551.46
Г 46



ПРОЕКТ «МОРЯ СССР»

ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЯ И ГИДРОХИМИЯ МОРЕЙ СССР

ТОМ VII

АРАЛЬСКОЕ МОРЕ

551.46
Г46

ГОСУДАРСТВЕННЫЙ КОМИТЕТ СССР ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ
ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ОКЕАНОГРАФИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

ПРОЕКТ «МОРЯ СССР»

ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЯ И ГИДРОХИМИЯ МОРЕЙ СССР

ТОМ VII

АРАЛЬСКОЕ МОРЕ

Под редакцией
канд. геогр. наук В. Н. БОРТНИКА,
канд. техн. наук С. П. ЧИСТЯЕВОЙ

51027а
Институт
океанологии
АН СССР
БИБЛИОТЕКА

ЛЕНИНГРАД ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ 1990

УДК 551.46

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ СЕРИИ МОНОГРАФИЙ
«ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЯ И ГИДРОХИМИЯ МОРЕЙ СССР»

Ф. С. Терзиев (отв. редактор), Н. П. Гоптарев, В. И. Калацкий, А. И. Симонов,
М. М. Борисенко, В. Е. Бородачев, Д. Е. Гершанович, Г. В. Гирдюк,
А. А. Керимов, Н. Н. Колесниченко, В. А. Рожков, В. Г. Федорей

Излагаются результаты эмпирических и теоретических исследований метеорологических (климатических), гидрофизических, гидрохимических процессов и характеристик Аральского моря.

Дается оценка современных и ожидаемых антропогенных изменений гидрологических и гидрохимических условий моря и его морфометрических характеристик.

Монография предназначена для специалистов, занимающихся современными физико-географическими и экологическими проблемами моря, и может быть использована при планировании и проектировании хозяйственных и природоохранных мероприятий в бассейне моря.

Ответственный редактор Ф. С. Терзиев

Отзывы и предложения просьба направлять Государственному океанографическому институту по адресу: 119838, ГСП, Москва, Г-34, Кропоткинский пер., 6.

Г $\frac{1805040600\text{-}069}{069\ (02)\text{-}90}$ КБ—13—18—1990

ISBN 5-286-00746-5

© Государственный комитет СССР по гидрометеорологии (Госкомгидромет СССР), 1990 г.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Окраинные и внутренние моря Советского Союза обладают огромными биологическими, минерально-сырьевыми, энергетическими, водными и другими ресурсами, которые используются многими отраслями народного хозяйства. К числу наиболее крупных отраслей относится рыбное хозяйство, морская нефтегазодобывающая промышленность, морской транспорт, гидроэнергетика, гидромелиорация, здравоохранение (рекреация), коммунальное и промышленное строительство на побережье морей. Многим из них для рационального планирования своего развития и его эффективного осуществления требуется всесторонний учет гидрометеорологических и гидрохимических факторов, в первую очередь таких, как колебания уровня моря, ветер и волны, ледовые условия, течения, химическая агрессивность морских вод, солевой состав, биогенные вещества и другие.

Дальнейшее развитие морских отраслей народного хозяйства вызывает острую необходимость разработки принципиально новых, более совершенных путей и форм гидрометеорологического обеспечения на морях, так как одни традиционные формы (в виде таблиц приливов, гидрометеорологических карт океанов и морей, ежегодников, ежемесячников и т. п.) уже не могут удовлетворить растущие запросы. Необходимо было создать целенаправленную систему обеспечения режимной гидрометеорологической и гидрохимической информацией хозяйственной деятельности на морях. Такая система создавалась в три этапа под общим научно-методическим руководством ГОИНа с участием ААНИИ, ДВНИГМИ, ГГО, республиканских и территориальных управлений по гидрометеорологии и ряда мореведческих организаций других министерств и ведомств. Первый этап приурочен к исследованиям прибрежной полосы моря и устьев рек, второй — к шельфовой зоне моря, третий — к открытым районам и морю в целом.

К основным компонентам системы относятся следующие:

1. Серия справочно-кадастровых пособий по 12 морским бассейнам, содержащих режимные и статистические данные по важнейшим элементам гидрометеорологического и гидрохимического режима морей и устьевых участков крупных рек, которые широко используются многими практическими и научными организациями.

2. «Руководство по расчету элементов гидрологического режима в прибрежной зоне морей и в устьях рек при инженерных изысканиях» (М.; Гидрометеоиздат, 1973), в котором изложены практические приемы расчета характеристик режима на основе натурных данных и теоретических исследований.

3. «Руководство по гидрологическим исследованиям в прибрежной зоне морей и в устьях рек при инженерных изысканиях» (М.; Гидрометеоиздат, 1972), содержащее методические рекомендации по организации и проведению полевых изысканий непосредственно в районе проектируемых гидротехнических сооружений.

4. Методы расчета основных характеристик гидрометеорологических элементов в шельфовых и открытых акваториях моря, позволяющие определить параметры ветра, волн, уровня, течений, льда при конкретных синоптических условиях и в многолетнем (режимном) плане, изданные в 1975—1983 гг.

5. Серия специализированных справочных пособий по гидрометеорологии и гидрохимии шельфа морей СССР, состоящая из 13 томов, изданная в середине 80-х годов.

В соответствии с заданиями проекта «Моря СССР» научно-технической программы ГКНТ «Мировой океан» 39 организациями Госкомгидромета СССР, Минрыбхоза СССР, АН СССР и союзных республик и других ведомств под общим руководством ГОИНа и специализированным научно-методическим руководством ВНИРО (океанологические основы биопродуктивности морей), ГГО (метеорология и климат), ААНИИ (ледовые условия) подготовлена серия монографий «Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР».

Серия состоит из 10 томов, включающих около 20 выпусков:

том I — Баренцево море;
том II — Белое море;
том III — Балтийское море;
том IV — Черное море;
том V — Азовское море;
том VI — Каспийское море;
том VII — Аральское море;
том VIII — Японское море;
том IX — Охотское море;
том X — Берингово море.

Каждый том состоит, как правило, из двух выпусков: «Гидрометеорологические условия» (вып. 1) и «Гидрохимические условия и океанологические основы формирования биопродуктивности» (вып. 2). Для акватории некоторых морей подготовлен вып. 3, учитывающий особенности гидрометеорологических и гидрохимических условий моря и его отдельных районов.

В монографиях по единому типовому проспекту освещается широкий круг вопросов по метеорологии и климату, физической океанологии, динамике вод, гидрохимии, океанологическим основам биопродуктивности морей. Существенное внимание уделяется современным и ожидаемым антропогенным изменениям элементов режима. В силу объективных причин — специфики режима морей, степени изученности, различного уровня теоретических разработок — в освещении некоторых вопросов по разным морям имеются существенные различия. Однако при разработке научной программы и в процессе выполнения работ перед исполнителями ставилась основная задача — отразить современный уровень знаний гидрометеорологических и гидрохимических условий.

В разделах по метеорологии и климату рассматриваются климатообразующие факторы — радиационные условия, циркуляционные процессы, орография берегов, морские течения; климатическое районирование; режим ветра, местные его особенности, штормы; температура воздуха — средние, экстремальные, характерные значения; аномальные сезоны; влажность воздуха; атмосфер-

ные осадки и снежный покров; облачность — общая, нижнего яруса, число дней с ясным, полуясным и облачным небом; опасные и особо опасные гидрометеорологические явления — обледенение судов, туманы, метели, град, сильные морозы.

Разделы по физической океанографии содержат характеристики: температурного режима, теплового баланса; ледовых условий, включая условия ледового плавания и физико-механические свойства льда; солености — средняя соленость, соленость в зонах смешения морских и речных вод, многолетняя и сезонная изменчивость, антропогенные изменения солености; плотности — средние значения, сезонные изменения, вертикальное распределение, конвекция; цвета и относительной прозрачности вод; фронтальных зон; водных масс; водного и солевого баланса.

В разделах по динамике вод рассматриваются: средний уровень моря, колебания уровня различных временных масштабов, включая приливы; течения — крупномасштабная геострофическая и ветровая циркуляция вод, сезонная, межгодовая и синоптическая изменчивость течений, циркуляция вод в шельфовых районах моря, приливные течения; ветровые волны, их режимные характеристики, максимальные высоты волн по районам морей и по сезонам.

По гидрохимии морей дается общая характеристика гидрохимического режима и определяющих его факторов, солевой состав морских вод и его трансформация; режим кислорода, его межгодовая, сезонная и суточная изменчивость; активная реакция (pH); щелочность как показатель смешения и происхождения вод в море, изменение ее под влиянием природных и антропогенных факторов; режим биогенных веществ — минеральных и органических, растворенных и взвешенных соединений кремния, фосфора и азота, характеристика элементов баланса биогенных веществ, антропогенные изменения баланса биогенных веществ.

В разделе «Океанологические основы биопродуктивности вод», который впервые включен в подобного рода научно-справочные пособия, рассматривается влияние океанологических факторов на формирование биологической продуктивности вод, на воспроизводство, поведение и распределение основных промысловых объектов, дается оценка оптимальных факторов среды для обитания рыб в различные периоды их жизни. *

При подготовке данной серии монографий исполнители стремились оптимально использовать имеющиеся натурные данные и современные гидротермодинамические и физико-статистические методы расчета гидрофизических и метеорологических параметров и характеристик, а там, где это было целесообразно, и полуэмпирические методы расчетов с привлечением натурных данных для оценки адекватности модели и натуры.

В результате исследований по проекту «Моря СССР» уточнены существующие представления о характеристиках гидрометеорологического и гидрохимического режима морей, в частности:

— определены условия формирования режима элементов климата, закономерности их изменения в пространстве и времени и различные вероятностные характеристики;

— получены режимные характеристики ветра и волнения, непериодических колебаний уровня, приливов и льда;

— получены новые поля гидрологических и гидрохимических элементов и характеристики вертикальной структуры вод;

— уточнены данные о солевых составах и электропроводности вод морей, которые свидетельствуют о существенной трансформации ионного состава и минерализации речного стока под влиянием антропогенных факторов;

— изучены основные факторы формирования газового режима вод — вертикальная устойчивость, биопродукционные процессы, загрязнение морской среды и др.;

— исследованы механизмы и масштабы, даны оценки возможных изменений гидрометеорологического и гидрохимического режимов при осуществлении крупных водохозяйственных мероприятий, рассмотрена эффективность регулирования режима морей СССР.

В целом настоящая серия монографий представляет собой естественное продолжение и развитие общей системы обеспечения режимной гидрометеорологической и гидрохимической информацией морских отраслей народного хозяйства на морях, омывающих берега Советского Союза, и служит ее важнейшей составной частью.

Монографии содержат большой объем фактических многолетних данных, полученных на прибрежных станциях и в экспедициях, и могут быть использованы как справочные материалы по гидрометеорологии, гидрохимии и биопродуктивности морей.

Если в процессе работы появится необходимость в более подробной информации по гидрологии, метеорологии, гидрохимии и загрязнению морей, она может быть получена в ГОИНе или в других НИИ и управлениях по гидрометеорологии по специальному запросу.

Общее научно-методическое руководство исследованиями по проекту «Моря СССР» и по подготовке серии монографий «Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР» осуществлялось ГОИНом. Руководство исследованиями по отдельным морям осуществляли: МФ ААНИИ (Баренцево море), Севгидромет (Белое море), ЛО ГОИН (Балтийское море), СО ГОИН (Черное море), ГОИН (Азовское и Аральское моря), БО ЗакНИГМИ (Каспийское море), ДВНИГМИ (Японское, Охотское и Берингово моря).

Подготовка серии монографий «Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР» выполнена под общим руководством научного руководителя проекта «Моря СССР» канд. геогр. наук Ф. С. Терзиева. Ответственные исполнители работ: канд. геогр. наук Н. П. Гоптарев, д-р физ.-мат. наук В. И. Калацкий, д-р геогр. наук А. И. Симонов (ГОИН), д-р геол.-мин. наук Д. Е. Гершанович (ВНИРО), канд. геогр. наук В. Е. Бородачев (ААНИИ), д-р геогр. наук М. М. Борисенко (ГГО).

Том VII «Аральское море» подготовлен в ГОИНе с участием КазНИГМИ, САРНИГМИ и

* В связи с тем что Аральское море потеряло свое промысловое значение, биопродуктивность моря в монографии по Аральскому морю не рассматривается.

Казгидромета. При подготовке монографии использованы обобщенные данные наблюдений морских и прибрежных гидрометеорологических станций Казгидромета и Узгидромета и материалы экспедиционных работ ГОИНа, Аральской ГМО и Аральского отделения КазНИИРХа.

Монография подготовлена коллективом авторов: С. Л. Ариповым (гл. 5; 9); канд. геогр. наук В. П. Беловым (п. 10.2); канд. геогр. наук В. Н. Бортником (Введение; п. 1.1; гл. 4; п. 8.4; 10.1; гл. 12; 13; 15; 18; 19; Заключение), канд. геогр. наук Л. Б. Друмевой (гл. 12); Э. Г. Ефимовой (гл. 6); канд. геогр. наук Б. М. Затучной (гл. 16); Г. В. Иваненко (гл. 5; 9); В. Н. Павленко (п. 1.2; гл. 8); канд. геогр. наук И. В. Свиридовой (гл. 14; 15); Б. А. Смердовым (п. 1.2; гл. 3; 11); канд. геогр. наук О. И. Субботиной (гл. 2); канд. физ.-мат. наук Ю. Г. Филипповым (п. 10.2); канд. геогр. наук А. Г. Цыцариным (гл. 13; 17); канд. техн. наук С. П. Чистяевой (гл. 5; 6; 7; 8; п. 18.4).

В техническом оформлении рукописи монографии принимали участие Л. Е. Кучина, Т. А. Филимонова.

Руководство работами по подготовке монографии, общая компоновка и научное редактирование выполнены канд. геогр. наук В. Н. Бортником и канд. техн. наук С. П. Чистяевой.

ВВЕДЕНИЕ

Проблема Аральского моря почти уже три десятилетия привлекает пристальное внимание научных и народнохозяйственных организаций и широкой общественности. В настоящее время режим моря подвергается беспрецедентному антропогенному воздействию и на повестке дня остро стоит вопрос о самом существовании моря как единого географического объекта. Ведутся поиски ослабления негативных последствий, связанных с его прогрессирующим усыханием и осолонением, путем сохранения части моря и реконструкции его отдельных районов.

Аральское море — крупный внутриматериковый бессточный водоем, имеющий характерные морские и озерные черты. Существование моря и основные характеристики его режима прежде всего зависят от притока вод Амударьи и Сырдарьи. До начала 1960-х годов, несмотря на постоянный рост безвозвратных изъятий речного стока в бассейне моря, который является основным районом орошаемого земледелия нашей страны, приток речных вод к морю и его режим сохранялись относительно стабильными. В эти годы Аральское море играло заметную роль в экономике Средней Азии и Казахстана — в благоприятные годы уловы рыбы достигали 400—500 тыс. ц, в дельтах Амударьи и Сырдарьи заготавливалось более 1 млн шкурок ондатры. Определенный вклад в экономику моря давало и судоходство. Аральское море оказывало благотворное влияние на природно-климатические условия окружающих территорий.

Уже в 1950-х годах в связи с планировавшимся резким возрастанием водохозяйственного строительства в бассейне Аральского моря, увеличением безвозвратных изъятий и регулированием стока Амударьи и Сырдарьи были выполнены ориентировочные расчеты возможных изменений гидрологических и гидрохимических условий моря, свидетельствовавшие о серьезных негативных последствиях сокращения речного стока в море.

Действительность превзошла все ожидания. Экстенсивный рост в последние десятилетия орошаемого земледелия в бассейне моря и нерациональное использование водных ресурсов привели к их практическому исчерпанию, в результате чего приток речных вод к морю снизился в 1981—1985 гг. до уровня санитарных попусков, а в отдельные годы речные воды вообще не доходили до моря. Одновременно происходило ухудшение качества поступающего в море водного стока. Все это привело к необратимым изменениям режима моря и его экосистемы.

К началу 1986 г. уровень моря снизился почти на 12 м, его площадь сократилась на одну треть, а объем — более чем наполовину по сравнению со средним многолетним состоянием до начала 1960-х годов. Более чем вдвое возросла и средняя соленость вод моря. Море полностью потеряло свое рыбохозяйственное и транспортное значение. Усыхание моря привело к существенным изменениям природной среды Приаралья, вызвало глубокие изменения социально-экономической структуры народнохозяйственного комплекса прилегающих территорий.

Изучение современных изменений гидрометеорологических и гидрохимических условий Аральского моря представляет большой научный и практический интерес. Аральское море является по существу огромной природной лабораторией, где проявляется весь комплекс негативных последствий антропогенного вмешательства в естественный режим крупного внутриматерикового водоема и природную среду прилегающих территорий. Изучение закономерностей и последствий усыхания моря, динамика его современного режима являются базой для оценки дальнейших его изменений, разработки научных основ мероприятий по уменьшению негативных последствий, по регулированию и оптимизации режима моря и его отдельных районов и их наиболее эффективному народнохозяйственному использованию.

Отсутствие комплексных монографических работ, освещающих особенности режима резко нестационарного периода в жизни моря за последние 25 лет и возможные будущие его изменения, возрастающие запросы практических организаций, связанных с решением проблемы Аральского моря и Приаралья, планированием водохозяйственных, природоохранных и социально-экономических мероприятий в его бассейне, свидетельствуют об актуальности подготовки настоящей монографии по гидрометеорологии и гидрохимии Аральского моря.

1. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

1.1. Физико-географическая характеристика

Аральское море — один из наиболее крупных внутриматериковых водоемов земного шара — расположено в зоне пустынь Средней Азии — в Туранской низменности, у восточного края плоскогорья Устюрт.

Аральское море — своеобразный водоем, имеющий черты, свойственные и морю, и озеру. Водный и солевой балансы моря, его гидролого-гидрохимический режим, биологическая продуктивность, а также существование самого моря как географического объекта в значительной степени определяются притоком двух среднеазиатских рек — Амударьи и Сырдарьи. Суммарные средние годовые ресурсы бассейнов этих рек (без бессточных областей) оцениваются примерно в 112 км^3, в том числе Сырдарьи — 37 и Амударьи — 75 км^3 [10, 75]. Поверхностный приток к Аральскому морю зависит как от естественной водности впадающих

в него рек, так и от все возрастающих безвозвратных изъятий воды в его бассейне, предназначенных для нужд народного хозяйства и в первую очередь для орошаемого земледелия.

Бассейн Аральского моря, общая площадь которого более 2,7 млн км² в (пределах СССР примерно 2,4 млн км²), является основным районом орошаемого земледелия нашей страны, благоприятным для выращивания многих сельскохозяйственных культур, в том числе хлопчатника, риса, винограда, плодовых и цитрусовых. Плодородие почв и большая продолжительность вегетационного периода позволяют получать на поливных землях в южной части бассейна по два и даже по три урожая в год. Площадь орошаемых земель в бассейне моря в настоящее время превышает 6,9 млн га. Численность населения, проживающего на этой территории, достигает 25 млн. человек. Море и питающий его бассейн необходимо рассматривать как единое целое, так как значительная часть водных ресурсов расходуется и теряется в пределах самих речных систем. В море поступает лишь остаток речных вод, который и определяет основные его гидрологические и гидрохимические характеристики и биологическую продуктивность.

С начала текущего столетия до начала 60-х годов режим Аральского моря был относительно стабилен. Годовые объемы притока речных вод и осадков, выпадающих на поверхность моря, компенсировали потери воды на испарение, что и обусловливало незначительные колебания уровня моря около отметки 53,0 м абс., которая и принималась за среднюю многолетнюю. В период квазистационарного режима моря относительно большой годовой объем речного стока ($^1/_{19}$ объема моря) обусловливал сравнительно низкую соленость (9,6—10,3 ‰) и своеобразный солевой состав аральских вод, отличающийся от солевых составов других внутренних замкнутых и полузамкнутых морей большим содержанием углекислых и сернокислых солей.

При отметке уровня 53,0 м абс. площадь моря составляла около 68,3 тыс. км² (площадь водной поверхности ~66,1 тыс. км²), объем вод 1064 км³, а средняя глубина 16,1 м. Море было расположено между 43°24′ и 46°53′ с. ш. и 58°12′ и 61°59′ в. д. и в целом вытянуто с юго-запада на северо-восток (рис. 1.1). Максимальная протяженность моря в этом направлении 432 км, наибольшая ширина (по параллели 45°) 292 и средняя ширина 156 км. На Аральском море насчитывалось более 1100 островов общей площадью примерно 2235 км², наиболее крупные из них — Кокарал, Барсакельмес, Возрождения. Именно большое количество островов и дало название морю: «арал» по-казахски означает остров.

Аральское море расположено на территории двух союзных республик: северо-восточная его часть находится на территории Казахской ССР, а юго-западная — на территории Узбекской ССР (Каракалпакская АССР). Граница между союзными республиками пересекает западное побережье у 45°35′ с. ш. и восточное побережье у 44°13′ с. ш.

В начале 60-х годов под воздействием осуществленных в бассейне моря водохозяйственных мероприятий, при дальнейшем возрастании безвозвратных изъятий стока, главным образом на нужды ирригации, началось существенное уменьшение притока речных вод в море. Этот процесс проходил на фоне некоторого снижения естественной водности рек. В результате резко нарушились водный и солевой балансы и гидролого-гидрохимический режим моря, началось быстрое снижение уровня,

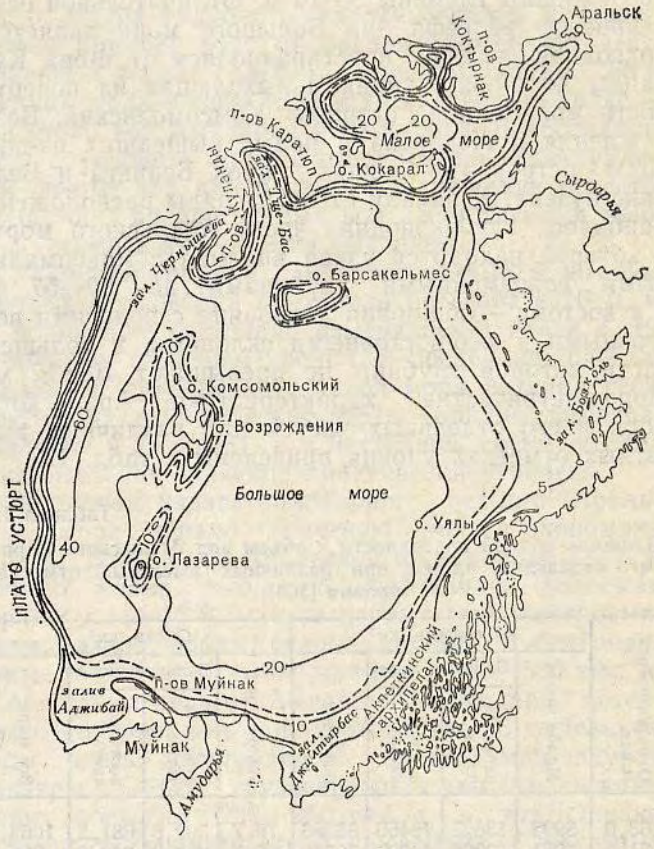


Рис. 1.1. Распределение глубин в Аральском море при отметке уровня 53 м абс.

Пунктир — примерное положение береговой линии на начало 1986 г. на отметке уровня, близкой к 41,5 м абс.

увеличение солености вод моря, уменьшение его площади и объема.

К началу 1986 г. уровень моря находился на отметке примерно 41,4 м абс., т. е. снизился по сравнению со средним многолетним до начала 60-х годов на 11,6 м. Площадь моря сократилась на 23 тыс. км², а объем вод на 624 км³ (соответственно 35 и 59 % площади и объема вод моря на отметке 53,0 м абс.) (рис. 1.1).

Исходя из особенностей морфологического строения аральской котловины, в Аральском море выделяют относительно обособленную его меньшую северо-западную часть — Малое море, площадь которой при отметке уровня 53 м абс. 6 тыс. км² и объем вод примерно 80 км³ (9,1 и 7,5 % общей площади и объема моря) и остальную акваторию — Большое море. В настоящее время площадь Малого моря сократилась до 3,5 тыс. км², а объем вод — до 28 км³. Малое и Большое моря соединяются между собой проливом Берга, ширина которого в связи с падением уровня моря уменьшилась с 15 до 5 км, а максимальные глубины с 12,5 до 0,5 м. Ранее существовавший между Малым и Большим морями с западной стороны о. Кокарал еще один узкий и мелководный прол. Аузы-Кокарал давно высох, и о. Кокарал стал полуостровом. В ближайшие годы дальнейшее

снижение уровня может привести к естественному разделению Аральского моря и обособлению Малого и Большого морей.

В Малом море имеются две котловины, максимальные глубины которых при современных отметках уровня не превышают 15—18 м, а в целом преобладают глубины 5—10 м. Отличительной особенностью рельефа дна Большого моря является подводная гряда, простирающаяся от п-ова Куланды до п-ова Муйнак и выходящая на поверхность моря в виде островов Комсомольский, Возрождения и Лазарева и новых вышедших из-под воды островов — бывших банок Бенинга и Беллинсгаузена. К западу от этой гряды расположена наиболее глубоководная часть Аральского моря, в которой находится узкая впадина с максимальными современными глубинами до 50—57 м, а к востоку — обширная котловина с пологими восточными и юго-восточными склонами, в большей части которой глубины не превышают 10—12 м. Морфометрические характеристики Аральского моря и его отдельных частей при различных высотных отметках уровня приведены в табл. 1.1.

Таблица 1.1

Площадь водной поверхности и объем вод Аральского моря и его отдельных частей при различных высотных отметках уровня [166]

Отметка уровня, м абс.	Площадь, км²				Объем, км³			
	Малое море	Большое море		Все море	Малое море	Большое море		Все море
		западная часть	восточная часть			западная часть	восточная часть	
53,0	5992	13628	46466	66086	79,7	302,8	681,2	1063,7
51,0	5361	13364	40885	59610	68,7	275,9	593,8	938,4
48,0	4830	12962	37556	55348	53,5	236,3	476,3	766,1
43,0	3846	11385	31417	46648	31,9	175,2	304,1	511,2
33,0	1363	6203	15817	23383	6,0	85,0	70,1	161,1
23,0	—	2689	—	2689	—	40,8	—	40,8
13,0	—	1597	—	1597	—	20,6	—	20,6
3,0	—	954	—	954	—	8,6	—	8,6
—16,0	—	0	—	0	—	0	—	0

Берега Аральского моря довольно разнообразны по рельефу. Северный берег Аральского моря в основном высокий и обрывистый, за исключением небольших низких участков в глубоко вдававшихся в сушу крупных заливах Большой Сарычаганак, Бутакова, Шевченко, Тще-Бас. К настоящему времени значительные площади мелководных заливов Малого моря обсохли. К северному берегу моря подходят пески Большие Барсуки, Малые Барсуки и Приаральские Каракумы.

Западный берег Аральского моря представляет собой высокий (до 190 м) и обрывистый край отрогов пустынного плато Устюрт. Западное побережье приглубое, изрезано слабо и лишь на северо-западе имеется крупный зал. Чернышева.

Южный берег Аральского моря низкий и образован наносами реки Амударьи, которая неоднократно меняла свое русло. Для южного побережья была характерна значительная изрезанность и неустойчивость береговой черты. Наиболее крупными заливами южного побережья являлись уже высохшие мелководные заливы Аджибай, Муйнакский, Рыбацкий, Джилтырбас. В настоящее время здесь произошло значительное выравнивание береговой черты.

Восточный берег моря низкий и песчаный, к нему вплотную подходят пески Кызылкум. Это мелководное и ранее сильно изрезанное побережье моря изобиловало заливами, култуками и низкими песчаными островами, образовавшими в юго-восточной части моря Акпеткинский архипелаг (более 600 островов). В связи со значительным снижением уровня эти мелководные районы обсохли и береговая черта существенно выравнялась.

В Аральском море преобладают мягкие рыхлые грунты, твердые грунты встречаются лишь на небольших участках в районе западного побережья. Большую часть площади дна моря занимают различные илы — алевритовые, глинистые и глинисто-известняковые (мергелистые), а также кварцевые и оолитовые пески. Песчаный грунт расположен в прибрежной к настоящему времени обсохшей зоне в основном в пределах бывшей изобаты 10 м, а также на подводной возвышенности от п-ова Куланды до о. Лазарева. Пески, как правило, сменяются узкой полосой илистого песка, переходящего затем в песчанистый ил. В зоне песков встречаются отдельные скопления ракушечника (у бывших островов Кокарал и Уялы, п-ова Куланды и др.). За зоной песков расположены алевритовые илы желтовато-бурого цвета. В центральной части моря расположены более плотные глинистые илы серого цвета. Глинистым илам дельтовых областей свойственен более темный коричневатый цвет. Алевритовые и глинистые серые илы, как правило, покрыты сверху тонким слоем светло-коричневого ила. Для глубоководной впадины характерны черные глинисто-известняковые полужидкие илы. Эти илы со значительной примесью песка встречаются также в некоторых заливах восточного берега.

Климатические условия Аральского моря определяются внутриконтинентальным положением моря в глубине обширного Азиатского материка и большим количеством поступающей солнечной радиации, среднее годовое значение которой составляет около 5860 МДж/м² [103, 162]. Большую роль в формировании климата играют атмосферные процессы, развивающиеся над Казахстаном и Средней Азией. Основной особенностью климата является его хорошо выраженная континентальность с жарким сухим летом и относительно холодной зимой, большими внутригодовыми колебаниями температуры воздуха, незначительной облачностью и малым количеством осадков. Смягчающее влияние Аральского моря на аридный климат окружающей территории ограничивается лишь узкой прибрежной полосой. Средняя температура воздуха над морем в июле 25—26 °С, в феврале —10... —13 °С, а экстремальные значения температуры достигают 43 и —36 °С. Продолжительность периода с отрицательными температурами 120—150 сут в году. Средняя годовая относительная влажность воздуха 65—70 %.

Ветровой режим Аральского моря характеризуется преобладанием в течение всего года ветров северо-восточной четверти, повторяемость которых достигает 45—55 %. Средняя скорость ветра 5—6 м/с, а максимальная достигает 20—25 м/с.

Средняя годовая сумма осадков, выпадающих в районе Аральского моря 110—150 мм, при этом максимальное их количество наблюдается в холод-

ный период года. Летом количество осадков незначительно, в отдельные годы в летние месяцы наблюдается полное отсутствие осадков по всему морю.

Несмотря на сравнительно небольшие размеры, Аральское море отличается пространственной неоднородностью гидрометеорологических и гидрохимических характеристик. Это вызвано климатическими особенностями отдельных районов моря, неодинаковым влиянием на них речного стока, а также различиями морфометрических характеристик этих районов.

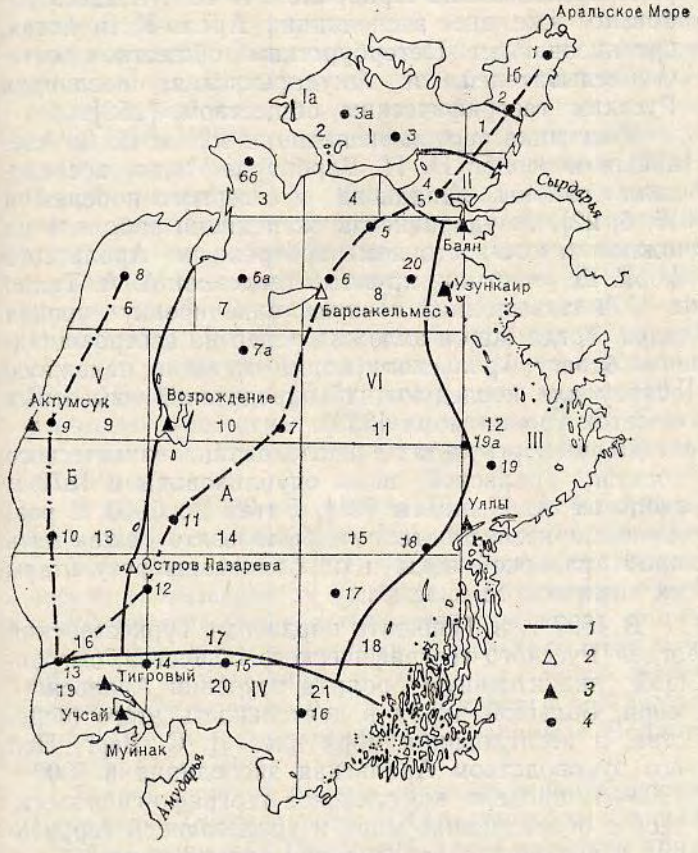


Рис. 1.2. Расположение сети гидрометеорологических станций и постов, вековых океанографических станций и разрезов, гидрологических районов (I—VI) моря. Схема квадратов (*1—21*), принятых при обработке материалов океанографических наблюдений.

1 — границы гидрологических районов; *2* — работающие; *3* — закрытые гидрометеорологические станции и посты; *4* — вековые океанографические станции; *А* — стандартный диагональный, *Б* — меридиональный разрез.

При гидролого-гидрохимическом районировании Аральского моря по совокупности признаков можно выделить следующие районы: *I* — северный (Малое море) с двумя подрайонами, *II* — устьевое взморье Сырдарьи, *III* — восточный и юго-восточный, *IV* — устьевое взморье Амударьи, *V* — западный, *VI* — центральный (рис. 1.2). В Малом море выделяются два подрайона: его открытая часть с двумя котловинами (*Iа*) и залив Большой Сарычаганак (*Iб*), режим которого в силу большей континентальности климатических условий и ограниченного водообмена с открытыми районами Малого моря обладал рядом специфических особенностей.

Границы северного района и его подрайонов, а также западного района выделяются достаточно надежно по морфометрическим признакам. Для устьевых взморьев Сырдарьи и Амударьи естественной границей служит зона гидрологического фронта — резкого изменения солености, прозрачности и других гидролого-гидрохимических характеристик при переходе от распресненных вод этих районов к более соленым морским водам. Эти границы подвержены миграции вследствие колебаний стока вод Амударьи и Сырдарьи. В последние годы в условиях крайне незначительного поступления речных вод или полного прекращения речного стока зоны распресненных вод отсутствуют и районы устьевых взморьев не выделяются.

Условная граница района восточных и юго-восточных мелководий проходила по изобате 10 м, и ее положение постоянно изменялось в связи с современным падением уровня. В последние годы по указанной причине этот район моря потерял свои некоторые специфические черты (обилие островов, проливов и заливов), и в настоящее время его самостоятельное значение практически утрачено.

В период квазистационарного режима Аральское море играло заметную роль в экономике страны. В эти годы Аральское море давало 5—7 % общего улова рыбы во внутренних водоемах страны и 11—13 % уловов ценных рыб (осетровых, леща, сазана, воблы, судака, шемаи). В благоприятные годы уловы рыбы достигали 400—500 тыс. ц. В обширных дельтах Амударьи и Сырдарьи интенсивно развивалось ондатроводство. В отдельные годы здесь заготовлялось более 1 млн шкурок ондатры. Объем грузоперевозок по Аральскому морю достигал 200—250 тыс. т в год. Однако в связи со строительством шоссейных и железных дорог, а также с внедрением транспортной авиации значение судоходства в экономике моря постепенно снижалось.

Таким образом, Аральское море представляет собой весьма специфический природный объект, режим которого подвергается в настоящее время все возрастающему антропогенному воздействию. Беспрецедентное по своим масштабам активное антропогенное вмешательство в естественный режим крупного замкнутого морского водоема привело к значительным негативным последствиям, которые связаны как непосредственно с усыханием и изменениями режима моря, падением его биологической продуктивности и народнохозяйственного значения, так и с изменениями природной среды Приаралья, а также с изменениями социально-экономической структуры хозяйственной деятельности водоема и прилегающих территорий.

Исследование этого процесса чрезвычайно важно как с народнохозяйственной точки зрения для разработки научных рекомендаций и мероприятий по уменьшению отрицательных последствий усыхания моря, по регулированию и оптимизации его режима и наиболее эффективному народнохозяйственному использованию моря и его отдельных районов, так и с научной и методической стороны, поскольку Аральское море является по существу огромной природной лабораторией, на примере которой можно исследовать весь комплекс негативных последствий антропогенного вмешательства в естественный режим крупных внутриматериковых водоемов.

1.2. Гидрометеорологическая и гидрохимическая изученность

Начало русским правительственным исследованиям в районе Аральского моря было положено экспедициями А. Бековича-Черкасского (1715—1716), организованными по инициативе Петра I [23, 261]. Целенаправленное изучение Приаралья началось с середины XVIII в. в связи с усилением связей России с Казахстаном и Средней Азией. В 1740—1741 гг. русским правительством к Аралу была направлена экспедиция для рекогносцировки места под строительство города в устье Сырдарьи. Один из руководителей экспедиции И. Муравин составил на основе инструментальных съемок ландшафтную карту, куда вошли часть Аральского моря, дельта Сырдарьи, Хивинское ханство [25]. Особая ценность этой карты в том, что она является одной из наиболее старинных русских карт, на ней показаны города, позднее разрушенные, а также русла рек, которые вспоследствии переместились или высохли.

В 20-х годах XIX в. район Аральского моря обследовал Э. А. Эверсман [25, 272]. Он исследовал побережье Аральского моря, дал его физико-географическую и геологическую характеристику, высказал предположение об усыхании Аральского моря.

В начале 40-х годов XIX в. в Хиве работала экспедиция Г. И. Данилевского и Ф. И. Базинера. В ее отчете «Описание Хивинского ханства», изданном в 1851 г., даны обстоятельные сведения о климате, рельефе, географии Устюрта и района Аральского моря. Крупномасштабная карта Аральского моря и Хивинского ханства, составленная Ф. И. Базинером, вошла в книгу А. Гумбольта «Центральная Азия» [25].

В 1851 г. географом и картографом Я. В. Ханыковым была опубликована карта Аральского моря и Хивинского ханства и пояснительная записка к ней по истории Аральского моря [183].

Первая экспедиция, исследовавшая непосредственно акваторию Аральского моря, была организована в 1848—1849 гг. под руководством военного моряка и исследователя А. И. Бутакова. В период этой экспедиции была проведена общая рекогносцировка моря, его берегов и острова Барсакельмес. Был описан восточный берег и острова, определены географические координаты, сделаны промеры глубин, исследованы течения. Была открыта группа островов, известных теперь как Возрождения и Комсомольский. Собраны данные по физической географии, геологии берегов. Исследования А. И. Бутакова на Аральском море и в низовьях Сырдарьи сыграли важную роль в практическом их освоении — организации судоходства по морю и реке. Однако публикация результатов экспедиции А. И. Бутакова встретила большие трудности: вскоре смогли увидеть свет лишь краткие о ней сообщения [70, 71], а полный отчет об этой экспедиции смог быть опубликован лишь 100 лет спустя [72].

По материалам исследований уже в 1850 г. издана первая точная карта всего Аральского моря [80]. Важным итогом экспедиции было установление закономерностей формирования берегов моря, положивших начало развитию в России учения о морских берегах [71, 151].

В 1857—1858 гг. Н. А. Северцов и И. Г. Борщов проводили физико-географические наблюдения на северном и восточном побережьях Арала, в том числе изучали признаки усыхания моря [214.]

Первые определения морфометрических характеристик Аральского моря были сделаны в 1874 и 1889 гг. И. А. Стрельбицким по картам Азиатской России [228, 229].

Присоединение в 1873 г. Хивы к России расширило исследование Приаралья. В 1874 г. здесь работало уже две экспедиции: Арало-Каспийская, организованная Петербургским обществом естествоиспытателей, и Амударьинская, посланная Русским географическим обществом [152].

Участники первой экспедиции зоолог В. Д. Аленицын и геолог Н. П. Барбот де-Марни исследовали районы западного и северного побережий [5, 6, 22]. Амударьинская экспедиция работала на южном и юго-восточном побережьях Аральского моря. Ее участник, крупный геодезист А. А. Тилло в 1874 г. выполнил точную нивелировку уровня моря. Тогда же он заложил репер на северо-западном берегу Аральского моря, что дало надежную основу для последующих определений высотных отметок уровня моря [233].

Первые результаты исследования химического состава аральской воды опубликованы в 1870 г. геологом А. Нешелем [31]. Затем до 1900 г. различными исследователями было взято еще пять проб аральской воды и опубликованы результаты их химического анализа.

В 1897 г. в Ташкенте образован Туркестанский отдел Русского географического общества, сыгравший значительную роль в изучении Аральского моря. Большой вклад в деятельность этого общества, в исследования моря внес Л. С. Берг. Под его руководством Аральская экспедиция в 1900—1903 гг. провела комплексное географо-гидрологическое обследование моря и прилегающей территории и выполнила нивелировку уровня моря.

На северном побережье моря в заливе Большой Сарычаганак в 1900 г. Л. С. Бергом организованы первые инструментальные наблюдения за уровнем моря по водомерной рейке. В 1904 г. в том же районе установлен самописец уровня моря, однако он работал неустойчиво. Сохранились лишь отрывочные данные за несколько месяцев 1904 и 1905 гг. С 1780 по 1903 г. изменения уровня моря были ориентировочно восстановлены Л. С. Бергом по косвенным данным [31], а период с 1874 по 1911 г. был детально изучен В. П. Львовым [144]. Результаты комплексных исследований Л. С. Берга в 1908 г. обобщены в монографии «Аральское море» [31], в которой дана всесторонняя климатическая и физико-географическая характеристика моря, рассмотрены основные черты его гидрологического режима: колебания уровня, температура воды, ее цвет, прозрачность, соленость. Впервые для Аральского моря установлено наличие сейш. Дана сводка по морфологии и развитию берегов и оценено влияние на них гидрологического режима водоема. Выявлена взаимосвязь между уровнем моря и климатом. Палеоклиматические исследования Л. С. Берга позволили ему отрицать распространенное тогда мнение о прогрессивном усыхании Средней Азии. Были сделаны важные для теории гидрометеорологических процессов выводы о колебании уровня Арала за историческое время.

Систематические инструментальные наблюдения за уровнем моря по водомерной рейке начаты в 1911 г. на гидрометеорологической станции Аральское Море, открытой в районе г. Аральска в 1884 г.

Освоение Приаралья и Аральского моря особенно усилилось после сооружения в 1905 г. Ташкентской железной дороги. Ряд исследований в Приаралье проведен в 1906—1915 гг. по заданию переселенческого управления в связи с освоением края. В 1914 г. Туркестанский отдел Русского географического общества выполнил нивелировку уровня моря. В результате исследований был установлен новый подъем уровня моря.

В 1920—1921 гг. на Аральском море работала промысловая экспедиция Ф. А. Спичакова [225]. После организации в 1929 г. Аральской научной рыбохозяйственной станции усиливаются гидрохимические, гидробиологические и ихтиологические исследования, которые проводили здесь В. Я. Никитинский, А. Л. Бенинг, Г. В. Никольский и др. Материалы этих работ опубликованы в трудах Аральской научной станции и в монографии Г. В. Никольского «Рыбы Аральского моря» [167], в которой обобщены собранные после Л. С. Берга сведения по ихтиологии рыб и режиме вод Аральского моря.

В середине 30-х и начале 40-х годов на Аральском море развивается сеть гидрометеорологических станций (табл. 1.2), организуются систематические наблюдения за уровнем моря, температурой и соленостью (плотностью) морской воды, волнением и ледовыми явлениями. Результаты этих прибрежных наблюдений и гидрологических работ в открытом море с 1941 г. обобщаются в Морских ежегодниках и ежемесячниках, изданиях Водного кадастра СССР.

В послевоенные годы в связи со строительством Главного Туркменского (Каракумского) канала, а также решением Правительства о развитии ирригации в бассейнах рек Амударьи и Сырдарьи усиливаются научные исследования гидрометеорологического, гидрохимического и гидробиологического режимов моря, которые проводятся Аральской научной рыбохозяйственной станцией, ГОИНом и другими организациями. Изучаются водный и солевой балансы моря [32, 105, 223], его гидрометеорологический и гидрохимический режимы [74, 196, 238], биология размножения рыб, проводятся мероприятия по акклиматизации рыб из других бассейнов [29, 76, 126]. Расширяются исследования дельт Амударьи и Сырдарьи [30, 142, 193, 240], проводятся исследования закономерностей формирования берегов, почвенного и растительного покровов [151, 237]. Результаты работ по всестороннему исследованию гидрохимического режима Аральского моря обобщены в 1956 г. в монографии Л. К. Блинова «Гидрохимия Аральского моря» [32]. В монографии освещался не только фактический режим моря, особенности химического состава и физико-химические свойства его вод, солевого баланса, режима биогенных веществ, определяющих его продуктивность, но также впервые выполнен обоснованный расчет будущих изменений химических и биологических основ его продуктивности с возможно полным учетом физико-географических и гидрологических особенностей моря.

В 1958—1960 гг. были проведены широкие гидрографические работы и издана новая лоция Аральского моря [143]. В начале 60-х годов на Аральском море открывается ряд новых гидрометеорологических станций (см. табл. 1.2), вводится стандартная сеть вековых океанографических станций открытого моря (см. рис. 1.2), на которой проводятся сезонные съемки акватории моря с выполнением комплекса стандартных гидрометеорологических и гидрохимических наблюдений. В зимний период регулярно проводятся ледовые авиаразведки.

Начавшийся в 60-х годах процесс снижения уровня Аральского моря привлекает внимание многих исследователей. Исследования ГОИНа, КазНИИРХа, Узгидромета, Казгидромета, Араль-

Таблица 1.2

Стационарные пункты морских наблюдений на Аральском море

№ пп	Станция (пост)	Местоположение	Период работы станции (поста)		Состав и период наблюдений				
			Открытие	Закрытие	Уровень	Температура воды	Лед	Соленость	Волнение
1	Аральское Море	г. Аральск	1884	1983	1911—1921, 1923—1983	1941—1983	1941—1983	1941—1983	1942—1983
2	Баян	в 2 км от Рыбзавода	1960	1983	1960—1983	1960—1983	1960—1983	1960—1978	1960—1983
3	Узункаир	о. Узункаир	1934	1962	1940—1961	1940—1961	1941—1962	1941—1960	1942—1962
4	Уялы	о. Уялы	1941	1983	1941—1983	1942—1983	1942—1983	1941—1978	1942—1983
5	Муйнак	г. Муйнак	1925	1964	1925—1927, 1929, 1934, 1938, 1940, 1950, 1960—1964	1941—1950	1941—1949	—	—
6	Учсай	г. Учсай	1932	1964	1932—1934, 1960—1964	—	—	—	—
7	Тигровый	м. Тигровый хвост	1942	1979	1942—1979	1942—1979	1942—1979	1942—1978	1942—1979
8	Остров Лазарева	о. Лазарева	1961	Действует	с 1961	с 1962	с 1961	с 1962	с 1960
9	Возрождение	о. Возрождения	1936	1949	1936—1949	1941—1949	1941—1949	1941—1949	—
10	Актумсук	Западный берег моря	1948	1964	1948—1964	1948—1963	1948—1964	1948—1964	1948—1964
11	Барсакельмес	о. Барсакельмес	1949	Действует	с 1949	с 1950	с 1949	с 1949	с 1949

ской ГМО и других организаций в этот период направлены на анализ современных и оценку возможных в будущем изменений режима моря под влиянием естественных и антропогенных факторов и разработку рекомендаций по регулированию и оптимизации режима моря. Для обеспечения текущих и перспективных требований народнохозяйственных организаций в 70-х и в начале 80-х годов были выполнены обобщения материалов по гидрометеорологическому и гидрохимическому режиму моря и издан ряд практических пособий, в том числе «Каталог уровенных наблюдений» [116—118], «Справочник основных гидрологических характеристик» [226, 227], «Атлас льдов» [15] и другие. В эти же годы публикуются монографические работы по гидрологии и гидрохимии моря — коллективная работа ГОИНа «Современный и перспективный водный и солевой баланс южных морей СССР» [222] и монография А. Н. Косарева «Гидрология Каспийского и Аральского морей» [129].

В последующие годы был накоплен и частично проанализирован обширный материал гидрометеорологических и гидрохимических наблюдений, усиливаются исследования антропогенных изменений режима моря, разрабатывается ряд новых методов расчета перспективных изменений режима моря [28, 39—57, 95 , 171—173, 212, 259]. В этих работах принимают участие ГОИН, КазНИИРХ, КазНИГМИ, САНИГМИ, КИЕН и ряд других организаций.

Тем не менее в связи с дальнейшими быстрыми изменениями режима моря, разработкой и проектированием водохозяйственных и инженерных мероприятий, связанных с регулированием режима моря и его отдельных районов возможной реконструкцией его фауны и флоры, проведением рыбоводно-мелиоративных работ, возникла необходимость в детальном обобщении и систематизации результатов натурных наблюдений, теоретических и экспериментальных работ по гидрометеорологии и гидрохимии моря в виде единого монографического издания, которое позволит всесторонне осветить современную изученность и состояние режима моря, ожидаемые дальнейшие изменения его режима и обеспечит необходимыми материалами народнохозяйственные, проектные и научные организации, связанные с решением проблемы Аральского моря.

2. КРАТКАЯ КЛИМАТИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Интенсивное снижение уровня Аральского моря в 1961—1985 гг. привело к значительному сокращению площади его водной поверхности и существенному изменению конфигурации береговой линии. В результате, гидрометеорологические станции, ранее располагавшиеся на побережье, оказались теперь под значительным влиянием окружающих пустынь.

Средние многолетние значения метеорологических характеристик на станциях, где море значительно отступило, не могут достаточно объективно описывать нестационарный режим морского бассейна. Поэтому для анализа климатических изменений были выбраны такие временные периоды, которые могли бы характеризовать метеорологические особенности района до и после нарушения режима Аральского моря, а именно: 1951—1960, 1961—1970, 1971—1980 и 1981—1985 гг. Для сравнения рассчитывались и средние многолетние данные (от начала наблюдений по 1985 г.).

Сеть станций, привлеченных к анализу (см. рис. 1.2, табл. 2.1), достаточно полно характеризует особенности метеорологического режима как в изменяющейся прибрежной зоне, окаймляющей море, так и центральной части водоема.

Для определения возможного влияния процесса усыхания Аральского моря на режим метеорологических элементов прибрежных районов для сравнения были привлечены также данные метеорологических станций, расположенных на значительном расстоянии от моря (Карак, Акбайтал, Аякагитма, Тамды).

Таблица 2.1

Гидрометеорологические станции Аральского моря

Станция	Высота, м абс.	Использованный период наблюдений
Аральское Море	62	1929—1985
Узункаир—Баян *	57	1938—1985
Уялы	55	1942—1985
Муйнак	56	1933—1985
Тигровый	54	1944—1980
Остров Лазарева	54	1961—1985
Актумсук	54	1948—1964
Возрождение	55	1933—1949
Барсакельмес	82	1950—1985

* Для удлинения временно́го ряда были объединены данные расположенных близко станций Узункаир (1938—1960) и Баян (1961—1985).

2.1. Климатообразующие факторы

Район Аральского моря занимает крайнее северное положение в зоне континентального субтропического климата. Эта территория получает большое количество солнечного тепла, в среднем за год суммарная радиация составляет здесь 5860 МДж/м^2.

Радиационные особенности и положение в глубине обширного Азиатского материка вызывают засушливость и континентальность климата. Несмотря на наличие такого крупного водоема, как Аральское море, влияние окружающих его пустынь оказывается преобладающим. Смягчающее влияние водного бассейна на метеорологические элементы ограничивается лишь узкой прибрежной полосой. Пункты, расположенные на расстоянии более 100 км от берега моря, его смягчающего влияния не испытывают [103].

Большую роль в формировании климатических особенностей играет циркуляция атмосферы. Качественной оценкой изменчивости циркуляции атмосферы служили формы циркуляции, предложенные М. Х. Байдалом [19].

На рис. 2.1 представлен многолетний ход 10-летних скользящих средних трех типов циркуляции: С и Е — меридиональных и Ш — широтных. Замечено, что период резкого снижения уровня Аральского моря совпал по времени с переломом

в характере общей циркуляции атмосферы (после 1960 г.). В этот период отмечается резкое увеличение повторяемости меридиональных форм циркуляции, в то время как до этого преобладали комбинированные формы (К).

Одним из показателей климатических изменений в циркуляции атмосферы служит учет периодов устойчивой циркуляции (табл. 2.2).

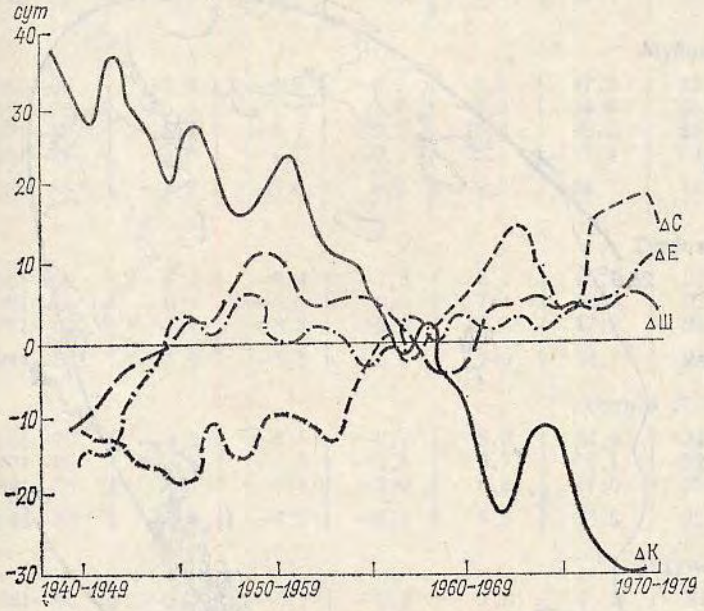


Рис. 2.1. Многолетние изменения 10-летних скользящих средних отклонений от нормы типов циркуляции по М. Х. Байдалу.

Число периодов продолжительностью 4—9 сут независимо от формы циркуляции существенно уменьшилось в последних двух десятилетиях по сравнению с 1951—1960 гг. Число периодов продолжительностью 11—20 и более 20 сут в последних двух десятилетиях (особенно для форм С и Е) значительно увеличилось.

Таблица 2.2

Повторяемость (число случаев) периодов с устойчивой формой циркуляции

Период	Форма циркуляции и градации продолжительности периодов с устойчивой циркуляцией, сут								
	С			Е			Ш		
	4—9	11—20	>20	4—9	11—20	>20	4—9	11—20	>20
1951—1960	117	32	4	120	27	2	141	19	1
1961—1970	85	33	13	75	30	12	94	21	—
1971—1980	94	39	6	84	39	5	89	17	2

При анализе повторяемости периодов устойчивой циркуляции продолжительностью 4—9 сут необходимо отметить следующее: если в 1951—1960 гг. повторяемость формы Ш (141 случай) превосходила повторяемость форм С (117 случаев) и Е (120 случаев), то уже в последнем 10-летии она становится меньше повторяемости формы С и близка к повторяемости формы Е. Для периодов большей продолжительности (11—20 и более 20 сут) повторяемость форм С и Е имеет очевидную тенденцию к увеличению, а формы Ш — к уменьшению. Последнее указывает на тенденцию интенсивного развития меридиональной циркуляции в последний 30-летний период.

С особенностями общей циркуляции атмосферы связаны изменения, происходящие в повторяемости типов синоптических процессов, характерных для территории Средней Азии. Зимой резкие понижения температуры связаны с холодными северными и северо-западными вторжениями. Западные вторжения, возникающие в тылу южных циклонов, сопровождаются интенсивными осадками. Устойчивая юго-западная периферия отрога сибирского антициклона обусловливает в осенне-зимний период ясную сухую погоду.

Лето характеризуется высокой температурой при безоблачном небе. Северные и северо-западные вторжения в этот период вызывают некоторое понижение температуры [69].

По многолетнему изменению повторяемости каждого типа синоптического процесса можно, так же как и в общей циркуляции, выделить два крупных временных периода — до и после 1960 г. В первый период наблюдается заметное преобладание холодных вторжений и резкое уменьшение их во втором. Такие особенности характерны также для повторяемости группы циклонов и юго-западной периферии антициклона. Обратная картина отмечается в повторении малоградиентных полей повышенного и пониженного давления, когда происходит резкое их увеличение после 1960 г.

Изменения метеорологических полей связаны с интенсивностью и продолжительностью атмосферных процессов. Оказалось, что количество периодов длительного (>5 сут) существования таких процессов, как холодные вторжения, группа южных циклонов и юго-западная периферия антициклона, в 1971—1980 гг. сократилось вдвое по сравнению с 1951—1960 гг., а такие процессы, как малоградиентные поля повышенного и пониженного давления, наоборот, стали более продолжительными.

Меньше стало в последнем 10-летии малоустойчивых (<1 сут) вторжений и циклонов, зато увеличилась повторяемость малоустойчивых процессов, таких, как юго-западная периферия антициклона и малоградиентные поля.

2.2. Характеристика отдельных элементов климата

2.2.1. Температура воздуха. Формирование температурного режима на станциях Аральского моря в значительной мере зависит от воздействия водного бассейна в узкой прибрежной полосе: по мере удаления от водоема в глубь суши температура воздуха изменяется, подвергаясь влиянию континента.

Анализ многолетних изменений температуры воздуха и сравнение отклонений температуры от одного десятилетия к другому показывает, что наибольшие изменения произошли в последнем десятилетии, при значительном сокращении акватории моря (табл. 2.3).

Однако такая закономерность является характерной не только для береговых станций, но и для станций, значительно удаленных от моря, таких, как Тамды, Чабанказган, Кулкудук.

Средняя годовая температура воздуха в районе Аральского моря как в многолетнем плане, так и в отдельные периоды изменяется по широте, убы-

вая с юга на север. По мере удаления от водоема в глубь суши температура увеличивается.

Наиболее низкая температура отмечается главным образом в январе (рис. 2.2). На западе и юго-западе средняя месячная температура колеблется от —6 до —8 °С; на востоке и северо-востоке — от

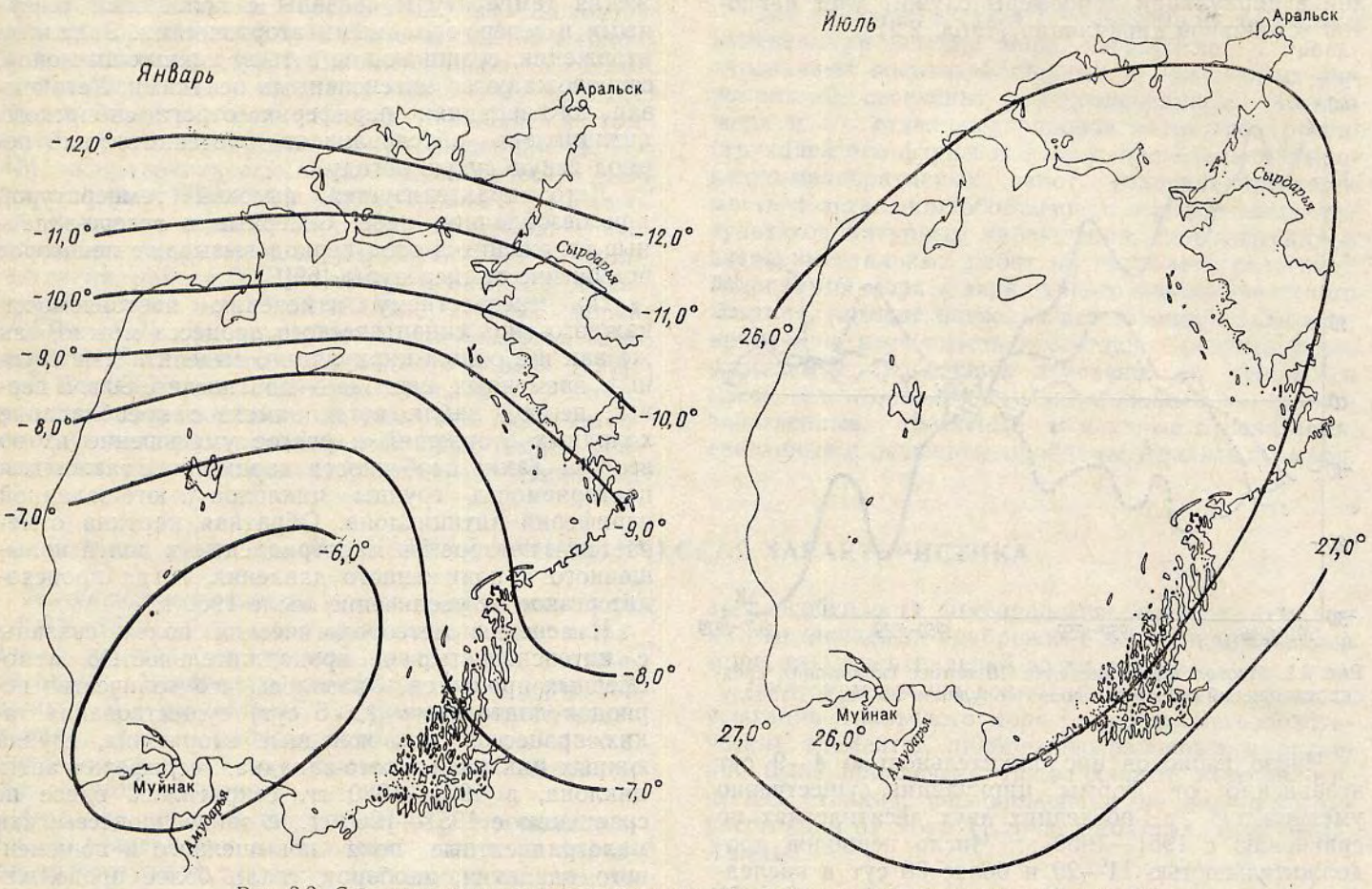


Рис. 2.2. Среднее многолетнее распределение температуры воздуха в январе и июле, °С.

—8 до —11 °С, а самая низкая средняя температура января (—12,8 °С) отмечалась на ст. Аральское Море (табл. 2.3). Зимой море замерзает ежегодно, в суровые зимы полностью. Вследствие этого на формирование зимнего температурного режима влияние водоема сказывается незначительно. Так, например, разница средних январских температур между морскими (береговыми) и континентальными станциями составляет в среднем всего лишь 0,5 °С.

Наибольших значений средняя месячная температура достигает в июле (рис. 2.2 *б*), составляя 25—26 °С. По мере удаления от моря температура воздуха возрастает до 30 °С (Тамды).

Средняя минимальная температура дает приближенную характеристику температурного режима в ночное время. Ее годовые значения колеблются от 8 (Остров Лазарева) до 2 °С (Аральское Море) (табл. 2.4). Абсолютный минимум температуры составляет на юге района —31 °С (Муйнак) и на севере —38 °С (Аральское Море) (табл. 2.5).

