прогнозу, учитывающему влияние климатического и хозяйственного фактора, использовался вариант *III*

Таблица 5

Прогноз средней минерализации Западного Балхаша (г/л) с учетом климатического (вариант III) и хозяйственного факторов в условиях наличия плотины в прол. Узун-Арал при различных вариантах переброски стока р. Каратал и перетока через пролив

Год	Индекс варианта											
	III-1	IIIа-1	III-2	IIIа-2	III-3	IIIа-3	III-4	IIIа-4	III-5	IIIа-5	III-6	IIIа-6
1979	1,56	1,48	1,56	1,48	1,56	1,48	1,56	1,48	1,56	1,48	1,56	1,48
1980	1,54	1,47	1,53	1,46	1,53	1,46	1,52	1,45	1,52	1,45	1,52	1,45
1981	1,52	1,46	1,50	1,44	1,49	1,43	1,49	1,43	1,48	1,42	1,47	1,41
1982	1,51	1,45	1,48	1,42	1,46	1,41	1,46	1,41	1,44	1,40	1,43	1,38
1983	1,50	1,45	1,46	1,42	1,44	1,40	1,44	1,40	1,42	1,38	1,40	1,36
1984	1,48	1,44	1,44	1,41	1,42	1,38	1,43	1,39	1,40	1,36	1,37	1,34
1985	1,48	1,44	1,43	1,40	1,40	1,37	1,42	1,39	1,38	1,36	1,35	1,33
1986	1,47	1,44	1,43	1,40	1,39	1,37	1 41	1,38	1,37	1,35	1,33	1,32
1987	1,47	1,44	1,43	1,40	1,39	1,37	1,42	1,39	1,37	1,35	1,33	1,31
1988	1,48	1,45	1,44	1,41	1,39	1,37	1,42	1,40	1,38	1,35	1,33	1,31
1989	1,49	1,46	1,45	1,42	1,40	1,38	1,44	1,41	1,38	1,35	1,33	1,31
1990	1,51	1,47	1,47	1,43	1,41	1,38	1,45	1,42	1,39	1,36	1,33	1,31
1991	1,52	1,49	1,48	1,45	1,41	1,39	1 46	1,43	1,40	1,37	1,34	1,32
1992	1,54	1,50	1,50	1,46	1,43	1,40	1,48	1,45	1,41	1,38	1,34	1,33
1993	1,56	1,52	1,52	1,48	1,44	1,42	1,50	1,47	1,42	1,40	1,35	1,34
1994	1,59	1,54	1,54	1,50	1,46	1,43	1,52	1,49	1,44	1,41	1,36	1,34
1995	1,59	1,55	1,56	1,52	1 47	1,44	1,54	1,51	1,46	1,43	1,37	1,35
1996	1,61	1,57	1,59	1,55	1,49	1,46	1,56	1 53	1,47	1,44	1,38	1,36
1997	1,63	1,59	1,61	1,57	1,50	1,48	1,59	1,55	1,49	1,46	1,39	1,36
1998	1,65	1,61	1,64	1,60	1,52	1,48	1,61	1,57	1,51	1,47	1,40	1,37
1999	1,67	1,63	1,66	1,62	1,54	1,50	1,64	1,60	1,52	1,49	1,41	1,38
2000	1,69	1,65	1,69	1,65	1,55	1,51	1,67	1,62	1,54	1,51	1,42	1,39
2001	1,71	1,68	1,71	1,67	1,57	1,52	1,70	1,65	1,56	1,52	1,44	1,40

прогноза, методика составления которого изложена в [1, 5]. Значения слоя видимого испарения и притока в соответствующие части озера принимались по указанному прогнозу. Уровень Западного и Восточного Балхаша рассчитывался раздельно для этих частей озера по уравнению водного баланса с шагом в один год с учетом различных вариантов переброски стока р. Каратал и перетока через плотину.

При расчете минерализации в вариантах с переброской стока р. Каратал учитывалось уменьшение поступления солей (в том числе с орошаемых полей) в Восточный Балхаш и соответствующее увеличение для Западного Балхаша. В параметр A оператора, характеризующего расход солей, внесены коррективы для балансировки исходного (для определения оператора) солевого баланса Западного и Восточного Балхаша, учитывающие указанное изменение распределения приходной части солевого баланса озера, а также уменьшение балансового и отсечение ветрового перетока через прол. Узун-Арал по сравнению с естественными условиями. Все расчеты выполнены на ЭВМ «Проминь-2» (уровень воды) и «Мир-1» (минерализация) по программам, составленным в отделе озер и водохранилищ КазНИГМИ.

Поскольку в 1972 г. уже достигнуто превышение допустимых пределов минерализации воды Западного Балхаша и дальнейший ее рост недопустим, был рассмотрен вариант приостановки наполнения Капчагайского водохранилища на период проектирования и строительства плотины (1974—1978 гг.). Ввод в эксплуатацию плотины и сооружений, обеспечивающих переброску стока в р. Каратал, условно намечен на 1 января 1979 г. Расчеты показали (табл. 4), что приостановление наполнения водохранилища даже в условиях ожидаемой неблагоприятной фазы колебаний климата и развития орошения полностью останавливает ухудшение условий водоснабжения городов Балхаш и Приозерск на период, достаточный для проектирования и строительства рассматриваемых сооружений. При задержке строительства плотины минерализация Западного Балхаша в связи с ростом орошения и наступлением тепло-сухой фазы колебаний климата будет вновь повышаться и в условиях приостановления наполнения.

Результаты расчета уровня и средней минерализации для различных вариантов перетока через плотину без переброски и с переброской стока р. Каратал приведены в табл. 5, 6 и на рис. 4, 5. Характеристика вариантов дается в табл. 6. Плотина в прол. Узун-Арал во всех вариантах в первые годы снижает среднюю минерализацию Западного Балхаша. В последующие годы развитие орошения и тепло-сухой фазы колебаний климата приводит к возобновлению роста минерализации. К 2001 г. значение минерализации в большинстве вариантов несколько превышает значение минерализации в последний год перед вводом плотины (1 января 1979 г.), за исключением вариантов III-6 и IIIа-6.

Плотина без переброски Каратала при перетоке 1 км^3 (III-1) обеспечивает к концу расчетного периода среднюю минерализа-

Таблица 5

Прогноз средней минерализации Западного Балхаша (г/л) с учетом климатического (вариант III) и хозяйственного факторов в условиях наличия плотины в прол. Узун-Арал при различных вариантах переброски стока р. Каратал и перетока через пролив

Год	Индекс варианта											
	III-1	IIIа-1	III-2	IIIа-2	III-3	IIIа-3	III-4	IIIа-4	III-5	IIIа-5	III-6	IIIа-6
1979	1,56	1,48	1,56	1,48	1,56	1,48	1,56	1,48	1,56	1,48	1,56	1,48
1980	1,54	1,47	1,53	1,46	1,53	1,46	1,52	1,45	1,52	1,45	1,52	1,45
1981	1,52	1,46	1,50	1,44	1,49	1,43	1,49	1,43	1,48	1,42	1,47	1,41
1982	1,51	1,45	1,48	1,42	1,46	1,41	1,46	1,41	1,44	1,40	1,43	1,38
1983	1,50	1,45	1,46	1,42	1,44	1,40	1,44	1,40	1,42	1,38	1,40	1,36
1984	1,48	1,44	1,44	1,41	1,42	1,38	1,43	1,39	1,40	1,36	1,37	1,34
1985	1,48	1,44	1,43	1,40	1,40	1,37	1,42	1,39	1,38	1,36	1,35	1,33
1986	1,47	1,44	1,43	1,40	1,39	1,37	1 41	1,38	1,37	1,35	1,33	1,32
1987	1,47	1,44	1,43	1,40	1,39	1,37	1,42	1,39	1,37	1,35	1,33	1,31
1988	1,48	1,45	1,44	1,41	1,39	1,37	1,42	1,40	1,38	1,35	1,33	1,31
1989	1,49	1,46	1,45	1,42	1,40	1,38	1,44	1,41	1,38	1,35	1,33	1,31
1990	1,51	1,47	1,47	1,43	1,41	1,38	1,45	1,42	1,39	1,36	1,33	1,31
1991	1,52	1,49	1,48	1,45	1,41	1,39	1 46	1,43	1,40	1,37	1,34	1,32
1992	1,54	1,50	1,50	1,46	1,43	1,40	1,48	1,45	1,41	1,38	1,34	1,33
1993	1,56	1,52	1,52	1,48	1,44	1,42	1,50	1,47	1,42	1,40	1,35	1,34
1994	1,59	1,54	1,54	1,50	1,46	1,43	1,52	1,49	1,44	1,41	1,36	1,34
1995	1,59	1,55	1,56	1,52	1,47	1,44	1,54	1,51	1,46	1,43	1,37	1,35
1996	1,61	1,57	1,59	1,55	1,49	1,46	1,56	1 53	1,47	1,44	1,38	1,36
1997	1,63	1,59	1,61	1,57	1,50	1,48	1,59	1,55	1,49	1,46	1,39	1,36
1998	1,65	1,61	1,64	1,60	1,52	1,48	1,61	1,57	1,51	1,47	1,40	1,37
1999	1,67	1,63	1,66	1,62	1,54	1,50	1,64	1,60	1,52	1,49	1,41	1,38
2000	1,69	1,65	1,69	1,65	1,55	1,51	1,67	1,62	1,54	1,51	1,42	1,39
2001	1,71	1,68	1,71	1,67	1,57	1,52	1,70	1,65	1,56	1,52	1,44	1,40

прогноза, методика составления которого изложена в [1, 5]. Значения слоя видимого испарения и притока в соответствующие части озера принимались по указанному прогнозу. Уровень Западного и Восточного Балхаша рассчитывался раздельно для этих частей озера по уравнению водного баланса с шагом в один год с учетом различных вариантов переброски стока р. Каратал и перетока через плотину.

При расчете минерализации в вариантах с переброской стока р. Каратал учитывалось уменьшение поступления солей (в том числе с орошаемых полей) в Восточный Балхаш и соответствующее увеличение для Западного Балхаша. В параметр A оператора, характеризующего расход солей, внесены коррективы для балансировки исходного (для определения оператора) солевого баланса Западного и Восточного Балхаша, учитывающие указанное изменение распределения приходной части солевого баланса озера, а также уменьшение балансового и отсечение ветрового перетока через прол. Узун-Арал по сравнению с естественными условиями. Все расчеты выполнены на ЭВМ «Проминь-2» (уровень воды) и «Мир-1» (минерализация) по программам, составленным в отделе озер и водохранилищ КазНИГМИ.

Поскольку в 1972 г. уже достигнуто превышение допустимых пределов минерализации воды Западного Балхаша и дальнейший ее рост недопустим, был рассмотрен вариант приостановки наполнения Капчагайского водохранилища на период проектирования и строительства плотины (1974—1978 гг.). Ввод в эксплуатацию плотины и сооружений, обеспечивающих переброску стока в р. Каратал, условно намечен на 1 января 1979 г. Расчеты показали (табл. 4), что приостановление наполнения водохранилища даже в условиях ожидаемой неблагоприятной фазы колебаний климата и развития орошения полностью останавливает ухудшение условий водоснабжения городов Балхаш и Приозерск на период, достаточный для проектирования и строительства рассматриваемых сооружений. При задержке строительства плотины минерализация Западного Балхаша в связи с ростом орошения и наступлением тепло-сухой фазы колебаний климата будет вновь повышаться и в условиях приостановления наполнения.

Результаты расчета уровня и средней минерализации для различных вариантов перетока через плотину без переброски и с переброской стока р. Каратал приведены в табл. 5, 6 и на рис. 4, 5. Характеристика вариантов дается в табл. 6. Плотина в прол. Узун-Арал во всех вариантах в первые годы снижает среднюю минерализацию Западного Балхаша. В последующие годы развитие орошения и тепло-сухой фазы колебаний климата приводит к возобновлению роста минерализации. К 2001 г. значение минерализации в большинстве вариантов несколько превышает значение минерализации в последний год перед вводом плотины (1 января 1979 г.), за исключением вариантов III-6 и IIIа-6.

Плотина без переброски Каратала при перетоке 1 км^3 (III-1) обеспечивает к концу расчетного периода среднюю минерализа-

Таблица 6

Сравнительная таблица влияния различных вариантов переброски стока р. Каратал и перетоха через плотину в прол. Узун-Арал на уровень и минерализацию воды Западного Балхаша

Индекс варианта	Переброска км³	Переток км³	Приостановление наполнения	1985 г.			2001 г.		
				H м	$S_{З.Б}$ г/л	S_{IV} г/л	*H* м	$S_{З.Б}$ г/л	S_{IV} г/л
III-1	—	1,0*	—	341,84	1,48	1,62	338,76	1,71	1,88
IIIа-1	—	1,0*	+	342,05	1,44	1,58	338,97	1,68	1,85
III-2	1,0	1,0	—	342,26	1,43	1,57	339,71	1,71	1,88
IIIа-2	1,0	1,0	+	342,46	1,40	1,54	339,93	1,67	1,84
III-3	1,0	1,5	—	342,05	1,40	1,54	339,18	1,57	1,73
IIIа-3	1,0	1,5	+	342,24	1,37	1,51	339,31	1,52	1,67
III-4	1,5	1,0	—	342,46	1,42	1,56	340,21	1,70	1,87
IIIа-4	1,5	1,0	+	342,65	1,39	1,53	340,42	1,65	1,82
III-5	1,5	1,5	—	342,26	1,38	1,52	339,71	1,56	1,72
IIIа-5	1,5	1,5	+	342,46	1,36	1,49	339,93	1,53	1,68
III-6	1,5	2,0	—	342,05	1,35	1,48	339,18	1,44	1 58
IIIа-6	1,5	2,0	+	342,24	1,33	1,46	339 31	1,40	1,54
Без плотины и переброски стока р. Каратал									
III	—	—	—	341,57	1,62	2,12	338,76	2,39	3,42

* Последние 3 года переток 1,0 км³ не обеспечивается.

цию Западного Балхаша 1,71 г/л против 2,37 г/л в варианте без плотины (III) (среднее многолетнее значение в естественных условиях 1,22 г/л). Уровень Западного Балхаша практически оказывается таким же, как и без плотины.

Более того, расчеты водного баланса показали, что переток в 1 км³ обеспечивается в этом варианте лишь до 1997 г. В последующие годы происходит выравнивание уровней западного и восточного бьефов и минерализация Западного Балхаша начинает резко возрастать, что не отражено в табл. 5 и 6 (расчет минерализации выполнялся для заданного значения перетока в течение всего расчетного периода). При принятом развитии орошения и прогнозе климатического стока балансовый переток в 1 км³ за пределами 1997 г. может быть обеспечен лишь за счет переброски стока р. Каратал.

Наиболее высокое значение уровня Западного Балхаша (340,42 м) обеспечивается в варианте переброски 1,5 км³ из стока р. Каратал при перетоке в 1 км³ (IIIа-4), наиболее низкое значение минерализации (1,40 г/л) при той же переброске стока с перетоком 2,0 км³ (IIIа-6). Оптимальное соотношение регулирования уровня и минерализации обеспечивается при условии

$$(\overline{W}_{пер} + W_{прб}) > W_{пер} \geqslant W_{прб}, \qquad (1)$$

где $W_{пер}$ — значение реализуемого перетока, $\overline{W}_{пер}$ — значе-

ние перетока без переброски стока, $W_{прб}$ — величина перебрасываемого стока.

При переброске 1 км³ оптимальное решение обеспечивается вариантом IIIа-3, при 1,5 км³ вариантами IIIа-5 и IIIа-6.

Важной задачей является оценка распределения минерализации по длине Западного Балхаша в условиях наличия плотины. Уравнение, использованное нами для этой цели при отсутствии плотины [5, 6], в данном случае неприменимо.

В условиях отсечения плотиной ветрового перетока при сохранении балансового перетока прекратится поступление солей из гидрохимического района V в район IV. Это приведет к некоторому выравниванию минерализации по длине Западного Балхаша на фоне общего снижения средней минерализации. Однако полного выравнивания произойти не может, поскольку и в условиях плотины степень проточности Западного Балхаша будет резко уменьшаться с запада на восток.

Принятые значения коэффициентов для перехода от рассчитываемой по прогнозу средней минерализации Западного Балхаша к средней минерализации гидрохимических районов приведены в табл. 7.

Таблица 7

Коэффициенты распределения минерализации воды Западном Балхаше

Годы	Гидрохимический район			
	I	II	III	IV
	Естественные условия (по Тарасову)			
1929-69	0,69	0,93	1,08	1,33
1929-38	0,62	0,87	1,06	1,34
	Условия наполнения Капчагайского водохранилища			
1970	0,85	0,96	1,02	1,21
1971	0,85	0,91	1,01	1,22
1972	0,85	0,94	1,03	1,24
1970-72	0,85	0,94	1,02	1,22
	Наличие плотины в прол. Узун-Арал			
	а) глухой (по Тарасову)			
	0,62	1,03	1,06	1,06
	б) с водосливом (принятые значения)			
	0,90	0,95	1,05	1,10

В дальнейшем распределение минерализации по длине озера в условиях плотины может быть уточнено на основе порайонного расчета уравнений солевого баланса с учетом ветрового перетока

между районами внутри частей озера либо путем математического или физического моделирования.

Таблица 8

Распределение минерализации воды по длине Западного Балхаша в условиях наличия плотины в прол. Узун-Арал при различных вариантах переброски стока и перетока через пролив

Год	*H* м	Минерализация, г/л					
		I	II	III	IV	Западный Балхаш	Восточный Балхаш
				IIIа-1			
1985	342,05	1,30	1,37	1,51	1,58	1,44	4,39
1990	341,56	1,32	1,40	1 54	1,62	1,47	5,00
1995	340,60	1,40	1,47	1,63	1,71	1,55	5,56
2001	338,87	1,51	1,60	1,76	1,85	1,68	6,44
				IIIа-3			
1985	342,24	1,24	1,30	1,44	1,51	1,37	4,64
1990	341,83	1,24	1,31	1,45	1,52	1,38	5,36
1995	340,95	1,30	1,38	1,52	1,59	1,45	6,27
2001	339,31	1,37	1,44	1,60	1,67	1,52	7,52
				IIIа-6			
1985	342,24	1,19	1,26	1,39	1,46	1,33	4,68
1990	341,83	1,18	1,25	1,38	1,44	1,31	5,42
1995	340,95	1,22	1,29	1,42	1,49	1,35	6 35
2001	339,31	1 26	1,33	1,47	1,54	1,40	7,62
		Фактическое распределение минерализации на 1 I 1973					
1973	342,51	1,26	1,33	1,55	1,86	1,53	3,48
		Последний год перед вводом плотины (III)					
1979	342,34	1,18	1,50	1,67	1,99	1,56	3,82
		Минерализация воды без плотины (III)					
2001	338,76	1,44	2,25	2,74	3,58	2,47	6,29

Как видно из табл. 8, вариант IIIа-6 позволяет сохранить в районе I, II уровень минерализации, имевшей место в 1973 г., и понизить его в районах III—IV, что обеспечивает возможность использования Западного Балхаша для всех имеющихся видов водоснабжения (I—II — питьевое, III—IV — техническое).

ВЫВОДЫ

1. Строительство плотины в прол. Узун-Арал в сочетании с переброской стока р. Каратал из Западного Балхаша в Восточный позволяет:

а) сохранить пресноводность Западного Балхаша на перспективу до 2000 г. (при снижении уровня до отметки 339,3—340,4 м) в условиях развития орошения, предусмотренного «Схемой комплексного использования и охраны водных ресурсов Или-Балхашского бассейна», и наступления неблагоприятной фазы внутривековых колебаний климата (переток 2,0 км^3).

б) обеспечить регулирование внутригодовых колебаний уровня Западного Балхаша в интересах рыбного и ондатрового хозяйства;

в) сохранить уровень Западного Балхаша на отметке 341 м при условии прекращения после 1990 г. перетока через прол. Узун-Арал и последующего засоления Западного Балхаша, что возможно при условии обеспечения водоснабжения Прибалхашья за счет других водоисточников;

г) сохранить уровень Западного Балхаша на отметке 341—342 м и пресноводность при обеспечении среднего притока в дельту р. Или в течение всего расчетного периода в размере 11,0 км^3/год, что возможно при ограничении развития орошения в бассейне р. Или до уровня, соответствующего приращению безвозвратных отъемов стока по сравнению с 1969 г. не более 2,5 км^3;

д) сохранить уровень Западного Балхаша на отметках 341—342 м и пресноводность при запланированном развитии орошения при условии подачи воды из канала Иртыш—Караганда—Джезказган (за счет переброски стока сибирских рек) в объеме, позволяющем обеспечить приток в Западный Балхаш (без учета потерь в дельте р. Или) 11,0 км^3/год (в перспективе к 2000 г. потребуется подача воды из канала около 2,5 км^3/год).

2. Приведенные в статье номограммы, прогноз водного баланса, уровня и минерализации воды Балхаша, а также схема расчета минерализации воды при наличии плотины в прол. Узун-Арал могут быть использованы для оценки любых вариантов переброски стока и перетока через плотину.

3. Распределение минерализации воды по длине оз. Балхаш при наличии плотины в будущем нуждается в уточнении на основе порайонного расчета солевых балансов с учетом ветрового перетока между районами либо путем математического или физического моделирования.

ЛИТЕРАТУРА

1. Голубцов В. В. Модель расчета многолетних колебаний запаса солей и минерализации озера Балхаш. — «Метеорология и гидрология», 1974, № 1, с. 69—76.
2. Голубцов В. В., Жиркевич А. Н. Водный баланс озера Балхаш и динамика его элементов в естественных условиях и при проведении в бассейне водо-хозяйственных мероприятий. — Тр. КазНИГМИ, 1973, вып. 50.
3. Жиркевич А. Н. Водный баланс озера Балхаш и перспективы его изменений в связи с использованием водных ресурсов Или-Балхашского бассейна. — Тр. КазНИГМИ, 1972, вып. 44, с. 140—168.

4. Курдин Р. Д., Чистяев В. Б. О фактическом влиянии наполнения Капчагайского водохранилища на уровенный режим оз. Балхаш. — Тр. ГГИ, 1974, вып. 220.
5. Курдин Р. Д., Рубинович С. А. Прогноз колебаний водного баланса, уровня и минерализации воды оз. Балхаш на ближайшие десятилетия (см. настоящий сборник).
6. Курдин Р. Д., Рубинович С. А. Внутриводоемный водо- и солеобмен и его роль в распределении минерализации по длине оз. Балхаш (см. настоящий сборник).
7. Отчет по теме «Предварительный прогноз гидрохимического режима оз. Балхаш в составе I этапа Схемы комплексного использования р. Или и оз. Балхаш. ГХИ, Новочеркасск, 1972, 50 с.
8. Схема комплексного использования и охраны водных и земельных ресурсов Или-Балхашского бассейна. Казгидропроект. Алма-Ата, 1973.
9. Тарасов М. Н. Гидрохимия озера Балхаш. М., изд-во АН СССР, 1961, 215 с.
10. Черемных А. Бетонный заслон Азова. — «Техника — молодежи», 1972, № 12, с. 31—34.
11. Шнитников А. В. Реконструкция водного баланса озера Балхаш. — Вестник Академии наук КазССР, 1973, № 3, с. 53—58.

А. П. БРАСЛАВСКИЙ, С. П. ЧИСТЯЕВА

МЕТОДИКА РАСЧЕТА РАСПРЕДЕЛЕНИЯ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ВОДЫ ПО АКВАТОРИИ ВОДОЕМА

Минерализация воды водоема является важным элементом его гидрологического режима, и ее необходимо учитывать при оценке возможности использования водных ресурсов. Часто величину минерализации воды можно оценить только путем расчета, если, например, создается новый водоем — искусственное водохранилище — или изменяется уже изученный режим минерализации воды водоема под воздействием человека на какие-либо гидрологические процессы на водосборе озера или его акватории. В ряде случаев бывает необходимо знать не только среднюю для всей водной массы величину минерализации воды, но и ее распределение по акватории водоема.

В настоящее время существует несколько вариантов методики расчета средней минерализации воды всего водоема, разработанных исходя из предположения о полном перемешивании воды в водоеме. Распределение же величин минерализации по акватории обычно находится весьма упрощенно с помощью постоянных для данного пункта водоема коэффициентов, на которые умножается среднее значение минерализации [9]. Эти коэффициенты не остаются постоянными во времени, поэтому иногда значения коэффициентов даются в нескольких вариантах, соответствующих различным фазам гидрологического режима водоема [9], или устанавливаются эмпирические связи коэффициентов с градиентом минерализации по длине водоема [1, 6]. Такие приемы оценки переходных коэффициентов улучшают, естественно, совпадение расчета с натурой, но требуют данных наблюдений за распределением минерализации воды по акватории водоема за достаточно продолжительный период. Поэтому их нельзя применять, например, для расчета минерализации воды вновь создаваемых водохранилищ, для которых неизвестны даже осредненные величины этих коэффициентов. Невозможно также надежно оценить изменение коэффициентов при нарушении естественного режима водоема под воздействием человеческой деятельности, так как эти коэффициенты не отражают физической сущности процесса формирования минерализации воды во времени и по акватории водоема, а представляют собой только осредненную статистическую характеристику.

Предпринимались попытки описать распределение минерализации воды по длине проточного водоема и без применения формальных переходных коэффициентов. Так, например, в [5] водоем делится на ряд участков и для каждого из них записывается уравнение солевого и водного балансов. Решая эти уравнения последовательно от участка к участку по направлению стокового (воднобалансового) течения воды, получают распределение минерализации по длине водоема. Однако, как известно [3], перераспределение солей в водной массе водоема происходит не только под влиянием такого вида течений. Перемешивание водной массы ветровыми, сейшевыми и плотностными течениями приводит к выравниванию минерализации воды, ее температуры и других характеристик по акватории водоема. Неучет этого влияния в водоемах с замедленным водообменом приводит к резкому несоответствию расчета с натурой. На необходимость учета миграции растворенных в воде солей под влиянием ветровых течений указали впервые Р. Д. Курдин и С. А. Рубинович, рассматривавшие солеобмен между западной и восточной частями оз. Балхаш [6]. В методике расчета минерализации воды, предложенной М. И. Кривенцовым [5], это явление не учитывается.

Дальнейшее развитие этой методики сделано в последнее время В. В. Голубцевым применительно к расчету минерализации воды оз. Балхаш [1]. Этот водоем разделен узким прол. Узун-Арал на две части: западную и восточную. Каждая из них рассматривается как отдельный водоем, и по уравнению солевого баланса рассчитывается средняя минерализация воды каждой части озера отдельно. В отличие от методики Кривенцова в уравнении солевого баланса учитывается как перенос солей через прол. Узун-Арал с воднобалансовым течением, так и миграция солей через этот пролив под влиянием ветровых течений. Величины слагаемых солевого баланса устанавливаются по эмпирическим связям, полученным по данным многолетних наблюдений за минерализацией воды оз. Балхаш. Распределение величин минерализации воды по длине каждой отдельной части оз. Балхаш по-прежнему получают с помощью переходных коэффициентов, величины которых связываются с градиентом минерализации по длине озера.

В методическом отношении работа [1] представляет большой интерес. В ней правильно указывается на необходимость учета двух видов миграции солей в водоеме: под действием воднобалансового и ветрового течений. Однако использование эмпирических зависимостей для переходных коэффициентов и для оценки величин воднобалансового и ветрового переноса солей через прол. Узун-Арал уменьшает практическую ценность этой работы. Можно ожидать, что эти эмпирические связи не сохраняются в условиях измененного под влиянием человеческой деятельности гидрологического режима оз. Балхаш, а в этом случае расчет будущего режима минерализации воды озера становится неправомерным.

В свете приведенного краткого обзора приемов расчета минерализации воды водоемов становится ясной необходимость дальнейшей работы в этой области. Предлагаемый вариант методики расчета распределения величины минерализации воды по акватории водоема и изменения ее во времени представляет поэтому известный интерес.

В этой методике, как и в [1], учитывается два основных процесса, под влиянием которых формируется режим минерализации воды в водоеме: перенос водных масс вместе с растворенными солями под влиянием течений, вызванных неравномерным распределением элементов водного баланса по акватории водоема и перемешивание этих водных масс под действием ветровых, сейшевых и плотностных течений. Однако в отличие от выполненных ранее исследований решение дается для водоема, разделенного на любое число участков. Размеры участков и величина расчетного интервала времени выбираются такими, чтобы можно было применить обычный прием решения дифференциальных уравнений методом конечных разностей, полагая линейным изменение всех элементов и их функций во времени и пространстве. Кроме того, влияние ветрового, сейшевого и плотностного перемешивания на перераспределение содержащихся в воде солей по акватории водоема учитывается путем прямого расчета смешения водных масс. Все это позволяет отказаться от установления эмпирических связей для определения величин переноса солей через границы соседних участков водоема с воднобалансовыми и ветровыми, сейшевыми и плотностными течениями. Характеристики же водоема, используемые для расчета перемешивания водных масс («объем возможного смешения» и «коэффициенты разлива»), имеют ясный физический смысл, что облегчает их нахождение по данным натурных измерений величин минерализации воды водоема и позволяет более обоснованно оценить их изменение в иных гидрологических условиях, например, при изменении режима водоема под воздействием человеческой деятельности. Это же обстоятельство дает возможность обобщить величины объемов возможного перемешивания и коэффициентов разлива для различных водных объектов. Предложенная новая схема расчета перемешивания водной массы водоема под действием ветровых, сейшевых и плотностных течений может применяться и для оценки влияния процессов перемешивания воды на распределение температуры ее, загрязнения и других характеристик водной массы, так как объем возможного смешения представляет собой реальный объем воды, для которого можно вычислить содержание в нем солей, теплозапасы и т. п.

Рассмотрим процесс формирования режима минерализации воды водоема на примере вытянутого с запада на восток узкого бессточного озера. Предположим, что вода поступает только в западную часть водоема, а испарение происходит со всей его поверхности. Приток воды будет повышать уровень водоема в западной его части, вследствие чего возникнет гравитационное тече-

ние, которое будет переносить водную массу с запада на восток. Одновременно будет происходить испарение воды, уменьшаться ее объем и увеличиваться вследствие этого минерализация воды. Такое перемещение воды, вызванное неравномерным распределением элементов водного баланса по акватории водоема, будем называть воднобалансовым течением. В условиях рассматриваемого водного объекта это течение стремится увеличить градиент минерализации воды по длине водоема: оно непрерывно переносит растворенные в воде соли с запада на восток, что ведет к накоплению солей в восточной части водоема. Если бы не было факторов, противодействующих этому процессу, то в конце концов вода в восточной части водоема превратилась бы в насыщенный раствор солей. Однако в водоеме наряду с воднобалансовыми течениями происходит перемещение водных масс, вызванное ветровыми, сейшевыми и плотностными течениями. Эти течения перемешивают водную массу водоема и стремятся уравнять минерализацию воды по всей его акватории. Реальное распределение минерализации воды в водоеме формируется в результате взаимодействия этих двух процессов.

Учет этого взаимодействия в предлагаемой методике расчета неравномерного по акватории водоема и неустановившегося во времени режима минерализации воды осуществляется последовательно: сначала рассчитывается изменение минерализации воды по направлению динамической оси воднобалансового течения, вызванное переносом водных масс этим течением, а затем учитывается перемешивающее влияние ветровых, сейшевых и плотностных течений, уменьшающих градиент минерализации воды по длине водоема. Задача решается методом конечных разностей. Время разбивается на интервалы, а водоем делится на расчетные участки линиями, перпендикулярными направлению динамической оси воднобалансового течения. Распределение минерализации воды по участкам водоема на начало первого расчетного интервала времени задано. Ищется распределение минерализации на конец интервала времени, которое является начальным для следующего интервала времени и т. д. В результате получаем режим минерализации воды водоема во времени и по его акватории.

Рассмотрим методику определения величины средней минерализации воды одного участка водоема ($M_{ср}$), которая формируется в конце расчетного интервала времени под воздействием только одного воднобалансового течения. Условимся называть такую минерализацию воднобалансовой. Для определения величины $M_{ср}$ используем уравнение солевого баланса участка водоема. Введем следующие условные обозначения: $Ф_{ср}W_н$ и $M_{ср}W_к$ — количество солей, содержащихся в водной массе участка водоема в начале и конце расчетного интервала времени ($W_н$ и $W_к$ — начальный и конечный объем воды на участке); $M_{б.п}V_{б.п}$ — количество солей, поступающих с водой водотоков, впадающих в водоем в пределах данного участка ($M_{б.п}$ — минерализация воды водотоков, $V_{б.п}$ — ее объем); $S_{гр}$ и $S_{ос}$ — количество солей, посту-

пающих на участок с подземными водами и из атмосферы; $S_з$ — количество солей, поступающих на участок при затоплении прибрежной территории во время повышения уровня воды и растворения имеющихся на этой территории солей, или остающихся на

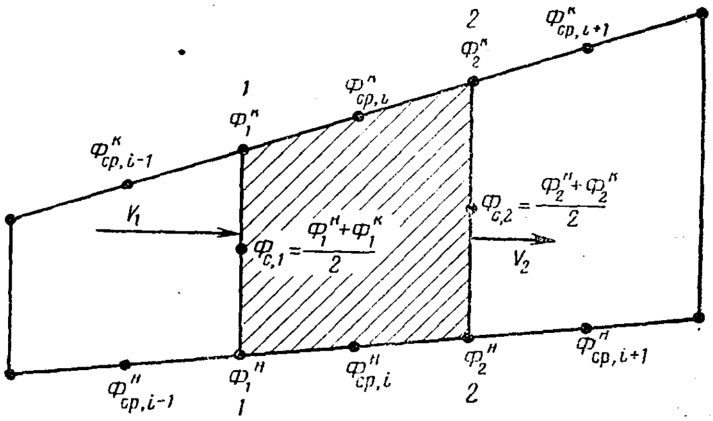

Рис. 1. Схема распределения величин минерализации воды во времени и по длине участка водоема

берегах водоема при понижении уровня воды; $\Phi_{с,1}V_1$ и $\Phi_{с,2}V_2$ — количество солей, поступающих на участок и уходящих из него при воднобалансовом перетоке воды (V_1 — объем воды, перетекающий на данный участок с предыдущего, V_2 — объем воды, перетекающий на следующий участок, $\Phi_{с,1}$ и $\Phi_{с,2}$ — средние за расчетный интервал времени величины минерализации воды на левой и правой границах участка); $S_{бер}$ — потеря солей с водой, уходящей из водоема путем фильтрации в берега; $S_{раз}$ — количество солей, выделяющихся из воды озера в результате сдвига карбонатного равновесия.

Запишем уравнение солевого баланса участка водоема с учетом всех этих слагаемых

$$M_{ср}W_к = \Phi_{ср}W_н + M_{б.п}V_{б.п} + S_{гр} + S_{ос} + \Phi_{с,1}V_1 - S_{бер} - \\ - S_{раз} + S_з - \Phi_{с,2}V_2. \quad (1)$$

Размеры расчетных участков водоема и величину расчетного интервала времени выбираем такими, чтобы при решении (1) относительно величины $M_{ср}$ можно было принимать линейными изменение минерализации воды по длине участка водоема и во времени. Схема распределения величин минерализации воды по длине участка, соответствующая этому предположению, приведена на рис 1. Нижняя горизонтальная линия изображает величину минерализации воды в начале расчетного интервала времени, верхняя — в конце его. Направление воднобалансового течения принимаем от левого края (*1*) к правому (*2*). Для предыдущего

участка (i—1), данного (i) и последующего (i+1) заданы или известны из предыдущего расчета значения средней для участка величины минерализации воды в начале расчетного интервала времени ($\Phi^{н}_{ср,\,i-1}$, $\Phi^{н}_{ср,i}$, $\Phi^{н}_{ср,i+1}$).

Применяя линейную интерполяцию, можно найти значения $\Phi^{н}_1$, $\Phi^{к}_1$, $\Phi^{н}_2$ и $\Phi^{к}_2$:

$$\Phi^{н}_1 = \frac{\Phi^{н}_{ср,i-1} + \Phi^{н}_{ср,i}}{2}, \quad \Phi^{к}_1 = \frac{\Phi^{к}_{ср,i-1} + \Phi^{к}_{ср,i}}{2},$$

$$\Phi^{н}_2 = \frac{\Phi^{н}_{ср,i} + \Phi^{н}_{ср,i+1}}{2} \quad \text{и} \quad \Phi^{к}_2 = \frac{\Phi^{к}_{ср,i} + \Phi^{к}_{ср,i+1}}{2}.$$

Водная масса, перетекающая через левую границу расчетного участка с воднобалансовым течением, имеет в начале расчетного интервала времени минерализацию $\Phi^{н}_1$, а в конце его $\Phi^{к}_1$ (рис. 1). В указанные моменты времени эти минерализации воды действительно существуют на левой границе расчетного участка. Принимая линейным изменение величины минерализации воды в пределах расчетного интервала времени, находим среднее значение минерализации воды, перетекающей через левую границу участка

$$\Phi_{с,1} = \frac{\Phi^{н}_1 + \Phi^{к}_1}{2}.$$

С помощью аналогичных рассуждений для правой границы участка получаем

$$\Phi_{с,2} = \frac{\Phi^{н}_2 + \Phi^{к}_2}{2}.$$

Величины минерализации $\Phi_{с,1}$ и $\Phi_{с,2}$ формируются под влиянием как воднобалансовых, так и ветровых, плотностных и сейшевых течений воды. Тем не менее расчет количества солей, переносимых через границы участка воднобалансовым течением, по минерализации воды $\Phi_{с,1}$ и $\Phi_{с,2}$ правомерен, так как воднобалансовый перенос солей осуществляется в соответствии с этой минерализацией независимо от того, под влиянием каких факторов она сформировалась.

При использовании величин $\Phi_{с,1}$ и $\Phi_{с,2}$ для расчета воднобалансового перетока солей мы учитываем влияние ветровых, плотностных и сейшевых течений на формирование величин минерализации воды на границах участка. Однако здесь мы оцениваем только одну сторону действия течений, перемешивающих водную массу водоема: влияние их на перенос солей с воднобалансовым течением. Само же перемещение солей в водоеме под влиянием перемешивающих водную массу течений и связанное с этим изменение средней на участках водоема минерализации воды рассчитывается на втором этапе расчета, описанном ниже.

Принимаем расход воды воднобалансового течения Q_1 постоянным во времени. Тогда количество солей, перенесенных воднобалансовым течением через левую границу расчетного участка за расчетный интервал времени определяется выражением

$$S_л = Q_1 \int_0^T \Phi_1 \, d\tau = V_1 \frac{\Phi_1^н + \Phi_1^к}{2},$$

где Φ_1 линейно изменяющаяся во времени величина минерализации воды на левой границе расчетного участка, $V_1 = Q_1 T$.

Аналогично для первой границы участка получаем

$$S_п = V_2 \frac{\Phi_2^н + \Phi_2^к}{2}.$$

Подставляя значения $\Phi_{с,1}$ и $\Phi_{с,2}$ в (1) и решая его относительно $M_{ср}$, получаем формулу, по которой можно вычислить среднюю на участке водоема воднобалансовую минерализацию воды в конце расчетного интервала времени:

$$M_{ср} = \frac{\Phi_{ср} W_н + M_{б.п} V_{б.п} + S_{гр} + S_{ос} + S_з - S_{бер} - S_{раз} + 0{,}5[(\Phi_1^н + \Phi_1^к) V_1 - (\Phi_2^н + \Phi_2^к) V_2]}{W_к}. \quad (2)$$

При расчете $M_{ср}$ значения $\Phi_2^н$ и $\Phi_2^к$ находятся методом последовательного приближения, полагая вначале $\Phi_1^к = \Phi_1^н$ и $\Phi_2^к = \Phi_2^н$.

Объем воды, перетекающей из данного участка в следующий (V_2), можно найти из уравнения водного баланса участка

$$W_к = W_н + V_{б.п} + V_{гр} - V_ф + V_1 - V_2 - (E - h) F_{ср}, \quad (3)$$

где $V_{гр}$ — объем притока грунтовых вод, $V_ф$ — объем воды, уходящий из водоема путем фильтрации, E и h — слой испарения и слой атмосферных осадков, выпадающих на поверхность водоема, $F_{ср}$ — средняя за расчетный интервал времени площадь водного зеркала участка.

Из уравнения (3) находим

$$V_2 = W_н + V_{б.п} + V_{гр} - V_ф + V_1 - (E - h) F_{ср} - W_к. \quad (4)$$

Объем воднобалансового перетока воды из предыдущего участка в данный (V_1) определяется следующим образом. Для первого участка водоема $V_1 = 0$, для каждого последующего участка V_1 равно V_2 предыдущего участка. Очевидно, что при правильном выполнении расчета водного баланса всех участков водоема величина V_2 последнего участка будет равна нулю. Величины $W_н$, $W_к$ и $F_{ср}$ находятся по уровням в начале ($H_н$) и конце ($H_к$) расчетного интервала времени, пользуясь зависимостями объема и площади водного зеркала участка от уровня. При этом $F_{ср} = \frac{F_н + F_к}{2}$, где $F_н$ и $F_к$ — площадь участка в начале и конце расчетного интервала времени соответственно.

Уровень $H_к$ определяется из уравнения водного баланса, составленного для всего водоема в целом. Если величина видимого испарения одинакова для всех участков водоема, то это уравнение записывается так:

$$W_{к.в} = W_{н.в} + V_{б.п,в} + V_{гр,в} - V_{ф.в} - (E - h) F_{ср.в}. \quad (5)$$

Индекс «в» указывает на то, что данная величина соответствует водоему в целом. Начальный объем водоема $W_{н.в}$ и величины $V_{б.п,в}$, $V_{ф,в}$, $V_{гр,в}$ и E—h известны. Уровень $H_к$ находится из этого уравнения подбором, поскольку величина $F_{ср,в}$ зависит от $H_к$.

Расчет воднобалансовой минерализации начинаем с первого участка водоема и, переходя последовательно ко всем остальным участкам, получаем распределение воднобалансовой минерализации по акватории водоема в конце расчетного интервала времени. Такое распределение минерализации было бы, если в течение всего расчетного интервала времени в водоеме не было никаких течений, кроме воднобалансовых. Для получения же реальной картины распределения минерализации воды по акватории водоема необходимо учесть еще перемешивающее влияние ветровых, сейшевых и плотностных течений.

Процесс перемешивания водной массы водоема под влиянием таких течений заключается в том, что некоторый объем воды перемещается из данного участка водоема в другой, а вода этого другого участка за счет компенсационного течения возвращается обратно в данный участок. Перемещенная вода смешивается в какой-то мере с основной водной массой участка, куда она переместилась, изменяя ее минерализацию, если она была неодинаковой. Такое перемещение водных масс и их смешение происходит по всей акватории водоема одновременно. В предлагаемой модели расчета смешения водных масс этот непрерывный процесс заменен дискретным: смешение воды данного участка с остальными рассматривается поочередно для всех участков водоема, а затем результаты расчета объединяются.

Объем воды данного участка, который оказался смешанным в результате описанного процесса с водой других участков, будем называть объемом возможного смешения. По величине он всегда значительно меньше всего объема перемещенной ветровыми, сейшевыми и плотностными течениями воды.

Расчет смешения воды в водоеме осуществляется с помощью следующих операций. Объемы возможного смешения всех участков по очереди распределяются с учетом соответствующих весовых коэффициентов (которые в дальнейшем будем называть коэффициентами разлива) на другие участки водоема, а из этих участков обратно на рассматриваемый участок возвращаются такие же объемы воды, но имеющие уже иную минерализацию. После определения количества воды, поступившей на данный участок из всех остальных, вычисляем количество ушедших и поступивших на участок солей и по формуле смешения находим новое значение минерализации воды данного участка. Полученная в резуль-

тате такого расчета величина минерализации воды будет являться следствием как перемещения солей с воднобалансовым течением, так и перемешивающего влияния ветровых, сейшевых и плотностных течений.

Выполнение первой операции (распределение объемов возможного смешения по участкам водоема) наглядно можно представить следующим образом. Сначала из каждого участка водоема зачерпываем объем воды, равный объему возможного смешения (ΔV_1, ΔV_2, ΔV_3 и т. д.). Полагаем, что существуют запасные пустые емкости, равные этим объемам. В эти емкости будем разливать зачерпнутую воду с учетом соответствующих коэффициентов разлива $K_{п,р}$. Первый индекс n — номер участка, из которого взята вода для разлива, второй индекс p — номер участка, куда вода выливается (табл. 1). Коэффициенты разлива назначаются таким образом, чтобы сумма их для каждого участка была равна единице. Поэтому после разлива объемов ΔV всех участков в запасные емкости эти емкости окажутся заполненными объемами воды ΔV_1, ΔV_2, ΔV_3 и т. д., но состоящими из сумм объемов $K_{п,р}$ ΔV_n, имеющих уже иную, чем на данном участке, минерализацию и иное количество солей.

Таблица 1

Схема распределения коэффициентов разлива для водоема, разделенного на 8 участков

n	p						
	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
1	$K_{1, II}$	$K_{1, III}$	$K_{1, IV}$	$K_{1, V}$	$K_{1, VI}$	$K_{1, VII}$	$K_{1, VIII}$
2	—	$K_{2, III}$	$K_{2, IV}$	$K_{2, V}$	$K_{2, VI}$	$K_{2, VII}$	$K_{2, VIII}$
3	—	—	$K_{3, IV}$	$K_{3, V}$	$K_{3, VI}$	$K_{3, VII}$	$K_{3, VIII}$
4	—	—	—	$K_{4, V}$	$K_{4, VI}$	$K_{4, VII}$	$K_{4, VIII}$
5	—	—	—	—	$K_{5, VI}$	$K_{5, VII}$	$K_{5, VIII}$
6	—	—	—	—	—	$K_{6, VII}$	$K_{6, VIII}$
7	—	—	—	—	—	—	$K_{7, VIII}$

При разливе объема возможного смешения второго участка в емкости участков, расположенных вправо от него, надо учесть, что часть этого объема, равная $K_{I,II}\Delta V_I$, уже была взята из второго участка при разливе ΔV_1 первого участка и возвращена в запасную емкость первого участка. Следовательно, в участки, расположенные вправо от второго, остается разлить объем воды, равный $W_2=\Delta V_2-K_{I,II}\Delta V_1$. Аналогично определяем для всех следующих участков объем оставшейся воды, который нужно разлить в запасные емкости участков, расположенных справа. Так, например, для

Таблица 2

Схема перемещения объемов воды $K_{n,p}\Delta V_n$ и содержащихся в ней солей $K_{n,p}\Delta V_n M$ при расчете перемешивания водной массы водоема ветровыми, сейшевыми и плотностными течениями для водоема, разделенного на 8 участков

n	p							
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
1	$K_{1,\,II}\,\Delta V_1 M_2$	$K_{1,\,II}\Delta V_1 M_1$	$K_{1,\,III}\Delta V_1 M_1$	$K_{1,\,IV}\Delta V_1 M_1$	$K_{1,\,V}\Delta V_1 M_1$	$K_{1,\,VI}\Delta V_1 M_1$	$K_{1,\,VII}\Delta V_1 M_1$	$K_{1,\,VIII}\Delta V_1 M_1$
2	$K_{1,\,III}\,\Delta V_1 M_3$	$K_{2,\,III} W_2 M_3$	$K_{2,\,III} W_2 M_2$	$K_{2,\,IV} W_2 M_2$	$K_{2,\,V} W_2 M_2$	$K_{2,\,VI} W_2 M_2$	$K_{2,\,VII} W_2 M_2$	$K_{2,\,VIII} W_2 M_2$
3	$K_{1,\,IV}\,\Delta V_1 M_4$	$K_{2,\,IV} W_2 M_4$	$K_{3,\,IV} W_3 M_4$	$K_{3,\,IV} W_3 M_3$	$K_{3,\,V} W_3 M_3$	$K_{3,\,VI} W_3 M_3$	$K_{3,\,VII} W_3 M_3$	$K_{3,\,VIII} W_3 M_3$
4	$K_{1,\,V}\,\Delta V_1 M_5$	$K_{2\,,V} W_2 M_5$	$K_{3,\,V} W_3 M_5$	$K_{4,\,V} W_4 M_5$	$K_{4,\,V} W_4 M_4$	$K_{4,\,VI} W_4 M_4$	$K_{4,\,VII} W_4 M_4$	$K_{4,\,VIII} W_4 M_4$
5	$K_{1,\,VI}\,\Delta V_1 M_6$	$K_{2,\,VI} W_2 M_6$	$K_{3,\,VI} W_3 M_6$	$K_{4,\,VI} W_4 M_6$	$K_{5,\,VI} W_5 M_6$	$K_{5,\,VI} W_5 M_5$	$K_{5,\,VII} W_5 M_5$	$K_{5,\,VIII} W_5 M_5$
6	$K_{1,\,VII}\,\Delta V_1 M_7$	$K_{2,\,VII} W_2 M_7$	$K_{3,\,VII} W_3 M_7$	$K_{4,\,VII} W_4 M_7$	$K_{5,\,VII} W_5 M_7$	$K_{6,\,VII} W_6 M_7$	$K_{6,\,VII} W_6 M_6$	$K_{6,\,VIII} W_6 M_6$
7	$K_{1,\,VIII}\,\Delta V_1 M_8$	$K_{2,\,VIII} W_2 M_8$	$K_{3,\,VIII} W_3 M_8$	$K_{4,\,VIII} W_4 M_8$	$K_{5,\,VIII} W_5 M_8$	$K_{6,\,VIII} W_6 M_8$	$K_{7,\,VIII} W_7 M_8$	$K_{7,\,VIII} W_7 M_7$

третьего участка такой объем будет равен $W_3=\Delta V_3-K_{1,\text{III}}\Delta V_1-K_{2,\text{III}}W_2$. В общем виде объем W_n для n-го участка определяется по формуле.

$$W_n=\Delta V_n-S_{2,n}, \tag{6}$$

где

$$S_{2,n}=\sum_{p=1}^{p=n-1}K_{p,n}W_p \tag{7}$$

и представляет собой часть объема ΔV_n, которая была уже изъята из данного участка и помещена в емкости участков, расположенных слева при разливе ΔV этих участков. Поэтому для первого участка $W_1=\Delta V_1$.

Последовательное перемещение объемов воды и содержащихся в них солей для водоема, разделенного на 8 участков, показано в табл. 2. Каждый элемент этой таблицы представляет собой количество солей, перемещенных из участка в участок при разливе объемов возможного смешения, а сумма этих элементов в колонке — общее количество солей, подлежащее смешению с водой данного участка. Таблица разделена ступенчатой чертой на две части. Сумма элементов таблицы, записанных в колонке выше этой черты, дает количество солей S_1, поступивших на данный участок при прямом (в направлении воднобалансового течения) разливе, а ниже черты — при обратном разливе (S_3). Как видно из табл. 2, величина S_1, например, для четвертого участка выглядит так:

$$S_{1,\text{IV}}=K_{1,\text{IV}}\Delta V_1M_1+K_{2,\text{IV}}W_2M_2+K_{3,\text{IV}}W_3M_3.$$

В общем виде можно записать, имея в виду, что $W_1=\Delta V_1$:

$$S_{1,n}=\sum_{p=1}^{p=n-1}K_{p,n}W_pM_p. \tag{8}$$

Величина S_3 для этого же четвертого участка выглядит так:

$$S_{3,\text{IV}}=K_{4,\text{V}}W_4M_5+K_{4,\text{VI}}W_4M_6+K_{4,\text{VII}}W_4M_7+K_{4,\text{VIII}}W_4M_8,$$

а в общем виде

$$S_{3,n}=W_n\sum_{p=n+1}^{p=8}K_{n,p}M_p.$$

Поскольку величина $\sum_{p=n+1}^{p=8}K_{n,p}M_p$ представляет средневзвешенную минерализацию воды участков, расположенных правее данного по направлению воднобалансового течения ($M_{\text{ср.в}}$), а величина W_n в соответствии с формулой (6) равна $\Delta V_n-S_{2\,n}$, то

$$S_{3,n}=(\Delta V_n-S_{2,n})\,M_{\text{ср.в}}. \tag{9}$$

После смешения в пределах участка оставшейся в нем воды и перемещенной сюда из других участков вычисляем по формуле

смешения окончательное значение средней на участке минерализации воды

$$\Phi_{\text{ср},n} = \frac{W_{\text{к},n} M_{\text{ср},n} + (\Delta V_n - S_{2,n}) M_{\text{ср.в}} + S_1 - \Delta V_n M_{\text{ср},n}}{W_{\text{к},n}} \qquad (10)$$

где $W_{\text{к},n}$ и $M_{\text{ср},n}$ — объем воды n-го участка и средняя на участке воднобалансовая минерализация воды в конце расчетного интервала времени, ΔV_n — объем возможного смешения данного участка.

Как видно из (10), для расчета распределения величины минерализации воды по акватории водоема нужно знать кроме воднобалансовой минерализации величины объемов возможного смешения ΔV для всех участков водоема и значения коэффициентов разлива. В настоящее время значения ΔV можно оценить только по данным натурных наблюдений за распределением минерализации воды по акватории водоема. Из формулы смешения следует, что

$$\Delta V_{0,n} = \frac{W_{\text{к},n} (\Phi_{\text{ср},n} - M_{\text{ср},n}) + M_{\text{ср.в}} S_{2,n} - S_{1,n}}{M_{\text{ср.в}} - M_{\text{ср},n}}. \qquad (11)$$

По этой формуле можно поочередно определять величины ΔV для участков водоема 1,2 и т. д., принимая величины $\Phi_{\text{ср}}$ равными их наблюденным значениям.

Можно считать, что объем возможного смешения пропорционален объему перемещаемой ветром воды, а последний пропорционален площади водной поверхности участка водоема и расходу дрейфового течения q, который зависит от скорости ветра и глубины водоема [4].

Учитывая сказанное, можно предложить зависимость для вычисления ΔV за расчетный период в виде

$$\Delta V_n = \Delta V_{0,n} \frac{F}{F_0} \frac{q}{q_0}, \qquad (12)$$

где $\Delta V_{0,n}$ — объем возможного смешения, найденный по (11) для площади водной поверхности F_0 и расхода дрейфового течения q_0, соответствующего скорости ветра, средней за период натурных наблюдений, по которым вычислялось значение ΔV, F и q — то же за расчетный период.

Значения коэффициентов разлива находятся по описанной ниже специальной схеме, в основу которой положены существующие представления о физической сущности процесса перемешивания водной массы водоема под воздействием ветровых течений.

С помощью коэффициентов разлива учитывается тот факт, что смешение водных масс участков водоема, расположенных близко друг к другу, происходит более интенсивно, чем удаленных. Эти коэффициенты выражают долю от полного объема возможного смешения рассматриваемого участка водоема, которая будет перемешана с водной массой одного из других участков, расположенных по направлению воднобалансового течения. Для того чтобы

водный баланс участков водоема, а также водный и солевой балансы всего водоема в целом не были бы нарушены после расчета смешения водных масс всех участков, необходимо, чтобы сумма коэффициентов разлива для каждого из участков водоема была равна единице.

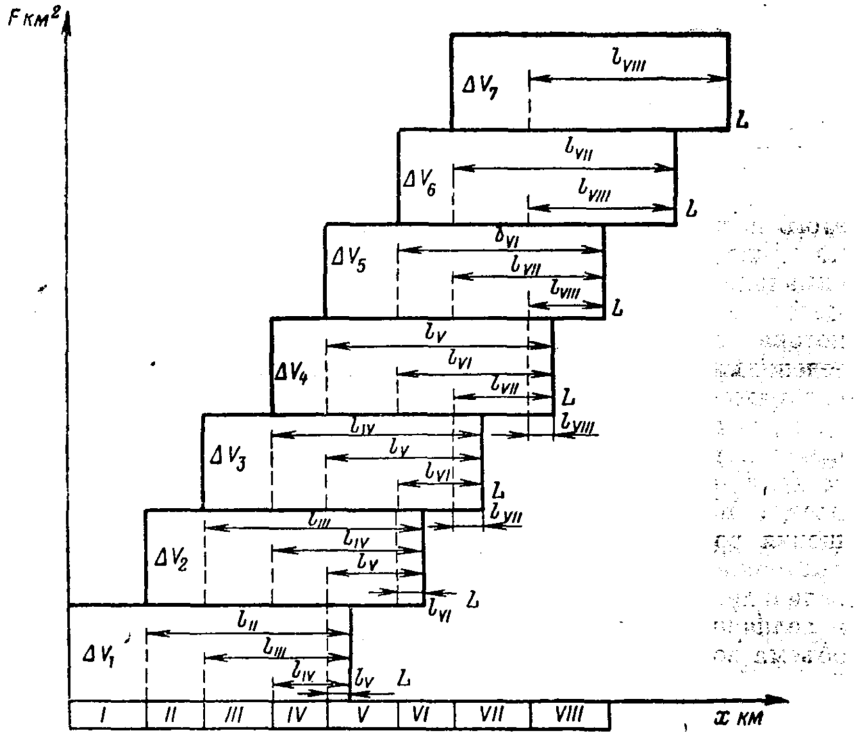

Рис. 2. Диаграмма возможного перемещения водных масс по длине водоема под действием ветровых, сейшевых и плотностных течений

Перемещение и смешивание водных масс ветровыми течениями происходит одновременно. Однако для обоснования методики определения величин коэффициентов разлива удобнее представлять этот процесс в виде двух последовательных событий: сначала течение перемещает водную массу из данного участка в соседний, а затем перемещенная масса воды частично смешивается с водой того участка, куда она переместилась. Логично предположить, что объем смешавшейся воды будет пропорционален продолжительности пребывания воды данного участка на территории соседнего, а тогда и коэффициент разлива тоже будет пропорционален этой продолжительности. Чем меньше расстояние между участками, тем больше объем воды, который может попасть из одного участка в другой при ветровых течениях и, следовательно,

больше продолжительность времени, в течение которого будет происходить смешение водных масс. Наименьшая продолжительность будет в пункте водоема, расположенном на расстоянии максимально возможного перемещения водной массы под влиянием ветровых течений. Это расстояние ограничено. Если предположить, например, что скорость дрейфового течения равна 1% среднемноголетней скорости ветра (5 м/с) [11] и что ветер дует вдоль оси водоема в течение 30% безледного периода (1,5 мес), то максимальное расстояние, на которое переместится водная масса, будет примерно 200 км.

Величины коэффициентов разлива можно определить по относительным значениям продолжительности пребывания водной массы данного участка водоема на территории других участков. Для этого построим диаграмму возможного перемещения водных масс по длине водоема (рис. 2). На ней по оси абсцисс отложим максимальное расстояние L, на которое может переместиться водная масса по длине водоема, а по оси ординат — поперечную площадь потока воды, вызванного ветровыми, сейшевыми и плотностными течениями (в условных единицах). Площадь прямоугольника, изображенного на рис. 2, пропорциональна объему перемещенной воды, так как она равна произведению площади поперечного сечения потока на путь, а этот путь равен произведению скорости течения на время его существования. Если рассматривается водоем с мало изменяющейся шириной, то величины пути перемещения водной массы, отложенные по оси абсцисс, также будут пропорциональны объему перемещенной воды. Следовательно, по величине отрезков пути, показанных на рис. 2, можно оценивать и величину коэффициентов разлива. Так, например, при разливе объема воды ΔV_1 первого участка водоема коэффициенты разлива будут пропорциональны длине линий l_{II}, l_{III}, l_{IV} и т. д., где длина линии l_{II} расстояние от границы между первым и вторым участками водоема до пункта максимального возможного перемещения водной массы, l_{III} — расстояние от границы между вторым и третьим участками и т. д. (рис. 2). Коэффициенты разлива определяются для распределения объема возможного смешения данного участка на те участки, которые находятся от него по направлению воднобалансового течения; поэтому при определении коэффициентов разлива для ΔV_2 расстояние L надо откладывать вправо от границы между участками 1 и 2, при определении коэффициентов разлива для ΔV_3 — от границы между участками 2 и 3 и т. д. (рис. 2).

Чтобы сумма коэффициентов разлива была равна единице, их значения находим по формуле

$$K_n = \frac{l_n}{\Sigma l}.$$

Например, коэффициенты разлива для ΔV_1 вычисляются так:

$$K_{1,II} = \frac{l_{II}}{l_{II} + l_{III} + l_{IV} + l_V + l_{VI}},$$

$$K_{1,III} = \frac{l_{III}}{l_{II} + l_{III} + l_{IV} + l_V + l_{VI}}.$$

Для участков, попадающих за пределы максимально возможного пути перемещения водной массы, коэффициенты разлива будут равны нулю.

Описанный прием определения величин коэффициентов разлива можно без большой погрешности применять и для водоемов с несколько изменяющейся шириной, так как и в таких водоемах количество перемещаемой течениями воды приблизительно одинаково по длине водоема. В местах сужения происходит увеличение уклона поверхности воды за счет временного накопления здесь водных масс и скорость течения из-за этого возрастает до тех пор, пока расход воды не выровняется по всей длине водоема. Так, например, в месте резкого уменьшения ширины оз. Балхаш в районе прол. Узун-Арал скорость дрейфового течения (вернее, сумма скоростей дрейфового и гравитационного течений) по данным наблюдений достигает 1,3 м/с, что в несколько раз превышает скорость дрейфового течения в широкой части озера. Расчет минерализации воды оз. Балхаш, приведенный ниже, подтверждает сказанное. Изменение ширины озера в 2—3 раза практически не сказывается на величине коэффициентов разлива и только когда эта ширина сокращается в 6—8 раз в районе прол. Узун-Арал, коэффициент разлива уменьшается на 50%.

Естественно, что значения коэффициентов разлива зависят от наибольшего возможного пути перемещения водной массы, принятого в основу построения диаграммы, изображенной на рис. 2. Правильность выбора этого пути оценивается по результатам сопоставления рассчитанных и измеренных в натуре значений минерализации воды.