Таблица 2.3

Средняя месячная и средняя годовая температура воздуха, °С

Период	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
						Аральское Море							
1951—60	—12,8	—10,9	—4,5	8,6	17,3	23,3	25,6	24,1	17,8	8,0	—2,9	—8,7	7,1
1961—70	—12,3	—11,6	—1,7	9,3	18,1	22,9	25,9	23,6	17,6	7,8	0,0	—8,2	7,1
1971—80	—14,0	—13,8	—3,8	9,0	18,8	24,3	27,2	24,0	17,7	7,2	0,1	—6,2	7,5
1981—85	—9,7	—10,3	—3,0	11,2	18,3	24,4	28,6	25,5	17,5	8,1	—0,5	—8,9	8,4
1929—85	—13,0	—11,8	—3,5	9,1	17,9	23,5	26,3	24,2	17,3	7,9	—1,2	—8,5	7,4
						Узункаир—Баян							
1951—60	—9,7	—8,2	—2,9	8,2	16,8	21,7	24,2	23,9	18,7	10,1	—0,2	—5,8	8,1
1961—70	—9,9	—9,3	—0,9	8,9	17,3	21,7	24,8	23,0	17,0	8,5	1,2	—6,1	8,0
1971—80	—12,1	—12,7	—3,3	9,7	17,7	22,9	25,9	23,4	17,6	8,0	1,2	—4,7	7,8
1981—85	—8,5	—8,9	—2,4	11,1	18,0	23,6	27,9	24,9	17,3	8,5	0,6	—7,1	8,8
1938—85	—10,2	—9,4	—2,2	9,1	17,3	22,3	25,2	23,8	17,9	9,2	0,7	—6,0	8,1

Период	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Уялы													
1951—60	—7,7	—6,1	—1,2	8,4	16,6	22,0	24,7	24,6	19,7	11,2	1,2	—4,6	9,1
1961—70	—7,2	—6,2	1,3	9,2	17,7	22,6	25,8	24,4	18,7	10,4	3,0	—3,8	9,7
1971—80	—9,9	—10,6	—1,7	10,1	18,1	23,6	26,4	24,4	18,8	9,4	2,5	—3,7	9,0
1981—85	—6,3	—5,9	—0,3	12,1	18,6	24,0	28,3	25,7	18,1	9,8	1,7	—5,0	10,1
1942—85	—7,9	—7,4	—0,5	9,3	17,1	22,8	25,8	14,6	18,9	10,4	2,1	—4,5	9,2
Муйнак													
1951—60	—5,4	—4,7	—0,7	8,5	17,3	23,1	25,7	25,0	19,6	11,3	2,5	—2,9	9,9
1961—70	—5,3	—4,4	1,7	9,3	18,6	23,6	26,5	24,8	18,8	10,6	4,0	—1,7	10,5
1971—80	—8,3	—8,1	—0,2	10,4	18,5	24,3	27,1	24,6	18,9	10,1	3,8	—1,9	9,9
1981—85	—4,6	—4,7	—0,2	12,1	19,0	24,0	28,3	25,5	18,3	9,5	2,3	—4,2	10,4
1933—85	—6,2	—5,6	0,2	9,5	18,1	23,6	26,6	25,0	19,2	11,0	3,3	—2,7	10,2
Тигровый													
1951—60	—5,4	—5,4	—1,8	6,2	15,9	22,4	25,4	25,3	20,3	12,4	3,6	—2,2	9,7
1961—70	—5,1	—5,1	0,5	7,1	16,9	22,9	26,2	25,0	19,5	11,8	5,1	—0,9	10,3
1971—80	—7,7	—8,8	—2,0	8,0	17,3	23,9	27,0	25,1	20,1	11,1	4,2	—1,3	9,7
1944—80	—5,9	—6,3	—0,8	7,0	16,7	23,0	26,1	25,1	20,0	11,8	4,2	—2,0	9,9
Остров Лазарева													
1961—70	—4,2	—5,3	—0,2	5,9	14,9	21,6	25,4	24,8	20,1	12,7	6,6	1,0	10,3
1971—80	—5,7	—7,0	—2,3	5,7	15,1	22,0	26,5	24,8	20,0	12,0	6,3	1,6	9,9
1981—85	—4,1	—5,8	—2,0	8,3	17,0	23,0	27,6	25,8	19,5	10,9	3,5	—3,2	10,0
1961—85	—4,6	—5,8	—1,2	6,5	15,5	22,1	26,2	25,1	19,9	12,1	5,7	0,2	10,1
Актумсук													
1951—60	—5,5	—6,7	—2,5	7,0	15,3	21,8	25,0	24,7	19,1	11,0	2,4	—2,0	9,1
1961—64	—3,8	—4,9	—0,1	7,3	16,3	21,7	25,9	24,0	18,6	11,1	4,1	—0,6	10,0
1948—64	—5,2	—6,3	—2,1	7,0	15,7	22,0	25,3	24,4	18,7	11,0	2,9	—2,0	9,3
Барсакельмес													
1951—60	—8,1	—7,9	—3,2	6,8	15,2	21,7	24,8	24,6	19,5	11,3	2,1	—1,0	8,8
1961—70	—7,5	—7,8	—1,0	7,3	16,2	21,8	25,3	24,1	18,7	10,8	4,2	—0,8	9,3
1971—80	—9,9	—11,2	—2,8	8,3	16,6	22,9	26,4	24,2	19,3	10,0	3,6	—0,6	8,9
1981—85	—6,6	—7,9	—2,6	9,3	17,2	23,1	28,0	25,6	18,6	10,2	2,4	—5,0	9,4
1950—85	—8,3	—8,9	—2,4	7,7	16,2	22,2	25,8	24,4	19,1	10,6	3,0	—3,2	8,9

Таблица 2.4

Средняя месячная и средняя годовая минимальная температура воздуха, °С

Период	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Аральское Море													
1951—60	—17,2	—15,3	—9,1	3,0	11,4	17,1	19,7	17,8	11,3	2,9	—6,5	—13,6	1,8
1961—70	—16,3	—16,4	—5,9	4,1	12,2	17,2	20,1	17,3	10,8	2,9	—3,6	—11,8	2,6
1971—80	—18,0	—18,3	—8,3	4,9	12,7	17,6	20,7	17,4	11,3	2,6	—3,1	—9,3	2,5
1981—85	—13,5	—14,0	—6,9	5,5	11,7	17,4	21,7	18,8	11,1	3,4	—3,9	—11,9	3,3
1929—85	—16,7	—16,3	—7,6	4,2	12,0	17,3	20,4	17,7	11,1	2,9	—4,3	—11,6	2,4
Узункаир—Баян													
1951—60	—13,1	—11,9	—6,4	5,0	13,8	18,9	21,9	21,2	15,4	6,8	—2,9	—8,3	5,0
1961—70	—12,3	—13,5	—4,6	4,5	12,5	17,3	20,5	17,9	11,8	4,2	—2,4	—9,2	3,9
1971—80	—15,9	—17,2	—7,6	4,9	12,4	17,5	20,6	17,4	11,6	3,8	—2,1	—7,7	3,1
1981—85	—12,0	—12,5	—5,8	—5,8	12,2	17,5	21,2	18,6	11,3	4,1	—2,7	—10,2	4,0
1938—85	—13,3	—13,6	—5,9	5,0	13,1	18,2	21,3	19,4	13,2	5,2	—2,5	—8,9	4,3
Уялы													
1951—60	—10,8	—9,4	—3,2	5,5	14,0	19,8	20,6	22,4	17,0	8,3	—1,2	—6,8	6,4
1961—70	—10,3	—8,9	—2,3	6,3	14,9	19,8	21,1	21,5	15,3	7,2	0,2	—5,7	6,6
1971—80	—13,4	—14,5	—5,4	6,5	14,3	19,5	22,6	20,1	14,1	5,4	—0,5	—3,4	5,4
1981—85	—8,7	—9,2	—4,0	7,1	13,6	18,9	22,6	20,4	12,1	5,9	—1,7	—7,6	5,8
1942—85	—10,7	—10,3	—3,6	6,1	14,4	19,7	21,9	21,3	15,2	7,1	—0,6	—6,0	6,2

Период	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Муйнак													
1951—60	—8,5	—5,4	—3,9	5,1	13,7	19,5	22,3	21,6	16,2	7,9	—0,3	—5,4	6,9
1961—70	—8,4	—7,7	—1,3	5,7	14,1	18,9	22,3	18,9	14,5	6,4	0,4	—4,3	6,6
1971—80	—12,1	—12,5	—4,2	5,6	13,1	18,0	21,2	18,8	13,0	5,0	—0,2	—4,3	5,1
1981—85	—7,0	—8,1	—4,1	6,9	13,0	17,7	22,0	19,2	12,0	4,2	—1,7	—7,5	5,6
1933—85	—9,0	—8,5	—3,3	5,6	12,8	18,9	22,3	20,4	14,8	6,8	0,0	—3,4	6,4
Тигровый													
1951—60	—8,0	—8,1	—4,3	3,9	13,6	20,2	23,2	23,4	18,3	10,5	1,7	—4,4	7,5
1961—70	—7,1	—7,5	—1,7	5,0	14,4	20,3	23,9	22,8	17,2	9,5	3,1	—2,6	8,1
1971—80	—10,6	—12,2	—4,9	5,3	14,4	20,3	23,7	21,9	16,8	8,1	1,8	—3,4	6,8
1944—80	—8,4	—9,1	—3,4	4,7	14,1	20,3	23,6	22,8	17,5	9,5	2,2	—4,0	7,5
Остров Лазарева													
1961—70	—5,8	—7,4	—2,2	4,1	12,8	19,5	23,5	22,8	18,1	10,7	4,9	—0,5	8,4
1971—80	—8,6	—11,8	—5,2	4,2	12,8	20,2	24,0	23,0	18,4	9,9	4,2	—1,2	7,5
1981—85	—6,2	—8,6	—5,1	6,2	14,9	20,5	24,2	22,9	16,8	7,7	1,9	—6,2	7,4
1961—85	—6,8	—9,2	—3,8	4,5	13,1	19,8	23,9	22,9	18,0	9,9	4,0	—1,9	7,9
Барсакельмес													
1951—60	—10,7	—10,9	—5,7	3,4	11,5	18,0	21,4	21,1	16,3	8,4	—0,2	—6,4	5,5
1961—70	—9,7	—10,8	—3,6	4,1	12,6	18,3	21,7	20,9	15,7	8,0	2,0	—4,7	6,2
1971—80	—12,6	—14,5	—5,8	4,7	12,8	18,9	22,3	21,8	16,7	7,7	1,7	—4,2	5,8
1981—85	—8,6	—10,7	—5,2	5,8	13,3	18,9	23,9	21,9	15,5	7,5	0,3	—6,9	6,3
1950—80	—10,8	—12,0	—5,1	4,3	12,4	18,5	22,1	21,0	16,1	8,0	0,9	—5,4	5,8

Максимальная температура мало изменяется по территории (табл. 2.6). Зимой она в среднем

Таблица 2.5

Экстремальные значения температуры воздуха, °С

Станция	Температура	
	максимальная	минимальная
Аральское Море	44 (1976)	—38 (1969)
Уялы	43 (1976)	—33 (1974)
Муйнак	43 (1976)	—31 (1977)
Тигровый	41 (1973, 1978)	—32 (1977)
Барсакельмес	40 (1962)	—33 (1969)

Примечание. В скобках указан год.

имеет значения —3... —5 °С, а летом 29—32 °С. Абсолютный максимум температуры достигает 40—44 °С (табл. 2.5).

В период усыхания Аральского моря произошли изменения и в температурном режиме: зимой в 1971—1980 гг. температура воздуха оказалась ниже нормы на 5—6 °С, а межгодовая изменчивость σ составила 7—9 °С, тогда как в 1951—1960 гг. изменчивость температуры колебалась от 4 до 6 °С. Заметим при этом, что аналогичные изменения происходили на различных станциях: как на морских и береговых (Барсакельмес, Муйнак), так и на континентальных (Тамды). Существенное похолодание зимой в последнем десятилетии и некоторое потепление летом, происшедшее как в районе Аральского моря, так и в отделении от него, нельзя объяснить только нарушением режима моря.

Большое влияние на изменение температурного режима оказали атмосферные процессы. Если сопоставить многолетнее изменение осредненной по



Рис. 2.3. Многолетние изменения 10-летних скользящих средних отклонений от нормы температуры воздуха зимой и летом.

всем станциям Аральского моря температуры в разные сезоны (рис. 2.3) и изменение циркуляционных процессов в это же время (рис. 2.1), то можно отметить, что каждая циркуляционная эпоха отличается особенностями в формировании температурного режима: более резкие изменения произошли во второй циркуляционной эпохе, когда после 1960 г. наблюдалась смена знака аномалии температуры зимой и летом; в этот период наблюдается положительная аномалия температуры летом и отрицательная — зимой.

Резкие изменения температурного режима происходили в период, когда в значительной мере изменялась не только хозяйственная деятельность и

Таблица 2.6

Средняя месячная и средняя годовая максимальная температура воздуха, °С

Период	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Аральское Море													
1951—60	—8,4	—6,1	0,3	14,6	23,2	29,3	31,3	29,8	23,6	13,1	1,5	—5,0	12,3
1961—70	—7,8	—6,4	2,2	15,0	24,2	28,5	30,7	29,4	23,1	12,8	4,4	—4,5	12,6
1971—80	—9,8	—8,6	2,7	16,2	25,3	30,4	33,2	30,2	24,0	12,5	3,4	—2,8	13,1
1981—85	—5,8	—5,8	1,0	17,8	25,0	31,1	35,5	32,2	24,3	13,8	4,0	—4,9	14,0
1929—85	—8,5	—6,5	1,3	15,4	24,1	29,5	32,2	30,3	23,6	13,2	3,1	—4,6	12,8
Узункаир—Баян													
1951—60	—6,0	—4,1	1,2	12,4	21,1	25,5	27,7	24,4	21,8	13,3	3,0	—2,9	11,4
1961—70	—5,6	—4,2	3,4	14,7	23,0	29,0	29,4	28,1	22,6	14,0	5,6	—2,4	13,1
1971—80	—8,0	—7,5	2,1	15,7	23,8	28,8	31,6	29,3	23,6	13,0	5,2	—1,2	13,0
1981—85	—4,8	—4,5	3,1	17,7	24,2	29,7	34,4	31,1	24,0	14,0	5,1	—3,4	14,2
1938—85	—5,8	—4,9	2,4	14,3	22,1	27,6	29,8	27,3	22,7	13,6	4,4	—2,5	12,6
Уялы													
1951—60	—4,5	—2,6	2,2	12,3	20,6	25,4	27,7	27,3	22,3	13,9	4,3	—1,5	12,3
1961—70	—2,6	—1,3	4,7	13,0	22,0	26,2	28,8	27,4	22,0	13,6	6,5	—0,2	13,3
1971—80	—6,2	—6,0	3,2	15,2	23,0	28,0	30,7	28,8	24,8	14,2	6,3	—0,4	13,5
1981—85	—2,9	—1,6	4,7	18,8	24,8	29,7	34,0	31,4	24,7	14,5	6,1	—1,7	15,2
1942—85	—4,2	—3,3	3,3	14,0	22,2	26,9	29,6	28,2	23,1	14,1	5,8	—1,0	13,2
Муйнак													
1951—60	—2,2	—0,7	3,2	13,1	22,0	27,2	29,8	29,1	23,6	15,4	5,8	—0,4	13,8
1961—70	—1,7	—0,2	5,8	14,1	24,1	29,0	31,4	29,6	23,7	15,4	8,5	1,4	15,1
1971—80	—4,1	—3,0	5,3	17,2	24,6	30,8	33,2	30,5	25,3	15,9	8,5	2,3	15,5
1981—85	—1,0	—0,4	5,0	18,7	25,5	30,4	34,4	31,8	25,0	15,5	7,2	—0,4	16,0
1933—85	—2,6	—1,3	4,7	14,7	23,3	28,8	31,5	29,8	24,0	15,6	7,3	0,5	14,7
Тигровый													
1951—60	—2,6	—2,2	1,3	9,1	19,3	25,2	28,3	28,0	22,9	14,9	5,8	—0,1	12,5
1961—70	—2,5	—1,9	3,2	10,2	20,2	26,2	29,5	27,9	22,3	14,6	7,6	1,2	13,2
1971—80	—4,3	—4,6	1,9	12,1	21,4	28,6	31,2	28,8	24,1	15,0	7,6	1,2	13,6
1944—80	—3,1	—2,8	2,3	10,5	20,3	26,6	29,5	28,1	23,0	14,7	6,8	0,3	13,0
Остров Лазарева													
1961—70	—1,4	—2,7	2,0	8,8	18,4	24,9	28,4	27,2	22,3	14,8	8,6	2,9	12,8
1971—80	—4,6	—6,2	—0,1	9,4	18,2	25,2	28,9	27,4	22,6	14,1	7,2	1,7	12,0
1981—85	—2,3	—3,5	0,8	12,0	20,9	26,8	31,4	29,0	22,4	13,9	5,5	—1,8	12,9
1961—85	—2,9	—4,2	0,9	9,6	18,8	25,4	29,2	27,7	22,5	14,4	7,4	1,5	12,5
Барсакельмес													
1951—60	—5,4	—3,1	—0,2	11,2	20,1	26,5	29,3	28,3	22,3	13,8	4,5	—1,2	12,2
1961—70	—4,9	—4,2	1,8	11,3	21,2	26,5	29,6	27,6	21,8	13,5	6,5	—0,4	12,5
1971—80	—7,2	—7,7	0,6	12,3	22,2	27,6	30,7	28,2	22,6	12,8	5,7	—0,2	12,3
1981—85	—4,4	—4,9	0,8	14,0	22,0	28,0	32,6	29,8	22,6	13,1	4,6	—3,1	12,9
1950—85	—5,7	—5,1	0,7	12,0	21,3	27,0	30,2	28,3	22,3	13,4	5,3	—1,1	12,4

режим Аральского моря, но и характер общей циркуляции атмосферы: сочетались вместе естественные и антропогенные факторы.

2.2.2. Влажность воздуха. Влияние Аральского моря на режим влажности сказывается непосредственно у береговой полосы, повторяя контуры водоема. При этом на расстоянии менее 100 км влажность воздуха в теплое время года снижается на 20—25 %, достигая в этой зоне больших градиентов. В холодный период влияние моря на влажность значительно уменьшается, сглаживаются различия между берегом моря и пустыней.

Относительная влажность воздуха в районе Аральского моря достаточно высока по сравнению с прилегающими пустынями (табл. 2.7). Наибольшие значения относительной влажности характерны для зимних месяцев, а наименьшие — для летних. Если на станциях Муйнак и Уялы относительная влажность в январе 81—83 %, то в июле и августе она 50—60 %.

Подобную закономерность можно проследить и в изменениях парциального давления (табл. 2.8).

51027

ИНСТИТУТ ОКЕАНОЛОГИИ АН СССР БИБЛИОТЕКА

Таблица 2.7

Средняя месячная и средняя годовая относительная влажность, %

Период	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Аральское Море													
1951—60	81	81	78	59	49	42	44	45	46	58	73	80	61
1961—70	80	79	77	53	46	45	41	41	45	61	73	80	60
1971—80	81	80	79	57	42	39	35	35	41	60	77	81	59
1981—85	83	80	77	54	43	38	32	34	43	63	76	79	58
1929—85	81	80	77	57	46	42	40	40	45	60	75	80	60
Узункаир—Баян													
1951—60	83	82	80	69	59	62	64	64	62	66	76	82	71
1961—70	78	79	79	62	60	62	63	60	60	68	76	81	69
1971—80	81	84	81	70	64	64	59	59	58	74	83	87	72
1981—85	81	78	74	58	53	51	48	52	54	67	76	79	64
1938—85	81	81	79	66	60	60	60	60	60	68	77	81	69
Уялы													
1951—60	80	82	81	73	66	68	68	64	62	68	74	80	72
1961—70	80	79	80	71	64	64	66	65	65	70	77	80	72
1971—80	81	80	77	67	62	62	62	61	62	69	78	79	70
1981—85	82	79	76	56	51	55	54	56	57	70	78	81	66
1942—85	81	81	79	69	63	64	64	63	62	69	76	80	71
Муйнак													
1951—60	84	82	79	70	62	59	61	62	63	68	75	82	71
1961—70	82	82	80	70	59	58	59	61	62	69	78	82	70
1971—80	83	82	78	68	60	56	57	60	63	71	79	85	70
1981—85	89	85	83	64	59	59	59	64	65	76	83	86	73
1933—85	83	82	79	69	60	58	59	61	63	70	77	83	70
Тигровый													
1951—60	86	85	84	79	71	67	67	65	64	68	75	83	74
1961—70	83	82	84	79	72	67	65	64	64	68	78	81	74
1971—80	82	82	84	77	67	59	60	59	65	72	79	85	73
1944—80	83	83	84	78	70	64	63	63	64	69	77	82	73
Остров Лазарева													
1961—70	84	84	87	80	77	73	72	65	62	65	76	80	75
1971—80	79	82	83	80	74	68	65	60	65	73	79	82	74
1981—85	87	86	87	79	70	64	63	64	63	73	80	85	75
1961—85	84	84	86	79	74	70	68	64	63	69	78	82	75
Актумсук													
1951—60	82	82	80	67	58	55	55	57	57	66	72	79	68
1961—64	82	81	83	68	64	60	56	57	57	62	77	81	69
1948—64	81	82	81	67	60	55	55	56	56	65	73	79	68
Барсакельмес													
1951—60	83	84	83	68	58	55	56	57	55	62	72	80	68
1961—70	81	81	81	68	58	58	58	57	57	65	74	78	68
1971—80	78	79	76	70	60	57	53	53	57	70	80	83	68
1981—85	83	80	80	66	58	56	55	56	59	70	79	82	69
1950—85	81	81	81	68	59	57	56	56	57	65	75	80	68

Среднее месячное и годовое парциальное давление, гПа

Период	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Аральское Море													
1951—60	2,2	2,7	3,7	6,2	9,2	11,6	13,9	13,1	9,2	6,2	4,0	3,0	7,1
1961—70	2,4	2,4	4,4	5,9	9,2	12,3	14,3	12,5	8,6	6,5	4,7	3,0	7,2
1971—80	1,7	1,4	3,1	7,0	10,4	13,5	16,3	14,1	9,5	5,4	3,8	2,6	7,4
1981—85	2,8	2,8	4,1	6,5	8,7	10,7	11,4	10,6	7,9	6,6	4,7	2,9	6,6
1929—85	2,2	2,3	3,9	6,4	8,8	12,2	14,2	12,6	8,9	6,2	4,3	2,9	7,1
Узункаир—Баян													
1951—60	2,7	3,2	4,3	7,5	11,4	16,2	19,6	18,8	13,4	8,2	5,0	3,6	9,5
1961—70	2,7	2,8	4,7	7,0	11,5	15,8	19,4	13,9	11,7	7,7	5,3	3,5	8,8
1971—80	2,5	2,6	4,3	8,1	12,4	16,8	19,8	16,6	11,8	8,5	6,2	4,7	9,5
1981—85	2,9	2,9	4,1	7,4	10,6	14,2	17,0	15,4	10,2	7,4	5,0	3,2	8,4
1938—85	2,8	3,0	4,4	7,5	11,6	16,0	19,2	17,5	12,3	8,1	5,3	3,6	9,3
Уялы													
1951—60	3,0	3,6	4,7	8,1	12,5	18,2	21,4	19,9	14,2	9,0	5,3	3,9	10,3
1961—70	3,2	3,1	5,3	7,9	13,2	17,7	19,0	21,4	13,8	9,0	6,1	3,9	10,3
1971—80	2,0	1,8	3,9	7,8	11,7	16,4	18,8	17,8	12,1	7,0	4,6	3,1	8,9
1981—85	3,4	3,5	4,7	7,5	10,7	16,0	19,8	17,9	11,4	7,9	5,5	3,6	9,3
1942—85	2,9	2,9	4,7	7,8	12,4	17,3	19,8	19,5	13,2	8,4	5,4	3,6	9,8
Муйнак													
1951—60	3,6	3,9	4,7	7,9	12,1	16,6	20,2	19,6	14,5	9,1	5,7	4,3	10,2
1961—70	3,7	3,8	5,6	8,1	12,5	16,3	20,3	18,8	13,5	8,8	6,5	4,7	10,2
1971—80	3,1	3,0	4,8	8,4	12,3	15,9	19,4	18,0	13,5	8,8	6,6	4,9	9,9
1981—85	3,9	4,2	5,2	8,8	12,3	16,4	21,8	19,8	13,2	9,0	6,1	4,1	10,4
1933—85	3,5	3,7	5,1	8,1	12,4	16,5	20,1	19,0	13,9	9,0	6,2	4,4	10,2
Тигровый													
1951—60	3,7	3,8	4,7	7,6	12,9	18,3	21,9	21,0	15,5	9,9	6,2	4,5	10,8
1961—70	3,7	3,7	5,4	8,0	13,1	18,8	22,1	19,4	14,9	9,6	7,0	4,9	10,9
1971—80	3,2	2,9	4,7	8,3	13,2	17,3	21,0	18,9	15,5	9,9	6,8	5,0	10,6
1944—80	3,6	3,6	5,0	7,9	13,1	18,1	21,4	19,8	15,2	9,7	6,6	4,6	10,7
Остров Лазарева													
1961—70	4,0	3,7	5,3	7,7	13,3	19,0	23,5	20,7	14,8	9,7	7,4	5,5	11,2
1971—80	3,3	3,2	4,4	7,2	12,7	18,1	22,3	19,0	15,7	10,6	8,8	6,3	11,0
1981—85	4,1	3,8	4,8	8,9	13,6	17,9	23,3	21,2	14,5	10,0	6,5	4,3	11,1
1961—85	3,9	3,6	5,0	7,9	13,2	18,5	23,1	20,4	14,9	10,0	7,5	5,4	11,1
Актумсук													
1951—60	3,6	3,5	4,3	6,6	10,0	14,3	17,3	17,5	12,9	8,9	5,8	4,5	9,1
1961—64	4,0	3,7	5,2	6,8	11,6	15,5	18,8	16,8	12,4	8,4	6,8	5,1	9,6
1948—64	3,7	3,5	4,5	6,6	10,6	14,7	17,6	17,2	12,6	8,7	6,0	4,5	9,2
Барсакельмес													
1951—60	3,0	3,2	4,2	6,6	9,8	13,9	17,4	17,3	12,5	8,3	5,4	4,2	8,8
1961—70	3,2	3,0	4,8	6,8	10,7	15,1	18,7	16,8	12,4	8,6	6,3	4,2	9,2
1971—80	2,8	2,6	4,3	7,2	10,7	14,9	18,0	15,8	12,7	9,2	6,8	5,2	9,2
1981—85	3,2	3,0	4,3	7,8	11,2	15,6	20,4	18,3	12,8	8,8	5,9	3,8	9,6
1950—85	3,1	3,0	4,4	7,0	10,5	14,8	18,4	17,0	12,5	8,6	6,0	4,3	9,1

Сравнение годового хода влажности между последовательными 10-летиями свидетельствует о том, что более существенные изменения влажности произошли в последнем 10-летии, когда происходило ее уменьшение на береговых станциях, в то время как пустынные станции отмечали ее увеличение.

На рис. 2.4 представлен многолетний ход изменения относительной влажности на береговой стан-

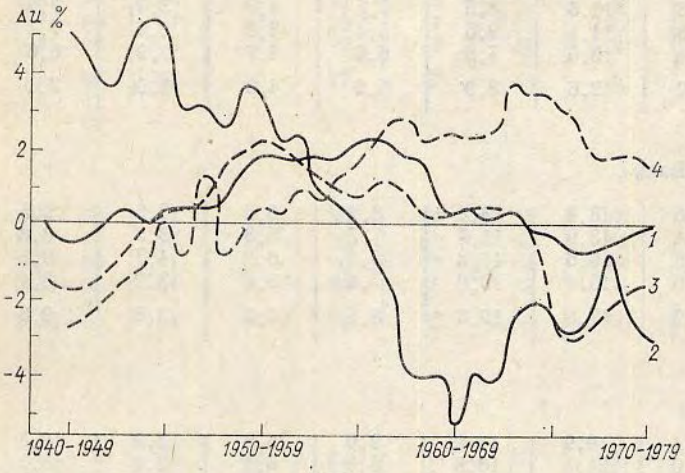


Рис. 2.4. Многолетние изменения 10-летних скользящих средних отклонений от нормы относительной влажности.

1, 2 — зима; *3, 4* — лето; *1, 3* — ст. Муйнак; *2, 4* — ст. Тамды.

ции Муйнак и на пустынной станции Тамды в январе и июле. Зимой как на берегу моря, так и в пустыне многолетние изменения влажности вполне согласуются с особенностями циркуляции атмосферы (рис. 2.1). В летнее время такая согласованность наблюдается только на пустынной станции (Тамды). Для береговых станций после 1960 г. происходит непрерывное уменьшение влажности, совпадающее с интенсивным усыханием Аральского моря.

Следовательно, можно предполагать, что формирование режима влажности в районе моря в летнее время зависит в большей мере от влияния моря, нежели от циркуляционных особенностей — антропогенный фактор превзошел циркуляционный.

2.2.3. Атмосферные осадки*. Район Аральского моря относится к зоне, слабо увлажненной атмосферными осадками, где за год выпадает в среднем около 90—120 мм осадков (рис. 2.5, табл. 2.9).

Колебания годовых и месячных сумм осадков из года в год значительны: так, например, в Уялы наибольшая годовая сумма осадков составляла 285 мм (1981), в Муйнаке — 239 мм (1982), а наименьшие — 33 и 43 мм соответственно (табл. 2.10).

В годовом ходе осадков максимум отмечается в марте—апреле, имея вторичный максимум в октябре—ноябре (табл. 2.9). В течение года преобладают жидкие осадки, причем количество дней с дождем распределяется от месяца к месяцу достаточно равномерно. В общем за год наблюдается от 30 до 45 сут с дождем и от 12 до 30 сут — со снегом (табл. 2.11, 2.12).

Сравнение количества осадков в разных 10-летиях показало, что наиболее существенные различия имеются между периодами 1951—1960 и 1971—1980 гг. В последнем 10-летии отмечается также смещение максимума с марта на апрель, а минимума — с сентября на июль. Однако такие же тенденции отмечают континентальная станция Тамды и даже горная станция Пскем. Периоды

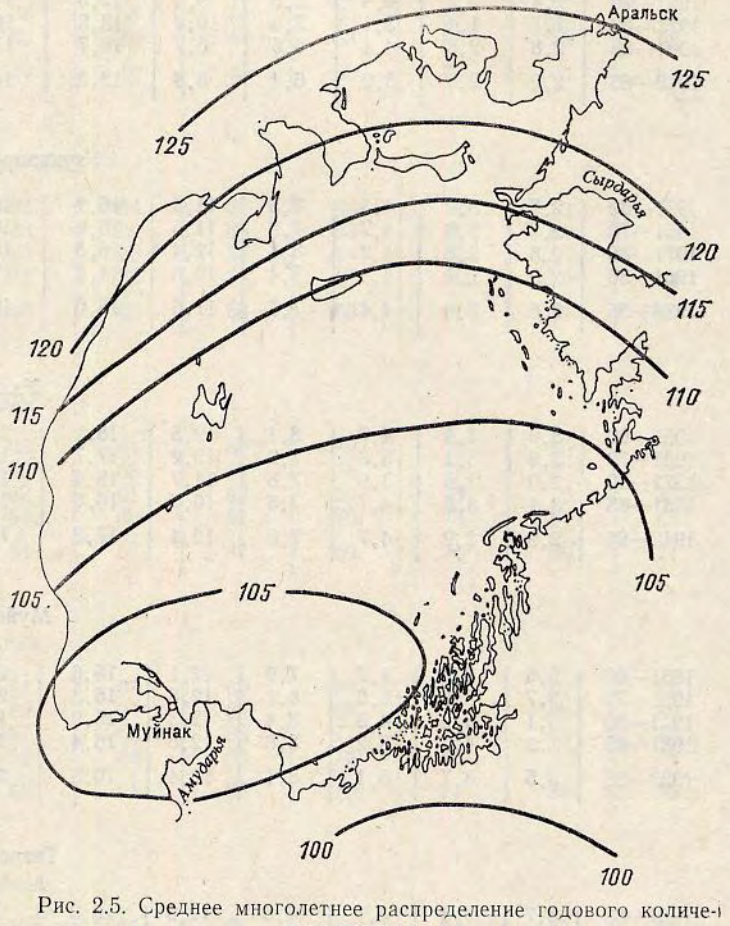


Рис. 2.5. Среднее многолетнее распределение годового количества осадков, мм.

с аномалиями осадков совпадают и на станциях Аральского моря, и в пустыне, и в предгорных районах Средней Азии. Так, максимум осадков, отмеченный в 1949 и 1978 гг., имеет место одновременно на станциях Муйнак и Уялы, Тамды и Пскем. Аномально сухие периоды также совпадают по всей территории Средней Азии. Подобная закономерность может проявляться в том случае, если вся территория находится под значительным воздействием одинаковых факторов, формирующих режим осадков.

2.2.4. Ветер. На Среднюю Азию, особенно на ее северные равнинные районы, в течение большей части года распространяется периферия сибирского антициклона. Зимой локальный центр высокого давления располагается к северо-востоку от Средней Азии, летом — на северо-западе. В соответствии с этим изобары летом ориентированы с северо-востока на юго-запад, а зимой — с северо-запада на юго-восток. Поэтому на равнинах имеют большую повторяемость ветры с северной составляющей: летом — северные, северо-западные, а зимой — северные, северо-восточные.

* Статистические характеристики осадков, приведенные в этом разделе, несколько занижены, так как рассчитаны без введения поправок, учитывающих систематические погрешности осадкомерных приборов. (*Примеч. науч. ред.*)

Таблица 2.9

Среднее месячное и годовое количество осадков, мм

Период	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Полугодие		Год
													холодное X—III	теплое IV—IX	
Аральское Море															
1951—60	8	9	16	10	15	7	16	12	4	15	7	15	69	63	134
1961—70	7	9	15	15	7	13	13	10	6	17	15	10	74	64	137
1971—80	11	4	8	23	13	6	4	7	6	25	14	13	66	57	134
1981—85	13	9	12	13	18	8	6	4	17	14	11	7	41	77	132
1929—85	8	8	12	14	12	10	9	8	6	15	10	10	63	58	122
Узункаир—Баян															
1951—60	7	6	14	13	5	9	11	12	10	17	7	14	68	62	125
1961—70	5	6	12	11	4	9	10	3	10	18	13	7	62	46	108
1971—80	10	4	9	30	12	3	1	3	3	28	25	16	—	52	144
1981—85	11	9	15	15	18	10	6	7	28	10	15	10	88	84	154
1938—85	7	6	13	15	8	8	8	6	12	18	13	11	69	70	125
Уялы															
1951—60	8	9	13	10	4	6	6	10	4	18	9	12	66	39	109
1961—70	10	7	15	26	6	4	7	2	13	16	11	6	66	58	123
1971—80	11	4	6	14	6	2	2	11	4	10	11	12	53	37	93
1981—85	9	10	20	12	15	13	3	7	15	9	12	8	77	66	133
1942—85	9	7	13	14	7	4	4	6	9	15	11	9	63	45	108
Муйнак															
1951—60	9	13	11	8	6	6	6	8	3	9	9	8	60	38	96
1961—70	10	8	16	18	4	12	8	2	4	5	15	7	60	48	109
1971—80	10	5	12	28	9	4	1	1	3	19	18	11	70	46	121
1981—85	11	12	29	13	8	7	7	18	4	14	20	10	103	58	153
1933—85	9	10	14	17	7	7	5	5	3	12	12	8	76	43	109
Тигровый															
1951—60	7	10	10	8	5	8	10	3	3	9	11	8	55	38	92
1961—70	7	8	17	17	4	10	5	2	3	5	14	8	56	41	100
1971—80	8	4	12	21	6	6	1	1	3	14	12	15	64	38	103
1944—80	6	7	12	15	6	8	6	3	3	10	11	9	55	40	96
Остров Лазарева															
1961—70	7	8	14	15	3	8	7	2	5	5	16	6	—	—	96
1971—80	5	5	11	19	9	1	1	2	5	16	15	11	—	—	100
1981—85	5	4	18	9	7	3	2	4	3	10	8	5	—	—	78
1961—85	6	6	14	14	6	5	4	3	5	9	12	6	—	—	90
Барсакельмес															
1951—60	6	6	14	11	6	4	12	13	5	19	9	13	65	52	118
1961—70	6	6	14	14	5	6	6	3	7	13	16	7	61	42	103
1971—80	10	4	8	20	10	3	2	4	6	16	17	15	62	44	115
1981—85	7	5	16	11	12	10	4	2	9	7	13	6	70	41	102
1950—85	7	5	12	14	7	4	6	6	7	14	13	11	62	45	107

Таблица 2.10

Максимальное месячное, максимальное и минимальное годовое количество осадков, мм

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год	
													максимальное	минимальное
Аральское Море	22 / 1982	23 / 1936	43 / 1952	58 / 1949	60 / 1981	71 / 1981	81 / 1957	52 / 1949	29 / 1947, 1948	80 / 1980	50 / 1963	34 / 1979	271 / 1981	30 / 1930
Баян	18 / 1981	15 / 1981	24 / 1963	69 / 1973	49 / 1981	33 / 1963	36 / 1969	19 / 1983	84 / 1982	61 / 1980	60 / 1980	28 / 1971	238 / 1981	61 / 1961
Уялы	21 / 1980	36 / 1943	53 / 1942	64 / 1964	34 / 1984	62 / 1981	31 / 1957, 1970	65 / 1980	47 / 1947	57 / 1957	31 / 1978	36 / 1972	285 / 1981	43 / 1979

Примечание. В знаменателе год наблюдений.

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год	
													максимальное	минимальное
Муйнак	31	38	55	69	34	55	57	77	27	39	59	35	239	43
	1974	1960	1981	1978	1978	1963	1970	1958	1940	1971	1982	1978	1982	1944
Тигровый	18	34	34	53	20	50	47	33	11	60	40	52	147	36
	1974	1960	1964, 1969	1949	1945	1963	1959	1949	1973	1946	1953	1971	1963	1947
Остров Лазарева	19	20	44	36	25	35	19	9	21	35	40	27	128	35
	1962	1976	1981	1969	1981	1963	1970	1979	1961	1980	1969	1979	1969	1975
Барсакельмес	19	26	35	38	40	28	64	65	34	50	59	48	207	26
	1974	1967	1957	1973	1981	1981	1957	1958	1982	1959	1980	1971	1957	1950

Примечание. В знаменателе год наблюдений.

Таблица 2.11

Число дней с дождем

Период	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Муйнак													
1951—60	2,7	3,3	3,4	2,6	2,3	2,5	2,6	1,1	0,9	3,8	2,4	3,3	30,9
1961—70	2,7	3,1	5,8	5,8	1,3	2,5	0,8	0,6	1,4	3,5	4,5	4,0	36,0
1971—80	2,4	1,1	4,1	7,3	3,7	2,5	1,4	1,2	1,7	6,0	7,6	6,1	45,1
1981—83	2,8	3,6	2,8	3,8	4,8	3,5	3,6	1,6	2,0	3,6	5,0	2,6	39,2
1933—83	2,4	2,8	4,0	4,7	3,1	2,7	1,8	1,3	1,7	4,4	4,4	4,0	37,3
Тигровый													
1951—60	1,8	2,2	3,1	2,7	1,8	1,8	1,9	1,3	0,9	2,5	2,0	2,8	24,8
1961—70	2,1	2,3	5,6	5,8	1,8	3,2	0,9	0,9	1,9	3,5	4,2	3,6	35,8
1971—80	2,1	1,0	2,7	6,3	3,7	2,9	0,5	1,0	1,7	4,1	5,7	5,4	37,1
1944—80	1,8	1,7	3,8	4,5	2,7	2,4	1,3	1,3	1,4	3,3	3,5	3,4	31,1

Таблица 2.12

Число дней со снегом

Период	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Муйнак													
1951—60	4,4	4,8	3,0	0,2	0	0	0	0	0	0,3	2,8	4,4	19,9
1961—70	6,0	5,3	3,0	0,1	0	0	0	0	0	0,1	1,0	5,3	20,8
1971—80	11,7	6,4	4,3	0	0	0	0	0	0,1	0,7	1,2	6,5	30,9
1981—83	10,7	6,7	5,0	0	0	0	0	0	0	0,7	2,0	7,3	32,4
1933—83	7,0	5,1	3,0	0,2	0,04	0	0	0	0,02	0,3	1,7	4,8	22,1
Тигровый													
1951—60	4,1	4,1	2,3	0,3	0	0	0	0	0	0,1	2,4	4,4	17,7
1961—70	6,1	6,3	3,4	0	0	0	0	0	0	0,1	0,8	5,3	22,0
1971—80	10,0	6,4	3,5	0,1	0	0	0	0	0	0,3	0,5	7,6	28,4
1944—80	6,1	5,0	2,8	0,2	0	0	0	0	0	0,2	1,2	5,3	20,8

Режим ветра района Аральского моря вписывается в эту характеристику. Повторяемость северо-восточных ветров в среднем за год составляет около 30 %. Восточные ветры отмечаются несколько реже.

Средняя годовая скорость ветра на островных станциях равна 6—7 м/с, а на прибрежных 3—4 м/с, как для преобладающих, так и прочих направлений (рис. 2.6).

Годовой ход ветра проявляется четко не на всех станциях. Более ощутим он на станциях Аральское Море, Баян, Возрождение и Актумсук. В июле (Узункаир, Аральское Море) или октябре (Актумсук, Возрождение, Барсакельмес) ветры с западной

составляющей превалируют над восточными и северными. Скорость ветра на береговых станциях больше летом, а на морских — зимой.

Суточный ход ветра наиболее ощутим летом на прибрежных станциях и определяется бризовой циркуляцией. На северном побережье (Аральское

доля ветра с моря и уменьшалась в общем режиме, то это уменьшение может быть замаскировано общеклиматической изменчивостью.

При оценке числа дней с сильным ветром была также изменена прежняя методика. Поэтому к отмечаемому в последние годы снижению повторяе-

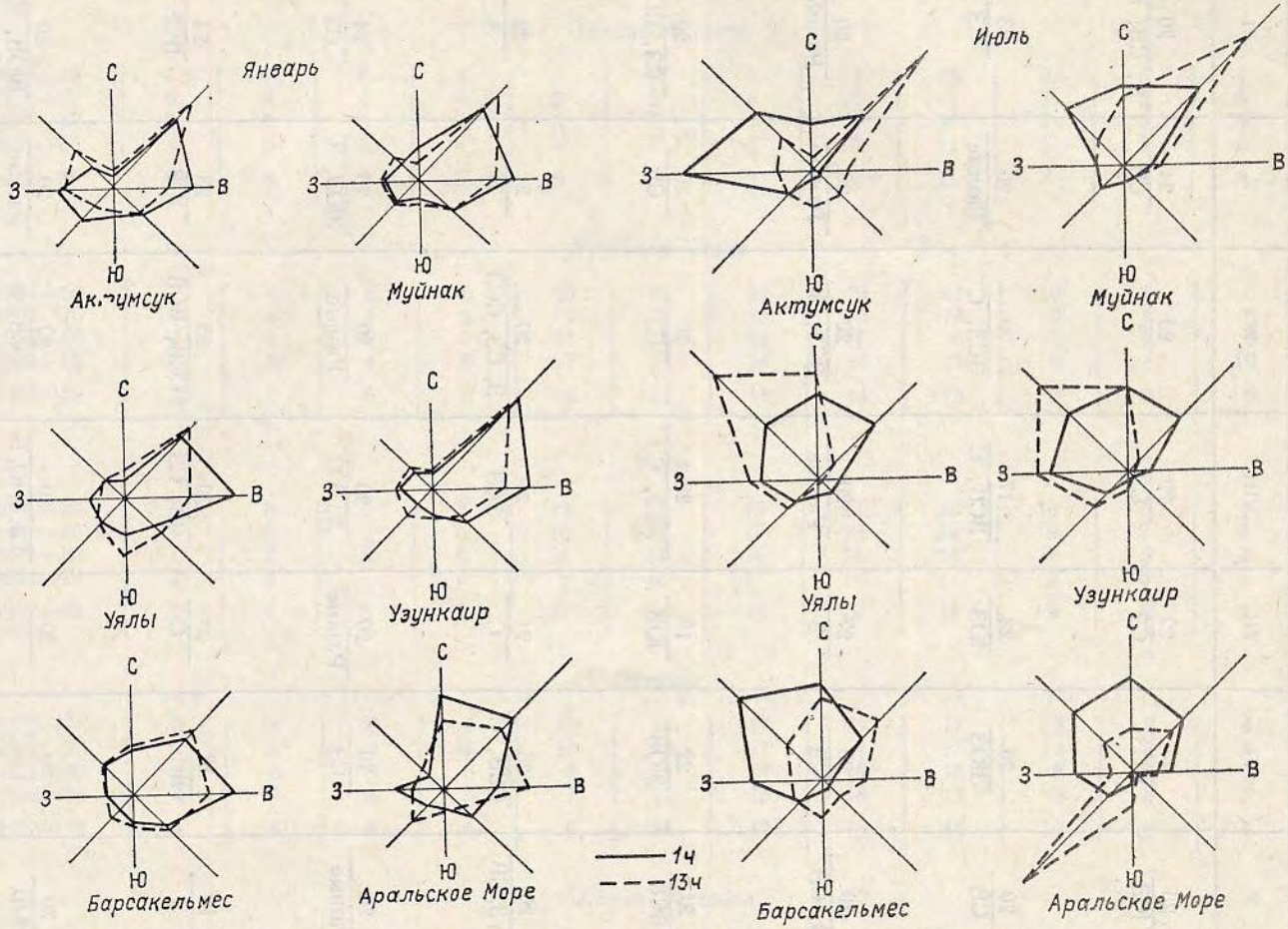


Рис. 2.6. Средние многолетние розы ветра.

Море) дневной бриз имеет северо-западное направление, ночной — юго-западное. На станциях Актумсук и Муйнак суточная смена направления ветра менее резкая: днем ветер дует с северо-запада, а ночью — с запада.

Довольно часто в районе Аральского моря возникают сильные ветры (табл. 2.13). Особенно большой повторяемостью отличается западное побережье (Актумсук), где в среднем за год наблюдается больше 50 сут с сильным ветром. Скорость ветра здесь достигала 30 м/с. На о. Барсакельмес также велика повторяемость сильных ветров (44 сут в году). На прилегающей к Аральскому морю территории (Устюрт, дельта р. Амударьи) сильные ветры наблюдаются реже.

Под влиянием отступления Аральского моря могла измениться доля бриза в ветровом режиме. Однако выявить эти изменения не представляется возможным. Одна из причин — нарушение однородности ряда из-за введения 8-срочных наблюдений и смены приборов. Более серьезной трудностью является учет фактора климатической изменчивости. Последнее десятилетие характеризовалось меридиональным переносом. Следовательно, должна была увеличиваться повторяемость ветра северной четверти. Это означает, что если

мости сильных ветров во многих районах, в том числе и Приаралье, надо относиться осторожно.

2.2.5. Ясные и пасмурные дни. Район Аральского моря характеризуется большим числом часов солнечного сияния. Так, на о. Барсакельмес и на северо-восточном побережье продолжительность солнечного сияния составляет около 3000 ч, т. е. немногим меньше, чем в пустыне [103].

Большая продолжительность солнечного сияния указывает на существование здесь незначительной облачности. Среднее годовое число ясных дней колеблется от 140 до 100. Наименьшее число ясных дней отмечается на ст. Аральское Море (около 80 сут). В годовом ходе наибольшее число ясных дней по всему району отмечается в июле (табл. 2.14).

Среднее годовое число пасмурных дней в районе Аральского моря в основном составляет 60—80 сут, максимальное число дней — зимой (декабрь, январь) и минимальное — летом (июль, август) (табл. 2.15).

Зимой в районе Аральского моря во II циркуляционной эпохе (после 1960 г.) наблюдается существенное уменьшение числа пасмурных дней, такая же тенденция характерна и для пустынных районов (Тамды).

Таблица 2.13

Максимальная скорость ветра, м/с

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Аральское Море	20 / ЮЗ, ЮЮЗ	25 / СЗ	20 / Разные	26 / ЗЮЗ	25 / ЮЗ	24 / ССЗ	20 / СЗ	20 / СЗ	20 / З	24 / СВ	20 / З, СВ, ВСВ	20 / З, ЮЗ
Узункаир	24 / ВСВ, З	20 / ЗЮЗ, ВСВ	25 / СЗ	20 / Разные	20 / СВ	20 / ЗЮЗ	23 / ЮЗ	17 / ВСВ, С	20 / ЗСЗ, С	20 / Разные	23 / СЗ	20 / З, ВЮВ
Уялы	20 / ЮЮЗ, З,ЮЗ	20 / ЗСЗ	21 / ЮЗ	20 / Разные	20 / З, СВ	25 / СЗ	- 27 / З	20 / Разные	20 / ЗСЗ, З	20 / Разные	20 / Разные	20 / Разные
Муйнак	20 / ЮЗ	25 / ЗСЗ	24 / З	20 / Разные	21 / ВСВ	22 / ЗЮЗ	18 / ЮЗ	20 / ЗСЗ, СЗ	20 / СЗ	20 / СЗ	22 / СЗ, ССЗ	20 / ВСВ
Тигровый	20 / ЮЗ	20 / Разные	24 / В	20 / З	20 / В, З, СВ	25 / ССВ, С	21 / С	21 / ЗСЗ	20 / З, СЗ, ССЗ	21 / В	22 / З	20 / Разные
Актумсук	30 / З	25 / З	25 / ЗСЗ	20 / Разные	20 / Разные	20 / СЗ	20 / Разные	20 / З, ЮЗ	20 / Разные	25 / ЗЮЗ, З	24 / СЗ	20 / СЗ, В
Возрождение	20 / ВСВ, ЮЮЗ	24 / ССЗ	24 / ЮЗ, З	18 / ВСВ	18 / З	18 / ВСВ	20 / С	20 / СВ, СЗ	25 / ССВ, ВСВ	28 / ЮВ	24 / ВСВ	24 / З
Барсакельмес	20 / З	20 / СВ	20 / Разные	20 / СВ	20 / ЮВ	20 / СЗ	20 / З	20 / СВ, З, Ю, В	20 / СЗ	20 / Разные	20 / ВЮВ, ЮВ	20 / ВСВ

Примечание. В знаменателе — направление ветра.

Таблица 2.14

Число ясных дней (по общей облачности)

Период	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
						Аральское Море							
1951—60	7	5	6	6	7	6	9	14	12	9	6	4	91
1961—70	6	8	4	4	5	5	8	10	11	7	5	6	79
1971—80	5	6	5	4	6	5	7	9	10	7	4	4	72
1981—85	4	5	5	4	4	6	6	9	11	5	3	6	68
1929—85	6	6	5	5	6	6	8	11	11	7	5	6	82
						Узункаир—Баян							
1951—60	7	4	6	6	10	12	14	19	14	10	6	5	113
1961—70	6	8	4	5	9	9	13	15	14	8	6	6	103
1971—80	7	8	8	7	11	13	14	18	16	8	5	4	119
1981—85	5	6	4	6	7	14	14	16	12	9	4	10	107
1938—85	5	6	5	6	8	11	13	16	13	8	5	5	101
						Уялы							
1951—60	7	6	5	7	12	15	15	21	16	10	6	4	124
1961—70	7	8	5	6	10	13	17	20	14	9	7	6	122
1971—80	7	7	8	6	11	11	14	18	16	7	5	4	114
1981—85	4	6	4	6	8	14	17	17	17	9	5	8	115
1942—85	6	7	6	7	11	14	16	19	16	9	6	6	123
						Муйнак							
1951—60	5	6	7	7	12	15	17	21	17	12	6	4	129
1961—70	4	8	4	6	10	13	17	21	17	10	7	4	121
1971—80	5	6	5	5	8	11	14	19	16	8	5	2	104
1981—85	4	4	4	5	7	12	15	18	17	9	5	6	106
1933—85	4	6	5	6	9	14	17	19	18	10	6	4	118
						Остров Лазарева							
1961—70	2	6	3	5	8	10	15	17	14	7	4	2	93
1971—80	4	6	5	6	8	11	14	17	15	7	4	1	98
1981—85	4	5	6	5	9	12	14	15	17	8	4	4	103
1961—85	3	6	5	5	8	10	14	16	15	7	4	2	95
						Барсакельмес							
1951—60	7	6	6	7	11	11	14	18	13	8	3	3	107
1961—70	6	8	4	7	9	11	14	16	14	8	5	4	106
1971—80	5	7	6	6	9	10	13	15	13	6	4	3	97
1981—85	6	6	7	8	10	13	14	16	16	7	3	8	114
1950—85	6	7	6	7	10	11	14	16	14	8	4	4	107

Таблица 2.15

Число пасмурных дней (по общей облачности)

Период	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
						Аральское Море							
1951—60	11	10	12	8	5	4	4	2	3	7	10	11	87
1961—70	10	7	12	8	6	4	4	2	3	5	10	9	80
1971—80	10	7	8	8	5	3	2	2	1	8	10	14	78
1981—85	15	9	10	7	5	4	3	1	2	7	10	10	83
1929—85	11	8	10	7	5	3	3	2	2	6	10	11	78

Период	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
						Узункаир—Баян							
1951—60	11	10	11	7	3	2	2	1	3	7	10	15	82
1961—70	10	6	10	9	4	3	3	1	2	8	10	13	79
1971—80	4	3	3	4	2	4	4	0	1	3	6	8	42
1981—85	13	9	8	5	3	1	1	0	1	6	9	11	67
1938—85	10	7	8	6	3	1	1	1	2	6	9	12	66
						Уялы							
1951—60	12	9	10	7	2	2	1	1	2	6	10	14	82
1961—70	10	7	11	8	3	2	1	1	2	6	10	11	72
1971—80	12	6	8	7	3	1	1	1	1	6	10	15	71
1981—85	12	10	9	4	2	1	1	0	1	6	10	11	67
1942—85	12	8	9	7	3	1	1	1	1	6	10	12	71
						Муйнак							
1951—60	13	11	8	8	2	2	2	1	1	4	10	13	75
1961—70	10	7	10	7	10	10	1	1	1	3	6	12	78
1971—80	10	7	9	8	4	2	1	0	1	4	9	16	71
1981—85	11	9	10	4	4	2	2	1	0	5	9	11	68
1933—85	12	9	9	7	5	1	1	1	1	4	9	13	72
						Остров Лазарева							
1961—70	16	10	12	9	5	4	2	1	2	8	12	19	100
1971—80	14	5	9	9	4	1	1	0	1	6	12	18	80
1981—85	15	11	10	4	3	2	1	1	1	5	9	12	74
1961—85	15	8	10	8	4	2	1	1	2	6	12	18	87
						Барсакельмес							
1951—60	13	12	12	8	3	2	3	1	3	7	14	17	95
1961—70	11	7	10	6	3	2	1	1	2	6	10	15	74
1971—80	11	6	6	6	4	2	1	0	1	7	12	14	70
1981—85	10	8	7	4	1	1	1	0	1	5	7	9	54
1950—85	11	8	9	6	3	2	2	0	2	6	11	14	74

Летом многолетнее изменение числа ясных дней как в районе моря, так и в пустыне имеет аномальные особенности в обеих циркуляционных эпохах, что может свидетельствовать о том, что уменьшение водной поверхности моря оказалось незначительным для существенных изменений в процессах облакообразования над таким небольшим регионом.

2.2.6. Пыльные бури и пыльный поземок. В табл. 2.16 представлена повторяемость пыльных бурь и пыльного поземка на станциях Аральского моря в отдельные годы и их суммарное значение за период 1966—1985 гг. Больше всего дней с пыльными бурями и пыльным поземком за этот период отмечалось на ст. Аральское Море (около 1300) и меньше всего на ст. Уялы (440).

Необходимо обратить внимание на то, что число дней с пыльными бурями и пыльным поземком на станциях Уялы и Тигровый существенно увеличилось в 1970—1972 гг., что может быть отчасти связано с наблюдавшимся усыханием моря. Однако имеются районы, достаточно удаленные от моря, где отмечена подобная же тенденция (Акбайтал).

Анализ повторяемости основных направлений и скорости ветра у земли в период пыльных бурь и поземка по трем основным направлениям воздуш-

Таблица 2.16

Число дней с пыльными бурями и пыльным поземком

Годы	Аральское Море	Уялы	Муйнак	Тигровый *
1966	77	5	48	0
1967	58	2	26	1
1968	64	4	52	7
1969	63	4	46	0
1970	59	32	40	67
1971	52	39	63	105
1972	71	71	78	63
1973	44	41	69	86
1974	49	18	61	54
1975	58	68	90	37
1976	67	30	85	31
1977	70	31	72	12
1978	68	6	63	9
1979	74	13	55	21
1980	51	12	53	35
1981	43	5	5	—
1982	54	1	1	—
1983	80	11	11	—
1984	87	44	44	—
1985	110	3	3	—
Сумма	1299	440	965	528

* Наблюдения на ст. Тигровый прекращены в 1980 г.

ного потока (рис. 2.7) показал, что ветры северного, северо-восточного, восточного и юго-восточного направления преобладают над всеми остальными и составляют 61 % общего числа случаев. Ветры южного и юго-западного направления составляют 12 %, а западного и северо-западного — 27 %.

Возникновению пыльных бурь в районе Аральского моря способствуют благоприятные метеорологические условия и наличие рыхлых песчаных и супесчаных отложений. Начиная с середины 1970-х годов на космических снимках в Приаралье стали фиксироваться мощные пыльные бури, очагом возникновения которых стала обсохшая прибрежная полоса северо-восточного и восточного побережья моря. За период с 1975 по 1982 г. здесь было зафиксировано 35 пыльных бурь, пылевые выносы которых достигали в длину 200—400 км [90, 162]. Развитие мощных пылевых выносов в этом районе стало возможным при возрастании полосы обсохшего дна до 20—25 км и постепенного высыхания грунтов.

На осушенном морском дне формируется песчано-солончаковая пустошь. За счет капиллярного поднятия высокоминерализованных грунтовых вод, обсыхания отчленившихся заливов, култуков и фильтрационных озер на поверхности грунта накапливаются соли, которые вместе с мелкоземом увлекаются воздушными потоками и при пылевых бурях могут выноситься на расстояние до 400—450 км от очага зарождения. Перенос солевой пыли — одно из наиболее существенных негативных последствий усыхания Аральского моря. Соляная пыль оказывает неблагоприятное воздействие на растительность пастбищ Устюрта, а также оазисов, расположенных в дельте Амударьи и Сырдарьи.

Основные направления выноса пыли и соли: до 60 % на юго-запад в сторону оазисов Амударьи, 25 % на запад к плато Устюрт, 15 % на восток и юго-восток и единичные выносы на северо-восток и северо-запад [91]. В среднем за год с территории бывшего дна моря, обнажившегося в 1961—1980 гг., выносится до 8 тыс. т/км² солей, а общее количество переносимой пыли и соли в районе Приаралья оценивается в 15—75 млн т в год.

Пылесолевые частицы, попадая в атмосферу, диспергируются в газовой среде, образуя аэрозоли. Перенос аэрозолей в атмосфере осуществляется в нескольких слоях — в приземном до 0,6—1 км и от 2—2,5 до 4 км. В первом слое переносятся в основном крупные (0,1—1,0 мкм) и гигантские (более 1 мкм) частицы аэрозолей, в том числе и морские соли, на расстояние до 100—150 км. Перенос более мелкодисперсионной фракции аэрозолей на большие расстояния происходит в основном во втором слое [121].

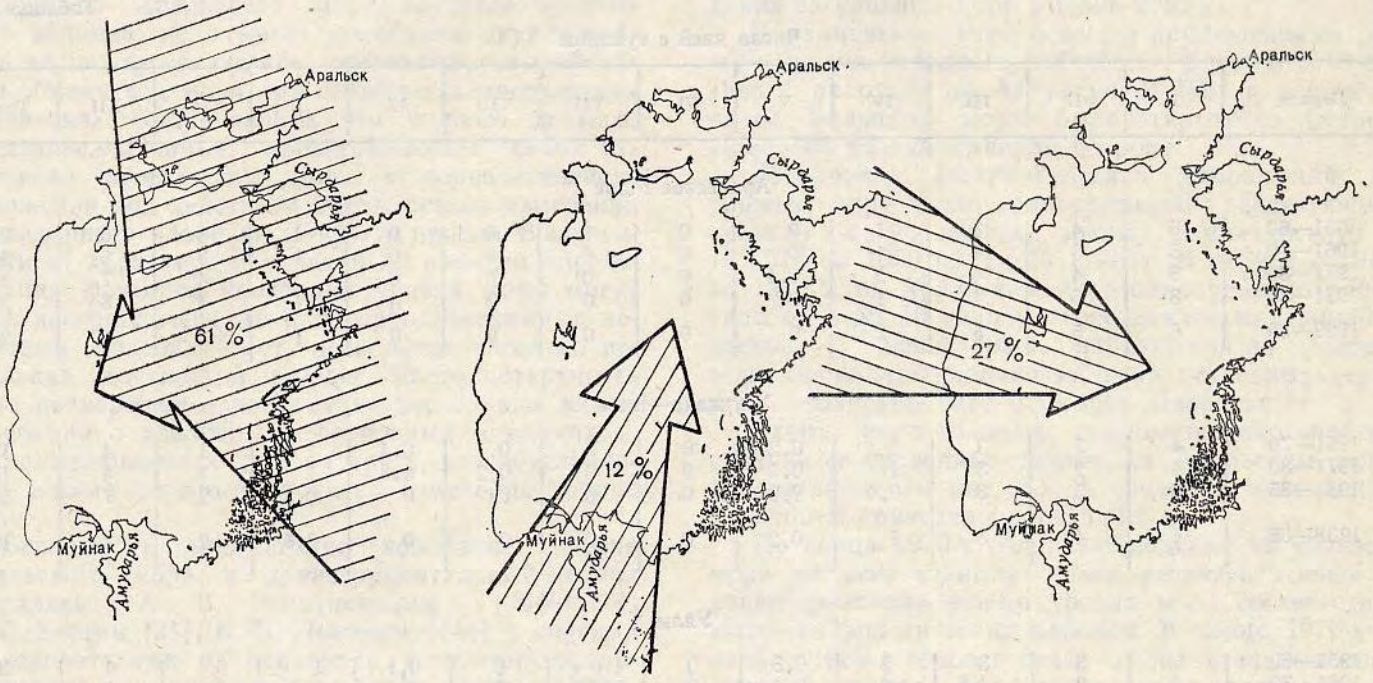


Рис. 2.7. Повторяемость различных направлений ветра во время пыльных бурь и пыльного поземка.

Поступившие в атмосферу соли выпадают на подстилающую поверхность с атмосферными осадками и в сухом виде.

Исследования сухих атмосферных выпадений в Приаралье, организованные на базе действующей сети гидрометеорологических станций, показали, что их количество, выпадающее на территории Каракалпакии, сильно варьирует в зависимости от орографии, степени покрытия растительностью, освоенности территории и ветрового режима и составляет от 20 до 500 т/км² в год. Содержание растворимых солей в этой массе составляет 2—20 %, остальное — терригенный материал [187]. Максимальное количество солей выпадает вблизи источников — на морском побережье и на высохшем дне. Аккумуляция пыли и солей в дельте Амударьи происходит как за счет солей, приносимых с осушившегося побережья, так и из местных источников выноса, расположенных непосредственно на территории дельты Амударьи.

В Приаралье отмечается также существенное повышение концентрации солей в атмосферных осадках. Ежегодное выпадение солей с осадками составляет 15—30 т/км², что сопоставимо с сухими выпадениями солей.

На основе анализа космических снимков выявлены очаги лишь наиболее мощных пылевых выносов в Приаралье. Учитывая дальнейшее снижение уровня Аральского моря и расширение территории обсохшего дна моря, слабо закрепленной растительностью, в дальнейшем можно ожидать активизации процессов возникновения пыльных бурь в Приаралье.

2.2.7. Туманы. В табл. 2.17 приведен годовой ход среднего многолетнего числа дней с туманами в отдельные периоды. Основное время года, в течение которого наблюдаются туманы в этом районе, — это зимние месяцы, в весенний период — март, на некоторых станциях и апрель, в осенний период — октябрь, ноябрь.

Наиболее часто туманы наблюдаются на станциях Аральское Море и Муйнак. Определенной тенденции в изменении числа дней с туманами в связи с усыханием Аральского моря не прослеживается.

Таблица 2.17

Число дней с туманом

Период	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Аральское Море													
1951—60	6	4	3	1	0	0	0	0	0	1	3	6	24
1961—70	5	3	4	1	0	0	0	0	0	1	3	6	23
1971—80	5	4	4	2	0,1	0	0	0	0	1	4	7	27
1981—85	8	6	4	1	0	0	0	0	0	1	4	6	30
1929—85	6	5	5	2	0	0	0	0	0	1	3	6	28
Узункаир—Баян													
1961—70	4	3	3	1	0,2	0	0	0,1	0,4	1	1	4	18
1971—80	4	2	3	1	0,1	0	0	0,2	0,3	1	3	4	18
1981—85	6	5	3	0,4	0,2	0	0	0	0	0,2	2	7	24
1938—85	4	4	3	1	0,2	0	0	0	0	0,5	2	4	19
Уялы													
1951—60	6	3	3	2	0,3	0	0	0	0,1	1	0	1	16
1961—70	4	3	4	2	0,1	0	0	0	0	0,5	2	5	21
1971—80	3	2	3	2	0,4	0	0	0	0,5	0,2	2	2	15
1981—85	8	2	2	0	0,2	0	0	0	0	0,6	0,1	1	14
1942—85	4	2	3	2	0,2	0	0	0	0,2	0,5	1	2	15
Муйнак													
1951—60	6	4	2	1	0,2	0	0	0	0,4	1	3	4	22
1961—70	6	4	3	2	0,3	0	0	0	1	2	3	6	27
1971—80	5	3	2	2	0,5	0	0,1	1	1	2	3	4	24
1981—85	5	4	2	0,4	0,2	0	0	0	0,4	2	2	5	21
1933—85	5	4	4	1	0,2	0	0	0,1	0,4	2	3	6	26
Тигровый													
1951—60	5	5	4	2	0,2	0	0	0	0	0	1	4	21
1961—70	5	3	4	2	0,2	0	0	0	0,3	0	2	5	22
1971—79	5	2	4	2	0,2	0	0	0	0,3	0,6	2	3	19
1944—79	5	4	4	2	0,2	0	0	0	0,2	0,2	2	3	27
Остров Лазарева													
1961—70	4	2	4	3	0,5	0	0	0	0,1	0	0,3	2	16
1971—80	3	3	4	3	1	0,1	0	0	0,1	0,2	0,9	2	17
1981—85	5	4	3	1	0	0	0	0	0	0,4	0	3	16
1961—85	4	3	4	2	0,5	0	0	0	0	0,2	0,4	2	16
Барсакельмес													
1951—60	5	4	3	2	1	0	0	0	0	0,2	1	2	18
1961—70	4	3	6	4	0,4	0	0	0	0	2	3	5	27
1971—80	4	4	4	2	0,6	0	0	0	0	0	1	4	20
1981—85	7	5	3	1	0,4	0	0	0	0	0,6	1	2	20
1950—85	5	4	4	2	0,5	0	0	0	0	0,6	1	4	21

3. УРОВЕНЬ МОРЯ

3.1. Общие сведения и изученность уровня моря

Уровнем моря называется высота его поверхности, свободная от влияния ветровых волн и зыби, измеряемая относительно условного горизонта. За условный горизонт на морях СССР принимается единый нуль уровенных постов моря, который для Аральского моря принят равным плюс 51,494 м абс. [176].

Уровень Аральского моря, крупного бессточного водоема, испытывает колебания двух основных видов: эвстатические, связанные с колебаниями объема вод моря при сезонных и многолетних изменениях составляющих его водного баланса, и денивеляционные, представляющие собой отклонения поверхности моря от горизонтального положения под действием ветра, резких изменений атмосферного давления и других причин. В зависимости от характера изменений во времени определяющих факторов колебания уровня моря могут быть непериодическими или периодическими, с периодами колебаний от нескольких часов до нескольких десятилетий и более. Часто поверхность моря подвержена одновременно нескольким видам колебаний с различными периодами и размахом, накладывающимися друг на друга, что обусловливает весьма сложный характер изменения уровня моря.

Вековые и многолетние колебания уровня Аральского моря в доинструментальный период изучались А. В. Шнитниковым [264—266], Л. С. Бергом [31], В. П. Львовым [144] и другими исследователями на основании исторических, археологических, палеонтологических и геоморфологических данных.

Первые инструментальные наблюдения за уровнем Аральского моря по водомерной рейке были организованы Л. С. Бергом летом 1900 г. в районе устья Сырдарьи и в зал. Сарычаганак. Эпизодические наблюдения за уровнем моря проводились в 1901—1904 гг. по водомерной рейке, установленной в зал. Сарычаганак. В 1904—1905 гг. в этом же районе был установлен самописец уровня, который работал неустойчиво, с большими перерывами. Частично результаты этих наблюдений опубликованы в работе [31], однако привести их к современной системе высотных отметок не удалось.

Систематические наблюдения за уровнем моря начались на ст. Аральское Море в мае 1909 г. Материалы наблюдений с 14 мая 1909 г. по 17 апреля 1911 г. ненадежны, поэтому принято считать, что ряд инструментальных уровенных наблюдений на Аральском море начинается с 1911 г. Наблюдения за уровнем моря на ст. Аральское Море проводились по июнь 1983 г.

С 1925 г. начались наблюдения за уровнем в южной части моря на ст. Муйнак, которые проводились здесь с перерывами по июль 1964 г. В 1942 г. на южном побережье моря была открыта ст. Тигровый, проводившая наблюдения за уровнем моря до июня 1979 г. Здесь же, на южном побережье моря, непродолжительное время работал уровенный пост Учсай.

Для освещения гидрологического режима центральной части Аральского моря на о. Возрождения в 1936 г. открыта ст. Возрождение, которая прекратила работу в 1949 г., и в том же году была открыта ст. Барсакельмес на одноименном острове.

В 1940—1941 гг. на островах у восточного побережья Аральского моря открыты станции Узункаир и Уялы. Позже, в 1960 г., начались наблюдения за уровнем моря на ст. Баян, расположенной на восточном побережье моря в районе дельты Сырдарьи и заменившей ст. Узункаир, закрытую в 1961 г. Станции Баян и Уялы прекратили наблюдения за уровнем моря в июне 1983 г.

В наименьшей мере освещен наблюдениями режим уровня западного побережья. Здесь с 1948 по 1964 г. работала ст. Актумсук. В 1961 г. в южной части Большого моря была открыта ст. Остров Лазарева на одноименном острове.

За период систематических наблюдений за уровнем моря число одновременно действующих станций и уровенных постов изменялось от 1 (с 1911 по 1925 г.) до 10 (1961). В период с 1942 по 1979 г. на Аральском море одновременно работало от 6 до 10 гидрометеорологических станций и постов. С июня 1983 г. наблюдения за уровнем моря проводятся только на двух островных станциях — Барсакельмес и Остров Лазарева.

Схема расположения гидрометеорологических станций и уровенных постов на Аральском море представлена на рис. 1.2, а сведения о периодах их работы приведены в табл. 1.2.

До конца 1970-х годов наблюдения за уровнем моря на всех станциях были репрезентативны и характеризовали режим уровня моря соответствующих гидрологических районов. В конце 1970-х и начале 1980-х годов в связи со значительным снижением уровня Аральского моря стали обособляться, отделяясь отмелями, участки моря, прилегающие к местам расположения уровенных постов береговых гидрометеорологических станций — Аральское Море, Баян, Уялы, Тигровый. Наблюдения за уровнем моря на них перестали быть репрезентативными. Ухудшились условия наблюдений за уровнем моря вследствие значительного (до 5 км и более) удаления береговой черты от зданий гидрометеорологических станций и их качество из-за частых перестановок водомерных реек за отступающим урезом воды. Все это привело к закрытию в июне 1979 г. ст. Тигровый и прекращению с июня 1983 г. морских наблюдений на станциях Аральское Море, Баян и Уялы. Кроме того, были забракованы материалы наблюдений за уровнем моря на ст. Баян с апреля 1979 г., а на станциях Аральское Море и Уялы — с января 1981 г.

В первые годы систематических наблюдений за уровнем моря каждый уровенный пост имел свою (местную) систему высот, которая состояла из условной высотной отметки репера и его превышения над нулем водомерной рейки. Не был однородным и ряд наблюдений за уровнем моря на ст. Аральское Море из-за периодических изменений высотной основы. С введением в действие единой для всего Советского Союза высотной основы — Балтийской системы высот (БС) инженер Ташкентской ГМО А. И. Аваряскин привел уровенные наблюдения на ст. Аральское Море в единый ряд наблюдений [116].

Высотные отметки реперов ст. Аральское Море были определены техническим нивелированием.

В 1950-х годах водным нивелированием отметки высот были переданы остальным береговым и островным гидрометеорологическим станциям и уровенным постам моря, что позволило привести выполнявшиеся на них наблюдения за уровнем моря к единой высотной основе. На всех станциях и уровенных постах был установлен единый нуль поста с отметкой плюс 51,494 м.

В 1977 г. вся высотная основа СССР переведена в новую систему высот — Главную высотную основу СССР 1977 г. (ГВО, 1977 г.), которая на Аральском море отличается от Балтийской системы высот на минус 80 мм. На эту величину изменены отметки реперов всех гидрометеорологических станций и уровенных постов.

В разные годы наблюденные уровни моря систематизировались и издавались в виде катологов уровня Аральского моря [116—118], их статистические характеристики за разные периоды опубликованы в Справочниках основных гидрологических характеристик по Аральскому морю [226—227]. Исследованию режима уровня Аральского моря в естественных и нестационарных условиях посвящены работы Л. С. Берга [31], В. П. Львова [114—147], В. Х. Германа [79], А. Е. Асарина [10], В. Н. Бортника [40, 57], Б. А. Смердова [219] и других исследователей.

При подготовке настоящей монографии были проанализированы, систематизированы и исправлены наблюдения за уровнем моря за весь период наблюдений по 1985 г. включительно и издан новый Каталог наблюдений за уровнем Аральского моря [119], материалы которого являются основой и составной частью настоящего раздела.

3.2. Многолетние колебания уровня моря

Для замкнутого бессточного Аральского моря характерны разномасштабные длиннопериодные колебания его уровня — многовековые, вековые, многолетние.

Многовековые колебания уровня моря связаны с чередованием фаз изменчивости общей увлажненности Евразии и материков северного полушария (около 1850 лет). За последние 4—4,5 тыс. лет для района Аральского моря А. В. Шнитниковым [264, 265] были выделены три длительных периода многоводья: первый — от первой половины третьего тысячелетия до конца второго тысячелетия до нашей эры; второй — от первой половины первого тысячелетия до нашей эры до начала первого тысячелетия нашей эры и третий — от середины второго тысячелетия нашей эры до современного периода. Между периодами многоводья отмечались относительно маловодные периоды. В многоводные периоды происходило заполнение Сарыкамышской котловины, служащей индикатором обводнения бассейна Аральского моря водами Амударьи, образование оз. Сарыкамыш и возникновение периодического стока по ныне сухому руслу Узбоя в Каспийское море. Размах колебаний уровня Аральского моря за многовековой период достигал 6 м и более [144].

В настоящее время, по А. В. Шнитникову [264], совершается переход от влажно-прохладной фазы VIII послевюрмской (послевалдайской) стадии изменчивости общей улажненности к длительной теплой и сухой фазе той же стадии. В предстоящей фазе предполагается постепенное уменьшение естественного стока в бассейне Аральского моря.

Колебания уровня Аральского моря за последние 200 лет восстановлены по косвенным признакам Л. С. Бергом [31] и В. П. Львовым [144]. На рис. 3.1, заимствованном из последней работы и дополненном данными наблюдений по 1985 г., пред-



Рис. 3.1. Многолетние изменения уровня Аральского моря.

1 — восстановленные по косвенным данным; *2* — наблюденные.

ставлен ход уровня Аральского моря с 1780 г. В конце XVIII в. уровень моря стоял высоко, на отметках около 53 м. Затем наступил период быстрого снижения уровня моря и к началу 20-х годов XIX в. он опустился почти до отметки 50 м. К середине этого века отмечался подъем уровня моря примерно на 2 м, а к 80-м годам он снова снизился до отметки 50 м. С 1895 по 1905 г. уровень моря довольно быстро поднялся почти на 3 м и достиг отметок, близких к 53 м. Это повышение уровня Аральского моря на рубеже нашего столетия явилось следствием циклических изменений климата всего северного полушария, которое привело к постепенному увеличению речного стока [144]. Таким образом, размах вековых колебаний уровня Аральского моря достигал в этот период 3 м.

На фоне вековых колебаний происходят многолетние изменения уровня моря. За период инструментальных наблюдений в многолетних изменениях уровня Аральского моря выделяется два периода: условно-естественный (1911—1960) и современный резко нестационарный период активного антропогенного воздействия на режим моря (с 1961 г. по настоящее время).

Для первого периода характерна относительная стабильность уровенного режима моря. Средние годовые уровни моря колебались около его средней многолетней отметки 146 см над единым нулем поста (табл. 3.1). Размах межгодовых колебаний уровня моря не превосходил 1 м. Так, наибольшие отклонения средних годовых уровней от его среднего многолетнего значения на ст. Аральское Море составляли +40 см (1912, 1960) и —45 см (1920).

В режиме уровня моря в условно-естественный период проявлялись две основные черты — это

Таблица 3.1

Статистические характеристики средних месячных и средних годовых высот уровня Аральского моря, приведенных к нулю поста (см), для условно-естественного периода 1911—1960 гг.

Характеристика	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
$\overline{H}$	133	136	141	146	153	159	161	158	152	144	135	131	146
σ	25	26	26	26	25	24	24	25	25	26	27	26	24
C_v	0,19	0,19	0,18	0,18	0,16	0,15	0,15	0,16	0,16	0,18	0,20	0,20	0,16
C_S	—0,05	—0,08	—0,11	—0,25	—0,11	—0,10	—0,07	—0,06	—0,07	—0,19	—0,18	—0,18	—0,01
E	—0,86	—1,08	—0,97	—0,80	—0,88	—0,94	—0,97	—1,01	—0,99	—1,26	—1,27	—1,01	—1,20

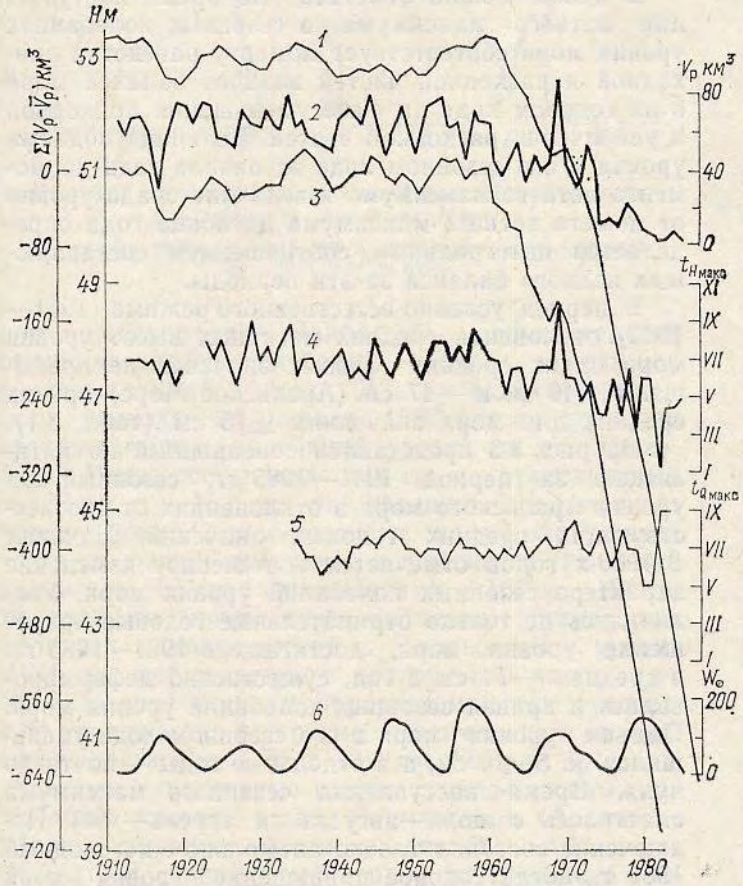


Рис. 3.2. Многолетняя изменчивость некоторых гидрометеорологических и режимообразующих факторов Аральского моря.

1 — уровень моря (ст. Аральское Море); *2* — суммарный речной сток; *3* — интегрально-разностный суммарный речной сток; *4* — срок максимума в годовом ходе уровня; *5* — срок максимума в годовом ходе суммарного речного стока; *6* — число Вольфа.

определенная цикличность колебаний средних годовых значений уровня моря и запаздывание примерно на год многолетнего хода уровня моря относительно многолетних колебаний стока впадающих в море рек (рис. 3.2).

В этот период колебания средних годовых уровней моря происходили в виде циклов продолжительностью 22—25 лет и амплитудой около 40 см относительно среднего многолетнего значения. Эти циклы, в свою очередь, включали в себя колебания, близкие по продолжительности к 11 годам. В. П. Львов [145] связывал периодичность этих колебаний уровня моря с 11-летними циклами солнечной активности (рис. 3.2). Подобная цикличность прослеживается также в колебаниях осадков и водных ресурсов рек Амударьи и Сырдарьи [45]. Кроме того, в многолетних колебаниях уровня Аральского моря и других гидрометеорологических факторов отмечаются и более короткопериодные компоненты с периодами 3—5 и 6—7 лет [45, 79].

Природа формирования многолетних циклов в колебаниях уровня Аральского моря может быть связана с наличием в многолетних колебаниях речного стока повторяющихся группировок многоводных и маловодных лет, которые формируют фазу роста или спада многолетнего цикла колебаний уровня моря, а также с характерным для Аральского моря довольно длительным временем релаксации, т. е. временем возвращения возмущенного уровня моря к уровню тяготения (равновесия) при неизменном речном стоке, равном норме. Для формирования многолетних циклов в колебаниях уровня моря время релаксации должно в несколько раз превышать длительность группировок лет с многоводным или маловодным стоком, вызвавшим резкое отклонение уровня водоема от горизонта тяготения [219].

Начиная с 1961 г. в связи с постоянным уменьшением речного стока, используемого на орошение, средний годовой уровень Аральского моря стал снижаться. Небольшое его повышение произошло лишь в 1970 г. после экстремально многоводного 1969 г. (см. рис. 3.2). В среднем за 1961—1985 гг. понижение уровня моря происходило примерно на 46 см в год. Падение уровня моря заметно ускорилось с 1975 г. Если за 1961—1974 гг. уровень понижался в среднем на 27 см в год, то за 1975—1985 гг. — на 71 см в год. К концу 1985 г. уровень моря снизился до отметки примерно —41,4 м, или на 11,6 м по сравнению с его средним многолетним значением за 1911—1960 гг.

Резко нестационарный уровенный режим моря в 1961—1985 гг. может быть охарактеризован средней скоростью снижения или трендом уровня моря и отклонением средних годовых значений уровня моря от линии тренда, представляющей собой осредненную линеаризированную «траекторию» снижения уровня моря за указанный период. Линию тренда можно рассматривать лишь как грубую аппроксимацию хода уровня моря в нестационарный период. Отклонения фактических средних годовых значений уровня от линии тренда могут быть довольно значительны: +128 см (1974) и —158 см (1985). Положительные отклонения соответствуют превышениям отметок уровня моря над отметками тренда, а отрицательные, наоборот, отвечают случаям превышения отметок тренда над отметками средних годовых значений уровня моря.

3.3. Сезонные колебания уровня моря

Сезонные или внутригодовые колебания уровня Аральского моря определяются в основном сезонным ходом и соотношением составляющих водного баланса моря. Плотностные колебания уровня моря, связанные с сезонными изменениями температуры и солености морской воды, для мелководного Аральского моря не превышают 1 см и не имеют практического значения. Внутригодовые колебания уровня Аральского моря, связанные с сезонными изменениями силы и направления ветра, течений и атмосферного давления, также невелики и не превышают 3—5 см.

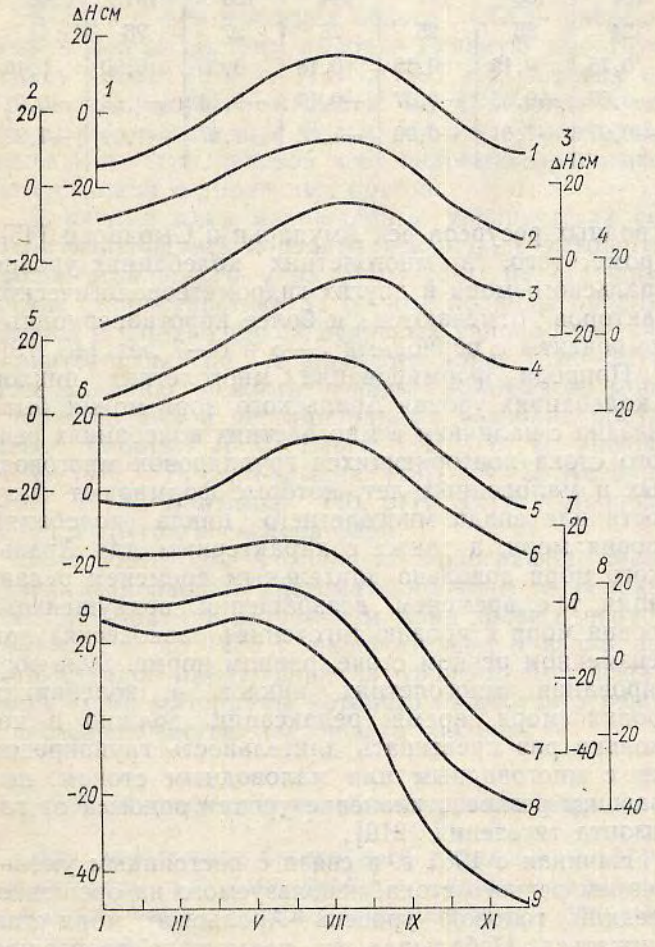


Рис. 3.3. Кривые сезонных колебаний уровня Аральского моря для отдельных пятилеток.

1 — 1941—1945; *2* — 1946—1950; *3* — 1951—1955; *4* — 1956—1960; *5* — 1961—1965; *6* — 1966—1970; *7* — 1971—1975; *8* — 1976—1980;; *9* — 1981—1985 гг.

Для замкнутого Аральского моря сезонные колебания уровня находятся в тесной взаимосвязи с его многолетними изменениями [147]. В зависимости от результирующего годового соотношения составляющих водного баланса выделяются типы сезонных колебаний уровня моря, соответствующие положительному, нулевому и отрицательному годовому водному балансу. Эти типы сезонных колебаний различаются по характеру деформаций кривых уровня и по диапазону вариаций основных характеристик — времени наступления экстремальной высоты уровня, продолжительности времени роста и падения уровня, годового приращения уровня.

Общей чертой всех типов сезонных колебаний уровня моря является наличие летнего максимума и зимнего минимума в его годовом ходе (рис. 3.3). При положительном годовом водном балансе моря на фазе увеличения его водности уровень моря к концу года будет выше, чем в начале года. Время роста уровня больше времени его падения и сезонный максимум смещается на более поздние сроки. При нулевом годовом водном балансе наблюдается равенство отметок уровня моря в начале и конце года и примерное равенство времени роста и падения уровня. В случае отрицательного водного баланса на фазе уменьшения его водности уровень моря к концу года будет ниже, чем в начале года, время роста уровня меньше времени его падения и сезонный максимум смещается на более ранние сроки.

В целом можно отметить, что время наступления летнего максимума в сезонных колебаниях уровня моря соответствует моменту равенства приходной и расходной частей водного баланса моря в их годовом ходе на фазе уменьшения приходной и увеличения расходной частей. Величина подъема уровня в его сезонном ходе от начала года до момента летнего максимума и величина спада уровня от момета летнего максимума до конца года определяется интегральным соотношением составляющих водного баланса за эти периоды.

В период условно-естественного режима (1911—1960) отклонения средних месячных высот уровня моря от их средних годовых значений не превышали +40 см и —47 см (Аральское Море) при их средних для моря значениях ±15 см (табл. 3.1).

На рис. 3.3 представлен осредненный по пятилеткам за период 1941—1985 гг. сезонный ход уровня Аральского моря в отклонениях от соответствующих средних годовых значений. Начиная с 1960-х годов отмечается постепенное изменение характера сезонных колебаний уровня моря. Увеличились не только отрицательные годовые приращения уровня моря, достигшие в 1981—1985 гг. в среднем —74 см в год, существенно деформировалась и кривая сезонных колебаний уровня моря. Подъем уровня моря в его сезонном ходе уменьшился до 5—10 см, а в отдельные годы — почти до нуля. Время наступления сезонного максимума сместилось с июля—августа на апрель—май. Исключение составил только аномально многоводный 1969 г., когда годовое приращение уровня моря составило 47 см, а его сезонный максимум отмечался в сентябре. Сократилась продолжительность времени роста и возросла продолжительность времени падения уровня моря во внутригодовом цикле. Наиболее быстрое снижение уровня моря происходит в августе—октябре, а его интенсивность в отдельные месяцы достигает 30—35 см.

3.4. Короткопериодные колебания уровня моря

К короткопериодным колебаниям уровня Аральского моря относятся колебания, продолжительность периодов которых не превышает 24 ч.

По природе действующих сил короткопериодные колебания подразделяются на вынужденные, вызываемые в основном действием ветра, и на свободные, затухающие колебания, происходящие по инерции после прекращения действия внешних сил (ветра, изменений атмосферного давления и др.).

По регулярности короткопериодные колебания разделяются на непериодические, распределенные во времени случайным образом, и на периодиче-

ские — совершающиеся на протяжении относительно длительного времени в виде стоячих волн с определенным периодом колебаний.

К непериодическим вынужденным колебаниям относятся сгонно-нагонные колебания уровня моря, которые вызываются действием ветра и атмосферного давления.

Наибольшие величины сгонно-нагонных колебаний уровня наблюдаются в мелководных районах моря на его северо-восточном, южном и юго-западном побережьях. Наибольшая повторяемость сгонно-нагонных колебаний уровня отмечается в осенне-зимний период. Для условно-естественного периода до начала 1960-х годов величина сгонно-нагонных колебаний уровня на ст. Аральское Море составляла 334 см с отклонениями +182 см и —152 см от среднего многолетнего уровня моря. Сгонно-нагонные колебания уровня моря на южном побережье в районе ст. Тигровый достигали 206 см с отклонениями +106 и —100 см от среднего многолетнего значения. Наименьшая величина сгонно-нагонных колебаний уровня (134 см) наблюдалась в центральной части моря на островной станции Барсакельмес, где отклонения уровня моря от среднего многолетнего их значения достигали +70 и —64 см. На рис. 3.4 представлены характерные случаи сгонно-нагонных колебаний уровня в зал. Сарычаганак (Аральское Море), имевших место в декабре 1963 и мае 1970 гг. В современный период интенсивного снижения уровня Аральского моря характер сгонно-нагонных колебаний уровня не претерпел существенных изменений, их величина по-прежнему определяется в основном интенсивностью и продолжительностью вызывающих их штормовых ветров.

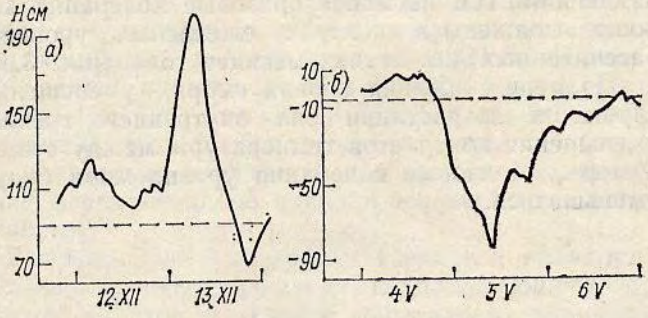


Рис. 3.4. Сгонно-нагонные колебания уровня моря в районе ст. Аральское Море.

а — декабрь 1963 г., *б* — май 1970 г.; штриховая линия — средний месячный уровень моря.

После резкого уменьшения или изменения направления ветра, сформировавшего уклон уровенной поверхности, могут возникать затухающие сейшевые колебания поверхности моря. Мелководность Аральского моря и направленность преобладающих ветров в основном вдоль продольной оси моря способствуют развитию сейшевых колебаний.

Сейшевые колебания на Аральском море были обнаружены еще в начале текущего века Л. С. Бергом [31] при анализе записей самописца уровня моря, установленного в зал. Сарычаганак. Здесь чаще всего наблюдалась продольная одноузловая сейша с периодами от 22 до 23,5 ч, со средней амплитудой 12 и наибольшей — 50 см.

В работе Н. М. Арсеньевой с соавторами [8] приведены результаты обработки записей самописцев уровня моря, установленных на станциях Аральское Море и Тигровый, за 1954—1956 гг. В результате на ст. Аральское Море были выделены

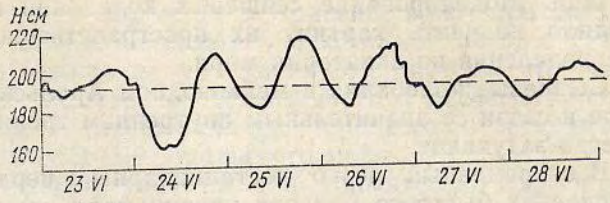


Рис. 3.5. Бризовые колебания уровня моря в районе ст. Аральское Море. Июнь 1961 г.

Штриховая линия — средний месячный уровень моря.

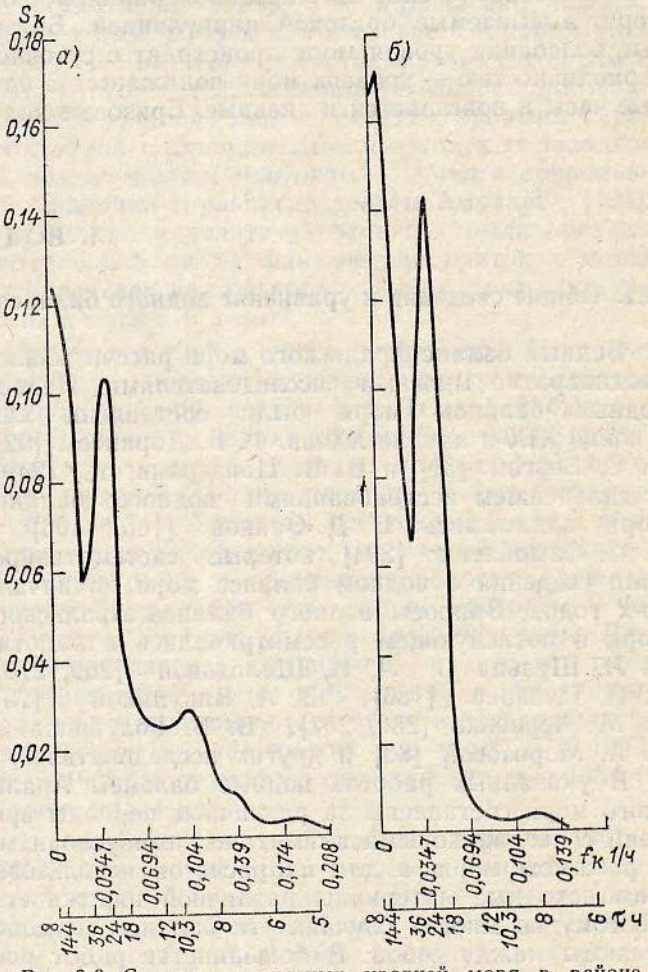


Рис. 3.6. Спектры ежечасных уровней моря в районе станций Аральское Море (*а*) и Тигровый (*б*). Июнь 1961 г.

две продольные сейши с периодами 23 и 8 ч 18 мин. Первая — одноузловая сейша со средней амплитудой 21 и наибольшей — 42 см, вторая — вероятно, трехузловая со средней и наибольшей амплитудами соответственно 7 и 38 см. Можно предположить, что наибольшая амплитуда относилась не к сейшам, а к преобладающим на Аральском море сейшеобразным колебаниям. На ст. Тигровый преобладала сейша с периодом 8 ч 34 мин, которая представляла собой трехузловую продольную сейшу или, что также не исключено, поперечную одноузловую.

Модельные исследования сейш Аральского моря [97], выполненные для условий условно-естественного периода, показали возможность развития на Аральском море продольных одно-, двух- и

трехузловых сейш соответственно с периодами 21 ч 30 мин, 10 ч 27 мин и 6 ч 46 мин, а также одноузловой поперечной сейши с периодом 9 ч 10 мин. Моделирование сейшевых колебаний позволило получить картину их пространственного распределения по акватории моря.

Сейшевые колебания в мелководном Аральском море в связи со значительным внутренним трением быстро затухают.

В современный резко нестационарный период в условиях быстрого падения уровня моря, уменьшения его глубин и размеров сейшевые колебания уровня будут уменьшаться.

Для Аральского моря летом характерны также периодические сгонно-нагонные колебания уровня моря, вызываемые бризовой циркуляцией. Бризовые колебания уровня моря происходят с суточной периодичностью — уровень моря понижается в ночные часы и повышается в дневные. Бризовые колебания уровня моря могут достигать 20—35 см, а их максимальное развитие отмечается в августе в районах северного и восточного побережий моря. На рис. 3.5 приведен пример бризовых колебаний уровня моря в районе ст. Аральское Море, осложненных небольшими ветровыми возмущениями. В чистом виде бризовые колебания наблюдаются довольно редко, как правило, происходит наложение различных видов короткопериодных колебаний уровня моря, обусловливая сложный характер его изменений. Тем не менее бризовые колебания хорошо выражены в спектрах ежечасных уровней, рассчитанных для летних месяцев года (рис. 3.6).

По мере снижения уровня моря, уменьшения глубин и возрастания сил внутреннего трения, уменьшения контрастов температуры между сушей и морем, бризовые колебания уровня моря будут уменьшаться.

4. ВОДНЫЙ БАЛАНС

4.1. Общие сведения и уравнение водного баланса

Водный баланс Аральского моря рассчитывался неоднократно многими исследователями. Первые водные балансы моря были составлены еще в конце XIX и начале XX вв. Ф. Б. Дорантом [92], А. С. Бергом [31] и В. В. Цинзерлингом [249]. В дальнейшем исследованиями водного баланса моря занимались Б. Д. Зайков [105, 106] и В. С. Самойленко [204], которые систематизировали сведения о водном балансе моря до начала 50-х годов. Вопросы водного баланса Аральского моря в последующем рассматривались в работах В. Л. Шульца и Л. И. Шалатовой [269, 270], С. П. Павлова [180], З. А. Викулиной [73], И. М. Черненко [256, 257], В. В. Голубцова и О. А. Морозовой [86] и других исследователей.

В указанных работах водные балансы Аральского моря составлены за различные периоды времени с неодинаковыми климатическими условиями и режимом моря, а для их расчетов использовались исходные материалы различной надежности. Поэтому во многих случаях эти балансы не сопоставимы между собой. В большинстве работ рассматривался стационарный водный баланс и средние многолетние значения его составляющих, не исследовалась их межгодовая и сезонная изменчивость.

Из работ, посвященных современному водному балансу моря, можно отметить работы В. П. Львова, З. А. Крыловой и Р. В. Смирновой [149], А. Б. Заклинского [222] и В. Н. Бортника [41], в которых впервые в основу детальных расчетов водного баланса были положены средние месячные данные, а также работу А. Е. Асарина [12], исследовавшего многолетние колебания составляющих водного баланса моря, их статистические параметры и взаимосвязи с 1924 до 1970 г.

Однако и в некоторых из этих работ можно отметить ряд методических недостатков — неучет потерь стока в дельте Амударьи [149, 222] и оценка испарения как остаточного члена уравнения водного баланса [12]. Не останавливаясь подробно на анализе недостатков и достоинств предшествующих расчетов, отметим, что последние из перечисленных работ ограничены 1970—1973 гг.

Резкое падение уровня Аральского моря начиная с 1961 г. по настоящее время обусловило необходимость более детального исследования этого современного периода в сопоставлении с периодом квазистационарного режима моря. Одновременно ставилась задача разработки достаточно простой методики для проведения оперативных расчетов месячных и годовых водных балансов Аральского моря, необходимых для ведения Государственного водного кадастра и других целей.

Для замкнутого бессточного Аральского моря, подверженного значительным изменениям площади и объема, наиболее удобно и показательно проводить расчеты водного баланса в линейных единицах (в толщине слоя воды). В этом случае уравнение водного баланса моря можно представить в следующем виде:

$$V_р/S + P + V_п/S - E - V_ф/S = \Delta H_б, \qquad (4.1)$$

где $V_р$ — суммарный речной сток; P — атмосферные осадки, выпадающие на поверхность моря S; $V_п$ — подземный приток вод; E — испарение с поверхности моря; $V_ф$ — фильтрация морских вод в грунт дна и берегов; $\Delta H_б$ — приращение уровня моря, вычисленное по уравнению водного баланса.

Водный баланс Аральского моря был рассчитан раздельно для периода квазистационарного режима моря (1911—1960) и для современного периода (1961—1985), характеризующегося резким падением уровня. Подробный расчет составляющих водного баланса по средним месячным данным с использованием всех новых материалов наблюдений, уточненных и исправленных данных уровенных наблюдений был выполнен для 1951—1985 гг. Для оценки средних годовых значений баланса за 1911—1950 гг. в основном были использованы архивные материалы и литературные данные [12, 26, 106, 204, 270]. Морфометрические характеристики Аральского моря, использованные в расчетах, приведены в табл. 1.1.

4.2. Характеристика составляющих водного баланса

Речной сток. Поверхностный приток к Аральскому морю зависит как от естественной водности впадающих в него рек, так и от всевозрастающих безвозвратных изъятий воды на нужды народного хозяйства, главным образом орошаемого земледелия.

Естественные водные ресурсы бассейна Амударьи и Сырдарьи в зоне формирования стока (высокогорные районы Памира и Тянь—Шаня) оцениваются примерно в 75 и 37 км³ в год соответственно [10, 75]. Колебания годовых значений естественных водных ресурсов Амударьи и Сырдарьи довольно синхронны, что затрудняет проведение мероприятий по водообеспечению народного хозяйства.

Бассейны рек Амударьи и Сырдарьи являются районами древнего орошения, накладывающего отпечаток на сток в течение длительного времени. С начала двадцатого столетия до настоящего времени площади орошаемых земель возросли более чем в 2 раза (с 3,2 до 6,9 млн га). В перспективе только за счет собственных водных ресурсов региона предполагается увеличение орошаемых площадей до 8—9 млн га.

Данные об отборах воды на орошение до 50-х годов весьма ограничены. Объемы безвозвратных изъятий стока колебались в этот период незначительно и составляли примерно 26—33 км³ в год [12, 75, 77, 199]. С начала и особенно с середины 50-х годов безвозвратные изъятия стока начинают увеличиваться более интенсивно. Это было вызвано значительным ростом площадей орошаемого земледелия, строительством Кайраккумского и Чардарьинского водохранилищ на Сырдарье, возрастанием подачи вод из Амударьи начиная с 1956 г. в Каракумский канал. В среднем, безвозвратные изъятия стока в бассейне моря за 1951—1960 гг. возросли примерно до 40 км³ в год. Тем не менее до 60-х годов не отмечалось однонаправленных изменений притока речных вод к морю, так как средний годовой объем суммарных водных ресурсов Амударьи и Сырдарьи в это десятилетие был примерно на 9 % больше, чем за предыдущие 25 лет. Одновременно в этот период рост водозаборов из рек частично компенсировался уменьшением русловых потерь стока вследствие сокращения площадей разливов в результате обвалования берегов, осушения заболоченных районов и внутригодового перераспределения стока рек [12, 77, 194, 270].

На последующих этапах развития ирригации компенсационные возможности рек были исчерпаны, дальнейший рост безвозвратных изъятий стока и наступивший длительный период маловодья привели к резкому снижению притока речных вод к морю. В 1961—1970 гг. в среднем безвозвратные изъятия стока в бассейне моря составляли 55—57, а в 1971—1980 гг. они возросли до 64—66 км³ в год. В 1981—1985 гг. безвозвратные изъятия стока в бассейне моря оценивались примерно в 70—75 км³ в год.

Сток Амударьи в Аральское море большинство исследователей определяли по измерениям расходов воды у кишлака Чатлы, расположенного в вершине дельты на расстоянии более 240 км от устья. Потери речного стока в дельте определялись по косвенным данным (в основном по возможным затратам воды на испарение с открытой поверхности дельтовых водоемов и транспирацию влаголюбивой растительностью). Некоторые авторы [149, 222] вообще не учитывали этих потерь, что вносило существенные погрешности в расчеты и приводило к затушевыванию процессов, происходящих в бассейне Аральского моря.

В наших расчетах для относительно маловодного периода 1961—1982 гг. сток Амударьи принимался по данным наблюдений на замыкающем створе в ауле Темирбай (25 км от устья), т. е. фактически непосредственный сток в море. Исключение составил лишь аномально-многоводный 1969 г., когда измеренный в створе Темирбай сток 53,3 км³ не отражал полного притока вод Амударьи. В этот год из-за исключительной многоводности наблюдались многочисленные прорывы береговых валов и существенное поступление паводковых вод по малым протокам. С учетом современных тенденций в развитии дельты Амударьи [194] потеря стока в дельте за этот год была оценена примерно в 8 км³, а фактический приток к морю был определен как разность объема стока в створе Чатлы и потерь в дельте.

Начиная с 1982 г. сброс речных вод Амударьи в Аральское море по основному руслу прекращен и гидрологический пост в ауле Темирбай был закрыт. В районе кишлака Шуак (60 км ниже гидрологического поста в кишлаке Кызылджар) построена глухая насыпная плотина, и весь поступающий в дельту Амударьи остаточный речной сток направляется на орошение территорий левобережного междуречья и обводнение водоемов дельты. Незначительная часть этих вод по протокам и через системы озер поступает в Аральское море. Для оценки притока вод Амударьи к морю за эти годы использовались данные наблюдений в створе Кызылджар за вычетом потерь стока в дельте. Фактически приток амударьинских вод к морю в 1982, 1983 и 1985 гг. полностью отсутствовал, а в 1984 г. не превышал 4 км³.

Для относительно многоводного периода 1951—1960 гг. данные по стоку в створе Темирбай (открыт в 1955 г.) также не отражает полного притока речных вод к морю, так как значительный объем стока (до 4—6 км³) поступал в море по мелким протокам, Казахдарье, тростниково-камышовым зарослям и тропам. Поэтому потери в дельте и фактический приток к морю за 1951—1960 гг. определены по осредненным графическим зависимостям, полученным из наблюдений над стоком в створах Чатлы и Темирбай за годы их одновременной работы в 1955—1960 гг. с учетом поступления части стока в море по Казахдарье, малым протокам и тропам.

Для периода квазистационарного режима моря потери стока в дельте Амударьи оценивались в размере 6—10 км³ [12, 86, 105, 106, 194, 204, 270]. Выполненная нами оценка потерь стока для периода 1961—1980 гг. по разности стока в вершине дельты (Чатлы, Саманбай) и замыкающем створе (Темирбай) показала, что в среднем эти потери сократились до 3,0 км³/год. Значительное уменьшение потерь связано с сокращением притока вод к вершине дельты, сильным врезанием русла реки, высыханием большинства водоемов дельты

и гибелью влаголюбивой растительности. Потери вод Амударьи в дельте в последние годы (1981—1985) практически полностью определялись антропогенными факторами — объемом попусков речных вод в дельту Тахиаташским гидроузлом и использованием этих вод на искусственное обводнение обсохших территорий и водоемов дельты. В среднем за этот период эти потери составляли 1,4 км³/год.

Сток реки Сырдарьи принимался по данным измерений расходов воды у г. Казалинска, которые являются достаточно надежными. Однако достоверных данных о потерях стока ниже г. Казалинска в дельте или о стоке непосредственно в море нет. Для лет различной водности обычно принимаются потери стока от 0 до 2 % (0—0,3 км)³ [105, 106, 127, 149, 180, 222], хотя по данным отдельных авторов в многоводные годы эти потери могут достигать 5—10 % (1,0—1,5 км³) [12, 269, 270]. В наших расчетах для периода 1951—1960 гг. потери стока в дельте Сырдарьи принимались равными 2 %, а для относительно маловодного периода 1961—1973 гг. — 1 %. С 1974 г. вследствие практически полного хозяйственного использования вод Сырдарьи и перекрытия основного русла реки в пределах дельты несколькими глухими насыпными плотинами сток речных вод в Аральское море прекращен. Незначительное количество вод, сбрасываемых в дельту Казалинским гидроузлом, полностью используется на обводнение обсыхающих водоемов дельты.

Средние многолетние значения суммарного притока речных вод к Аральскому морю для характерных периодов приведены в табл. 4.1, из которой следует, что в период 1911—1960 гг. средний годовой приток речных вод к морю составлял примерно 56,0, а в относительно многоводный период 1951—1960 гг. — 58,4 км³ в год.

Для периода 1911—1960 гг. характерна в общем незначительная изменчивость притока речных вод к морю (коэффициент изменчивости $C_v = 0{,}16$), при этом годовые объемы притока речных вод колебались от 40 км³ в 1947 г. до 69 км³ в 1945 г.

Под влиянием естественных и главным образом антропогенных факторов в 1961—1985 гг. в целом наблюдалось значительное снижение притока речных вод к морю. В среднем для 1961—1970 и 1971—1980 гг. объем притока составил 43,3 и 16,7 км³/год, или примерно 77 и 30 % от его среднего многолетнего значения в период квазистационарного состояния моря, а для периода 1981—1985 гг. — всего только 2,0 км³/год, или 3,6 % (табл. 4.1).

В аномально-многоводном 1969 г. отмечался максимальный за весь период наблюдений объем притока речных вод к морю, составивший 80,6 км³, в то время как в последние маловодные годы (1982, 1983, 1985) приток к морю уменьшался до нуля.

Изменился и внутригодовой ход стока рек Сырдарьи и Амударьи. Если для периода квазистационарного режима моря для них было характерно растянутое весенне-летне-осеннее половодье, то в настоящее время приток речных вод к морю в годовом плане практически полностью определяется режимом попусков из расположенных в нижнем течении рек гидроузлов, а также хозяйственным использованием этого стока в дельтах. В отдельные месяцы, периоды и маловодные годы, когда идет накопление речных вод в водохранилищах и их интенсивный забор для нужд ирригации, обводнения дельтовых территорий и водоемов сток речных вод в море полностью прекращается.

Оценка изменения притока речных вод к Аральскому морю в современный период, выполненная ГГИ, показала, что примерно 80 % суммарного снижения притока к морю обусловлено влиянием антропогенного фактора, а остальная часть приходится на долю природных факторов — естественной маловодности последних десятилетий. В современный период антропогенные потери стока составляют 92—95 % его суммарных потерь [75, 76, 199].

Атмосферные осадки. Количество атмосферных осадков, выпадающих на акваторию Аральского моря, невелико, однако в связи с резким сокращением речного стока в маловодные годы относительная роль их в водном балансе моря существенно возросла.

Для расчета количества выпадающих над морем осадков были использованы данные наблюдений на всех береговых и островных гидрометеорологических станциях. Исправленные значения количества осадков для отдельных станций были получены путем введения в месячные суммы осадков поправок, учитывающих ветровой недоучет, испарение из осадкомерного ведра и смачивание его стенок. Для этого использовались значения суммарного поправочного коэффициента, рекомендованные «Методическими указаниями управлениям гидрометслужбы» [161] для Кзыл-Ординской области. Использование суммарных поправочных коэффициентов значительно облегчает введение поправок, хотя и не позволяет полностью учесть ме-

Таблица 4.1

Средние многолетние значения водного баланса Аральского моря для отдельных периодов

Период	Приход				Расход		Водный баланс		Фактическое приращение объема и уровня		Невязка баланса	
	Сток рек		Осадки		Испарение							
	км³	см	км³	см	км³	см	км³	см	км³	см	км³	см
1911—1960	56,0	84,7	9,1	13,8	66,1	100,0	—1,0	—1,5	0,1	0,1	—1,1	—1,6
1951—1960	58,4	87,3	9,2	13,8	66,0	99,1	1,6	2,0	4,5	6,7	—2,9	—4,7
1961—1985	24,4	39,9	7,1	12,4	57,4	99,3	—25,9	—47,0	—26,1	—47,4	0,2	0,4
1961—1970	43,3	68,5	8,0	12,7	65,4	103,5	—14,1	—22,3	—13,3	—21,0	—0,8	—1,3
1971—1980	16,7	29,3	6,3	11,0	55,2	96,8	—32,2	—56,5	—32,8	—57,6	0,6	1,1
1981—1985	2,0	4,1	7,1	14,7	45,9	96,2	—36,8	—77,4	—38,0	—80,0	1,2	2,6

стные условия каждой гидрометеорологической станции. Принимая во внимание небольшие абсолютные значения количества осадков, можно полагать, что использование этих коэффициентов позволяет определить исправленные количества осадков с достаточной степенью точности.

По акватории моря осадки распределяются неравномерно. Наблюдается постепенное уменьшение годовых сумм осадков с севера на юг от 15,0 до

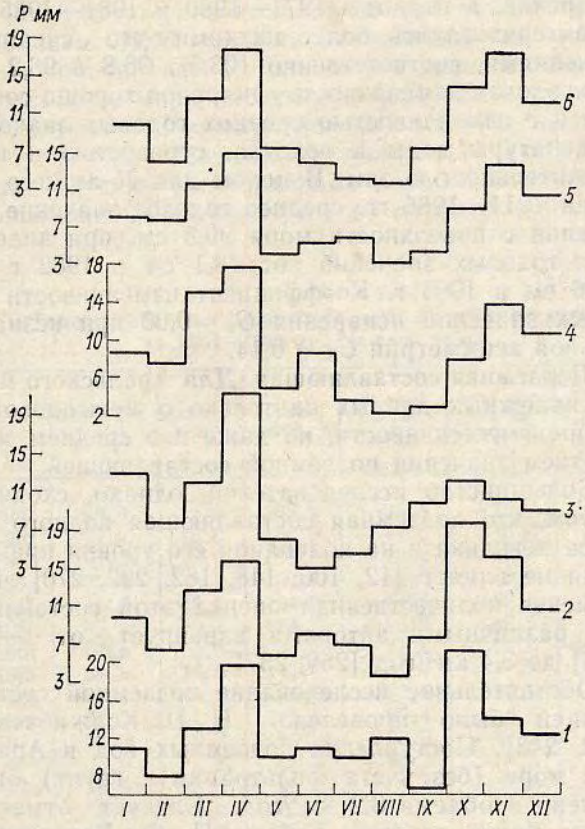


Рис. 4.1. Среднее многолетнее (1961—1985) внутригодовое распределение осадков в районах береговых и островных гидрометеорологических станций.

1 — Аральское Море; *2* — Баян; *3* — Уялы; *4* — Тигровый (Муйнак); *5* — Остров Лазарева; *6* — Барсакельмес

11,0 см. В центральной части моря выпадает 11,0—12,5 см осадков.

Сезонный ход количества осадков характеризуется максимальным количеством в марте—апреле и октябре—ноябре, минимальным — в августе—сентябре (рис. 4.1).

Анализируя графики сезонной изменчивости осадков отдельных гидрометеорологических станций, можно отметить практически полную синхронность не только основных — весеннего и осеннего пиков, но даже и небольшого вторичного летнего пика осадков по всем станциям. Учитывая небольшие абсолютные значения количества осадков, синхронность их выпадения на отдельных станциях и относительно равномерное распределение станций по акватории моря, количество осадков, выпадающих на поверхность моря, определялось как среднее арифметическое из количества осадков на отдельных станциях.

Средний многолетний годовой слой осадков, выпадающих на акваторию моря, для периодов 1911—1960 и 1951—1960 гг. был одинаковым — 13,8 см в год. В период 1961—1985 гг. среднее количество осадков было несколько меньшим — 12,4 см в год, при этом наибольшей сухостью отличался период 1971—1980 гг. — 11,0 см в год, в то время как последняя пятилетка (1981—1985) была более влажной (табл. 4.1).

В целом за 1911—1985 гг. средняя многолетняя годовая сумма осадков на поверхность моря составила 13,3 см. Максимальное количество осадков наблюдалось в 1981 г. (235 мм), минимальное в 1944 г. (67 мм). Коэффициент изменчивости годовых сумм осадков C_v=0,26 при значительной асимметрии — выборочное значение C_S = 0,82.

Испарение. Натурные наблюдения за испарением отсутствуют не только в открытом море, но и на большинстве береговых гидрометеорологических станций. Поэтому для расчета испарения с поверхности Аральского моря пользуются теоретическими или эмпирическими формулами [105, 106, 149, 204, 222, 269] либо определяют его из уравнения водного баланса, если известны остальные члены уравнения [12, 86].

Для расчетов испарения были использованы материалы гидрометеорологических наблюдений береговых и островных станций. Расчеты производились по полуэмпирической формуле Н. П. Гоптарева [88], которая связывает испарение с определяющими гидрометеорологическими элементами и учитывает влияние температурной стратификации воздушных масс на скорость испарения. В расчетах учитывалась также соленость поверхностного слоя воды и наличие ледяного покрова по данным прибрежных и авиационных ледовых наблюдений.

Для расчетов месячного испарения (E мм) формула Н. П. Гоптарева имеет вид

$$E = K(e_s - e_2)U_z, \qquad (4.2)$$

где e_s — максимальное парциальное давление водяного пара (гПа) при температуре воды поверхности моря (или льда) с учетом ее солености; e_2 — парциальное давление водяного пара (гПа) в атмосфере на высоте 2 м; U_z — скорость ветра (м/с) на высоте z (м); K — переменный коэффициент, представляющий собой сложную функцию

$$K = 327{,}5/(\ln^* 2 - \ln^* z_0)^2, \qquad (4.3)$$

где z_0 — параметр шероховатости (для Аральского моря принят равным $6 \cdot 10^{-4}$ м); $\ln^*$ — факториальный логарифм

$$\ln^* z = \ln z + \alpha z + \frac{\alpha z^2}{2 \cdot 2!} + \ldots + \frac{(\alpha z)^n}{n \cdot n!}, \qquad (4.4)$$

где α — параметр, учитывающий влияние температурной стратификации нижнего слоя атмосферы на скорость испарения.

Для практического использования расчетная схема была несколько модифицирована. На основании данных [88] была получена зависимость $K = f(\mathrm{ri})$, где ri — аналог числа Ричардсона:

$$\mathrm{ri} = (t_w - t_a)/U_z^2, \qquad (4.5)$$

где t_w — температура воды; t_a — температура воздуха.

Эта зависимость была затабулирована, что позволило значительно упростить расчет испарения.

Среднее месячное и среднее годовое испарение было вычислено по всем гидрометеорологическим станциям. При анализе полученных данных из дальнейших расчетов была исключена ст. Аральское Море из-за ее значительной изолированности от моря и повышенной континентальности климата (уменьшения влажности воздуха на 20—30 % по сравнению с другими станциями) и введена поправка в данные по скорости ветра на ст. Барсакельмес, где скорость ветра завышается примерно на 20 % из-за влияния местных орографических эффектов.

Исследования сезонной изменчивости испарения по отдельным станциям показали значительные расхождения в годовом ходе испарения береговых и островных гидрометеорологических станций. Максимум испарения островных станций, распо-

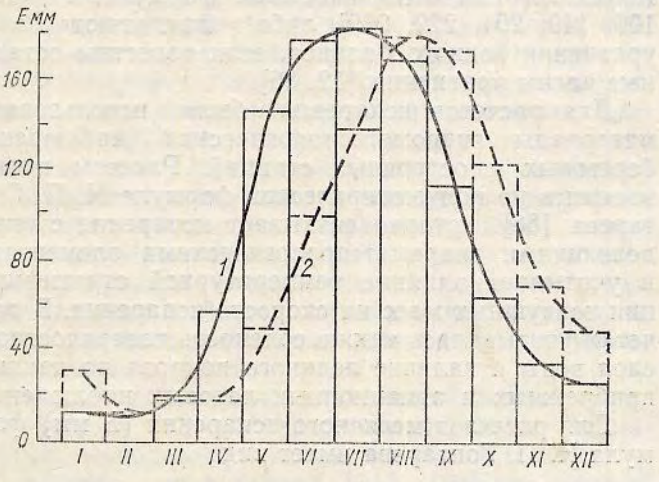


Рис. 4.2. Среднее многолетнее внутригодовое распределение испарения.

1 — Уялы (1961—1977); *2* — Остров Лазарева (1961—1980)

ложенных в открытом море, (август—сентябрь) сдвинут по отношению к максимуму испарения береговых станций (июнь—август), что связано с особенностями термического режима моря. Наибольшие различия наблюдаются в переходные (осенний и весенний) периоды. Осенью в прибрежной зоне, где происходит быстрое понижение температуры и образуется ледяной покров, испарение весьма мало. В центральных районах, обладающих большим теплозапасом, испарение еще довольно интенсивно. Весной, наоборот, в связи с интенсивным прогревом прибрежных районов, испарение быстро возрастает, а в центральных районах моря, где в это время наблюдается низкая температура, испарение невелико. На рис. 4.2 показана сезонная изменчивость испарения на двух характерных гидрометеорологических станциях: Остров Лазарева, расположенной в открытом море, и Уялы, расположенной в районе восточных мелководий примерно на той же широте. Определение месячного и годового испарения с поверхности Аральского моря для периода 1951—1980 гг. производилось посредством «весового» осреднения. Исходя из особенностей термического режима моря [57, 125, 129, 205] и морфометрии бассейна при осреднении островным станциям придавался в 2 раза больший «вес», чем береговым. Для периода 1981—1985 гг. в связи с потерей репрезентативности морских гидрологических наблюдений на береговых гидрометеорологических станциях, переходом этих станций на двухсрочные наблюдения с последующим их прекращением расчет испарения с акватории Аральского моря проводился по данным наблюдений только двух действующих станций: Остров Лазарева и Барсакельмес.

Средний многолетний годовой слой испарения с поверхности моря для периода 1911—1960 гг. составил 100,0 см. В последующее десятилетие (1961—1970) отмечалось несколько повышенное испарение, а периоды 1971—1980 и 1981—1985 гг. характеризовались более низкими его средними значениями, соответственно 103,5, 96,8 и 96,2 см. Межгодовая изменчивость испарения хорошо согласуется с изменчивостью средних годовых значений температуры воды и воздуха, суровостью и продолжительностью зим. В целом для 75-летнего периода 1911—1985 гг. среднее годовое значение испарения с поверхности моря 99,8 см, при колебаниях годовых значений от 78,1 см в 1982 г. до 120,6 см в 1983 г. Коэффициент изменчивости годовых значений испарения $C_v = 0{,}09$ при незначительной асимметрии $C_S = 0{,}14$.

Подземная составляющая. Для Аральского моря нет надежных данных не только о межгодовой и сезонной изменчивости, но даже и о среднем многолетнем значении подземной составляющей.

Большинство исследователей, однако, сходятся на том, что подземная составляющая водного баланса невелика и на колебания его уровня практически не влияет [12, 106, 148, 182, 222, 270]. Тем не менее количественная оценка этой составляющей различными авторами варьирует от —1,3 [204] до 3,4 км³/год [256, 257].

Обстоятельное исследование подземной составляющей было проведено Н. Н. Ходжибаевым [242, 243]. Поступление подземных вод в Аральское море (без учета фильтрации в грунт) было оценено в объеме 0,2 км³/год. Следует отметить также более поздние работы Н. Ф. Глазовского [84, 85] и коллективную монографию [17], в которых подземный сток в Аральское море оценен в 0,1—0,3 км³/год. Фильтрация морских вод в берега и дно моря составляет 0—0,15 км³/год [194, 257, 258].

Принимая во внимание незначительность подземного притока и фильтрации вод, а также их примерную взаимную компенсацию, подземная составляющая в расчетах водного баланса моря не учитывалась.

Приращение уровня. Приращение уровня характеризует изменение водности моря и определяется соотношением приходных и расходных составляющих водного баланса. Вследствие мелководности Аральского моря плотностные изменения его уровня, обусловленные сезонными изменениями температуры и солености деятельного слоя моря, крайне незначительны. В расчетах водного баланса их можно не учитывать.

Для расчета месячных изменений уровня (объема) моря определялись значения уровня на первое число каждого месяца. Приближенно уровень на первое число определялся как полусумма средних месячных уровней двух смежных месяцев. Средний месячный уровень моря определялся как среднеарифметическое из средних месячных значений уровня по всем гидрометеорологическим станциям моря.

4.3. Средние многолетние и годовые значения водного баланса

Все расчеты месячных и годовых значений водного баланса для периода 1951—1985 гг., включая расчет отдельных его составляющих, были выполнены на ЭВМ. При этом морфометрические и гипсометрические данные задавались путем кусочно-линейной аппроксимации кривых $S = f(H)$ и $V = f(H)$ с шагом 0,5 м по глубине. Начиная с 1976 г. в ГОИНе по описанной выше методике с использованием ЭВМ проводятся оперативные расчеты месячных и годовых значений водного баланса Аральского моря, которые публикуются в морских ежегодниках Государственного водного кадастра. В табл. 4.2 приведены результаты расчета годовых значений составляющих водного баланса для современного периода резкого падения его уровня (1961—1985).

Таблица 4.2

Годовые значения водного баланса Аральского моря за 1961—1985 гг., см слоя воды

Год	Сток рек, $V_р$	Осадки, P	Испарение, E	Водный баланс, $\Delta H_б$	Фактическое приращение уровня, $\Delta H_ф$	Невязка, $\Delta h = \Delta H_б - \Delta H_ф$
1961	59,3	9,7	103,6	—34,6	—25,7	—8,9
1962	52,9	13,0	106,9	—41,0	—40,0	—1,0
1963	62,3	17,9	109,4	—29,2	—23,5	—5,7
1964	79,8	12,7	100,1	—7,6	—2,2	—5,4
1965	46,8	13,4	104,8	—44,6	—39,8	—4,8
1966	68,2	10,7	114,7	—35,8	—40,9	5,1
1967	60,8	12,3	94,7	—21,6	—22,0	0,4
1968	59,8	10,0	111,7	—41,9	—37,5	—4,4
1969	132,1	15,0	86,6	60,5	50,0	10,5
1970	62,9	11,9	102,2	—27,4	—28,5	1,1
1971	39,3	9,7	99,9	—50,9	—47,3	—3,6
1972	38,2	9,8	93,9	—45,9	—52,5	6,6
1973	72,5	15,3	96,5	—8,7	—13,9	5,2
1974	13,9	8,2	103,9	—81,8	—78,2	—3,6
1975	18,9	7,8	105,7	—79,0	—83,8	4,8
1976	19,5	10,4	91,7	—61,8	—61,9	0,1
1977	13,1	9,2	83,5	—61,2	—63,0	1,8
1978	36,6	11,9	97,3	—48,8	—47,8	—1,0
1979	24,7	9,2	98,4	—64,5	—65,9	1,4
1980	16,1	18,8	97,1	—62,2	—61,5	—0,7
1981	12,1	23,5	92,9	—57,3	—56,5	—0,8
1982	0,0	17,3	78,1	—60,8	—63,5	2,7
1983	0,0	15,4	120,6	—105,2	—109,0	3,8
1984	8,7	7,5	103,7	—87,5	—89,0	1,5
1985	0,0	9,8	85,9	—76,1	—82,0	5,9

Анализируя водный баланс моря за отдельные периоды (см. табл. 4.1), можно отметить, что для периода 1911—1960 гг. характерно примерное равенство приходных и расходных составляющих водного баланса, что и обусловливало незначительные колебания уровня моря около отметки 53 м абс. При этом многолетний размах колебаний средних годовых уровней не превосходил 1 м, а сезонных колебаний 0,25—0,35 м.

В период 1951—1960 гг. наряду с повышенным годовым притоком речных вод отмечались и более низкие значения «видимого испарения» (испарение минус осадки). В результате уровень моря в течение этого периода повысился примерно на 0,7 м (см. рис. 3.2).

Для современного (1961—1985) периода характерно значительное превышение испарения над суммой приходных составляющих. Этот период в целом отличался несколько большой сухостью — среднее количество выпадающих осадков составило 12,4 см в год, в то же время среднее значение «видимого испарения» практически не изменилось. Годовые значения водного баланса для всех указанных лет, за исключением аномально многоводного 1969 г., отрицательны (см. табл. 4.2). В результате начиная с 1961 г. уровень моря стал устойчиво снижаться. Более интенсивное падение уровня началось с 1965 г. Оно было прервано необычно многоводным 1969 г., а затем продолжилось снова. Средняя интенсивность снижения уровня моря в 1961—1970 гг. примерно 21 см в год, а в 1971—1980 и 1981—1985 гг. соответственно 58 и 80 см в год. В отдельные годы снижение уровня достигало 89—109 см. В результате за первые 10 лет уровень моря снизился на 2,1 м, во вторую десятилетку на 5,8 м, а в последние 5 лет еще на 4,0 м. Общее падение уровня моря за 25-летний период достигло 11,9 м (рис. 4.3).

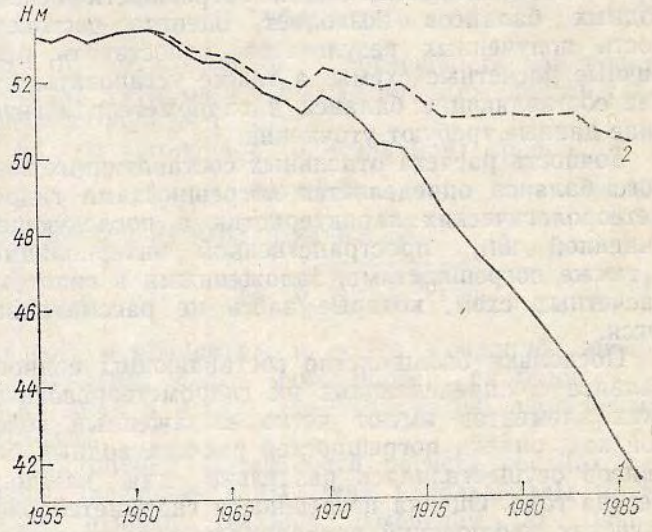


Рис. 4.3. Межгодовая изменчивость фактического (*1*) и восстановленного (*2*) уровня Аральского моря.

Изменился внутригодовой ход уровня. До 1961 г. на Аральском море четко прослеживались сезонные колебания уровня с максимумом в июле и минимумом в декабре. В настоящее время летний подъем уровня в годовом ходе практически не прослеживается, в лучшем случае в первой половине года происходит стабилизация уровня, во вторую же половину года уровень резко падает (см. рис. 3.3).

В результате значительного снижения уровня моря его площадь к началу 1986 г. сократилась примерно до 43 тыс. км², а объем вод до 440 км³, что составляет соответственно 65 и 41 % площади и объема моря на отметке 53 м абс. Существенно изменилась береговая черта, особенно в мелководных восточных, юго-восточных и южных районах моря, где полностью исчезли крупные мелководные заливы (см. рис. 1.1). Острова Акпеткинского архипелага стали сушей, появился ряд новых островов на месте бывших банок. Остров Кокарал давно стал полуостровом, существенно увеличилась площадь островов, расположенных в районе подводной гряды в центральной части моря и т. д. Отмеченные изменения береговой черты хорошо прослеживаются на космических снимках среднего и даже малого разрешения, поступающих со спутников системы «Метеор» и «Космос» [56, 90].

4.4. Точность расчета месячных и годовых значений водного баланса

Расчеты водного баланса Аральского моря основываются на гидрометеорологических данных, получаемых различными приборами и методами с различной дискретностью, а также вычисляемых на основании различных физических гипотез и моделей. Поэтому весьма актуальным является вопрос о точности расчета этих балансов и отдельных их составляющих. Знание погрешности расчета водных балансов позволяет оценить достоверность полученных результатов, сопоставить различные расчетные схемы, а также установить, какие составляющие баланса и гидрометеорологические данные требуют уточнения.