Расчет распределения минерализации воды по акватории водоема и изменения ее во времени по предлагаемой методике выполняется в следующем порядке:

1. По уравнению водного баланса (5) всего водоема в целом определяется уровень воды в конце расчетного интервала времени.

2. По (4) находятся объемы балансового перетока воды на границах участков.

3. По (2) вычисляются средние значения воднобалансовой минерализации поочередно для всех участков водоема ($M_{ср}$).

4. По формуле (10) рассчитываются окончательные значения минерализации воды по всем участкам водоема с учетом смешения ее ветровыми, сейшевыми и плотностными течениями.

5. Полученные значения уровня воды и минерализация ее в конце данного расчетного интервала времени принимается за начальные для следующего интервала, и весь расчет повторяется сначала. В результате получаем картину распределения минерализации воды по акватории водоема и изменение ее во времени.

Возможность практического применения изложенной выше ме-

тодики расчета минерализации воды проверена на примере оз. Балхаш. Морфометрические и гидрологические характеристики этого водоема примерно соответствуют схеме, которая была положена в основу разработанной методики. Форма озера удлиненная, а основная часть притока речных вод поступает в него из р. Или, впадающей в западный конец озера. Испарение воды происходит со всей поверхности водоема. В результате этого минерализация воды по длине озера существенно изменяется: от 0,6—1,1 г/л в западной части его до 4,2—5,2 г/л в крайней восточной. По оз. Балхаш за достаточно большой период (1929—1972 гг.) имеются данные наблюдений за минерализацией воды по всей акватории его и сведения об элементах водного баланса озера.

В настоящее время из-за наполнения Капчагайского водохранилища и забора воды на орошение сток р. Или уменьшился, что влечет за собой изменение величины и характера распределения минерализации воды по длине оз. Балхаш. Оценить это изменение режима минерализации можно только путем расчета, что особенно интересно для района г. Балхаш, где имеются важные народнохозяйственные объекты, использующие воду озера для водоснабжения населенных пунктов и промышленного производства.

Все эти соображения послужили основанием для выбора оз. Балхаш в качестве объекта для примера расчета. Распределение минерализации воды по длине оз. Балхаш рассчитано по предлагаемой методике за весь период имеющихся наблюдений 1929—1970 гг. Начиная с 1971 г. в настоящее время нет еще достоверных сведений о ионном стоке рек, впадающих в оз. Балхаш и об элементах водного баланса озера, и поэтому расчет минерализации воды оз. Балхаш за эти годы не выполнялся.

Вся акватория оз. Балхаш была разделена на 8 участков в соответствии с делением ее, принятым М. Н. Тарасовым [9]. Из этой же работы были взяты сведения о зависимости объемов воды и площади водной поверхности участков озера от уровня воды. Для удобства расчетов минерализации воды, которые выполнялись на ЭВМ «Мир-1», эти зависимости были аппроксимированы уравнениями

$$W = W_0 + A(H - H_0)^n \tag{13}$$

$$F = F_0 + B(H - H_0)^m, \tag{14}$$

где уровень H_0 принят равным 337,3 м (абс.). Значения W и F, приведенные в [9], были согласованы с последними данными об объеме воды и площади водной поверхности оз. Балхаш [2]. Значения параметров уравнений (13) и (14) приведены в табл. 3.

Величины слоя испарившейся воды с поверхности озера (E), слоя выпавших на нее атмосферных осадков (h), стока воды рек, впадающих в восточную часть оз. Балхаш (реки Каратал, Лепса, Аксу и Аягуз) и уровня озера на 1 января каждого года приняты по тем же данным [2].

Таблица 3

Параметры уравнений кривых зависимости объема (12) и площади водного зеркала (13) от уровня воды для участков оз. Балхаш

Параметр	Номер участка							
	1	2	3	4	5	6	7	8
W_0 км³	1,88	3,00	3,76	2,07	4,79	2,07	7,70	17,73
n	1,131	1,357	1,194	1,159	1,416	1,548	1,191	1,175
A	1,319	1,472	2,106	1,124	0,742	0,335	1,257	1 851
F_0 км²	1120	1840	2140	970	910	550	1130	1940
m	1,185	0,801	1,070	1,357	1,718	1,893	1,812	1,394
B	228,7	344,4	271,4	117,1	88,15	16,16	54,10	64,67

При расчетах годовых водных балансов озера в целом и отдельных его участков величины слоя испарения и атмосферных осадков принимались одинаковыми для всей акватории водоема. Существующее мнение о том, что испарение воды с поверхности западной части оз. Балхаш больше, чем с восточной, недостаточно обосновано. Можно скорее предположить обратное. Все оз. Балхаш расположено почти на одной широте, в одной климатической зоне, ветровой режим, температура и влажность воздуха на всем его побережье почти одинаковы. Протяженность же водной поверхности западной части озера больше, чем восточной и, кроме того, с юго-запада к озеру примыкает обширная дельта р. Или. Из-за этого при перемещении воздушных масс над западной частью озера они будут увлажняться больше, чем над восточной, а это способствует не увеличению, а уменьшению испарения с западной части озера по сравнению с восточной. Влияние же различия в глубинах восточной и западной частей озера на величину испарения невелико и не превышает 2% [10].

Величина притока грунтовых вод ($V_{гр}$) взята по Тарасову [9] равной 0,8 км³/год. Объем воды, фильтрующейся в берега озера, получен из анализа солевого баланса озера, выполненного Тарасовым [9]. Им было установлено, что с водой, фильтрующейся в берега оз. Балхаш, ежегодно уходит около 2,6 млн. т солей. Разделив эту потерю солей на величину средней минерализации воды озера (2,85 г/л), получаем объем фильтрующейся воды $V_ф = 2{,}6/2{,}85 = 0{,}906$ км³/год. Распределение величины $V_ф$ по участкам озера сделано пропорционально длине береговой линии участков (15). Результаты гидрогеологических исследований, выполненных в районе, прилегающем к южному берегу оз. Балхаш, подтверждают возможность фильтрации воды в берега озера. Поступление грунтовых вод в оз. Балхаш происходит в основном по долинам притоков, впадающих в озеро. Уровень же грунтовых вод на бесприточных участках побережья часто оказывается более низким, чем в озере, и здесь существует отток воды из него.

Приток воды, поступающий к периметру озера из р. Или ($V_{Или}$), находился как остаточный член уравнения водного ба-

ланса озера в целом, используя данные о наблюденных уровнях озера за расчетный период. Естественно, что при таком определе-

Таблица 4

Слагаемые водного баланса оз. Балхаш, принятые при расчете распределения минерализации воды по акватории озера за период 1931—1970 гг.

Год	Уровень оз. Балхаш на 1 января над «0» графика 340.0 м (абс.)	Приток воды р. Или к периметру озера, км³/год	Сумма притока рек, впадающих в восточную часть озера, км³/год	Слой видимого испарения, мм/год
1931	1,76	13,60	3,90	819
1932	1,92	10,66	2,20	900
1933	1,74	9,43	2,10	884
1934	1,52	9,41	3,45	630
1935	1,63	10,47	2,70	915
1936	1,48	11,47	2,50	709
1937	1,58	10,42	2,53	747
1938	1,58	6,36	1,70	972
1939	1,10	10,12	2,42	833
1940	1,04	11,21	2,38	827
1941	1,05	13,43	3,68	834
1942	1,25	14,41	3,76	819
1943	1,50	9,38	2,04	868
1944	1 31	8,85	1,81	992
1945	0,98	8,54	1,63	904
1946	0,73	11,79	3,29	732
1947	0,94	11,55	2,82	842
1948	0,99	11,75	2,60	913
1949	0,97	10,88	3,03	766
1950	1,06	11,59	2,76	883
1951	1,06	12,13	2,28	953
1952	1,00	13,81	4,43	965
1953	1,15	12,59	3,21	786
1954	1,31	14,51	3,25	658
1955	1,68	13,00	3,50	761
1956	1,85	13,66	3,14	760
1957	2,02	9,88	1,88	829
1958	1,84	15,27	5,01	649
1959	2,30	16,82	4,98	784
1960	2,66	15,96	5,27	726
1961	3,01	12,94	3,09	897
1962	2,89	11,17	2,57	805
1963	2,76	11,63	2,66	805
1964	2,67	14,24	4,40	764
1965	2,85	12,06	1,62	885
1966	2,64	11,40	4,73	720
1967	2,74	9,56	2,79	688
1968	2,67	8,34	2,50	706
1969	2,51	13.33	6,20	665
1970	2,85	6,62	3,00	650
1971	2,67	—	—	—

нии величины $V_{Или}$ в нее входят и все неучтенные слагаемые водного баланса и ошибки определения остальных слагаемых этого

баланса. Однако можно полагать, что по сравнению с величиной $V_{Или}$ они невелики и, кроме того, будут полностью компенсированы при расчете водного баланса озера в целом за тот период, когда величина $V_{Или}$ определялась описанным выше способом. Частичная компенсация произойдет и при расчете измененного гидрологического режима озера. Принятые величины слагаемых водного баланса оз. Балхаш за период 1931—1970 гг. и уровни озера на 1 января каждого года приведены в табл. 4.

Элементы солевого баланса озера приняты следующими.

Количество солей, поступающих в озеро с водой р. Или, определялось по зависимости ионного стока за год от стока воды за тот же период

$$S_{Или} = 1{,}27\,V_{Или}^{0{,}4},$$

где $S_{Или}$ — ионный сток р. Или за год, млн. т; $V_{Или}$ — сток воды р. Или за то же время, км³.

Эта зависимость установлена по данным о величине ионного стока р. Или, приведенным в [7]. Аналогично находился и ионный сток рек, впадающих в восточную часть оз. Балхаш

$$S_{в.р} = 0{,}513\,V_{в.р}^{0{,}4}.$$

Этот сток разделен по участкам озера пропорционально ионному среднемноголетнему стоку рек, впадающих в данный участок озера. Так как р. Каратал втекает в озеро на границе участков 6 и 7, а р. Лепса и р. Аксу вблизи границы участков 7 и 8, то их сток воды и ионный сток разделены пополам между соответствующими участками (табл. 5).

Таблица 5

Распределение стока воды и ионного стока рек, впадающих в восточную часть оз. Балхаш, принятое при расчете водного и солевого балансов этих участков

Водоток	Норма годового стока, км³	Норма ионного стока, млн. т/год	Номер участка	Сток воды		Ионный сток	
				км³/год	в долях от среднемноголетнего (K_y)	млн. т/год	в долях от среднемноголетнего
Каратал	2,10	0,51	6	1,05	0,34	0,26	0,32
Аксу	0,23	0,08	7	1,55	0,51	0,40	0,49
Лепса	0,55	0 14					
Аягуз	0,18	0,08	8	0,46	0,15	0,15	0,19

Количество солей, поступающих в озеро с грунтовыми водами ($S_{гр}$) и атмосферными осадками ($S_{ос}$), принято постоянным. Известно, что количество солей, улавливаемых каплями дождя, зависит в основном от содержания этих солей в атмосфере, а не от слоя выпавших осадков; поэтому можно полагать, что ошибки в

оценке величины $S_{ос}$ будут меньшими, если принимать $S_{ос}$=const, а не считать постоянной величину минерализации атмосферных осадков, как это делается, например, в [9]. Влияние же изменения площади озера при наблюдавшихся колебаниях его уровня на величину $S_{ос}$ так мало (не более 5%), что им можно пренебречь. Ошибка в определении общего прихода солей в озеро из-за этого будет менее 0,2%. Распределение величины $S_{ос}$ по участкам озера сделано пропорционально площади их водной поверхности, а величины $S_{гр}$ — пропорционально длине береговой линии участков (табл. 6).

Таблица 6

Распределение величин $S_{гр}+S_{ос}$, $S_{раз}$ и $L_{бер}$ по участкам оз. Балхаш

	Номер участка							
	1	2	3	4	5	6	7	8
($S_{гр}+S_{ос}$) млн. т/год . .	0,17	0,15	0,19	0,20	0,22	0,17	0,26	0,30
$S_{раз}$ млн. т/год	0,56	0,66	0,45	0,37	0,33	0,20	0,31	0,10
$L_{бер}$ услови. ед.	3,2	2,5	3,4	4,4	4,5	3,9	5,8	6,3

Величина разложения солей из-за сдвига карбонатного равновесия принята для всего озера в целом по Тарасову [9] равной количеству карбонатов, попадающих в озеро со стоком рек, атмосферными осадками и грунтовыми водами. Количество карбонатов в речной воде в данном году определялось по величине ионного стока речной воды за этот год и доле карбонатов в общем стоке солей. Эта доля принималась постоянной и равной ее среднемноголетнему значению [9]: для р. Или 2,37/3,26=0,73 и для рек, впадающих в восточную часть оз. Балхаш, 0,61/0,81=0,75. Разложение карбонатов, вносимых в озеро с водой р. Или, осуществлялось в пределах районов 1—5, куда поступает в основном сток этой реки. Распределение этих карбонатов между районами 1—5 сделано пропорционально карбонатности донных отложений, определенной по соответствующей карте в [9]. Разложение карбонатов, приходящих с водами рек Каратал, Лепсы, Аксу и Аягуз осуществлено в пределах участков озера 6—8 соответственно с распределением их ионного стока (табл. 6). Количество карбонатов, поступающих в озеро с атмосферными осадками и грунтовыми водами, принято равным их среднемноголетнему значению по Тарасову [9]: 3,14—2,98=0,16 млн. т/год. Они распределены равномерно по всем участкам озера.

На берегах оз. Балхаш происходит существенная потеря солей. По Тарасову [9] это связано с задержанием солей в отделяющихся от основной водной массы заливах при понижении уровня воды ($S_{з}$) и фильтрацией воды в берега ($S_{бер}$). Величины этих потерь солей Тарасов считал возможным принять пропорциональными минерализации воды озера [9]. Голубцов [1], соглашаясь с этим мнением, предлагает считать величину $S_{з}$ про-

порциональной также разности площадей водной поверхности в конце и начале расчетного интервала времени. В соответствии с этими предложениями потеря солей с водой, фильтрующейся в берега озера, принята пропорциональной генерализованной длине береговой линии $L_{бер}$ и величине минерализации воды $\Phi_{ср}$:

$$S_{бер} = K_Б L_{бер} \Phi_{ср}, \quad (15)$$

а поступление солей с затопляемых берегов или потеря солей при осушении прибрежной территории — пропорциональными той же минерализации $\Phi_{ср}$ и площади затопляемой или осушаемой территории $F_к - F_н$:

$$S_э = K_э (F_к - F_н) \Phi_{ср}, \quad (16)$$

где $F_н$ и $F_к$ — площади водной поверхности в начале и конце расчетного интервала времени, а $K_Б$ и $K_э$ — коэффициенты, полученные из анализа солевого баланса оз. Балхаш, как это описано ниже. Длина береговой линии принята постоянной (табл. 6), так как изменение ее при колебаниях уровня оз. Балхаш невелико и не превышает 6%. Кроме того, известно, что величина фильтрации воды из водоема округлой формы в берега увеличивается медленнее, чем растет длина береговой линии при повышении уровня воды. Для участков 1 и 2 учитывалась протяженность только северного побережья озера. Южный берег этих участков представляет собой дельту р. Или, уровень грунтовых вод здесь в большинстве случаев выше уровня оз. Балхаш и фильтрация воды происходит в основном по направлению к озеру.

Значение коэффициента $K_Б$ определено из условия сохранения постоянства величины солезапасов в воде оз. Балхаш при среднемноголетних условиях. По Тарасову [9] это соответствует величине $S_{бер}$, равной 2,6 млн. т/год. Очевидно, что произведение $K_Б L_{бер}$ представляет собой объем воды, фильтрующейся в берега озера на данном участке его, и выражается в кубических километрах в год.

Величина $K_э$ оценивалась на основании анализа значений этого коэффициента, полученных по наблюдениям в натуре. Для определения коэффициента $K_э$ по наблюденной минерализации воды оз. Балхаш сначала для всех участков озера вычислялась величина $S_э$ как остаточный член уравнения солевого баланса

$$S_э = M_{ср} W_к - \Phi_{ср} W_н - M_{б.п} V_{б.п} - S_{гр} - S_{ос} + S_{бер} + S_{раз} + \\ + \Phi_{с.2} V_2 - \Phi_{с.1} V_1.$$

Затем находилось значение $K_э$ с использованием (16):

$$K_э = \frac{S_э}{(F_к - F_н) \Phi_{ср}}.$$

В результате такого расчета выяснилось, что для всех участков озера при уровне воды ниже 341 и выше 342 м потери солей на берегах при понижении уровня воды практически не происходят

и величина $K_з$ равна нулю: солевой баланс участков озера замыкается при $S_з=0$. Однако в промежутке между этими уровнями потеря солей на берегах вполне ощутима, и коэффициент $K_з$ для участка 7 в среднем равен 0,03 млн.т/км² г/л, а для всех остальных участков 0,006 млн.т/км² г/л. Увеличение значений коэффициента $K_з$ в зоне уровней озера 341—342 м объясняется наличием здесь отчленяющихся от основной водной массы озера заливов, на дне которых после их высыхания остается слой солей [9]. Так, при повышении уровня озера с 341,0 до 342,3 м (1951—1958 гг.) запас солей в водной массе участка 7 увеличивается с 46 до 67 млн. т, т. е. на 21 млн. т, в основном за счет растворения солей, осевших на дне отчлененных от озера заливов.

Поверочный расчет распределения минерализации воды по акватории озера Балхаш выполнен за весь период наблюдений 1929—1970 гг. Продолжительность расчетного интервала времени принята равной одному году. В соответствии с изложенным выше порядком расчета сначала вычислялось значение воднобалансовой минерализации ($M_{ср}$), а затем находилась окончательная расчетная величина минерализации ($\Phi_{ср}$) с учетом ветрового, сейшевого и плотностного перемешивания водных масс. Необходимые для такого расчета величины объемов возможного смешения ΔV были определены по (11) при средних за период устойчивого низкого стояния уровня озера (1929—1953 гг.) элементах водного баланса и величинах минерализации по участкам озера (табл. 7). При рас-

Таблица 7

Объемы возможного смешения ΔV для восьми участков оз. Балхаш

	Номер участка							
	1	2	3	4	5	6	7	8
Объем возможного смешения, км³	5,1	7,6	7,1	6,3	3,2	3,3	4,9	4,0
Принятые величины минерализации воды (г/л) при расчете ΔV	0,92	1,11	1,27	1,52	2,45	3,0	3,72	4,7

чете приняты следующие средние за период устойчивого низкого стояния уровня (1929—1953 гг.) значения элементов водного баланса озера: приток воды к периметру озера из р. Или 11,0 км³/год, из рек, впадающих в восточную часть оз. Балхаш, 2,74 км³/год и слой видимого испарения 844 мм/год, уровень озера 341,28 м. Учет влияния изменяющейся от года к году площади водной поверхности озера осуществлялся в процессе расчета с использованием отношения F/F_0 (12). Отношение q/q_0 принято равным единице. Для годовых интервалов времени различия в ветровом режиме невелики. Незначительно также и влияние на отношение q/q_0 изменяющейся от года к году глубины водоема при

колебаниях уровня озера, как это следует из сопоставления величин расходов дрейфового течения, рассчитанных по методике А. В. Караушева [4] при уровнях озера 340 и 343 м. Как показали результаты поверочного расчета, предположение о том, что $q/q_0 = 1$ дает хорошее совпадение расчета с натурой.

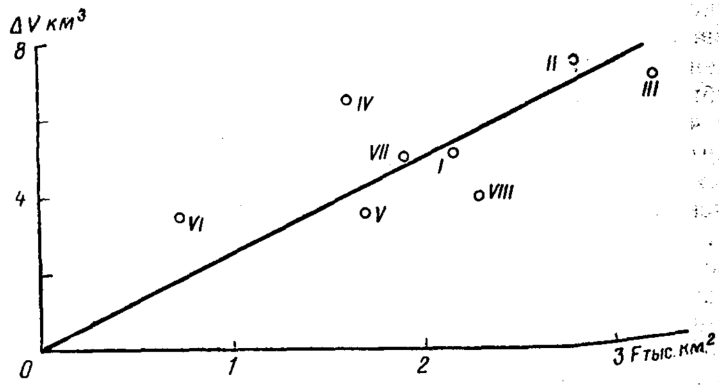

Рис. 3. Зависимость величин ΔV от площади водной поверхности по восьми участкам оз. Балхаш

Коэффициенты разлива определены по диаграмме возможного перемещения водных масс под действием ветровых, сейшевых и плотностных течений (рис. 2) при максимально возможной величине такого перемещения, равной 200 км/год. Правильность такой величины максимально возможного перемещения водных масс подтверждается хорошим совпадением рассчитанного и наблюденного распределения величин минерализации воды по длине оз. Балхаш и близкими значениями объема возможного смешения для всех участков озера, приходящимися на единицу водной поверхности озера. Последнее доказывается линейностью связи величин ΔV с площадью участков озера (рис. 3), выражающейся уравнением

$$\Delta V = 0{,}0025 F_п.$$

Угловой коэффициент этой связи, равный 0,0025, имеет размерность км/год. Переводя его в метры, получаем 2,5 м/год. Иными словами, за год ветровые, сейшевые и плотностные течения перемешивают объем воды, соответствующий слою его по всему озеру, равному 2,5 м. Для Западного Балхаша это составляет около половины всей его водной массы. Как видно, учет перемешивания водной массы оз. Балхаш при расчете минерализации его воды совершенно необходим. Сравнительно большую величину максимально возможного перемещения водных масс, при которой получилось соответствие расчетных и фактических условий перемешивания воды в озере, можно объяснить существованием циркуляционных ветровых течений, возможностью переноса водных

масс как по направлению ветра дрейфовыми течениями, так и против ветра компенсационными течениями, а также существованием плотностного течения, вызванного различием минерализации воды восточной и западной частей оз. Балхаш. Скорость этого течения, конечно, мала, но зато оно действует непрерывно в течение всего года.

Диаграмма возможного перемещения водных масс (рис. 2) составлена в предположении приблизительно одинаковой ширины и глубины водоема. На самом деле ширина западной части озера более чем в два раза больше восточной, а глубина меньше. Кроме того, на оз. Балхаш имеются два сужения: в районе прол. Узун-Арал и о-ва Алгазы. Однако было показано, что некоторое изменение ширины и глубины водоема не может существенно повлиять на величину коэффициентов разлива. Расчет распределения величин минерализации воды по длине оз. Балхаш подтверждает это: оказалось достаточным только уменьшить на 50% коэффициенты разлива тех участков озера, которые располагаются правее Узун-Аральской узости, чтобы получить хорошее согласование вычисленных и наблюденных значений минерализации воды для всей акватории озера. Соответственно увеличивались коэффициенты разлива участков, лежащих левее этой узости так, чтобы сумма всех коэффициентов была равна единице. Окончательные значения коэффициентов разлива показаны в табл. 8.

Таблица 8

Принятые значения коэффициентов разлива восьми участков оз. Балхаш

Номер участка, откуда взята вода для разлива	Номер участка, куда вода выливается						
	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
1	0,47	0,33	0,17	0,02	0	0	0
2	—	0,52	0,36	0,10	0,02	0	0
3	—	—	0,72	0,16	0,09	0,03	0
4	—	—	—	0,46	0,31	0,20	0,04
5	—	—	—	—	0,48	0,35	0,17
6	—	—	—	—	—	0,60	0,40
7	—	—	—	—	—	—	1,00

Расчет минерализации воды выполнялся на ЭВМ «МИР-1». Программа расчета с данными для 1929—1950 и 1951—1970 гг. приведена в приложении 1.

Начальное распределение минерализации воды по длине озера принято для конца 1930 г. по данным, помещенным в [9], как среднее из наблюдений 1929—1931 гг. Исключение сделано только для участков 7 и 8, где начальная минерализация воды взята равной ее значению в конце периода длительного стояния низких уровней (1929—1953 гг.). Кроме расчета минерализации воды оз. Балхаш за 1929—1970 гг. сделана проверка предлагаемой методики на устойчивость: начальная минерализация воды всех уча-

стков озера была задана равной ее среднемноголетнему значению для всей водной массы (2,85 г/л), и при среднемноголетних величинах всех элементов водного баланса при уровне озера 341,97 м

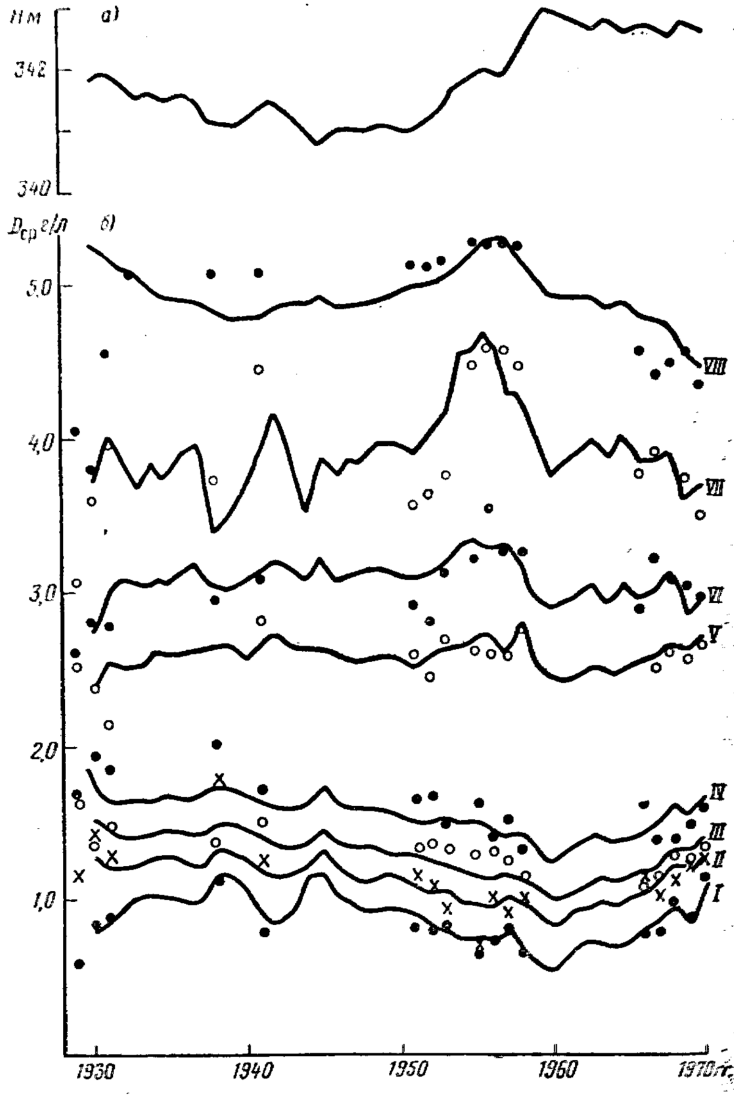

Рис. 4. Сопоставление результатов расчета (*а*) с наблюденными в натуре (*б*) значениями минерализации воды по восьми участкам оз. Балхаш за 1929—1970 гг.

выполнен расчет до стабилизации значений минерализации воды всех участков озера. И, наконец, третий поверочный расчет сделан для того, чтобы оценить, как будет работать предлагаемая

Сопоставление рассчитанных и фактических величин

Год	Рассчитанные	Фактические	Разность	Рассчитанные	Фактические	Разность
	Участок 1			Участок 2		
1931	0,87	0,90	—0,03	1,21	1,28	—0,07
1938	1,19	1,13	0,06	1,36	1,78	—0,42
1941	0,94	0,80	0,14	1,20	1,26	—0,06
1951	0,88	0,81	0,07	1,07	1,17	—0,10
1952	0,83	0,81	0,02	1,06	1,07	—0,01
1953	0,81	0,83	—0,02	1,04	0,96	0,08
1955	0,73	0,65	0,08	0,98	0,70	0,28
1956	0,70	0,74	—0,04	0,97	1,01	—0,04
1957	0,81	0,82	—0,01	1,02	0,92	0,10
1958	0,65	0,67	—0,02	0,96	1,00	—0,04
1966	0,78	0,77	0,01	1,04	1,11	—0,07
1967	0,87	0,80	0,07	1,10	1,02	0,08
1968	0,97	0,98	—0,01	1,20	1,14	0,06
1969	0,83	0,89	—0,06	1,16	1,22	—0,06
1970	1,06	1,12	—0,06	1,27	1,26	0,01
Средняя квадратичная ошибка			0,06			0,15
	Участок 5			Участок 6		
1931	2,55	2,16	0,39	3,04	2,80	0,24
1938	2,56	2,03	0,53	3,02	2,96	0,06
1941	2,66	2,82	—0,16	3,11	3,10	0,01
1951	2,51	2,58	—0,07	3,12	2,92	0,20
1952	2,59	2,44	0,15	3,10	2,80	0,30
1953	2,60	2,69	—0,09	3,17	3,11	0,06
1955	2,67	2,60	0,07	3,31	3,20	0,11
1956	2,68	2,59	0,09	3,36	3,55	—0,19
1957	2,60	2,56	0,04	3,30	3,25	0,05
1958	2,59	2,75	—0,16	3,11	3,24	—0,13
1966	2,53	2,60	0,07	2,94	2,88	0,06
1967	2,56	2,50	0,06	3,01	3,21	—0,20
1968	2,62	2,60	0,02	3,09	3,06	0,03
1969	2,60	2,56	0,04	2,80	3,01	—0,21
1970	2,66	2,64	0,02	2,94	2,96	—0,02
Средняя квадратичная ошибка			0,20			0,16

методика расчета минерализации воды в измененных гидрологических условиях: среднемноголетний сток воды р. Или был уменьшен на величину испарения воды с поверхности Капчагайского водохранилища (на 1,5 км³/год), задано начальное среднемноголетнее распределение минерализации воды по акватории оз. Балхаш и выполнен расчет до стабилизации величин минерализации воды в новых условиях, соответствующих уменьшенному на 1,5 км³/год стоку р. Или. Результаты всех расчетов показаны на рис. 4 и в табл. 9—11.

Таблица 9

минерализации воды (г/л) оз. Балхаш за 1929—1970 гг.