Точность расчета отдельных составляющих водного баланса определяется погрешностями гидрометеорологических характеристик и последующей линейной или пространственной интерполяции, а также погрешностями, заложенными в гипотезы расчетных схем, которые здесь не рассматриваются.

Поскольку большинство составляющих водного баланса и определяющих их гидрометеорологических элементов имеют четко выраженный годовой ход, оценка погрешностей расчета водных балансов осуществлялась раздельно для каждого месяца года. Оценка погрешности гидрометеорологических наблюдений проводилась в соответствии с работой [164]. При этом, учитывая, что расстояния между гидрометеорологическими станциями Аральского моря фактически много больше оптимальных (50—60 км), во всех случаях при оценке погрешностей пространственной интерполяции принимались их верхние значения.

Распределение случайных ошибок измерений гидрометеорологических элементов, как правило, подчиняется закону нормального распределения, поэтому средняя абсолютная погрешность измерений отождествлялась со средним квадратическим отклонением σ, а предельная погрешность — 3σ.

Предельные абсолютные ошибки расчетов определялись методом дифференцирования расчетных уравнений и последующей замены дифференциалов на конечные разности. Для связи погрешностей измерения и расчетов использовалась гипотеза о равенстве их предельных абсолютных значений [102, 104, 211]. В качестве основных рассматриваются средние абсолютные ε и относительные ε % ошибки, соответствующие предельные ошибки равны утроенным средним.

В качестве основы для расчетов был взят гипотетический вариант месячных и годового водных балансов моря, значения составляющих которого соответствуют их средним значениям за период 1961—1980 гг. (табл. 4.3), когда на Аральском море действовало шесть гидрометеорологических станций. Эти значения близки к реальным значениям фактических месячных и годовых составляющих водного баланса, а рассчитанные на их основе погрешности характеризуют примерные ошибки разовых конкретных измерений и расчетов. Погрешности же расчета многолетних значений составляющих водного баланса будут примерно в $\sqrt{n}$ раз меньше, где n — число лет осреднения.

Площадь и уровень. Для расчета водного баланса моря в линейных единицах необходимо знать среднюю месячную площадь моря S. Она определяется расчетным путем по среднему месячному уровню моря.

Средняя абсолютная погрешность расчета среднего месячного уровня в отдельном пункте неприливного моря при 4-срочных наблюдениях 1—2 см [164]. Это находится в хорошем соответствии с данными Г. С. Иванова и В. И. Кондратьевой [109], показавших, что для большинства станций средний месячный уровень с обеспеченностью 95 %, что практически соответствует 2σ, определяется с точностью ± 2 см. Средняя погрешность интерполяции уровня между станциями зависит от расстояния между ними и определяется в соответствии с работой [164]. Для Аральского моря она может быть принята равной 7 см. Тогда средняя

Таблица 4.3

Месячные и годовые значения составляющих водного баланса Аральского моря и средние погрешности их расчета, в см слоя воды

Характеристика	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
V_p	2,0	1,7	1,6	2,7	5,2	6,5	8,1	6,4	5,5	4,1	2,9	2,2	48,9
ε	0,1	0,1	0,1	0,2	0,4	0,5	0,6	0,5	0,4	0,3	0,2	0,2	1,2
ε %	7,2	7,2	7,2	7,2	7,7	7,7	7,7	7,7	7,7	7,7	7,2	7,2	2,5
P	1,0	0,7	1,3	1,8	0,6	0,7	0,6	0,5	0,7	1,4	1,4	1,1	11,8
ε	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,4
ε %	10,2	10,2	10,2	12,2	12,2	12,2	12,2	12,2	12,2	12,2	10,2	10,2	3,4
E	2,0	0,9	1,8	4,0	9,8	14,5	17,0	18,3	14,3	9,1	4,7	3,7	100,1
ε	0,9	0,5	0,8	1,5	2,7	4,0	4,6	5,0	3,8	2,5	1,5	1,4	9,9
ε %	46,1	55,5	45,2	38,5	27,7	27,3	26,8	27,3	26,8	27,7	32,5	36,8	9,9
$\Delta H_б$	1,0	1,5	1,1	0,5	—4,0	—7,3	—8,3	—11,4	—8,1	—3,6	—0,4	—0,4	—39,4
ε	0,9	0,5	0,8	1,5	2,7	4,0	4,6	5,0	3,8	2,5	1,5	1,4	10,0
$\Delta H_ф$	—2,0	0,2	2,7	3,6	2,5	—0,3	—4,9	—9,9	—11,5	—9,6	—6,3	—3,8	—39,3
ε	2,9	2,9	2,9	2,9	2,9	2,9	2,9	2,9	2,9	2,9	2,9	2,9	10,0 (2,9)
Δh	3,0	1,3	—1,6	—3,1	—6,5	—7,0	—3,4	—1,5	3,4	6,0	5,9	3,4	—0,1
ε	3,0	3,0	3,0	3,3	4,0	4,9	5,4	5,8	4,8	3,8	3,3	3,2	14,1 (10,4)

абсолютная погрешность среднего месячного уровня по данным шести станций составит 2,9 см.

Средняя погрешность расчета средней месячной площади моря определяется средней ошибкой измерения площади и средней погрешностью расчета площади по среднему месячному уровню. Погрешность измерения площади моря, в свою очередь, определяется погрешностью технического процесса измерения и точностью исходных карт. Предельная техническая погрешность измерения площади моря по данным Р. В. Николаевой составляет ± 67 км^2. Предельная картографическая ошибка может быть принята равной удесятиренной предельной погрешности измерения. Средняя погрешность расчета площади по среднему месячному уровню определяется зависимостью $S = f(H)$. В пределах отметок 53—47 м абс. она оценена нами в 58 км^2. Таким образом, средние абсолютная и относительная ошибки определения площади моря при указанных выше условиях составляют 304 км^2 и 0,5 %. Для средних годовых значений имеем соответственно 88 км^2 и 0,1 %. Нужно отметить, что точность расчета средней годовой площади моря как среднего из средних месячных значений примерно в 3,5 раза выше, чем точность ее определения по среднему годовому уровню моря. Поэтому на практике следует по возможности пользоваться первым методом.

Фактическое среднее месячное приращение уровня моря $\Delta H_ф$ определяется по данным непосредственных измерений и не входит в уравнение водного баланса (4.1). Тем не менее оно является одной из важнейших характеристик водного баланса и может служить для приближенной оценки погрешности его расчета Δh по уравнению

$$\Delta h = \Delta H_б - \Delta H_ф, \qquad (4.6)$$

где $\Delta H_б$ — приращение уровня, рассчитанное по уравнению (4.1).

Исходя из описанной выше схемы расчета $\Delta H_ф$, средняя погрешность определения среднемесячного приращения уровня моря оценена в 2,9 см. Как видно из табл. 4.3, средняя погрешность расчета $\Delta H_ф$ сопоставима, а в некоторых случаях и превышает фактические средние месячные значения этих приращений. Средняя погрешность расчета годового приращения уровня, определяемого как сумма месячных приращений, равна 10,0 см. Однако годовое приращение уровня моря может быть определено по разности уровней на 1 января расчетного и последующего годов аналогично месячным приращениям. В этом случае средняя погрешность расчета годовых приращений уровня будет равна погрешности расчета месячных приращений (в табл. 4.3 в скобках).

Речной сток. Погрешности расчета средних месячных расходов воды на замыкающих створах Темирбай (Амударья) и Казалинск (Сырдарья) определялись по методике ГГИ [158] следующим образом:

1) для указанных створов строились зависимости $Q = f(H)$ для каждого месяца за период t лет;

2) определялись относительные отклонения каждого измерения от кривой

$$\Delta Q_i = (Q_{i\text{изм}} - Q_{i\text{кр}})/Q_{i\text{кр}}, \qquad (4.7)$$

где ΔQ_i выражено в процентах; $Q_{i\text{изм}}$ — фактический расход при измеренном уровне; $Q_{i\text{кр}}$ — расход, снятый с кривой $Q(H)$;

3) вычислялась теснота связи каждой кривой

$$\sigma_0 = \sqrt{\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}\Delta Q_i^2}; \qquad (4.8)$$

4) определялась гидравлическая составляющая рассеяния

$$\sigma_г = \sqrt{\sigma_0^2 - \sigma_u^2}, \qquad (4.9)$$

где σ_u — относительная погрешность измерения расходов воды, определяемая приближенно по таблицам из работы [158];

5) при устойчивой (однозначной) кривой

$$\varepsilon_Q = 0{,}5\sigma_0, \qquad (4.10)$$

если же кривая неоднозначна, то

$$\varepsilon_Q = \frac{1}{\sqrt{T}}\sqrt{\sigma_u^2 + 0{,}5\sigma_г^2\tau_u}, \qquad (4.11)$$

где ε_Q — в процентах; $\tau_u = T/n$ — средний интервал времени между измерениями расходов; T — число дней в месяце; n — количество измеренных расходов.

Для оценки погрешности расчета средних месячных расходов воды были использованы материалы непосредственных измерений за 1965—1973 гг. Материалы последних лет (1974—1985) не привлекались, так как эти годы характеризовались чрезвычайной маловодностью.

Средняя относительная погрешность измерения средних месячных расходов у Казалинска изменяется в течение года незначительно, что связано с практически полным зарегулированием стока Сырдарьи. Поэтому эта погрешность принята нами одинаковой для всех месяцев года и равной 6,5 %. Для створа Темирбай средняя относительная погрешность средних месячных расходов оценена для паводка (май—октябрь) в 7,4, для межени — 6,7 %. Учитывая, что в период 1961—1980 гг. среднее отношение притока вод Сырдарьи и Амударьи к морю составляло 1 : 3, погрешность суммарного среднего месячного речного стока для меженного периода составит 6,7, для паводка — 7,2 %. Относительная погрешность расчета речного стока, выраженного в линейных единицах, с учетом средней относительной погрешности определения площади моря, будет равна 7,2 и 7,7 % соответственно для меженного и паводочного периодов (табл. 4.3). Как видно из табл. 4.3, средняя абсолютная погрешность расчета речного стока невелика и даже для паводочных месяцев не превышает 0,5—0,6 см. Для годовых значений средние погрешности составляют соответственно 1,2 см и 2,5 %.

Атмосферные осадки. Точность измерения осадков в отдельном пункте определяется случайной погрешностью непосредственного измерения осадков в осадкомерном приборе и погрешностями расчета поправок на смачивание прибора, ветровой недоучет и испарение. Эти поправки вводятся для устранения систематических погрешностей осадкомерных приборов.

Средняя относительная погрешность измерения количества осадков, собранных в осадкомерном приборе, согласно работе [164] для средних суточных значений составляет для жидких осадков 5,

для твердых 13 %. Эти же данные с некоторым приближением могут быть приняты и для месячных значений.

Случайная погрешность перечисленных выше поправок не превышает значения самих поправок. Так, погрешность определения ветровой поправки, которая является наибольшей из всех поправок, составляет для жидких осадков 25—40 % и твердых — 20—25 % самой поправки [34, 35]. За период с твердыми осадками для района Аральского моря можно принять период с ноября по март. Учитывая, что суммарная поправка для гидрометеорологических станций Аральского моря для летних месяцев не превышает 20—24 %, а зимних — 36—39 % сумм осадков [161], средняя относительная погрешность расчета месячных сумм жидких осадков в отдельном пункте может быть оценена в 15 %, а твердых в 23 %.

Средняя погрешность интерполяции месячных сумм осадков между пунктами также зависит от вида осадков и составляет для жидких осадков 30 %, для твердых — 25 % месячной суммы осадков [164].

Средние по морю осадки определяются осреднением данных шести станций, поэтому средняя относительная погрешность расчета жидких осадков в целом для моря составит 12,2 %, твердых — 10,2 %. Переходя к абсолютным значениям, получим средние абсолютные погрешности расчета осадков для каждого месяца (см. табл. 4.3). Ввиду незначительного количества осадков, выпадающих над акваторией Аральского моря, абсолютные погрешности их определения также невелики и для средних месячных значений не превышают 0,2 см. Для годовых значений средняя абсолютная погрешность достигает 0,4 см, а относительная 3,4 %.

Испарение. Погрешности расчета испарения определяются точностью измерения и интерполяции используемых в расчетах гидрометеорологических элементов [164]. Путем логарифмирования и дифференцирования уравнения (4.2) была получена предельная относительная погрешность расчета испарения в одном пункте, которая колеблется от 31 % для летних до 36—48 % для зимних месяцев.

Предварительно была исследована изменчивость зависимости $K = f(ri)$ и определена предельная относительная ошибка расчета K. Особенностью указанной зависимости является то, что максимальная изменчивость K отмечается при значениях ri, близких к нулю, а при $ri \leqslant -0{,}014$ и $ri > 0{,}100$ коэффициент $K = \text{const}$. С учетом указанной сложной зависимости $K = f(ri)$ предельная относительная ошибка расчета K оценена в 5 %.

Аналогичным образом была определена предельная относительная погрешность экстраполяции средних месячных значений испарения в сторону открытого моря. Для одной станции она достигает для летних месяцев 60—62 % и для зимних 80—124 %. Как показали расчеты, максимальный вклад (до 80 %) в погрешности расчета испарения вносят погрешности определения средней скорости ветра.

Переходя к абсолютным значениям и учитывая, что испарение с акватории моря определяется путем весового осреднения данных пяти станций, получим, что средние абсолютные погрешности расчета испарения изменяются в течение года в пределах 0,5—4,9 см, а относительные — 27—55 % (см. табл. 4.3). В результате ярко выраженного годового хода испарения максимальным относительным погрешностям для зимних месяцев соответствуют минимальные абсолютные. В летние месяцы абсолютные погрешности максимальны, относительные — минимальны. Для годовых значений средняя абсолютная погрешность достигает 9,9 см, а средняя относительная — 9,9 %.

Приращение уровня (водный баланс). Средние абсолютные погрешности расчета месячных приращений уровня по уравнению водного баланса (4.1) практически полностью определяются погрешностью расчета испарения. Вклад абсолютных погрешностей расчета речного стока и осадков незначителен (см. табл. 4.3). Для средних месячных значений средние абсолютные погрешности колеблются от 0,5 до 5,0 см и сопоставимы со значениями самих приращений, а средняя абсолютная погрешность годовых значений достигает 10,0 см.

Средние абсолютные погрешности определения невязки месячных водных балансов (4.6) достигают 3,0—5,7 см, а годовых — 14,1 см. Если же принять среднюю погрешность определения годового фактического приращения уровня равной 2,9 см, то средняя абсолютная погрешность годового значения невязки может быть оценена в 10,4 см (см. в табл 4.3 в скобках). Таким образом, средние абсолютные погрешности расчета невязки сопоставимы, а для некоторых месяцев превышают их абсолютные значения.

Следует отметить, что полученные нами оценки точности расчета водного баланса Аральского моря и его отдельных составляющих, по-видимому, несколько занижены, так как пока не представляется возможным оценить точность некоторых заложенных в расчетную схему гипотез, к тому же расстояния между станциями Аральского моря много больше оптимальных, для которых в работе [164] показаны погрешности пространственной интерполяции гидрометеорологических элементов.

Оценивая точность расчета месячных и годовых водных балансов моря за 1951—1985 гг., можно отметить, что в большинстве случаев невязки этих балансов не превышают или близки к средним погрешностям расчета соответствующих невязок, что свидетельствует о хорошей (в условиях принятых расчетных схем) точности расчета водных балансов моря. Все вышесказанное можно отнести и к точности расчета многолетних значений водного баланса (см. табл. 4.1).

Повышение точности расчета месячных и годовых водных балансов Аральского моря возможно, в первую очередь, за счет совершенствования методики расчета испарения и повышения точности определения средней скорости ветра.

4.5. Оценка роли антропогенных факторов в многолетних изменениях уровня моря

Влияние человека на гидролого-гидрохимический режим Аральского моря связано, главным образом, с антропогенными изменениями объема, режима поступления и качества речного стока. В силу компенсационных возможностей рек и относительной естественной многоводности 50-х годов все возрастающее антропогенное влияние на реч-

ной сток практически не сказывалось до начала 60-х годов на объеме и качестве речного стока и гидролого-гидрохимическом режиме моря.

Этот период в жизни моря может рассматриваться как условно-естественный и оценку влияния антропогенной деятельности на его режим в современный период можно проводить относительно средних характеристик условно-естественного периода.

Количественная оценка влияния антропогенных факторов на многолетние изменения уровня моря проводилась для периода 1961—1985 гг. путем сопоставления его фактических и восстановленных значений.

Для расчета восстановленных значений уровня моря были использованы вычисленные нами годовые значения составляющих водного баланса за 1961—1985 гг. (см. табл. 4.2) и восстановленные ГГИ и значения условно-естественного притока к морю. Оценка антропогенной составляющей изменения притока речных вод к морю проводилась путем сопоставления стока рек в зонах формирования и использования за синхронные периоды времени. Условно-естественный приток к морю определялся при этом как сумма антропогенной составляющей и фактического стока рек в море [75, 77].

Восстановленные значения уровня моря рассчитывались по уравнению водного баланса (4.1) по годам. Для исключения влияния на расчеты годовых невязок водного баланса «видимое» испарение при этом определялось как остаточный член водных балансов при фактических (невосстановленных) значениях речного стока. Для исключения систематических ошибок за счет изменения площади моря в течение года расчет приращения уровня проводился дважды по площадям на начало и конец года. За истинное приращение уровня принималась полусумма этих приращений. Результаты расчетов восстановленного уровня приведены в табл. 4.4 и показаны на рис. 4.3.

Анализируя полученные данные, можно отметить, что при ограничении водопотребления в 1961—1985 гг. величинами, соответствующими предшествующему периоду, принятому нами за условно-естественный, уровень моря к началу 1971 и 1981 гг. был бы выше фактически наблюдавшегося соответственно примерно на 0,9 и 5,5 м, а к началу 1986 г. — на 9,2 м. В довольно маловодные 1981—1985 гг. уровень моря при ограничении изъятий стока снизился бы не на 4,0, а только на 0,4 м.

Всего за 25-летний период уровень моря за счет естественных факторов снизился примерно на 2,7 м, что составляет 23 % фактического его падения. За счет же антропогенных факторов уровень моря снизился еще на 9,2 м (77 %). В результате интенсивного развития хозяйственной деятельности интегральный дефицит поступления речных вод в Аральское море достиг примерно 570 км³.

С режимом уровня моря тесно связаны его площадь, объем вод и средние глубины. При отметках, характеризующих восстановленный уровень моря, его площадь в начале 1986 г. составляла бы 59,0 тыс. км², объем вод — 915 км³, а средняя глубина — 15,5 м. Таким образом, за счет усиления хозяйственной деятельности сокращение площади моря достигло 16,0 тыс. км², а уменьшение объема вод — 475 км³. Соответственно фактическая средняя глубина к началу 1986 г. уменьшилась до 10,2 м.

Таблица 4.4

Фактические (числитель) и восстановленные (знаменатель) значения среднего уровня Аральского моря (на начало года), м

Год	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
1960	—	53,37 / 53,37	53,12 / 53,18	52,72 / 52,83	52,48 / 52,65	52,46 / 52,62	52,06 / 52,33	51,66 / 52,05	51,44 / 51,92	51,06 / 51,76
1970	51,56 / 52,31	51,28 / 52,17	50,81 / 51,98	50,28 / 51,72	50,14 / 51,82	49,36 / 51,44	48,52 / 51,08	47,90 / 50,95	47,27 / 50,96	46,79 / 51,06
1980	46,13 / 51,00	45,51 / 50,98	44,91 / 51,05	44,27 / 51,05	43,12 / 50,74	42,23 / 50,64	41,41 / 50,60	—	—	—

5. ТЕМПЕРАТУРА ВОДЫ

5.1. Основные факторы, определяющие температурный режим моря, и характеристика использованных материалов

Температурный режим Аральского моря определяется прежде всего его географическим положением, климатическими особенностями региона и морфометрией бассейна. Особенности температурного режима отдельных районов моря связаны также с характером циркуляции вод и влиянием речного стока. Важную роль в температурном режиме Аральского моря играет относительно низкая соленость его вод, при которой температура замерзания морской воды ниже температуры наибольшей плотности. Этот фактор определяет характер протекания осенне-зимней конвекции, что оказывает существенное влияние на вертикальное распределение и годовой ход температуры воды.

Первые наблюдения за температурой воды в открытой части моря были выполнены еще в 1900—1903 гг. в период проведения комплексного географо-гидрологического обследования моря Аральской экспедицией под руководством Л. С. Берга [31]. До начала 1940-х годов проводились эпизодические наблюдения в прибрежной зоне и температурные съемки Аральского моря и его отдельных районов различными организациями. Эти исследования имели в основном прикладной рыбохозяйст-

венный характер. Частично материалы экспедиционных наблюдений за эти годы были в последующем утеряны.

Систематическое изучение температурного режима прибрежных вод Аральского моря началось в 1940—1942 гг., когда была организована сеть прибрежных и островных гидрометеорологических станций (см. табл. 1.2). Одновременно расширялись рейдовые наблюдения и экспедиционные наблюдения за температурой воды в открытой части моря. Планомерный характер наблюдения в открытом море стали носить с 1950 г. после введения «вековой» сети океанографических станций.

Исследования температурного режима Аральского моря до начала 1950-х годов были обобщены в работе В. С. Ромашкина и В. С. Самойленко [196]. В последующем особенности формирования температурного режима моря в условиях квазиравновесного состояния его режима и в период начавшегося в 1960-е годы усыхания моря рассматривались в работах В. С. Самойленко [203, 205], А. Б. Заклинского [222], А. Н. Косарева [129], В. Н. Бортника [48, 57] и др.

В настоящем разделе рассмотрены особенности температурного режима Аральского моря для различных периодов его состояния с использованием наиболее полных данных материалов береговых и островных гидрометеорологических станций за весь период их работы (1941—1985), рейдовых гидрометеорологических наблюдений за период 1950—1975 гг., а также экспедиционных наблюдений в открытом море за период 1950—1985 гг., включая материалы суточных и многосуточных станций на устьевых взморьях. Была сделана попытка оценить изменения температурного режима Аральского моря, происходящие в современный период активного антропогенного воздействия на его режим и обусловленные прогрессирующим усыханием моря и осолонением его вод. С этой целью по данным гидрометеорологических станций рассчитывались линейные тренды средних годовых и сезонных значений температуры воды и воздуха за 1961—1985 гг., а также сопоставлялись основные параметры температурного режима моря за отдельные характерные периоды.

Обработка материалов глубоководных наблюдений открытого моря проводилась последовательно для каждого года рассматриваемого периода по сезонам по принятой сетке квадратов моря (см. рис. 1.2) для стандартных горизонтов. Обобщение материалов проводилось по календарным пятилетиям и десятилетиям. Для построения карт и разрезов использовались также обобщенные по этим же периодам и сезонам материалы «вековых» океанографических станций открытого моря.

При общем количестве 7941 использованных океанографических станций их распределение как по акватории моря, так и во времени (по сезонам, годам и различным периодам) существенно неоднородно. Например, если за навигационный период 1960 г. было выполнено 118 океанографических станций, то в 1961 г. — 588 станций. Наибольшее количество наблюдений приходится на квадраты Малого моря, южной части центрального района и устьевые взморья Амударьи и Сырдарьи, а наименьшее — на квадраты северной части центрального района и района восточных мелководий (табл. 5.1).

Таблица 5.1

Распределение океанографических станций по квадратам моря в отдельные сезоны и периоды

Сезон	Номер квадрата																					Всего
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	
1950—1955																						
Весна	35	10	5	4	19	14	19	38	6	5	7	10	3	2	7	5	8	10	27	38	2	274
Лето	90	39	16	17	84	20	33	95	14	14	17	37	4	5	21	17	24	28	89	92	2	758
Осень	49	29	17	19	48	14	27	83	15	4	16	9	2	0	8	4	4	13	24	75	4	464
1956—1960																						
Весна	29	27	8	13	30	10	26	65	13	9	14	19	6	6	14	9	19	14	67	95	9	466
Лето	28	22	12	13	38	13	29	70	11	8	12	21	5	4	14	10	12	18	125	231	15	648
Осень	37	19	8	10	20	12	22	54	9	0	7	14	4	0	14	7	5	20	80	126	8	476
1961—1965																						
Весна	46	23	9	10	32	18	31	63	12	9	14	19	6	5	14	9	17	16	54	77	6	490
Лето	55	29	13	14	57	16	30	72	12	10	14	27	4	4	17	13	17	22	98	148	9	681
Осень	45	25	13	15	36	14	26	72	13	2	13	12	3	0	12	6	5	17	55	106	6	496
1966—1970																						
Весна	21	10	4	5	14	6	14	28	9	4	6	8	3	2	6	4	4	7	24	34	3	218
Лето	24	13	6	6	26	7	13	22	5	5	16	12	2	2	7	6	8	10	44	66	4	304
Осень	18	18	3	5	16	8	13	32	6	1	9	5	1	1	5	3	2	8	17	47	3	221
1971—1975																						
Весна	36	18	7	8	25	14	24	49	9	7	11	15	5	4	11	7	9	13	42	60	9	383
Лето	43	23	20	11	45	12	23	56	10	8	21	21	13	3	13	10	13	17	57	96	7	531
Осень	36	20	10	12	23	11	20	57	10	2	10	9	2	0	9	5	4	14	43	83	5	390
1976—1980																						
Весна	21	10	4	5	17	8	14	32	12	4	2	8	2	2	6	7	7	6	26	31	1	226
Лето	16	15	3	7	7	23	8	23	1	3	4	11	5	2	4	6	5	11	45	57	5	261
Осень	13	3	5	6	13	9	3	13	1	1	8	5	12	8	6	9	9	1	15	24	6	170
1981—1985																						
Весна	3	2	—	—	—	1	1	1	1	1	1	2	1	1	1	2	2	2	2	2	2	28
Лето	12	15	—	—	13	7	9	14	5	12	3	3	7	5	5	13	14	11	6	20	10	184
Осень	11	10	2	2	6	16	10	15	8	4	1	1	14	9	10	12	16	8	7	21	9	192

5.2. Температурный режим прибрежных вод

Температурный режим узкой зоны прибрежных вод по сравнению с водами открытого моря характеризуется большим размахом межгодовых, сезонных, суточных и короткопериодных непериодических колебаний температуры воды.

В табл. 5.2 приведены средние месячные и средние годовые значения температуры воды по данным береговых и островных гидрометеорологических станций для отдельных характерных периодов. Средняя годовая температура воды за многолетний период изменяется по площади моря в небольших пределах (от 10,2 на севере до 11,6 °С на

Таблица 5.2

Температура воды в районах гидрометеорологических станций, °С

Период	Температура	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
						Аральское Море								
1941—60	Средняя	—0,5	—0,5	0,0	6,1	16,8	22,2	24,5	23,6	18,2	9,9	1,9	—0,4	10,2
	σ	0,01	0,1	0,6	2,4	1,7	0,9	0,9	0,7	1,0	1,1	1,3	0,1	0,4
	Максимальная	—0,1	0,2	9,2	16,5	24,4	27,3	28,4	28,1	24,0	19,6	10,0	3,4	10,9
	Минимальная	—0,7	—0,8	—0,6	—0,4	7,0	16,0	19,7	17,3	7,5	2,5	—0,7	—0,7	9,3
	Макс. абс.	0,0	0,4	9,6	17,2	26,0	28,6	29,5	29,0	25,2	20,3	10,8	3,6	—
	Мин. абс.	—0,7	—0,8	—0,7	—0,4	4,4	14,3	15,2	16,8	6,8	1,3	—0,7	—0,8	—
1961—82	Средняя	—0,6	—0,6	—0,2	7,3	17,3	22,3	24,6	22,1	16,7	8,3	2,0	—0,3	9,9
	σ	0,2	0,2	0,5	2,4	1,0	1,2	1,1	1,3	1,1	1,6	1,1	0,3	0,4
	Максимальная	—0,3	—0,2	5,6	17,6	25,6	28,8	31,8	30,4	24,6	19,7	8,8	3,4	10,7
	Минимальная	—1,5	—1,2	—1,2	—0,7	2,0	13,4	14,5	14,5	4,1	—0,6	—1,4	—1,3	9,0
	Макс. абс.	—0,2	—0,1	9,6	24,0	30,2	33,1	35,3	36,1	28,4	24,6	12,7	4,2	—
	Мин. абс.	—1,6	—1,6	—1,2	—0,7	1,6	9,7	12,0	7,0	0,9	—0,8	—1,4	—1,5	—
						Баян								
1961—82	Средняя	—0,4	—0,3	0,3	7,7	16,2	21,2	23,9	22,0	17,1	8,8	2,9	0,0	10,0
	σ	0,2	0,2	0,7	2,1	2,1	1,8	1,5	1,0	1,2	2,1	1,4	0,4	0,6
	Максимальная	0,4	1,5	6,7	18,1	28,0	29,3	29,6	29,5	25,4	19,1	14,0	4,6	11,1
	Минимальная	—1,3	—1,3	—1,2	—0,2	7,8	11,6	17,0	12,0	6,9	—0,3	—0,6	—0,8	9,1
	Макс. абс.	0,9	2,4	11,9	24,1	29,8	33,5	35,2	32,8	27,8	24,3	16,4	6,3	—
	Мин. абс.	—1,3	—1,3	—1,3	—0,3	4,3	9,9	13,2	8,0	—0,2	—0,5	—0,6	—0,9	—
						Узункаир								
1941—61	Средняя	—0,4	—0,3	0,4	7,6	18,1	23,0	25,5	24,5	18,7	10,5	2,5	—0,2	10,8
	σ	0,1	0,1	1,3	2,2	1,4	1,0	0,9	0,8	1,3	1,1	1,5	0,2	0,5
	Максимальная	0,4	0,5	11,5	17,8	26,8	28,6	30,2	29,0	25,5	20,4	11,2	4,0	11,8
	Минимальная	—0,8	—0,6	—0,5	—0,2	10,3	17,2	20,1	16,9	10,7	1,7	—0,8	—0,8	10,0
	Макс. абс.	0,5	0,9	12,0	19,3	28,0	29,9	31,4	29,5	25,9	21,2	11,4	4,4	—
	Мин. абс.	—0,8	—0,7	—0,6	—0,3	8,5	16,1	19,2	16,1	10,0	—0,9	—0,9	—1,0	—
						Уялы								
1942—60	Средняя	—0,4	—0,2	1,3	8,9	17,2	22,1	24,7	24,3	19,3	11,6	3,5	0,1	11,0
	σ	0,1	0,3	1,9	1,8	1,1	0,8	0,7	0,8	0,9	1,2	1,7	0,5	0,5
	Максимальная	0,4	2,2	12,0	17,3	23,8	27,0	28,8	28,5	26,2	21,4	13,0	5,8	12,0
	Минимальная	—0,8	—0,7	—0,6	—0,1	9,5	17,2	19,7	17,7	10,5	3,8	—0,6	—0,6	10,1
	Макс. абс.	0,9	3,7	15,0	20,4	26,4	29,2	30,5	31,5	27,8	23,7	14,6	6,2	—
	Мин. абс.	—0,9	—0,7	—0,6	—0,3	6,3	13,7	17,9	16,4	7,4	1,2	—0,7	—0,7	—
1961—83	Средняя	(—0,4)	(—0,3)	(0,8)	8,7	18,3	23,3	25,5	23,8	18,1	9,6	3,7	0,3	11,0
	σ	0,2	0,4	(1,2)	2,4	1,6	1,1	0,8	0,8	1,2	2,0	1,7	0,7	0,7
	Максимальная	0,8	2,9	7,9	20,8	29,3	31,4	34,4	31,9	30,6	23,0	16,4	5,8	11,7
	Минимальная	—1,2	—1,2	—0,9	0,0	6,6	13,7	18,3	16,0	7,2	0,0	—0,6	—0,9	10,0
	Макс. абс.	2,4	5,5	12,1	25,6	30,6	33,1	36,8	37,2	32,9	23,8	19,0	7,0	—
	Мин. абс.	—1,9	—1,9	—1,1	—1,0	2,1	10,3	14,9	13,1	3,4	—0,5	—0,8	—1,0	—
						Тигровый								
1942—60	Средняя	—0,2	—0,1	1,5	7,1	17,2	23,4	25,9	25,2	20,2	12,9	5,0	0,6	11,6
	σ	0,2	0,4	2,1	2,9	1,6	1,1	1,0	0,8	0,9	1,2	1,6	0,8	0,8
	Максимальная	1,9	3,8	13,0	16,9	25,6	28,4	30,5	31,2	26,7	23,0	13,8	6,8	13,0
	Минимальная	—0,8	—0,6	—0,6	—0,2	9,0	16,2	19,7	19,6	12,1	4,1	—0,5	—0,8	10,8
	Макс. абс.	2,2	5,0	13,9	19,7	29,1	31,3	34,0	32,9	28,7	24,1	15,1	8,0	—
	Мин. абс.	—0,9	—0,7	—0,6	—0,6	7,3	14,0	18,0	17,2	9,6	3,3	—0,7	—1,5	—
1961—79	Средняя	—0,2	—0,2	1,3	8,7	18,2	23,7	26,2	24,6	19,6	11,7	5,2	0,9	11,6
	σ	0,3	0,5	1,9	2,7	1,4	0,9	0,8	0,9	1,4	1,8	1,7	1,2	0,7
	Максимальная	3,0	7,2	9,4	19,4	26,2	29,4	30,9	29,9	27,0	22,1	14,6	10,7	12,8
	Минимальная	—0,6	—0,8	—0,7	—0,4	7,6	15,4	20,3	18,1	7,8	0,5	—0,4	—0,6	10,6
	Макс. абс.	3,9	13,3	15,8	23,8	30,8	33,1	33,9	34,9	30,7	24,9	17,9	12,2	—
	Мин. абс.	—0,8	—1,2	—0,8	—0,4	6,1	13,4	17,9	14,2	2,5	—0,6	—0,6	—0,9	—

Период	Температура	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
						Остров Лазарева								
1961—85	Средняя	—0,1	—0,4	0,3	5,7	15,3	22,1	25,7	24,9	20,3	13,1	6,6	2,0	11,3
	σ	0,7	0,4	0,8	2,7	2,2	1,2	1,0	0,8	1,4	2,2	2,2	1,8	0,7
	Максимальная	3,8	3,5	8,0	17,1	23,5	30,4	31,6	29,9	28,3	21,5	12,4	8,4	12,4
	Минимальная	—1,5	—1,3	—1,4	—0,4	3,7	13,7	21,1	16,8	6,9	2,5	—0,7	—1,5	10,0
	Макс. абс.	4,1	3,8	10,3	20,9	27,4	33,0	34,3	32,1	30,0	23,4	17,0	9,0	—
	Мин. абс.	—1,6	—1,3	—1,4	—0,8	0,4	10,8	18,3	14,7	6,4	1,3	—0,8	—1,6	—
						Актумсук								
1947—64	Средняя	0,4	—0,1	0,7	5,0	12,4	19,2	23,1	23,6	20,0	13,8	7,8	3,0	10,7
	σ	0,8	0,6	1,1	1,6	1,8	1,6	1,6	0,8	0,9	1,3	1,5	1,4	0,6
	Максимальная	4,8	4,3	7,2	11,0	20,1	25,5	29,2	27,6	25,2	23,4	15,2	7,4	11,5
	Минимальная	—0,6	—1,0	—0,4	—0,1	4,1	10,2	11,6	11,4	11,3	3,5	—0,5	—0,6	9,6
	Макс. абс.	5,9	5,3	10,8	(16,4)	27,1	28,2	32,4	31,7	27,0	24,3	15,9	10,3	—
	Мин. абс.	—0,6	—1,0	—0,5	—0,4	1,9	6,4	9,2	9,1	8,8	0,6	—0,7	—0,6	—
						Возрождение								
1941—49	Средняя	—0,1	—0,2	1,0	6,3	14,9	21,8	25,4	25,1	20,6	13,8	6,6	1,0	11,4
	σ	0,4	0,2	1,4	2,2	1,5	1,1	1,1	0,8	1,3	0,8	1,1	0,8	0,4
	Максимальная	3,4	1,8	7,6	13,9	23,3	26,7	28,4	28,0	25,3	19,4	14,1	7,6	12,0
	Минимальная	—0,7	—0,6	—0,4	0,0	7,3	12,4	21,2	20,0	14,0	8,8	0,3	—0,7	10,8
	Макс. абс.	3,6	2,6	11,4	16,7	25,4	28,0	30,5	29,6	26,9	21,1	14,9	8,4	—
	Мин. абс.	—0,7	—0,6	—0,6	—0,4	6,6	11,2	19,1	19,0	12,0	7,6	—0,4	—0,7	—
						Барсакельмес								
1949—60	Средняя	—0,4	—0,3	0,1	4,8	12,8	19,7	23,9	24,3	20,2	13,5	6,6	1,7	10,6
	σ	0,5	0,2	0,5	1,3	1,0	0,8	0,5	0,6	0,9	1,3	1,8	1,4	0,8
	Максимальная	2,0	0,9	4,1	12,4	20,0	25,0	26,6	27,5	25,1	22,4	14,2	6,4	11,4
	Минимальная	—0,7	—0,6	—0,6	—0,2	6,0	13,6	20,6	17,9	13,3	4,0	—0,3	—0,6	10,0
	Макс. абс.	2,3	1,4	6,0	15,2	23,6	27,0	29,3	29,0	26,0	23,6	15,3	6,4	—
	Мин. абс.	—0,8	—0,7	—0,6	—0,7	4,9	12,0	17,5	16,7	12,4	2,5	—0,6	—0,7	—
1961—85	Средняя	—0,4	—0,5	—0,1	6,8	15,6	21,5	25,2	23,6	18,6	11,0	5,1	0,9	10,6
	σ	0,4	0,3	0,8	2,2	1,7	1,4	1,4	1,1	1,4	2,3	2,0	1,4	0,6
	Максимальная	3,0	0,2	6,7	16,4	27,7	30,4	32,2	30,3	25,2	20,9	12,8	7,7	11,6
	Минимальная	—1,8	—1,8	—1,6	—0,7	6,4	11,6	17,4	15,7	5,4	—0,1	—1,3	—1,4	9,2
	Макс. абс.	3,9	0,4	10,4	18,8	29,7	34,9	35,0	34,4	28,8	22,8	13,8	6,9	—
	Мин. абс.	—2,0	—2,0	—1,7	—1,0	4,8	8,0	14,2	14,0	3,8	—0,2	—1,6	—1,6	—

юге). Ее межгодовая изменчивость незначительна ($C_V = 0{,}04...\ 0{,}05$) и довольно хорошо повторяет многолетний ход температуры воздуха. Коэффициент корреляции средних годовых температур воды и воздуха составляет 0,87—0,95. Существенное влияние на средние годовые значения температуры воды оказывает суровость и продолжительность предшествующего зимнего периода [129].

Минимум в годовом ходе температуры воды обычно отмечается в январе—феврале. Абсолютные минимумы температуры воды почти на всех станциях соответствуют температуре замерзания. В связи с обмелением и значительным осолонением вод моря абсолютные минимумы температуры понизились за последние 25 лет на 1,0—1,2 °С и составляют при современной солености —1,5... —2,0 °С (табл. 5.3).

Весенний прогрев вод начинается с южных и юго-восточных районов в марте, когда почти повсеместно, за исключением самых северных районов, средняя месячная температура воды устойчиво переходит через нуль к положительным значениям. Интенсивное прогревание вод в апреле—мае происходит неравномерно. Быстрее всего прогреваются воды у мелководных южных берегов, затем также у восточных и северных. Уже в мае воды здесь прогреваются до 17—18 °С, в то же время у западного побережья и островов открытого моря воды прогреваются гораздо медленнее и средняя температура в мае здесь достигает только 12—13 °С.

Таблица 5.3

Температура замерзания τ и наибольшей плотности θ для Аральского моря и Мирового океана

Соленость, ‰	Аральское море*		Мировой океан	
	τ	θ	τ	θ
8,0	—0,46	2,07	—0,43	2,29
10,0	—0,57	1,60	—0,53	1,86
12,0	—0,68	1,13	—0,64	1,43
14,0	—0,79	0,66	—0,75	0,99
16,0	—1,02	0,18	—0,86	0,56
18,0	—1,14	—0,29	—0,96	0,12
20,0	—1,26	—0,76	—1,07	—0,31
22,0	—1,38	—1,23	—1,18	—0,74
24,0	—1,51	—1,71	—1,29	—1,18
26,0	—1,63	—2,18	—1,40	—1,61
28,0	—1,75	—2,65	—1,52	—2,05
30,0	—1,88	—3,13	—1,63	—2,47
32,0	—2,00	—3,60	—1,74	—2,90
34,0	—2,13	—4,07	—1,85	—3,32

* Значения τ и θ для Аральского моря при солености, превышающей 18 ‰, приближенны, так как при их расчете не была учтена возможная метаморфизация солевого состава вод моря при повышении солености.

Наиболее высокая средняя температура воды прибрежных вод наблюдается на всех станциях в июле и только у западного приглубого побережья — в августе. Максимальная температура воды 27—29 °С и лишь на западном побережье не

превышает 23 °С. Абсолютный максимум температуры 35—37 °С.

Осеннее охлаждение у берегов Аральского моря также происходит неравномерно. Быстрее всего охлаждаются мелководные северные и северо-восточные районы. Здесь средняя температура воды становится отрицательной уже в декабре. Медленнее охлаждаются воды у восточного и южного побережий, но дольше всего тепло сохраняется у приглубых западных берегов и островов от-

том — на 0—0,5, а осенью — уменьшилась на 1,5—2 °С. Линейные тренды средних сезонных значений температуры воды за 1961—1985 гг. составили для весеннего периода 1,0—2,2, а для осеннего —1,0...—2,5 °С. Одновременно отмечается и сдвиг фаз весеннего прогрева и осеннего выхолаживания вод на более ранние сроки. Эти изменения связаны в первую очередь с более интенсивным прогревом и охлаждением вод прибрежных районов моря соответственно в весенний и осенний периоды

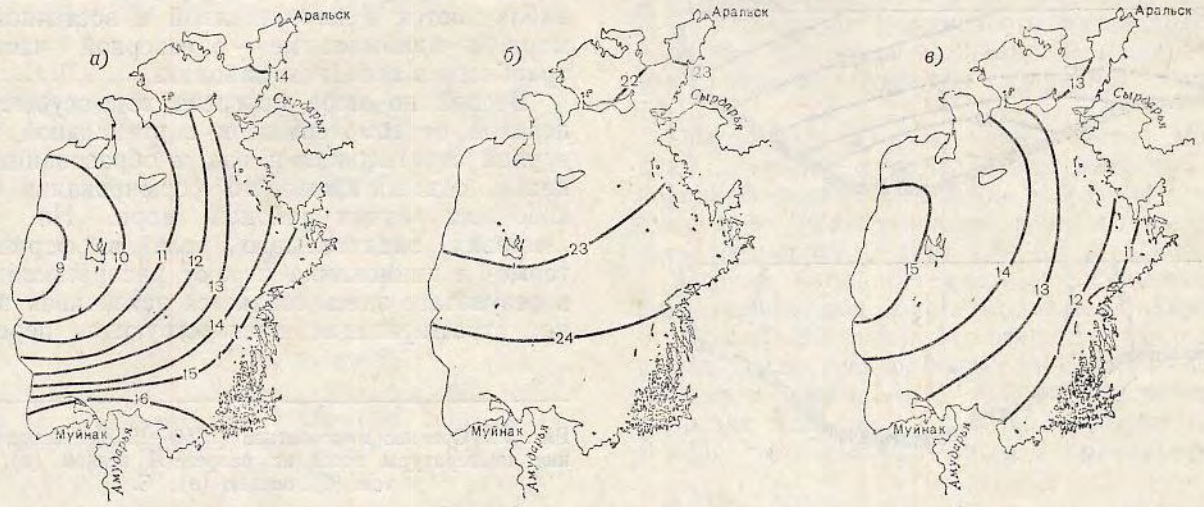


Рис. 5.1. Среднее многолетнее (1950—1960) распределение температуры поверхности моря весной (*а*), летом (*б*) и осенью (*в*), °С.

крытого моря, где преобладание отрицательной температуры наступает лишь в феврале (см. табл. 5.2). Скорости прогрева и охлаждения вод примерно одинаковы и достигают в переходные периоды 8—10 °С в месяц.

В безледный период в прибрежной зоне хорошо выражен суточный ход температуры воды с размахом колебаний 2—5 °С. Максимальная температура наступает в 14—15 ч местного времени, минимальная — в 4—5 ч. Непериодические колебания температуры воды в прибрежной зоне связаны в основном со сгонно-нагонными явлениями. При этом в летнее время особенно на западном побережье моря температура воды за счет подъема более холодных глубинных вод на поверхность может понижаться в течение суток на 10—13 °С.

Сопоставление средних годовых значений температуры воды прибрежных и островных станций за отдельные характерные периоды (см. табл. 5.2) свидетельствует об отсутствии их существенных изменений. В то же время наблюдается некоторая тенденция к снижению средних годовых значений температуры воды в современный антропогенный период. Значения линейных трендов температуры, рассчитанные за период 1961—1985 гг., колеблются для отдельных станций от 0 до —1,0 °С. Учитывая незначительный положительный тренд в изменении средней годовой температуры воздуха за этот же период, можно предположить, что отмеченная тенденция связана со значительным обмелением моря и осолонением его вод.

Были также сопоставлены средние сезонные (весна, лето, осень) значения температуры воды за условно-естественный и современный антропогенный периоды. Во втором периоде средняя температура воды весной увеличилась на 1—1,5 °С, летом — на 0—0,5, а осенью — уменьшилась на 1,5—2 °С. Линейные тренды средних сезонных значений температуры воды за 1961—1985 гг. составили для весеннего периода 1,0—2,2, а для осеннего —1,0...—2,5 °С. Одновременно отмечается и сдвиг фаз весеннего прогрева и осеннего выхолаживания вод на более ранние сроки. Эти изменения связаны в первую очередь с более интенсивным прогревом и охлаждением вод прибрежных районов моря соответственно в весенний и осенний периоды в связи со значительным обмелением этих районов и ухудшением водо- и теплообмена с водами открытого моря.

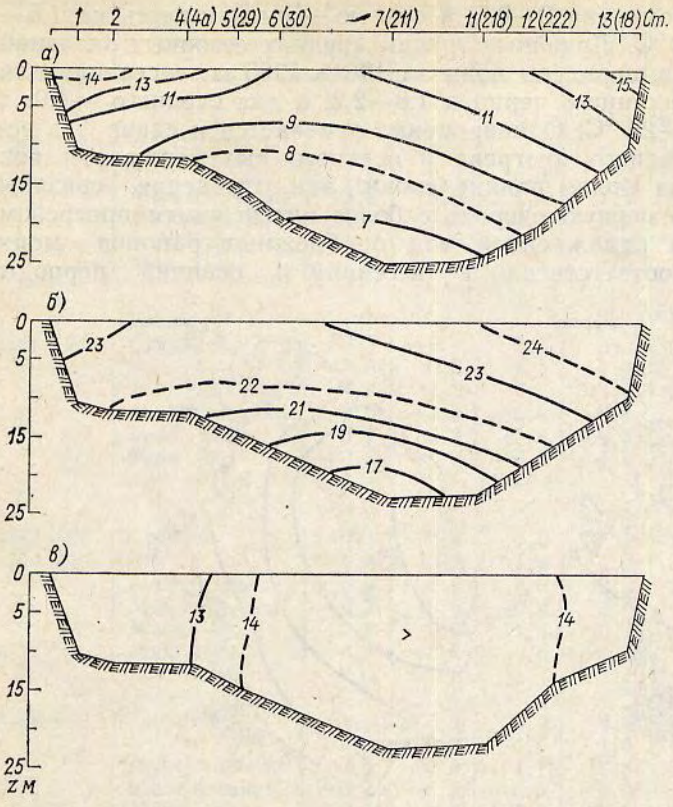
За счет более интенсивного летнего прогрева вод мелководных районов почти на всех станциях в современный период отмечается рост максимальной летней температуры и абсолютного максимума температуры воды.

5.3. Температурный режим вод открытого моря

Температурный режим вод открытого моря характеризуется более медленными и более сглаженными межгодовыми, сезонными и суточными колебаниями температуры воды. Ее годовой ход даже на поверхности моря существенно запаздывает по сравнению с годовым ходом в прибрежных водах.

Особенности пространственного и вертикального распределения температуры вод открытого моря могут быть прослежены по многолетним картам и разрезам, построенным по экспедиционным материалам 1950—1960 и 1976—1985 гг., которые характеризуют состояние моря соответственно в период условно-естественного режима (до 1961 г.) и в современный антропогенный период при значительном (более 10 м) снижении уровня моря (рис. 5.1—5.6).

В зимний период температура воды поверхностного слоя в центральных районах моря в среднем 0—1 °С [125, 203]. В результате интенсивного конвективного перемешивания, достигающего в суровые зимы придонных слоев даже в западном глубоководном районе, практически во всей толще вод моря к концу зимы наблюдается гомотермия, с температурой, близкой к температуре поверхностного слоя.



Весной в первую очередь прогреваются мелководья восточного и юго-восточного побережий моря, где температура быстро повышается и уже в мае достигает здесь 15—16 °С. Медленнее прогреваются воды центрального района и особенно западного глубоководного района, где в это время прослеживается область относительно холодных вод с температурой 9—10 °С. Изотермы на картах распределения температуры весной следуют в основном вдоль изобат (см. рис. 5.1 *а*, 5,4 *а*). Максимальные горизонтальные градиенты температуры наблюдаются в юго-западной и восточной частях моря, а минимальные — в северной части центрального и западном районах.

Весной по мере прогрева вод осуществляется переход от гомотермии к вертикальной температурной стратификации вод и образованию термоклина, однако время его формирования неодинаково для разных районов моря. На устьевых взморьях значительную роль в формировании термо- и пикноклина играют распресненные воды, в результате здесь создается устойчивая плотностная стратификация, препятствующая перемешива-

Рис. 5.2. Среднее многолетнее (1950—1960) распределение температуры воды на разрезе *А* весной (*а*), летом (*б*), осенью (*в*), °С.

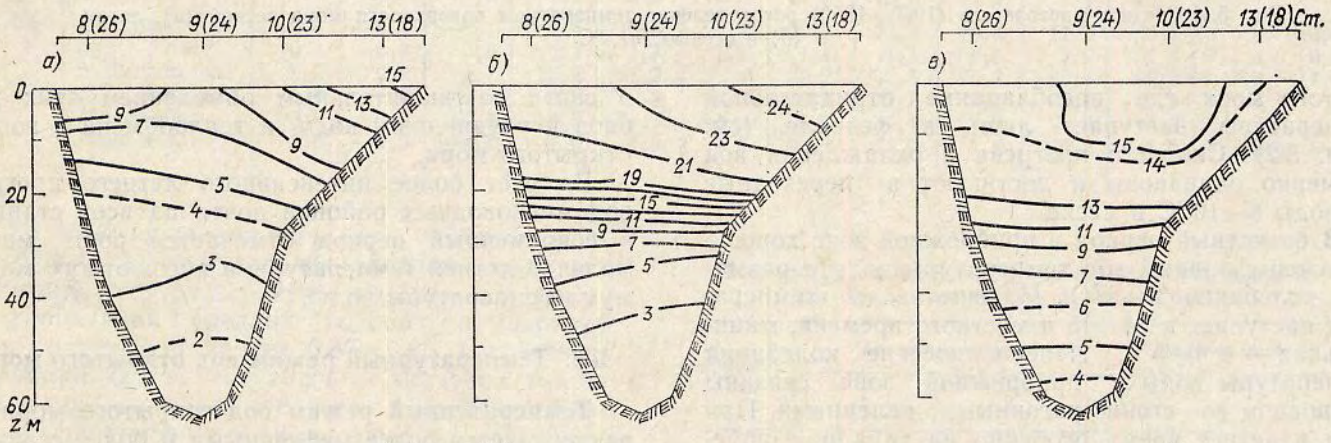


Рис. 5.3. Среднее многолетнее (1950—1960) распределение температуры воды на разрезе Б весной (*а*), летом (*б*), осенью (*в*), °С.

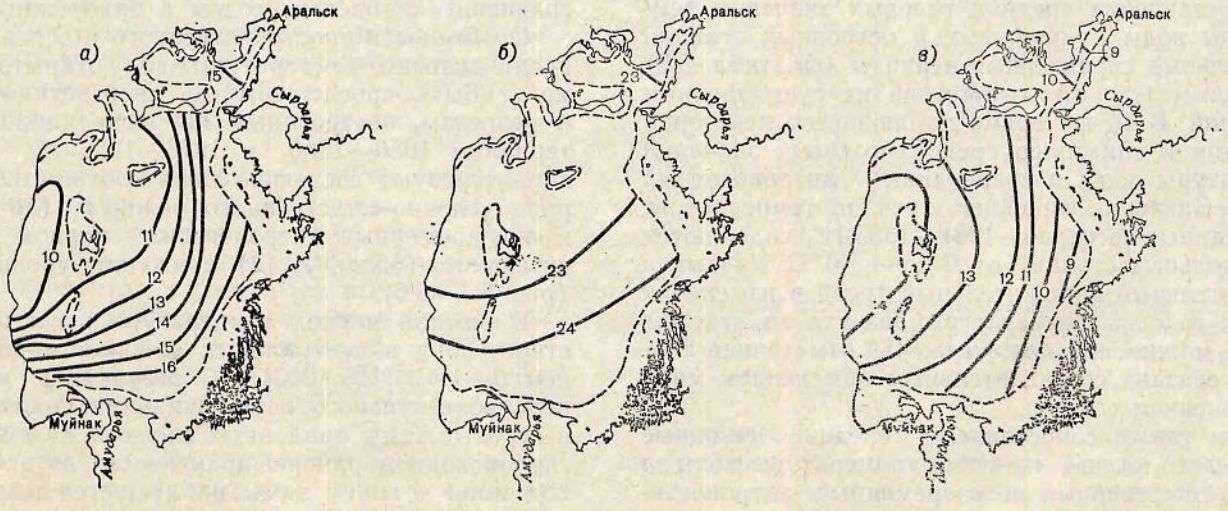


Рис. 5.4. Среднее многолетнее (1976—1985) распределение температуры поверхности моря весной (*а*), летом (*б*) и осенью (*в*), °С.

нию и способствующая увеличению вертикальных градиентов температуры.

В остальных районах весной температура воды с глубиной понижается довольно равномерно. На

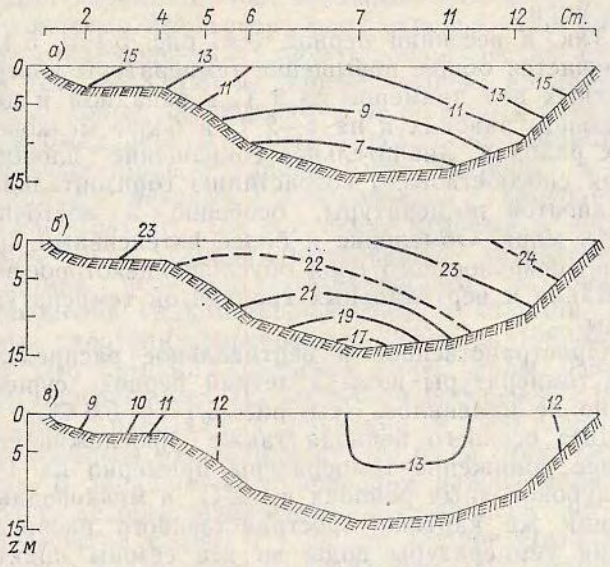


Рис. 5.5. Среднее многолетнее (1976—1985) распределение температуры воды на разрезе *А* весной (*а*), летом (*б*) и осенью (*в*), °С.

ются до дна (см. рис. 5.2 *б*, 5.5 *б*), в западном — нижняя граница термоклина залегает на глубине 25—30 м (см. рис. 5.3 *б*, 5.6 *б*). В мелководных районах отмечается гомотермия — вода прогревается до дна.

Осеннее охлаждение начинается в первую очередь с мелководных районов северного, восточного и южного побережий моря, где температура воды в октябре опускается до 10—12 °С. В более глубоководных центральном и западном районах, где теплозапас больше, охлаждение идет медленнее. На картах пространственного распределения температуры в западном районе выделяется область относительно теплых вод со средней температурой 14—15 °С.

Изотермы в восточной части моря следуют в основном параллельно изобатам. За счет неравномерного охлаждения вод в различных районах моря увеличиваются горизонтальные градиенты температуры (см. рис. 5.1 *в*, 5.4 *в*).

Осенью усиливается ветровое и конвективное перемешивание вод и происходит выравнивание температуры с глубиной. Гомотермия устанавливается в октябре во всех районах, за исключением глубоководного западного района. На вертикальных разрезах (см. рис. 5.2 *в*, 5.5 *в*) изотермы в слое 0—20 м располагаются практически вер-

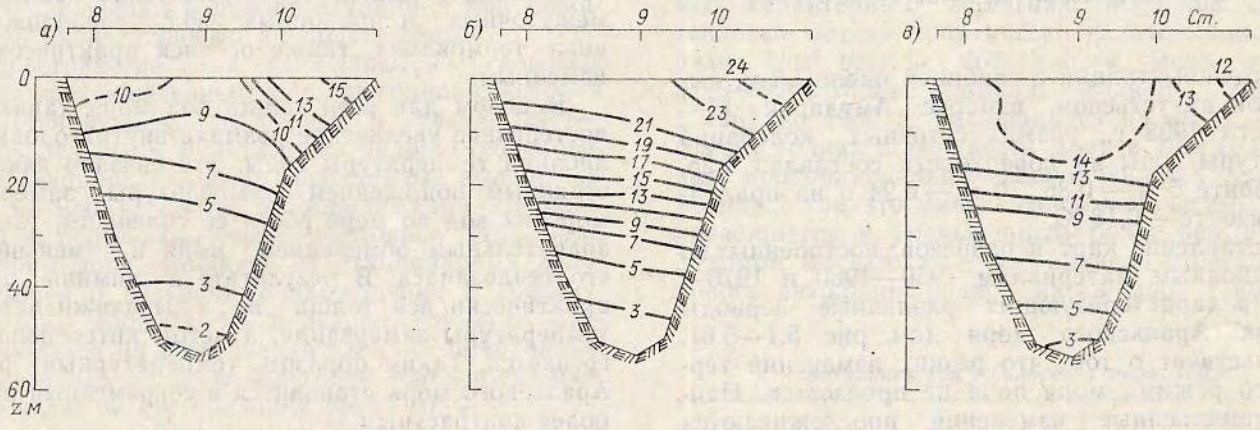


Рис. 5.6. Среднее многолетнее (1976—1985) распределение температуры воды на разрезе *Б* весной (*а*), летом (*б*) и осенью (*в*), °С.

разрезах изолинии в основном расположены горизонтально. Температура вод в придонных слоях центрального района составляет 6—7 °С (см. рис. 5.2 *а*, 5.5 *а*), западной котловины 2—3 °С (см. рис. 5.3 *а*, 5.6 *а*).

Летом воды моря интенсивно прогреваются, при этом различия в распределении температуры воды по акватории становятся минимальными, исчезает ее зависимость от глубины места. Изотермы располагаются в широтном направлении, а температура воды на поверхности изменяется от 22—23 °С на севере до 24—25 °С на юге (см. рис. 5.1 *б*, 5.4 *б*). Значительный прогрев поверхностных слоев воды приводит к увеличению вертикальных градиентов температуры и формированию хорошо выраженного термоклина, верхняя граница которого находится на глубине 10—15 м. Вертикальные градиенты в слое скачка в среднем составляют в Малом море 0,7—0,8 °С/м, в центральном районе 0,5—0,6 и западном районе — 0,8—0,9 °С/м. В Малом море и центральном районе градиенты сохраняются вертикально. В западном глобуководном районе на глубинах свыше 20—30 м залегает термоклин с вертикальными градиентами 0,6—0,8 °С/м, который хорошо прослеживается по сгущению изотерм (см. рис. 5.3 *в*, 5.6 *в*). Температура воды придонного слоя на глубинах 50—60 м не превышает 3—4 °С.

Годовой ход температуры прослеживается во всей толще вод (рис. 5.7). Сезонные колебания температуры воды постепенно затухают с глубиной, а время наступления максимума температуры сдвигается к осени и зиме. Так, размах сезонных колебаний температуры воды поверхностного слоя может достигать 23—25 °С с максимумом в июле—августе, на горизонте 60 м максимальная температура по экспедиционным данным наблюдается в ноябре. Размах сезонных колебаний температуры на этих глубинах не превышает 3 °С. Следовательно, запаздывание в наступлении фаз годового хода температуры составляет в среднем 10—15 сут на каждые 10 м глубины.

Суточный ход температуры воды в открытых районах моря, как правило, не превышает 2—3 °С. Максимум температуры отмечается в 15—16 ч местного времени и сдвинут примерно на 1 ч относительно максимума температуры в мелководных прибрежных водах, а минимум температуры наблюдается 4—5 ч. Размах суточных колебаний температуры воды быстро затухает с глубиной. Так, на

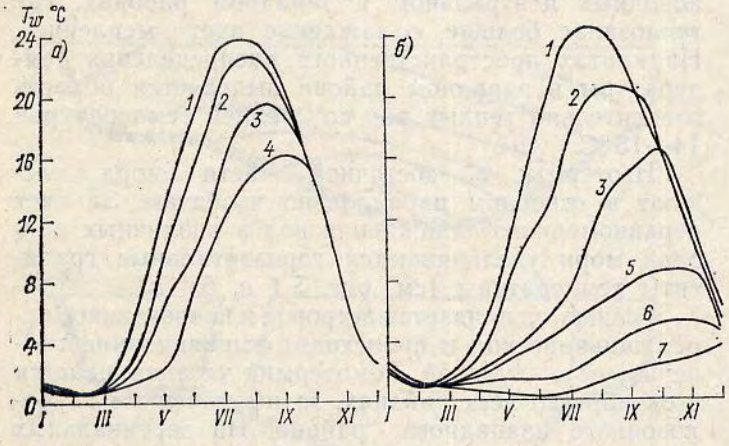


Рис. 5.7. Внутригодовая изменчивость температуры воды на различных глубинах в центральном (*а*) и западном (*б*) гидрологических районах.

1 — 0; *2* — 10; *3* — 20; *4* — 25; *5* — 30; *6* — 40; *7* — 60 м.

многосуточной станции с глубиной около 15 м, выполненной на устьевом взморье Амударьи 15—16 августа 1958 г., размах суточных колебаний температуры воды на поверхности составлял 1,25, на горизонте 5 м — 0,36, 10 м — 0,24 и на придонном горизонте —0,18 °С.

Сопоставление карт и разрезов, построенных по экспедиционным материалам 1950—1960 и 1976—1985 гг. и характеризующих различные периоды состояния Аральского моря (см. рис. 5.1—5.6), свидетельствует о том, что резких изменений термического режима моря пока не произошло. Наиболее существенные изменения прослеживаются в переходные — весенний и осенний периоды и связаны, как отмечалось выше, с более интенсивным прогревом и охлаждением вод моря в соответствующие периоды в связи со значительным, более чем вдвое, сокращением объема и теплозапаса вод моря.

Так, в весенний период (см. рис. 5.1 *а*, 5.4 *а*) отмечается общее повышение температуры поверхностных вод примерно на 1 °С в западном и центральном районах и на 1—2 °С в более мелководных районах. Значительное сокращение площади моря способствовало возрастанию горизонтальных градиентов температуры, особенно в восточной части моря. Обмеление и более интенсивный прогрев поверхностного слоя обусловил некоторое возрастание и вертикальных градиентов температуры воды.

Пространственное и вертикальное распределение температуры воды в летний период существенно не изменилось (см. рис. 5.1 *б* — 5.6 *б*).

Для осеннего периода также прослеживается общее понижение температуры примерно на 1 °С в глубоководных районах и 2 °С в мелководных. Общая же картина пространственного распределения температуры воды во все сезоны практически не изменилась.

Анализ вертикальной термической структуры вод наиболее глубоководных районов моря позволяет сделать вывод, что термический режим промежуточных и придонных вод, расположенных ниже термоклина, также остался практически неизменным.

В целом для всей толщи вод моря характерно постепенное увеличение размаха внутригодовых колебаний температуры воды. Это связано как с постоянным понижением температуры замерзания морских вод по мере роста ее солености, так и со значительным обмелением моря и уменьшением его теплозапаса. В результате в зимний период практически вся толща вод выхолаживается до температуры замерзания, а летом интенсивно прогревается. Таким образом, температурный режим Аральского моря становится в современный период более контрастным.

6. ЛЕДОВЫЙ РЕЖИМ

6.1. Изученность и использованный материал

Первые сведения о ледовом режиме Аральского моря приведены в работах Л. С. Берга [31], В. Л. Цурикова [250] и Б. Д. Зайкова [105]. Эти авторы полагали, что Аральское море зимой не замерзает совсем или замерзает очень редко. Это ошибочное мнение существовало вплоть до начала 50-х годов, когда начались регулярные наблюдения за льдами в открытом море.