Рассчитанные	Фактические	Разность	Рассчитанные	Фактические	Разность
Участок 3			Участок 4		
1,45	1,49	—0,04	1,61	1,87	—0,23
1,48	1,38	0,10	1,71	2,03	—0,32
1,42	1,51	—0,09	1,65	1,70	—0,05
1,26	1,34	—0,08	1,53	1,65	—0,12
1,25	1,35	—0,10	1,51	1,67	—0,16
1,22	1,31	—0,09	1,51	1,52	—0,01
1,15	1,28	—0,13	1,49	1,62	—0,13
1,14	1,30	—0,16	1,48	1,40	0,08
1,16	1,26	—0,10	1,50	1,52	—0,02
1,12	1,14	—0,02	1,43	1,33	0,10
1,18	1,09	0,09	1,46	1,60	—0,14
1,23	1,14	0,09	1,51	1,41	0,10
1,32	1,29	0,03	1,60	1,39	0,21
1,31	1,26	0,05	1,54	1,52	0,02
1,40	1,33	0,07	1,65	1,59	0,06
		0,09			0,15
Участок 7			Участок 8		
3,98	3,96	0,02	5,17	4,55	0,62
3,41	3,72	—0,31	4,83	5,06	—0,23
3,93	4,46	—0,53	4,77	5,06	—0,29
3,93	3,57	0,36	4,96	5,10	—0,14
4,02	3,63	0,39	4,99	5,10	—0,11
4,17	3,76	0,41	5,01	5,15	—0,14
4,60	4,44	0,16	5,16	5,25	—0,09
4,69	4,58	0,11	5,26	5,25	0,01
4,30	4,56	—0,26	5,28	5,25	0,03
4,28	4,46	—0,18	5,18	5,02	0,16
3,84	3,77	0,07	4,79	4,56	0,23
3,86	3,89	—0,03	4,75	4,40	0,35
3,92	3,93	—0,01	4,74	4,47	0,27
3,57	3,74	—0,17	4,57	4,57	0
3,65	3,48	0,17	4,51	4,31	0,20
		0,27			0,25

Сопоставление результатов расчета с наблюденными в натуре величинами минерализации воды оз. Балхаш за 1929—1970 гг. (табл. 9, рис. 4) говорит о возможности применения предлагаемой методики для расчета минерализации воды даже такого сложного водоема, каким является оз. Балхаш. Совпадение расчетов с натурой можно считать вполне удовлетворительным. При оценке точности расчета следует иметь в виду, что величины средних на участке минерализации воды вычисляются по дачным наблюдений с возможной погрешностью до 0,1 г/л. Кроме того, сведения

Таблица 10

Результаты проверки методики на устойчивость при среднемноголетнем уровне воды 341,967 м

Номер года	Минерализация воды (г/л) по участкам							
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
1	2,12	2,64	2,90	2,85	3,13	2,96	2,91	2,98
2	1,90	2,42	2,79	2,74	3,31	3,07	3,00	3,11
3	1,77	2,25	2,65	2,63	3,40	3,14	3,10	3,24
4	1,67	2,13	2,51	2,54	3,43	3,18	3,19	3,37
5	1,59	2,03	2,39	2,45	3,43	3,20	3,27	3,49
6	1,52	1,94	2,29	2,37	3,41	3,21	3,34	3,61
7	1,46	1,86	2,19	2,30	3,37	3,22	3,40	3,72
8	1,40	1,79	2,11	2,24	3,33	3,22	3,46	3,82
9	1,36	1,73	2,04	2,18	3,29	3,22	3,50	3,91
10	1,31	1,68	1,98	2,13	3,25	3,21	3,55	3,99
12	1,25	1,59	1,87	2,04	3,17	3,20	3,61	4,14
14	1,19	1,52	1,79	1,97	3,10	3,19	3,66	4,26
16	1,15	1,47	1,72	1,91	3,05	3,19	3,71	4,36
18	1,11	1,42	1,67	1,87	3,00	3,18	3,74	4,44
20	1,09	1,39	1,62	1,83	2,96	3,17	3,77	4,50
22	1,06	1,36	1,59	1,80	2,93	3,17	3,79	4,55
24	1,05	1,34	1,56	1,78	2,91	3,16	3,80	4,59
26	1,03	1,32	1,54	1,76	2,89	3,16	3,82	4,64
28	1,00	1,28	1,49	1,76	2,78	3,10	3,79	4,64
40	0,90	1,18	1,35	1,60	2,63	3,01	3,77	4,64

Таблица 11

Результаты расчета распределения минерализации воды по акватории оз. Балхаш при среднемноголетних значениях элементов водного баланса с учетом потерь воды на испарение с поверхности Капчагайского водохранилища в размере 1,5 км³/год

Номер года	Минерализация воды (г/л) по участкам							
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
1	0,96	1,21	1,37	1,61	2,62	2,98	3,65	4,61
2	1,00	1,25	1,40	1,63	2,61	2,95	3,58	4,57
3	1,02	1,27	1,43	1,65	2,61	2,93	3,53	4,53
4	1,04	1,29	1,45	1,67	2,61	2,92	3,50	4,49
5	1,06	1,31	1,47	1,68	2,62	2,92	3,48	4,46
6	1,07	1,32	1,49	1,69	2,62	2,91	3,47	4,42
7	1,09	1,33	1,50	1,70	2,63	2,91	3,46	4,40
8	1,10	1,34	1,51	1,71	2,63	2,91	3,45	4,37
9	1,10	1,35	1,52	1,72	2,64	2,91	3,44	4,35
10	1,11	1,35	1,53	1,72	2,64	2,91	3,44	4,33
15	1,13	1,36	1,54	1,74	2,66	2,91	3,44	4,28
20	1,14	1,35	1,54	1,74	2,67	2,91	3,44	4,28
25	1,14	1,36	1,54	1,74	2,67	2,91	3,44	4,28
30	1,14	1,35	1,54	1,74	2,67	2,91	3,44	4,28

о фактической минерализации воды по данным наблюдений не всегда соответствуют одному времени года, а сезонный ход минерализации воды достигает 0,2 г/л. Отклонения же расчета от

натуры в большинстве случаев не превышают 0,2—0,3 г/л. Среднеквадратичная ошибка расчета колеблется от 0,06 до 0,27 г/л для всех участков озера (табл. 9).

Результаты испытания предлагаемой методики расчета распределения минерализации воды по акватории водоема на устойчивость (табл. 10) подтверждают надежность ее работы: величины минерализации воды всех участков озера плавно стремятся к среднемноголетнему значению и уже через 30 лет становятся равными этой величине.

Особый интерес представляет третий расчет, выполненный при уменьшенном стоке р. Или на 1,5 км³/год (потеря воды на испарение с поверхности Капчагайского водохранилища после наполнения его до нормальной подпорной отметки). Как показывают результаты расчета (табл. 11), уровень оз. Балхаш плавно снижается от отметки 341,97 до 341,13 м и медленно, но неуклонно увеличивается минерализация воды западных районов озера вследствие уменьшения величины воднобалансового перетока. Через 30 лет наступает стабилизация распределения минерализации воды по длине озера, но при более высоких значениях ее в районах 1—5 и более низких в районах 7 и 8 по сравнению с естественным среднемноголетним распределением. Так, в районе 4, где вода оз. Балхаш используется для обеспечения Балхашского горно-металлургического комбината, минерализация ее повысится до 1,74 г/л, т. е. на 0,14 г/л по сравнению с ее среднемноголетним значением в естественных условиях (1,60 г/л). Еще больше, на 0,17 г/л, увеличится минерализация воды во втором районе. Содержание солей в воде возрастет здесь до 1,35 г/л, тогда как в естественных условиях она была равна 1,18 г/л.

Такое увеличение минерализации воды Западного Балхаша является следствием уменьшения воднобалансового переноса солей через прол. Узун-Арал с 6,2 до 5,1 млн.т/год, тогда как условия перемешивания водной массы озера ветровыми, плотностными и сейшевыми течениями остались неизменными и обеспечивали в первые годы после создания Капчагайского водохранилища переброску растворенных в воде солей с востока на запад в размере 4,8 млн.т/год. Таким образом, в эти годы результирующая солеобмена через прол. Узун-Арал, равная 0,3 млн.т/год, была уменьшена по сравнению со среднемноголетним значением в 3 раза: с 0,9 до 0,3 млн.т/год, что привело к быстрому росту минерализации воды Западного Балхаша.

В программе расчета распределение минерализации по акватории оз. Балхаш предусмотрен также вывод рассчитанных величин количества перемещающейся через прол. Узун-Арал воды (*VУ*), количества солей, перемещающихся с воднобалансовым течением (*SБУ*), количество солей, перемещающихся с ветровыми, плотностными и сейшевыми течениями (*SУ*), результирующая солеперетоков (*ДУ=SБУ—SУ*) и общий запас солей (*SMV*) в озере. Результаты их расчета за 1931—1970 гг. помещены в табл. 12. В среднем за этот период воднобалансовый переток во-

Таблица 12

Расчет количества перемещающейся через прол. Узун-Арал воды (*VУ*), солей, перемещающихся с воднобалансовым течением (*SБУ*), солей, перемещающихся с ветровыми, плотностными и сейшевыми течениями (*SУ*), результирующая солеперетоков (*ДУ*) и общий запас солей (*SMV*)

Год	*VУ* км³/год	*SБУ*	*SУ* млн. т/год	*ДУ*	*SMV*
1931	3,41	7,14	3,67	3,47	304,2
1932	3,04	6,37	4,46	1,91	293,5
1933	2,56	5,36	4,28	1,08	281,2
1934	1,92	4,00	4,35	—0,35	287,2
1935	2,66	5,70	4,24	1,46	278,8
1936	3,31	7,13	4,59	2,54	284,3
1937	2,82	6,09	4,71	1,38	284,3
1938	1,41	3,05	3,88	—0,83	257,9
1939	2,70	5,77	3,63	2,14	255,1
1940	3,20	6,86	3,83	3,01	255,6
1941	3,42	7,30	4,24	3,06	265,9
1942	3,82	8,24	4,98	3,26	279,7
1943	2,58	5,60	4,91	0,69	268,9
1944	2,42	5,15	4,24	0,91	251,9
1945	2,44	5,09	4,09	1,00	251,8
1946	2,98	6,51	3,88	2,63	251,8
1947	3,09	6,49	4,23	2,26	254,4
1948	3,26	6,83	4,35	2,48	253,5
1949	2,72	5,63	4,49	1,14	258,0
1950	3,12	6,48	4,54	1,94	258,1
1951	3,59	7,42	4,56	2,86	254,6
1952	3,10	6,28	4,59	1,69	262,4
1953	3,35	6,89	5,14	1,79	271,0
1954	4,24	8,72	5,90	2,82	292,0
1955	3,39	7,09	6,21	0,78	302,8
1956	3,90	8,11	6,57	1,54	314,0
1957	2,92	6,11	6,11	0	302,0
1958	3,62	7,42	6,07	1,35	314,2
1959	4,28	8,61	6,21	2,40	314,5
1960	3,81	7,28	6,31	0,97	314,9
1961	3,64	6,67	6,53	0,14	315,2
1962	3,18	5,93	6,45	—0,52	315,4
1963	3,32	6,34	6,28	0,06	315,6
1964	3,52	6,85	6,03	0,82	315,8
1965	4,06	7,81	6,30	1,51	316,0
1966	2,09	4,12	5,86	—1,74	316,3
1967	2,40	4,80	5,88	—1,08	316,4
1968	2,00	4,08	5,70	—1,62	316,4
1969	2,15	4,53	5,20	—0,67	316,0
1970	1,01	2,11	5,28	—3,17	316,0
Средние...	3,01	6,18	5,08	1,13	297,0

ды через Узун-Арал составляет 3,01 км³/год. Вместе с этой водой из Западного Балхаша в Восточный перемещается за год 6,18 млн. т растворенных солей. Обратное перемещение солей, с востока на запад, вызванное ветровыми, плотностными и сейшевыми течениями составляет 5,08 млн.т/год, что равно 82% водно-балансового переноса солей с запада на восток. Результирующая солеперетока через прол. Узун-Арал в среднем равна всего 1,13 млн.т/год, а в отдельные годы она колеблется в пределах от —3,17 до 3,47 млн.т/год.

Интересно отметить, что до 1966 г. величина этого солеперетока была в основном положительной, т. е. результирующий солеперетоk через прол. Узун-Арал был направлен с запада на восток, а за 4-летний период подряд (1966—1970 гг.) направление результирующего солеперетока стало обратным: с востока на запад. В результате минерализация всех участков Западного Балхаша за эти годы выросла на 0,15—0,25 г/л.

Расчеты подтверждают возможность применения разработанной методики для оценки неустановившегося режима минерализации воды водоемов. Особую ценность эта методика представляет для расчета режима минерализации воды в измененных под влиянием человеческой деятельности гидрологических условиях, так как в ней используются не эмпирические связи и коэффициенты, а реальные объемы смешивающейся воды и коэффициенты разлива, определяемые по максимально возможной длине пути перемещения водных масс водоема за расчетный интервал времени под влиянием ветровых, плотностных и сейшевых течений. Эти величины в новых гидрологических условиях или остаются неизменными, или могут быть найдены из анализа этих условий. Надежность такого расчета значительно больше, чем принятие неизменными в новых гидрологических условиях эмпирических связей, установленных за время существования водоема в естественных условиях.

В заключение авторы благодарят Р. Д. Курдина и В. В. Голубцова, просмотревших рукопись и сделавших ряд замечаний, учтенных в окончательной редакции.

ЛИТЕРАТУРА

1. Голубцов В. В. Модель расчета многолетних колебаний запаса солей и минерализации озера Балхаш. — «Метеорология и гидрология», 1974, № 1, с. 69—76.
2. Жиркевич А. Н. Водный баланс оз. Балхаш и перспективы его изменения в связи с использованием водных ресурсов Или-Балхашского бассейна. — Тр. КазНИГМИ, 1972, вып. 44, с. 140—168.
3. Зайков Б. Д. Очерки по озероведению. Л., Гидрометеоиздат, 1955, с. 271.
4. Караушев А. В. Речная гидравлика. Л., Гидрометеоиздат, 1969, с. 415.
5. Кривенцов М. И. К методике расчета ожидаемой минерализации воды водохранилищ. — «Гидротехника и мелиорация», 1953, № 8, с. 52—63.
6. Курдин Р. Д., Рубинович С. А. Внутриводоемный водо- и солеобмен и его роль в распределении минерализации воды по длине оз. Балхаш (см. настоящий сборник).

7. Ибрагимова М. А. Физико-химическая характеристика воды рек бассейна оз. Балхаш. Дисс. на соиск. ученой степени кандидата хим. наук. КазГУ им. Кирова. Алма-Ата, 1969, с. 150.
8. Отчет по теме «Предварительный прогноз гидрохимического режима озера Балхаш в составе I этапа схемы комплексного использования р. Или и оз. Балхаш». ГХИ. Новочеркасск, 1972, с. 50.
9. Тарасов М. Н. Гидрохимия озера Балхаш. М., изд-во АН СССР, 1961, с. 215.
10. Указания по расчету испарения с поверхности водоемов. Л., Гидрометеоиздат, 1969, стр. 83.
11. Филатова Т. Н. Исследование течений в озерах и водохранилищах. Л., Гидрометеоиздат, 1972, с. 318.

ПРОГРАММА РАСЧЕТА РАСПРЕДЕЛЕНИЯ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ВОДЫ ПО АКВАТОРИИ оз. БАЛХАШ И ИЗМЕНЕНИЯ ЕЕ ВО ВРЕМЕНИ (ДЛЯ ЭВМ «МИР-1»)

```
""5.WH=0;FH=0;H=HH;"ДЛ"I=1"Ш"1"ДО"8"ВЫП"(A[12,I]=W;WH=WH+A[12,I];
A[14,I]=F;FH=FH+A[14,I]);"ДЛ"K=1"Ш"1"ДО"N"ВЫП"("ВЫВ""ЗНАЧ""СТРО",
Г+K,[ ];SMV=0;SC3=0;HK=HH;VИ=B[K,1];VB=B[K,2];И=B[K,3];D1=0;"Е"K>
1"ТО"("НА"B);Я.WK=0;FK=0;H=HK;"ДЛ"I=1"Ш"1"ДО"8"ВЫП"(A[13,I]=W;WK=
WK+A[13,I];A[15,I]=F;FK=FK+A[15,I]);B.FS=.5×(FH+FK);D=1₁₀3×(.8+VИ+
VB-.906)/(FS×1.01)-1₁₀-3×И;"Е"ABS(D1-D)<1₁₀-3"ТО"("НА"Э);D1=D;HK=HH
+D;"НА"Я;Э.WKO=WK;FKO=FK;ZИ=(VИ/11.6)↑.4;SИ=ZИ×3.26;ZB=(VB/3.13)↑
.4;SB=ZB×.81;Ф1=0;V1=0;"ДЛ"I=1"Ш"1"ДО"8"ВЫП"("Е"I=1"ТО"(VБ=VИ;SS=
SИ)"ИН"(VБ=A[9,I]×VB;SS=A[9,I]×SB);WH=A[12,I];WK=A[13,I];FH=A[14,
I];FK=A[15,I];FS=.5×(FH+FK);VФ=КБ×A[7,I];V2=WH+V1+VБ+.1-И×1₁₀-6×FS
×1.01-VФ-WK;Ф=C[I];"Е"I=7"ТО"(КЗ=.03)"ИН"(КЗ=.006);"Е"HK<.96"ТО"(
КЗ=0;"НА"Я1);"Е"HH>2.03"ТО"(КЗ=0;"НА"Я1);"Е"HK>2.03"ТО"(КЗ=КЗ×(2.
03-HH)/(HK-HH));Я1.З=КЗ×(FK-FH)×Ф;"Е"I<8"ТО"(Ф2=.5×(Ф+C[I+1]));"Е
"I<6"ТО"(Z=ZИ)"ИН"(Z=ZB);P=A[10,I]×Z;Б=VФ×Ф;M=(Ф×WH+SS+A[8,I]+З-Б
-P-.02+V1×Ф1-V2×Ф2)/WK;Ф1=Ф2;V1=V2;A[12,I]=M;SMV=SMV+M×WK;"Е"I=4"
ТО"(SMЗ=SMV;VУ=V2;SБУ=V2×Ф2));S1=0;S2=0;"ДЛ"I=1"Ш"1"ДО"8"ВЫП"(WK=
A[13,I];DV=.0000609×FKO×A[11,I];MS=0;"Е"I<8"ТО"("ДЛ"J=I+1"Ш"1"ДО"
8"ВЫП"MS=MS+K[I,J-1]×A[12,J])"ИН"(DV=S2);M=A[12,I];Ф=M+((DV-S2)×M
S+S1-DV×M)/WK;C[I]=Ф;"Е"I<5"ТО"(SC3=SC3+Ф×WK);"ВЫВ""ЗНАЧ".01×Z(10
0×Ф),[ ];A[14,I]=DV-S2;S1=0;S2=0;"ДЛ"J=1"Ш"1"ДО"I"ВЫП"(S=A[12,J]×
A[14,J]×K[J,I];S1=S1+S;S2=S2+S/A[12,J]));SУ=SC3-SM3;ДУ=SБУ-SУ;"ВЫ
В"HK,[ ],SУ,[ ],SБУ,[ ],ДУ,[ ],VУ,[ ],SC3,[ ],SMV;"ДЛ"I=1"Ш"1"ДО"
8"ВЫП"(A[12,I]=A[13,I];A[14,I]=A[15,I]);HH=HK;FH=FKO;WH=WKO;FK=FH
;WK=WH)"ГДЕ"W=A[3,I]×(H+2.3)↑A[2,I]+A[1,I];F=A[6,I]×(H+2.3)↑A[5,I
]+A[4,I];N=20;Г=1930;КБ=.0271;HH=1.76;A[15,8]=1.88,3,3.76,2.07,4.
79,2.07,7.7,17.73,1.131,1.357,1.194,1.159,1.416,1.548,1.191,1.175
```

```
,1.319,1.472,2.106,1.124,.742,.335,1.257,1.851,1120,1840,2140,970
,910,550,1330,1940,1.185,.801,1.07,1.357,1.718,1.893,1.812,1.394,
228.7,344.4,271.4,117.1,88.15,16.16,54.1,64.67,3.2,2.5,3.4,4.4,4.
5,3.9,5.8,6.3,.17,.15,.19,.2,.22,.17,.26,.3,0,0,0,0,0,.34,.51,.15
,.56,.66,.45,.37,.33,.2,.31,.1,5.1,7.6,7.1,6.3,3.2,3.3,4.9,4,0,0,
0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0;K[7,7
]=.47,.33,.17,.02,0,0,0,0,.52,.36,.1,.02,0,0,0,0,.72,.16,.09,.03,
0,0,0,0,.46,.31,.2,.04,0,0,0,0,.48,.35,.17,0,0,0,0,0,.6,.4,0,0,0,
0,0,0,1;
```

МАССИВЫ В [20,3] И С [8] С ДАННЫМИ ДЛЯ РАСЧЕТА МИНЕРАЛИЗАЦИИ ВОДЫ оз. БАЛХАШ ЗА 1931—1950 гг. (ПЕРЕМЕННАЯ ЧАСТЬ ПРОГРАММЫ)

```
B[20,3]=13.6,3.9,819,10.66,2.2,900,9.43,2.1,884,9.41,3.45,630,10.
47,2.7,915,11.47,2.5,709,10.42,2.53,747,6.36,1.7,972,10.12,2.42,8
33,11.21,2.38,827,13.43,3.68,834,14.41,3.76,819,9.38,2.04,868,8.8
5,1.81,992,8.54,1.63,904,11.79,3.29,732,11.55,2.82,842,11.75,2.6,
913,10.88,3.03,766,11.59,2.76,883;C[8]=.78,1.29,1.52,1.83,2.36,2.
74,3.74,5.25"K"
```

МАССИВ В [20,3] С ДАННЫМИ ДЛЯ РАСЧЕТА МИНЕРАЛИЗАЦИИ ВОДЫ оз. БАЛХАШ ЗА 1951—1970 гг. И НАЗВАНИЕ МАССИВА С [8]=(ПЕРЕМЕННАЯ ЧАСТЬ ПРОГРАММЫ)

```
B[20,3]=12.13,2.28,953,13.81,4.43,965,12.59,3.21,786,14.51,3.25,6
58,13,3.5,761,13.66,3.14,760,9.88,1.88,829,15.27,5.01,649,16.82,4
.98,784,15.96,5.27,726,12.94,3.09,897,11.17,2.57,805,11.63,2.66,8
05,14.24,4.4,764,12.06,1.62,885,11.4,4.73,720,9.56,2.79,688,8.34,
2.5,706,13.33,6.2,665,6.62,3,650;C[8]=
```

КОРРЕКТИРОВОЧНЫЙ ОПЕРАТОР К МАССИВУ В [20,3] ДЛЯ РАСЧЕТА МИНЕРАЛИЗАЦИИ ВОДЫ оз. БАЛХАШ С 1951 ГОДА

```
"ВМ"Т=1930"ЗАП"Т=1950"ВМ"НН=1.76"ЗАП"НН=1.06
```

МАССИВЫ В [1, 3] И С [8] ДЛЯ РАСЧЕТА МИНЕРАЛИЗАЦИИ ВОДЫ оз. БАЛХАШ С УЧЕТОМ ПОТЕРЬ ВОДЫ НА ИСПАРЕНИЕ С ПОВЕРХНОСТИ КАПЧАГАЙСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА В РАЗМЕРЕ 1,5 км³/год

```
B[1,3]=10.1,3.13,811;C[8]=.9,1.18,1.35,1.6,2.63,3.01,3.77,4.64"К"
```

КОРРЕКТИРОВОЧНЫЙ ОПЕРАТОР К РАСЧЕТУ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ВОДЫ оз. БАЛХАШ С УЧЕТОМ ПОТЕРЬ ВОДЫ НА ИСПАРЕНИЕ С ПОВЕРХНОСТИ КАПЧАГАЙСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА В РАЗМЕРЕ 1,5 км³/год

```
"ВМ"("ВЫВ""ЗАП"(К=1;Г=Г+К;"ВЫВ""ВМ"+К,"ЗАП","ВМ"ZИ=(VИ/1"ЗАП"ZИ=1
;"ВМ"1.6)↑.4;S"ЗАП"S"ВМ"ZВ=(VВ/3.13)↑"ЗАП"ZВ=1;"ВМ".4;S"ЗАП"S"ВМ"
Г=1930"ЗАП"Г=0"ВМ"НН=1.76"ЗАП"НН=1.967
```

МАССИВЫ В [1, 3] И С [8] ДЛЯ РАСЧЕТА ВЕЛИЧИН ΔV ПО НАБЛЮДЕННЫМ ВЕЛИЧИНАМ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ВОДЫ оз. БАЛХАШ, СРЕДНИМ ЗА ПЕРИОД УСТОЙЧИВОГО НИЗКОГО СТОЯНИЯ УРОВНЯ 1929—1953 гг.

```
B[1,3]=11,2.74,844;C[8]=.92,1.11,1.27,1.52,2.45,3,3.72,4.7"К"
```

КОРРЕКТИРОВОЧНЫЙ ОПЕРАТОР, ПОСЛЕ ВВЕДЕНИЯ КОТОРОГО В ОСНОВНУЮ ПРОГРАММУ РАСЧЕТА МИНЕРАЛИЗАЦИИ ВОДЫ оз. БАЛХАШ, ПОЛУЧАЕТСЯ ПРОГРАММА ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ВЕЛИЧИНЫ ΔV ПО УЧАСТКАМ ВОДОЕМА

```
"ВМ"N"ВЫП"("ВЫВ""ЗНАЧ""СТРО","ЗАП"N"ВЫП"("ВМ"Г+К,[ ];SМ"ЗАП"ЗМ"
ВМ";Ф=М+((DV-S2)×М"ЗАП";"ВМ"S+S1-DV×М)/VК;C[I]=Ф;"Е"I<5"ТО""ЗАП"Ф
=C[I];DV=(VК×(Ф-М)+МS×S2-S1)/(МS-М);"ВМ"(SС3=SС3+Ф×VК);""ЗАП""ВМ
"Ф),[ ]"ЗАП"DV),[ ],I,[ ]"ВМ"НН=1.76"ЗАП"НН=1.28
```

МАССИВЫ В [1, 3] И С [8] ДЛЯ ПРОВЕРКИ МЕТОДИКИ РАСЧЕТА РАСПРЕДЕЛЕНИЯ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ВОДЫ ПО АКВАТОРИИ оз. БАЛХАШ НА УСТОЙЧИВОСТЬ

```
B[1,3]=11.6,3.13,811;C[8]=2.85,2.85,2.85,2.85,2.85,2.85,2.85,2.85
"К"
```

КОРРЕКТИРОВОЧНЫЙ ОПЕРАТОР К ПРОВЕРКЕ МЕТОДИКИ РАСЧЕТА РАСПРЕДЕЛЕНИЯ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ВОДЫ ПО АКВАТОРИИ оз. БАЛХАШ НА УСТОЙЧИВОСТЬ

```
"ВМ"("ВЫВ""ЗАП"(К=1;Г=Г+К;"ВЫВ""ВМ"+К,"ЗАП","ВМ"Г=1930"ЗАП"Г=0"ВМ
"НН=1.76"ЗАП"НН=1.967
```

КОРРЕКТИРОВОЧНЫЙ ОПЕРАТОР К ПРОГРАММЕ РАСЧЕТА РАСПРЕДЕЛЕНИЯ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ВОДЫ оз. БАЛХАШ, ПОСЛЕ ВВЕДЕНИЯ КОТОРОГО В ПРОГРАММУ РАСЧЕТ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ВОДЫ ВЫПОЛНЯЕТСЯ С УЧЕТОМ ЗАДАННЫХ В МАССИВЕ В [N, 7] ВЕЛИЧИН ИОННОГО СТОКА И СТОКА КАРБОНАТНЫХ СОЛЕЙ РЕК, ВПАДАЮЩИХ В оз. БАЛХАШ ДЛЯ ВСЕХ ЛЕТ РАСЧЕТНОГО ПЕРИОДА

```
"ВМ";ZИ=(VИ/1"ЗАП";"ВМ"1.6)†.4;SИ=ZИ×3.26;ZB=(VB/3.13)†"ЗАП"ZИ=B[
К,6]/2.37;SИ=B[К,4];"ВМ".4;SB=ZB×.81;"ЗАП"SB=B[К,5];ZB=B[К,7]/.61
```

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

SMV — количество солей (млн. т), растворенных в воде оз. Балхаш, полученное расчетом по уравнению солевого баланса отдельных участков озера и последующего их суммирования при линейной интерполяции величин минерализации воды на границах соседних районов;
SCЗ — количество солей (млн. т), растворенных в воде Западного Балхаша;
SMЗ — вычисленное на конец расчетного интервала времени без учета смешения водной массы озера ветровыми, плотностными и сейшевыми течениями количество солей (млн. т.), растворенных в воде западного Балхаша;
SБУ — количество солей (млн. т/год), перемещающихся через прол. Узун-Арал с запада на восток с воднобалансовым течением;
SУ — количество солей (млн. т/год), перемещающихся через прол. Узун-Арал с востока на запад вследствие перемешивания водной массы озера ветровыми, плотностными и сейшевыми течениями;
ДУ = SБУ—SУ — результирующая солеперетоков через прол. Узун-Арал (млн. т/год);
VУ — количество воды ($км^3$/год), перемещающееся через прол. Узун-Арал с запада на восток с воднобалансовым течением;
WH и WK — объем одного участка или объем всего озера в начале и конце расчетного интервала времени ($км^3$);
FH, FK и FS — площади водного зеркала ($км^2$) одного участка или всего озера в начале, конце расчетного интервала времени и среднее арифметическое между ними;
HH и HK — уровни воды оз. Балхаш в начале и конце расчетного интервала времени (м);
I — параметр цикла (номер участка озера);
K — параметр цикла (номер расчетного года);
Г — номер первого года расчета минус единица;
V1 — объем воды ($км^3$/год), перетекающий из соседнего участка в данный;
V2 — объем воды ($км^3$/год), перетекающий из данного участка в следующий по направлению воднобалансового течения;
D1 — предполагаемое изменение уровня воды. оз. Балхаш (м) за расчетный интервал времени;
D — изменение уровня оз. Балхаш (м), полученное расчетом из уравнения водного баланса озера;

WKO и FKO — объем воды (км³) и площадь водного зеркала (км²) оз. Балхаш в конце расчетного интервала времени:
ZИ — модульный коэффициент притока воды р. Или к периметру озера, возведенный в степень 0,4;
SИ — ионный сток р. Или, млн. т/год;
ZB — модульный коэффициент стока рек, впадающих в восточную часть оз. Балхаш, возведенный в степень 0,4;
SB — ионный сток (млн. т/год) рек, впадающих в восточную часть оз. Балхаш;
Ф1, Ф2 и Ф — минерализация воды на левой, правой границе и средняя на всем расчетном участке озера в начале расчетного интервала времени;
VБ — приток речной воды (км³/год) на расчетный участок озера;
SS — ионный сток речных вод, поступающих на расчетный участок озера, млн. т/год;
VФ — объем воды (км³/год), фильтрующейся в берега озера в пределах расчетного участка;
КЗ — расчетный коэффициент;
DV — объем возможного смешения воды данного расчетного участка озера, км³/год;
MS — средневзвешенная минерализация воды (г/л) всех участков озера, расположенных далее расчетного, считая по направлению водобалансового течения;
S2 — объем воды (км³/год), представляющий собой часть объема возможного смешения расчетного участка, который смешался с водой участков, расположенных слева от данного (против направления водобалансового течения);
S1 — сумма солей (млн. т/год), поступивших в процессе перемешивания воды на данный участок озера со стороны расположенных слева от него участков (S — количество солей одного участка);
КБ — коэффициент в формуле для определения величины VФ.

Программа расчета распределения величин минерализации воды по акватории оз. Балхаш и изменения ее во времени составлена для естественных условий существования озера. Величины ионного стока рек, впадающих в озеро, определяются в ней по связи этого стока со стоком воды, справедливой только для естественных условий. Учитывая необходимость расчета режима минерализации воды озера и в измененных под воздействием человеческой деятельности гидрологических условиях, дается также дополнительно корректировочный оператор, после введения которого в программу можно рассчитывать режим минерализации воды оз. Балхаш при любом изменении по годам величин стока воды и ионного стока рек, а также и количества карбонатов, вносимых в озеро с речным стоком. Сведения о ионном стоке и количестве карбонатов помещаются при этом в массиве B [N, 7], форма которого показана в табл. 13.

Таблица 13

Форма массива B [N, 7] к программе расчета распределения минерализации воды по акватории оз. Балхаш и изменения ее во времени при заданном по годам количестве ионного стока рек, впадающих в озеро, и количестве карбонатных солей в этом стоке

Приток воды к периметру оз. Балхаш км³/год		Разность слоя испарения воды и атмосферных осадков мм/год	Ионный сток, поступающий к периметру оз. Балхаш млн. т/год		Количество карбонатов, поступающих к периметру оз. Балхаш, млн. т/год	
р. Или	реки, впадающие в восточную часть озера		р. Или	реки, впадающие в восточную часть озера	р. Или	реки, впадающие в восточную часть озера
1	2	3	4	5	6	7

Программа делится на две части: постоянную и переменную. В постоянной части программы помещены операторы, выполняющие расчет минерализации воды по участкам озера и массивы исходных данных А [15,8] и К [7,7]. В массиве А помещены сведения о параметрах кривых объема и площадей водного зеркала для восьми участков озера, длина береговой линии участков, величины прихода солей на участки с грунтовыми водами и атмосферными осадками, коэффициенты, применяющиеся для расчета притока речных вод по участкам озера ($K_У$), среднемноголетние величины разложения карбонатов по участкам озера и значения объемов возможного смешения ΔV. В этом же массиве отведены 4 строки для помещения туда величин объемов воды и площадей водной поверхности участков озера в начале и конце расчетного интервала времени (табл. 14). В массив К записаны величины коэффициентов разлива, соответствующие данным, помещенным в табл. 8.

Таблица 14

Массив А [15,8]

Характеристика	Номер участка озера							
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
$W_О$ км³	1.88	3	3.76	2.07	4.79	2.07	7.7	17.73
n	1.131	1.357	1.194	1.159	1.416	1.548	1.191	1.175
A	1.319	1.472	2.106	1.124	.742	.335	1.257	1.851
$F_О$ км²	1120	1840	2140	970	910	550	1330	1940
m	1.185	1.801	1.07	1.357	1.718	1.893	1.812	1.394
B	228.7	344.4	271.4	117.1	88.15	16.16	54.1	64.67
$L_{бер}$ усл. ед.	3.2	2.5	3.4	4.4	4.5	3.9	5.8	6.3
$S_{гр} + S_{ос}$ млн. т/год	.17	.15	.19	.2	.22	.17	.26	.3
$K_У$	0	0	0	0	0	.34	.51	.15
$S_{раз}$ млн. т/год	.56	.66	.45	.37	.33	.2	.31	.1
ΔV км³	5.1	7.6	7.1	6.3	3.2	3.3	4.9	4.0
$W_Н$ км³	0	0	0	0	0	0	0	0
$W_К$ км²	0	0	0	0	0	0	0	0
$F_Н$ км²	0	0	0	0	0	0	0	0
$F_К$ км²	0	0	0	0	0	0	0	0

В переменной части программы помещены массивы В [N, 3] и С [8]. В первом массиве помещены исходные данные, необходимые для расчета водного баланса озера: приток вод р. Или к периметру озера, км³/год; сумма притока воды в озеро рек, впадающих в восточную часть его (км³/год) и слой видимого испарения (разность слоев испарения и атмосферных осадков, выпадающих на поверхность озера), мм/год. В массиве С записаны значения начальной минерализации воды по восьми участкам озера для первого расчетного года. В этот же массив записываются вычисленные величины минерализации воды в конце расчетного года.

В результате расчета печатается для каждого года отдельная строка, в начале которой помещается год расчета, затем последовательно для восьми участков озера значения средней вычисленной минерализации воды (г/л) в конце данного года и в конце строки — уровень озера (м) на конец расчетного года (НК), количество солей (млн. т/год), перемещающихся через прол. Узун-Арал с востока на запад в результате перемешивания водной массы озера ветровыми, плотностными и сейшевыми течениями (SУ), количество солей (млн. т/год), перемещающихся через этот же пролив с запада на восток с воднобалансовым течением (SБУ), разность этих потоков солей (ДУ=SБУ—SУ), объем воды (км³/год), перетекающий через прол. Узун-Арал с запада на восток с воднобалансовым течением (VУ), запас солей, растворенных в воде Западного Балхаша в (млн. т) (SСЗ) и запас солей, растворенных в воде всего оз. Балхаш (млн. т) (SMV).

А. П. БРАСЛАВСКИЙ, С. П. ЧИСТЯЕВА

ВЛИЯНИЕ РАЗМЕРА ВОДОЕМА НА ВЕЛИЧИНУ СУММАРНОЙ СОЛНЕЧНОЙ РАДИАЦИИ, ПАДАЮЩЕЙ НА ЕДИНИЦУ ПЛОЩАДИ ЕГО ПОВЕРХНОСТИ

Как известно, величина суммарной солнечной радиации, падающей на единицу площади горизонтальной поверхности, зависит от ее альбедо. Это явление связано с увеличением рассеянной радиации при ее повторном отражении от подстилающей поверхности и затем обратном отражении от нижней поверхности облаков и обратном рассеивании атмосферой. Прямая же радиация от альбедо не зависит.

Влияние повторного рассеивания радиации на величину суммарной солнечной радиации принято выражать коэффициентом K_r, на который умножается величина суммарной солнечной радиации, падающей на горизонтальную поверхность при альбедо ее, равном нулю [3]:

$$K_r = \frac{1}{1 - \gamma r}, \qquad (1)$$

где γ — доля радиации, повторно отраженной нижней поверхностью облаков и рассеянной атмосферой вниз по направлению к поверхности земли, r — альбедо поверхности для суммарной солнечной радиации. Предполагается, что альбедо рассеянной радиации равно его значению для суммарной радиации. Для некоторых поверхностей, например, поверхности водоема, это условие не всегда выдерживается. В этом случае величина коэффициента K_r может быть определена по несколько более сложной формуле

$$K_r = 1 + \left(\frac{1}{1 + \gamma r_{\text{рас}}} - 1\right)\frac{r_{\text{сум}}}{r_{\text{рас}}}, \qquad (2)$$

где $r_{\text{сум}}$ — альбедо подстилающей поверхности для суммарной солнечной радиации, а $r_{\text{рас}}$ — то же для рассеянной радиации.

Формулы (1) и (2) выведены для условий большой протяженности однородной поверхности, имеющей одинаковое значение альбедо. Суммарная солнечная радиация, падающая на водоемы ограниченного размера и прибрежные зоны водоемов с большим водным зеркалом, формируется под влиянием как альбедо окружающей водоем суши, так и альбедо водной поверхности. Если они различны, то при расчете величины суммарной солнечной ра-

диации необходимо учитывать взаимодействие обеих соседних подстилающих поверхностей при формировании величины рассеянной солнечной радиации над указанными водоемами. Над сушей

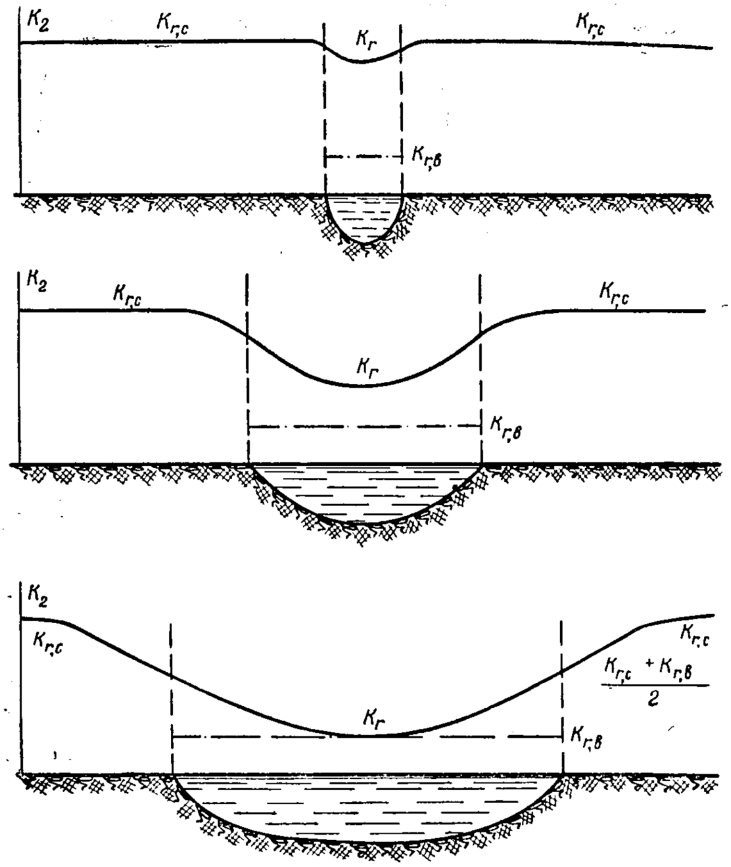

Рис. 1. Распределение величин коэффициента $K_г$ над водоемами различной ширины и неограниченно большой длины

и над водоемом величина рассеянной радиации будет различной, что скажется и на величине суммарной солнечной радиации. Так например, величина ее над сушей, покрытой снегом (альбедо 0,7), и над незамерзшим еще водоемом (альбедо 0,06) будет отличаться на 56% при облачности 5 баллов.

К сожалению, до настоящего времени нет методики определения величины среднего коэффициента $K_г$ для водоема ограниченного размера, окруженного сушей, при неодинаковом значении альбедо этих поверхностей. В настоящей статье дается приближенное решение этого вопроса, основанное на некоторых теоре-

тических соображениях и материалах специальных актинометрических наблюдений.

Падающая на горизонтальную поверхность суммарная солнечная радиация S_p пропорциональна величине коэффициента K_r. Поэтому вместо S_p будем рассматривать значения коэффициента K_r, а переход к суммарной солнечной радиации S_p осуществлять по формуле

$$S_p = S_{p,o} K_r, \tag{3}$$

где $S_{p,o}$ — суммарная солнечная радиация, падающая на горизонтальную поверхность, альбедо которой равно нулю.

Рассмотрим следующую модель: две поверхности (суша и вода), имеющие достаточно большую протяженность, соприкасаются между собой по прямой линии. На большом расстоянии по обе стороны от этой линии раздела будут существовать коэффициенты $K_{r,c}$ и $K_{r,в}$. Здесь индекс «с» соответствует суше, а «в» — воде. На линии раздела логично предположить значение K_r равным $\frac{K_{r,c} + K_{r,в}}{2}$. От линии раздела в сторону суши величина K_r будет изменяться, приближаясь к значению $K_{r,c}$, а в сторону водоема — к $K_{r,в}$. Переходная зона достигает 10—50 км [2].

Представим себе водоем прямоугольной формы, имеющий большую длину и достаточно большую ширину. Над таким водоемом распределение величины K_r будет иметь вид, изображенный на рис. 1 (внизу). В средней части водоема значение K_r будет равно $K_{r,в}$ на урезе воды $\frac{K_{r,c} + K_{r,в}}{2}$. При уменьшении ширины водоема зона значений $K_r = K_{r,в}$, находящаяся в средней части его, будет все уменьшаться, и, наконец, наступит такой момент, когда величина K_r в центре водоема станет уже промежуточной между $K_{r,в}$ и $K_{r,c}$. Приблизится к значению $K_{r,c}$ и величина K_r на урезе водоема, как это видно в средней части рис. 1. Если же ширина водоема станет исчезающе малой, то над всей его акваторией значение K_r приблизится к величине $K_{r,c}$ (рис. 1, вверху).

Таким образом, для водоема неограниченной длины должна существовать зависимость среднего для всей акватории значения коэффициента $K_{r,оз}$ от ширины водоема, изображенная на рис. 2. Очевидно, что при $x=0$ $K_{r,оз}=K_{r,c}$, а при неограниченном увеличении x значение $K_{r,оз}$ будет асимптотически стремиться к $K_{r,в}$, поскольку всегда будет оставаться влияние на величину $K_{r,оз}$ приурезных зон водоема, где $K_r \neq K_{r,в}$.

Кривая $K_{r,оз}=f(x)$, показанная на рис. 2, может быть выражена уравнением

$$K_{r,оз} = K_{r,в} + (K_{r,c} - K_{r,в})\,\beta, \tag{4}$$

где β — коэффициент, значение которого может изменяться в пределах от 0 до 1 и зависит от ширины водоема x.

Уравнение (4) удовлетворяет указанным выше граничным условиям: при $x=0$ $K_{r,оз}=K_{r,c}$, а при $x \to \infty$, $K_{r,оз} \to K_{r,в}$.

Рассмотрим теперь схему формирования величины $K_{r,оз}$ над водоемом ограниченной длины. После уменьшения длины водоема до определенного предела на величину $K_{r,оз}$ начнут действовать участки суши со стороны уменьшенной длины. Следовательно, уменьшение длины водоема окажет такое же действие на величину $K_{r,оз}$, как и уменьшение его ширины: значение $K_{r,оз}$ будет еще больше приближаться к величине $K_{r,с}$, и $K_{r,оз}$ окажется лежащим в точке *2* (рис. 2) между $K_{r,оз}$ при неограниченной длине водоема (точка *1*) и $K_{r,с}$ (точка *3*). При очень малой длине водоема $K_{r,оз}$ станет равным $K_{r,с}$. Логично предположить, что влияние ширины и длины водоема на величину $K_{r,оз}$ одинаково. Тогда описанную выше схему формирования величины $K_{r,оз}$ при реальных значениях длины и ширины водоема можно записать в следующем виде:

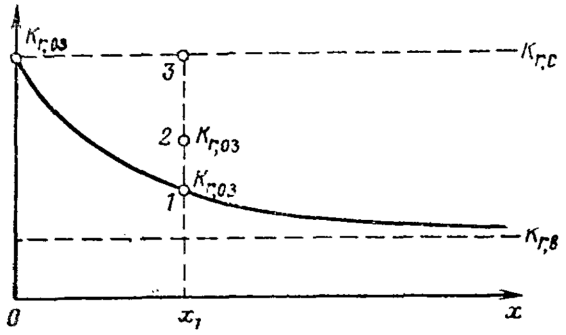

Рис. 2. Схема, поясняющая закономерность изменения величины коэффициента K_r в зависимости от ширины x прямоугольного водоема неограниченной длины

$$K_{r,оз} = K_{r,в} + (K_{r,с} - K_{r,в})\,\beta_1 + (K_{r,с} - K_{r,оз})\,\beta_2, \qquad (5)$$

где β_1 и β_2 — коэффициенты β, соответствующие ширине и длине водоема.

Решая это уравнение относительно $K_{r,оз}$, получаем

$$K_{r,оз} = \frac{K_{r,в} + K_{r,с}\beta_2 + (K_{r,с} - K_{r,в})\,\beta_1}{1 + \beta_2}. \qquad (6)$$

Это уравнение также удовлетворяет указанным выше граничным условиям: при большой длине и ширине водоема $\beta_1 = \beta_2 \to 0$ и $K_{r,оз} \to K_{r,в}$, при весьма малых размерах водоема $\beta_1 = \beta_2 = 1$ и $K_{r,оз} = K_{r,с}$.

Зависимость $\beta = f(x)$ установлена по данным наблюдений.

Для этого в апреле 1971 г. отделом гидрофизики КазНИГМИ были выполнены специальные актинометрические наблюдения на оз. Зайсан вблизи пос. Приозерный (Восточно-Казахстанская область КазССР). В этот период озеро было покрыто тающим льдом, имеющим альбедо около 0,4—0,45, а на берегах снег уже полностью стаял, и увлажненная поверхность земли имела альбедо порядка 0,15. Это позволило с достаточной точностью уловить различие в величинах падающей на горизонтальную поверхность суммарной солнечной радиации, возникающее за счет разницы альбедо этих подстилающих поверхностей.

Пункты наблюдений располагались на льду озера в районе метеорологической станции Карасуат (пос. Приозерный) по линии, перпендикулярной к береговой черте: в 15 км от уреза, в 2 км от уреза и на урезе озера (ст. Карасуат). Кроме того, еще один пункт находился на суше в 2 км от уреза озера (район аэропорта пос. Приозерный). Ширина оз. Зайсан в этом районе достигает 35—40 км, длина — более 100 км, так что данные этих пунктов наблюдений близко соответствуют рассмотренной выше схеме достаточно широкого водоема большой длины.

Таблица 1

Результаты измерений величин суммарной солнечной радиации над ледяным покровом оз. Зайсан и в береговой зоне, выполненные 4—10 апреля 1971 г. (ст. Карасуат — пос. Приозерный)

Дата	Период, ч	Суммарная солнечная радиация, кал/см²				Отраженная радиация, кал/см²		Альбедо	
		сушка (2 км от уреза)	урез озера	на льду озера		суша (2 км от уреза)	на льду озера (2 км от уреза)	суши	льда
				2 км от уреза	15 км от уреза				
4 IV	9—12	—	84	98	110	—	47	—	0,48
	12—15	—	29	38	32	—	14	—	0,37
5 IV	3—6	16	13	16	21	—	—	—	—
	6—9	111	104	134	170	16	57	0,14	0,42
	9—12	114	127	164	238	16	75	0,14	0,46
	12—15	84	80	91	79	12	47	0,14	0,51
6 IV	3—6	61	80	70	113	14	25	0,23	0,36
	6—9	208	197	197	219	28	86	0,13	0,43
	9—12	202	213	204	218	30	97	0,15	0,47
	12—15	100	97	102	90	12	57	0,12	0,56
7 IV	3—6	75	90	79	88	—	32	—	0,45
	6—9	202	200	206	209	16	99	0,08	0,48
	9—12	212	207	211	214	13	79	0,06	0,36
	12—15	103	97	101	93	29	39	0,28	0,39
8 IV	3—6	75	77	75	75	9	25	0,12	0,33
	6—9	180	177	188	189	25	61	0,14	0,32
	9—12	163	164	162	186	6	47	0,13	0,29
	12—15	25	30	33	30	—	—	—	—
9 IV	3—6	39	37	38	36	—	—	—	—
	6—9	43	40	44	52	6	—	0,14	—
	9—12	28	20	30	22	—	—	—	—
10 IV	3—6	—	90	82	82	—	—	—	—
	6—9	—	184	188	207	—	—	—	—
	9—12	—	197	211	220	—	61	—	**0,29**
	12—15	—	90	94	88	—	28	—	**0,30**
	Среднее, кал/см²ч		35,2	38,0	41,1			0,14	**0,42**

На всех пунктах наблюдалась с интервалом в 3 ч величина суммарной солнечной радиации с помощью пиранометра Янишевского, соединенного с электролитическим интегратором Х-603, и ежечасно определялась облачность. В районе аэропорта на су-

ше и в 2 км от уреза на льду озера таким же образом измерялась и величина отраженной солнечной радиации с помощью альбедометра Янишевского и интегратора Х-603. Все приборы перед началом и после окончания измерений были одновременно поверены по контрольному пиранометру. Наблюдения производились в период с 4 по 10 апреля 1971 г. Результаты их приведены в табл. 1. Средняя за период наблюдений облачность была в пределах 5±0,5 баллов, т. е. практически одинаковой и близкой к обычному ее среднемноголетнему значению.

Как видно из последней строки табл. 1, суммарная солнечная радиация на середине озера (15 км от берега) оказалась в 41,1/36,2=1,13 раза больше, чем на урезе.

Используем эти материалы наблюдений для построения графика $\beta=f(x)$, изображенного на рис. 4. Предварительно построим график распределения величин коэффициента $K_{r,оз}$ над льдом озера, начиная от уреза по перпендикуляру к нему.

По [1] величина γ при общей облачности 5 баллов будет равна $\gamma=0{,}3+0{,}046\cdot5=0{,}53$. Тогда для суши при альбедо ее поверхности 0,14

$$K_{r,с}=\frac{1}{1-0{,}53\cdot0{,}14}=1{,}07$$

и для ледяного покрова озера при альбедо 0,42

$$K_r=\frac{1}{1-0{,}53\cdot0{,}42}=1{,}30.$$

На урезе озера

$$K_{r,у}=(K_{r,с}+K_{r,в})/2=1{,}17.$$

Чтобы найти величину коэффициента K_r в точке, располагавшейся на льду озера в 2 км от уреза, вычислим значение $S_{р.о}$ по (3), считая, что результаты наблюдений в пункте, располагавшемся в 15 км от уреза, уже соответствуют однородной поверхности льда

$$S_{р,о}=\frac{S_р}{K_r}=\frac{41{,}1}{1{,}30}=31{,}6 \text{ кал/см}^2\text{ч}.$$

Величина коэффициента K_r в 2 км от уреза в сторону озера будет равна отношению $S_р$ к $S_{р.о}$:

$$K_{r,2\text{ км}}=\frac{S_р}{S_{р,о}}=\frac{36{,}2}{31{,}6}=1{,}14.$$

Результаты вычислений изобразим в виде зависимости величины коэффициента K_r в данной точке от расстояния x по перпендикуляру к урезу озера (рис. 3). Кривая $K_r=f(x)$ может быть выражена экспоненциальной зависимостью вида

$$K_r=c+b(1-e^{-ax}),$$

где

$$c=\frac{K_{r,с}+K_{r,в}}{2} \text{ и } b=K_{r,в}-\frac{K_{r,с}+K_{r,в}}{2}.$$

Параметр a, соответствующий кривой на рис. 3, равен 0,165. Окончательно получаем:

$$K_r = 0{,}5\,(K_{r,с} + K_{r,в}) + [K_{r,в} - 0{,}5\,(K_{r,с} - K_{r,в})]\,(1 - e^{-0{,}165\,x}). \quad (7)$$

Это уравнение, описывающее закономерность распределения величины коэффициента над водоемом по профилю, перпендикулярному к его урезу, хорошо подтверждается и материалами дополнительных специальных наблюдений за суммарной и рассеянной солнечной радиацией, проводившихся совместно отделом гидрофизики КазНИГМИ (А. П. Браславский, А. П. Шапов) и Бухтарминской озерной гидрометеорологической обсерваторией (Н. В. Бухман) 26—29 июля 1971 г. на том же оз. Зайсан в районе м. Бархот. Здесь в течение 4 суток измерялась суммарная солнечная радиация пиранометром Янишевского, соединенным с электролитическим интегратором Х-603, в трех пунктах: на суше в 2 км от уреза воды, на урезе воды и над водной поверхностью в 3 км от уреза (на катере). Кроме того, над водной поверхностью и на суше такими же приборами измерялась отраженная от подстилающей поверхности радиация, и по ней находилось значение альбедо этих поверхностей. Так как альбедо подстилающей поверхности влияет только на величину рассеянной радиации, то для повышения точности опыта на всех трех пунктах 28 и 29 июля с 12 ч 45 мин до 15 ч измерялась с интервалом 15 мин только одна рассеянная радиация. Эти наблю-

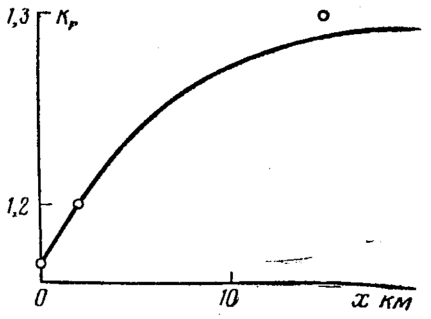

Рис. 3. Распределение величин коэффициента K_r над поверхностью ледяного покрова оз. Зайсан от уреза (ст. Карасуат) по перпендикуляру к береговой линии. 4—10 апреля 1971 г.

Таблица 2

Измерения суммарной солнечной радиации в районе м. Бархот на оз. Зайсан 26—29 июля 1971 г. (интервал времени 12—15 ч)

Пункт наблюдений	Средняя за дни наблюдений суммарная солнечная радиация, кал/см²	Отраженная радиация, кал/см²	Альбедо подстилающей поверхности
Водоем в 3 км от уреза воды	227,5	13,6	0,06
Урез воды	229,1	—	—
Суша в 2 км от уреза воды	230,8	52,0	0,23

дения использованы для уточнения результатов измерений суммарной солнечной радиации интегратором Х-603. Все приборы до и после опыта были одновременно многократно сверены по контрольному пиранометру. В течение всего периода наблюдений стояла сухая безоблачная погода. Результаты наблюдений приведены в табл. 2.

Значения $K_{r,c}$ и $K_{r,в}$ при безоблачном небе ($\gamma=0{,}3$ по [1]) будут равны

$$K_{r,c}=\frac{1}{1-0{,}3\cdot 0{,}23}=1{,}073,$$

$$K_{r,в}=\frac{1}{1-0{,}3\cdot 0{,}06}=1{,}011$$

и на урезе воды $K_{r.ур}=0{,}5\cdot(1{,}073+1{,}011)=1{,}042$. Из (3) находим $S_{р,о}=229{,}1/1{,}042=220$. Теперь можно определить величину K_r по данным наблюдений над водой в 3 км от уреза

$$K_r=\frac{S_р}{S_{р,о}}=\frac{227{,}5}{220{,}0}=1{,}032.$$

Расчет величины K_r для этой точки наблюдений по (7) дает $K_r=1{,}042\cdot(1{,}11-1{,}042)\cdot(1-e^{-0{,}165\cdot 3})=1{,}03$. Различие с опытными данными составляет всего 0,2%.

Рассмотрим теперь, как можно использовать зависимость $K_r=f(x)$ для определения значений коэффициента β. Из (4) следует, что

$$\beta=\frac{K_{r,оз}-K_{r,в}}{K_{r,c}-K_{r,в}}, \qquad (8)$$

где $K_{r,оз}$ — среднее для всей поверхности водоема значение K_r, полученное по наблюдениям. Его можно получить, осредняя значения K_r на рис. 3 графически или по формуле

$$K_{r,оз}=\frac{\int_0^x[c+b\,(1-e^{-ax})]\,dx}{x}=K_{r,в}-$$

$$-\frac{K_{r,в}-0{,}5\,(K_{r,c}+K_{r,в})}{0{,}165\,x}\,(1-e^{-0{,}165\,x}). \qquad (9)$$

Так как кривая $K_r=f(x)$, изображенная на рис. 3, соответствует водоему неограниченной длины и ширины, то и находить по ней значения коэффициента $K_{r,оз}$ можно только для такой ширины водоема, при которой противоположный берег уже практически не влияет на величину коэффициента K_r данной половины водоема. На основании работы [2] полагаем, что ширина такого водоема должна быть порядка 30 км и более. Поскольку распределение величин K_r по ширине такого водоема будет симметрично по отношению к его середине, то осреднение K_r на рис. 3 выполняем для половины ширины водоема, а относим к удвоенной ши-

рине при построении графика $\beta = f(x)$. Такие расчеты были сделаны для ширины водоема 30, 50 и 70 км. Затем по формуле (8) найдены величины β и нанесены на рис. 4. Выше было указано, что при $x=0$ величина $\beta=1$. Кроме того, при $x \to \infty$ значение β асимптотически стремится к нулю. Этим условиям соответствует интерполяционная зависимость

$$\beta = \frac{1}{1 + 0{,}128\,x}, \qquad (10)$$

хорошо удовлетворяющая расположению натурных точек на рис. 4.

Уравнения (6) и (10) являются окончательными расчетными зависимостями, по которым можно определять среднее для всей акватории значение коэффициента K_r, зная ширину, длину водоема и альбедо поверхности суши, окружающей водоем, и поверхности воды. В качестве примера в табл. 3 приведены результаты вычисления величины $K_{r,\,оз}$ для водоема круглой формы различного диаметра при альбедо суши 0,7 (снежный покров) и альбедо поверхности еще незамерзшего водоема 0,06.

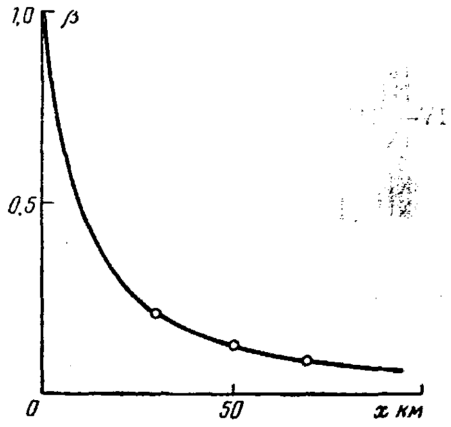

Рис. 4. Расчетная зависимость $\beta = f(x)$, построенная по уравнению (10):
Точки — эмпирические значения коэффициента β, найденные по материалам специальных актинометрических наблюдений на оз. Зайсан 4—10 апреля 1971 г.

Таблица 3

Значения $K_{r,оз}$, вычисленные по (6) для круглого водоема при облачности 5 баллов и $r_с = 0{,}7$, $r_в = 0{,}06$

Наименование	Диаметр водоема, км					
	0,1	1	5	10	50	200
$K_{r,оз}$	1,62	1,59	1,48	1,39	1,18	1,08
$K_{r,оз}/K_{r,в}$	1,55	1,53	1,42	1,34	1,13	1,04
$K_{r,оз}/K_{r,с}$	0,99	0,98	0,91	0,86	0,72	0,66

Как видно из табл. 3, влияние окружающей водоем суши при большой разнице в величине альбедо суши и воды может существенно, на несколько десятков процентов, увеличить падающую на поверхность водоема суммарную солнечную радиацию, даже если водоем имеет протяженность, исчисляемую километрами и десятками километров.