В 50-е и 60-е годы появились работы В. С. Ромашкина [195], В. С. Ромашкина, В. С. Самойленко [196], В. Н. Купецкого [137], А. И. Сироткиной [218], Н. А. Сачковой [208], П. П. Тума [236], в которых исследовался ледовый режим моря в условиях квазиравновесного состояния его водного режима. Довольно полная характеристика элементов ледового режима этого периода дана в «Атласе льдов Аральского моря» [15].

Особенности ледового режима Аральского моря в 60-е и 70-е годы рассмотрены в работах А. Н. Косарева [129], А. Б. Заклинского [222] В. В. Оганесяна [171], С. Н. Темникова [231]. Для изучения ледового режима Аральского моря в этот период начинает использоваться спутниковая информация [123, 124, 232].

Для обеспечения запросов морских отраслей народного хозяйства разрабатывались методы долгосрочных прогнозов вскрытия и замерзания Аральского моря, а также других характеристик его ледового режима. Эти вопросы рассмотрены в работах А. И. Каракаша [114], Г. Ш. Яушевой [273], Е. А. Липатниковой [140], В. В. Оганесяна [172, 173].

В настоящем разделе рассмотрены особенности ледового режима Аральского моря за весь период наблюдений (1941—1985) и сделана попытка оценить изменения элементов ледового режима моря

в период активного возрастания антропогенных нагрузок и усыхания моря (1961—1985) по сравнению с предшествующим периодом условно-естественного состояния моря (1941—1960).

Для характеристики основных элементов ледового режима Аральского моря использованы материалы наблюдений гидрометеорологических станций (см. табл. 1.2) и данные ледовых авиаразведок. Ледовые наблюдения в прибрежных районах моря были начаты в 1941—1942 гг. на станциях Аральское Море, Узункаир, Уялы, Тигровый, а регулярные ледовые авиаразведки проводятся с 1950—1951 гг. Для сравнения ледовых и метеорологических условий выделенных характерных 20-летних периодов использовались материалы наблюдений гидрометеорологических станций, которые работали непрерывно с 1940-х до 1980-х годов. Это станции Аральское Море, Уялы, Тигровый, Барсакельмес. На восточном побережье с 1941 по 1962 г. работала ст. Узункаир. В 1960 г. на незначительном расстоянии от нее была открыта ст. Баян. В западном глубоководном районе моря до 1964 г. ледовые наблюдения выполнялись на ст. Актумсук, а с 1961 г. — на ст. Остров Лазарева. Ледовые наблюдения на вновь открытых гидрометеорологических станциях можно считать в известной мере продолжением рядов закрытых станций.

Наблюдения за льдом начинаются со дня его первого появления в районе станций и продолжаются до окончательного очищения видимого водного пространства. Они выполняются с ледовых пунктов за исключением толщины припая, которая измеряется недалеко от берега. В течение 1941—1965 гг. ледовыми пунктами на гидрометеорологических станциях являлись специальные вышки, которые не меняли своего местоположения. Начиная с 1966 г. береговая черта постоянно отступала в сторону моря, удаляясь от стационарных ледовых вышек и визуальные наблюдения в последующие годы проводились с ледовых пунктов, располагавшихся на возвышенных местах прибрежной зоны не далее 200 м от береговой черты и смещавшихся вслед за отступлением уреза воды.

6.2. Факторы, определяющие ледовый режим

Процессы замерзания, нарастания толщины ледяного покрова, его разрушения и очищения моря ото льда определяются взаимодействием слагаемых теплового баланса поверхности моря. Первые ледяные образования появляются на поверхности водоема при устойчивом понижении температуры поверхности воды до температуры замерзания, если при этом расходная часть теплового баланса превышает приходную. Увеличение количества ледяных образований и их смерзание приводит к образованию сплошного ледяного покрова. Чем больше скорость ветра и интенсивность волнения в период замерзания моря, тем большее количество ледового материала должно накопиться для того, чтобы наступил окончательный ледостав.

Дата охлаждения температуры поверхности воды до температуры замерзания и количество льда, образовавшегося после этого на поверхности моря, определяются изменчивостью теплового баланса поверхности моря, зависящего как от метеорологических факторов, так и от глубины моря. Дрейф ледяных полей во время ледостава зависит от скорости и разгона ветра и глубины моря.

Рост толщины ледяного покрова определяется тепловым балансом его верхней поверхности и притоком теплоты из водной массы водоема к нижней поверхности ледяного покрова. Если отток теплоты больше прихода, то недостаток теплоты возмещается выделением ее при кристаллизации во время нарастания льда и, наоборот, если приход теплоты превышает ее отток, то избыток теплоты идет на таяние соответствующего слоя льда.

При образовании льда на поверхности моря в уравнение теплового баланса включается член $l\rho\Delta h$, учитывающий выделение теплоты при образовании льда толщиной Δh на поверхности водоема, $l = 334 \cdot 10^3$ Дж/кг, $\rho = 0{,}9 \cdot 10^3$ кг/м^3 — плотность льда. Теплота, выделяемая при процессах нарастания льда, приводит как бы к накоплению теплоты водной массой подо льдом. Для Аральского моря образование льда толщиной 80 см эквивалентно приходу теплоты около 215 МДж/м^2. Приблизительно столько же море теряет весной на таяние льда. Поэтому в целом за год экономия теплоты морем при образовании льда и расход на его таяние не нарушает теплового баланса. В разделе «Тепловой баланс» рассмотрены методы и результаты расчета слагаемых теплового баланса моря. Установлено, что для рассматриваемых характерных 20-летних периодов удельные тепловые потоки практически не изменились. Ежегодно 1 м^2 водной поверхности моря получает 9100—9200 МДж. Площадь водной поверхности с 1961 по 1986 г. уменьшилась на 40 %. В связи с этим водная поверхность моря в 80-е годы получает пропорционально меньше теплоты, чем в 60-е. Вместе с тем это уменьшенное количество теплоты поглощается и уменьшенным более чем в 2 раза объемом морских вод. Это привело к резкому снижению энтальпии водной массы моря (табл. 6.1).

Таблица 6.1

Энтальпия вод Аральского моря, ПДж

Период	Зима	Весна	Лето	Осень
1961—1965	5798	43 242	91 237	61 701
1971—1975	619	37 047	79 278	52 112
1981—1985	376	22 091	44 183	26 501

Энтальпия рассчитывалась средневзвешенным по объему способом с учетом изменений плотности, удельной теплоемкости и температуры замерзания морской воды, вызванных увеличением ее солености. За последние 25 лет температура замерзания аральской воды понизилась от —0,53 до —1,38 °С, плотность увеличилась приблизительно на 1 %, а теплоемкость уменьшилась на 4 %. Как показали расчеты (табл. 6.1), энтальпия вод Аральского моря в среднем за год уменьшилась на 54 %, а в зимний период — на 93 %. Значительное уменьшение энтальпии вод в осенне-зимнее время оказало существенное влияние на ледовый режим Аральского моря в последнее 20-летие.

Уменьшение энтальпии вод и понижение температуры их замерзания можно считать антропогенным фактором, действие которого влияет на формирование более суровых зимних условий на

Аральском море. Это может способствовать более быстрому замерзанию моря и увеличению ледяного материала на единицу его площади, а следовательно, к более растянутому процессу разрушения льда весной.

Ледовый режим моря прежде всего зависит от климатических факторов и метеорологических условий. Большую роль в формировании метеорологического режима играют атмосферные процессы. Так, в зимний период существенное значение имеют холодные северные и северо-западные вторжения, вызывающие резкие понижения температуры воздуха.

За холодный сезон принимается период с устойчивой средней суточной температурой воздуха ниже нуля. Обычно этот сезон на Аральском море длится с ноября—декабря по март—апрель (табл. 6.2). Продолжительность холодного сезона в последний период в среднем для моря уменьшилась на 13 сут и составляет 103 сут. Это произошло главным образом за счет более позднего перехода температуры воздуха через нуль осенью.

Таблица 6.2

Средняя продолжительность холодного сезона

Период осреднения	Дата		Продолжительность, сут
	начало	конец	
Аральское Море			
1941—60	9 XI	24 III	135
1961—83	15 XI	20 III	126
Узункаир, Баян			
1941—60	16 XI	22 III	127
1961—83	26 XI	19 III	114
Барсакельмес			
1948—60	27 XI	25 III	119
1961—86	9 XII	20 III	102
Актумсук, Остров Лазарева			
1947—60	4 XII	16 III	103
1962—86	26 XII	22 III	87
Уялы			
1942—60	23 XI	13 III	111
1961—83	2 XII	15 III	104
Тигровый			
1941—60	2 XII	13 III	102
1961—79	17 XII	12 III	86
Средние по всем станциям			
1941—60	24 XI	19 III	116
1961—85	6 XII	18 III	103

Средняя температура воздуха холодного периода изменяется в зависимости от широты, уменьшаясь с юга на север (см. рис. 2.2 *а*). Наиболее высокая средняя температура для всего холодного периода (—2,3... —2,5 °С) характерна для ст. Тигровый. В Актумсуке и Уялах средняя температура воздуха с ноября по март —3,1... —3,8 °С, к северу она убывает, достигая наиболее низких значений (—7,2... —8,3 °С) на ст. Аральское Море.

Самая низкая температура воздуха отмечается преимущественно в январе, а в последние годы (1981—1985) — в феврале. На островах Барсакельмес и Лазарева и на западном берегу средняя февральская температура ниже январской. Положительные аномалии температуры на Аральском море зимой вызваны проникновением сюда тропического воздуха. Обычно этот воздух занимает теплый сектор циклонов, которые быстро окклюдируют. Поэтому зимние оттепели держатся очень недолго.

На сроки ледообразования и разрушения льда существенно влияет и ветровой режим. В холодное время года над Аральским морем господствуют ветры северо-восточного направления, повторяемость которых 20—25 % при средней скорости около 5—6 м/с. Увеличение повторяемости северо-восточных ветров до 30—33 % характерно для западного и южного побережий. В январе повторяемость северо-восточного и восточного ветров 24—32 %. В северо-восточной части моря (ст. Аральское Море) довольно часты северные ветры (повторяемость до 22 %). Ветры других направлений зимой редки, их повторяемость в большинстве случаев не превышает 10—14 %.

Средние значения метеоэлементов за ноябрь—март за последние 25 лет мало изменились по сравнению с предшествующим периодом. Вместе с тем некоторые изменения все же прослеживаются. Так, в период 1961—1985 гг. на всех станциях Аральского моря и в Казалинске средняя годовая температура воздуха повысилась на 0,3—0,7 °С, а скорость ветра уменьшилась на 1—2,5 м/с (за исключением ст. Аральское Море). Влажность воздуха в указанные периоды практически не изменилась.

Кроме того, изменения температуры воздуха в отдельные месяцы имеют некоторые особенности. Так, средняя месячная температура ноября и декабря за период 1961—1985 гг. по данным всех станций увеличилась от 0,5 (Узункаир, Баян) до 2,5 °С (Актумсук, Остров Лазарева), а января и февраля понизилась на 1—2 °С. Такие же изменения характерны и для района Казалинска, расположенного вне зоны влияния Аральского моря. Поэтому отмеченное некоторое потепление в ноябре—декабре и похолодание в январе—феврале, вероятно, не связано с изменением водного режима Аральского моря.

Ледовый режим моря зависит от суровости зимы. Показателем суровости может служить, согласно А. И. Сироткиной [218] и другим авторам, сумма отрицательных температур воздуха с ноября по апрель. Для определения суровости зим Аральского моря с 1945 по 1960 г. Н. А. Сачковой [208] были рассчитаны суммы отрицательных температур воздуха, осредненные для четырех станций (Уялы, Муйнак, Актумсук, Аральское Море). В последние годы из-за понижения уровня моря ст. Муйнак отстоит на значительном расстоянии от берега, поэтому для определения суровости зим в 1961—1979 гг. использовались данные ст. Тигровый. Кроме того, ст. Актумсук закрыта в 1964 г., поэтому были восстановлены значения температуры воздуха на этой станции по данным

Таблица 6.3

Предельная сумма градусо-дней мороза для трех типов месяцев и зим (суровые — С, умеренные — У, мягкие — М)

Месяц	Тип зимы	Сумма градусо-дней мороза	Число зим с данным типом	
			1945—1960	1961—1985
Ноябрь	М	<30	3	14
	У	30—100	9	12
	С	>100	3	0
Декабрь	М	<150	3	8
	У	150—300	8	15
	С	>300	4	3
Январь	М	<300	2	4
	У	300—550	10	18
	С	>550	3	4
Февраль	М	<450	3	4
	У	450—950	11	18
	С	>950	1	4
Март	М	<500	2	4
	У	500—1000	10	15
	С	>1000	3	7
Зима	М	<500	2	4
	У	500—1000	10	16
	С	>1000	3	6

ст. Остров Лазарева. С этой целью использовались графики связи, построенные по материалам 1960—1964 гг., когда проводились параллельные наблюдения.

По степени суровости Н. А. Сачкова [208] предложила выделить три типа месяцев и зим — суровые (С), умеренные (У) и мягкие (М) (табл. 6.3). Предельные суммы градусо-дней мороза для каждого типа находились, как рекомендовано А. И. Сироткиной [218], по кривым повторяемости сумм градусо-дней мороза по месяцам. Границы между типами проводились так, чтобы на умеренные условия приходилась примерно половина всех случаев, а на мягкие и суровые — по одной четверти.

В табл. 6.4 показаны типы зим и отдельных зимних месяцев с 1945 по 1985 г. Суровость зим и месяцев за 1945—1960 гг. принята по данным Н. А. Сачковой, а за последующий период — рассчитаны по температуре воздуха, наблюденной на указанных станциях. Если сумма градусо-дней мороза позволяет отнести тот или иной месяц к умеренным, а сумма близка по значению к мягким, в скобках указывается (бл. к М). Соответственно (бл. к С) означает, что данный месяц по сумме градусо-дней мороза близок к суровым месяцам, а (бл. к У) — к умеренным месяцам.

Таблица 6.4

Суровость отдельных месяцев и зим на Аральском море

Период	XI	XII	I	II	III	Зима
1945/46	У	У	У	У	У	У
1946/47	У	С	С	У	У	С (бл. к У)
1947/48	М	М	М	М	М	М
1948/49	М	У	У	У	У	У
1949/50	С	У	У	У	У	У
1950/51	У	С	С	С	С	С
1951/52	С	М	У	М	У	У (бл. к М)
1952/53	С	С	С	У	У	С (бл. к У)
1953/54	У	У	У	У (бл. к С)	У	У
1954/55	У	У	У	У	У	У
1955/56	М	М	У	У	У	У
1956/57	У	У	У	У	У	У
1957/58	У	У (бл. к М)	М	М	М	М
1958/59	У	У	У	У	У (бл. к С)	У
1959/60	У	С	У	У	У	У
1960/61	У	У	У	У	У	У
1961/62	У	У	У	У (бл. к М)	У (бл. к М)	У
1962/63	У	У	У	У (бл. к М)	У (бл. к М)	У
1963/64	М (бл. к У)	У	У	У	У	У
1964/65	М	У	У	У	У	У
1965/66	М	М	М	М	М	М
1966/67	У	С	С	У	С (бл. к У)	С (бл. к У)
1967/68	М	М	М	У (бл. к М)	У	М
1968/69	У	У (бл. к С)	С	С	С	С
1969/70	М	М	У (бл. к М)	М	У (бл. к М)	У (бл. к М)
1970/71	У	У	У	У	У (бл. к С)	У
1971/72	М	М	У (бл. к С)	С (бл. к У)	С	С (бл. к У)
1972/73	М	У (бл. к М)	У (бл. к С)	У	У	У
1973/74	М	М	У	С (бл. к У)	С	С (бл. к У)
1974/75	М (бл. к У)	У	У	У	У	У
1975/76	У	У	У	У	У	У
1976/77	У (бл. к С)	С	С	С	С	С
1977/78	М	У	У	У	У	У
1978/79	М	У (бл. к М)	У	У	У	У
1979/80	М (бл. к. У)	М	У	У (бл. к С)	С	У
1980/81	М	М	М	М	М	М
1981/82	У	У	У	У	У	У
1982/83	У	У	У	М	М	М
1983/84	М	У	У	У	У	У
1984/85	У	С	С	У (бл. к С)	С	С
1985/86	У	У	У	У	У	У

Как видно из табл. 6.3, 6.4, в период 1945—1985 гг. наиболее часто наблюдались умеренные зимы. Их повторяемость составила 66 %. Суровые зимы отмечались 9 раз, мягкие — 6. Из числа суровых зим шесть приходится на 1961—1985 гг.

6.3. Образование и развитие ледяного покрова

Ледяной покров на море образуется ежегодно. Раньше всего лед появляется в прибрежной зоне северной и северо-восточной части моря. Спустя две недели он образуется на юге, а через месяц — в открытом море и в его западной части.

Средние даты появления льда в течение условно-естественного и современного антропогенного периодов (табл. 6.5) характеризуют процесс начала ледообразования в зимы близкие к умеренным. Средние значения сроков за 1940—1960 гг. заимствованы из работы [226], а за 1961—1985 гг. рассчитаны по данным наблюдений.

До 1961 г. первое появление льда у побережья в северной и северо-восточной частях моря приходилось на 19—23 ноября, а в южной — на 10 декабря. В открытом море, по данным ст. Барсакельмес, лед появлялся в третьей декаде декабря. Вдоль западного берега лед появлялся в первой декаде января. В среднем к 10 декабря море на 50 % покрывалось начальными видами плавучего льда — ледяным салом, снежурой, шугой. Затем в течение недели этот лед переходил в темный, а затем и в светлый нилас.

Распределение плавучего льда в открытом море в основном определяется режимом ветра. Так, под влиянием преобладающих северо-восточных и восточных ветров в южной части моря нередко наблюдается большое скопление принесеннего льда.

К середине декабря все бухты и заливы северного и северо-восточного побережья покрывались припаем. К январю он распространялся на все Малое море, вдоль восточного и южного побережий. К середине января в суровые зимы море полностью покрывалось льдом.

Как видно из табл. 6.5, средние даты замерзания моря в течение современного антропогенного периода (1961—1985) несколько изменились. В среднем для моря появление плавучего льда и устойчивого припая наступает на две недели позже, чем в 1940—1960 гг. Дата первого полного замерзания в среднем по морю не изменилась.

Из сравнения дат появления молодого льда в различные по суровости зимы (табл. 6.6) для условно-естественного и антропогенного периодов видно, что в умеренные, мягкие и суровые годы последнего периода море начинает замерзать позже, особенно в суровые зимы. Так, в суровые зимы современного периода замерзание начинается в среднем для моря на 23 сут позже, чем в зимы условно-естественного периода, в умеренные — на 6, в мягкие — на 3 сут.

В «Атласе льдов Аральского моря» [15] приведено среднее многолетнее распределение льдов по данным авиаразведок в суровые, умеренные и мягкие зимы условно-естественного периода. Представление о динамике ледяного покрова в течение современного антропогенного периода можно получить по данным ледовых авиаразведок в суровую (1976/77), мягкую (1965/66) и умеренную (1977/78) зимы (см. приложение I).

При анализе данных авиаразведок обнаружились общие для обоих периодов особенности ледообразования, характерные для суровых, мягких и умеренных зим. Так, в декабре суровых зим лед, как правило, наблюдается широкой полосой вдоль северного, восточного и южного побережий, тогда как центральная часть моря и западное побережье свободны ото льда. В январе западные и центральные районы моря уже покрыты сплошным плавучим льдом. В феврале эти льды формируют сплошной ледяной покров.

В декабре умеренных зим лед распространяется на незначительное расстояние от берега в северной и северо-восточной частях и отсутствует в открытом море, а также у южного и юго-западного побережий. Начальные виды льда и припай образуются только на мелководье. В январе происходит быстрое распространение льда. Центральная часть моря в середине января обычно покрыта 7—10-балльным плавучим льдом. В феврале центральная и западная части покрыты 7—10-балльным льдом, северная, восточная и южная — заняты припаем. У западного и южного побережий в умеренные зимы условно-естественного периода нередко удерживалась широкая полынья.

В мягкие зимы лед появляется только в январе, как правило, большая часть моря остается свободной ото льда. В феврале море на 70 % покрыто льдом с обширными полыньями, густота льда в южных и западных районах не превышает 4 баллов.

Появление припая знаменует собой начало ледостава в данном районе моря. Припай начинает образовываться, как правило, в Малом море и вдоль восточного побережья. В антропогенный период припай образуется в среднем 31 декабря, т. е. на 7 сут позже, чем в условно-естественный период (см. табл. 6.5). Максимальной толщины припай достигает в феврале, иногда в марте. Самый мощный припай образуется в северной части моря и достигает средней толщины 65—70 см (табл. 6.7). На широте ст. Уялы средняя толщина припая уменьшается до 40—50 см, а на юге не превышает 35—45 см. В суровые и умеренные зимы условно-естественного периода толщина льда и число дней со льдом несколько больше, а в мягкие зимы — наоборот (табл. 6.8). На припае по данным всех гидрометеорологических станций удерживается снежный покров со средней высотой 3—6 см. Максимальная высота снежного покрова наблюдается, как правило, в январе и может достигать 10—20 см (табл. 6.9).

С 1950 г. на Аральском море проводятся регулярные ледовые авиационные разведки и по 1985 г. была проведена 241 авиаразведка. В первые четыре года они проводились всего 2 раза за зиму. Позднее их количество доходило до 12 ежегодно. Даты выполнения авиаразведок чаще всего совпадают с серединой декады. Разведка льдов с самолета дает представление о состоянии льдов и их распределении по всей акватории моря. Данные ледовых авиаразведок использовались для определения площади моря, занятой льдом. В табл. 6.10 приведены полученные значения относительной ледовитости моря. Пропуски в наблюдениях в течение 1951—1967 гг. восстанавливались с учетом суровости зимы, а в период 1968—1985 гг. для оценки ледовитости моря использовалась также и

Таблица 6.5

Характеристики ледового режима в осенне-зимний период

Период осреднения	Характерная дата	Устойчивый переход к отрицательным значениям температуры		Первое появление начальных видов льда	Устойчивое ледообразование	Начало образования устойчивого припая	Замерзание	
		воздуха	воды				первое полное	окончательное
Аральское Море, залив								
1940—60	Средняя	9 XI	6 XII	19 XI	24 XI	3 XII	3 XII	8 XII
	Ранняя	30 X	15 XI	7 XI	9 XI	13 XI	9 XI	23 XI
	Поздняя	26 XI	15 XII	13 XII	13 XII	8 I	8 I	8 I
1961—83	Средняя	14 XI	9 XII	15 XI	2 XII	8 XII	11 XII	13 XII
	Ранняя	16 X	18 X	18 X	22 X	31 X	18 XI	8 XI
	Поздняя	17 XII	17 XII	17 XII	1 I	3 I	3 I	3 I
Баян								
1960—83	Средняя	26 XI	7 XII	2 XII	16 XII	20 XII	29 XII	3 I
	Ранняя	2 XI	20 XI	19 X	7 XI	7 XI	2 XII	16 XII
	Поздняя	20 XII	2 I	30 XII	19 I	22 I	29 I	9 II
Узункаир, море								
1941—60	Средняя	16 XI	12 XII	23 XI	1 XII	6 XII	5 I	Нб
	Ранняя	1 XI	5 XII	7 XI	12 XI	15 XI	20 XI	20 XII
	Поздняя	2 XII	21 XII	16 XII	24 XII	10 I	3 III (Нб)	2 III (Нб)
Барсакельмес								
1948—60	Средняя	27 XI	23 XII	22 XII	24 XII	5 I	15 I	Нб
	Ранняя	10 XI	3 XII	29 XI	3 XII	13 XII	17 XII	Нб
	Поздняя	19 XII	23 I	8 I	23 I	24 I	20 II (Нб)	Нб
1961—86	Средняя	9 XII	19 XII	24 XII	30 XII	6 I	10 I	17 I
	Ранняя	28 XI	28 XI	20 XI	1 XII	7 XII	18 XII	18 XII
	Поздняя	8 I	19 I	18 I	25 I (Нб)	31 I (Нб)	1 II (Нб)	3 II (Нб)
Актумсук								
1947—60	Средняя	4 XII	Нб	2 I	7 I	24 I	18 I	Нб
	Ранняя	9 XI	Нб	11 XII	11 XII	4 I	26 XII	20 II
	Поздняя	29 XII (Нб)	Нб	28 I (Нб)	1 II	25 II (Нб)	29 I (Нб)	Нб
Остров Лазарева								
1962—86	Средняя	26 XII	4 I	7 I	18 I	20 I	17 I	23 I
	Ранняя	30 XI	30 XI	1 XII	1 XII	3 XII	10 XII	10 XII
	Поздняя	2 II	3 II (Нб)	7 II (Нб)	14 II (Нб)	22 II (Нб)	13 II (Нб)	10 II (Нб)
Уялы, море								
1941—60	Средняя	22 XI	14 XII	10 XII	20 XII	26 XII	4 I	15 I
	Ранняя	8 XI	25 XI	15 XI	15 XI	28 XI	2 XII	2 XII
	Поздняя	6 XII	31 XII	29 I	29 I	29 I (Нб)	1 II (Нб)	13 II (Нб)
1961—83	Средняя	1 XII	12 XII	7 XII	25 XII	31 XII	8 I	15 I
	Ранняя	2 XI	7 XI	11 XI	11 XI	11 XI	17 XI	23 XII
	Поздняя	20 XII	4 I	5 I	24 I	1 II (Нб)	19 II (Нб)	8 II (Нб)
Тигровый, море								
1941—60	Средняя	2 XII	16 XII	10 XII	19 XII	27 XII	Нб	Нб
	Ранняя	16 XI	23 XI	21 XI	21 XI	21 XI	14 XII	3 I
	Поздняя	19 XII	14 I	2 I	25 I	17 II (Нб)	3 III (Нб)	7 III (Нб)
1961—79	Средняя	17 XII	22 XII	17 XII	31 XII	8 I	15 I	27 I
	Ранняя	27 XI	29 XI	6 XI	3 XII	18 XII	25 XII	1 I
	Поздняя	21 I	2 II	22 I	12 II (Нб)	12 II (Нб)	18 II (Нб)	18 II (Нб)

Примечание. Нб — явления не было, ставилось в строках «Средняя», когда более 50 % наблюдений не имело эту отметку, и в строках «Поздняя» в случаях, когда явление не наблюдалось хотя бы 1 раз за многолетний период.

Таблица 6.6

Появление молодого льда на Аральском море в зависимости от типа зимы

Станция	Тип зимы					
	суровая		умеренная		мягкая	
	до 1961 г.	после 1961 г.	до 1961 г.	после 1961 г.	до 1961 г.	после 1961 г.
Аральское Море	19 XI	5 XII	25 XI	29 XI	27 XI	13 XII
Узункаир, Баян	19 XI	13 XII	7 XII	14 XII	30 XI	31 XII
Барсакельмес	6 XII	24 XII	25 XII	1 I	23 I	9 I
Актумсук, Остров Лазарева	15 XII	4 I	13 I	18 I	24 I	5 II
Уялы	26 XI	17 XII	19 XII	24 XII	22 I	6 I
Тигровый	1 XII	28 XII	16 XII	30 XII	24 I	21 I
Среднее	29 XI	20 XII	18 XII	25 XII	5 I	9 I

спутниковая информация. Средние значения ледовитости за каждый ледовый сезон получены в результате осреднения ежедекадных значений ледовитости. Средняя ледовитость за 1951—1960 гг. 60 %, с 1961 по 1970 г. 52 % и в последние 15 лет — 66 %. Ледовитость в большой степени зависит от суровости зимы (рис. 6.1). Эта зависимость аппроксимируется уравнением

$$L = 34{,}8 \ln \sum T_{-} - 169{,}5. \qquad (6.1)$$

Это уравнение может быть использовано для расчета ожидаемой средней ледовитости всей зимы, т. е. за ледовый период с декабря по апрель, при наличии суммы отрицательных температур за этот же период. Такую сумму можно ориентировочно оценить по долгосрочному прогнозу температуры воздуха на холодный сезон.

Таблица 6.7

Толщина ровного припая, см

Период осреднения	Характеристика	XI	XII			I			II			III			IV		Абсолютный максимум
		30	10	20	31	10	20	31	10	20	28	10	20	31	10	20	
Аральское Море, залив																	
1949—60	Средняя	—	21	25	36	47	52	56	61	65	68	69	71	68	—	—	
	Минимальная	6	3	5	14	18	30	36	44	51	48	40	44	40	46	35	
	Максимальная	28	43	53	68	72	76	78	85	89	90	100	93	93	93	51	100 (10 III 1951)
1961—83	Средняя		14	20	30	37	46	53	59	65	68	71	70	63			
	Минимальная		3	8	15	20	29	35	37	41	37	30	16	30			
	Максимальная		26	36	54	64	76	85	93	99	106	113	113	112			114 (24 III 1969)
Узункаир, море																	
1949—62	Средняя	—	—	—	36	41	47	50	54	57	61	67	—	—	—		
	Минимальная	14	9	8	11	11	24	28	30	32	40	52	45	45	73		
	Максимальная	27	36	44	56	59	68	74	82	86	93	97	98	77	75		98 (20 III 1956)
Баян																	
1961—83	Средняя		8	12	18	26	32	38	46	51	56	58	56	48			
	Минимальная		7	6	9	7	10	20	17	9	25	41	39	25			
	Максимальная		15	18	29	46	55	66	75	82	82	88	94	84			94 (20 III 1969)
Барсакельмес																	
1949—60	Средняя			21	30	29	37	39	43	46	54	54	53	57	51		
	Минимальная			18	18	9	14	14	16	19	38	35	28	26	35		
	Максимальная			24	38	46	56	62	67	78	86	90	88	69	64		90 (10 III 1951)
1961—85	Средняя				18	20	24	34	42	48	53	56	55	51			
	Минимальная				5	2	3	5	17	19	30	31	27	28			
	Максимальная				42	53	57	70	77	82	88	93	93	89			94 (15 III 1969)
Актумсук																	
1947—63	Средняя				—	—	—	—	21	28	32	—	—	—	—	—	
	Минимальная				10	13	6	12	7	8	7	8	25	24	18	18	
	Максимальная				19	22	22	35	38	43	48	56	64	64	57	25	64 (20, 30 III 1954)
Остров Лазарева																	
1964—85	Средняя						23	27	36	39	42	41	38	33			
	Минимальная						7	12	12	12	18	19	16	15			
	Максимальная						46	54	62	71	74	62	59	55			74 (28 II 1969)
Уялы, море																	
1941—60	Средняя			—	—	—	30	34	40	42	—	—	—	—			
	Минимальная			10	9	9	10	27	24	20	22	24	20	14			
	Максимальная			26	35	41	50	59	65	66	59	57	50	44			66 (20 II 1947)
1961—83	Средняя			17	18	22	29	35	41	44	49	52	44	42			
	Минимальная			6	8	9	18	12	14	18	26	27	15	22			
	Максимальная			40	36	47	53	70	95	95	98	98	90	90			99 (5 III 1969)
Тигровый, море																	
1942—64	Средняя			—	20	24	30	32	36	—	—	—	—				
	Минимальная			19	5	10	16	18	17	24	24	25	34				
	Максимальная			32	34	40	43	44	60	66	57	65	52				66 (20 II 1964)
1961—79	Средняя				14	18	22	27	32	37	43	42	37	—			
	Минимальная				2	12	11	3	19	21	19	16	18	38			
	Максимальная				25	30	35	42	50	67	80	80	62	60			80 (28 II 1969)

Примечание. Незаполненные графы означают отсутствие припая; средние многолетние значения рассчитывались при наличии припая не менее чем в 50 % случаев.

Таблица 6.8

Число дней со льдом и толщина льда в районах гидрометеорологических станций в суровую (С), умеренную (У) и в мягкую (М) зимы

Станция	Среднее число дней со льдом						Наибольшая толщина льда, см					
	до 1961 г.			после 1961 г.			до 1961 г.			после 1961 г.		
	С	У	М	С	У	М	С	У	М	С	У	М
Аральское Море	150	153	132	150	144	124	93	74	51	88	69	62
Узункаир, Баян	142	131	113	126	120	100	82	62	24	65	58	44
Барсакельмес	126	115	63	113	103	84	80	58	33	71	50	38
Актумсук, Остров Лазарева	106	74	50	117	96	30	41	38	28	58	36	12
Уялы	122	103	62	121	106	96	66	45	26	60	41	28
Тигровый	128	119	64	119	111	75	61	42	10	68	38	12
Среднее	129	116	81	124	113	85	71	53	29	68	49	33

Таблица 6.9

Средняя, минимальная и максимальная высота снежного покрова на припае, см

Период осреднения	Характеристика	Ноябрь	Декабрь			Январь			Февраль			Март			Апрель	Абсолютный максимум
		30	10	20	31	10	20	31	10	20	28	10	20	31	10	
Аральское Море, залив																
1941—60	Средняя	—	—	4	4	6	6	8	8	8	8	12	—	—	—	
	Минимальная	1	1	1	1	1	1	1	2	1	1	1	1	1	1	
	Максимальная	1	10	9	15	12	21	17	17	19	18	22	17	15	4	22 (10 III 1959)
1961—83	Средняя			2	2	5	6	6	6	7	6	7	4	—		
	Минимальная			1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1		
	Максимальная			5	4	12	13	12	14	18	18	22	20	2		22 (10 III 1964)
Узункаир, море																
1949—62	Средняя	—	—	—	—	3	3	—	5	4	—	—	—	—		
	Минимальная	1	1	1	2	1	1	2	1	2	3	4	4	3		
	Максимальная	2	2	4	6	5	12	6	13	10	10	9	10	3		13 (10 II 1950)
Баян																
1961—83	Средняя			2	3	4	4	4	4	3	3	3	1	2		
	Минимальная			1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1		
	Максимальная			6	7	14	15	13	10	11	10	10	6	14		15 (20 I 1983)
Барсакельмес																
1949—60	Средняя			—	—	—	3	4	5	5	—	—	—			
	Минимальная			3	1	1	2	1	1	1	1	1	1			
	Максимальная			3	5	6	5	16	12	11	12	6	6			16 (10 II 1954)
1961—85	Средняя			—	1	2	2	3	4	3	2	—	—			
	Минимальная			1	1	1	1	1	1	1	1	1	1			
	Максимальная			3	4	5	8	12	14	14	10	7	5			14 (20, 28 II 1965)
Актумсук																
1947—64	Средняя			—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—		
	Минимальная			1	1	(1)	1	1	1	1	1	1	1	1		
	Максимальная			1	1	(12)	10	7	12	7	6	4	2	1		12 (20 II 1954)
Остров Лазарева																
1963—65	Средняя					2	2	2	2	2	3	2	—			
	Минимальная					1	1	1	1	1	1	1	1			
	Максимальная					8	13	12	10	6	10	10	3			13 (31 I 1977)
Уялы, море																
1941—60	Средняя		—	—	—	—	—	—	—	—						
	Минимальная		4	1	1	1	1	1	1	1						
	Максимальная		4	4	4	3	10	12	12	6						12 (28 II 1957, 20, 28 II 1959)
1961—83	Средняя			4	4	4	5	3	4	4	2	2				
	Минимальная			1	1	1	1	1	1	1	1	1				
	Максимальная			12	11	15	16	11	13	10	10	6				16 (31 I 1980)
Тигровый, море																
1941—65	Средняя			—	—	—	—	—	—	—	—					
	Минимальная			2	1	1	1	1	1	1	1					
	Максимальная			2	3	6	5	7	8	5	4					8 (20 II 1959)
1966—79	Средняя		9	11	4	4	6	5	4	4	3	3	—			
	Минимальная		5	6	1	1	1	1	1	1	1	1	1			
	Максимальная		14	16	7	13	20	23	14	12	9	10	5			23 (10 II 1979)

Примечание. Незаполненные графы означают отсутствие снежного покрова; средние многолетние значения рассчитывались при наличии снежного покрова не менее чем в 50 % случаев.

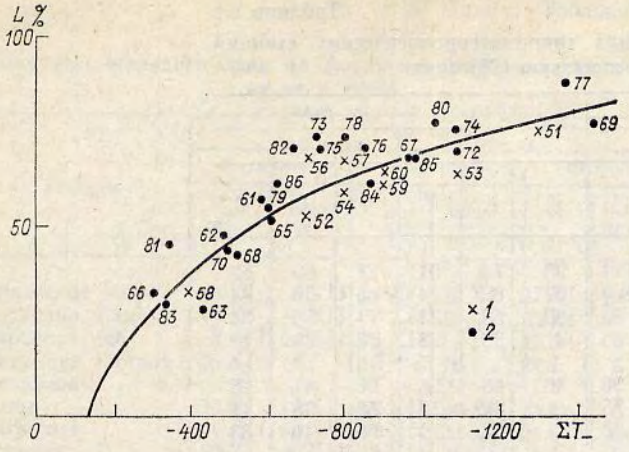


Рис. 6.1. Связь ледовитости моря (L %) с суммой градусо-дней мороза ($\sum T_-$).

1 — условно-естественный период; *2* — современный антропогенный период.

Чаще всего в январе и феврале ледовитость моря близка к 90—100 %. В это время почти все море покрыто припаем. При сильных ветрах в период ледостава наблюдается неоднократный взлом припая с последующим выносом дрейфующего льда от берега в открытое море. Взлом припая задерживает сроки ледостава и в то же время способствует увеличению общей ледовитости.

6.4. Таяние и разрушение льда

Таяние и разрушение льда обусловливается тепловыми и механическими факторами. Под влиянием тепла происходит таяние льда, механические же факторы, главным образом ветер, взламывая и размельчая лед, увеличивают поверхность соприкосновения льда с окружающей средой и ускоряют таяние.

В табл. 6.11 приведены средние многолетние даты таяния и разрушения льда в течение харак-

Таблица 6.10

Ледовитость Аральского моря по данным ледовых авиаразведок и спутниковой информации, %

Зимний сезон	XII			I			II			III			IV		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
1950/51		(16)	(33)	(49)	(66)	(83)	100	(100)	100	(100)	(95)	(90)	84	(42)	
1951/52					(38)	75	(92)	(80)	(66)	(52)	(38)	(24)	(10)		
1952/53			(20)	(40)	(60)	(80)	(100)	(100)	90	(80)	(70)	60	(40)	(20)	
1953/54		(12)	(25)	(38)	(50)	(62)	(75)	(88)	100	(93)	(85)	(77)	(69)	61	(30)
1954/55	(15)	(30)	45	(62)	(79)	95	(95)	(95)	(85)	80	(50)	(30)	10		
1955/56		(15)	(30)	45	(68)	91	(93)	(95)	(98)	100	(90)	80	(54)	(27)	
1956/57			(35)	70	(80)	(90)	100	(97)	(95)	92	90	58	50	10	5
1957/58		8	(21)	(34)	(47)	59	(50)	(40)	(30)	21	14				
1958/59			(23)	(46)	70	(75)	(80)	(85)	90	75	65	60	(38)	15	
1959/60	6	25	(54)	70	(77)	85	92	100	(97)	(95)	90	80	60	25	20
1950—60 Среднее	—	11	29	45	64	80	88	88	85	79	69	56	42	20	—
1960/61			48	(62)	77	60	92	94	55	(57)	59	24	9		
1961/62		3	31	(48)	64	(68)	72	92	59	(46)	(32)	18			
1962/63	9	(17)	(25)	34	(36)	(38)	(40)	44	40	(30)	20	8			
1963/64				34	(54)	(75)	95	92	96	97	88	77	(58)	(40)	21
1964/65			20	(34)	40	53	(74)	95	100	81	62	45	(27)	2	
1965/66			(5)	(10)	30	(40)	(50)	(60)	70	(42)	10	3			
1966/67		13	28	(50)	(67)	(84)	100	100	(100)	(95)	92	89	68	38	26
1967/68	1	(5)	8	(18)	28	55	70	(80)	90	85	(43)	10	9		
1968/69	1	22	41	80	(100)	(100)	100	(100)	100	(100)	100	100	97	23	11
1969/70	7	6	14	34	53	(70)	100	87	78	70	58	25	10	3	
1960—70 Среднее	—	7	22	40	55	64	79	84	79	70	56	40	28	11	—
1970/71	10	(24)	39	(50)	62	75	95	87	(85)	82	75	60	(38)	15	
1971/72			5	(26)	48	89	100	(100)	100	(100)	100	90	81	8	
1972/73					40	98	(90)	81	94	(92)	90	75	40	42	
1973/74		34	(46)	(58)	69	99	100	100	(100)	(100)	(100)	100	58	10	
1974/75				45	89	82	95	98	(95)	88	79	28	11		
1975/76			25	(33)	40	70	(75)	(100)	100	95	93	89	(65)	30	
1976/77		46	(72)	(99)	100	(100)	(100)	100	100	100	94	(80)	65		
1977/78				43	75	98	(99)	(100)	100	(91)	74	68	(46)	25	
1978/79		4	(22)	(39)	57	98	(91)	90	(77)	(64)	(52)	(39)	27		
1979/80			12	(54)	97	96	(97)	(99)	100	(100)	(99)	98	(61)	24	
1970—80 Среднее		—	22	45	68	90	94	96	95	91	86	73	49	15	
1980/81			12	35	40	55	75	(67)	(57)	(50)	(40)	(30)			
1981/82		(25)	(50)	(75)	(90)	(96)	90	85	80	80	75	(65)	(40)		
1982/83		37	40	45	40	25	20	20	15						
1983/84			(35)	(45)	50	(60)	90	(95)	(90)	(85)	(75)	70	40		
1984/85		(40)	(60)	75	80	80	80	80	75	75	75	75	(50)	(30)	
1980—85 Среднее		20	39	55	60	63	71	69	63	58	53	48	26	—	

Примечание. Незаполненные графы означают отсутствие льда; средняя за период ледовитость рассчитывалась при наличии льда не менее чем в 50 % случаях.

Таблица 6.11

Характеристики ледового режима в весенний период

Период осреднения	Характерная дата	Устойчивый переход к положительным значениям температуры		Появление			Начало весеннего взлома или первой подвижки припая	Окончательное разрушение припая	Очищение от льда		Число дней со льдом
		воздуха	воды	снежниц	проталин	водяного заберега			первое полное	окончательное	
Аральское Море, залив											
1941—60	Средняя	24 III	11 III	17 III	Нб, НС	4 IV	7 IV	9 IV	1 I	19 IV	148
	Ранняя	27 II	14 II	17 II	1 III	14 III	11 III	18 III	10 XI	28 III	125
	Поздняя	21 IV	21 III	8 IV	14 IV (Нб)	22 IV	25 IV	25 IV	30 IV	5 V	176
1961—83	Средняя	20 III	28 III	17 III	28 III	26 III	1 IV	4 IV	16 IV	12 IV	142
	Ранняя	7 III	10 III	21 II	10 III	10 III	14 III	20 III	6 XI	25 III	113
	Поздняя	8 IV	24 IV	12 IV	15 IV (Нб)	21 IV (Нб)	15 IV	18 IV	24 IV	29 IV	181
Баян											
1960—83	Средняя	19 III	21 III	12 III	22 III	16 III	23 III	28 III	17 II	1 IV	117
	Ранняя	8 III	6 III	5 III	19 II	14 II	9 II	21 II	21 XI	17 III	67
	Поздняя	8 IV	9 IV	1 IV (Нб)	7 IV (Нб)	2 IV	10 IV	15 IV	15 IV	17 IV	155
Узункаир, море											
1941—60	Средняя	22 III	10 III	16 III	21 III	Нб, НС	19 III	2 IV	24 II	9 IV	132
	Ранняя	28 II	16 II	31 I	21 II	18 II	9 II	11 III	16 XI	13 III	112
	Поздняя	6 IV	18 III	14 IV (Нб)	12 IV (Нб)	12 IV (Нб)	12 IV	18 IV	22 IV	28 IV	160
Барсакельмес											
1948—60	Средняя	26 III	9 III	17 III	25 III	20 III	11 III	10 IV	23 II	16 IV	112
	Ранняя	15 III	8 II	16 II	20 II	20 II	19 II	13 III	2 XII	22 III	63
	Поздняя	3 IV	19 III	1 IV	7 IV	8 IV	5 IV (Нб)	24 IV	29 IV	29 IV	142
1961—86	Средняя	21 III	26 III	16 III	25 III	20 III	21 III	25 III	17 III	6 IV	100
	Ранняя	8 III	4 III	8 III	7 III	5 III	22 II	22 II	13 XII	13 III	70
	Поздняя	8 IV	11 IV	1 IV (Нб)	19 IV (Нб)	3 IV (Нб)	10 IV (Нб)	13 IV	17 IV	20 IV	132
Актумсук											
1947—60	Средняя	16 III	8 III	22 III	27 III	Нб, НС	16 III	2 IV	22 I	10 IV	90
	Ранняя	15 I	18 II	20 II	4 III	23 III	23 II	9 III	14 XII	18 III	50
	Поздняя	2 IV	19 III (Нб)	10 IV (Нб)	10 IV (Нб)	16 IV (Нб)	6 IV (Нб)	18 IV	20 IV	28 IV	126
Остров Лазарева											
1963—86	Средняя	22 III	23 III	15 III	23 III	20 III	21 III	4 IV	11 IV	13 IV	98
	Ранняя	5 III	5 III	3 III	11 III	8 III	6 II	21 III	24 III	24 III	33 (Нб)
	Поздняя	7 IV	14 IV	30 III (Нб)	8 IV (Нб)	8 IV (Нб)	5 IV (Нб)	21 IV (Нб)	29 IV (Нб)	29 IV (Нб)	149
Уялы, море											
1941—60	Средняя	13 III	2 III	Нб, НС	Нб	Нб, НС	14 III	20 III	7 II	30 III	103
	Ранняя	14 II	25 I	20 II	8 III	26 II	7 II	13 II	17 XI	21 II	23
	Поздняя	1 IV	18 III	3 IV (Нб)	30 III (Нб)	4 IV (Нб)	12 IV	14 IV	22 IV	27 IV	145
1961—83	Средняя	15 III	19 III	12 III	17 III	16 III	17 III	22 III	15 II	28 III	109
	Ранняя	17 II	10 II	12 II	15 II	14 II	13 II	19 II	17 XI	20 II	40
	Поздняя	6 IV	1 IV	1 IV (Нб)	7 IV (Нб)	4 IX (Нб)	11 IV	13 IV	14 IV	28 IV	145
Тигровый, море											
1942—60	Средняя	14 III	15 II	Нб, НС	Нб, НС	Нб, НС	12 III	20 III	14 II	6 IV	111
	Ранняя	26 I	8 II	20 II	18 II	1 III	27 I	11 II	28 XI	11 II	46
	Поздняя	5 IV	6 IV	10 IV (Нб)	12 IV (Нб)	13 IV (Нб)	13 IV (Нб)	13 IV	2 V	3 V	153
1961—79	Средняя	12 III	17 III	13 III	15 III	19 III	20 III	21 III	12 III	5 IV	109
	Ранняя	16 II	11 II	29 II	1 III	1 III	22 II	22 II	1 XII	5 III	63
	Поздняя	7 IV	12 IV (Нб)	1 IV (Нб)	29 III (Нб)	7 IV (Нб)	11 IV (Нб)	15 IV	29 IV	30 IV	152

Примечания: 1. НС — нет сведений и Нб — явления не было, ставилось в строке «Средняя», когда более 50 % наблюдений имело эти отметки, и в строке «Поздняя» в случаях, когда явление не наблюдалось, хотя бы 1 раз за многолетний период. 2. В последней графе указано среднее, наименьшее и наибольшее число дней со льдом. В скобках ставилась отметка Нб в случаях, когда лед не наблюдался хотя бы 1 раз за многолетний период.

терных периодов. Динамика таяния и разрушения льда в суровые, умеренные и мягкие зимы показана на картограммах ледовых авиаразведок, приведенных в приложении I.

Из приведенных данных видно, что в обоих рассматриваемых периодах лед начинает разрушаться в центральной части моря, вблизи островов, и постепенно этот процесс распространяется на западное и юго-западное побережье. Море вскрывается с появлением снежниц на льду. Одновременно в результате механических факторов происходит дробление льда. Припай взламывается за 5—8 сут до момента устойчивого перехода температуры воздуха через нуль к положительным значениям. Исключение составляет юго-западная часть моря, где разрушение льда начинается на 4—6 сут позже даты перехода температуры через нуль.

Средняя многолетняя дата появления снежниц приходится на 14—18 марта (см. табл. 6.11). В течение недели снежницы углубляются. В результате сквозного протаивания льда появляются проталины — сквозные отверстия во льду. В это же время на припае в результате местного стока у берега образуется водяной заберег.

Окончательное очищение моря ото льда наступает в среднем 4—7 апреля, на юге и юго-востоке — в начале апреля, а на севере — в середине этого месяца.

Сравнение дат таяния и разрушения льда в рассматриваемые характерные периоды (см. табл. 6.11) показывает, что в течение антропогенного периода процесс таяния и разрушения льда задерживается на 3—8 сут и проходит за более длительный период — в течение 20—25 сут.

В суровые зимы таяние по всему морю начинается только в апреле. В открытом море лед удерживается до двадцатых чисел апреля. В марте в умеренные зимы в центральной части моря лед сильно разрушен и разрежен. Только на севере моря его сплоченность доходит до 9 баллов, а в заливах еще удерживается припай. В апреле в различных районах моря наблюдается редкий лед. Распределение его определяется в этом месяце главным образом ветром. В мягкие зимы в марте уже в начале месяца лед удерживается лишь в северных районах моря, а в середине апреля море полностью очищается ото льда.

Как видно из табл. 6.12, очищение моря в суровые и мягкие зимы современного антропогенного периода происходит в среднем для всего моря на 5 сут позже, чем до 1961 г., а в умеренные — примерно в те же сроки.

Таблица 6.12

Средние даты очищения от льда в суровую, умеренную и мягкую зимы

Станция	Зима					
	суровая		умеренная		мягкая	
	до 1961 г.	после 1961 г.	до 1961 г.	после 1961 г.	до 1961 г.	после 1961 г.
Аральское Море	17 IV	19 IV	23 IV	12 IV	10 IV	30 III
Узункаир, Баян	10 IV	7 IV	11 IV	2 IV	28 III	22 III
Барсакельмес	16 IV	13 IV	15 IV	6 IV	22 III	28 III
Актумсук, Остров Лазарева	2 IV	19 IV	3 IV	12 IV	18 III	28 III
Уялы	30 III	11 IV	31 III	26 III	7 III	9 III
Тигровый	9 IV	12 IV	14 IV	31 IV	6 III	4 IV
Среднее	9 IV	14 IV	11 IV	10 IV	20 III	26 III

7. ТЕПЛОВОЙ БАЛАНС МОРЯ

7.1. Уравнение теплового баланса и характеристика использованных материалов

В результате снижения уровня Аральского моря произошли резкие изменения его морфометрии и гидрологического режима, что отразилось на теплообмене между водами моря и окружающей средой. Процессы теплообмена определяют не только тепловой режим самого моря, но также в значительной мере влияют на климатические и метеорологические условия Приаралья.

Исследования теплового баланса Аральского моря для периода условно-естественного состояния его режима были выполнены Б. Д. Зайковым [105] и В. С. Самойленко [203, 205]. Наиболее полные данные о тепловом балансе моря для этого периода приведены в работе [203], где выполнены обстоятельные расчеты средних многолетних значений всех основных составляющих теплового баланса Аральского моря по 23 его квадратам.

В настоящем разделе рассмотрены особенности формирования теплового баланса Аральского моря в период резко выраженной нестационарности его режима (1961—1985), выполнены расчеты основных составляющих теплового баланса моря за безледный период, дана оценка их сезонной, межгодовой и многолетней изменчивости.

Для замкнутого Аральского моря в предположении отсутствия притока и оттока воды и теплоты подземным путем изменение энтальпии водной массы за период, свободный ото льда, может быть описано следующим уравнением:

$$(W_к t_к - W_н t_н)\, c = (Q_{ср} + Q_а + Q_д + Q_{дисс} - Q_к - Q_{изл} - Q_{исп})\, F\, \Delta\tau + (V_{пр} t_{пр} + h_{ос} t_{ос} F - E \bar{t}_м F)\, c, \quad (7.1)$$

где $W_к t_к c$, $W_н t_н c$ — энтальпия водной массы (Дж) в конце и начале расчетного интервала времени, равная произведению объема водной массы W (м^3) на температуру воды t (°С) и объемную теплоемкость $c = 4{,}18 \cdot 10^6$ Дж/(м^3·К); $Q_{ср}$, $Q_а$ — поглощенные водой суммарная солнечная радиация и встречное тепловое излучение атмосферы; $Q_д$ — теплообмен с дном; $Q_{дисс}$ — теплота, выделяемая за счет диссипации механических движений воды; $Q_к$ — теплообмен поверхности моря с атмосферой путем турбулентной конвекции; $Q_{изл}$ — тепловое излучение поверхности воды; $Q_{исп}$ — затраты теплоты на фазовый переход при испарении; переменные, обозначенные Q, имеют размерность Вт/м^2; F — площадь моря (м^2), средняя за расчетный интервал времени $\Delta\tau$ (с); $V_{пр}$ — суммарный объем речного стока (м^3); $t_{пр}$ — температура притекающей в море речной воды (°С); E — слой испарившейся воды (м); $\bar{t}_м$ — температура воды, средняя для всей поверхности моря (°С); $h_{ос}$ — слой атмосферных осадков (м), выпавших на поверхность моря; $t_{ос}$ — температура осадков (°С). Слагаемые, заключенные во второй скобке, относятся к адвективной составляющей теплового баланса.

Уравнение теплового баланса в виде (7.1) применялось для ряда водных объектов [58—60, 63, 64], однако для оценки теплового баланса Аральского моря используется впервые. При выполнении этого раздела учтены усовершенствования в методике расчета суммарной солнечной радиации, встречного излучения атмосферы, испарения, турбулентной конвекции и изменений метеорологических элементов над поверхностью моря, разработанные в КазНИГМИ Госкомгидромета и частично опубликованные [61, 62].

Исходной информацией для расчета составляющих теплового баланса являются средние месячные значения метеорологических элементов, полученные по данным наблюдений на гидрометеорологических станциях, расположенных на Аральском море: максимальная, средняя и минимальная температура воздуха; парциальное давление водяного пара, содержащегося в воздухе; скорость ветра; общая и нижняя облачность; альбедо поверхности суши, окружающей море. Кроме того, использовались сведения о средних годовых значениях атмосферного давления и морфометрические характеристики моря.

Расчет составляющих теплового баланса выполнен по средним месячным значениям метеорологических элементов береговых и островных станций Аральского моря. Для исключения влияния нелинейности функций, участвующих в вычислении составляющих теплового баланса, расчеты проводились по суточным интервалам времени. С этой целью выполнялась линейная интерполяция для определения средних суточных значений температуры и влажности воздуха, общей и нижней облачности по средним месячным данным предшествующего и последующего месяцев. При интерполяции соблюдалось условие, что среднее за расчетный месяц значение интерполированных средних суточных величин равнялось исходному фактическому среднему месячному значению этой величины.

Для перехода от скорости ветра, измеренной по флюгеру метеостанции, к скорости ветра на высоте 2 м над водной поверхностью использовалась методика, описанная в работе [62]. К влажности воздуха, измеренной на метеостанциях, вводились поправки по работе [65].

В уравнение теплового баланса (7.1) включено слагаемое, учитывающее нагревание воды за счет диссипации энергии при механическом движении. Силы внутреннего трения жидкости играют двоякую роль в движении последней: во-первых, они создают передачу движения от слоя к слою, т. е. действуют как фактор, формирующий поле течений, и, во-вторых, турбулентный механизм этой передачи движения поглощает часть механической энергии, переводя ее в тепловую. Этот переход энергии в теплоту и есть ее рассеивание или диссипация. Полная диссипация кинетической энергии равна произведению тангенциального напряжения ветра на его скорость. При средней за год скорости ветра примерно 5 м/с $Q_{\text{дисс}} = 0{,}4$ Дж/(см²·год), что составляет сотые доли процента поглощенной водой суммарной солнечной радиации. Поэтому в теплобалансовых расчетах это слагаемое нами не учитывалось.

Все гидрометеорологические элементы, входящие в формулы расчета составляющих теплового баланса, должны определяться как средние для акватории водоема. На водоем натекает воздушная масса, температура и влажность которой сформировалась под воздействием суши. При движении этой массы над водной поверхностью происходит ее трансформация: влажность увеличивается, изменяется и температура воздуха. В результате поле влажности и температуры воздуха над водоемом обычно неоднородно. Определить средние для всей акватории водоема значения этих метеоэлементов можно было бы путем осреднения систематических измерений над водной поверхностью. Однако организовать такие измерения для достаточно большого числа пунктов затруднительно. В наших расчетах средние для акватории Аральского моря значения влажности и температуры воздуха находились путем пересчета показаний береговых гидрометеорологических станций по формулам, предложенным А. П. Браславским [58]:

$$e_2 = e_2' + (0{,}8e_0 - e_2')\,M_{\text{Б, ср}}; \qquad (7.2)$$

$$t_2 = t_2' + (t_w - t_2')\,M_{\text{Б, ср}}, \qquad (7.3)$$

где e_2 и t_2 — влажность и температура воздуха на высоте 2 м, средние над водной поверхностью; e_2', t_2' — влажность и температура натекающего на водоем воздуха; e_0 — максимальное парциальное давление водяного пара, определяемое по средней для всей водной поверхности температуре воды t_w; $M_{\text{Б, ср}}$ — коэффициент трансформации, средневзвешенный для всей акватории моря.

Коэффициент трансформации $M_{\text{Б, ср}}$ зависит от средней длины разгона воздушного потока над водоемом и разности температур воды и воздуха. Для его определения использовались зависимости, опубликованные в работе [61]. Величины e_2' и t_2' рассчитывались с учетом повторяемости направлений ветра по формулам, приведенным в работах [178, 179].

7.2. Поглощенная водой суммарная солнечная радиация

Интенсивность солнечной радиации на верхней границе атмосферы, нормальной к солнечным лучам, практически одинакова в течение года и изменяется лишь на 2—3 % в зависимости от расстояния между Солнцем и Землей.

Облачный покров не пропускает часть солнечной радиации из-за отражения некоторого ее количества верхней поверхностью облаков и частичного поглощения внутри них. Доля проходящей через облачность радиации уменьшается с уменьшением высоты Солнца над горизонтом, что особенно заметно у облаков верхнего и, отчасти, среднего ярусов. Наиболее сильно уменьшают поступающую радиацию облака нижнего яруса, несколько меньше — среднего и значительно меньше — верхнего.

Наряду с задержкой части солнечной радиации облака способствуют увеличению рассеянной, а следовательно, и суммарной радиации путем повторного отражения вниз по направлению к подстилающей поверхности отраженной ранее от нее радиации (экранирующий эффект). Этот эффект определяется тем, что альбедо нижней поверхности облаков достигает 0,8. При прохождении через ат-

мосферу при отсутствии облаков солнечная радиация частично поглощается и рассеивается водяным паром, аэрозолями и пылью. Попадая на подстилающую поверхность, часть радиации отражается, а часть поглощается. Отраженная радиация опять частично рассеивается атмосферой в разные стороны в том числе и вниз, по направлению к подстилающей поверхности. Повторно рассеянная радиация вновь попадает на подстилающую поверхность и опять отражается от нее.

Весь этот сложный процесс преобразования солнечной радиации на пути продвижения ее к подстилающей поверхности учтен в формуле, предложенной А. П. Браславским [58] для расчета поглощенной водой суммарной солнечной радиации:

$$Q_{ср} = Q_{ср,\,0} K_N K_r K_e K_z (1 - A_в), \qquad (7.4)$$

где $Q_{ср,\,0}$ — суммарная солнечная радиация, поступающая при безоблачном небе на горизонтальную поверхность, альбедо которой равно нулю; K_N, K_r, K_e, K_z — коэффициенты, учитывающие влияние облаков, повторно отраженной и рассеянной радиации, влажности воздуха, высоты местности; $A_в$ — альбедо поверхности моря.

По данным актинометрических наблюдений были определены гипотетические значения $Q_{ср,\,0}$ — суммарной солнечной радиации при безоблачном небе и альбедо, равном нулю, которые зависят от фактора мутности атмосферы, широты места и времени года. Значения $Q_{ср,\,0} = f(\varphi, L)$ были затабулированы [58] и аппроксимированы следующим уравнением [60, 64]:

$$\begin{aligned} Q_{ср,\,0} = 0{,}4846 \{ & 387 + 156 \cos(0{,}0413\varphi - 0{,}5452) + \\ & + [173 + 12{,}25(\varphi - 30)]^{0{,}745} \cos L + \\ & + [0{,}0426(\varphi - 30)^{2{,}05} - 19] \cos 2L + \\ & + (0{,}156\varphi - 13) \sin L \}, \end{aligned} \qquad (7.5)$$

где $L = 0{,}52(j - 6{,}2)$; j — номер месяца; φ — северная широта, °.

Нами предложен другой вариант аппроксимации зависимости $Q_{ср,\,0} = f(\varphi, \tau_{нг})$, более точно совпадающий с опубликованными в работе [58] таблицами значений $Q_{ср,\,0}$:

$$\begin{aligned} Q_{ср,\,0} = 0{,}4846 \Big\langle & A_0 + A_1 \cos\Big[\frac{2\pi}{365}(\tau_{нг} - 173)\Big] + \\ & + A_2 \Big\{1 + \cos\Big[\frac{4\pi}{365}(\tau_{нг} - 87)\Big]\Big\}\Big\rangle, \end{aligned} \qquad (7.6)$$

где $\tau_{нг}$ — число дней от начала года; $A_0 = 486 - 4{,}175(\varphi - 30)$; $A_1 = 183 + 5{,}325(\varphi - 30)$; $A_2 = 30 - 0{,}164(\varphi - 30)^{1{,}68}$ для января — июня; $A_2 = 19 - 0{,}367(\varphi - 30)^{1{,}435}$ для июля — декабря.

Сделанная оценка точности расчета $Q_{ср,\,0}$ по формулам (7.5) и (7.6) показала, что точность предложенной нами формулы (7.6) значительно выше. Так, например, для северных широт 40—50° в среднем за год средняя квадратическая ошибка расчета месячных значений $Q_{ср,\,0}$ по формуле (7.5) составляет 15—25 Вт/м², а по формуле (7.6) не более 5 Вт/м². Такое же соотношение ошибок сохраняется и для других широт.

Предложена также новая аппроксимационная формула для расчета коэффициента K_N, учитывающего влияние облаков на суммарную солнечную радиацию:

$$\begin{aligned} K_N = 1 - & \Big\{A_{о,\,н} + A_{1,\,н} \cos\Big[\frac{2\pi}{365}(\tau_{нг} + 10)\Big]\Big\} N_н - \\ & - \Big\{A_{о,\,в} + A_{1,\,в} \cos\Big[\frac{2\pi}{365}(\tau_{нг} + 10)\Big]\Big\}(N_о - N_н), \end{aligned} \qquad (7.7)$$

где $N_о$ и $N_н$ — общая и нижняя облачность в долях единицы; $A_{о,\,н} = 0{,}675 + 632 \cdot 10^{-7} (\varphi - 30)^{1{,}97}$; $A_{1,\,н} = 0{,}015 + 148 \cdot 10^{-6} (\varphi - 30)^{1{,}67}$; $A_{о,\,в} = 0{,}36 + 0{,}00358(\varphi - 30)$; $A_{1,\,в} = 0{,}07 + 0{,}00165(\varphi - 30)^{0{,}737}$.

Ошибка расчета коэффициента K_N по формуле (7.7) в среднем равна 0,01, максимальное ее значение 0,04, что в 2—10 раз меньше, чем по приведенной в работе [58] формуле для K_N. В качестве эталона для оценки ошибок, так же как и для $Q_{ср,\,0}$, использовались данные, приведенные в работе [64].

Уточнена также формула для определения коэффициента, учитывающего влияние влажности воздуха (e_2) на интенсивность суммарной солнечной радиации, достигающей поверхности земли:

$$K_e = 1 + n(e_{пр} - e_2), \qquad (7.8)$$

где

$$e_{пр} = a_0 + a_1 \cos\alpha_1 + a_2 \cos\alpha_2;$$

$$\alpha_1 = 2\pi(\tau_{нг} - m)/365;$$

$$\alpha_2 = 2\alpha_1;$$

$$m = 210 - 0{,}121\,|\varphi - 67|^{1{,}6};$$

$$a_0 = 1 + 0{,}357(90 - \varphi)^{0{,}82};$$

$$a_1 = 8{,}9 - 0{,}043\varphi - 0{,}0189\,|\varphi - 55|^{1{,}5};$$

$$a_2 = 1{,}2 - 0{,}0075\,|\varphi - 67|^{1{,}38};$$

$$n = A_{0,\,n} + A_{1,\,n} \cos\Big[\frac{2\pi}{365}(\tau_{нг} - \tau_1)\Big];$$

$$\tau_1 = 0{,}4(\varphi - 30) - 5;$$

$$A_{0,\,n} = 0{,}001[4{,}5 + 0{,}138(\varphi - 30)];$$

$$A_{1,\,n} = 0{,}001[2{,}5 + 0{,}088(\varphi - 30)].$$

Ошибка определения коэффициента K_e по новой формуле (7.8) примерно в 2 раза меньше, чем по формуле, приведенной в работе [62].