Таблица 4

Поправочные коэффициенты к величинам поглощенной водой суммарной солнечной радиации, вычисленной при $K_{г.в}$, для водоема круглой формы различного диаметра при облачности 5 баллов

Месяц	Диаметр круглого водоема, км						
	0,1	1	2	5	10	100	200
Альбедо поверхности суши 0,15							
30° с. ш.							
I	1,04	1,04	1,04	1,03	1,03	1,01	1,00
II	1,05	1,05	1,04	1,04	1,03	1,01	1,00
III	1,05	1,05	1,05	1,04	1,03	1,01	1,00
IV—VIII	1,06	1,06	1,05	1,05	1,04	1,01	1,00
IX	1,05	1,05	1,05	1,04	1,03	1,01	1,00
X	1,05	1,05	1,04	1,04	1,03	1,01	1,00
XI	1,05	1,05	1,04	1,04	1,03	1,01	1,00
XII	1,04	1,04	1,04	1,03	1,03	1,01	1 00
40° с. ш.							
I	1,01	1,01	1,01	1,01	1,01	1,00	1,00
II	1,04	1,03	1,03	1,03	1,02	1,00	1,00
III	1,05	1,05	1,04	1,04	1,03	1,01	1,00
IV	1,05	1,05	1,05	1,04	1,03	1,01	1,00
V—VIII	1,06	1,06	1,05	1,05	1,04	1,01	1,00
IX	1,05	1,05	1,05	1,04	1,03	1,01	1,00
X	1,04	1,04	1,04	1,03	1,03	1,01	1,00
XI	1,02	1,02	1,02	1,02	1,01	1,00	1,00
XII	1,02	1,02	1,02	1,01	1,01	1,00	1,00
50° с. ш.							
I	0,98	0,98	0,98	0,99	0,99	1,00	1,00
II	1,02	1,02	1,02	1,02	1,01	1,00	1,00
III	1,04	1,04	1,04	1,03	1,03	1,01	1,00
IV	1,05	1,05	1,04	1,04	1,03	1,01	1,00
V—VIII	1,05	1,05	1,05	1,04	1,03	1,01	1,00
IX	1,05	1,05	1,04	1,04	1,03	1,01	1,00
X	1,04	1,03	1,03	1,03	1,02	1,00	1 00
XI	0,99	0,99	0,99	1,00	1,00	1,00	1,00
XII	0,98	0,98	0,98	0,99	0,99	1,00	1,00
60° с. ш.							
I	0,94	0,94	0,95	0,95	0,96	0,99	1,00
II	0,98	0,98	0,98	0,98	0,99	1,00	1,00
III	1,02	1,02	1,02	1,01	1,01	1,00	1,00
IV	1,04	1,03	1,03	1,03	1,02	1,00	1,00
V—VII	1,05	1,05	1,04	1,04	1,03	1,01	1,00
VIII	1,05	1,05	1,04	1,04	1,03	1,01	1,00
IX	1,04	1,03	1,03	1,03	1,02	1,00	1,00
X	1,01	1,01	1,01	1,01	1,01	1,00	1,00
XI	0,95	0,95	0,95	0,96	0,97	0,99	1,00
XII	0,93	0,94	0,94	0,95	0,96	0,99	1,00

Продолжение табл. 4

Месяц	Диаметр круглого водоема, км						
	0,1	1	2	5	10	100	200
				70° с. ш.			
II	0,86	0,87	0,88	0,90	0,92	0,98	0,99
III	0,97	0,97	0,97	0,98	0,98	1,00	1,00
IV	1,02	1,02	1,02	1,01	1,01	1,00	1,00
V—VII	1,04	1,03	1,03	1,03	1,02	1,00	1,00
VIII	1,03	1,03	1,03	1,02	1,02	1,00	1,00
IX	1,02	1,02	1,02	1,01	1,01	1,00	1,00
X	0,92	0,92	0,93	0,94	0,95	0,99	0,99
XI	0,86	0,86	0,87	0,89	0,91	0,98	0,99
				80° с. ш.			
III	0,92	0,92	0,93	0,94	0,95	0,99	0,99
IV	0,99	0,99	0,99	1,00	1,00	1,00	1,00
V	1,02	1,02	1,02	1,01	1,01	1,00	1,00
VI	1,04	1,03	1,03	1,03	1,02	1,00	1,00
VII	1,03	1,03	1,03	1,02	1,02	1,00	1,00
VIII	1,01	1,01	1,01	1,00	1,00	1,00	1,00
IX	0,98	0,98	0,98	0,98	0,99	1,00	1,00
			Альбедо поверхности суши 0,25				
				30° с. ш.			
I	1,11	1,10	1,10	1,08	1,07	1,01	1,01
II	1,11	1,11	1,10	1,09	1,07	1,02	1,01
III	1,12	1,11	1,11	1,09	1,07	1,02	1,01
IV—VIII	1,13	1,12	1,11	1,10	1,08	1,02	1,01
IX	1,12	1,11	1,11	1,09	1,07	1,02	1,01
X	1,11	1,11	1,10	1,09	1,07	1,02	1,01
XI	1,11	1,11	1,10	1,09	1,07	1,02	1,01
XII	1,11	1,10	1,10	1,08	1,07	1,01	1,01
				40° с. ш.			
I	1,08	1,07	1,07	1,06	1,05	1,01	1,01
II	1,10	1,10	1,09	1,08	1,06	1,01	1,01
III	1,11	1,11	1,10	1,09	1,07	1,02	1,01
IV	1,12	1,11	1,11	1,09	1,07	1,02	1,01
V—VIII	1,13	1,12	1,11	1,10	1,08	1,02	1,01
IX	1,12	1,11	1,11	1,09	1,07	1,02	1,01
X	1,11	1,10	1,10	1,08	1,07	1,01	1,01
XI	1,09	1,08	1,08	1,07	1,05	1,01	1,01
XII	1,08	1,08	1,07	1,06	1,05	1,01	1,01
				50° с. ш.			
I	1,04	1,04	1,04	1,03	1,03	1,01	1,00
II	1,09	1,08	1,08	1,07	1,05	1,01	1,01
III	1,11	1,10	1,10	1,08	1,07	1,01	1,01
IV	1,11	1,11	1,10	1,09	1,07	1,02	1,01
V—VIII	1,12	1,11	1,11	1,09	1,07	1,02	1,01
IX	1,11	1,11	1,10	1,09	1,07	1,02	1,01

Продолжение табл. 4

Месяц	Диаметр круглого водоема, км						
	0,1	1	2	5	10	100	200
X	1,10	1,10	1,09	1,08	1,06	1,01	1,01
XI	1,06	1,05	1,05	1,04	1,03	1,01	1,00
XII	1,04	1,04	1,04	1,03	1,03	1,01	1,00
			60° с. ш.				
I	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
II	1,04	1,04	1,03	1,03	1,02	1,01	1,00
III	1,08	1,08	1,07	1,06	1,05	1,01	1,01
IV	1,10	1,10	1,09	1,08	1,06	1,01	1,01
V—VIII	1,11	1,11	1,10	1,09	1,07	1,02	1,01
IX	1,10	1,10	1,09	1,08	1,06	1,01	1,01
X	1,08	1,07	1,07	1,06	1,05	1,01	1,01
XI	1,01	1,01	1,01	1,00	1,00	1,00	1,00
XII	0,99	0,99	0,99	1,00	1,00	1,00	1,00
			70° с. ш.				
II	0,92	0,92	0,93	0,94	0,95	0,99	0,99
III	1,03	1,03	1,03	1,02	1,02	1,00	1,00
IV	1,08	1,08	1,07	1,06	1,05	1,01	1,01
V—VII	1,10	1,10	1,09	1,08	1,06	1,01	1,01
VIII	1,10	1,09	1,08	1,07	1,06	1,01	1,01
IX	1,08	1,08	1,07	1,06	1,05	1,01	1,01
X	0,97	0,98	0,98	0,98	0,98	1,00	1,00
XI	0,91	0,92	0,92	0,93	0,95	0,99	0,99
			80° с. ш.				
III	0,97	0,98	0,98	0,98	0,98	1,00	1,00
IV	1,06	1,05	1,05	1,04	1,03	1,01	1,00
V	1,08	1,08	1,07	1,06	1,05	1,01	1,01
VI	1,10	1,10	1,09	1,08	1,06	1,01	1,01
VII	1,10	1,09	1,08	1,07	1,06	1,01	1,01
VIII	1,07	1,07	1,06	1,05	1,04	1,01	1,01
IX	1,04	1,04	1,03	1,03	1,02	1,01	1,00
			Альбедо поверхности суши 0,5				
			30° с. ш.				
I	1,32	1,30	1,28	1,24	1,19	1,04	1,02
II	1,32	1,31	1,29	1,25	1,20	1,04	1,02
III	1,33	1,31	1,30	1,25	1,20	1,05	1,02
IV—VIII	1,34	1,32	1,30	1,26	1,21	1,05	1,02
IX	1,33	1,31	1,30	1,25	1,20	1,05	1,02
X	1,32	1,31	1,29	1,25	1,20	1,04	1,02
XI	1,32	1,31	1,29	1,25	1,20	1,04	1,02
XII	1,32	1,30	1,28	1,24	1,19	1,04	1,02

Продолжение табл. 4

Месяц	Диаметр круглого водоема, км						
	0,1	1	2	5	10	100	200
				40° с. ш.			
I	1,28	1,26	1,25	1,21	1,17	1,04	1,02
II	1,31	1,29	1,28	1,24	1,19	1,04	1,02
III	1,32	1,31	1,29	1,25	1,20	1,04	1,02
IV	1,33	1,31	1,30	1,25	1,20	1,05	1,02
V—VIII	1,34	1,32	1,30	1,26	1,21	1,05	1,02
IX	1,33	1,31	1,30	1,25	1,20	1,05	1,02
X	1,32	1,30	1,28	1,24	1,19	1,04	1,02
XI	1,29	1,28	1,26	1,22	1,18	1,04	1,02
XII	1,29	1,27	1,26	1,22	1,18	1,04	1,02
				50° с. ш.			
I	1,24	1,23	1,22	1,18	1,15	1,03	1,02
II	1,29	1,28	1,26	1,22	1,18	1,04	1,02
III	1,32	1,30	1,28	1,24	1,19	1,04	1,02
IV	1,32	1,31	1,29	1,25	1,20	1,04	1,02
V—VIII	1,33	1,31	1,30	1,25	1,20	1,05	1,02
IX	1,32	1,31	1,29	1,25	1,20	1,04	1,02
X	1,31	1,29	1,28	1,24	1,19	1,04	1,02
XI	1,26	1,24	1,23	1,20	1,16	1,03	1,02
XII	1,24	1,23	1,22	1,18	1,15	1,03	1,02
				60° с. ш.			
I	1,19	1,18	1,17	1,14	1,12	1,03	1,01
II	1,23	1,22	1,21	1,18	1,14	1,03	1,02
III	1,29	1,27	1,26	1,22	1,18	1,04	1,02
IV	1,31	1,29	1,28	1,24	1,19	1,04	1,02
—VIII	1,32	1,31	1,29	1,25	1,20	1,04	1,02
IX	1,31	1,29	1,28	1,24	1,19	1,04	1,02
X	1,28	1,26	1,25	1,21	1,17	1,04	1,02
XI	1,20	1,19	1,17	1,15	1,12	1,03	1,01
XII	1,18	1,17	1,16	1,14	1,11	1,02	1,01
				70° с. ш.			
II	1,09	1,09	1,08	1,07	1,06	1,01	1,01
III	1,23	1,21	1,20	1,17	1,14	1,03	1,02
IV	1,29	1,26	1,26	1,22	1,18	1,04	1,02
V—VII	1,31	1,29	1,28	1,24	1,19	1,04	1,02
VIII	1,30	1,29	1,27	1,23	1,19	1,04	1,02
IX	1,29	1,27	1,26	1,22	1,18	1,04	1,02
X	1,16	1,15	1,14	1,12	1,10	1,02	1,01
XI	1,08	1,08	1,07	1,06	1,05	1,01	1,01
				80° с. ш.			
III	1,16	1,15	1,14	1,12	1,10	1,02	1,01
IV	1,26	1,24	1,23	1,20	1,16	1,03	1,02
V	1,29	1,27	1,26	1,22	1,18	1,04	1,02
VI	1,31	1,29	1,28	1,24	1,19	1,04	1,02
VII	1,30	1,29	1,27	1,23	1,19	1,04	1,02
VIII	1,27	1,26	1,24	1,21	1,17	1,04	1,02
IX	1,23	1,22	1,21	1,18	1,14	1,03	1,02

Из-за того, что до настоящего времени не был решен вопрос о способе расчета влияния окружающей водоем суши на величину падающей на водоем суммарной солнечной радиации, в нормативном документе [4], в котором регламентируются правила расчета величины испарения воды с поверхности всех водоемов СССР, учет влияния окружающей водоем суши сделан весьма приближенно: для водоемов с длиной разгона менее 5 км рекомендуется умножать суммарную солнечную радиацию, найденную для водоема неограниченного размера, на коэффициент 1,1 для зоны пустынь и полупустынь и на 1,3 при наличии снежного покрова на суше и еще незамерзшем водоеме. Пользуясь формулами (6) и (10), можно уточнить эти коэффициенты, определяя их по уравнению

$$K_{\text{попр}} = \frac{K_{r,\text{оз}}}{K_{r,\text{в}}}, \qquad (11)$$

в котором величина $K_{r,\text{оз}}$ находится по зависимости (6). Результаты расчета коэффициента $K_{\text{попр}}$ для ряда характерных случаев приведены в табл. 4. На эти коэффициенты надо умножать величины поглощенной водой суммарной солнечной радиации, помещенные в [4], поскольку они вычислены для водоема неограниченно большого размера.

ЛИТЕРАТУРА

1. Браславский А. П. Исследования и расчеты гидрологического режима озер и водохранилищ. Доклад, представленный на соискание ученой степени докт. техн. наук по совокупности опубликованных работ. Фотоофсетная лаборатория УГМС КазССР, Алма-Ата, 1966, 255 с.
2. Кириллова Т. В. Радиационный режим озер и водохранилищ. Л. Гидрометеоиздат, 1970, 250 с.
3. Тверской П. Н. Курс метеорологии. Л. Гидрометеоиздат, 1951, 600 с.
4. Указания по расчету испарения с поверхности водоемов. Л. Гидрометеоиздат, 1969, 83 с.

А. П. БРАСЛАВСКИЙ, Л. Ф. КРАСОВА

МЕТОДИКА УЧЕТА ВЛИЯНИЯ ЗАТЕНЕНИЯ ВОДОЕМА НА ВЕЛИЧИНУ ПОГЛОЩЕННОЙ ВОДОЙ СУММАРНОЙ СОЛНЕЧНОЙ РАДИАЦИИ

Радиационные слагаемые составляют основную долю приходной части теплового баланса водоемов и в значительной мере обусловливают ряд важных сторон их гидрологического режима: температуру воды, сроки замерзания и очищения от льда, испарение с поверхности водоемов и др.

На поверхность водоемов, окруженных горными хребтами, попадает меньше солнечной радиации, так как горы затеняют водоем от прямых лучей солнца и закрывают часть небосвода, что приводит к уменьшению величины рассеянной солнечной радиации. В результате такие водоемы получают меньше радиационного тепла от Солнца, что может существенно сказаться на тех сторонах гидрологического режима, которые зависят от теплового баланса водоема. В незначительной степени это уменьшение компенсируется за счет падающей на водоем части отраженной от склонов гор радиации, но из-за малой величины ее можно не учитывать.

Механизм влияния затеняющих водоем хребтов на уменьшение прямой и рассеянной солнечной радиации различен. Прямая радиация уменьшается только тогда, когда на поверхность водоема падает тень от источников затенения. В районе этой тени величина прямой радиации равна нулю, на освещенной площади — полной величине ее. Количество прямой радиации, попадающей на весь водоем в целом ($S_{0,з}$), очевидно, будет равно произведению освещенной площади ($F_{осв}$) на интенсивность падающей на единицу горизонтальной поверхности прямой солнечной радиации Q_0, т. е.

$$S_{0,з} = Q_0 F_{осв}. \qquad (1)$$

Для незатененного водоема эта радиация (S_0) будет равна произведению Q_0 на общую поверхность водоема F

$$S_0 = Q_0 F. \qquad (2)$$

Отсюда можно получить коэффициент уменьшения прямой солнечной радиации для затененного водоема

$$K_{\text{осв}} = \frac{Q_0 F_{\text{осв}}}{Q_0 F} = \frac{F_{\text{осв}}}{F}. \qquad (3)$$

Как видно, он равен отношению освещенной части поверхности водоема к общей площади его.

Рассеянную радиацию излучает весь небосвод. Поэтому затеняющие водоем предметы будут всегда уменьшать ее, задерживая излучение нижней части небосвода. Очевидно, что коэффициент уменьшения рассеянной радиации K_λ будет равен отношению величины рассеянной радиации, которую излучает незакрытая часть небосвода, к полному потоку рассеянной радиации от всего небосвода. Так как распределение интенсивности излучения ее по небосводу зависит от высоты Солнца и наличия облаков, то коэффициент K_λ также будет зависеть и от этих факторов.

Площадь тени, отбрасываемой горным хребтом на поверхность водоема, изменяется в течение суток из-за изменения высоты и азимута Солнца. Изменяется также альбедо и интенсивность падающей на единицу горизонтальной поверхности прямой и рассеянной солнечной радиации. А высота и азимут Солнца зависит от времени года и широты местности. Все это надо учитывать при определении значений величины уменьшения поглощенной водой горного водоема суммарной солнечной радиации.

Из описанного механизма влияния защищенности на прямую и рассеянную солнечную радиацию следует, что для определения величины поглощенной водой суммарной солнечной радиации затененного водоема ($S_{\text{р,з}}$) надо интегрировать отдельно величину прямой и рассеянной солнечной радиации в течение суток, а затем суммировать их

$$S_{\text{р,з}} = \int_{-\omega_0}^{\omega_0} [(1 - r_{\text{пр}})\, Q K_{\text{осв}} + (1 - r_{\text{рас}})\, q K_{\lambda,\text{оз}}]\, F d\omega_0, \qquad (4)$$

где $(1 - r_{\text{пр}})\, Q$ и $(1 - r_{\text{рас}})\, q$ — величины поглощенной водой прямой и рассеянной солнечной радиации, найденные для единицы площади незатененного водоема; ω_0 — часовой угол захода Солнца, отсчитываемый от полудня.

Как видно, для решения поставленной задачи нужно знать для данного водоема зависимость прямой (Q) и рассеянной (q) солнечной радиации от высоты Солнца и значения коэффициентов уменьшения прямой ($K_{\text{осв}}$) и рассеянной ($K_{\lambda,\text{оз}}$) радиации.

Величины суммарной солнечной радиации, падающей на единицу поверхности незатененного водоема, за безоблачную и облачную части расчетного интервала времени можно определить по формулам [1]

$$S_{\text{р,о}} = (Q + q)_{r=0}\, K_{r,0}\, (1 - N_{\text{о}}), \qquad (5)$$

$$S_{p,N} = (Q + q)_{r=0}\, K_{r,N}\, K_N\, N_{\text{о}}. \qquad (6)$$

Здесь $(Q+q)_{r=0}$ — падающая на единицу горизонтальной поверхности суммарная солнечная радиация при альбедо окружаю-

щей территории, равном нулю; N_0 — общая облачность в долях единицы; $K_{r,0}$ и $K_{r,N}$ — коэффициенты, учитывающие влияние на величину суммарной солнечной радиации явления повторного отражения от подстилающей поверхности и обратного рассеивания атмосферой и отражения от нижней поверхности облаков (когда они есть) солнечной радиации безоблачного и облачного неба; K_N — коэффициент уменьшения суммарной солнечной радиации облаками.

Прямую солнечную радиацию, падающую на единицу поверхности незатененного водоема, за безоблачную (Q_0) и облачную (Q_N) части расчетного интервала времени будем находить по формулам [1]

$$Q_0 = \frac{1{,}046}{M\alpha_в + 1}(Q+q)_{r=0}(1-N_0), \tag{7}$$

$$Q_N = \frac{1{,}046}{M\alpha_в + 1}(Q+q)_{r=0} K_{проп}(N_0 - N_н), \tag{8}$$

где M — масса атмосферы; $\frac{1{,}046}{M\alpha_в+1}$ — коэффициент, представляющий долю прямой солнечной радиации от суммарной при безоблачном небе; $N_н$ — нижняя облачность в долях единицы; $K_{проп}$ — коэффициент пропускания облаками верхнего и среднего ярусов прямой солнечной радиации. Значения его даны в [1].

Коэффициент $\alpha_в$ находится по формуле

$$\alpha_в = 0{,}0228\,T^m, \tag{9}$$

где $m = 0{,}95\ T^{0{,}3}$, T — фактор мутности атмосферы.

Формула (9) получена на основе рис. 16, приведенного в работе [1].

Величины рассеянной солнечной радиации, падающей на единицу поверхности незатененного водоема, за безоблачную и облачную части расчетного интервала времени определяем как разность суммарной и прямой радиации

$$q_0 = S_{p,0} - Q_0, \tag{10}$$

$$q_N = S_{p,N} - Q_N. \tag{11}$$

Коэффициент освещенности может быть найден по величине площади освещенной части водоема, которая может быть определена, если известна граница тени, отбрасываемой горами на поверхность водоема. Коэффициент $K_{осв}$ определяется затем как отношение этой площади ко всей площади водоема.

Для определения величины K_λ в целом для всего водоема нужно прежде всего установить зависимость этого коэффициента от определяющих его факторов: угла закрытости небосвода, высоты солнца и облачности. Затем определяется средневзвешенная по площади величина этого коэффициента. Для этого водоем делится на ряд элементарных площадок и для каждой из них вычисляется угол закрытости небосвода горами (λ) и по ним величины K_λ для направлений, равномерно распределенных по окружности через

360/n градусов. Все эти значения K_λ для одной элементарной площадки осредняются, умножаются на площадь ее и путем деления суммы этих произведений на общую площадь водоема находится средневзвешенное значение коэффициента $K_{\lambda,оз}$ для всего водоема в целом.

Описанным способом коэффициенты $K_{осв}$ и $K_{\lambda,оз}$ могут быть в принципе найдены для водоема произвольной формы, при любой конфигурации и высоте гор. Однако это требует большой затраты

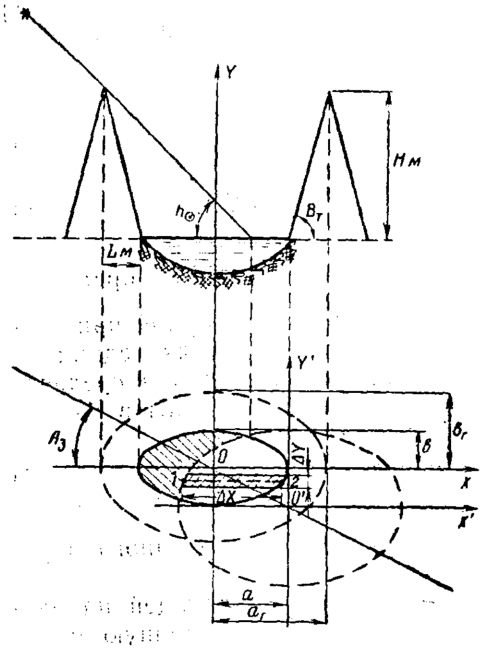

Рис. 1. Схема затенения горного водоема для расчета коэффициента уменьшения прямой солнечной радиации $K_{осв}$

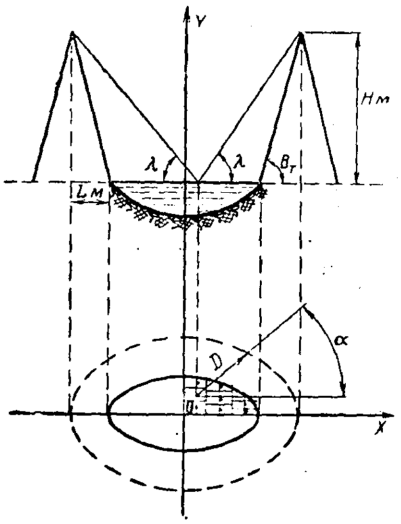

Рис. 2. Схема затенения горного водоема для расчета коэффициента уменьшения рассеянной солнечной радиации $K_{\lambda оз}$

труда и представляется целесообразным дать уже готовые значения общего коэффициента уменьшения поглощенной водой суммарной солнечной радиации $K_р$. Естественно, что такие коэффициенты могут быть только для водоемов схематизированной формы. В качестве таковой принят эллипс с различным отношением малой (b) полуоси к большой (a): $M_E = \frac{b}{a}$, окруженный горными хребтами постоянной высоты $H_м$, проекция вершин которых на плоскость поверхности водоема расположена на постоянном расстоянии ($L_м$ — заложение горы) по перпендикуляру к касательной в каждой точке уреза водоема (рис. 1,2). При таком условии контур гор можно приближенно описать уравнением, сход-

ным с уравнением эллипса, но с показателем степени, несколько отличным от 2:

$$\left(\frac{X}{a_г}\right)^n+\left(\frac{Y}{b_г}\right)^n=1. \tag{12}$$

Значения величин n для $M_E=0{,}1\div0{,}5$ колеблются от 2 до 2,94.

Форма тени, отбрасываемая вершиной горного хребта на поверхность таких водоемов описывается уравнением (12), смещенным на величину X_0, Y_0, т. е.

$$\left(\frac{X-X_0}{a_г}\right)^n+\left(\frac{Y-Y_0}{b_г}\right)^n=1. \tag{13}$$

Смещение X_0 и Y_0 зависит от высоты и разности азимута Солнца и длинной оси водоема, а также от высоты горного хребта $H_м$ и его расстояния от уреза воды водоема $L_м$. Оно может быть установлено в соответствии с длиной тени (T_E), отбрасываемой горным хребтом

$$T_E=\frac{H_м}{\operatorname{tg}(h_\odot)}. \tag{14}$$

Смещение X_0 и Y_0 находится по формулам

$$X_0=T_E\cos(A_з), \tag{15}$$

$$Y_0=-T_E\sin(A_з). \tag{16}$$

При определении $K_{осв}$ для схематизированного водоема площадь его (рис. 1) разбивается на ряд одинаковых полос малой высоты ΔY. Для середины каждой такой полосы находятся значения абсцисс точек *1* и *2*, соответствующие контуру тени $\left(X_1=\pm a_г\sqrt[n]{1-\left(\frac{Y-Y_0}{b_г}\right)^n}+X_0\right)$ и урезу озера $\left(X_2=\pm a\sqrt{1-\left(\frac{Y}{b}\right)^2}\right)$. Площадь освещенной части водоема будет равна

$$F_{осв}=\sum_{-b}^{b}(X_2-X_1)\,\Delta Y. \tag{17}$$

Таблица 1

Значения коэффициента $K_{осв}$ при величине заложения горы, равной длине водоема, и относительной высоте горы $H_г$, равной 0,5 и 1

M_E	$A_з=0°$		$A_з=45°$		$A_з=0°$		$A_з=45°$	
	0,5	1	0,5	1	0,5	1	0,5	1
	$h_\odot=30°$				$h_\odot=60°$			
0,5	0,590	0	0,343	0	1	0,858	1	0,733
0,2	0,784	0,133	0,229	0	1	0,953	1	0,870

В качестве примера в табл. 1 приведены коэффициенты уменьшения прямой солнечной радиации ($K_{осв}$) для эллиптического водоема, вычисленные по (3) при некоторых значениях определяющих этот коэффициент параметрах водоема и окружающих его гор.

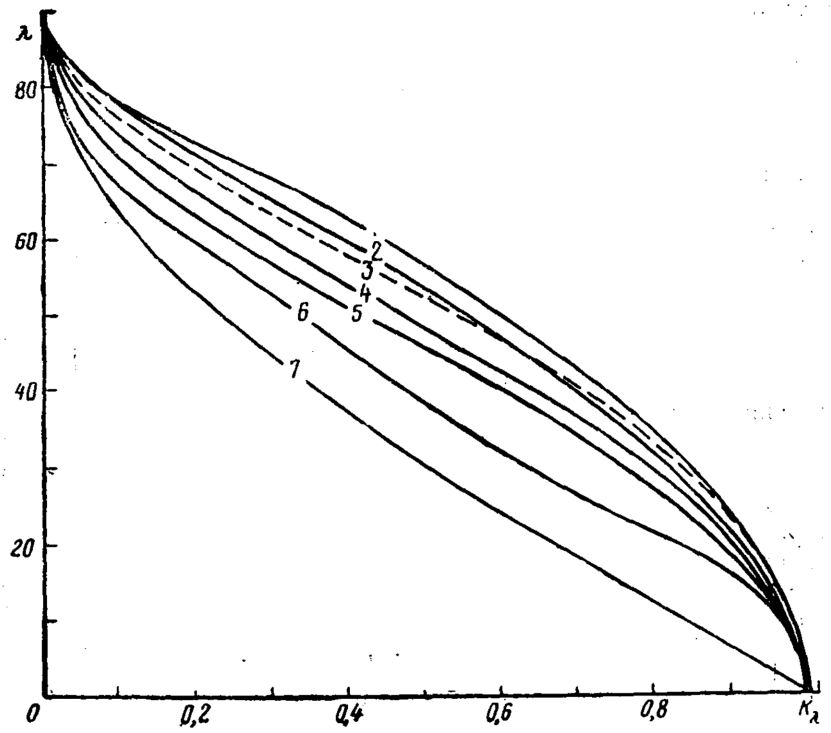

Рис. 3. Зависимость коэффициента уменьшения рассеянной солнечной радиации (K_λ) от угла закрытости горизонта λ и высоты солнца h_0:
1 — $h_\odot = 16{,}5°$; *2* — $h_\odot = 15°$; *3* — $h_\odot = 20{,}5°$; *4* — $h_\odot = 30°$; *5* — $h_\odot = 50°$; *6* — пасмурно; *7* — теоретическая кривая K_λ, вычисленная в предположении изотропного излучения всего небосвода

При установлении зависимости K_λ от высоты солнца и облачности необходимо учитывать различный характер распределения излучения рассеянной радиации по небосводу при безоблачном и облачном небе. Излучение небосвода при облачном небе почти изотропно. При безоблачном небе наблюдается неоднородность излучения рассеянной радиации различными участками небосвода. Эта неоднородность изменяется с высотой Солнца. Данные по распределению интенсивности рассеянной радиации, поступающей от различных участков небосвода, имеются в работах [3, 4]. По этим материалам была построена зависимость K_λ от угла закрытости небосвода λ (рис. 3) и выведена приближенная зависимость $K_\lambda = f(\lambda, h\odot)$

$$K_\lambda = \{0{,}5\,[1 + \cos(2\lambda)]\}^n, \qquad (18)$$

где $n = 0{,}42 + 0{,}0023\,\lambda^\circ + 0{,}0092\,h^\circ_\odot$ при безоблачном небе и $n = 1{,}6 - 0{,}0062\,\lambda^\circ$ при облачном небе.

В качестве примера в табл. 2 приводятся вычисленные по выражению (18) значения коэффициента K_λ для ряда значений высот Солнца и угла закрытости горизонта.

Таблица 2

Значения коэффициента K_λ

λ°	$h^\circ_\odot$ (безоблачно)							Пасмурно
	0	15	30	45	60	75	90	
0	1	1	1	1	1	1	1	1
30	0,869	0,835	0,802	0,771	0,741	0,712	0,685	0,666
45	0,696	0,632	0,575	0,522	0,474	0,431	0,392	0,400
60	0,461	0,381	0,315	0,260	0,215	0,177	0,146	0,182
90	0	0	0	0	0	0	0	0

При определении величины $K_{\lambda.оз}$ для схематизированного водоема площадь его разбивается на ряд элементарных площадок (рис. 2) и применяется последовательность расчетов, описанная выше.

В качестве примера приводим полученные таким способом значения $K_{\lambda,оз}$ для 8 вариантов различных схематизированных по эллипсу водоемов (табл. 3).