Коэффициент K_r, учитывающий влияние альбедо подстилающей поверхности и размера водоема на поступающую суммарную солнечную радиацию, находился по формуле, предложенной в работе [64]:

$$K_r = [K_{r,\,в} + K_{r,\,с}\beta_1 + (K_{r,\,с} - K_{r,\,в})\beta_2]/(1 + \beta_1), \qquad (7.9)$$

где

$$K_{r,\,с} = 1/(1 - \gamma A_с); \quad K_{r,\,в} = 1/(1 - \gamma A_в);$$

$$\beta_1 = 1/(1 + 0{,}128 x_д);$$

$$\beta_2 = 1/(1 + 0{,}128 x_ш);$$

$$\gamma = 1 - 0{,}5 N_н + 0{,}42(N_о - N_н);$$

$A_с$ и $A_в$ — альбедо поверхности суши и водоема для суммарной радиации, последняя рассчитывалась в соответствии с работой [62]; $x_д$ и $x_ш$ — длина и ширина водоема, км.

Для расчета K_z — коэффициента, учитывающего высоту местности над уровнем моря, использовалась формула, предложенная в работе [62]:

$$K_z = 1 + az_м, \qquad (7.10)$$

где $z_м$ — высота над уровнем моря (м);

$$a = 0{,}0005\{0{,}015 + A_д \exp[-(B_д Z_д^{1,1})^2]\};$$

$$A_д = 0{,}004 + 0{,}00185(\varphi - 30);$$

$$B_д = 0{,}019 - 0{,}000232(\varphi - 30);$$

$$Z_д = \tau_{нг} + 10 \quad \text{при} \quad \tau_{нг} < 182;$$

$$Z_д = 355 - \tau_{нг} \quad \text{при} \quad \tau_{нг} \geqslant 182.$$

Поверочные расчеты суммарной солнечной радиации по данным наблюдений 20 актинометрических станций СССР, выполненные автором формулы (7.4), показали, что средняя квадратическая ошибка для средних сумм равна 3,8 % [58].

Проверка формулы (7.4), принятой для расчета суммарной солнечной радиации, сделана нами также по измеренным на ст. Аральское Море месячным и годовым суммам поступающей на горизонтальную поверхность суммарной солнечной радиации ($Q_{ср}$) за 1954—1969 гг. Для расчета использованы наблюденные здесь же альбедо подстилающей поверхности, температура, влажность воздуха, общая и нижняя облачность. Для сравнения расчет $Q_{ср}$ сделан также и по методике [192], рекомендованной для определения суммарной солнечной радиации в условиях морей и океанов. Результаты расчетов свидетельствуют о том, что формула (7.4) позволяет рассчитывать месячные суммы солнечной радиации со средней квадратической ошибкой 6 %, годовые — с ошибкой всего 2,6 %, тогда как по «Рекомендациям» [192] ошибки расчета получаются примерно в 2 раза большими.

Следует иметь в виду, что ст. Аральское Море расположена на расстоянии нескольких километров от уреза воды и фактически дает суммарную радиацию над сушей, а не над морем. Альбедо суши в летний период в районе метеостанции достигает 30 %, а альбедо поверхности моря не превышает 8 %. Так как повторно рассеянная и отраженная нижней поверхностью облаков радиация зависит от альбедо подстилающей поверхности, то над поверхностью Аральского моря суммарная солнечная радиация будет меньше, чем над окружающей его сушей. Для оценки этого уменьшения используем упомянутый выше коэффициент K_z. Так, для июля 1960 г. при альбедо суши 0,3, альбедо поверхности воды 0,08, общей облачности 0,23, нижней 0,08 получаем:

для суши

$$K_{г,с} = \frac{1}{1 - [0{,}3 + 0{,}5 \cdot 0{,}08 + 0{,}42\,(0{,}23 - 0{,}08)]\,0{,}3} = 1{,}138;$$

для моря

$$K_{г,в} = \frac{1}{1 - [0{,}3 + 0{,}5 \cdot 0{,}08 + 0{,}42\,(0{,}23 - 0{,}08)]\,0{,}08} = 1{,}033.$$

Следовательно, над морем суммарная солнечная радиация будет меньше, чем над сушей, на 10,2 % и значение $Q_{ср}$, рассчитанное по работе [192], будет существенно завышено. Такое расхождение объясняется, по-видимому, тем, что запыленность атмосферы над океанами меньше, а прозрачность ее больше, чем над сушей. Очевидно, что для условий внутренних водоемов, в том числе Аральского моря, более точное значение $Q_{ср}$ можно получить, рассчитывая ее по формуле (7.4), выведенной для условий суши.

Поглощенная водой суммарная солнечная радиация $Q_{ср}$ рассчитана по данным шести станций: Аральское Море, Барсакельмес, Уялы, Остров Лазарева, Баян, Тигровый (Муйнак). Осредненные по пятилеткам результаты расчетов по отдельным станциям за период 1951—1985 гг. приведены в приложении 2. Рассчитанные по данным всех гидрометеорологических станций значения $Q_{ср}$ незначительно отличаются друг от друга. В большинстве случаев разница не превышает 10 %, кроме того, пункты наблюдений расположены сравнительно равномерно по периметру моря, поэтому среднее для всего моря значение $Q_{ср}$ рассчитывалось как среднее арифметическое из результатов расчета по всем станциям. Осредненные по пятилетиям средние для всего моря величины $Q_{ср}$ приведены в табл. 7.1. Для оценки их межгодовой и внутригодовой изменчивости рассчитаны также статистические характеристики за 1951—1985 гг.: среднее значение, максимальное, минимальное, среднее квадратическое отклонение σ, коэффициент вариации C_V (табл. 7.1).

Таблица 7.1

Поглощенная водой суммарная солнечная радиация, МДж/(м²·мес)

Период осреднения	V	VI	VII	VIII	IX	X	V–X
Осредненная по пятилеткам							
1951—55	674	705	705	641	462	294	3481
1956—60	666	695	688	624	460	281	3414
1961—65	660	690	720	638	464	283	3455
1966—70	684	700	702	640	475	304	3505
1971—75	682	720	721	644	482	315	3564
1976—80	655	705	729	660	479	263	3491
1981—85	666	719	725	643	485	298	3536
Статистические характеристики							
1951—85							
Средняя	670	705	713	642	472	291	3492
σ	40,5	27,4	30,0	22,6	20,9	31,6	79,8
C_v	0,06	0,04	0,04	0,04	0,04	0,11	0,02
Максимальная	749	787	783	692	512	362	3698
Минимальная	557	642	645	594	430	216	3361

За безледный период через 1 м² водной поверхности поступает в среднем около 3500 МДж суммарной солнечной радиации. При этом около 700 МДж солнечной теплоты поглощается ежемесячно в летние месяцы и около 290 МДж — в осенние. Суммарная солнечная радиация, поглощенная единицей поверхности моря, незначительно колеблется во времени, о чем свидетельствует небольшой коэффициент вариации (0,04—0,11). Размах колебаний месячных сумм суммарной солнечной радиации не превышает 25 % среднего многолетнего значения. Межгодовая изменчивость месячных сумм $Q_{ср}$ невелика и характеризуется небольшим средним квадратическим отклонением, достигающим 5—13 % средних многолетних значений.

Суммарная солнечная радиация, поглощенная водой, составляет в весенние и летние месяцы 40—45 % приходной части теплового баланса, а в осенние месяцы — не более 20 %.

7.3. Тепловое излучение водной поверхности и поглощенное водой встречное излучение атмосферы

Поверхность моря как всякое тело, температура которого отлична от абсолютного нуля, излучает длинноволновую радиацию $Q_{изл}$. Это излучение состоит из инфракрасных тепловых лучей и поэтому называется длинноволновым собственным излучением водной поверхности. Аналогичной природы тепловое излучение, направленное к земной поверхности, возникает и в атмосфере. Здесь, благодаря большой прозрачности воздуха, происходит сложный процесс излучения, поглощения и переизлучения от слоя к слою, в результате чего к поверхности моря приходит встречное длинноволновое излучение Q_a, которое почти полностью поглощается поверхностью воды.

Тепловое излучение поверхности воды Аральского моря рассчитывалось по формуле

$$Q_{изл} = \varepsilon_{изл}\sigma T_п^4, \qquad (7.11)$$

где $T_п$ — температура поверхности моря, К; $\varepsilon_{изл} = 0{,}92$ — коэффициент излучательной способности водной поверхности; $\sigma = 5{,}67 \cdot 10^{-8}$ Вт/(м^2·К^4) — постоянная Стефана—Больцмана.

Для расчета поглощенного встречного излучения атмосферы использована формула, приведенная в работе [58]:

$$Q_a = \varepsilon_{пог} Q_{в\,а}; \qquad (7.12)$$

$$Q_{в\,а} = \{[1 - \exp(-1{,}12 e_2'^{0{,}15})](1 - N_о) + (0{,}935 - 0{,}0008 t_2') N_н + 0{,}85 (N_о - N_н)\}\, \sigma (273{,}2 + t_2')^4, \qquad (7.13)$$

где $\varepsilon_{пог} = 0{,}91$ — коэффициент поглощательной способности воды; e_2', t_2' — влажность (гПа) и температура (°С) воздуха, натекающего на водоем; $N_о$ и $N_н$ — общая и нижняя облачность в долях единицы.

Встречное излучение атмосферы при безоблачном небе зависит в основном от содержания в воздухе водяного пара, температуры воздуха и их распределения в толще атмосферы, а при облачном небе — от температуры нижней поверхности облаков. В многочисленных расчетных зависимостях, предложенных для вычисления $Q_{в\,а}$, встречное излучение при наличии облаков считается пропорциональным встречному излучению при безоблачном небе. По формуле же (7.13) $Q_{в\,а}$ при наличии облаков рассчитывается как сумма излучения ясного и облачного неба, что соответствует физической сущности этого процесса.

Средняя квадратическая ошибка расчета средних месячных значений $Q_а$ по оценке автора формулы равна 5,3 % [58].

Эффективное излучение поверхности моря $Q_{эф}$ равно разности собственного теплового излучения поверхности воды $\varepsilon_{изл}\sigma T_п^4$ и поглощенного водой встречного излучения атмосферы $\varepsilon_{пог} Q_{в\,а}$, т. е.

$$Q_{эф} = \varepsilon_{изл}\sigma T_п^4 - \varepsilon_{пог} Q_{в\,а}. \qquad (7.14)$$

В работе [192] принято $\varepsilon_{изл} = \varepsilon_{пог} = \varepsilon$, следовательно,

$$Q_{эф} = \varepsilon (\sigma T_п^4 - Q_{в\,а}). \qquad (7.15)$$

Однако предположение о том, что $\varepsilon_{изл} = \varepsilon_{пог}$, не совсем верно [81]. Собственное излучение поверхности воды зависит только от ее температуры и коэффициента излучательной способности. Встречное излучение атмосферы формируется под влиянием излучения всей толщи атмосферы и определяется в основном ее температурой и количеством водяного пара, а также распределением их по вертикали от земной поверхности до верхней границы атмосферы. Обычно при безоблачном небе принимается $Q_{в\,а,\,о} = f(t_2, e_2)$, где t_2 и e_2 — температура и влажность воздуха на высоте 2 м над подстилающей поверхностью; $Q_{в\,а,\,о}$ — встречное излучение атмосферы при безоблачном небе. Однако в работе [192] используется зависимость $Q_{в\,а,\,о} = f(t_2)$, поскольку над океанами существует довольно тесная связь между e_2 и t_2, т. е. приближенно можно принять $e_2 = f(t_2)$. Таблица, предложенная в работе [192] для определения встречного излучения атмосферы, составлена с использованием следующей формулы [81]:

$$Q_{в\,а,\,о} = 1{,}026 T_а^2 \cdot 10^{-5} - 0{,}541, \qquad (7.16)$$

где $T_а$ — температура воздуха, К.

Очевидно, что формулу (7.16) и табл. 7 в работе [192] можно применять для тех условий связи влажности с температурой воздуха, которые существуют над океанами при относительной влажности воздуха около 80 %. Над внутренними водоемами эта связь будет иной. Выполненные нами расчеты свидетельствуют, что при температуре воздуха выше 10 °С значения влажности воздуха над Аральским морем более низкие, чем над океаном, и эта разность доходит до 7—8 гПа. А так как встречное излучение атмосферы при одной и той же температуре воздуха зависит от его влажности, то оно над внутренними водоемами будет в теплый период года меньше, чем над океанами. Сопоставление результатов расчета $Q_а$, $Q_{изл}$ и $Q_{эф}$ по таблицам, приведенным в «Рекомендациях» [192], и по формулам (7.11)—(7.14) свидетельствует, что завышение величин $Q_а$ в среднем за безледный период составляет примерно 10 %. Это дает при вычислении эффективного излучения ошибку до 40 %, особенно весной и в начале лета.

В приложении 2 приведены осредненные по пятилеткам результаты расчета встречного излучения атмосферы и собственного излучения водной поверхности по данным отдельных гидрометеорологических станций. Средние для Аральского моря значения $Q_{изл}$ и $Q_а$ рассчитывались путем осреднения данных всех морских гидрометеорологических станций. Осредненные по пятилетиям значения $Q_{изл}$ и $Q_а$, а также их статистические характеристики приведены в табл. 7.2 и 7.3.

Для рассчитанных рядов теплового излучения поверхности воды и поглощенного водой встречного излучения атмосферы характерна незначительная изменчивость от года к году, коэффициенты вариации не превышают 0,02. Размах колебаний в большинстве случаев не превышает 10 % среднего арифметического значения. Внутригодовая изменчивость значительно больше межгодовой. Так, размах сезонных колебаний месячных сумм в 2—3 раза превышает годовой.

Таблица 7.2

Поглощенное водой встречное излучение атмосферы, МДж/(м²·мес)

Период осреднения	V	VI	VII	VIII	IX	X	V–X
Осредненное по пятилеткам							
1951—55	909	951	1039	1011	903	828	5642
1956—60	893	959	1020	1006	891	837	5606
1961—65	917	958	1042	1001	898	844	5660
1966—70	897	954	1032	1010	892	825	5610
1971—75	906	959	1040	1002	897	832	5635
1976—80	922	971	1050	1007	898	838	5687
1981—85	924	967	1066	1024	886	826	5693
Статистические характеристики							
1951—85							
Средняя	910	960	1041	1009	895	833	5648
σ	17,0	15,2	18,9	14,2	14,8	18,4	47,0
C_v	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01
Максимальная	944	1012	1099	1040	924	880	5738
Минимальная	874	928	1009	980	870	803	5546

Таблица 7.3

Тепловое излучение поверхности воды, МДж/(м²·мес)

Период осреднения	V	VI	VII	VIII	IX	X	V–X
Осредненное по пятилеткам							
1951—55	984	1047	1149	1162	1081	1023	6446
1956—60	976	1045	1145	1158	1072	1020	6416
1961—65	992	1062	1168	1172	1081	1032	6506
1966—70	992	1054	1156	1164	1079	1025	6470
1971—75	993	1064	1165	1168	1088	1040	6519
1976—80	1000	1067	1175	1180	1096	1027	6544
1981—85	1032	1090	1193	1198	1096	1034	6643
Статистические характеристики							
1951—85							
Средняя	996	1061	1164	1172	1085	1029	6507
σ	21,6	18,2	17,2	14,9	12,1	16,6	79,1
C_v	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01
Максимальная	1058	1099	1204	1208	1110	1061	6685
Минимальная	956	1026	1141	1149	1059	985	6375

Поглощенное водой встречное излучение атмосферы является основной составляющей приходной части теплового баланса моря. На его долю приходится весной 25—60 % приходной части баланса, летом 61—65, а осенью 66—75 %.

С другой стороны, потеря теплоты в результате собственного излучения водной поверхности является основной составляющей расходной части теплового баланса. Так, теплоотдача весной и летом на 70—90 % осуществляется за счет излучения водной поверхности. Поэтому в уравнении теплового баланса составляющие $Q_{изл}$ и Q_a целесообразно представлять и рассчитывать отдельно.

Эффективное излучение — расходная часть теплового баланса, поскольку собственное излучение водной поверхности почти всегда больше, чем поглощение водой встречного излучения атмосферы. За безледный период с площади моря в 1 м² теряется около 900 МДж тепла (табл. 7.4). Наибольшее эффективное излучение отмечается в сентябре—октябре — 200—235 МДж/(м²·мес). Эффективное излучение существенно изменяется только внутри года, межгодовые его изменения незначительны.

Таблица 7.4

Эффективное излучение, МДж/(м²·мес)

Период осреднения	V	VI	VII	VIII	IX	X	V–X
Осредненное по пятилеткам							
1951—55	75	95	110	151	177	195	804
1956—60	83	87	125	153	181	182	810
1961—65	75	104	126	170	183	188	847
1966—70	94	100	124	154	187	200	860
1971—75	88	105	125	166	191	209	884
1976—80	78	96	125	172	197	189	857
1981—85	108	123	127	174	210	208	950
Статистические характеристики							
1951—85							
Средняя	86	101	123	163	190	196	859
σ	17,4	15,9	11,7	12,9	15,2	19,8	53,1
C_v	0,20	0,16	0,10	0,08	0,08	0,10	0,06
Максимальная	133	143	147	192	235	234	980
Минимальная	67	66	94	135	160	155	783

7.4. Затраты теплоты на фазовый переход при испарении

В уравнении теплового баланса моря (7.1) содержатся два слагаемых, учитывающих потерю теплоты при испарении. Слагаемое $Q_{исп}$ представляет собой количество теплоты, затрачиваемое на преодоление межмолекулярных сил сцепления при испарении. Второе слагаемое $E\bar{t}_м Fc$ — это потеря теплоты с водой, испарившейся с поверхности водоема. Это слагаемое входит в адвективную часть теплового баланса. Оно на порядок меньше первого. Количество теплоты, затрачиваемое на преодоление межмолекулярных сил сцепления, рассчитывалось путем умножения удельной теплоты испарения на объем испарившейся воды. Для определения удельной величины второго слагаемого объем испарившейся воды умножался на ее температуру и объемную теплоемкость. Для расчета как первого, так и второго слагаемого необходимо знать объем испарившейся воды. Эта величина рассчитывалась по методике, описанной в работе [62], с использованием усовершенствованной формулы А. П. Браславского [59]

$$E = K_c (e_п - e_2)\,\tau, \qquad (7.17)$$

где K_c — коэффициент испарения, зависящий от вынужденной и свободной конвекции, рассчитывался по следующим формулам [62]:

$$K_c = 1/(1/K + 1/K_0), \qquad (7.18)$$

где K_0 = 350 мм/(сут·гПа);

$$K = 0{,}22\,(U_{2,u}/\alpha_t)^{0,7} + \frac{1{,}3\exp\left[-1{,}4\,(U_{2,u}/\alpha_t)^{0,7}\right]\,|\,\delta t\,|^{1,33}}{\delta t\,\alpha_t^{0,67}\,(273{,}2 + t_2)^{0,33}}; \qquad (7.19)$$

α_t — коэффициент, учитывающий влияние кинематической вязкости воздуха на интенсивность отхода водяных паров от водной поверхности:

$$\alpha_t = 0{,}916 + 0{,}00634 t_2; \qquad (7.20)$$

t_2 — температура воздуха на высоте 2 м над подстилающей поверхностью, °С; δt — разность виртуальных температур поверхности воды и воздуха на высоте 2 м:

$$\delta t = (273{,}2 + t_п)\,(1 + 0{,}378 e_п/p_a) - (273{,}2 + t_2)\,(1 + 0{,}378 e_2/p_a), \qquad (7.21)$$

$e_п$ — максимальное парциальное давление водяного пара при температуре поверхности моря $t_п$, гПа; e_2 — парциальное давление водяного пара на высоте 2 м над водной поверхностью, гПа; p_a — атмосферное давление, гПа; $U_{2,и}$ — скорость ветра на высоте 2 м над водной поверхностью, м/с.

Для определения $U_{2,и}$ используется скорость ветра $U_ф$, измеренная по флюгеру на метеостанции. Предварительно в нее вводится инструментальная поправка

$$U_{ф,и} = U_ф + 1{,}4/(1 + 0{,}4U_ф^2). \qquad (7.22)$$

Полученная по (7.22) $U_{ф,и}$ умножается на коэффициент перехода от метеостанции к водной поверхности $K_ф\alpha$

$$U_{2,и} = K_ф\alpha U_{ф,и}, \qquad (7.23)$$

где $K_ф$ — коэффициент, характеризующий отношение средних многолетних скоростей ветра над водной поверхностью и на метеостанции [62]; α — поправочный коэффициент, учитывающий отклонение $U_{ф,и}$ от среднего многолетнего его значения $\overline{U}_{ф,и}$:

$$\alpha = 0{,}5 + 0{,}675\exp(-0{,}3U_{ф.и}/\overline{U}_{ф,и}). \qquad (7.24)$$

Предлагаемая новая формула коэффициента испарения (7.18) выведена по данным натурных измерений испарения и влияющих на него факторов на всех работавших до 1976 г. в СССР плавучих испарительных бассейнах площадью 20 м².

В формуле (7.18) впервые учитывается влияние взаимодействия свободной и вынужденной конвекции, а также кинематической вязкости воздуха на интенсивность испарения.

В приложении 2 приведены осредненные по пятилеткам результаты расчета теплоотдачи при испарении по данным отдельных гидрометеорологических станций за 1951—1985 гг.

Примерно одна треть теплоты, поступающей в море, затрачивается на испарение (табл. 7.5). В течение всего безледного периода потери теплоты на фазовый переход в процессе испарения достигают 2397 МДж/м². Наибольшие значения [550—627 МДж/(м² · мес)] отмечаются в августе, а наименьшие — в апреле, мае. Теплоотдача испарением существеннее всего изменяется от года к году в мае и июне. Коэффициент вариации для этих месяцев ~0,2 (см. табл. 7.5). Среднее квадратическое отклонение составляет 37—52 МДж/(м² × × мес), или 15—20 % средних многолетних значений. В августе межгодовая изменчивость теплоотдачи испарением минимальна. Незначительно колеблется во времени и сумма теплоотдачи за весь безледный период.

Таблица 7.5

Затраты теплоты на фазовый период при испарении, МДж/(м²·мес)

Период осреднения	V	VI	VII	VIII	IX	X	V—X
Осредненные по пятилеткам							
1951—55	173	378	464	584	509	431	2538
1956—60	180	302	461	507	531	393	2373
1961—65	139	295	435	562	505	379	2315
1966—70	186	310	454	563	495	406	2415
1971—75	170	323	476	549	469	398	2386
1976—80	172	303	479	556	482	372	2365
1981—85	213	367	481	533	463	326	2383
Статистические характеристики							
1951—85							
Средняя	176	325	464	551	493	386	2395
σ	37,3	52,5	36,9	40,7	38,5	43,8	101,4
C_v	0,21	0,16	0,08	0,07	0,08	0,11	0,04
Максимальная	266	447	540	627	585	495	2636
Минимальная	114	209	371	480	420	281	2205

7.5. Турбулентный теплообмен поверхности моря с атмосферой

Водная поверхность моря и соприкасающийся с ней воздух имеют различную температуру, вследствие чего между ними происходит теплообмен. Результирующий тепловой поток направлен по вертикали. Количество теплоты, идущее на контактный теплообмен с атмосферой, вычислялось по формуле

$$Q_к = \alpha_к(t_п - t_2), \qquad (7.25)$$

где $t_п$, t_2 — соответственно температура поверхности моря и воздуха на высоте 2 м над подстилающей поверхностью, °С; $\alpha_к$ — коэффициент теплоотдачи путем турбулентной конвекции

$$\alpha_к = 0{,}0187p_aK_c; \qquad (7.26)$$

p_a — атмосферное давление, гПа; K_c — коэффициент испарения, рассчитанный по формуле (7.18).

Осредненные по пятилеткам результаты расчета теплообмена поверхности моря с атмосферой путем турбулентной конвекции по данным отдельных гидрометеорологических станций представлены в приложении 2. В табл. 7.6 приведены значения теплообмена, осредненные для всего моря.

Таблица 7.6

Теплообмен поверхности моря с атмосферой путем турбулентной конвекции, МДж/(м²·мес)

Период осреднения	V	VI	VII	VIII	IX	X	V—X
Осредненный по пятилеткам							
1951—55	77	72	51	16	—30	—98	89
1956—60	68	64	22	1	—42	—91	33
1961—65	66	32	23	—15	—45	—90	—31
1966—70	65	46	20	0	—45	—100	—13
1971—75	63	38	27	—9	—42	—94	—17
1976—80	66	42	29	—7	—42	—117	—29
1981—85	27	22	28	—10	—47	—94	—74
Статистические характеристики							
1951—85							
Средняя	62	45	29	—3	—42	—98	—6
σ	21,0	20,5	15,1	13,0	16,3	27,6	59,8
C_v	0,34	0,46	0,52	4,33	0,39	0,28	9,97
Максимальная	100.	96	62	21	—3	—31	127
Минимальная	15	2	4	—27	—81	—163	—106

Контактный теплообмен с атмосферой с апреля по июль положителен. Следовательно, в это время море получает теплоту из атмосферы. Наибольшие значения этого теплового потока отмечаются в мае, а наименьшие — в июле. В августе направление теплопотока различно, а в осенние месяцы тепловой поток всегда ориентирован из моря в атмосферу. В течение всего безледного периода (май—октябрь) результирующий суммарный тепловой поток отрицателен.

Контактный теплообмен характеризуется большей временной изменчивостью, чем ранее рассмотренные составляющие теплового баланса. Так,

коэффициенты вариации превышают 0,3—0,4, а средние квадратические отклонения составляют примерно 50 % средних многолетних значений теплообмена (табл. 7.6).

7.6. Теплообмен с дном и адвективная составляющая

Теплообмен с грунтом дна моря невелик. Направление этого теплопотока закономерно меняется в течение года: зимой оно положительно, после очищения моря ото льда и прогрева водной массы становится отрицательным, происходит нагрев грунта морского дна за счет теплоотдачи из водной массы.

Во время осеннего охлаждения воды грунт дна отдает накопившуюся за лето теплоту водной массе. Для Аральского моря значения теплообмена с грунтом дна рассчитаны в соответствии с рекомендациями работы [58]. В основу формулы для расчета $Q_д$ положена классическая теория распространения тепловых волн в однородной среде. За безледный период результирующий тепловой поток равен 66 МДж/(м²·мес) и направлен из водной массы в грунт дна (табл. 7.7).

Расчеты теплового баланса за отдельные годы проводились при условии постоянства удельных величин теплообмена с грунтом дна.

Таблица 7.7

Теплообмен с грунтом дна за безледный период, МДж/(м²·мес)

Месяц	V	VI	VII	VIII	IX	X	V—X
$Q_д$	—34	—33	—23	—10	8	26	—66

Адвективными членами в уравнении теплового баланса являются: приток теплоты с речным стоком и атмосферными осадками и уход теплоты из моря с испаряющейся водой. Принимая во внимание незначительность подземного притока и фильтрации вод, а также их примерную взаимную компенсацию, можно не учитывать их адвективную роль в переносе теплоты.

Расчет теплоты, приносимой в Аральское море Амударьей и Сырдарьей, проводился по данным о средних месячных расходах и температуре воды в замыкающих створах — кишл. Чатлы (Амударья) и г. Казалинск (Сырдарья) за безледоставный период 1951—1985 гг. В многолетних колебаниях теплопритока рассматриваемых рек и изменениях их суммарного значения наблюдается резкая тенденция к снижению, связанная с уменьшением объема речного стока. Колебания теплопритока имеют хорошо выраженный сезонный ход, связанный с изменениями температуры и стока воды (табл. 7.8)

Таблица 7.8

Приток теплоты с речным стоком за безледоставный период, МДж/(м²·мес)

Период	V	VI	VII	VIII	IX	X	V—X
1951—55	8,49	14,10	16,62	13,30	6,69	3,26	62,46
1956—60	7,33	14,23	17,31	12,79	5,83	2,70	60,19
1961—65	5,89	8,32	10,76	7,64	4,52	2,16	39,29
1966—70	6,47	12,75	16,28	12,59	6,71	2,90	57,70
1971—75	3,34	7,19	8,90	5,97	4,61	1,88	31,89
1976—80	2,12	3,31	6,31	3,01	2,46	1,56	18,77
1981—85	0,80	0,80	0,80	1,00	1,80	0,60	5,80

Максимальный суммарный теплоприток в Аральское море и максимальный теплоприток Амударьи в подавляющем большинстве случаев наблюдаются в июле и очень редко в июне и августе, а максимальный теплоприток Сырдарьи в равной степени отмечается в мае, июне и июле. Минимальный суммарный приток теплоты в море и минимальный теплоприток Амударьи за безледный период чаще наблюдаются в апреле, чем в октябре, а минимальный теплоприток Сырдарьи, наоборот, чаще отмечается в октябре. В последние годы в связи с уменьшением стока рассматриваемых рек теплоприток и его внутригодовая изменчивость заметно уменьшились.

При расчете прихода теплоты с атмосферными осадками в качестве температуры осадков принята температура воздуха, а при расчете тепла, уходящего с испаряющейся водой, слой испарения умножался на среднюю температуру поверхности моря. Как видно из табл. 7.9, адвективная составляющая за безледный период относится к расходным составляющим теплового баланса, однако она незначительна и составляет всего 0,3 % расходной части баланса.

Таблица 7.9

Адвективная составляющая теплового баланса и ее слагаемые, МДж/(м²·мес)

Слагаемые	V	VI	VII	VIII	IX	X	V—X
$h_{ос}t_{ос}C$	0,41	0,65	0,65	0,51	0,56	0,61	3,39
$E\bar{t}_{м}c$	—6,25	—13,11	—17,65	—17,66	—11,38	—4,32	—70,37
$V_{пр}t_{пр}$	4,92	8,67	11,00	8,04	4,66	2,15	39,44
Суммарная адвекция	—0,92	—3,79	—6,00	—9,11	—6,16	—1,56	—27,54

7.7. Многолетний тепловой баланс

Приемлемость используемого метода для теплобалансовых расчетов Аральского моря оценена путем сопоставления рассчитанных значений температуры воды и изменения энтальпии с фактическими значениями этих характеристик (табл. 7.10, 7.11). Фактическая температура воды определялась как среднее для всего поверхностного слоя моря. Под рассчитанной температурой воды следует понимать температуру, полученную из уравнения теплового баланса (7.1) при подстановке в него всех слагаемых, кроме адвективных, так как последние крайне незначительны. Максимальная разность между средними за пятилетие фактическими и расчетными значениями температуры воды не превышает 3,2 °С (табл. 7.10).

Для каждого расчетного месяца изменение энтальпии вод моря равно разности приходной и расходной частей теплового баланса. С апреля по август море получает теплоты больше, чем расходует. В этот период изменение энтальпии на всех станциях положительно (см. приложение 2). Эти данные были использованы для расчета изменения энтальпии вод Аральского моря на конец лета (табл. 7.11). Фактическое изменение энтальпии вод моря представляет собой разность осеннего и весеннего теплозапасов, полученных по измеренной температуре воды и объему вод. Невязка рассчитанных и фактических значений энтальпии не пре-

Таблица 7.10

Сопоставление рассчитанной $t_р$ и измеренной $t_ф$ температуры воды поверхностного слоя моря, °С

Период осреднения	$t_р$	$t_ф$	$t_р - t_ф$
	Весна		
1956—60	6,8	9,6	—2,8
1961—65	9,0	10,4	—0,6
1966—70	6,8	9,6	—2,8
1971—75	9,2	10,3	—1,1
1976—80	9,7	9,9	—0,2
1981—85	11,2	8,0	3,2
	Лето		
1956—60	21,4	21,7	—0,3
1961—65	22,4	21,2	1,2
1966—70	22,1	21,0	1,1
1971—75	22,4	21,5	0,9
1976—80	23,1	20,6	2,5
1981—85	24,1	22,9	1,2
	Осень		
1956—60	12,9	13,7	—0,8
1961—65	13,3	14,1	—0,8
1966—70	13,0	13,3	—0,3
1971—75	14,3	14,2	0,1
1976—80	12,8	14,2	1,4
1981—85	13,2	12,4	0,8

Таблица 7.11

Сопоставление рассчитанного $Q_р$ и фактического $Q_ф$ изменения энтальпии вод Аральского моря на конец лета, МДж/м²

Период осреднения	$Q_р$	$Q_ф$	$(Q_р - Q_ф)/Q_ф$ %
1956—60	898	830	8,2
1961—65	894	858	4,2
1966—70	809	877	7,7
1971—75	819	883	7,2
1976—80	779	763	2,1
1981—85	622	652	6,1

вышает 8,2 %. Удовлетворительное совпадение рассчитанных данных с фактическими свидетельствует о достоверности расчета основных составляющих теплового баланса Аральского моря.

Многолетний тепловой баланс Аральского моря представлен в различных аспектах в табл. 7.12. Первые три колонки — удельные тепловые потоки, далее — суммарные тепловые потоки со всей площади моря. Основным источником приходной части баланса является солнечная радиация (38 %) и встречное излучение атмосферы (62 %). К основным статьям расхода относятся тепловое излучение водной поверхности (68 %) и потеря теплоты при испарении (30 %). За период расчета (1951—1985) приходная часть баланса оказалась больше расходной на 138 МДж/м², что составляет примерно 1,5 % приходной и расходной частей теплового баланса.

Таблица 7.12

Тепловой баланс Аральского моря за безледный период (V—X)

Составляющие баланса	Удельные тепловые потоки, МДж/м²			Суммарные тепловые потоки для всего моря, ПДж	
	1951—85	1956—60	1981—85	1956—60	1981—85
$Q_{ср}$	3492	3414	3536	231	169
Q_a	5648	5606	5693	380	271
$Q_{изл}$	—6507	—6416	—6643	—434	—317
$Q_{исп}$	—2395	—2373	—2383	—161	—114
$Q_к$	—6	33	—74	2,2	—3,5
$Q_д$	—66	—66	—66	—4,5	—3,1
$Q_{ад}$	—28	—7	—61	—0,5	—2,9
Приход	9140	9053	9229	613,2	440
Расход	9002	8862	9227	600	440,5
Баланс	138	191	2	13,2	—0,5

Кроме того, сделано сопоставление балансов за отдельные пятилетки условно-естественного (1956—1960) и нарушенного антропогенным влиянием (1981—1985) периодов (табл. 7.12). Сопоставление балансов этих двух периодов позволяет в первом приближении оценить изменения тепловых свойств моря, вызванные антропогенными факторами. Площадь моря в 1956—1960 гг. составляла 67,7 тыс. км², а в 1981—1985 гг. она сократилась до 47,7 тыс. км². В результате воды моря получают теплоты на 30 % меньше, чем в условно-естественный период. Вместе с тем тепловые потоки на единицу площади моря почти не изменились.

8. СОЛЕНОСТЬ ВОДЫ

8.1. Основные факторы, определяющие соленость, и характеристика использованных материалов

Соленость вод Аральского моря определяется главным образом соотношением составляющих его водного и солевого баланса — речного стока, атмосферных осадков и испарения, взаимодействие которых обусловливает сезонные и многолетние колебания объема вод и солезапаса моря. На формирование поля солености существенное влияние оказывают процессы льдообразования и таяния льда, характер циркуляции вод и морфометрические особенности бассейна.

Первые сведения о солености вод Аральского моря были получены на основании анализа отдельных проб морской воды в 70—80-х годах прошлого и начале текущего столетия [31]. В 1930-е годы после организации Аральской научной рыбохозяйственной станции были начаты гидрохимические исследования моря, в том числе и солености его вод [28, 167].

Систематические исследования солености прибрежных вод Аральского моря проводятся с 1941 г. после организации сети прибрежных и островных гидрометеорологических станций (см. табл. 1.2). В 1940-е и 1950-е годы значительно расширяются и экспедиционные исследования солености вод открытого моря, проводимые Аральской научной рыбохозяйственной станцией, Аральской ГМО и ГОИНом. Систематический и планомерный характер эти исследования стали носить после введения на Аральском море в начале 1950-х годов «вековой» сети океанографических станций открытого моря.

Исследованию режима солености вод Аральского моря в условиях квазиравновесного состоя-

ния его режима посвящен ряд работ [74, 196, 216, 223, 238]. Наиболее детальные исследования и обобщения, освещающие естественный режим моря, были проведены Л. К. Блиновым [32]. В этой работе выполнены широкие исследования солевого состава, физико-химических свойств аральской воды, режима солености, а также сделаны обоснованные расчеты возможных в будущем изменений гидрохимического режима Аральского моря.

В 1960-е и 1970-е годы активизируются исследования гидролого-гидрохимического режима Аральского моря в связи с начавшимся интенсивным снижением его уровня. Особенности нестационарного режима солености вод моря рассматривались в работах С. К. Ревиной, Т. А. Бакум и А. Б. Заклинского [190, 222], Н. Елибаева [98], А. Н. Косарева [129], В. Н. Бортника [39, 40] и др.

В настоящем разделе для характеристики режима солености вод Аральского моря использованы наиболее полные данные береговых и островных гидрометеорологических станций за весь период их работы (1941—1985), рейдовые и экспедиционные наблюдения в открытом море за 1951—1985 гг., в том числе материалы суточных и многосуточных океанографических станций, выполненных в различных районах моря. Обобщение этих материалов проводилось отдельно для периодов условно-естественного режима моря (1941—1960) и для современного периода нестационарного режима моря (1961—1985), при этом для последнего периода осредненные характеристики рассчитывались по отдельным пятилеткам.

Соленость аральской воды рассчитывалась по содержанию хлора, которое определялось аргентометрическим методом, а на береговых и островных станциях до 1960—1964 гг.— по условному удельному весу (ареометрический метод). Для перехода от хлорности и условного удельного веса к солености использовались океанологические таблицы [175], составленные по формулам Л. К. Блинова.

Обработка экспедиционных съемок открытого моря проводилась для стандартных горизонтов по принятой сетке квадратов (см. рис. 1.2) по сезонам последовательно для каждого года рассматриваемого периода. Затем проводилось обобщение указанных данных по гидрологическим районам и календарным пятилеткам. Эти материалы, а также обобщенные по этим же периодам и сезонам материалы «вековых» океанографических станций использовались для построения карт и разрезов, характеризующих пространственное и вертикальное распределение солености.

Средние значения солености отдельных квадратов, гидрологических районов и моря в целом рассчитывались объемным методом, который заключается в подсчете общего солезапаса каждого квадрата моря по сумме элементарных солезапасов отдельных его слоев, расположенных между стандартными горизонтами.

Для оценки многолетних изменений солености вод моря рассчитывались линейные тренды средних годовых значений солености вод по данным гидрометеорологических станций, отдельных «вековых» станций открытого моря за 1961—1985 гг.

Для исследования режима солености вод Аральского моря было использовано более 15 тыс. наблюдений, выполненных на 4385 станциях. Распределение океанографических станций по годам и сезонам неравномерное (табл. 8.1). Минимальное их количество было выполнено в 1971 г. — 10, а максимальное — 305 станций — в 1956 г. Количество станций, выполненных за отдельный сезон, изменяется от 4 (весна 1983 г.) до 118 (лето 1956 г.). В отдельные сезоны съемки солености вод открытого моря не проводились.

Таблица 8.1

Распределение океанографических станций по годам и сезонам

Год	Весна	Лето	Осень	Всего
1951	18	17	—	35
1952	13	20	12	45
1953	26	140	70	236
1954	—	58	67	125
1955	53	108	111	272
1956	117	118	70	305
1957	103	96	66	265
1958	79	76	39	194
1959	40	34	35	109
1960	63	56	60	179
1961	84	86	84	254
1962	13	15	12	40
1963	17	66	52	135
1964	68	68	33	169
1965	22	—	33	55
1966	21	43	—	64
1967	8	81	—	89
1968	20	—	26	45
1969	—	20	20	40
1970	62	20	76	158
1971	10	—	—	10
1972	71	39	49	159
1973	53	25	27	105
1974	32	32	20	84
1975	52	49	38	139
1976	31	39	38	108
1977	29	36	40	105
1978	34	35	35	104
1979	10	28	26	64
1980	5	15	—	20
1981	33	51	19	103
1982	—	111	48	159
1983	4	108	44	156
1984	—	84	41	125
1985	—	47	83	130

8.2. Соленость вод прибрежной зоны

Режим солености вод узкой прибрежной зоны характеризуется значительной межгодовой, сезонной и короткопериодной изменчивостью. Особенности режима солености отдельных гидрометеорологических станций связаны с их физико-географическим положением, удаленностью от устьевых районов, характером циркуляции вод и интенсивностью водообмена с прилегающими водами открытого моря.

В период условно-естественного режима моря средняя многолетняя соленость в районах гидрометеорологических станций изменялась от 9,05 (Тигровый) до 11,13 ‰ (Уялы) (табл. 8.2). Межгодовая изменчивость средней годовой солености в этот период в общем была незначительна (C_v = = 0,02... 0,06), при этом наибольшей изменчивостью (C_v = 0,08) характеризовалась ст. Тигровый, расположенная в зоне влияния стока Амударьи.

В этот период на всех станциях четко прослеживались сезонные изменения солености прибрежных вод, которые имели свои особенности в раз-

Таблица 8.2

Средняя месячная и средняя годовая соленость воды в районах гидрометеорологических станций, ‰

Период, характеристика	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Аральское Море													
1941—60	11,11	10,68	6,91	6,74	9,68	10,27	10,67	10,61	10,68	10,51	10,54	10,79	9,94
σ	0,66	1,14	2,63	2,22	1,29	1,02	0,80	0,46	0,53	0,64	0,67	0,78	0,55
C_v	0,06	0,11	0,38	0,33	0,14	0,10	0,08	0,04	0,05	0,06	0,06	0,07	0,06
Максимальная	12,24	12,00	11,02	10,44	12,00	12,00	13,32	11,40	11,40	11,28	11,52	12,60	10,66
Минимальная	9,72	7,45	1,44	2,90	6,85	7,72	9,48	9,48	9,24	8,48	8,84	9,60	8,80
Макс. абс.	15,00	13,08	16,09	12,24	12,48	13,80	12,71	13,08	12,84	12,36	11,76	13,91	—
Мин. абс.	5,18	0,00	0,00	0,00	3,85	6,01	5,89	8,16	8,28	8,65	7,78	3,00	—
1961—65	11,67	11,85	7,87	8,92	10,63	10,91	11,08	11,48	11,64	11,52	11,66	11,65	10,91
1966—70	12,91	12,96	(8,26)	9,44	11,96	11,95	11,95	12,36	12,60	12,44	12,23	12,83	11,89
1971—75	14,40	14,34	10,88	9,93	13,22	13,71	14,14	14,51	15,10	14,96	15,02	14,84	13,73
1976—80	(18,39)	(18,51)	(15,29)	(12,61)	(16,64)	(18,08)	(20,17)	(20,56)	(21,09)	(20,54)	(20,83)	(21,59)	(18,69)
Узанкаир													
1944—60	11,96	10,61	8,47	8,58	10,31	10,70	10,71	10,58	10,44	10,31	10,20	10,92	10,31
σ	1,06	1,79	2,57	2,09	0,52	0,65	0,55	0,52	0,62	0,57	0,72	0,93	0,59
C_v	0,09	0,17	0,30	0,24	0,05	0,06	0,05	0,05	0,06	0,06	0,07	0,08	0,06
Максимальная	14,99	13,02	12,00	11,61	11,40	12,12	11,64	11,52	11,40	11,17	12,24	13,08	11,45
Минимальная	11,04	5,53	2,41	3,73	9,24	9,97	9,84	9,72	9,13	9,24	9,00	9,72	9,16
Макс. абс.	16,42	14,50	16,42	12,48	12,24	13,68	13,08	12,60	12,71	13,44	13,68	15,35	—
Мин. абс.	2,56	1,56	0,60	0,00	7,69	8,76	8,76	9,00	8,28	8,89	7,92	8,28	—
Баян													
1961—65	6,96	(4,93)	5,08	8,98	9,92	9,82	9,98	10,11	10,07	9,62	10,30	10,26	8,83
1966—70	(10,37)	(9,85)	(6,82)	(9,65)	(10,25)	(10,42)	9,83	10,89	10,36	(10,15)	11,31	11,11	10,12
1971—75	10,98	9,55	6,82	10,56	12,16	11,99	12,44	(13,10)	(12,46)	(12,76)	12,47	13,35	11,43
1976—78	14,02	12,68	12,57	14,55	17,21	17,07	17,87	17,96	(16,48)	(16,64)	(16,63)	(16,78)	(15,87)
Уялы													
1941—60	11,05	11,03	9,92	10,61	11,41	11,64	11,70	11,82	11,51	11,04	10,87	10,96	11,13
σ	0,46	0,81	1,20	1,24	0,77	1,05	0,87	0,64	0,59	0,43	0,41	0,41	0,46
C_v	0,04	0,07	0,12	0,12	0,07	0,09	0,07	0,06	0,05	0,04	0,04	0,04	0,04
Максимальная	11,91	13,08	11,64	11,87	13,32	14,64	13,55	13,20	12,95	13,55	11,94	11,62	11,96
Минимальная	9,84	9,72	8,02	7,32	10,44	10,56	10,67	9,48	10,56	10,44	10,44	9,60	10,44
Макс. абс.	13,23	13,23	12,63	13,46	14,75	16,91	16,19	16,19	13,80	13,20	12,60	12,71	—
Мин. абс.	6,01	0,74	0,00	1,21	9,00	10,08	9,97	9,48	9,81	8,40	8,16	6,96	—
1961—65	11,50	11,30	9,91	10,99	11,29	11,70	11,79	12,13	12,18	11,91	(11,50)	11,91	11,52
1966—70	12,47	12,17	11,72	12,54	12,71	12,74	12,94	(13,31)	(13,54)	(14,04)	13,40	13,33	12,82
1971—75	13,69	13,61	11,44	12,48	13,30	13,84	14,27	14,52	14,66	14,16	13,76	14,19	13,66
1976—78	16,92	16,97	15,04	15,92	16,92	16,83	17,19	18,22	18,24	(17,53)	(17,53)	(17,64)	17,08
Тигровый, море													
1946—60	10,14	9,50	7,02	7,59	9,28	9,10	9,02	8,94	9,41	9,31	9,40	9,90	9,05
σ	0,79	1,34	3,05	2,66	1,20	1,10	0,96	0,87	0,92	0,77	0,82	0,71	0,77
C_v	0,08	0,14	0,44	0,35	0,13	0,12	0,11	0,10	0,10	0,08	0,09	0,07	0,08
Максимальная	10,80	10,80	10,44	10,32	10,93	10,08	10,20	10,08	10,32	10,44	10,80	10,80	10,35
Минимальная	7,80	5,88	3,03	2,52	6,37	6,37	7,80	6,96	9,00	9,05	8,72	9,08	7,94
Макс. абс.	12,12	12,12	11,76	11,64	12,24	12,00	12,24	11,76	11,28	13,91	12,24	13,08	—
Мин. абс.	6,12	0,00	0,38	0,74	3,25	5,42	4,32	4,69	4,57	6,73	7,57	6,73	—
1961—65	10,70	10,10	8,50	8,93	9,77	9,67	9,62	9,48	(9,99)	9,83	10,15	9,94	9,71
1966—70	10,79	10,69	10,28	(9,34)	(9,96)	(10,14)	(9,97)	10,54	10,29	(10,61)	(10,58)	(11,32)	(10,37)
1971—75	(11,85)	(11,80)	(10,83)	10,91	11,56	(11,75)	11,57	11,69	11,84	12,05	11,97	12,04	11,64
1976—78	12,36	13,10	13,06	12,84	12,88	13,22	14,79	(12,23)	(13,37)	(13,57)	(13,07)	(13,30)	(13,15)
Остров Лазарева													
1962—65	10,59	10,51	10,54	10,50	10,39	10,21	10,71	10,76	10,76	10,80	10,83	10,62	10,60
1966—70	11,34	11,27	10,79	10,93	10,72	10,68	11,11	11,19	11,47	(11,20)	11,47	11,38	11,13
1971—75	12,32	12,35	12,21	12,25	12,34	12,39	12,44	12,71	12,54	12,47	12,55	12,65	12,42
1976—78	14,82	14,18	8,84	10,84	13,16	13,58	14,41	14,60	14,79	14,54	14,84	14,66	13,61
1985	21,97	19,88	22,04	20,07	20,78	21,94	22,46	23,34	23,42	23,47	23,59	23,48	22,20
Актумсук													
1947—60	10,32	9,96	9,01	9,72	10,46	10,11	9,93	10,14	10,14	10,28	10,29	10,35	10,05
σ	0,33	0,65	1,48	1,60	0,25	0,28	0,35	0,44	0,35	0,32	0,36	0,38	0,40
C_v	0,03	0,06	0,16	0,16	0,02	0,03	0,04	0,04	0,03	0,03	0,04	0,04	0,04
Максимальная	11,34	11,19	11,28	11,29	11,04	10,93	10,66	11,16	10,74	10,98	11,19	11,18	11,08
Минимальная	9,84	9,36	6,60	6,37	10,08	9,72	9,36	9,60	9,72	9,84	9,72	9,84	8,86
Макс. абс.	13,42	16,69	14,22	14,47	14,22	12,90	12,39	13,82	13,55	13,13	13,22	12,90	—
Мин. абс.	5,88	0,43	0,00	0,00	8,89	8,40	8,65	8,65	8,89	8,65	9,12	7,09	—

Период, характеристика	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
						Барсакельмес							
1949—60	10,82	10,43	8,98	9,32	10,65	10,73	10,66	10,50	10,50	10,40	10,43	10,57	10,33
σ	0,21	0,67	1,33	1,46	0,26	0,38	0,34	0,32	0,32	0,24	0,20	0,38	0,26
C_v	0,02	0,06	0,15	0,16	0,02	0,04	0,03	0,03	0,03	0,02	0,02	0,04	0,02
Максимальная	11,16	11,17	10,67	11,04	11,04	11,28	11,28	11,16	11,04	11,74	10,80	11,16	10,77
Минимальная	10,37	9,60	6,50	6,49	10,29	10,20	10,27	10,04	10,08	10,04	9,96	9,96	10,08
Макс. абс.	12,47	11,54	11,29	11,28	11,88	11,76	11,76	11,88	11,88	11,29	11,87	11,64	—
Мин. абс.	7,93	1,83	0,26	0,74	8,61	9,06	9,64	9,13	9,24	8,83	8,69	6,12	—
1961—65	11,26	11,36	9,79	10,06	9,84	10,22	10,37	10,36	10,61	10,72	10,59	10,98	10,51
1966—70	(11,44)	11,58	11,50	10,52	11,08	11,44	11,45	11,66	(11,39)	(11,45)	(11,43)	(11,13)	11,35
1971—75	(12,23)	12,15	11,60	11,80	12,10	12,11	12,28	12,39	12,72	12,48	12,43	12,13	12,19
1976—77	14,07	14,11	13,34	13,60	14,60	14,38	14,36	14,45	14,14	13,89	15,02	15,33	14,27
1985	—	25,84	22,39	19,64	23,72	23,81	22,88	23,68	24,44	25,05	24,19	23,50	(23,56)

личных районах моря. Наибольшие внутригодовые изменения солености наблюдались в северной части моря (ст. Аральское Море), характеризующейся наиболее суровыми ледовыми условиями. В январе—феврале на севере и северо-востоке моря в периоды интенсивного ледообразования средняя месячная соленость на мелководьях повышалась до 11—12 ‰, а максимальные ее значения достигали 13—14 ‰. В то же время на южном и восточном побережьях, а также в центральном районе моря средняя месячная соленость в зимний период составляла 10—11 ‰, а максимальные ее значения не превышали 13 ‰. На станциях Аральское Море и Узункаир абсолютные максимумы солености (16,1—16,4 ‰) отмечались в зимний период.

Весной, в период интенсивного таяния льда во всей прибрежной зоне моря наблюдалось опреснение поверхностного слоя воды и средняя месячная соленость на большинстве станций снижалась до 6—9 ‰. Наибольшее опреснение отмечалось в зал. Сарычаганак, где минимальная средняя месячная соленость составляла 1,5—3 ‰. В этот период на всех станциях наблюдались и абсолютные минимумы солености (0—0,3 ‰).

Летом и в начале осени, в период наибольшего испарения с поверхности моря, отмечалось возрастание солености в мелководных районах восточного побережья. Так, максимальные средние месячные значения солености на ст. Уялы достигали 13,6—14,6 ‰, а абсолютный максимум солености (16,91 ‰) наблюдался здесь в июне. На южном побережье моря вследствие возрастания стока Амударьи средняя месячная соленость вод снижалась до 9 ‰.

Осенью, в октябре—ноябре, в прибрежной зоне отмечалось незначительное распреснение поверхностного слоя воды за счет выпадения атмосферных осадков (табл. 8.2).

Значительные внутримесячные (межсуточные) колебания солености прибрежных вод характерны для станций, подверженных влиянию речного стока и распреснению вод при ледотаянии. Эти колебания существенно зависят от суровости зимы, интенсивности весеннего прогрева и таяния льда и от водности года. Наибольший размах внутримесячных колебаний солености чаще всего отмечался в апреле в многоводные годы. В табл. 8.3 в качестве примера приведены статистические характеристики изменчивости суточных значений солености воды трех гидрометеорологических станций для января, апреля, июля и октября 1961 г., который характеризовался средней водностью речного притока к морю. Минимальные значения размаха внутримесячных колебаний характерны для ст. Барсакельмес, расположенной в центральном районе моря.

Анализ средних годовых значений солености прибрежных вод Аральского моря для современного периода нестационарного режима моря (1961—1985) свидетельствует, что начиная с 1961 г. на всех станциях наблюдался общий рост солености воды, обусловленный резким снижением уровня и уменьшением объема вод моря (см. табл. 8.2, 8.4). Особенно значительное возрастание солености отмечается после 1970 г., что связано с увеличением темпов падения уровня моря.

Наибольшие изменения солености прибрежных вод за сопоставимые периоды характерны для северного и северо-восточного побережья и связаны

Таблица 8.3

Статистические характеристики суточных колебаний солености прибрежных вод для среднего по водности года

Характеристики	Аральское Море				Барсакельмес				Тигровый			
	I	IV	VII	X	I	IV	VII	X	I	IV	VII	X
Средняя	10,92	6,34	10,58	11,22	10,29	10,08	10,27	10,49	8,90	9,00	9,90	8,98
σ	0,34	3,25	0,26	0,18	0,38	0,26	0,20	0,09	0,88	0,38	0,32	0,95
C_v	0,03	0,51	0,02	0,02	0,04	0,02	0,02	0,01	0,10	0,04	0,03	0,10
Максимальная	11,74	9,84	11,32	11,60	11,01	10,79	10,65	10,65	9,90	9,60	10,56	10,37
Минимальная	9,98	0,65	10,14	10,76	9,61	9,64	10,00	10,14	4,80	8,10	9,39	6,79

Таблица 8.4

Средняя годовая соленость воды в районах гидрометеорологических станций и линейные тренды за многолетние периоды, ‰

Год, характеристика	Аральское Море	Баян	Уялы	Тигровый	Остров Лазарева	Барсакельмес
1961	10,27	8,09	11,42	9,85	—	10,20
1962	11,11	9,59	(12,03)	(9,34)	10,54	10,36
1963	10,84	9,53	11,10	9,64	10,71	10,77
1964	10,95	7,48	10,84	9,74	10,50	10,45
1965	11,36	(10,11)	12,20	9,99	10,66	10,79
1966	12,01	10,51	13,93	10,60	10,93	11,36
1967	(11,96)	10,31	12,17	10,48	10,95	11,18
1968	12,07	(10,92)	12,44	10,54	11,38	11,20
1969	11,57	(9,12)	12,99	9,84	11,03	(11,53)
1970	11,83	(9,72)	(12,59)	—	(11,36)	(11,50)
1971	11,58	(10,27)	12,85	(11,12)	11,70	11,71
1972	12,78	11,08	13,34	(11,36)	12,23	12,13
1973	(13,65)	10,07	13,19	11,30	12,52	(12,18)
1974	15,02	12,81	13,86	11,88	12,68	12,35
1975	(15,60)	12,92	15,04	12,52	12,96	12,60
1976	(16,96)	12,78	(15,85)	13,54	13,00	13,60
1977	17,44	16,56	17,00	13,27	13,43	14,96
1978	(18,05)	(18,97)	18,67	(12,30)	(14,29)	—
1979	—	—	—	—	—	—
1980	(22,36)	—	—	—	—	—
1981	(27,40)	—	—	—	—	—
1982	30,91	—	—	—	—	—
1985	—	—	—	—	22,20	(23,56)
Тренд	15,8	7,3	5,6	3,7	8,9	9,8
Период	1961—82	1961—78	1961—78	1961—78	1962—85	1961—85

с полным прекращением с середины 1970-х годов поступления в море вод Сырдарьи. Минимальный рост солености отмечается на южном побережье в зоне влияния стока Амударьи и в центральных районах моря (табл. 8.4).

Изменился и сезонный ход солености. Увеличился размах внутригодовых колебаний, практически не проявляется летний минимум даже на станциях, расположенных в зоне влияния речного стока. В то же время достаточно четко прослеживается весенний минимум, связанный с опреснением вод при таянии льда (см. табл. 8.2).

8.3. Пространственное и вертикальное распределение солености вод открытого моря

Особенности пространственного и вертикального распределения солености вод открытого моря в различные сезоны и те изменения, которые связаны с происходящим снижением уровня моря, могут быть прослежены по картам и разрезам, построенным по экспедиционным материалам 1956—1960, 1971—1975 и 1981—1985 гг., которые характеризуют состояние моря соответственно в период условно-естественного режима и на разных стадиях современного антропогенного периода снижения уровня моря и осолонения его вод. Анализ составленных карт и разрезов позволяет установить некоторые общие закономерности среднего распределения солености вод моря в различные периоды.

Весной пространственное и вертикальное распределение солености в результате зимнего конвективного перемешивания довольно однородно. На распределение солености в этот период существенное влияние оказывают речной сток и ледотаяние. На всех картах для этого сезона (рис. 8.1 *а*, 8.4 *а*, 8.7 *а*) минимальные значения солености прослеживаются в южной и юго-западной частях Большого моря, где сказывается опресняющее влияние стока Амударьи. Областями повышенных значений солености являются мелководья восточного побережья, а в современный период при значительном сокращении и последующем прекращении стока Сырдарьи — Малое море и особенно его наиболее мелководная северо-восточная часть (зал. Сарычаганак). По этой же причине зона пониженной солености вод в районе устьевого взморья Сырдарьи и южной части Малого моря, которая была характерна для условно-естественного периода, в последние десятилетия практически не прослеживается.

В 1956—1960 гг. весной (см. рис. 8.1 *а*) соленость поверхностных вод в Малом море составляла 9,0—9,5, а в центральной части Большого моря 9,5—10,5 ‰. Значительные горизонтальные и вертикальные градиенты солености отмечались лишь в устьевых районах Амударьи и Сырдарьи, где соленость снижалась до 6—9 ‰ (см. рис. 8.2 *а*, 8.3 *а*).

В 1971—1975 гг. (рис. 8.4 *а*) вследствие сокращения речного стока градиенты солености на устьевых взморьях уменьшились. В Малом море соленость поверхностных вод в основном превышала 12 ‰, а в Большом море составляла 12,0—12,5 ‰. Зона максимальных ее значений (более 12,5 ‰) по-прежнему наблюдалась в районе восточных мелководий. С глубиной соленость вод, как правило, возрастала. Существенные вертикальные градиенты солености сохранялись в устьевых районах и в западном относительно глубоководном районе, где соленость с глубиной возрастала на 0,4—0,6 ‰ (см. рис. 8.5 *а*, 8.6, *а*).

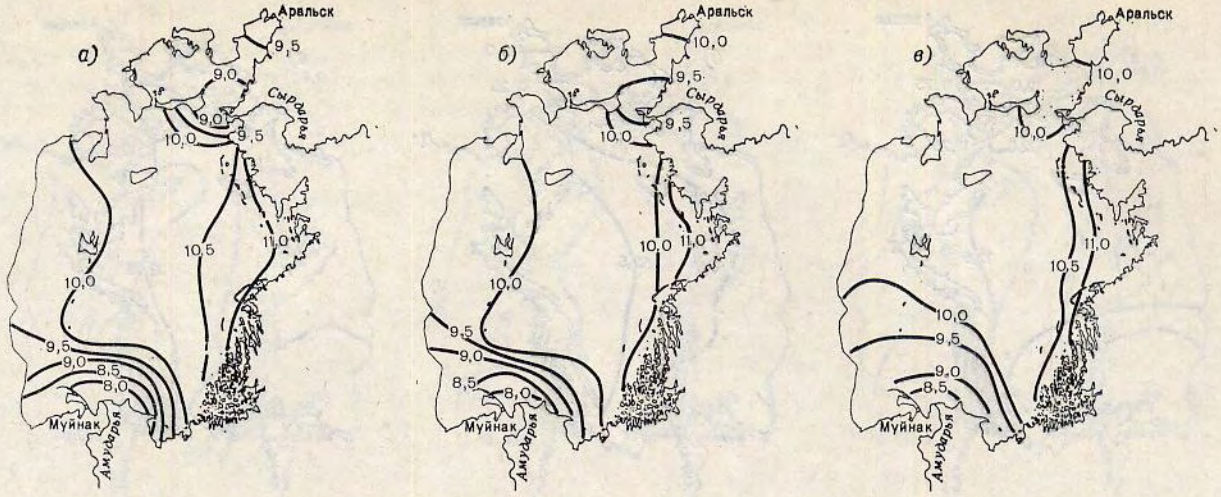


Рис. 8.1. Среднее многолетнее (1956—1960) распределение солености на поверхности моря весной (*а*), летом (*б*) и осенью (*в*), ‰.

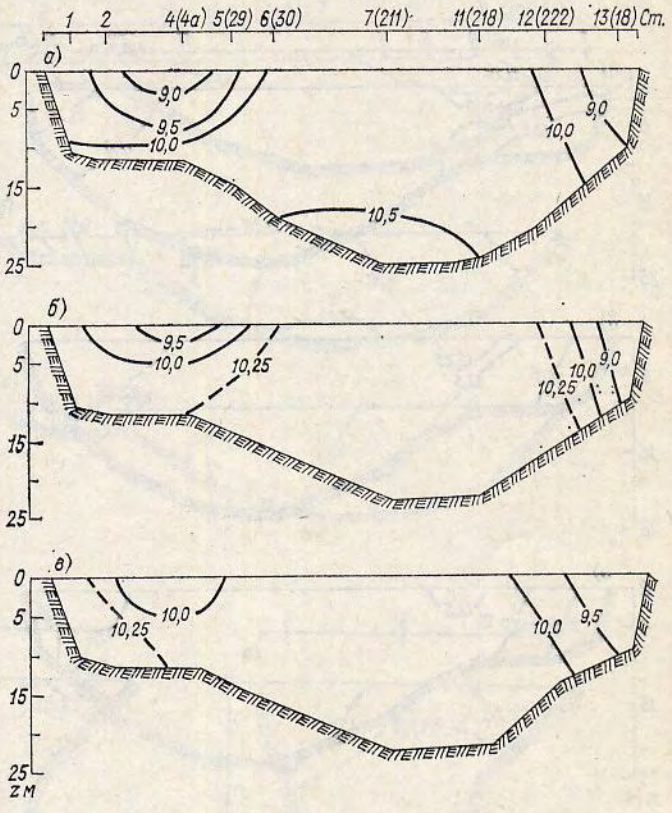


Рис. 8.2. Среднее многолетнее (1956—1960) распределение солености на разрезе *А* весной (*а*), летом (*б*) и осенью (*в*), ‰.

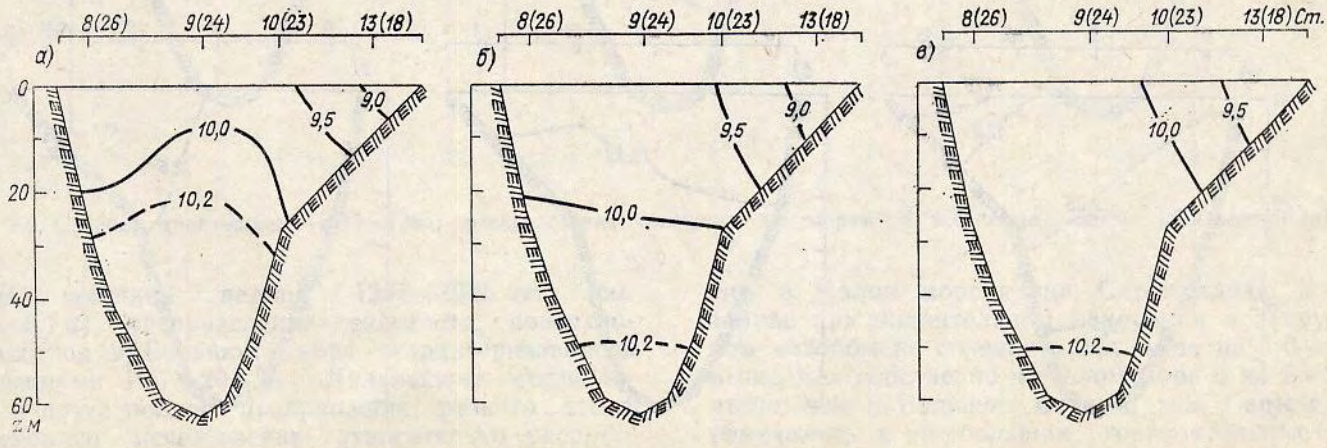


Рис. 8.3. Среднее многолетнее (1956—1960) распределение солености на разрезе *Б* весной (*а*), летом (*б*) и осенью (*в*), ‰.