Таблица 3

Значения коэффициента $K_{\lambda,оз}$ для эллиптического водоема при $B_т = 60^\circ$

Относительная высота горы	$h^\circ_\odot$				Пасмурно
	0	30	60	90	
	$M_E = 0{,}5$				
0,2	0,885	0,832	0,786	0,745	0,733
0,5	0,779	0,688	0,611	0,545	0,540
1,0	0,684	0,566	0,471	0,393	0,402
5,0	0,526	0,382	0,277	0,202	0,232
	$M_E = 0{,}2$				
0,2	0,833	0,762	0,701	0,649	0,641
0,5	0,728	0,625	0,540	0,471	0,474
1,0	0,652	0,529	0,432	0,356	0,370
5,0	0,523	0,378	0,274	0,199	0,230

Как видно, для сильно затененных водоемов величина рассеянной солнечной радиации уменьшается в 2—5 раз.

После того как была разработана методика определения коэффициентов $K_{осв}$ и K_λ, не представляло труда найти общий ко-

эффициент уменьшения поглощенной водой суммарной солнечной радиации по уравнению

$$K_р = \frac{S_{р,з}}{S_р}, \qquad (19)$$

где величина $S_{р,з}$ вычисляется по формуле (4) при соответствующих коэффициентах $K_{осв}$ и K_λ, а $S_р$ находится по этой же формуле, но при $K_{осв}=1$ и $K_\lambda=1$, что соответствует водоему, не имеющему затенения. В связи с трудоемкостью расчета он выполнялся на ЭВМ.

Таблица 4

Влияние затенения на поглощенную водой суммарную солнечную радиацию и слой испарения воды ($E_з$) с поверхности мелководного водоема эллиптической формы с $M_E = 0{,}2$, высотой горы и ее заложением, равным длине водоема

Месяц	$S_р$ кал/см² сут	$S_{р,з}$ кал/см² сут	$K_р$	E мм/мес	$E_з$ мм/мес	K_E
IV	385	231	0,60	91,6	56,0	0,61
V	491	305	0,62	154,7	100,9	0,65
VI	535	346	0,65	189,9	130,5	0,69
VII	507	317	0,63	191,2	128,7	0,67
VIII	441	280	0,63	162,4	111,8	0,69
IX	316	161	0,51	109,8	67,7	0,62
X	167	49,5	0,30	51,2	27,5	0,54

В качестве примера в табл. 4 приводятся результаты значений коэффициентов $K_р$ для узкого ($M_E=0{,}2$), значительно затененного эллиптического водоема $\left(\frac{H_м}{a+b} = 1{,}67\right)$, расположенного на широте 50°. Там же даны и коэффициенты уменьшения испарения (K_E), которые характеризуют эффект снижения величины слоя испарившейся воды с поверхности затененного водоема из-за уменьшения величины поглощенной водой суммарной солнечной радиации и вызванного этим понижения температуры поверхности воды. Расчет испарения выполнен по среднемноголетним данным наблюдений ст. Караганда.

Как видно из табл. 4, влияние затенения может быть весьма существенно: испарение воды с затененного водоема почти в два раза меньше, чем с незатененного.

Результаты расчетов величин коэффициентов $K_р$ и K_E для схематизированных по эллипсу водоемов с различными условиями их затенения будут обобщены в отдельной статье.

ЛИТЕРАТУРА

1. Браславский А. П. Исследования и расчеты гидрологического режима озер и водохранилищ. Доклад, представленный на соискание ученой степени докт. техн. наук по совокупности опубликованных работ. Алма-Ата, фотоофсетная лаборатория УГМС КазССР, 1966, 255 с.

2. Браславский А. П., Краснов Б. А., Красова Л. Ф., Нургалиев С. Н. Расчет испарения воды с поверхности горных водоемов. — Материалы Междуведомственного совещания по проблеме изучения испарения с водной поверхности 6—8 августа 1968. Валдай, фотоофсетная лаборатория ВНИГЛ ГГИ, 1969, с. 182—196.
3. Кондратьев К. Я. Лучистая энергия солнца. Л., Гидрометеоиздат, 1954, 600 с.
4. Тверской П. Н. Курс метеорологии. Л., Гидрометеоиздат, 1962, 600 с.
5. Указания по расчету испарения с поверхности водоемов. Л., Гидрометеоиздат, 1969, 83 с.

П. П. ФИЛОНЕЦ, Ю. П. ФИЛОНЕЦ

СОДЕРЖАНИЕ МИКРОЭЛЕМЕНТОВ В ОЗЕРНЫХ ВОДАХ ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНА

В Семипалатинской и Восточно-Казахстанской областях насчитывается 1967 * озер размером от 1 га и выше с площадью водного зеркала 896 км². Озерность областей очень малая: соответственно 0,2 и 0,54%. Малые озера (<1 км²), как правило, в летний период года мелеют, сильно сокращают свою площадь, осолоняются, а то и вовсе пересыхают. Только озера размером более 1 км² менее подвержены пересыханию, часть их располагает пресной водой, полноводны и поэтому могут быть рационально использованы для нужд народного хозяйства. В двух областях их насчитывается 92, но водная поверхность составляет более 700 км² (78%). Эти озера в основном расположены в бассейне Иртыша и его притоков (Шаган, Чар и Курчум), в Алакольской и Маркакольской тектонических впадинах, а также у Берельских ледников (рис. 1).

В 1970 г. проводились исследования на озерах размером более 1 км², в том числе решался вопрос о содержании микроэлементов в их водах.

Связь микроэлементов с химическими регуляторами процессов жизни человека, животных и растений, а также поиск полезных ископаемых гидрохимическим методом имеют большое практическое значение. Поэтому очень важно знать распространение в природных водах хотя бы незаменимых микроэлементов для жизни человека, животных и растений.

Минерализация воды в озерах находится в широких пределах от 0,06 до 312,1 г/л; жесткость от 1,35 до 1730 мг-экв/л; активная реакция — близкая к нейтральной и щелочная (pH=7,1—8,7).

Из 40 озер в 21 вода относится к хлоридному классу. Здесь можно встретить озера от слабосолоноватых до самосадочных. Вода преимущественно очень жесткая, щелочная. К карбонатному классу относятся воды 12 озер. Вода в них пресная, мягкая, нейтральная. В 7 озерах вода принадлежит сульфатному классу с минерализацией свыше 3 г/л; жесткая, щелочная.

Содержание микроэлементов (мкг/л) в озерных водах находится в таких пределах (табл. 1): йода от 1 до 160, марганца от 2,5

* Не включены крупнейшие озера Алаколь и Сасыкколь, расположенные на крайнем юго-востоке Семипалатинской области.

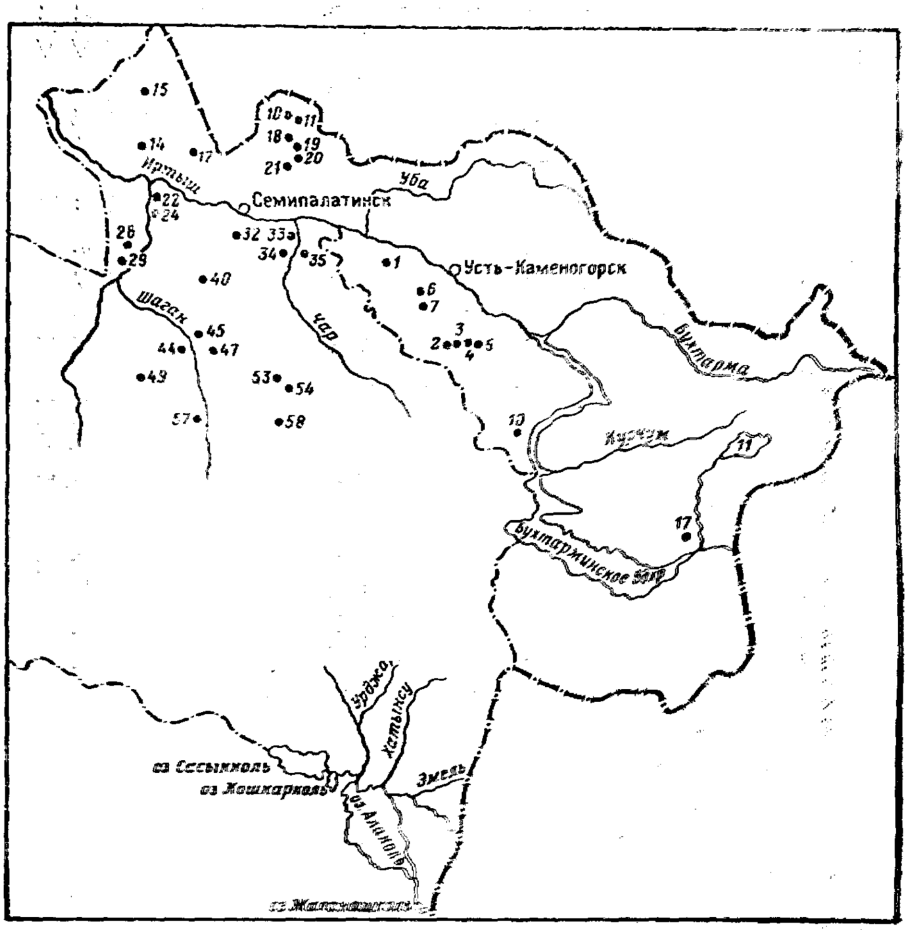

Рис. 1. Схема размещения обследованных озер

до 60, фтора от 300 до 23 000, молибдена от 2,5 до 280, бора от 100 до 30 000, кобальта от 2,5 до 20, меди от < 2 до 2,5, никеля от < 2,5 до 5, цинка от 2,5 до 10, железа от «следы» до 100.

Приведенные данные говорят о следующем. В озерных водах содержание микроэлементов очень низкое, за исключением фтора и бора. С увеличением солености озер концентрация йода, фтора и бора, как правило, увеличивается. Следует отметить, что содержание фтора в водах 12 озер очень высокое, в некоторых из них в 10—12 раз выше нормы для питьевой воды.

Низкое содержание микроэлементов в озерной воде объясняется засушливостью климата (особенно в Семипалатинской области) малой площадью водосбора озера, слабым питанием грунтовыми и подземными водами, а также незначительным запасом их в почвах.

Таблица 1

Содержание микроэлементов в озерных водах (мкг/л) по пробам 1970 г.

№ озера (рис. 1)	Озеро и его местонахождение	Дата отбора пробы	Минерализация воды, г/л	pH	Нж	Фтор	Бор	Медь	Цинк	Марганец	Молибден	Кобальт	Никель	Железо
	Семипалатинская область													
15	Бегень, ЮЗ пос. Бегень . . .	6 VI	7,46	8,3	140	10000	7200	2	5	60	280	40	5	<100
10	Без названия, 14 км ЮВ пос. Кызыл-Кудук	16 VI	258	8,3	50	5000	30000	2	5	<5	>2,5	20	<2,5	<100
11	Озеро б/и, 17 км ЮВ пос. Кызыл-Кудук	15 VI	11,7	7,5	35	900	4000	>2,5	10	20	5	5	<2,5	<100
14	Окколь, 3 км З пос. Ундрус	6 VI	3,35	8,2	50	1100	3500	>2,5	2,5	20	7,5	15	<2,5	<100
17	Большое, З пос. Каноерка . .	7 VI	0,26	7,3	6	600	<100	>2,5	5	20	>2,5	5	<2,5	<100
18	Камышки, З пос. Маралбай . .	8 VI	4,6	7,9	7	1100	4000	2	5	<5	15	<2,5	2,5	<100
19	Пресное, З км Ю пос. Маралбай	8 VI	3,6	7,7	9	600	3600	>2,5	>2,5	20	>2,5	5	2,5	<100
20	Без названия 1 км С пос. Петровский	9 VI	29,0	7,6	7	1100	4000	2	5	<5	15	<2,5	<2,5	<100
21	Большое, С пос. Бородулиха	10 VI	9,4	7,7	50	1100	3500	>2,5	2,5	5	>2,5	20	<2,5	<100
22	Коль, 12 км ЮВ пос. Долонь	10 VI	1,0	8,3	10	700	<100	2	7,5	20	>2,5	15	<2,5	<100
24	Балыктыколь, 8 км ЮЗ пос. Ушаши, 1-я	4 VI	5,65	8,1	50	1000	1500	>2,5	7,5	20	5	5	5	<100
28	Карабастуз, С пос. Карабастуз	3 VI	312	7,1	50	6000	16000	>2,5	5	30	>2,5	<2,5	2,5	<100
29	Шуга, 7 км В пос. Иса	31 VI	61,9	7,7	40	2100	11500	>2,5	>2,5	>2,5	>2,5	10	<2,5	<100
32	Сор, 14 км СВ пос. Балтатирак	11 VI	9,9	7,3	10	700	3000	>2,5	>2,5	5	>2,5	5	5	<100
33	Кереванколь, 18 км ЮЗ пос. Булак	14 VI	1,2	7,5	10	700	600	2	>2,5	20	>2,5	5	2,5	<100

54	Сасыкколь, 34 км ЮЗ пос. Бурлык	11 VI	1,0	7,8	10	700	<100	≥2,5	5	30	≥2,5	7,5	<2,5	<100
55	Аблакетское, 30 км ЮВ пос. Бурлык	13 VI	5,4	7,7	50	1300	1500	≥2,5	7,5	5	15	5	5	<100
70	Чистое, 7 км В пос. Брусиловский	2 VI	7,5	7,6	10	1300	1500	≥2,5	5	20	2,5	5	5	<100
74	Предколь, 21 км ЮЗ пос. Коскабулак	29 V	3,36	7,5	25	600	1500	≥2,5	5	20	2,5	<2,5	<2,5	<100
75	Коскабулаколь, 4 км В пос. Коскабулак	30 V	6,3	7,9	30	700	1500	≥2,5	7,5	10	2,5	5	<2,5	<100
77	Шидактерек, 10 км ЮВ пос. Коскабулак	31 V	10,6	7,6	35	800	1750	2	5	10	5	5	<2,5	<100
79	Осинколь, 20 км ЮЗ пос. Шолаксое	28 V	10,5	7,8	10	600	1250	≥2,5	5	10	2,5	<2,5	<2,5	<100
53	Нижний Балыктыколь, 13 км ЮВ пос. Бельтерек	21 VII	2,0	7,9	25	2100	750	≥2,5	2,5	10	5	7,5	2,5	<100
54	Верхний Балыктыколь, 20 км ЮВ пос. Бельтерек	20 VII	2,6	8,1	15	2600	600	≥2,5	≥2,5	5	7,5	5	<2,5	<100
57	Улькисор, 25 км СВ пос. Карадул	26 V	31,9	8,1	160	1750	5800	2	7,5	10	5	5	<2,5	<100
58	Кзраколь, 7 км ЮЗ пос. Жарма	29 V	2,65	8,1	25	2900	750	≥2,5	2,5	5	2,5	5	2,5	<101
74	Балыктыколь	2 VI	0,96	7,6	7	800	300	≥2,5	≥2,5	20	≥2,5	5	<2,5	<100
75	Без названия, ЮВ пос. Орумбай	8 VI	6,6	7,9	100	=	4000	2	≥2,5	10	≥2,5	5	<2,5	<100
	Аблаколь, 35 км СВ пос. Ульгисор	24 VII	8,0	8,7	6	1750	3000	≥2,5	2,5	20	70	<2,5	<2,5	<100
	Аралг. пос. Жарбулак	27 VII	8,0	8,7	6	1750	3500	≥2,5	≥2,5	5	75	5,0	<2,5	<100
	пос. Коктума	23 VII	1,6	8,7	50	2200	1250	≥2,5	2,5	10	50	2,5	2,5	<100
	Жалпашколь, 50 км ЮВ пос. Коктумы	17 VII	0,14	7,5	3	400	<100	≥2,5	25	10	≥2,5	2,5	<2,5	<100
	р. Иртыш, восточная окраина г. Семипалатинск													

Продолжение табл. 1

№ озера (рис. 1)	Озеро и его местонахождение	Дата отбора пробы	Минерализация воды, г/л	pH	Иод	Фтор	Бор	Медь	Цинк	Марганец	Молибден	Кобальт	Никель	Железо
	Восточно-Казахстанская область													
1	Дубыгалинское, 12 км В пос. Митрофановка	9 VII	1,75	8,5	30	23800	1000	>2,5	7,5	20	>2,5	7,5	<2,5	<100
2	Истыкпа (Кунанколь), 3 км В пос. Алгабас	7 VII	0,23	7,9	7	4100	<100	>2,5	>2,5	10	>2,5	2,5	<2,5	<100
3	Дюйсен (Торткараколь), 4 км В пос. Алгабас	6 VII	0,26	8,1	1	3100	<100	>2,5	2,5	10	>2,5	<2,5	<2,5	<100
4	Ульмеис (Шалкар), 5 км В пос. Алгабас	5 VII	0,28	8,1	4	2100	<100	>2,5	>2,5	20	>2,5	<2,5	<2,5	<100
6	Без названия, 7 км З свх. Передовой	29 VI	1,7	—	9	3100	<100	>2,5	>2,5	20	>2,5	15	<2,5	<100
5	Алка (Куржинколь), 6 км В пос. Алгабас	2 VII	0,26	7,7	3	1300	<100	>2,5	>2,5	20	>2,5	2,5	2,5	—
7	Айр, 20 км ЮЗ свх. Передовой	28 VI	1,8	8,5	2	—	750	>2,5	>2,5	10	25	5	<2,5	<100
10	Кознаковское, 3 км ЮВ с. Казнаковки	19 VII	0,39	7,7	5	600	<100	>2,5	>2,5	10	>2,5	5	<2,5	<100
17	Караколь, 11 км З пос. Буран	19 VII	2,5	7,7	6	1400	1000	>2,5	>2,5	20	5	<2,5	<2,5	<100
	р. Кальджир, у с. Буран . . .	18 VII	0,09	7,5	7	300	<100	>2,5	>2,5	10	>2,5	2,5	2,5	<100
	р. Черный Иртыш, у с. Буран	18 VII	0,07	7,3	8	600	<100	>2,5	>2,5	20	>2,5	<2,5	<2,5	<100
11	Маркаколь, 245 км ЮВ Усть-Каменогорска	17 VII	0,06	7,3	1	300	<100	>2,5	5	5	>2,5	2,5	<2,5	<100

Р. Д. КУРДИН

О ВОЗМОЖНОЙ МОДЕЛИ ЧАСТОТНОЙ СТРУКТУРЫ МНОГОЛЕТНИХ КОЛЕБАНИЙ ВОЗДЕЙСТВИЯ СОЛНЕЧНОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ НА ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ

В настоящее время влияние солнечной деятельности на геофизические процессы, в частности на погоду и климат Земли, уже не может отрицаться. Становится все более ясной важность учета этого влияния для прогнозов погоды различной заблаговременности, создания физической теории климата и прогноза его колебаний. *

Однако проблема «Солнце — климат Земли», несмотря на свою многовековую историю и все нарастающий объем исследований, в целом еще далека от решения. До настоящего времени остаются открытыми три важнейших и тесно связанных друг с другом вопроса:

1. Механизм воздействия солнечной деятельности на геофизические процессы.

2. Размеры вклада влияния солнечной деятельности в формирование погоды и климата Земли.

3. Частотная структура многолетних колебаний солнечной деятельности и закономерности ее изменения во времени.

Представления о механизме воздействия солнечной деятельности на погоду и климат в настоящее время находятся и вероятно еще не один год будут находиться на уровне научных гипотез. Однако это не исключает возможности и целесообразности выявления закономерностей в проявлении результатов этого воздействия в атмосфере и гидросфере и применения выявленных закономерностей для прикладных характеристик многолетних и вековых циклических колебаний гидрометеорологического режима, долгосрочного и сверхдолгосрочного (климатологического) прогнозирования.

К настоящему времени выполнено большое число исследований, посвященных указанным закономерностям. Обзор результатов этих исследований можно найти в работах [5, 10, 12, 14] и в докладах на Первом всесоюзном совещании по солнечно-метеорологическим связям 30 октября — 1 ноября 1972 г. в Москве.

* В данной статье вопрос рассматривается лишь в плане многолетних колебаний солнечной деятельности и геофизических процессов.

В связи с неясностью отмеченных выше узловых вопросов проблемы остаются дискуссионными вопросы проявления многолетних колебаний солнечной деятельности в процессах, происходящих в атмосфере и гидросфере Земли. Противоречивые суждения высказываются по вопросу о том, какие ритмы циклических колебаний геофизических процессов следует относить к солнечно обусловленным. Многие авторы отмечают неустойчивость во времени солнечно-гидрометеорологических связей и ритмов, полученных с использованием чисел Вольфа [1, 3, 5, 12, 14].

В реальных гидрометеорологических процессах выявлена целая гамма периодов циклических колебаний, изменяющихся во времени и пространстве. 10—12 и 20—24-летняя цикличность, могущая интерпретироваться по числам Вольфа как солнечно обусловленная, прослеживается не во всех районах и не во все отрезки времени. В одни периоды отмечается наложение или удлинение циклов, в другие — распад циклов на более короткие или выпадение коротких циклов. Так, например, 10—12-летняя цикличность в отдельные периоды как бы распадается на 5—6-летнюю, 5—6-летняя — на 2—3-летнюю.

Противоречивые данные и суждения получаются при статистических исследованиях солнечно-гидрометеорологических связей на основе взаимных корреляционных и спектральных функций. При исследовании наиболее длинных рядов гидрометеорологических наблюдений было отмечено, что достаточно тесная связь исследуемого элемента с числами Вольфа прослеживается лишь в отдельные периоды. С увеличением продолжительности выборки амплитуда 11-летнего земного цикла и коэффициент взаимной корреляции уменьшаются и в пределе стремятся к нулю [9].

На наш взгляд, противоречивость выводов по проблеме Солнце — климат Земли в первую очередь связана со сложностью частотной структуры многолетних колебаний самой солнечной деятельности, в частности с наличием нескольких видов солнечных воздействий, не все из которых отражаются числами Вольфа.

Иначе говоря, основная причина, возможно, заключается в отсутствии модели, объясняющей частотную структуру колебаний во времени самих солнечных воздействий и закономерности ее изменения. Для того чтобы успешно искать, надо прежде всего знать, что искать.

От знания частотной структуры воздействий солнечной деятельности и характера ее временных изменений зависит выбор методики и результаты исследований, объективная оценка степени солнечной обусловленности геофизических процессов, размеров вклада влияния солнечной деятельности в колебания этих процессов.

Современный уровень наших знаний позволяет в первом приближении построить такую модель.

Исследования природы различных видов солнечного излучения и их временной изменчивости, выполненные в последние годы на основе наземных, аэростатных, ракетных и спутниковых измере-

ний, существенно изменили представления о характере солнечно-атмосферных связей. Получены новые данные и гипотезы о волновых и корпускулярных составляющих солнечного излучения и их воздействии на атмосферные процессы. В частности, получены новые доказательства непостоянства солнечной постоянной [4], важной роли частиц высоких энергий и напряженности магнитных полей Земли и Космоса [7, 12, 18].

Стало ясно, что различные виды солнечного излучения изменяются во времени не синхронно и что в разные фазы 11-летнего и других циклов солнечной активности солнечное воздействие имеет различную природу [5, 8]. Отсюда следует, что числа Вольфа, как и любой другой индекс солнечной активности или геомагнитной возмущенности, взятый в отдельности, не могут характеризовать всю совокупность солнечных воздействий и их колебания во времени.

Как известно, до последнего времени было принято считать, что поток лучистой энергии Солнца, характеризуемой солнечной постоянной, не испытывает колебаний во времени. Колебания признавались лишь для ультрафиолетового излучения, рентгеновского гамма- и радиоизлучения и в особенно больших масштабах (в десятки и сотни раз) для корпускулярного излучения. В этой связи признаваемая переменной часть солнечной радиации получила наименование геоактивной радиации Солнца.

Непостоянство солнечной постоянной S_0 отмечалось еще Абботом и другими исследователями Смитсонианского института (США). Измерения солнечной радиации с помощью высотных аэростатов, выполненные в последние годы ЛГУ под руководством К. Я. Кондратьева и Г. А. Никольского [4], показали, что вариация часовых значений S_0 достигает 2% и зависит от чисел Вольфа N. Наибольшее значение S_0 наблюдается при N, равном 80—100. При повышении или понижении N за эти пределы S_0 уменьшается. Амплитуда долгопериодных колебаний осредненных за месяц и год значений S_0 достигает по имеющимся данным 0,6%. Хотя во время хромосферных вспышек высотных измерений не производилось, есть основания полагать, что во время этих вспышек значения S_0 могут возрастать существенно больше, чем на 2%.

Б. А. Сазоновым и В. Ф. Логиновым [13] предложена физическая интерпретация зависимости S_0 от чисел Вольфа, основанная на анализе динамики соотношения площадей пятен и факелов на Солнце. Хотя характер и величины динамики S_0 еще нуждаются в уточнении по прямым спутниковым измерениям, однако само наличие короткопериодных и долгопериодных колебаний солнечной постоянной сомнений уже не вызывает.

Исходя из приведенных данных и теоретических представлений, можно предположить, что в многолетней динамике S_0 имеется две составляющих: составляющая, связанная с динамикой площадей солнечных пятен и факелов, и составляющая, связанная с хромосферными вспышками. Максимум первой, как отмечалось, должен иметь место в годы с наибольшей повторяемостью зна-

чений N в пределах 80—100, т. е. в годы с соответствующими среднегодовыми значениями чисел Вольфа на фазах подъема и спада солнечной активности. Максимум второй составляющей должен приходиться на годы с наибольшей мощностью и повторяе-

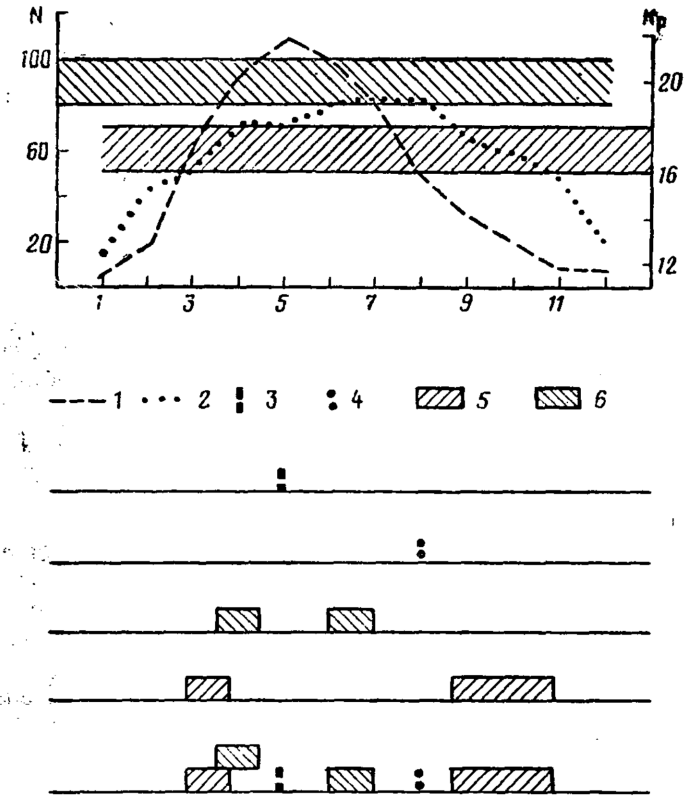

Рис. 1. Средние циклические кривые чисел Вольфа (*1*) и планетарного индекса геомагнитной возмущенности K_p (*2*) за 1888—1964 гг. и диаграмма максимумов различных видов солнечных воздействий:

3 — волновая и корпускулярная радиация, характеризуемая числами Вольфа; *4* — рекуррентная корпускулярная радиация K_p; *5* — тропоэффективность частиц высоких энергий и зона соответствующих значений; *6* — тепловое излучение Солнца, связанное с динамикой площадей солнечных пятен и факелов, и зона соответствующих значений

мостью хромосферных вспышек, т. е. преимущественно на годы максимума солнечной активности в 11-летнем цикле (то же относится и к вековому циклу).

В настоящее время основными видами солнечных воздействий на погоду и климат Земли можно считать колебания во времени следующих видов солнечного излучения: 1 — волновое (включая солнечную постоянную и ультрафиолет) и корпускулярное, свя-

занные с хромосферными вспышками и другими активными образованиями на Солнце; 2 — колебания рекуррентного корпускулярного излучения, не связанные с видимыми образованиями на Солнце; 3 — колебания тропоэффективных потоков частиц высоких энергий солнечного и галактического происхождения; 4 — колебания основной тепловой составляющей волнового излучения (солнечной постоянной), связанные с динамикой соотношения площадей солнечных пятен и факелов.

Таблица 1

Распределение значений чисел Вольфа и индекса K_p в одиннадцатилетних циклах солнечной активности

№ цикла	Период цикла, годы	Порядковый номер года внутри цикла											
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
						Числа Вольфа							
13	12	6	7	36	73	85	78	64	42	26	27	12	10
14	12	3	5	24	42	64	54	62	48	44	19	6	4
15	10	1	10	47	57	104	81	64	38	26	14		
16	10	6	17	44	64	69	78	65	36	21	11		
17	11	6	9	36	80	114	110	89	68	48	31	16	
18	10	10	33	93	152	136	135	84	69	31	14		
19	10	4	45	142	190	185	159	119	54	38	28		
Среднее	11	5,2	18,0	60,5	92,5	108	99,5	78,5	50,1	35,4	20,3	11,3	7,0
						Индекс K_p							
13	11	11,6	14,8	18,2	21,3	19,0	20,3	20,0	17,4	17,6	16,4	16,2	
14	12	10,1	11,4	10,6	15,2	13,6	14,9	16,5	16,9	17,3	16,0	18,9	16,3
15	11	11,2	12,0	13,7	15,7	17,8	16,9	19,5	18,6	15,8	15,4	17,1	
16	11	11,9	13,9	14,0	16,5	15,6	16,3	17,2	21,4	17,2	16,6	15,1	
17	11	11,4	13,2	13,6	16,6	18,4	19,5	18,8	19,3	18,3	20,6	15,3	
18	10	14,9	20,0	21,5	19,8	18,9	21,1	24,6	23,5	19,8	16,9		
19	10	16,4	21,0	21,8	21,9	23,0	23,2	17,6	17,4	16,6	14,8		
Среднее	11	12,5	15,3	16,3	18,2	18,1	18,9	19,2	19,9	17,5	16,7	16,5	16,3

Примечание. Подчеркнуты максимумы 11-летнего цикла.

Многолетние колебания воздействий первой группы в первом приближении характеризуются годовыми значениями чисел Вольфа и индексом геомагнитной возмущенности a — мера; второго вида воздействий — геомагнитным индексом K_p. Время наступления многолетних максимумов третьего вида косвенно может быть определено по значению чисел Вольфа (80—100), четвертого вида — по значению индекса K_p (16—18) *.

* Согласно Б. И. Сазонову и В. Ф. Логинову [12], наибольшей тропоэффективности потоки частиц высоких энергий достигают при $K_p = 16—18$. При повышении или понижении K_p тропоэффективность уменьшается.

Изложенное позволяет совместно рассмотреть многолетние колебания различных видов солнечных воздействий на атмосферу, т. е. на основе использования имеющихся рядов индексов N и K_p построить комплексную модель частотной структуры этих воздействий.

При этом мы исходим из выдвинутого А. А. Гирсом и другими исследователями положения, согласно которому усиление солнечной активности является фактором, возмущающим циркуляцию атмосферы, определяемую в нормальных условиях земными факторами. Соответственно свою задачу в данном случае мы ограничим рассмотрением повторяемости максимумов различных видов воздействий и их положения во времени по отношению к максимумам чисел Вольфа.

Для получения средних частотных характеристик и размещения максимумов различных видов воздействий в 11-летнем цикле были построены средние циклические кривые годовых значений чисел Вольфа (N) и индекса K_p за 1888—1964 гг., за циклы № *13—19* по цюрихской нумерации, для которых имеются значения K_p (табл. 1, рис. 1).

При осреднении циклы совмещались по начальным минимумам. Год с минимальным значением N в начале цикла (начальный минимум) принимался за первый год цикла. За последний год цикла принимался год, предшествующий следующему минимуму.

Анализ табл. 1 и рис. 1 с учетом изложенных критериев наибольших значений тропоэффективности частиц высоких энергий ($K_p=16—18$) и солнечной постоянной ($N=80—100$) показывает, что в осредненном цикле должен быть не один максимум воздействий различных проявлений солнечной деятельности, а шесть, пять из которых сдвинуты по отношению к максимуму чисел Вольфа на интервал от одного до пяти лет:

1. Волновое и вспышечное корпускулярное излучение (N) — один максимум на пятом году цикла.

2. Рекуррентное корпускулярное излучение (K_p) — один максимум на восьмом году цикла (через 3 года после максимума).

3. Тропоэффективные потоки частиц высоких энергий (при $K_p=16—18$) — два максимума: первый на третьем (—2) и второй на девятом (+4) году цикла. Период между первым и вторым максимумом составляет шесть лет, между вторым максимумом данного цикла и первым максимумом следующего цикла — пять лет.

4. Тепловое излучение (солнечная постоянная при $N=80—100$) — два максимума: первый на четвертом (—1) и второй на шестом (+1) годах цикла. Период между первым и вторым максимумами составляет два года, между вторым максимумом данного цикла и первым максимумом следующего цикла — восемь лет.

Расположение максимумов по отношению друг к другу обус-

ловливает наличие чередующихся во времени 2—3-летних и 5—6-летних циклов.

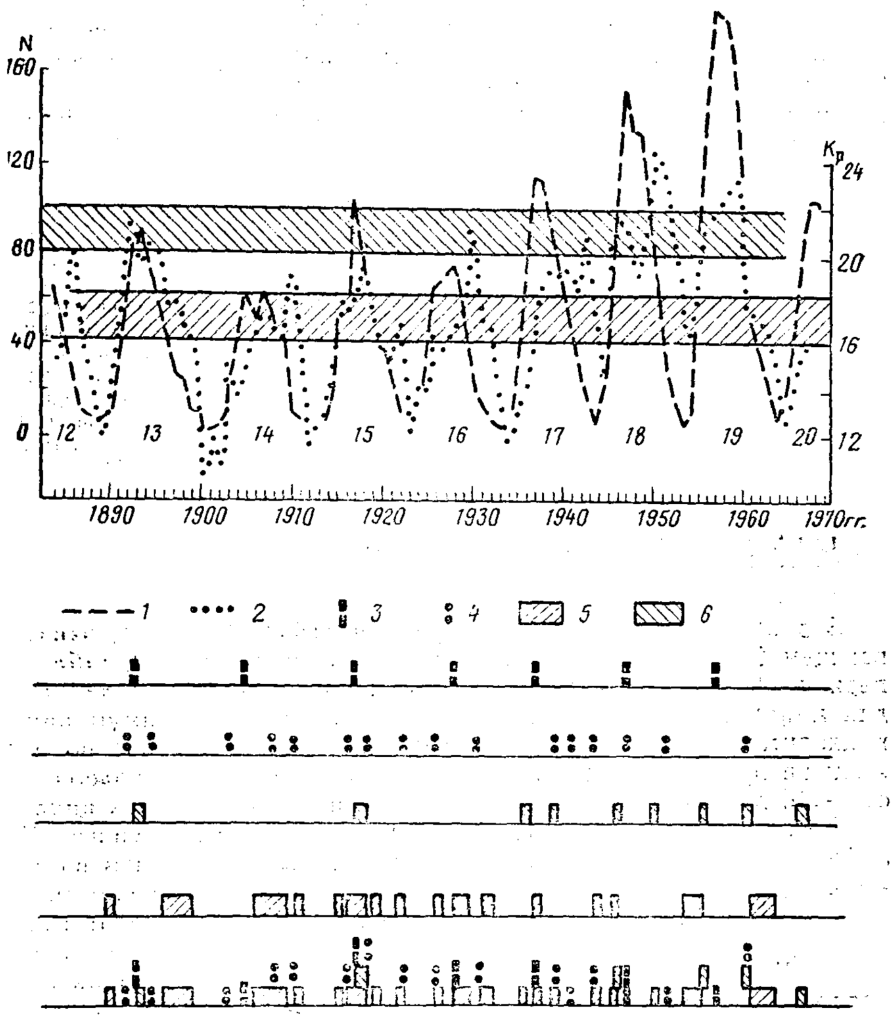

Рис. 2. Многолетние колебания чисел Вольфа и индекса K_p за 1888—1970 гг. и диаграмма максимумов различных видов солнечных воздействий:

Усл. обозначения см. рис. 1

В реальных 11-летних циклах имеет место значительно более сложная картина (рис. 2, табл. 1).

Рассмотрим более подробно основные особенности временных изменений частотной структуры колебаний отдельных видов солнечного воздействия.

Волновое ультрафиолетовое и вспышечное корпускулярное излучение. Колебания чисел Вольфа, отражающих данный вид солнечного воздействия, изучены наиболее основательно. Они характеризуются периодами циклов 11, 22 и 80—90 лет. Период 11-летних циклов колебался в прошлом от 7 до 17 лет. Длина периода циклически изменяется по фазам вековых циклов (рис. 3). В несколько меньших масштабах изменяется период 22-летних и вековых (80—90-летних) циклов.

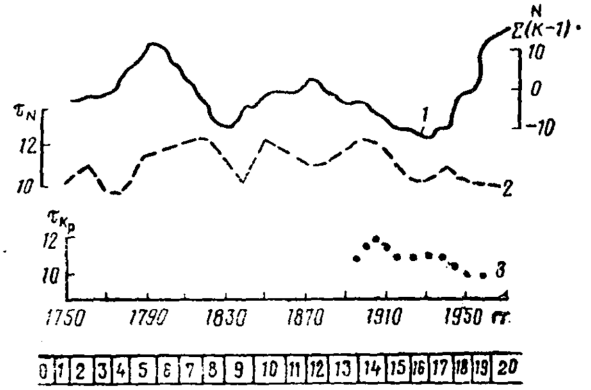

Рис. 3. Вековой ход солнечной активности в виде интегральной кривой чисел Вольфа (*1*) и изменение длины периода 11-летних циклов чисел Вольфа (*2*) и индекса K_p (*3*)

В рассматриваемом отрезке времени (1888—1964 гг.), охватывающем фазу подъема текущего векового цикла (рис. 2, табл. 1), период 11-летних циклов колебался в пределах 10—12 лет (как для минимумов, так и для максимумов цикла). Максимум цикла приходится на третий— шестой год цикла, т. е. разброс по времени не превышает трех лет. Амплитуда значений N колебалась от 1—10 в минимумах до 64—190 в максимумах 11-летних циклов.

Рекуррентное корпускулярное излучение. Колебания K_p в основном повторяют с некоторым смещением во времени ход N (рис. 2), т. е. также образуют циклы со средними периодами, близкими к 11, 22 и 80—90 годам (при счете от минимума до минимума). Между осредненными за 5—11 лет значениями N и K_p существует стохастическая связь с коэффициентом корреляции порядка 0,6—0,8 (рис. 4). Связь между годовыми значениями этих индексов отсутствует.

В отличие от числа Вольфа K_p испытывает и короткопериодные циклические колебания с периодом < 11 лет (т. е. внутрицикловые колебания). Е. В. Воробьевой [2] на основе гармонического анализа по скользящим отрезкам в 21 год получены три системы цикличности в колебаниях K_p со средними периодами $T_1=8{,}63$, $T_2=3{,}66$ и $T_3=2{,}34$ года. На полученных нами корреляционной и спектральной функциях K_p (рис. 5) четко прослеживаются лишь циклы с периодом 10—12 лет. На нижней кривой можно отметить слабо выраженную 5—6-летнюю цикличность.

Согласно анализу реальных циклов, выполненному по таблице

годовых значений K_p и рис. 2, период основных циклов K_p, определяемых по минимуму, колебался в 1884—1964 гг., как и циклов N, в пределах 10—12 лет. При этом период циклов N и K_p изменялся не синхронно (длина периода совпала лишь в четырех циклах из семи).

Значения K_p колебались от 10,1—16,4 в минимуме до 19,5—24,6 в максимуме цикла.

Максимум K_p в 11-летнем цикле в отличие от N характеризуется не одной, а 2—3 вершинами (рис. 2). При этом главным может быть любой из максимумов (первый, второй или третий). Соответственно

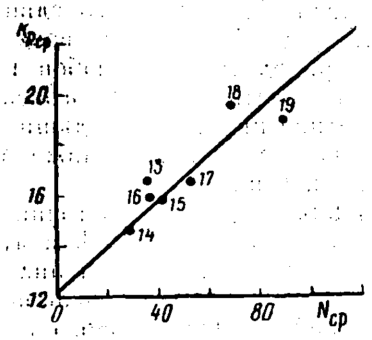

Рис. 4. Связь между осредненными по 11-летним циклам значениями чисел Вольфа N и индекса геомагнитной возмущенности K_p

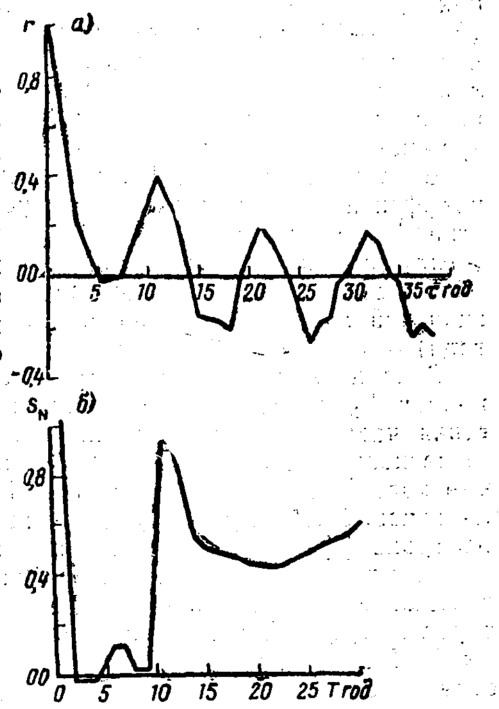

Рис. 5. Автокорреляционная (*а*) и спектральная (*б*) функции индекса K_p

главный максимум отмечался в интервале от четвертого до одиннадцатого года цикла чисел Вольфа, а период цикла, исчисляемого по главному максимуму, колебался от 8 до 18 лет.

Промежутки между максимумами (вершинами) одного цикла изменялись в пределах 2—4 лет, между смежными максимумами соседних циклов — 6—9 лет. Таким образом, колебания K_p образуют две или даже три системы цикличности: 10—12-летнюю и систему с чередующимися периодами 2—4 и 6—9 лет.

Тропоэффективные потоки частиц высоких энергий. Колебания уровня тропоэффективности частиц высоких энергий определяются вековым и многолетним ходом K_p. В соответствии с ростом общего уровня K_p в фазе подъема векового цикла изменяется частота и продолжительность тропоэффективных воздействий частиц высокой энергии, а также их фазовое положение в 11-летних циклах K_p и N (фазовый сдвиг).

Наибольшая частота и продолжительность воздействий наблюдается при сравнительно низком вековом уровне K_p и N, т. е. в период минимума и в первой половине фазы подъема векового цикла (рис. 2). Это связано с тем, что зона тропоэффективности ($K_p=16—18$) лежит ниже среднего значения K_p за 1888—1964 гг. В первой половине фазы в зону тропоэффективности попадают лишь многовершинные максимумы K_p. Промежутки между смежными воздействиями составляют здесь 2—6 лет в зависимости от времени наступления и формы максимума 11-летних циклов K_p.

Во второй половине фазы подъема векового цикла в зону тропоэффективности попадают средние, а затем только нижние участки фаз подъема и спада 11-летних циклов K_p. Промежутки между воздействиями соответственно возрастают до 6—17 лет (без учета «проскакивающих лет», т. е. случаев, когда переход от значений $K_p<16—18$ к значениям $K_p>16—18$ происходил внутри года).

В зависимости от рассмотренного хода K_p и фазового сдвига циклов K_p по отношению к циклам N тропоэффективные воздействия частиц высоких энергий могут приходиться на любой год 11-летнего цикла N (табл. 1). Можно полагать, что в многовековом ходе N и K_p наиболее низкие 11-летние циклы, приходящиеся на вековые минимумы, будут полностью располагаться ниже зоны тропоэффективности частиц высоких энергий.

Тепловое излучение. Колебания солнечной постоянной, связанные с динамикой площадей солнечных пятен и факелов, определяются общим уровнем векового фона и 11-летними циклами N. Как видно из рис. 2, максимумы солнечной постоянной в отличие от предыдущего вида воздействий вблизи векового максимума наблюдаются значительно чаще, чем вблизи минимума. Это объясняется тем, что зона наибольших значений солнечной постоянной ($N=80—100$) лежит выше среднего значения N за 1888—1964 гг. Наиболее низкий цикл (№ 14), расположенный около векового минимума, целиком лежит ниже зоны (рис. 2). Очевидно, что вблизи многовекового минимума таких циклов будет больше.

От минимума к максимуму текущего векового цикла (не считая «проскакивающих» лет) промежутки между максимумами солнечной постоянной уменьшаются от 18—25 до 3—6 лет. Число этих максимумов в 11-летнем цикле N изменяется в пределах 0—2. По мере роста общего уровня N в фазе подъема векового цикла максимумы солнечной постоянной смещаются с вершин на средние участки фаз подъема и спада 11-летних циклов.

Таким образом, помимо не совпадающих друг с другом 11-летних циклов N и K_p в системе солнечных воздействий имеются короткопериодные колебания K_p, разнопериодные циклические колебания тропоэффективности частиц высоких энергий и солнечной постоянной.

Степень выраженности и устойчивости во времени рассмотренных систем цикличности резко различна и изменяется в зависи-

мости от фазы векового и многовекового хода солнечной активности. Наиболее четко выражена и устойчива 11-летняя цикличность N и K_p. Все остальные циклы K_p и циклы других видов воздействий имеют резко переменный период. Тропоэффективные воздействия частиц высоких энергий и максимумы солнечной постоянной в зависимости от векового уровня N и K_p могут выпадать из отдельных циклов.

Рассмотренный характер изменения во времени частотной структуры колебаний отдельных видов воздействия солнечной деятельности показывает, что общая частотная структура солнечных воздействий имеет сложный многоциклический характер, определяемый наложением друг на друга нескольких систем цикличности с различным и переменным во времени периодом, и изменяется по фазам векового и многовекового циклов солнечной активности. Как видно из рис. 2, колебания всей совокупности солнечных воздействий образуют группы учащенных или складывающихся воздействий, разделенных промежутками переменной протяженности.

Получение более строгих количественных закономерностей временных изменений частотной структуры связано с необходимостью накопления более длительного ряда наблюдений за значением K_p.

Из изложенного можно заключить, что степень солнечной обусловленности колебаний геофизических процессов, по-видимому, значительно выше, чем это до сих пор считалось. С другой стороны, очевидно, что рассматриваемый вопрос оказывается значительно сложнее, чем это еще недавно представлялось при использовании лишь чисел Вольфа.

На колебания геофизических процессов должна оказывать влияние вся совокупность солнечных воздействий. С учетом рассмотренных систем цикличности и фазовых сдвигов их по отношению друг к другу можно сделать вывод о том, что солнечная деятельность может быть ответственна за целую гамму колебаний геофизических процессов с периодом от 2 до 100 лет и более. При этом в различные фазы векового цикла степень выраженности различных систем солнечно обусловленной цикличности и преобладающая длина периодов колебаний должна существенно изменяться.

Как известно, именно такая картина и наблюдается во временном ходе геофизических процессов. Таким образом, комплексная модель позволяет интерпретировать нестационарность солнечно обусловленных циклических колебаний этих процессов (используемую некоторыми авторами как доказательство отсутствия солнечно-геофизических связей) прежде всего с позиций нестационарности самих солнечных воздействий.

Многие колебания гидрометеорологических процессов, которые с позиций учета одного из индексов солнечной активности рассматривались до сих пор как чисто случайные, в действительности могут являться в той или иной мере солнечно обусловленными.

Сложение максимумов различных видов солнечных воздействий, наложение максимумов и минимумов должно в зависимости

от механизма их воздействия на атмосферу усиливать или затушевывать роль тех или иных солнечных воздействий в колебаниях гидрометеорологических процессов. Такую же роль может играть влияние других космических и геофизических факторов.

Влияние солнечной деятельности, как и других внешних сил, на погоду и климат преломляется через сложный механизм взаимодействия в системе атмосфера — океан — полярные льды — подстилающая поверхность суши, что с учетом инерционности океана, наличия автоколебательных и саморазвивающихся процессов обусловливает не однозначную реакцию атмосферы в пространстве и времени на одинаковые внешние импульсы. Соответственно реальная цикличность гидрометеорологических процессов формируется в преобразованном по сравнению с цикличностью солнечных воздействий виде.

Следует отметить также два фактора, определяющих географическую неоднородность воздействия солнечной деятельности на погоду и климат по поверхности земного шара. Первый фактор заключается в том, что условия распространения корпускулярного излучения Солнца (в отличие от волновой радиации) географически регулируются строением геомагнитного поля Земли и положением активных областей на Солнце [7, 8, 12, 18]. Второй фактор заключается в том, что солнечная деятельность воздействует на погоду и климат не только через общую циркуляцию атмосферы, но и непосредственно через электрическое поле Земли и другими путями [5, 17].

Непосредственное воздействие в силу первого фактора территориально неоднозначно. Отсюда следует вывод о том, что степень выраженности солнечно обусловленной цикличности гидрометеорологических процессов в различных районах земного шара должна быть различной и что в разных районах может преобладать цикличность, обусловленная различными видами солнечных воздействий.

Изложенные особенности создают значительные трудности в выявлении и анализе солнечно обусловленных колебаний гидрометеорологических процессов.

Существующие статистические методы частотного анализа колебаний геофизических и, в частности, гидрометеорологических процессов (гармонический анализ, периодограмм-анализ Шустера, корреляционные и спектральные функции и др.) мало пригодны, как отметил И. В. Максимов [6], для выявления и характеристики колебаний циклического характера (т. е. колебаний с переменным периодом). В частности, сами по себе они в силу отмеченных особенностей частотной структуры солнечных воздействий не могут дать ответ о действительной степени солнечной обусловленности гидрометеорологических процессов.

Предложенная модель основана на гипотезе о том, что в той или иной степени на атмосферу могут воздействовать различные виды солнечного излучения. Естественно, что она нуждается в проверке различными способами. Тем не менее, как нам представля-

ется, на современном этапе развития науки только комплексный учет различных видов солнечных воздействий создает возможность объективного генетического подхода к исследованию солнечной обусловленности гидрометеорологических процессов и усовершенствования самой модели на основе численной оценки вклада различных видов солнечных воздействий в колебания этих процессов. Такая оценка, по-видимому, может быть выполнена на основе факторно-компонентного анализа общей циркуляции атмосферы и данных наблюдений за метеоэлементами по достаточно большому числу пунктов, охватывающих различные районы земного шара.

ЛИТЕРАТУРА

1. Вительс Л. А. Аномалии циклического хода солнечной активности и тенденция современных колебаний климата. — Тр. ГГО, 1962, вып. 133.
2. Воробьева Е. В. Цикличность геомагнитной возмущенности и ее временные вариации. — Тр. ГГО, 1968, вып. 227.
3. Воробьева Е. В. Временные изменения продолжительности метеорологических циклов и возможные их причины. — Тр. ГГО, 1969, вып. 245.
4. Кондратьев К. Я. Солнечная постоянная. — «Метеорология и гидрология», 1971, № 3.
5. Курдин Р. Д. О солнечно-гидрометеорологических связях и прогнозах колебаний климата и водных ресурсов. — Тр. КазНИГМИ, 1972, вып. 44.
6. Максимов И. В. Геофизические силы и воды океана. Гидрометеоиздат, Л., 1970.
7. Мустель Э. Р. Солнечные корпускулярные потоки и их воздействие на тропосферу Земли. Научная информация, вып. 10. Астросовет АН СССР, М., 1968.
8. Оль А. И. Возмущенность магнитного поля Земли и ее изменения в 11 летнем цикле. — Тр. ГГО, 1969, вып. 245.
9. Рождественский А. В. К вопросу оценки гелиогидрологических связей.— «Метеорология и гидрология», 1971, № 4.
10. Рубашев Б. М. Проблемы солнечной активности. М.—Л., «Наука», 1964.
11. Сазонов Б. И. Высотные барические образования и солнечная активность. Л., Гидрометеоиздат, 1964.
12. Сазонов Б. И., Логинов В. Ф. Солнечно-тропосферные связи. Л., Гидрометеоиздат, 1969.
13. Сазонов Б. И., Логинов В. Ф. Солнечная постоянная, циркуляция и температура Земли. — Тр. ГГО, 1971, вып. 274.
14. Эйгенсон М. С. Солнце, погода и климат. Л., Гидрометеоиздат, 1963.
15. Ney E. P: Cosmic Radiation and the Weather Nature, Eng 183, N 4659, 1959.
16. Wilcox S. M. et al. Influence of Interplanetary Magnetic Field and Plasma on Geomagnetic Activity during Guiet. Sun Conditions. — I. Geophys. Res., v. 72, N 1, 1967.

СОДЕРЖАНИЕ

Р. Д. Курдин. О характеристике уровенного режима крупных бессточных озер полуаридной зоны 3

А. П. Браславский. Оценка истинной средней скорости ветра по показаниям ветромерных приборов 19

А. П. Браславский, А. П. Шапов. Усовершенствование методики определения влажности воздуха с учетом влияния скорости ветра на показания станционного психрометра 24

А. П. Браславский, Л. Р. Струзер, К. Б. Шергина, С. П. Чистяева. Практические рекомендации по определению величин исправленного слоя атмосферных осадков при срочных наблюдениях . . 34

Р. Д. Курдин, С. А. Рубинович. Внутриводоемный водо- и солеобмен и его роль в распределении минерализации воды по длине оз. Балхаш 40

Р. Д. Курдин, С. А. Рубинович. Прогноз изменения водного баланса, уровня и минерализации воды оз. Балхаш на ближайшие десятилетия 64

Р. Д. Курдин, С. А. Рубинович, В. Б. Чистяев. О возможности регулирования уровня и минерализации воды Западного Балхаша с помощью плотины в прол. Узун-Арал и переброски стока р. Каратал 87

А. П. Браславский, С. П. Чистяева. Методика расчета распределения минерализации воды по акватории водоема 107

А. П. Браславский, С. П. Чистяева. Влияние размера водоема на величину суммарной солнечной радиации, падающей на единицу его поверхности 145

А. П. Браславский, Л. Ф. Красова. Методика учета влияния затенения водоема на величину поглощенной водой суммарной солнечной радиации 159

П. П. Филонец, Ю. П. Филонец. Содержание микроэлементов в озерных водах Восточного Казахстана 168

Р. Д. Курдин. О возможной модели частотной структуры многолетних колебаний воздействия солнечной деятельности на геофизические процессы 173

Труды КазНИГМИ вып. 52

Исследование озер и водохранилищ

Редактор *В. В. Шибаева* Техн. редактор *В. Н. Силкина*
Корректор *Л. Б. Афанасьева*

Т-15702 Сдано в набор 25/III-1975 г. Подписано к печати 21/VIII 1975 г.
Изд. № 68 Индекс М—М—68 Бумага тип. № 1 Печ. л. 12
Уч.-изд. л. 12,14. Заказ 514. Цена 85 коп. Тираж 445.
Московское отделение Гидрометеоиздата. Москва, Буженинovская ул., д. 42/1.

Московская типография № 32 «Союзполиграфпрома» при Государственном комитете Совета Министров СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли
Москва, Цветной бульвар, д. 26.

УДК 556.555.2

О характеристике уровенного режима крупных бессточных озер полуаридной зоны. Курдин Р. Д. Труды КазНИГМИ, 1975, вып. 52, с. 3—18.

Рассматриваются специфические особенности уровенного режима озер полуаридной зоны: наличие крупномасштабных циклических вековых и внутривековых колебаний, изменяющих во времени все характеристики гидрологического и гидрохимического режима; интегральный характер кривой уровня бессточных водоемов многолетнего наполнения; влияние непостоянства площади водного зеркала. Показана необходимость учета этих особенностей при проектировании народнохозяйственных объектов и перспективном планировании хозяйственного использования водоемов, непригодность для этой цели стандартных статистических характеристик уровенного режима, основанных на безусловном распределении вероятностей. Даны рекомендации по составу задач при изучении и характеристике уровенного режима озер.

Табл. 1. Ил. 4. Библ. 14.

УДК 551.55

Оценка истинной средней скорости ветра по показаниям ветромерных приборов. Браславский А. П. Труды КазНИГМИ, вып. 52, с. 19—23.

Ветроизмерительные приборы, действующие на сети гидрометстанций, преуменьшают истинную скорость ветра в зоне малых ее значений. Неучет этого обстоятельства может привести к ошибкам в гидрометеорологических расчетах, в частности, при определении слоя испарения воды с поверхности водоемов (до 10—40%). На основании специальных наблюдений за скоростью ветра даются расчетные зависимости для определения истинной величины скорости ветра по результатам ее измерения анемометром М-25 и флюгером.

Табл. 2. Ил. 2. Библ. 1.

УДК 551.571

Усовершенствование методики определения влажности воздуха с учетом влияния скорости ветра на показания станционного психрометра. Браславский А. П., Шапов А. П. Труды КазНИГМИ, 1975, вып. 52, с. 24—33

Величина психрометрического коэффициента станционного психрометра в значительной мере зависит от скорости обдувания воздухом резервуара смоченного термометра. На основании теоретических исследований и специальных опытов установлена зависимость психрометрического коэффициента от скорости обдувания воздухом резервуара смоченного термометра. Найдена также связь этой скорости со скоростью ветра вне психрометрической будки.

Дается зависимость для определения упругости водяного пара, содержащегося в воздухе по показаниям сухого и смоченного термометров станционного психрометра, в которой учитывается влияние скорости ветра на величину психрометрического коэффициента. Приводится расчетная зависимость и номограммы для определения поправок Δ к опубликованным данным о влажности воздуха.

Табл. 1. Ил. 5. Библ. 8.

УДК 551.526

Влияние размера водоема на величину суммарной солнечной радиации, падающей на единицу площади его поверхности. Браславский А. П., Чистяева С. П. Труды КазНИГМИ, 1975, вып. 52, с. 145—158

Величина падающей на единицу поверхности водоема суммарной солнечной радиации в некоторой мере зависит от его размера из-за взаимодействия поверхности водоема и окружающей его суши в процессе повторного отражения радиации от подстилающей поверхности от обратного отражения ее от нижней поверхности облаков и рассеивания атмосферой. На основании анализа этого процесса для водоемов ограниченного размера и материалов специальных актинометрических наблюдений в натуре дается расчетная зависимость для определения величины коэффициента $K_{т, оз}$, на который надо умножать значения суммарной солнечной радиации, найденной при альбедо подстилающей поверхности, равной нулю. Величина коэффициента $K_{т. оз}$ поставлена в зависимость от ширины, длины водоема и значений альбедо для поверхности водоема и окружающей его суши.

Табл. 4. Ил. 4. Библ. 4.

УДК 551.526

Методика учета влияния затенения водоема на величину поглощенной водой суммарной солнечной радиации. Браславский А. П., Красова Л. Ф. Труды КазНИГМИ, 1975, вып. 52, с. 159—167

В статье излагается методика определения коэффициентов уменьшения прямой, рассеянной и поглощенной водой суммарной солнечной радиации, а также коэффициента уменьшения испарения в условиях затенения водоемов окружающими горами. В качестве примера приводятся значения указанных коэффициентов для водоемов, форма которых схематизирована в виде эллипса, при различном сочетании параметров водоема и окружающих его гор, высоты солнца и широты местности.

Табл. 4. Ил. 3. Библ. 5.

УДК 577.17 (584.6)

Содержание микроэлементов в озерных водах Восточного Казахстана. Филонец П. П., Филонец Ю. П. Труды КазНИГМИ, 1975, вып. 52, с. 168—172

Приводятся результаты гидрохимических исследований озер Семипалатинской и Восточно-Казахстанской областей. Минерализация воды в озерах находится в пределах от 0,06 до 312,1 г/л солей; жесткость от 1,35 до 1730 мг-экв/л; активная реакция близка к нейтральной и щелочная. Вода 21 озера относится к хлоридному, 12 озер — к карбонатному и 7 озер — к сульфатному классам.

Содержание (мкг/л) микроэлементов находится в пределах: йода 1—160, марганца 2,5—60, фтора 30—23000, молибдена 2,5—280, бора 100—30000, кобальта 2,5—20, меди <2—2,5, никеля <2,5—5, цинка 2,5—10, железо следов — 100.

Табл. 1. Ил. 1.

УДК 523.745

О возможной модели частотной структуры многолетних колебаний воздействия солнечной деятельности на геофизические процессы. Курдин Р. Д. Труды КазНИГМИ, 1975, вып. 52, с. 173—185

Предлагается комплексная модель воздействия солнечной деятельности на геофизические процессы, учитывающая современные гипотезы об агентах этой деятельности, возмущающих атмосферу Земли, и дающая физическую интерпретацию временной изменчивости солнечно обусловленных многолетних циклических колебаний геофизических процессов.

На основе имеющихся годовых значений чисел Вольфа и индекса K_p рассмотрен многолетний ход максимумов ультрафиолетового излучения, вспышечного корпускулярного и рекуррентного корпускулярного излучения, тропоэффективных потоков частиц высоких энергий и теплового излучения (солнечной постоянной) Солнца. Показано, что в осредненном 11-летнем цикле солнечной активности должны иметь место шесть максимумов воздействия различных проявлений солнечной деятельности на геофизические процессы. В ходе векового цикла солнечной активности происходит существенная перестройка частотной структуры различных проявлений солнечной деятельности.

Комплексный учет этих проявлений создает возможность объективного генетического подхода к исследованию солнечной обусловленности гидрометеорологических и других геофизических процессов.

Табл. 1. Ил. 5. Библ. 16.