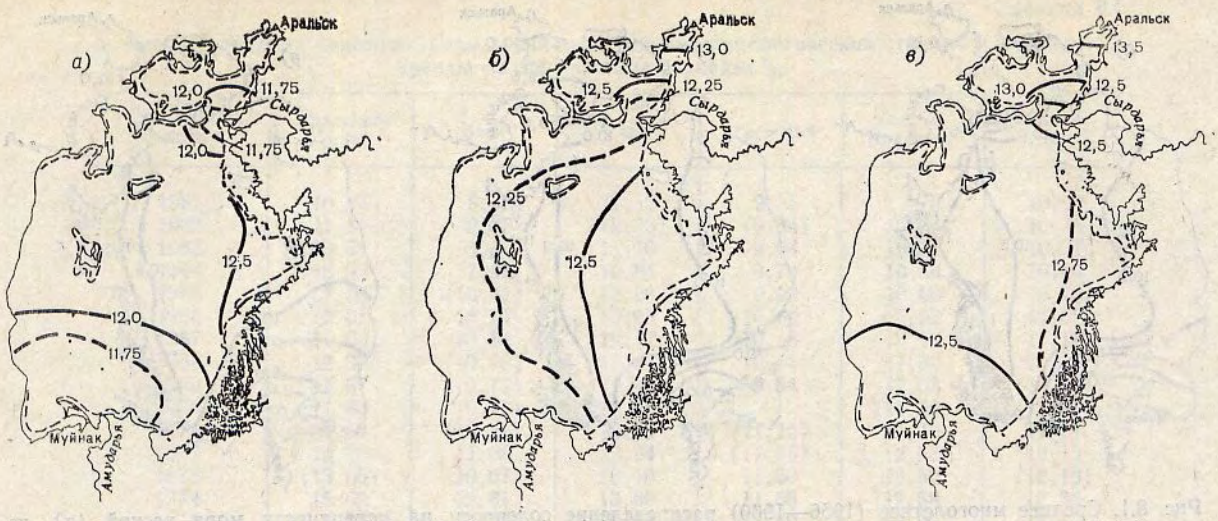


Рис. 8.4. Среднее многолетнее (1971—1975) распределение солености на поверхности моря весной (*а*), летом (*б*) и осенью (*в*), ‰.

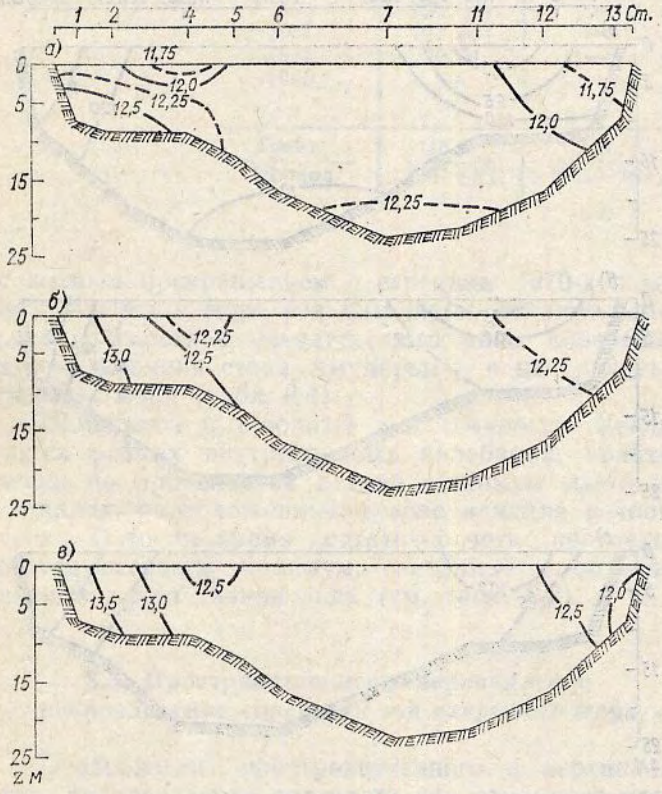


Рис. 8.5. Среднее многолетнее (1971—1975) распределение солености на разрезе *А* весной (*а*), летом (*б*) и осенью (*в*), ‰.

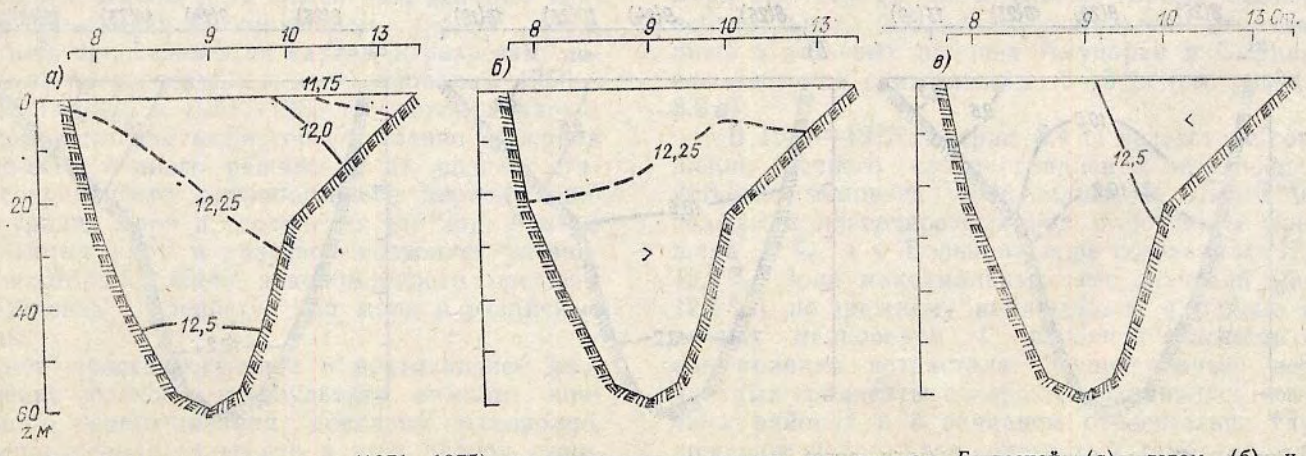


Рис. 8.6. Среднее многолетнее (1971—1975) распределение солености на разрезе *Б* весной (*а*), летом (*б*) и осенью (*в*), ‰.

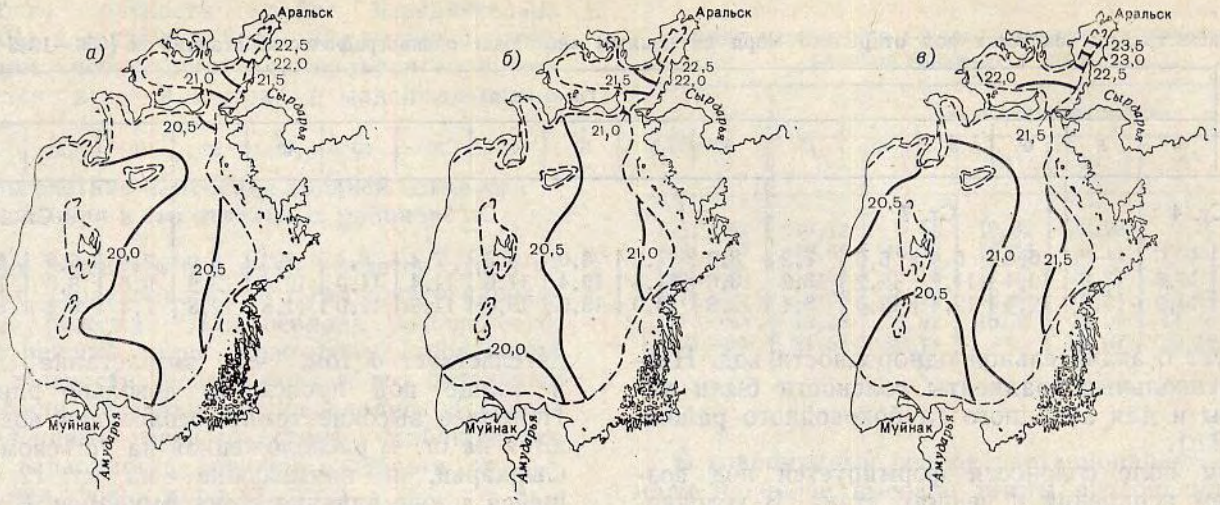


Рис. 8.7. Среднее многолетнее (1981—1985) распределение солености на поверхности моря весной (*а*), летом (*б*) и осенью (*в*), ‰.

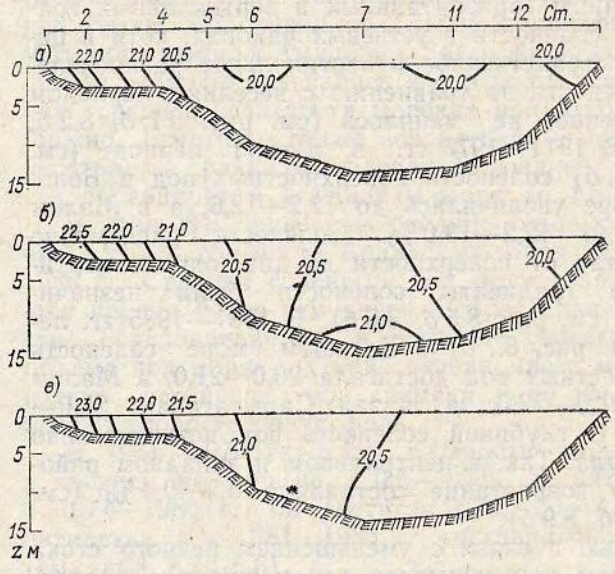


Рис. 8.8. Среднее многолетнее (1981—1985) распределение солености на разрезе *А* весной (*а*), летом (*б*) и осенью (*в*), ‰.

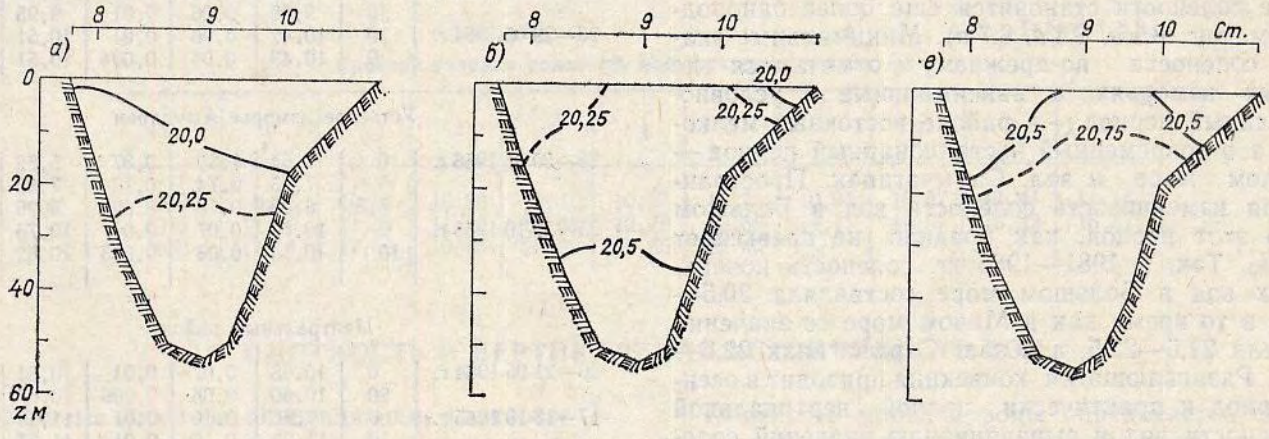


Рис. 8.9. Среднее многолетнее (1981—1985) распределение солености на разрезе *Б* весной (*а*), летом (*б*) и осенью (*в*), ‰.

В весенний период 1981—1985 гг. (см. рис. 8.7 *а*) распределение солености поверхностных вод в Большом море характеризовалось значениями 19,7—20,5 ‰. Дальнейшее сокращение и почти полное прекращение речного стока обусловило исчезновение относительно распресненных зон на устьевых взморьях Амударьи и Сырдарьи. Максимальные значения солености отмечались в Малом море и зал. Сарычаганак. В этом заливе при значительном испарении и затрудненном водообмене соленость вод была на 1,0—1,5 ‰ выше, чем собственно в Малом море и на 2—2,5 ‰ выше, чем в Большом море. В зал. Сарычаганак отмечались и наибольшие горизонтальные градиенты солености. Почти вертикальное распределение изолиний на разрезе *А* (рис. 8.8 *а*) свиде-

Таблица 8.5

Линейные тренды солености вод открытого моря по данным «вековых» океанографических станций за 1966—1985 г., ‰

Сезон	Горизонт, м																	
	0	5	0	5	10	15	0	5	10	15	20	30	40	50	0	5	10	15
	Ст. 4		Ст. 7				Ст. 9								Ст. 12			
Весна	10,0	—	6,4	6,4	6,6	7,2	8,2	7,2	8,0	8,6	7,4	8,4	8,2	8,0	7,0	6,6	6,4	—
Лето	11,6	13,0	12,4	11,2	12,2	13,2	13,0	11,4	12,4	11,6	11,4	11,0	12,4	13,2	9,8	8,8	7,4	6,2
Осень	14,0	15,0	12,4	12,4	12,0	13,4	12,8	13,0	13,0	13,0	11,6	12,0	11,8	12,8	7,4	6,4	6,2	—

тельствует о значительной однородности вод. Низкие вертикальные градиенты солености были характерны и для западного глубоководного района (рис. 8.9 *а*).

Летом поле солености формируется под воздействием испарения и речного стока. В условно-естественный период усиление опресняющего влияния речного стока приводило к некоторому возрастанию горизонтальных и вертикальных градиентов солености в устьевых районах, хотя в целом пространственное и вертикальное распределение солености по сравнению с весенним периодом существенно не менялось (см. рис. 8.1, *б*, 8.2 *б*, 8.3 *б*). В 1971—1975 гг. в летний период (см. рис. 8.4, *б*) соленость поверхностных вод в Большом море увеличилась до 12,2—12,6, а в Малом море — до 12,2—13,0 ‰. Соленость равномерно возрастала от поверхности до дна, однако вертикальные градиенты солености были незначительны (см. рис. 8.5 *б*, 8.6 *б*). В 1981—1985 гг. летом (см. рис. 8.7 *б*) в Большом море соленость поверхностных вод достигала 20,0—21,0, в Малом море 21,0—22,0, а в зал. Сарычаганак 22,0—22,5 ‰. С глубиной соленость вод незначительно возрастала. Так, в центральном и западном районах это возрастание составляло 0,2—0,4 ‰ (см. рис. 8.8 *б*, 8.9 *б*).

Осенью в связи с уменьшением речного стока и началом конвективного перемешивания распределение солености становится еще более однородным (см. рис. 8.1 *в*, 8.4 *в*, 8.7 *в*). Минимальные значения солености по-прежнему отмечаются на устьевых взморьях, а максимальные в условно-естественный период — в районе восточных мелководий, а в современный нестационарный период — в Малом море и зал. Сарычаганак. Пространственная изменчивость солености вод в Большом море в этот период, как правило, не превышает 1—1,5 ‰. Так, в 1981—1985 гг. соленость поверхностных вод в Большом море составляла 20,5—21,5 ‰, в то время как в Малом море ее значения достигали 21,5—22,5, а в зал. Сарычаганак 22,5—23,6 ‰. Развивающаяся конвекция приводит в осенний период к практически полной вертикальной однородности вод и выравниванию значений солености почти по всей акватории моря (см. рис. 8.2 *в*, 8.3 *в*, 8,5 *в*, 8.6 *в*, 8.8 *в*, 8.9 *в*).

Характерной чертой современного периода антропогенных изменений режима моря является непрерывное в течение года повышение значений солености во всей толще вод при незначительной сезонной изменчивости ее пространственного и вертикального распределения. Оценка линейных трендов солености за 1966—1985 гг. для некоторых «вековых» океанографических станций, расположенных в разных районах моря (табл. 8.5), свидетельствует о том, что возрастание солености в толще вод происходит довольно равномерно. Наиболее высокие темпы осолонения вод отмечаются на ст. 4, расположенной на устьевом взморье Сырдарьи, и наименьшие — на ст. 12, находящейся в зоне влияния стока Амударьи. В сезонном аспекте наименьшие темпы осолонения вод характерны для весеннего периода, что связано с процессами ледотаяния и сдвигом в последнее десятилетие сезонного максимума речного стока с летнего на весенний период.

Существенная кратковременная внутрисуточная изменчивость солености вод открытого моря имеет место только на устьевых взморьях и связана в основном с миграцией фронтальной зоны и зоны смешения вод под влиянием ветровых условий и колебаний объема стока речных вод. В табл. 8.6 приведены статистические характеристики ежечасных колебаний солености воды на многосуточных станциях, выполненных в устьевых и центральном районах моря в условиях различной водности речного стока. Кратковременная изменчивость солености вод характерна в основном для поверхностного (0—5 м) слоя воды, коэффициент вариации этих колебаний может достигать 0,4—0,5, а среднее квадратическое отклонение — 50 % среднего суточного значения солености.

Таблица 8.6

Статистические характеристики ежечасных колебаний солености вод открытого моря

Дата	Горизонт, м	Среднее	σ	C_v	Максимум	Минимум
	Устьевое взморье Сырдарьи					
28—29 05 1955 г.	0	6,56	3,50	0,53	9,95	1,36
	10	9,89	0,06	0,01	9,95	9,81
28—29 05 1964 г.	0	10,42	0,06	0,01	10,51	10,28
	9	10,43	0,04	0,004	10,51	10,34
	Устьевое взморье Амударьи					
28—29 05 1956 г.	0	3,54	1,32	0,37	5,52	1,73
	5	7,03	0,74	0,10	7,85	5,66
	8,5	8,03	0,18	0,02	8,29	7,99
25—26 10 1965 г.	0	10,60	0,07	0,01	10,76	10,56
	10	10,54	0,03	0,003	10,62	10,51
	Центральный район					
20—21 05 1964 г.	0	10,63	0,07	0,01	10,81	10,59
	20	10,60	0,05	0,005	10,67	10,51
17—18 10 1965 г.	0	11,26	0,10	0,01	11,43	11,06
	10	11,22	0,10	0,01	11,37	11,06

В центральных районах моря кратковременная изменчивость солености крайне незначительна ($C_v \leqslant 0{,}01$) и связана в большей степени с суточным ходом испарения — минимальная соленость наблюдается в 5—9 ч утра, а максимальная — в 13—15 ч.

8.4. Многолетние изменения средней солености вод моря и его отдельных районов

Средняя соленость вод моря является одной из важнейших характеристик его гидролого-гидрохимического режима. Для периода условно-естественного режима моря межгодовые колебания средней солености всего моря и его отдельных районов были невелики и определялись в основном изменениями речного стока. Наблюдалась обратная зависимость средней солености от высоты стояния уровня моря [32, 222].

Первые расчеты средней солености Аральского моря, выполненные в начале 1950-х годов по средним многолетним данным с учетом особенностей ее пространственного и вертикального распределения, дали весьма близкие значения 10,2—10,3 ‰ [32, 223]. Введение на Аральском море в эти же годы «вековой» сети океанографических станций и проведение на них регулярных сезонных съемок солености вод моря позволило с достаточной точностью определять «текущую» сезонную и годовую среднюю соленость вод отдельных квадратов, гидрологических районов и моря в целом [39, 190, 222].

В условно-естественный период наиболее высокие значения средней взвешенной по объему вод солености отмечались в восточном и юго-восточном районе моря (III), а минимальные — на устьевых взморьях Сырдарьи (II) и Амударьи (IV) (табл. 8.7). При этом размах колебаний средней солености по квадратам и районам моря не превышал 1,3 ‰. Межгодовые изменения средней солености всего моря также были невелики — от 9,8 до 10,3 ‰ [190].

Таблица 8.7

Средняя многолетняя годовая соленость гидрологических районов Аральского моря, ‰

Период	Гидрологические районы					
	I	II	III	IV	V	VI
1951—60	10,12	9,58	10,32	9,28	9,77	10,08
1961—65	10,52	10,18	10,55	10,11	10,29	10,39
1966—70	11,64	11,13	11,45	10,83	11,00	11,20
1971—75	12,96	12,29	12,82	12,14	12,26	12,47
1976—80	16,38	14,92	15,31	14,04	14,53	14,87
1981—85	21,57	20,14	—	20,07	20,52	20,55

В современный период нестационарного режима моря наиболее высокие темпы осолонения вод и наиболее высокие значения солености отмечались в северном районе (I), особенно в его северо-восточной части (зал. Сарычаганак). Наиболее низкие темпы осолонения вод были характерны для устьевого взморья Амударьи. Здесь же во все пятилетние периоды отмечались и самые низкие значения средней солености морских вод (табл. 8.7). Можно отметить также возрастание в последнее десятилетие размаха колебаний средней солености по квадратам и районам моря до 1,6—2,3 ‰.

В табл. 8.8 приведены средние годовые значения средней солености Аральского моря за 1960—1985 гг. Средняя соленость вод моря возросла за этот период более чем вдвое. Возрастание солености обусловливается в основном уменьшением объема вод моря, так как солевая масса моря довольно устойчива во времени и ее изменения играют второстепенную роль.

В 1961—1970 гг. рост солености вод моря в среднем не превышал 0,8—0,9 ‰ за пятилетку, в 1971—1980 гг. он достигал уже 3,0—3,5 ‰ за пятилетку, а в 1981—1985 гг. составил около 6 ‰ (см. табл. 8.7—8.8).

Таблица 8.8

Средняя годовая соленость вод Аральского моря, ‰

Год	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
1960	9,86	10,07	10,36	10,41	10,67	10,70	10,91	10,87	11,41	11,14
1970	11,50	11,51	11,96	12,06	12,78	13,68	14,11	14,52	15,22	15,87
1980	(17,01)	17,56	19,16	20,15	21,55	22,45	—	—	—	—

9. ПЛОТНОСТЬ И ВЕРТИКАЛЬНАЯ УСТОЙЧИВОСТЬ ВОД

9.1. Основные факторы, определяющие плотность морских вод, и характеристика использованных материалов

Плотность и вертикальная устойчивость вод — важнейшие гидрофизические характеристики, определяющие процессы плотностной циркуляции и конвективного перемешивания вод, которые в свою очередь обусловливают вертикальный обмен, вентиляцию придонных слоев и перераспределение гидролого-гидрохимических элементов в толще вод и по акватории моря.

Плотность морской воды определяется ее температурой и соленостью, поэтому поле плотности и ее вертикальная структура на Аральском море формируются в результате взаимодействия полей температуры и солености под влиянием речного стока, испарения, циркуляции вод, климатических и погодных условий. Особенности распределения плотности и устойчивости вод Аральского моря за отдельные многолетние периоды рассматривались в работах А. Н. Косарева [129] и В. Н. Бортника [44].

В настоящем разделе для исследования режима плотности и устойчивости вод Аральского моря в условно-естественный период (до 1961 г.) и в современный период нестационарного режима моря (1961—1985) привлечены материалы наблюдений за плотностью и соленостью прибрежных вод на береговых и островных станциях за весь период их работы (см. табл. 1.2), которые были пересчитаны в условную плотность воды. Также были использованы материалы экспедиционных наблюдений открытого моря за 1951—1980 гг. Расчет значений условной плотности вод открытого моря проводился по систематизированным в результате поквадратной обработки соответствующим значениям температуры и солености аральских вод. Обобщение материалов для современного периода нестационарного режима моря проводилось по сезонам и пятилеткам. Для построения карт и разрезов, кроме того, использовались обобщенные для этих же периодов материалы сети «вековых» океанографических станций открытого моря.

9.2. Условная плотность вод прибрежной зоны

Межгодовые и сезонные колебания температуры и солености вод прибрежной зоны обусловливают значительную изменчивость условной плотности морских вод.

В период условно-естественного режима моря средняя многолетняя годовая условная плотность изменялась в районах станций от 7,2 (ст. Тигровый) до 8,2 ед. (ст. Уялы) (табл. 9.1). На всех станциях четко прослеживались сезонные колеба-

Таблица 9.1

Средняя месячная и средняя годовая условная плотность морской воды в районах гидрометеорологических станций, ед.

Период	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
						Аральское Море							
1941—60	9,83	9,47	6,17	5,82	7,07	6,44	6,04	6,47	7,38	8,92	9,32	9,55	7,71
1961—65	10,31	10,46	6,98	7,86	7,90	7,07	6,41	7,48	8,74	9,77	10,33	10,30	8,63
1966—70	11,40	11,45	(8,08)	8,20	9,05	7,88	7,43	8,26	9,60	10,67	10,83	11,34	9,52
1971—75	12,45	12,67	9,63	8,55	9,93	9,18	9,00	9,99	11,59	12,79	13,26	13,12	11,01
1976—80	(16,97)	(16,24)	(13,50)	(12,25)	(13,41)	(13,21)	(14,79)	(16,39)	(19,78)	(19,51)	(20,42)	(22,25)	(16,56)
						Баян							
1961—65	6,19	(4,46)	4,56	7,85	7,59	6,64	5,84	6,36	7,30	7,89	9,09	9,08	6,90
1966—70	(9,17)	(8,71)	6,08	(9,40)	(7,91)	(6,94)	6,29	7,12	7,74	8,66	10,01	9,82	8,15
1971—75	9,70	(8,60)	(5,58)	(9,30)	9,18	8,04	7,64	(8,86)	(9,39)	(10,81)	11,03	11,81	9,16
1976—77	11,07	8,81	8,94	10,63)	12,06	10,27	10,86	11,10	(12,64)	(13,67)	14,65	14,80	11,62
						Узункаир							
1941—60	10,70	9,48	7,68	6,55	7,49	6,74	6,03	6,14	7,37	8,68	8,80	9,78	7,95
						Уялы							
1944—60	10,00	9,15	8,40	7,89	7,86	7,14	6,38	6,57	7,39	8,60	9,10	9,47	8,16
1961—65	10,16	(9,72)	8,81	9,32	8,13	7,40	6,52	7,50	8,80	9,87	10,27	10,54	8,92
1966—70	11,03	10,62	10,39	10,82	9,60	8,28	7,80	(8,29)	(9,96)	(11,34)	11,82	11,79	10,14
1971—75	12,09	12,03	10,11	10,56	9,79	9,12	8,84	9,64	10,93	12,94	12,00	12,52	10,88
1976—78	13,69	12,67	11,27	11,50	10,62	9,27	8,17	10,16	11,56	(12,77)	(12,77)	(13,14)	11,47
						Тигровый							
1946—60	9,14	8,74	7,17	7,87	7,03	5,58	4,88	5,00	6,44	7,72	8,18	8,71	7,20
1961—65	9,47	8,95	7,57	7,57	6,78	5,68	4,64	5,26	6,72	7,96	8,90	8,81	7,36
1966—70	9,49	9,47	9,22	(8,18)	(7,14)	(5,95)	(5,43)	5,90	(7,33)	(8,70)	(9,37)	(9,77)	8,00
1971—75	(10,46)	(10,85)	(9,59)	(9,42)	8,37	(7,22)	(6,45)	6,98	8,29	9,81	10,48	10,56	9,04
1976—78	10,91	11,57	11,55	10,99	10,62	8,32	9,21	(7,44)	(9,46)	(11,48)	(11,49)	(11,76)	10,40
						Остров Лазарева							
1962—65	9,37	9,31	9,34	9,22	8,02	6,50	5,84	6,15	7,15	8,50	9,36	9,41	8,18
1966—70	10,04	9,97	9,56	9,62	8,54	7,03	6,55	6,43	7,81	8,93	9,84	10,08	8,70
1971—75	10,89	10,91	10,81	10,65	9,50	8,11	7,31	7,73	8,66	9,99	10,48	11,19	9,69
1976—78	13,09	12,52	7,85	9,53	10,24	9,15	8,80	9,25	10,61	12,03	12,94	12,95	10,75
1985	17,66	15,97	17,72	15,92	14,97	14,10	13,93	14,76	16,35	18,17	18,85	18,87	16,44
						Актумсук							
1947—60	8,68	9,06	8,15	8,63	8,51	7,09	6,03	6,14	6,92	8,17	8,92	9,25	7,96
						Возрождение							
1941—49	9,56	9,68	7,92	8,12	8,04	6,36	5,64	5,78	7,03	8,49	9,22	9,46	7,94
						Барсакельмес							
1949—60	9,58	9,24	8,01	8,21	9,00	8,00	6,67	6,12	6,60	7,66	8,68	9,28	8,09
1961—65	9,95	10,05	8,68	8,80	7,56	6,65	5,77	5,97	7,39	8,60	9,20	9,74	8,20
1966—70	10,24	10,23	10,20	9,16	8,68	7,64	6,87	7,28	(8,09)	(9,38)	(9,97)	(9,87)	8,97
1971—75	10,68	10,75	10,40	9,84	9,46	8,14	7,33	7,85	9,08	10,25	10,90	10,86	9,63
1976—78	12,76	12,78	12,25	(11,80)	(11,18)	(9,76)	9,32	(9,30)	(10,55)	(11,81)	(13,20)	(13,54)	11,52
1985	—	20,78	18,00	15,73	17,35	15,34	14,18	15,24	17,74	19,68	19,38	18,89	(17,48)

ния условной плотности, связанные с сезонным ходом температуры и солености морской воды. Осенью в период интенсивной теплоотдачи при постоянном понижении температуры воды до температуры наибольшей плотности (см. табл. 5.3) происходило нарастание значений условной плотности до максимальных значений, которые наблюдались на всех станциях в декабре—январе и достигали 9,2—10,7 ед. При дальнейшем понижении температуры воды до температуры замерзания плотность морской воды несколько уменьшалась. Далее при замерзании морской воды происходило возрастание плотности поверхностных вод за счет осолонения при льдообразовании.

Весной в результате распреснения поверхностных вод при ледотаянии плотность аральских вод уменьшалась, а в дальнейшем этот процесс проходил под влиянием быстрого повышения температуры воды при интенсивном весенне-летнем прогреве вод. Минимальные значения условной плотности прибрежных вод Аральского моря отмечались в период наибольшего прогрева вод в июле—августе и составляли 5,6—6,7 ед., а в устьевых районах минимальные значения условной плотности снижались до 4,9—5,0 ед. Затем в результате повышения солености вод при интенсивном испарении и постепенном сезонном понижении температуры воды в прибрежной зоне ее плотность начинала снова увеличиваться. Размах внутригодовых колебаний условной плотности аральских вод составлял 3,0—4,7 ед., причем максимальные его значения отмечались в районах, подверженных распресняющему влиянию речных вод (см. табл. 9.1).

Для современного периода нестационарного режима Аральского моря одновременно с его осолонением происходит постоянное возрастание условной плотности морских вод (см. табл. 9.1). Наиболее высокие темпы роста условной плотности отмечаются в северо-восточной части Малого моря (ст. Аральское Море). В среднем значения условной плотности прибрежных вод моря возросли за 1961—1985 гг. в 2—2,5 раза. Так, в 1985 г. на станциях Остров Лазарева и Барсакельмес годовые значения условной плотности вод достигали 16,4—17,5 ед. За счет более интенсивного прогрева вод мелководий в летнее время и понижения температуры наибольшей плотности вод в связи с увеличением ее солености несколько возрос размах внутригодовых колебаний условной плотности аральских вод (см. табл. 9.1).

9.3. Пространственное и вертикальное распределение условной плотности вод открытого моря

Для исследования особенностей плотностной структуры вод Аральского моря и оценки изменений, происходящих в распределении условной плотности морских вод при его усыхании и прогрессирующем осолонении, по экспедиционным материалам были построены сезонные карты и разрезы для отдельных пятилетий (1956—1960, 1971—1975, 1976—1980), характеризующих различные периоды состояния режима моря. В пространственном и вертикальном распределении условной плотности аральских вод в различные периоды прослеживается ряд общих закономерностей.

Весной происходит быстрый прогрев вод моря и интенсивнее этот процесс протекает в районах восточного и юго-восточного мелководий. Пространственное поле плотности за исключением районов, прилегающих к устьям рек Амударьи и Сырдарьи, определяется главным образом температурой воды, и изопикны следуют в основном параллельно изотермам (рис. 9.1 *а*, 9.3 *а*, 9.5 *а*). Максимальные значения условной плотности вод в Большом море в это время наблюдаются в северо-западной части западного и центрального районов, где еще сохраняется очаг относительно более холодных вод. В условно-естественный период здесь наблюдались максимальные для всего моря значения условной плотности поверхностных вод, достигающие 9,0—9,3 ед. В последнее десятилетие (1976—1985) максимальные значения условной плотности наблюдались в Малом море в зал. Сарычаганак, где они были обусловлены высокой соленостью вод этого весьма мелководного района. В собственно Малом море поле плотности поверхностных вод довольно однородно.

В Большом море плотность поверхностного слоя постепенно понижается в восточном направлении, а также к устьевым взморьям. Минимальные значения условной плотности во все периоды наблюдались на устьевом взморье Амударьи. В связи с уменьшением и прекращением стока Сырдарьи зона пониженных значений плотности морской воды, которая выделялась в период условно-естественного режима Аральского моря, в последнее десятилетие не прослеживается. На устьевом взморье Амударьи наблюдаются и максимальные горизонтальные градиенты условной плотности. В условно-естественный период пространственная изменчивость условной плотности по акватории моря весной составляла 5,3—9,3 ед., а в пятилетие 1976—1980 гг. — 9,9—12,8 (рис. 9.1 *а*, 9.5 *а*).

С глубиной плотность морских вод весной довольно равномерно возрастает на 0,5—1,5 ед., и достигает максимальных значений в придонном слое западной глубоководной котловины (см. рис. 9.2*а*, 9,4 *а*, 9.6 *а*). В 1970—1980 гг. максимальные значения условной плотности морских вод отмечались в придонных слоях котловин Малого моря, что обусловлено более высокими значениями солености этих вод. Вертикальные градиенты плотности весной невелики. Слой скачка плотности, формирующийся на глубинах 5—10 м в результате постепенного прогрева поверхностных вод, выражен слабо.

В летний период вследствие значительного прогрева абсолютные значения плотности морской воды по сравнению с весенним периодом почти повсеместно уменьшаются в среднем на 2—2,5 ед. Поле температуры воды в этот период довольно однородно и пространственное распределение плотности формируется в основном под действием поля солености. Изопикны в поверхностном слое следуют в основном вдоль изогалин (см. рис. 9.1 *б*, 9.3 *б*, 9.5 *б*).

В результате интенсивного испарения и осолонения вод максимальные значения условной плотности наблюдаются в Малом море и зал. Сарычаганак, а также в восточных мелководных

районах Большого моря. Минимальные значения условной плотности, как и в весенний период, наблюдаются в районе устьевого взморья Амударьи. ственная изменчивость условной плотности по акватории моря составляла 4,6—6,3 ед., а в 1976—1980 гг. — 9,4—10,9 ед. (см. рис. 9.1 *б*, 9.5 *б*).

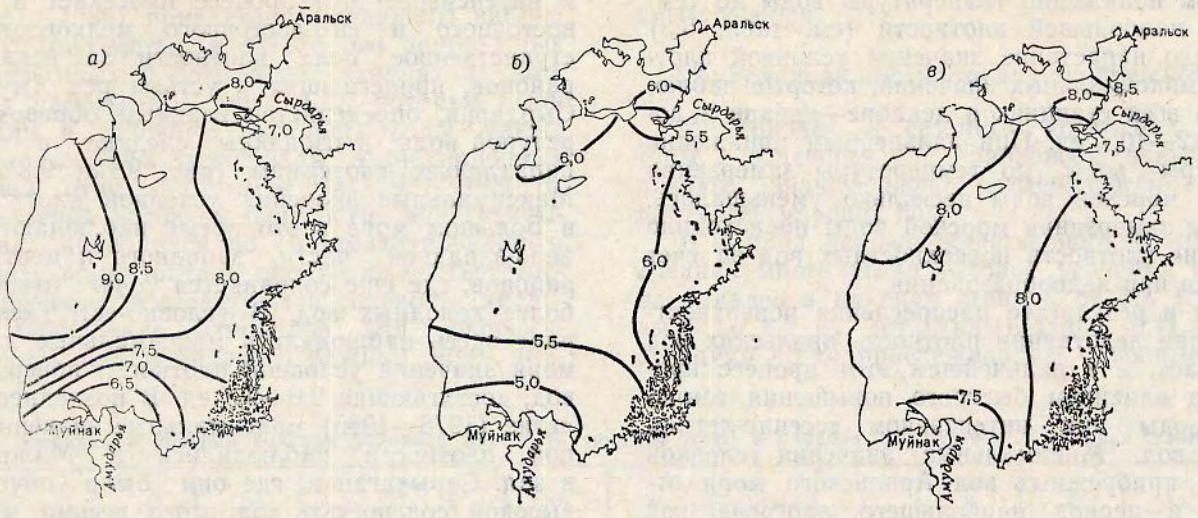


Рис. 9.1. Среднее многолетнее (1956—1960) распределение условной плотности на поверхности моря весной (*а*), летом (*б*) и осенью (*в*).

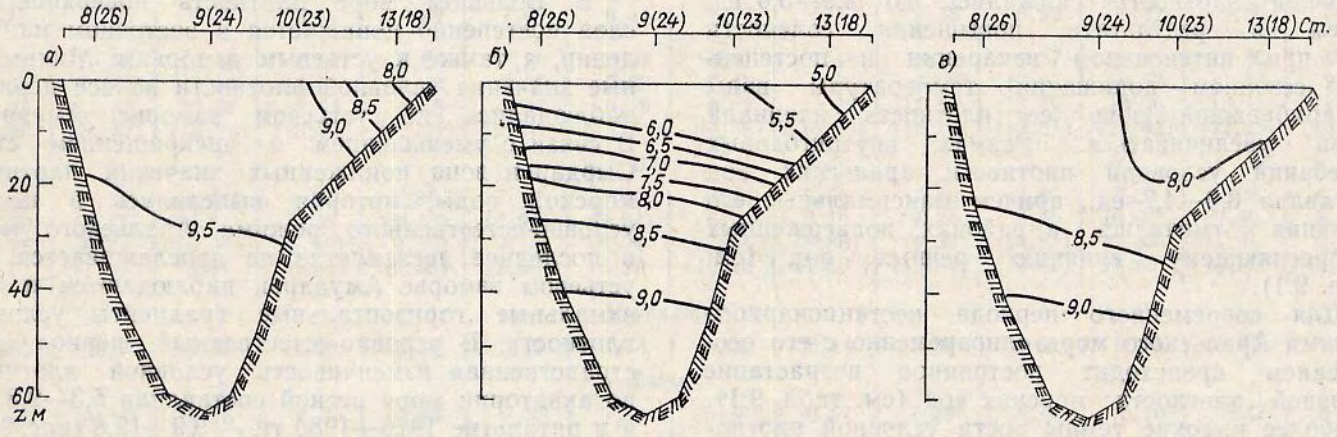


Рис. 9.2. Среднее многолетнее (1956—1960) распределение условной плотности на разрезе *Б* весной (*а*), летом (*б*) и осенью (*в*).

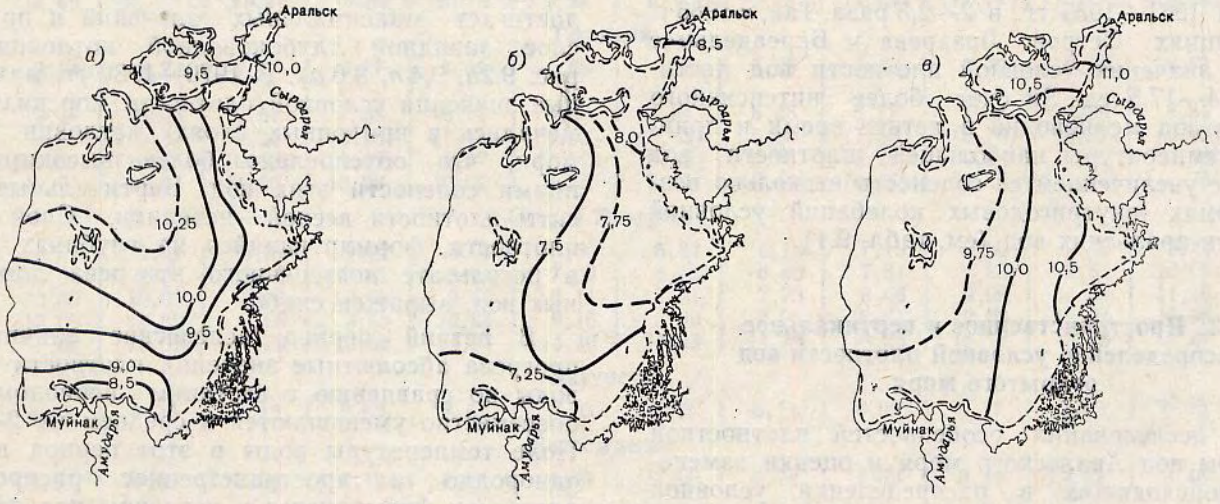


Рис. 9.3. Среднее многолетнее (1971—1975) распределение условной плотности на поверхности моря весной (*а*), летом (*б*) и осенью (*в*).

Здесь же отмечаются и максимальные горизонтальные градиенты плотности. На остальной акватории моря горизонтальные градиенты плотности малы. В условно-естественный период пространственная изменчивость условной плотности по акватории моря составляла 4,6—6,3 ед., а в 1976—1980 гг. — 9,4—10,9 ед. (см. рис. 9.1 *б*, 9.5 *б*).

В вертикальном распределении плотности в летний период основную роль по-прежнему играет температура воды. В связи с интенсивным прогревом поверхностного слоя воды почти по

всей акватории моря формируется слой скачка плотности. В северном районе моря он залегает на глубине 10—20 м, в центральном и западном 15—

ственно от 10,1 до 13,1 ед. В мелководных районах в связи с прогревом вод до дна и началом вертикального конвективного перемешивания в резуль-

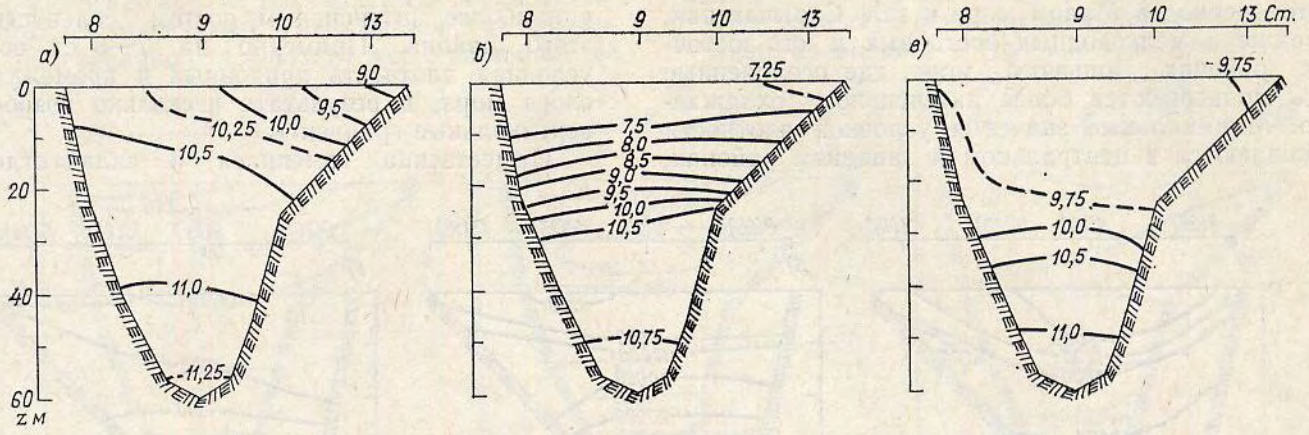


Рис. 9.4. Среднее многолетнее (1971—1975) распределение условной плотности на разрезе *Б* весной (*а*), летом (*б*) и осенью (*в*).

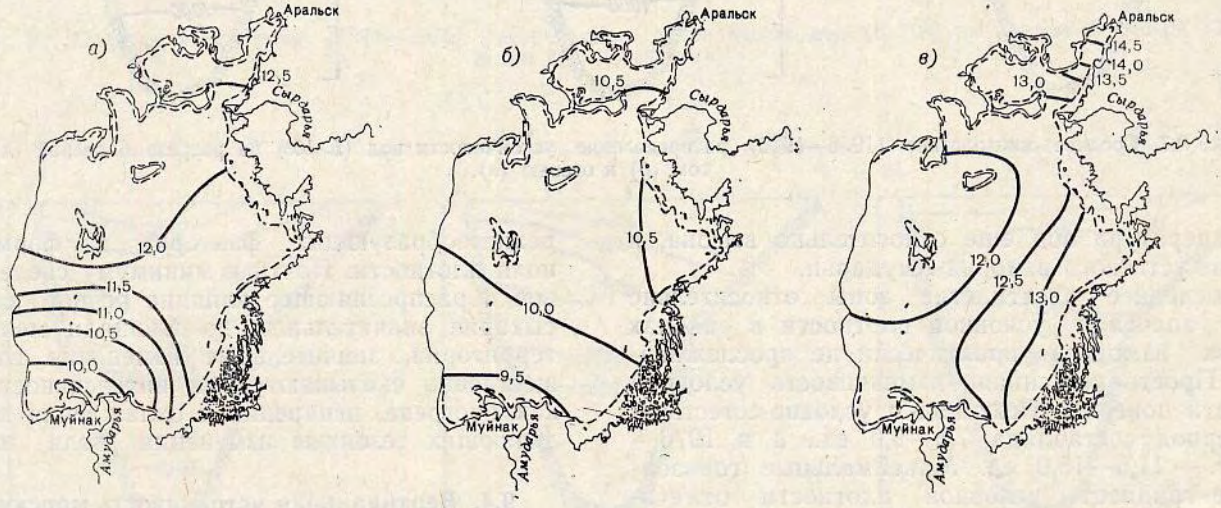


Рис. 9.5. Среднее многолетнее (1976—1980) распределение условной плотности на поверхности моря весной (*а*), летом (*б*) и осенью (*в*).

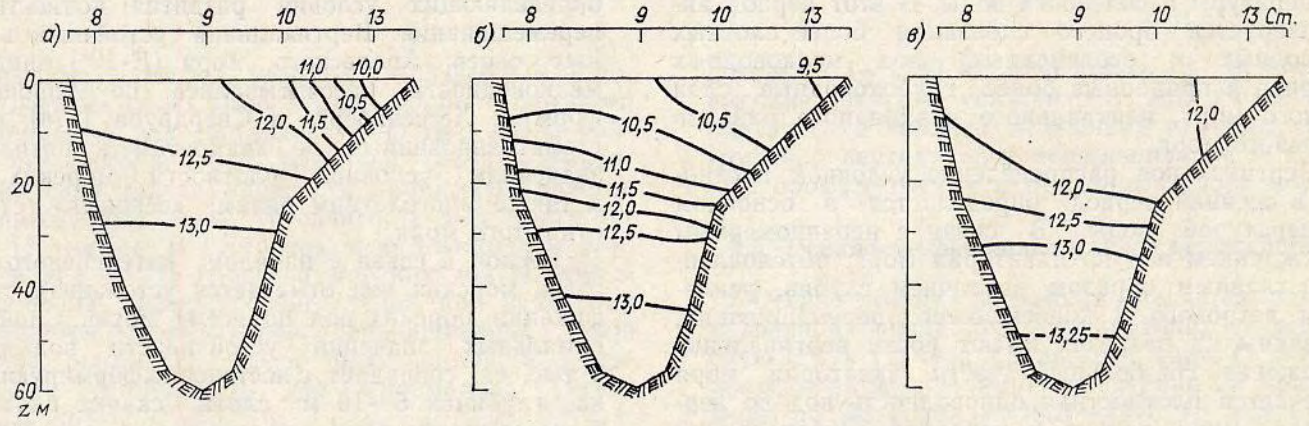


Рис. 9.6. Среднее многолетнее (1976—1980) распределение условной плотности на разрезе *Б* весной (*а*), летом (*б*) и осенью (*в*).

30 м (см. рис. 9.2 *б*, 9.4 *б*, 9.6 *б*). Условная плотность в наиболее глубоководных районах возрастает с глубиной на 3,0—3,5 ед. Так, в условно-естественный период условная плотность воды увеличивалась от 5,8 на поверхности до 9,1 ед. в придонном слое, а в 1976—1980 гг. соответтате роста солености поверхностных вод при интенсивном испарении слой скачка плотности отсутствует.

Осенью в связи с охлаждением и дальнейшим осолонением вод происходит возрастание абсолютных значений условной плотности по всему

морю. Пространственное поле плотности перестраивается в обратном соответствии с полем температуры (см. рис. 9.1 *в*, 9.3 *в*, 9.5 *в*). Максимальные значения условной плотности наблюдаются в этот период в Малом море и зал. Сарычаганак, а также в мелководных восточных и юго-восточных районах Большого моря, где осолоненные воды подвергаются более интенсивному охлаждению. Минимальные значения условной плотности наблюдаются в центральном и западном районах, где температура вод еще относительно высока, и в районе устьевого взморья Амударьи.

В последнее десятилетие зоны относительно низких значений условной плотности в районах устьевых взморьев практически не прослеживаются. Пространственная изменчивость условной плотности поверхностных вод в условно-естественный период составляла 7,5—9,0 ед., а в 1976—1980 гг. — 11,5—15,0 ед. Максимальные горизонтальные градиенты условной плотности отмечаются в зал. Сарычаганак и в мелководном восточном районе Большого моря, где они обусловлены значительными пространственными градиентами температуры и солености воды. В этот период активизируется процесс сползания более плотных (холодных и осолоненных) вод мелководных районов в придонные более глубоководные слои Малого моря, центрального и западного районов Большого моря.

Вертикальное распределение условной плотности в осенний период определяется в основном температурой воды. В связи с неравномерным охлаждением вод по акватории моря, обусловленным главным образом различием глубин, усилением ветрового и конвективного перемешивания, изопикны на разрезах имеют почти вертикальное положение. На большей части акватории моря отмечается плотностная однородность вод по вертикали. Лишь только в западной глубоководной впадине, где на глубинах 25—35 м еще сохраняется слой скачка плотности, изопикны под ним располагаются горизонтально.

Анализируя особенности распределения плотности вод для периодов условно-естественного и нестационарного режима Аральского моря можно отметить значительное возрастание условной плотности во всей толще вод для всех рассмотренных сезонов. В среднем по сравнению с периодом 1956—1960 гг. рост условной плотности поверхностных вод в 1981—1985 гг. составил 6—7 ед. Максимальное возрастание условной плотности на 7—8 ед. отмечалось в Малом море, что связано с наиболее интенсивным ростом солености вод этого района. Примерно на 7—8 ед. возросла условная плотность придонных и промежуточных слоев моря, в результате несколько возросли ее вертикальные градиенты.

Существенно изменился и вклад отдельных

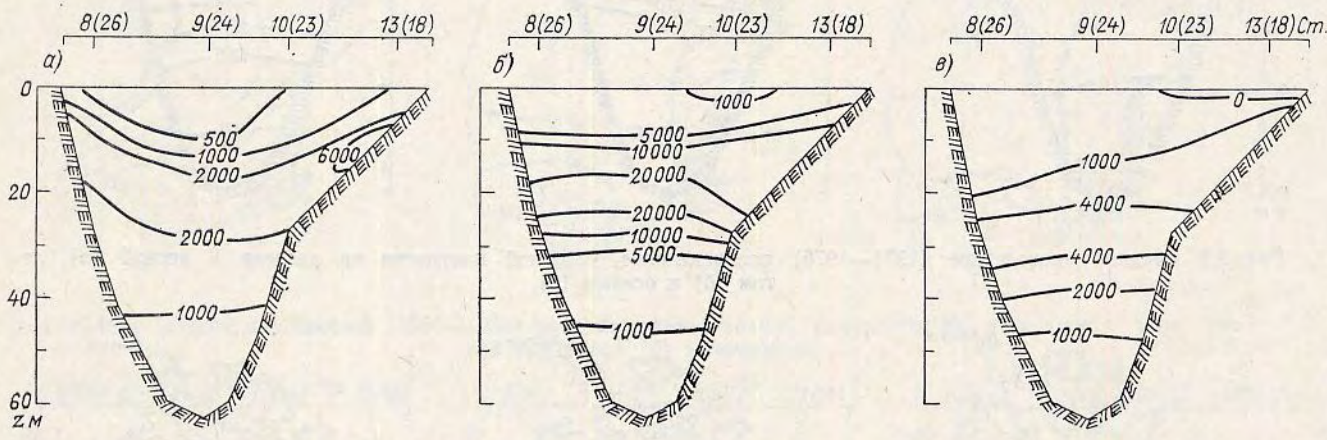


Рис. 9.7. Среднее многолетнее (1956—1960) распределение устойчивости вод ($E \cdot 10^8$) на разрезе *Б* весной (*а*), летом (*б*) и осенью (*в*).

режимообразующих факторов в формирование поля плотности. Почти к минимуму сведено тепловое и распресняющее влияние речного стока. Обсыхание значительных по площади мелководных территорий, значительные изменения глубин существенно сказываются на интенсивности и сроках прогрева, испарения и охлаждения вод, определяющих сезонные изменения поля плотности.

9.4. Вертикальная устойчивость морских вод

Вертикальная устойчивость морских вод — одна из важных гидрофизических характеристик, определяющих условия развития конвективного перемешивания. Вертикальная устойчивость водных слоев Аральского моря ($E \cdot 10^8$) ввиду его мелководности рассчитывалась по упрощенной формуле Хессельберга и Свердрупа [174] по систематизированным по квадратам и пятилетиям значениям условной плотности морских вод, а также многолетним рядам «вековых» станций открытого моря.

Весной в связи с началом интенсивного прогрева морских вод отмечается устойчивая стратификация морских вод по всему морю. Слой максимальных значений устойчивости вод до 4—6 тыс. ед. совпадает с постепенно формирующимся на глубинах 5—10 м слоем скачка плотности. К поверхности и ко дну значения устойчивости вод уменьшаются до 1—2 тыс. ед. (рис. 9.7 *а*, 9.8 *а*, 9.9 *а*). На устьевых взморьях благодаря распреснению поверхностных вод речным стоком устойчивость в слое скачка плотности (5—10 м) выше и достигает 8—10 тыс. ед.

Летом в результате дальнейшего интенсивного прогрева вод происходит увеличение значений устойчивости по всей акватории моря и особенно в слое скачка плотности вод, который в это время

получает наибольшее развитие и служит существенной преградой для вертикального перемешивания вод. Устойчивость вод в слое скачка плотности достигает 20—22 тыс. ед., с глубиной устойчивость вод значительно уменьшается и в придонном слое западной глубоководной впадины не

в поверхностных слоях моря наблюдается либо неустойчивая, либо слабо устойчивая стратификация вод. На устьевых взморьях сохраняется устойчивая стратификация вод (2—4 тыс. ед.) за счет значительных вертикальных градиентов солености.

По сравнению с условно-естественным перио-

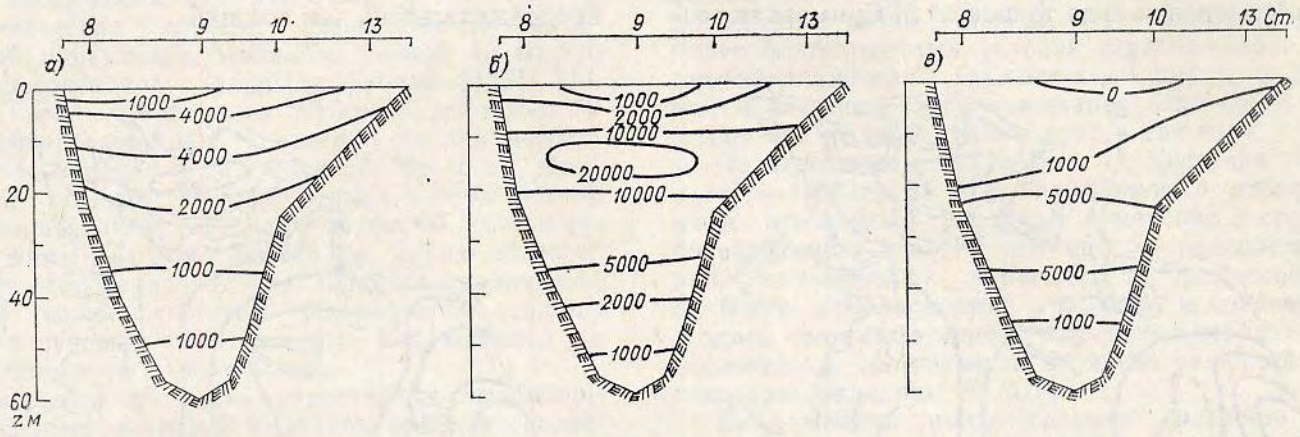


Рис. 9.8. Среднее многолетнее (1971—1975) распределение устойчивости вод ($E \cdot 10^8$) на разрезе *Б* весной (*а*), летом (*б*) и осенью (*в*).

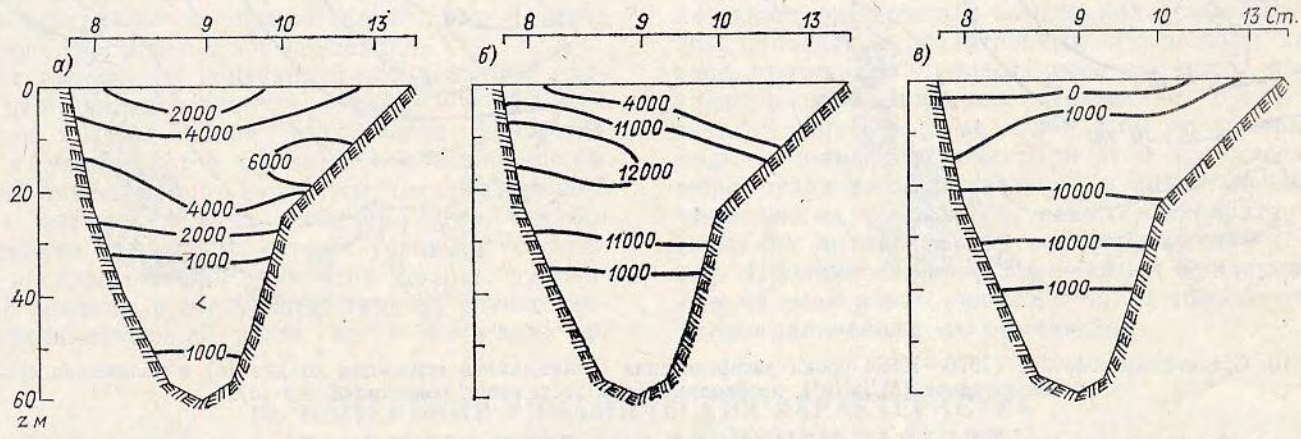


Рис. 9.9. Среднее многолетнее (1976—1980) распределение устойчивости вод ($E \cdot 10^8$) на разрезе *Б* весной (*а*), летом (*б*) и осенью (*в*).

превышает 1 тыс. ед. (рис. 9.7 *б*, 9.8 *б*, 9.9 *б*). В поверхностных слоях моря выше скачка плотности устойчивость вод составляет 1—2 тыс. ед. В районе устьевого взморья Амударьи, где в формировании слоя скачка плотности принимают участие распресненные воды, устойчивость вод достигает 11—17 тыс. ед. В восточном и юго-восточном районе в результате прогрева морских вод до дна и осолонения поверхностного слоя при испарении начинается конвективное перемешивание. Слой скачка плотности здесь размывается, а вертикальная устойчивость вод минимальна (менее 1 тыс. ед.).

Осенью с началом процесса охлаждения развивается интенсивное конвективное перемешивание вод, абсолютные значения устойчивости по всему морю уменьшаются и составляют в среднем 1—2 тыс. ед. Только в западном более глубоководном районе, где еще сохраняется слой скачка плотности устойчивость вод в слое скачка достигает 4—10 тыс. ед., с глубиной она понижается до 1 тыс. ед. (см. рис. 9.7 *в*, 9.8 *в*, 9.9 *в*). Почти повсеместно, за исключением устьевых районов, дом в 1971—1980 гг. отмечались в целом более высокие значения устойчивости вод в слое скачка плотности в весенний и осенний периоды, что затрудняло вертикальное перемешивание и вентиляцию промежуточных и придонных слоев моря.

9.5. Осенне-зимнее конвективное перемешивание

Осенне-зимняя конвекция является одним из важнейших процессов, формирующих гидрологическую структуру вод Аральского моря. Особенности протекания осенне-зимней конвекции на Аральском море по материалам 1957—1970 гг. рассмотрены в работе А. Н. Косарева [129].

В настоящем разделе для расчета параметров осенне-зимней конвекции использованы экспедиционные материалы 1976—1982 гг. — периода, который характеризуется резко выраженной нестационарностью режима моря и снижением его уровня в среднем на 7—8 м относительно условно-естественного периода. Расчет параметров осенне-зимней конвекции проводился для 21-го квадрата моря (см. рис. 1.2) по схеме Н. Н. Зубова, с уче-

том уточнений, предложенных К. Д. Сабининым для случая солоноватых вод [201].

Конечными величинами при расчете осенне-зимней конвекции являются: q_T — количество теплоты, которое отдается поверхностью моря при охлаждении при конвекции, доходящей до данного горизонта, и q_S — количество теплоты, выделяемое при образовании льда толщиной h. Суммарная теплоотдача q_T+q_S при конвекции, доходящей до дна в данном квадрате, так называемый показатель вентиляции, сравнивалась с реальными многолетними значениями теплоотдачи за расчетный период. По данным расчетов построены карта сроков распространения осенне-зимней конвекции до дна (рис. 9.10 *а*) и карта количества суммарной теплоотдачи, необходимой для достижения конвекцией дна (рис. 9.10 *б*).

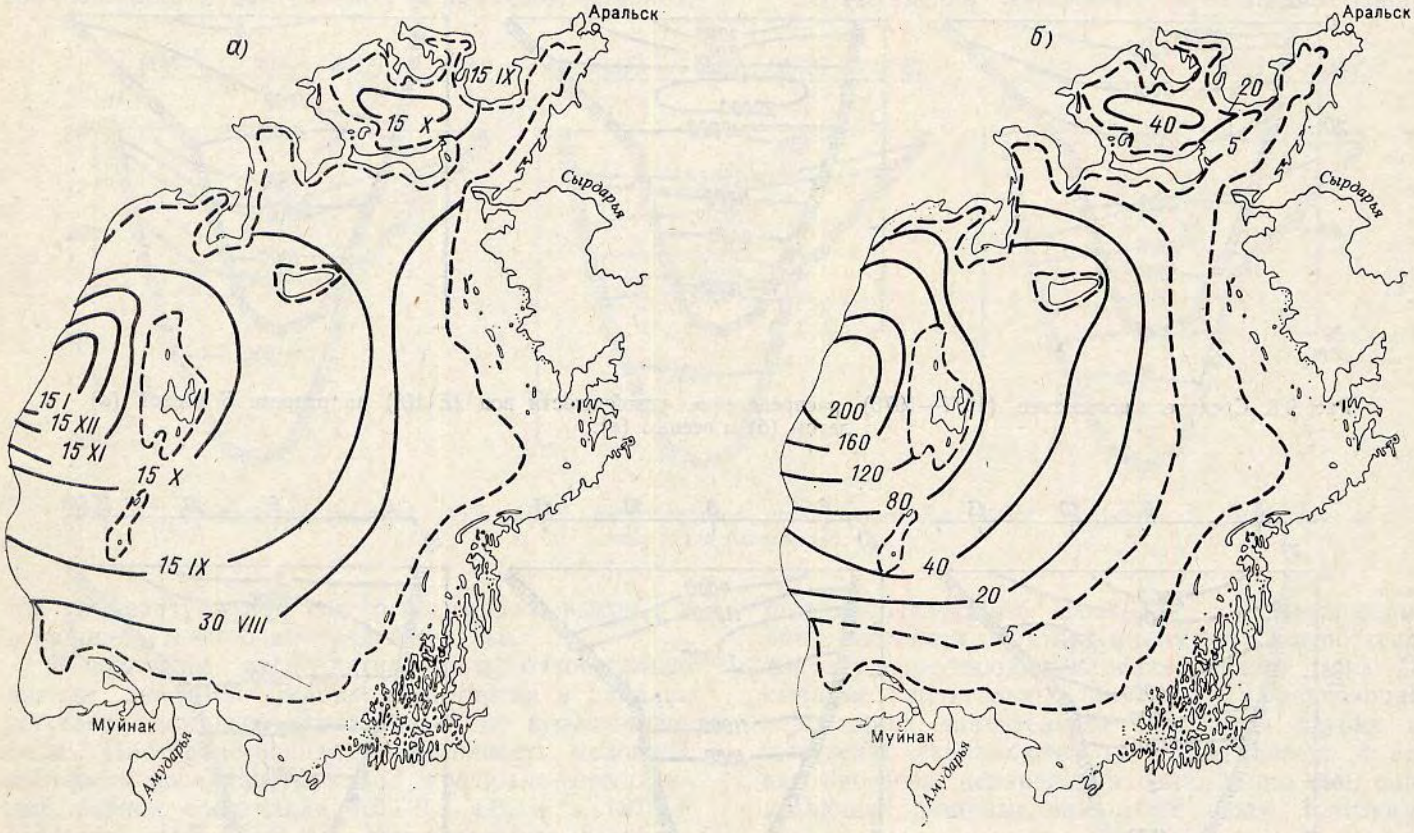


Рис. 9.10. Средние многолетние (1976—1982) сроки распределения осенне-зимней конвекции до дна (*а*) и количество суммарной теплоотдачи (МДж/м²), необходимой для достижения конвекцией дна (*б*).

Аральское море — солоноватый водоем, и процесс осенне-зимней конвекции протекает в нем в две стадии. Для солоноватых вод температура наибольшей плотности выше температуры замерзания (см. табл. 5.3) и с началом осеннего выхолаживания вод начинается первая стадия конвекции, которая продолжается до достижения перемешанным слоем воды температуры наибольшей плотности. Затем при дальнейшем охлаждении поверхностного слоя воды до температуры замерзания плотность воды несколько уменьшается, создается устойчивая стратификация и несмотря на продолжающуюся теплоотдачу глубина проникновения конвекции не увеличивается.

При достижении температуры замерзания вод начинается вторая стадия зимнего конвективного перемешивания, связанная с повышением плотности поверхностных вод в результате осолонения при льдообразовании.

Весной с началом теплонакопления при повышении температуры воды от температуры замерзания до температуры наибольшей плотности вновь возникают условия для возобновления конвекции, однако процесс этот значительно менее продолжительный, чем осенний.

Осенне-зимняя конвекция начинается, когда средняя суточная температура воздуха над Аральским морем становится устойчиво ниже средней суточной температуры воды, что свидетельствует о начале процесса охлаждения вод. Такая ситуация на Аральском море складывается примерно к середине августа. В связи с этим в качестве начальных условий для расчета параметров осенне-зимнего конвективного перемешивания было взято августовское распределение основных гидрологических характеристик — температуры, солености и плотности морской воды.

В результате ветрового перемешивания и осолонения при испарении верхний 10-метровый слой в августе хорошо перемешан и с началом периода охлаждения вод сразу охватывается конвекцией. Примерно к концу августа на значительной части акватории Аральского моря с глубинами менее 10 м конвекция достигает дна. Показатель вентиляции при этом минимален — около 5 МДж/м².

К концу октября конвекция достигает дна на всей акватории Аральского моря, за исключением западной глубоководной впадины (см. рис. 9.10 *а*). Максимальное значение показателя вентиляции составляет при этом примерно 120 МДж/м². Следует

отметить, что конвективное перемешивание достигает дна на всей этой акватории исключительно на первом «термическом» его этапе. Сроки распространения конвекции до дна на этом этапе в основном определяются глубиной места и изолинии сроков распространения конвекции до дна и требуемой для этого теплоотдачи следуют примерно вдоль изобат (см. рис. 9.10).

Критическая глубина осенне-зимней вертикальной циркуляции оказалась равной 40 м, что хорошо совпадает с данными работы [129]. Поэтому в районе западного глубоководного желоба для распространения конвекции до дна необходимо образование льда толщиной 70—75 см. Фактическая средняя толщина припая в этом районе в умеренные зимы составляет около 60 см, а в суровые зимы достигает 80—93 см. Таким образом, за счет осолонения вод при льдообразовании конвекция может достигать дна западной впадины лишь в суровые зимы, которые наблюдаются на Аральском море 1 раз в 3 года.

Ускорению процесса конвективного перемешивания в центральном и западном районах способствует охлаждающее влияние вод восточных мелководий. Холодные и осолоненные воды мелководий, имеющие высокую плотность, сползают по склонам дна в более глубоководные районы, нарушая вертикальную стратификацию вод и ускоряя процесс осенне-зимней конвекции.

Для достижения конвекцией дна западной впадины необходима теплоотдача более 200 МДж/м² (см. рис. 9.10 *б*). Такая теплоотдача возможна лишь в суровые зимы. Развитие конвекции в этом районе зависит и от суровости предшествующей зимы — чем теплее была минувшая зима, тем более реальна при прочих равных условиях возможность распространения конвекции до дна глубоководной впадины в следующую зиму. В случае теплой предшествующей зимы, когда конвекция до дна не доходит, температура придонного слоя остается более высокой и в следующую зиму развитие конвекции будет протекать относительно легче. Наоборот, при достижении конвекцией дна, температура придонных вод становится более низкой и в следующую зиму необходимо более существенное охлаждение, чтобы конвекция вновь достигла дна. В придонном слое западной впадины происходит, таким образом, чередование более и менее благоприятных условий стратификации вод для проникновения конвекции до дна и в среднем конвективное перемешивание охватывает всю толщу вод не реже одного раза в три года.

По сравнению с данными А. Н. Косарева [129], в 1976—1982 гг. за счет значительного обмеления моря отмечалось некоторое изменение в сторону более раннего наступления сроков распространения осенне-зимней конвекции до дна, особенно в более глубоководных районах, в среднем на 2 нед и соответствующее уменьшение необходимой теплоотдачи, достигающее в районе западной глубоководной впадины 80 МДж/м².

В ближайшие годы средняя соленость вод Аральского моря превысит 24,7 ‰, т. е. аральские воды перейдут из градации солоноватых в градацию вод с морской соленостью, при этом температура наибольшей плотности аральских вод станет ниже температуры замерзания (см. табл. 5.3). Это приведет к значительным изменениям характера протекания процесса осенне-зимнего конвективного перемешивания. Конвекция будет протекать непрерывно в один этап до замерзания воды и появления льда. При этом вся масса вод моря будет выхолаживаться до значительных отрицательных температур, равных температуре замерзания аральских вод соответствующей солености. Проникновению осенне-зимней конвекции до дна на всей акватории моря будет способствовать также дальнейшее его обмеление.

10. ИЗМЕНЕНИЕ ДИНАМИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК АРАЛЬСКОГО МОРЯ ПОД ВЛИЯНИЕМ ПАДЕНИЯ ЕГО УРОВНЯ

Ветровое волнение и течения, характеризующие динамику вод Аральского моря, являются важными элементами его гидрологического режима. В мелководном Аральском море динамические процессы в значительной степени определяют пространственное и вертикальное распределение его основных гидролого-гидрохимических характеристик и структуру вод моря.

10.1. Волнение

Режим волнения на Аральском море определяется ветром, размерами бассейна, его глубинами, конфигурацией береговой черты, наличием островов.

Регулярные визуальные наблюдения за волнением проводятся на береговых и островных гидрометеорологических станциях, а экспедиционные — с рейсовых и экспедиционных судов. Инструментальные наблюдения за волнением практически отсутствуют, поэтому для характеристики элементов волн открытого моря в основном используются расчетные методы [160, 200].

Режим волнения Аральского моря изучался В. С. Самойленко и В. С. Ромашкиным [196], М. П. Юткиным [143], А. А. Дрейером [93]. Под руководством последнего подготовлено практическое пособие «Режим волнения и ветра Аральского моря» [191], в котором приведены достаточно полные сведения о ветро-волновом режиме моря, а также данные, необходимые для составления оперативных прогнозов волнения. Перечисленные работы, а также обобщенные материалы наблюдений береговых и островных гидрометеорологических станций послужили основой представленной ниже краткой характеристики режима волнения Аральского моря. Количественные оценки элементов волн выполнены для условий современного положения уровня моря на отметках, близких к 42 м абс., соответствующих морфометрических характеристик и конфигурации береговой черты.

На Аральском море преобладает ветровое волнение неправильной формы с крутой и довольно короткой волной небольшого периода. С прекращением ветра волнение быстро затухает, что обус-

ловлено небольшими размерами моря и его морфометрическими особенностями. В течение безледного периода (апрель—ноябрь) на всем море преобладает волнение со средними высотами волн менее 1,0—1,5 м (повторяемость 75—80 %). Наибольшая повторяемость сильного волнения со средними высотами волн 3—4 м приходится на осенние месяцы и апрель, а при отсутствии льда и на декабрь—март и составляет 5—6 %.

Вследствие морфологических и морфометрических различий режим волнения в отдельных гидрологических районах моря имеет свои особенности.

В зал. Большой Сарычаганак вследствие его небольших глубин (1—2 м), незначительных разгонов (10—20 км) и практической изолированности от остальной акватории Малого моря средние высоты волн даже при сильных ветрах (20—25 м/с) не превышают 0,3—0,5 м, а их периоды — 1,6—2 с. Максимальные высоты волн могут достигать 1,5 м, волнение развивается до максимальных значений за 1—1,5 ч. Максимальные длины волн составляют 15 м, а периоды 3 с.

В Малом море вследствие его значительной обособленности от Большого моря волнение при всех ветрах развивается только в пределах его акватории и не зависит от параметров волнения в Большом море. В собственно Малом море развитие волнения зависит от направления ветра и ограничивается как разгонами (20—80 км), так и глубинами. Установившееся волнение формируется при скорости ветра 10 м/с за 5—6 ч, а при скорости ветра 20—25 м/с за 1—1,5 ч. Средние высоты волн при сильных ветрах составляют 1,3—1,5 м, а максимальные при юго-западном ветре могут достигать 3,5 м. Максимальные периоды и длины волн составляют соответственно 5,5 с и 50 м.

В центральном районе Большого моря вследствие его удаленности от берегов волнение в меньшей степени зависит от направления ветра и в определенной степени ограничивается глубинами, которые в настоящее время не превышают 12—15 м. Разгоны для всех направлений в центре этого района составляют 100—120 км. Область с максимальным развитием волнения смещается, как правило, к наветренному берегу. Средняя высота волн при ветре 20—25 м/с составляет 1,8—2,0 м, а максимальная 4,0—4,5 м. Максимальные периоды и длина волн 5,5—6,0 с и 50—55 м. Выход волнения на установившийся режим при слабых ветрах (до 10 м/с) происходит за 8—10 ч, а при сильных (20—25 м/с) — за 2,5—1,5 ч.

В западном наиболее глубоководном районе моря вследствие его значительной меридиональной протяженности (200—220 км) и относительно малых разгонов в западном и восточном направлениях (25—20 км) развитие волнения существенно зависит от направления ветра. При ветрах северных и южных направлений средние высоты волн при скорости ветра 10 м/с составляют 0,8—1 м, а при скорости ветра 20—25 м/с — 2,2—2,8 м, периоды соответственно 4,2—4,5 и 7,0—7,4 с. Максимальные высоты волн при скорости 25 м/с могут достигать 7,0—7,5 м, однако их повторяемость составляет около 0,5 %. Волнение достигает максимального развития при скорости ветра 10—15 м/с за 10 ч, при скорости ветра 20—25 м/с за 3,5—2,5 ч. Максимальные периоды волн составляют 7,0—8,0 с, а длины — 100—110 м.

Волнение в восточных мелководных районах моря, ограниченных 10-метровой изобатой, определяется прежде всего глубинами и распространением волн из более глубоководных прилегающих районов. При ветрах с берега и вдоль побережья формируется «местное» волнение, ограничиваемое глубинами. При сильных ветрах (20—25 м/с) средние высоты волн составляют 0,5—0,8 м, а максимальные — 1,8—2,0 м. При таких же ветрах с моря средние высоты волн составляют 1,6—2,0 м, а максимальные на глубинах 10 м могут достигать 4,0—4,2 м, а на глубинах 5 м — 2,8—3,0 м. Максимальные периоды волн составляют 5,5—6,0 с, а длины волн — 50—55 м. Развитие установившегося волнения происходит при скорости ветра 10—15 м/с за 6—8 ч, а при скорости ветра 20—25 м/с за 2,5—1,5 ч.

Волнение в южных мелководных районах с глубинами менее 10 м развивается примерно так же, как и в восточных. При ветрах южных румбов, т. е. с берега, здесь формируется местное волнение, параметры которого целиком определяются глубинами, при этом волнение выходит на установившийся режим за 1—2,5 ч. Средние высоты волн при скоростях ветра 20—25 м/с составляют 0,8—1,1 м, а периоды — 3,6—4,2 с. Максимальное волнение развивается при ветрах северных направлений и в значительной степени определяется распространением волн из прилегающих более глубоководных районов. При слабых ветрах (10 м/с) выход волнения на установившийся режим происходит за 8—10 ч, а при сильных ветрах — за 2—3 ч. При скорости ветра 20—25 м/с средние высоты волн составляют 1,5—2,0 м, а максимальные на глубинах 10 м — 4,0—4,6 м, а на глубинах 5 м — 2,8—3,2 м. Максимальные периоды волн при этом достигают 5,5—6,0 с, а длины волн — 40—50 м.

Дальнейшее снижение уровня моря приведет к уменьшению глубин и площади моря, обсыханию и обособлению его отдельных районов. По мере усыхания моря будет происходить и уменьшение параметров основных характеристик ветрового волнения. Для количественной оценки этих изменений были выполнены расчеты средней и максимальной высоты волн $\bar{h}$ и $h_{макс}$, их средних периодов $\bar{\tau}$ и средних длин $\bar{\lambda}$ в двух наиболее глубоководных и характеризующихся максимальной длиной разгонов точках западного и центрального районов моря при отметках уровня 53, 43 и 33 м абс., соответствующих снижению уровня моря соответственно на 0, 10 и 20 м. Положение береговой линии моря при этих отметках уровня примерно соответствует изобатам 0, 10 и 20 м (см. рис. 1.1). Расчеты выполнены для северного ветра 25 м/с (табл. 10.1).

Изменение характеристик волнения в большей степени скажется в центральном более мелководном районе. При значительном снижении уровня моря средние характеристики волнения здесь уменьшатся в 2—2,5 раза и развитие волнения будет ограничиваться незначительными глубинами. В то же время в западном более глубоководном районе, где даже после снижения уровня на 20 м максимальные глубины будут все еще достигать 35—45 м, изменение характеристик волнения не

Таблица 10.1

Изменение характеристик ветрового волнения в западном и центральном районах Аральского моря при снижении его уровня (ветер северный, 25 м/с)

Высотная отметка уровня моря, м абс.	Глубина, м	Разгон, км	Характеристики волнения			
			$\bar{h}$ м	$h_{макс}$ м	$\bar{\tau}$ с	$\bar{\lambda}$ м
Западный район (V)						
53	54	105	3,0	7,5	8,0	100
43	44	75	2,8	7,0	7,4	88
33	34	55	2,4	6,0	6,7	75
Центральный район (VI)						
53	26	155	2,5	6 3	7,0	75
43	16	90	1,8	4,5	5,7	53
33	6	60	1,0	2,5	4,0	27

превысит 20—25 % главным образом за счет сокращения длины разгонов.

В других более мелководных районах характеристики волнения по мере снижения уровня также будут уменьшаться и параметры волнения здесь будут лимитироваться глубиной места. При сильных ветрах (20—25 м/с) на глубинах менее 10 м расстояние от подветренного берега до расчетной точки (а следовательно, и направление ветра) не оказывает ощутимого влияния на характеристики ветровых волн. Их параметры в этих условиях (за исключением очень малых разгонов — менее 10 км) определяются только глубиной места и скоростью ветра. Например, при северном ветре 25 м/с средние высоты волн уменьшаются от 1,5 м при глубине 10 м до 0,8 м при глубине 3 м (табл. 10.2), а при ветре 15 м/с — от 1,0 до 0,5 м соответственно. Данными табл. 10.2 можно пользоваться для оценки параметров ветровых волн практически во всех районах с глубинами до 10 м (при данной скорости ветра и независимо от его направления) и при разгонах более 10 км.

Таблица 10.2

Изменение характеристик ветрового волнения в зависимости от глубины места (ветер северный, 25 м/с)

Характеристика волнения	Глубина, м							
	3	4	5	6	7	8	9	10
$\bar{h}$ м	0,8	0,9	1,0	1,1	1,2	1,3	1,4	1,5
$h_{макс}$ м	1,6	1,8	2,1	2,4	2,6	2,8	3,1	3,3
$\bar{\tau}$ с	3,2	3,6	4,0	4,4	4,6	4,8	5,0	5,2
$\bar{\lambda}$ м	10	23	28	31	34	38	41	44

При снижении уровня Аральского моря до отметки 33 м абс. наибольшие глубины в его центральном районе не будут превышать 5—7 м, а максимальные высоты волн на его акватории при ветрах 20—25 м/с любого направления — 2,1—2,8 м. В западном же районе моря на большей части его акватории с глубинами до 20 м при ветрах меридионального направления (северных и южных) той же скорости максимальные высоты волн могут достигать 3,5—5,0 м, а в наиболее глубоководной части с (глубинами 30—45 м) — 5,6—6,0 м.

10.2. Течения

Основными факторами, формирующими циркуляцию вод Аральского моря, являются ветер и рельеф дна. Кроме того, некоторое значение особенно в районах устьевых взморьев имеют речной сток и плотностная неоднородность вод.

Циркуляция вод Аральского моря изучена недостаточно, тем не менее уже первые исследователи отмечали ее такую важную особенность, отличающую Аральское море от других внутренних морей северного полушария, как преобладание антициклонической циркуляции вод. В качестве основной причины формирования такой циркуляции рассматривался речной сток и обусловленные им стоковые течения [31, 101].

Позднее А. И. Симонов путем теоретических расчетов показал, что значительная повторяемость антициклонического движения вод в Аральском море обусловлена главным образом преобладанием над морем ветровых полей северных направлений, их поперечной неоднородностью и особенностями рельефа дна моря. В то же время при ветровых полях южных направлений в море формируется циклоническое движение вод [215].

Последующее обобщение немногочисленных данных инструментальных наблюдений за течениями, использование методов гидродинамического моделирования ветровых течений позволило получить более детальное представление об общем циркуляционном режиме вод моря, его изменчивости, структуре потоков и оценить вклад различных факторов в формирование циркуляции вод Аральского моря в условиях квазистационарного состояния его режима [222, 263].

Неуклонное снижение уровня Аральского моря, его обмеление, изменение конфигурации береговой черты и островов обусловливают изменения и основных характеристик циркуляции вод моря. Особенности циркуляции вод Аральского моря при различном положении его среднего уровня и объема речного стока рассмотрены в работах [28, 53] путем проведения численных экспериментов с использованием нестационарных гидродинамических моделей.

Наиболее полное представление об особенностях циркуляции вод моря может быть получено при использовании трехмерной нестационарной модели, описание которой дано в [239]. При проведении численных экспериментов Аральское море представлялось в виде сеточной области с пространственным шагом около 10 км. Поля ветра над морем полагались однородными, поскольку при относительно небольших размерах моря, несопоставимых с размерами барических образований, различия в скоростях и направлениях ветра над его постоянно сокращающейся акваторией оказываются незначительными и эффект неоднородности ветра проявляется весьма слабо [263]. Сравнительная мелководность Аральского моря и интенсивное ветровое и конвективное перемешивание его вод, усиливающееся при обмелении моря, позволяет без заметных погрешностей не учитывать вертикальную стратификацию вод. Для проведения численных экспериментов использовались типичные ветровые ситуации с преобладанием господствующих северных и северо-восточных ветров, повторяемость которых достигает 70—80 %,

а также ветров других характерных направлений. Скорости ветра варьировали от 5 до 25 м/с, расходы речного стока Амударьи и Сырдарьи — от близких к максимальным до полного отсутствия.

Расчеты циркуляции вод выполнены для трех основных вариантов стояния уровня моря на отметках 53, 43 и 33 м абс., соответствующих снижению уровня моря соответственно на 0, 10 и 20 м. При этом конфигурация сеточной области изменялась в соответствии с новым положением береговой линии и островов моря. Сравнительные характеристики ветровых течений при различном положении среднего уровня моря определялись в реперных точках с фиксированными координатами, расположенных в наиболее глубоководных частях западного и центрального районов моря. Сравнительные характеристики сгонно-нагонных колебаний уровня определялись в реперных точках, расположенных в наиболее характерных районах северного, южного, западного и восточного побережий Большого моря. Координаты этих точек, естественно, менялись при падении уровня моря вместе с изменением контуров береговой линии.

В процессе формирования ветровых течений Аральского моря можно выделить несколько стадий: развития, установившихся потоков и затухания.

Характерной особенностью первой стадии является быстрое изменение параметров течений во времени и по глубине (табл. 10.3). Направление поверхностных течений в целом соответствует направлению ветра, их скорости быстро возрастают, достигая через некоторое время максимума и затем постепенно уменьшаются. Максимальные скорости поверхностных течений при скорости ветра 5 м/с достигают 20—25 см/с, 10 м/с — 40—45 см/с и ветре 25 м/с — 90—96 см/с (рис. 10.1).

Таблица 10.3

Изменение скорости поверхностных течений (см/с) во времени (ветер северный, 25 м/с)

Высотная отметка уровня, м абс.	Продолжительность действия ветра, ч											
	2	4	6	8	10	12	14	16	18	20	24	48
Западный район (V)												
53	13	26	33	38	40	42	38	35	30	26	22	22
43	20	32	40	46	48	46	43	37	32	30	30	30
33	26	42	50	55	53	47	38	34	34	34	34	34
Центральный район (VI)												
53	16	36	48	45	40	34	30	28	26	24	24	24
43	36	64	58	50	44	40	36	32	32	32	32	32
33	82	78	54	46	42	40	40	40	40	40	40	40

При одной и той же скорости ветра в зависимости от его направления, продолжительности действия и района моря максимальные скорости течений могут варьировать в довольно широких пределах. Так, в наиболее глубоководной части центрального района максимальная скорость течений при северо-восточном ветре 25 м/с достигает 64 см/с, а при западном ветре той же скорости только 48 см/с. Наибольшая скорость поверхностных течений отмечается в более мелководных районах моря.

По мере развития поверхностных течений на глубине формируется градиентное течение (табл. 10.4). С течением времени его интенсивность и толщина охваченного им слоя воды возрастают. С усилением градиентного и ослаблением поверхностного течений их пульсации по направлению и скорости постепенно затухают и движение во всем слое воды приближается к установившемуся.

Таблица 10.4

Изменение меридиональной составляющей скорости течения (см/с) с глубиной на стадии максимального развития поверхностных течений (ветер северный, 25 м/с)

Высотная отметка уровня, м абс.	Горизонт, м								
	1	5	10	15	20	25	30	40	50
Западный район (V)									
53	+42	+39	+34	+26	+20	+8	—6	—18	—9
43	+48	+43	+37	+24	+18	+4	—12	—9	—
33	+55	+49	+42	+20	—10	—10	—10	—	—
Центральный район (VI)									
53	+48	+40	+28	+2	—10	—4	—	—	—
43	+64	+42	+6	—12	—	—	—	—	—
33	+82	—14	—	—	—	—	—	—	—

Примечание. Знак «+» — направление течений на юг, знак «—» — на север.

Главной особенностью стадии установившихся потоков является двухслойная вертикальная структура течений с двумя сопоставимыми по значению максимумами скорости: у поверхности (по ветру) и осевой части компенсационного потока (против ветра). Скорости установившихся поверхностных течений примерно вдвое меньше максимальных. Направление поверхностных установившихся течений также в основном соответствует направлению ветра. Вследствие морфометрических особенностей котловины моря в зависимости от направления ветра в поверхностных установившихся потоках прослеживаются определенные черты антициклонической или циклонической общей циркуляции вод моря. Некоторое влияние стока рек на циркуляцию вод проявляется только при значительных расходах и слабых ветрах и ограничено районами, непосредственно прилегающими к устьям рек.

При ослаблении или прекращении действия ветра на стадии затухания в зависимости от направления ветра в Аральском море хорошо прослеживается общее антициклоническое или циклоническое движение поверхностных вод, осложненное более мелкими вихревыми структурами, формирующимися под влиянием рельефа дна, очертаний береговой линии и островов. Антициклонический круговорот вод наблюдается при действии ветров северных, восточных, северо-восточных и северо-западных направлений, циклонический — при южных, западных, юго-западных и юго-восточных.

Ветер и соответствующая ему циркуляция вод формируют рельеф свободной поверхности, характеризующийся повышением уровня у наветренного берега и снижением у подветренного. С возраста-

нием скорости ветра существенно возрастают сгонно-нагонные колебания уровня (табл. 10.5).

Снижение среднего уровня моря и соответствующие изменения его морфометрических характеристик не внесет каких-либо заметных изменений в структуру самого процесса формирования ветровых течений, свойственную вообще всем мелководным замкнутым водоемам. Тем не менее оно окажет значительное влияние на отдельные характеристики этого процесса, которое будет выражаться в изменении пространственной и вертикальной структуры потоков, усилении скорости течений и сокращении времени, необходимого для их полного развития.

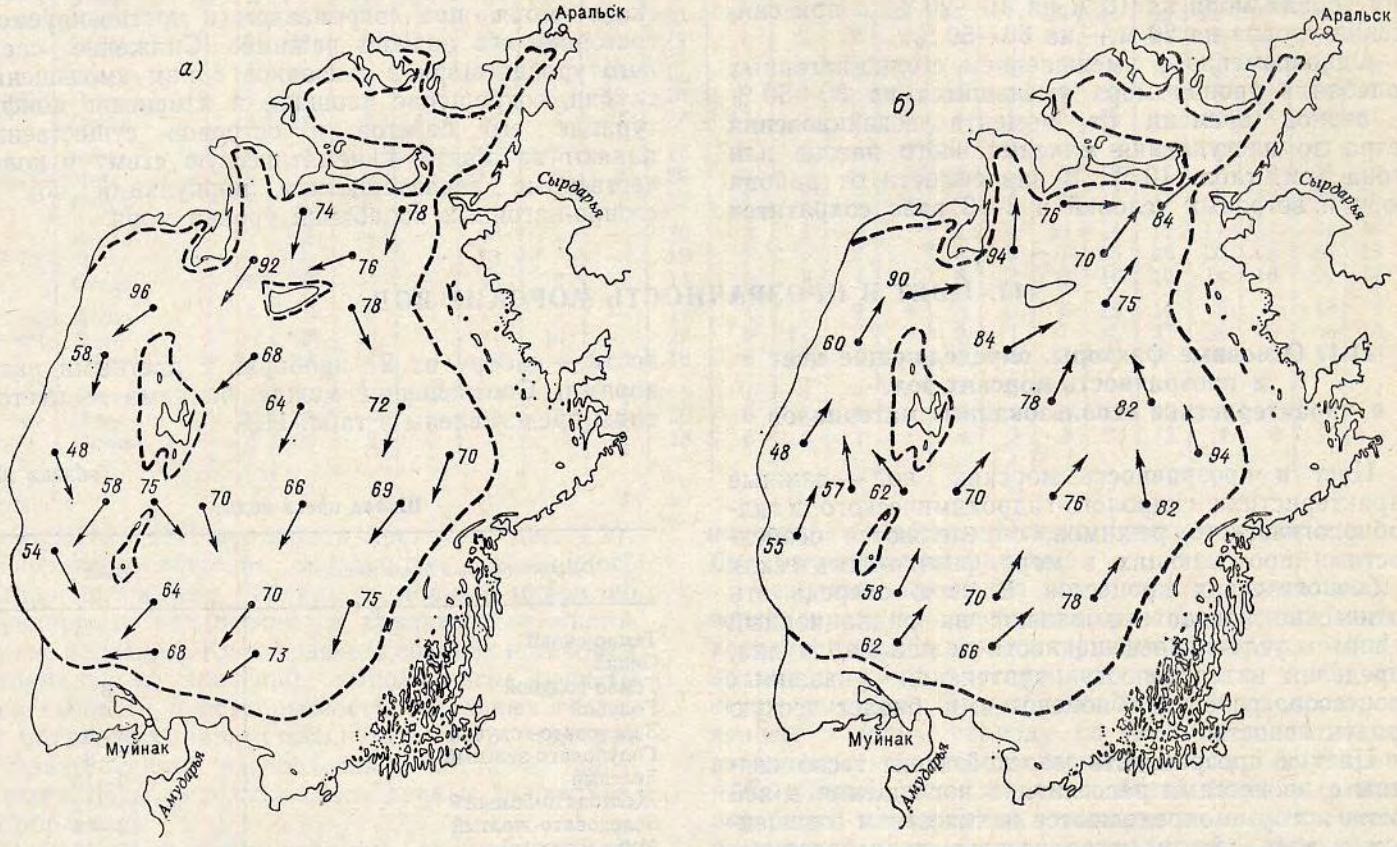


Рис. 10.1. Направление и скорость (см/с) максимального поверхностного течения при северо-восточном (*а*) и юго-западном (*б*) ветре 25 м/с и отметке уровня 43 м абс.

Таблица 10.5

Максимальные нагоны (см) и продолжительность периода τ (ч), необходимого для наступления экстремумов

Высотная отметка уровня, м абс.	Скорость ветра, м/с				τ
	10	15	20	25	
Северное побережье					
53	46	88	128	165	12
43	40	81	114	148	10,5
33	33	65	96	126	9
Южное побережье					
53	42	84	126	164	12
43	34	68	100	128	10
33	28	56	82	106	8
Западное побережье					
53	30	58	86	112	16
43	27	52	76	102	14
33	20	38	55	74	12
Восточное побережье					
53	64	124	182	240	12
43	57	112	165	217	9
33	36	76	113	150	6

Например, при северном ветре 25 м/с максимальная скорость поверхностных течений в наиболее глубоководной части центрального района при падении уровня моря на 20 м увеличится с 48 до 82 см/с, период времени от момента возникновения ветра до наступления максимума скорости в поверхностном слое сократится с 6 до 2 ч, а для полного развития течений потребуется всего 12 ч вместо 20 (см. табл. 10.3). На стадии установившихся потоков максимальная скорость глубинного компенсационного течения увеличится с 22 до 36 см/с, а скорость поверхностных течений возрастает в этих же условиях с 24 до 40 см/с.

Отмеченные тенденции изменения характеристик ветровых течений, обусловленные уменьшением глубин и сокращением площади моря, хорошо выражены на всей его акватории и особенно резко проявляются в более мелководном центральном районе моря. Пространственная структура потоков при снижении уровня моря существенно осложняется за счет влияния все возрастающих по площади крупных островов в центральной и северо-восточной частях Большого моря.

Сокращение площади и уменьшение общего объема вод моря, выравнивание его береговой черты приведет к значительному уменьше-

нию сгонно-нагонных колебаний уровня (см. табл. 10.5). Например, на восточном побережье моря при ветрах западного (нагонного) направления со скоростью 15 м/с при падении уровня моря на 20 м максимальный нагон уменьшится со 124 до 76 см, или почти на 40 %. В целом по всему побережью Аральского моря максимальные сгонно-нагонные колебания уменьшатся при падении уровня моря на 10 м на 10—20 %, а при снижении уровня на 20 м — на 30—50 %.

Одновременно с уменьшением сгонно-нагонных колебаний уровня моря уменьшится на 30—50 % и период времени от момента возникновения ветра до наступления максимального нагона или сгона (см. табл. 10.5). В зависимости от района моря и ветровых условий в 2—3 раза сократится также общая продолжительность периодов, необходимых для полного развития сгонно-нагонных процессов и выхода колебаний уровня на режим, близкий к установившемуся состоянию.

Проведенные численные эксперименты свидетельствуют о преобладающем влиянии ветровых условий и морфометрических характеристик бассейна в формировании циркуляции вод Аральского моря при современном и прогнозируемом состоянии его водного режима. Снижение среднего уровня моря и связанное с ним уменьшение глубин, сокращение площади и изменение конфигурации его берегов и островов существенно влияют на общую кинематическую схему и количественные характеристики циркуляции вод и сгонно-нагонных колебаний уровня моря.

11. ЦВЕТ И ПРОЗРАЧНОСТЬ МОРСКИХ ВОД

11.1. Основные факторы, определяющие цвет и прозрачность морских вод, и характеристика использованных материалов

Цвет и прозрачность морских вод — важные характеристики гидролого-гидрохимического и гидробиологического режимов, определяются особенностями протекающих в море физико-химических и биологических процессов. В свою очередь эти оптические показатели влияют на радиационный режим и условия освещенности толщи вод и дна, определяя интенсивность протекания указанных процессов, развитие биоценозов и биологическую продуктивность.

Цвет и прозрачность морской воды тесно связаны с процессами рассеяния и поглощения в ней света, которые определяются количеством взвешенных в воде частиц органического и неорганического происхождения. В чистой воде интенсивно поглощается длинноволновая часть видимого света, а коротковолновая его часть рассеивается на группах молекул воды. Поэтому основная энергия рассеянного света оказывается сосредоточенной в коротковолновой части спектра, определяя синий цвет воды.

Присутствие в воде тонкодисперсных частиц повышает долю рассеяния длинноволновой части светового потока, что приводит к появлению зеленых оттенков в цвете воды. С увеличением размеров взвешенных в воде частиц они начинают не рассеивать, а отражать световой поток. При этом спектральный состав отраженного света зависит и от цвета частиц. Вода в зависимости от цвета и концентрации частиц приобретает мутно-желтый или коричневый оттенок и становится менее прозрачной.

Наблюдения за цветом и прозрачностью морской воды входят в комплекс стандартных океанографических работ на глубоководных океанографических станциях. Эти оптические показатели определяются только в светлое время суток при волнении высотой не более 1 м.

Показателем прозрачности морской воды служит условная прозрачность, под которой понимается предельная глубина видимости белого стандартного диска диаметром 30 см в водной толще равномерно освещенной солнцем и небосводом. Цвет воды определяется в баллах по шкале цветности — набору из 21 пробирки с цветными растворами. Соотношения между баллами и цветом воды представлены в табл. 11.1.

Таблица 11.1

Шкала цвета воды

Характеристика цвета воды	Балл
Темно-синий	1
Синий	2
Темно-голубой	3
Голубой	4
Зеленовато-голубой	5—6
Голубовато-зеленый	7—8
Зеленый	9—10
Желтовато-зеленый	11—12
Зеленовато-желтый	13—14
Мутно-желтый	15—16
Коричневато-желтый	17—18
Желтовато-коричневый	19—20
Коричневый	21

Пространственно-временная изменчивость цвета и прозрачности аральских вод определяется сочетанием таких основных факторов, как речной сток, волнение, содержание планктона, а также морфометрическими особенностями отдельных районов моря.

Для исследования особенностей режима цвета и прозрачности вод Аральского моря, оценки их многолетних изменений в условиях возрастающего антропогенного воздействия были использованы материалы экспедиционных съемок моря с 1942 по 1985 г. Часть исходных материалов была забракована. Были исключены наблюдения, когда прозрачность воды оказывалась большей, чем глубина в месте ее измерения. Не были приняты в обработку также наблюдения с прозрачностью воды до дна. При малой глубине эти данные могли бы значительно исказить средние значения прозрачности воды. При относительно больших глубинах прозрачности до дна возникает трудность субъективной оценки той глубины, с которой следовало бы учитывать ее как характеристику прозрачности.

Обработка материалов наблюдений проводилась для каждого года рассматриваемого периода по сезонам — весна, лето, осень и в среднем за год

Таблица 11.2

Обеспеченность наблюдениями за цветом и прозрачностью вод Аральского моря за 1942—1985 гг.

Период	Сезон	Номер квадратов																				
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
1942—60	Весна	66	42	11	13	61	15	27	76	13	10	21	14	6	4	12	20	27	22	42	57	8
	Лето	100	65	29	18	91	16	34	93	16	26	13	23	11	7	29	41	65	23	97	221	15
	Осень	43	43	6	11	53	14	14	79	7	3	7	4	1	—	10	17	24	14	33	80	10
1961—65	Весна	16	25	5	6	16	5	10	17	10	2	6	6	4	2	7	19	16	5	8	13	5
	Лето	50	69	7	10	27	11	18	26	15	6	12	11	5	1	24	33	25	28	22	39	17
	Осень	13	28	2	10	26	4	13	27	11	4	9	5	4	1	5	15	11	23	14	26	11
1966—70	Весна	6	5	—	—	26	6	—	12	4	2	—	2	4	2	4	9	12	6	9	17	6
	Лето	16	12	2	—	12	5	2	20	10	3	6	4	8	5	5	10	17	8	8	21	8
	Осень	17	7	3	—	32	4	1	12	7	2	3	4	4	4	3	11	12	6	12	22	10
1971—75	Весна	22	3	—	—	68	2	—	10	2	2	—	1	1	4	56	14	12	11	17	31	13
	Лето	20	6	—	—	53	7	—	15	7	4	2	—	4	6	7	26	26	20	28	52	18
	Осень	25	9	—	—	46	2	—	14	5	6	1	—	4	2	6	16	12	14	18	24	13
1976—80	Весна	15	8	3	1	11	4	—	11	4	5	3	4	3	3	5	12	10	8	9	18	7
	Лето	39	17	13	6	21	10	—	27	9	17	7	8	9	11	17	45	37	29	28	66	26
	Осень	21	13	3	—	10	3	2	18	6	10	1	1	4	6	7	26	26	19	19	37	18
1981—85	Весна	1	2	—	—	—	1	1	1	1	1	—	1	1	—	1	—	—	—	—	1	1
	Лето	10	13	—	—	10	5	6	20	6	7	1	3	5	5	4	10	15	8	10	33	6
	Осень	6	6	2	—	—	8	6	13	6	5	1	1	9	3	3	12	12	4	8	15	2

по принятой сетке квадратов моря (см. рис. 1.2). Дальнейшее обобщение материалов проводилось по гидрологическим районам и морю в целом по календарным пятилеткам и характерным многолетним периодам. Кроме расчета средних и выборки экстремальных значений выполнялись расчеты обеспеченности и повторяемости отдельных градаций оптических параметров. Для построения карт пространственного распределения цвета и прозрачности воды использовались данные поквадратной обработки.

Освещенность наблюдениями различных районов моря и их распределение по сезонам, годам и отдельным периодам существенно неоднородно (табл. 11.2). В отдельные годы наблюдения за цветом и прозрачностью морских вод полностью отсутствуют (1943—1946, 1949). В остальные годы их число варьирует от 10 (1971) до 410 (1956) при общем количестве принятых к обработке наблюдений за весь период 5410. Наибольшее количество наблюдений приходится на квадраты, расположенные в Малом море и районах устьевых взморьев Сырдарьи и Амударьи, наименьшее — в северной части Большого моря.

11.2. Характеристика цвета воды

Для периода условно-естественного режима Аральского моря (1942—1960) в среднем за годовой период его воды характеризуются зеленовато-голубым цветом (5—6 баллов), повторяемость которого достигает 36 %. Высокую повторяемость имеют также соседние градации голубого (29 %) и голубовато-зеленого (18 %) цвета (табл. 11.3). В сумме эти три градации имеют повторяемость 83 %, в то время как повторяемость остальных отдельных градаций цвета воды, экстремальные значения которого по площади моря изменяются от синего (2 балла) до коричневого (21 балл), не превышают 1—6 %. Преобладающий голубой цвет вод Аральского моря определяется относительно малым количеством в морской воде взвесей органического и неорганического происхождения и слабым развитием планктона.

Сезонные изменения показателя цвета воды, осредненного для всей акватории Аральского моря характеризуются в рассматриваемый период ослаблением голубых и усилением зеленых тонов от весны к осени. Это обусловливается распространением к этому периоду по всей площади моря взвешенных частиц, приносимых водами Амударьи и Сырдарьи, накоплением в водах моря остатков погибших планктонных организмов и усилением штормовой деятельности, приводящей к взмучиванию донных частиц на мелководьях. Отмеченные особенности сезонных изменений цвета воды моря хорошо прослеживаются и в сезонном ходе повторяемости основных градаций цвета воды (см. табл. 11.3). Наибольшую повторяемость во всех сезонах имеет градация 5—6 баллов (34—39 %). Повторяемость голубых цветов (3—4 балла) уменьшается к осени с 33 до 19 %, одновременно возрастает повторяемость зеленых цветов (7—8 и 9—10 баллов). Экстремальные значения цвета морской воды по сезонам изменяются незначительно. Так, минимальные значения показателя цвета воды во все сезоны составляют 1—2 балла (темно-синий и синий цвет), а максимальные — 19—21 балл (желтовато-коричневый и коричневый цвет).

Пространственное распределение цвета морских вод в период 1942—1960 гг. в среднем для годового периода характеризуется следующими особенностями (рис. 11.1 *г*). Центральный (VI) и западный (V) гидрологические районы, охватывающие более глубоководные зоны моря, отличаются в основном голубым и зеленовато-голубым цветом воды. К югу и к северо-востоку, по направлению к дельтам рек Амударьи и Сырдарьи цвет воды постепенно сменяется на голубовато-зеленый. Минимальные значения показателя цвета воды — 1—2 балла отмечаются в основном в центральных наиболее глубоководных зонах северного (I), западного и центрального районов, а максимальные значения цветности — 19—21 балл наблюдаются на участках

Таблица 11.3

Повторяемость цвета воды Аральского моря

Цвет воды, балл	Гидрологические районы												Море в целом	
	I		II		III		IV		V		VI			
	Число случаев	%	Число случаев	%	Число случаев	%	Число случаев	%	Число случаев	%	Число случаев	%	Число случаев	%
1942—1960 гг.														
Весна														
1—2	—	—	1	2	—	—	1	1	4	7	16	8	22	4
3—4	25	23	3	5	6	40	16	19	36	61	92	46	178	33
5—6	59	56	25	42	4	27	36	40	13	22	70	35	207	39
7—8	13	12	15	25	5	33	22	25	5	8	14	7	74	14
9—10	7	7	4	7	—	—	4	4	1	2	4	2	20	4
11—12	—	—	6	10	—	—	2	2	—	—	1	1	9	2
12—14	1	1	1	2	—	—	4	4	—	—	—	—	6	1
13—16	—	—	1	2	—	—	4	4	—	—	—	—	5	1
17—18	—	—	2	3	—	—	1	1	—	—	—	—	3	1
19—20	1	1	1	2	—	—	—	—	—	—	1	1	3	1
Лето														
1—2	4	2	—	—	—	—	—	—	5	6	16	5	25	2
3—4	67	41	21	24	7	30	25	9	36	41	147	44	202	31
5—6	67	41	33	38	6	26	83	29	31	35	111	33	331	34
7—8	19	12	26	30	5	22	82	28	12	14	45	14	189	19
9—10	2	1	2	2	2	9	33	11	—	—	7	2	46	5
11—12	—	—	—	—	2	9	29	10	3	3	3	1	37	4
13—14	—	—	—	—	—	—	10	3	1	1	1	0	14	1
15—16	1	1	3	3	—	—	12	4	—	—	2	1	18	2
17—18	—	—	1	1	1	4	11	4	—	—	—	—	13	1
19—20	—	—	1	1	—	—	5	2	—	—	1	0	7	1
21	3	2	1	1	—	—	—	—	—	—	—	—	4	0
Осень														
1—2	—	—	—	—	—	—	—	—	2	5	—	—	2	1
3—4	24	30	—	—	2	33	20	19	10	28	28	17	84	19
5—6	44	56	18	38	1	17	27	25	10	28	67	41	167	38
7—8	7	9	12	26	1	17	23	21	8	22	32	20	83	19
9—10	4	5	6	13	2	33	14	13	5	14	20	12	51	12
11—12	—	—	5	11	—	—	13	12	—	—	6	4	24	5
13—14	—	—	3	6	—	—	2	2	—	—	3	2	8	2
15—16	—	—	—	—	—	—	4	4	1	3	3	2	8	2
17—18	—	—	3	6	—	—	4	4	—	—	2	1	9	2
19—20	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	1	1	0
Год														
1—2	4	1	1	1	—	—	1	0	11	6	32	5	49	2
3—4	116	34	24	12	15	34	61	13	82	44	267	39	565	29
5—6	170	49	76	39	11	25	146	30	54	30	248	36	705	36
7—8	39	11	53	27	11	25	127	26	25	13	91	13	346	18
9—10	13	4	12	6	4	9	51	11	6	3	31	4	117	6
11—12	—	—	11	5	2	5	44	9	3	2	10	1	70	4
13—14	1	0	6	3	—	—	16	3	1	1	4	1	28	1
15—16	1	0	4	2	—	—	20	4	1	1	5	1	31	2
17—18	—	—	6	3	1	2	16	3	—	—	2	0	25	1
19—20	1	0	2	1	—	—	5	1	—	—	3	0	11	1
21	3	1	1	1	—	—	—	—	—	—	—	—	4	0
1961—1985 гг.														
Весна														
1—2	—	—	—	—	—	—	—	—	3	3	1	1	4	1
3—4	12	11	8	7	3	27	22	18	48	49	84	47	177	28
5—6	56	49	24	20	4	37	42	35	26	27	63	35	215	33
7—8	33	29	32	26	2	18	21	18	11	11	19	10	118	18
9—10	9	8	25	20	2	18	4	3	2	2	2	1	44	7
11—12	1	1	6	5	—	—	6	5	1	1	2	1	16	2
13—14	1	1	7	6	—	—	9	8	5	5	3	2	25	4
15—16	1	1	8	6	—	—	8	7	1	1	4	2	22	3
17—18	—	—	9	7	—	—	7	6	1	1	1	1	18	3
19—20	—	—	4	3	—	—	—	—	—	—	—	—	4	1

Цвет воды, балл	Гидрологические районы												Море в целом	
	I		II		III		IV		V		VI			
	Число случаев	%	Число случаев	%	Число случаев	%	Число случаев	%	Число случаев	%	Число случаев	%	Число случаев	%
Лето														
1—2	1	0	—	—	—	—	—	—	3	1	8	2	12	1
3—4	62	25	7	5	3	12	31	11	88	38	172	37	363	26
5—6	114	47	52	39	10	42	85	29	86	37	171	37	518	38
7—8	46	19	32	24	9	38	52	18	14	6	71	15	224	16
9—10	12	5	8	6	2	8	27	9	14	6	17	4	80	6
11—12	3	1	5	4	—	—	10	4	1	0	2	0	21	2
13—14	3	1	15	11	—	—	37	13	9	4	7	1	71	5
15—16	1	0	6	5	—	—	29	10	12	5	8	2	56	4
17—18	4	2	7	5	—	—	13	4	4	2	3	1	31	2
19—20	—	—	—	—	—	—	5	2	1	1	3	1	9	0
21	—	—	1	1	—	—	—	—	—	—	—	—	1	0
Осень														
3—4	17	12	8	7	3	30	24	12	37	23	47	16	136	15
5—6	71	51	58	47	5	50	66	34	69	43	147	51	416	46
7—8	25	18	21	17	2	20	38	20	28	17	69	24	183	20
9—10	11	8	12	10	—	—	11	6	3	2	9	3	46	5
11—12	7	5	5	4	—	—	4	2	1	1	3	1	20	2
13—14	4	3	8	6	—	—	19	10	12	7	6	2	49	5
15—16	3	2	6	5	—	—	12	6	2	1	5	2	28	3
17—18	2	1	5	4	—	—	15	8	5	3	3	1	30	3
19—20	—	—	—	—	—	—	4	2	4	3	1	0	9	1
Год														
1—2	1	0	—	—	—	—	—	—	6	1	9	1	16	0
3—4	91	18	23	6	9	20	77	13	171	35	303	32	674	23
5—6	241	48	134	35	19	42	193	32	183	37	381	41	1151	39
7—8	104	21	85	23	13	29	111	18	53	11	159	17	525	18
9—10	32	7	45	12	4	9	42	7	19	4	28	3	170	6
11—12	11	2	16	4	—	—	20	3	3	1	7	1	57	2
13—14	8	2	30	8	—	—	65	11	26	5	16	2	145	5
15—16	5	1	20	5	—	—	49	8	15	3	17	2	106	3
17—18	6	1	21	6	—	—	35	6	10	2	9	1	81	3
19—20	—	—	4	1	—	—	9	2	5	1	4	0	22	1
21	—	—	1	0	—	—	—	—	—	—	—	—	1	0

мелководий и устьевых взморьях Сырдарьи и Амударьи в I, II, IV и VI гидрологических районах.

В среднем за год наибольшая повторяемость в I—II и IV гидрологических районах приходится на градацию цвета 5—6 баллов и колеблется для этих районов от 48 до 30 % (см. табл. 11.3). Для более глубоководных V и VI и мелководного III района наибольшая повторяемость характерна для градации 3—4 балла (от 34 до 44 %). Для этих же районов достаточна высока и повторяемость градации 5—6 баллов (от 25 до 36 %).

Сезонные изменения пространственного распределения цвета морской воды в среднем за 1942—1960 гг. в основном проявляются в сокращении от весны к осени площади зон, занятых водами голубого цвета и расширении зон, занятых водами зеленых тонов (рис. 11.1 *а*—11.1 *в*). В наименьшей степени сезонные изменения цвета воды выражены в Малом море. Более существенные сезонные изменения цвета воды характерны для мелководных районов устьевого взморья Сырдарьи (II) и Амударьи (IV) и района восточных мелководий (III). Для последнего района общее число выполненных в нем наблюдений недостаточно для получения статистически достоверных характеристик изменчивости цвета воды.

В период интенсивного антропогенного воздействия на режим Аральского моря (1961—1985) в среднем за годовой период его воды также характеризуются зеленовато-голубым цветом, повторяемость которого достигает 39 % (см. табл. 11.3). По сравнению с периодом 1942—1960 гг. отмечается уменьшение повторяемости голубого цвета (23 %) за счет возрастания повторяемости цветов желтых оттенков (13—18 баллов). Экстремальные значения показателя цвета воды достигают крайних пределов шкалы — темно-синего (1 балл) и коричневого (21 балл), однако их повторяемость крайне незначительна — не превышает 1 %.

Сезонные изменения показателя цвета воды в среднем для всего моря имеют те же черты, что и в период условно-естественного режима — возрастание к осени повторяемости зеленовато-голубых и голубовато-зеленых цветов (суммарно до 66 %) и уменьшение повторяемости градаций голубых оттенков цвета (до 15 %). Наибольшую повторяемость во все сезоны имеет градация зеленовато-голубого цвета (33—46 %). Сезонные изменения

экстремальных значений цвета морской воды незначительны.

Сопоставление карт пространственного распределения цвета морской воды в среднем для годового периода за 1942—1960 и 1961—1985 гг. (см. рис. 11.1 *г* и 11.2 *г*) свидетельствует о существенном сокращении площади зон, занятых водами голубоватых тонов (4—5 баллов) и относительным расширением зон, занятых водами зеленых тонов (6—8 баллов).

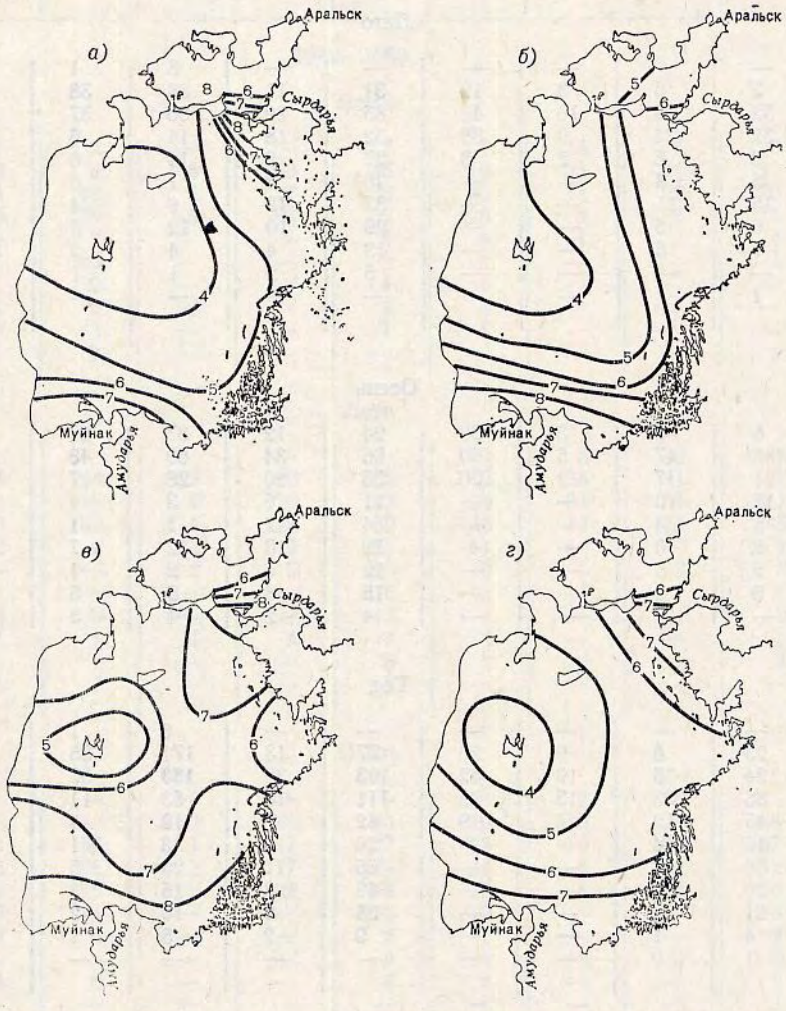


Рис. 11.1. Среднее многолетнее (1942—1960) пространственное распределение цвета морских вод весной (*а*), летом (*б*), осенью (*в*) и в среднем за год (*г*), балл.

В наиболее глубоководных зонах центрального и западного районов преобладает зеленовато-голубой цвет, который по мере уменьшения глубин переходит в других районах в голубовато-зеленый. Изолинии цвета воды следуют в основном параллельно изобатам.

Аналогичные закономерности в изменении пространственного распределения цвета воды отмечаются и при сопоставлении сезонных карт распределения цвета воды (рис. 11.1 *а—в* и 11.2 *а—в*). В целом во все сезоны отмечается существенное возрастание зон, занятых водами зеленых тонов.

Наибольшую повторяемость во всех гидрологических районах моря в среднем за год имеет градация цвета 5—6 баллов (32—48 %), причем самые низкие ее значения отмечаются в районах устьевого взморья Сырдарьи и Амударьи (см. табл. 11.3), где наиболее высок вклад желто-коричневых оттенков цвета воды, обусловленных притоком речных вод. Так, повторяемость зеленовато-желтого цвета воды в этих районах достигает 8—11 %.

Сезонные изменения повторяемости отдельных градаций цветов в большинстве гидрологических районов незначительны и подтверждают отмеченные выше закономерности сезонного хода цвета морской воды (см. табл. 11.3). Наибольшие сезонные изменения цвета воды характерны для мелководных районов устьевого взморья Сырдарьи и Амударьи и восточного района, а наименьшие — для наиболее глубоководных гидрологических районов — I, V и VI.

Анализ многолетней изменчивости характеристик цвета воды Аральского моря, выполненный по средним пятилетним значениям свидетельствует об относительной стабильности показателей цвета воды в 1942—1970 гг. В 1971—1985 гг. отмечается существенный сдвиг показателей цвета воды в сторону зеленоватых и желтоватых оттенков, что было отмечено нами при сопоставлении характеристик показателей цвета воды за многолетние характерные периоды 1942—1960 и 1961—1985 гг. Наблю-

даемые изменения связаны, по-видимому, в основном со значительным обмелением моря и возрастанием в связи с этим роли динамических факторов в формировании пространственно-временной изменчивости цвета аральских вод.

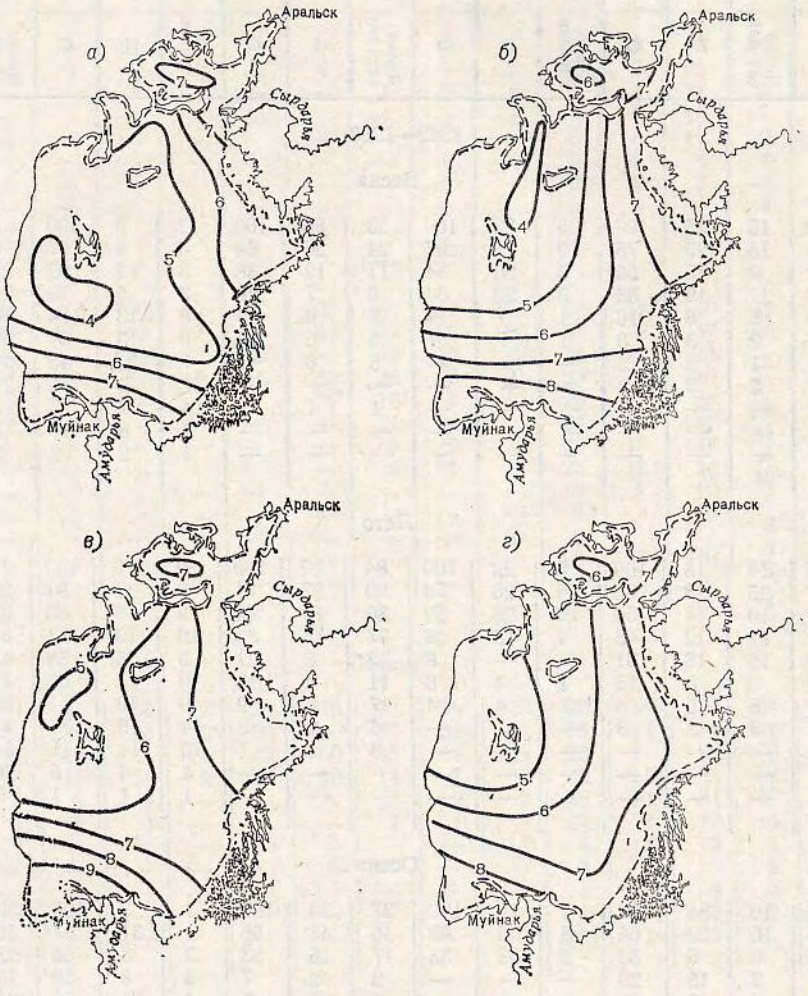


Рис. 11.2. Среднее многолетнее (1961—1985) пространственное распределение цвета морских вод весной (*а*), летом (*б*), осенью (*в*) и в среднем за год (*г*), балл.

11.3. Характеристика прозрачности воды

Прозрачность вод Аральского моря характеризуется существенной пространственно-временной изменчивостью. Для периода условно-естественного режима моря (1942—1960) осредненная по площади среднегодовая прозрачность морских вод составляет 8,2 м, при максимальном ее значении — 21,8 м и минимальном — 0,2. По литературным данным [196] наибольшие значения прозрачности воды, наблюдавшиеся в Аральском море, составляют: 23,5 м в центральной части моря, 24 м в Малом море и 27 м в зал. Чернышева, а минимальные — в районах устьевого взморья рек Амударьи и Сырдарьи не превышали нескольких сантиметров.

В диапазоне значений прозрачности воды от 0 до 10 м повторяемость ее отдельных градаций в среднем за годовой период довольно близки (12—18 %), при этом наибольшая повторяемость приходится на градацию прозрачности воды 2—3,9 м (табл. 11.4). В диапазоне прозрачности от 10 до 22 м с ростом прозрачности повторяемость отдельных градаций постепенно уменьшается от 10 до 1 %.

Сезонные изменения средней для моря прозрачности морских вод в период условно-естественного режима характеризуются ее увеличением от весны (8,9 м) к лету (9,5 м) и уменьшением к осени (6,0 м). Уменьшение прозрачности морских вод в осенний период обусловливается теми же причинами, которые определяют изменения цвета воды — усилением штормовой деятельности и накоплением в толще вод взвешенных частиц. Экстремальные значения прозрачности морской воды изменяются по сезонам незначительно. Сезонные изменения средней прозрачности вод моря прослеживаются в сезонном ходе повторяемости и обеспечимости ее основных градаций (табл. 11.4).

Пространственное распределение прозрачности морских вод в 1942—1960 гг. в среднем за годовой период характеризуется наличием зоны ее высоких значений (более 12 м) на севере западного района и постепенным убыванием прозрачности вод до 4—6 м у мелководных северо-восточного, восточного и южного побережий (рис. 11.3 *г*).

Повторяемость отдельных градаций средних годовых значений прозрачности морских вод существенно изменяется по районам моря и определяется в основном их средними глубинами. Во II,

Таблица 11.4

Повторяемость (П) и обеспеченность (О) прозрачности воды Аральского моря, %

Прозрачность, м	Гидрологические районы																		Море в целом		
	I			II			III			IV			V			VI					
	Число случаев	П	О	Число случаев	П	О	Число случаев	П	О	Число случаев	П	О	Число случаев	П	О	Число случаев	П	О	Число случаев	П	О
1942—1960 гг.																					
Весна																					
0—1,9	8	7	100	15	25	100	5	33	100	33	36	100	2	3	100	3	1	100	66	12	100
2,0—3,9	23	21	93	15	25	75	2	13	67	24	26	64	3	5	97	9	4	99	76	14	88
4,0—5,9	11	10	72	9	15	50	3	20	54	11	12	38	8	13	92	22	10	95	64	12	74
6,0—7,9	31	29	62	11	19	35	3	20	34	6	7	26	3	5	79	29	14	85	83	15	62
8,0—9,9	19	18	33	5	8	16	1	7	14	5	6	19	8	13	74	46	21	71	84	15	47
10,0—11,9	15	14	15	2	3	8	1	7	7	5	6	13	8	13	61	36	17	50	67	12	32
12,0—13,9	—	—	1	1	2	5	—	—	—	5	6	7	7	12	48	24	11	33	37	7	20
14,0—15,9	—	—	1	2	3	3	—	—	—	—	—	1	11	19	36	22	10	22	35	7	13
16,0—17,9	—	—	1	—	—	—	—	—	—	1	1	1	4	7	17	17	8	12	22	4	6
18,0—19,9	1	1	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	5	8	10	7	3	4	13	2	2
20,0—21,9	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	2	2	1	1	1	2	0	0
Лето																					
0—1,9	6	3	100	16	18	100	5	22	100	84	29	100	9	9	100	10	3	100	130	13	100
2,0—3,9	12	7	97	25	28	82	6	26	78	80	27	71	10	11	91	24	7	97	157	15	87
4,0—5,9	19	11	90	10	11	54	6	26	52	30	10	44	9	9	80	32	10	90	106	10	72
6,0—7,9	33	19	79	11	12	43	4	18	26	37	13	34	12	13	71	34	10	80	131	13	62
8,0—9,9	39	22	60	16	18	31	—	—	8	23	8	21	6	6	58	41	12	70	125	12	49
10,0—11,9	26	15	38	5	5	13	1	4	8	11	4	13	10	11	52	44	13	58	97	10	37
12,0—13,9	15	8	23	5	5	8	1	4	4	17	6	9	9	10	41	53	16	45	100	10	27
14,0—15,9	10	6	15	3	3	3	—	—	—	5	2	3	14	15	31	48	14	29	80	8	17
16,0—17,9	14	8	9	—	—	—	—	—	—	3	1	1	10	11	16	31	9	15	58	6	9
18,0—19,9	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	4	4	5	16	5	6	20	2	3
20,0—21,9	2	1	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	1	1	3	1	1	6	1	1
Осень																					
0—1,9	3	4	100	16	34	100	1	17	100	37	34	100	1	3	100	33	21	100	91	21	100
2,0—3,9	14	18	96	15	32	66	3	50	83	46	43	66	11	31	97	36	22	79	125	29	79
1,0—5,9	17	21	78	3	6	34	2	33	33	17	16	23	3	8	66	23	14	57	65	15	50
6,0—7,9	12	15	57	7	15	28	—	—	—	2	2	7	3	8	58	16	10	43	40	9	35
8,0—9,9	17	22	42	4	9	13	—	—	—	2	2	5	4	11	50	20	12	33	47	11	26
10,0—11,9	7	9	20	1	2	4	—	—	—	3	3	3	5	14	39	17	11	21	33	7	15
12,0—13,9	4	5	11	1	2	2	—	—	—	—	—	—	3	8	25	12	7	10	20	5	8
14,0—15,9	3	4	6	—	—	—	—	—	—	—	—	—	4	11	17	2	1	3	9	2	3
16,0—17,9	1	1	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	6	6	3	2	2	6	1	1
19,0—19,9	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0
20,0—21,9	1	1	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	0	0
Год																					
0—1,9	17	5	100	47	24	100	11	25	100	154	32	100	12	6	100	46	6	100	287	14	100
2,0—3,9	49	13	95	55	28	76	11	25	75	150	31	68	24	13	94	69	10	94	358	18	86
4,0—5,9	47	13	82	22	11	48	11	25	50	58	12	37	20	10	81	77	11	84	235	12	68
6,0—7,9	76	21	69	29	15	37	7	16	25	45	9	25	18	10	71	79	11	73	254	13	56
8,0—9,9	75	21	48	25	13	22	1	2	9	30	6	16	18	10	61	107	15	62	256	13	43
10,0—11,9	48	13	27	8	4	9	2	5	7	19	4	10	23	12	51	97	14	47	197	10	30
12,0—13,9	19	5	14	7	3	5	1	2	2	22	4	6	19	10	39	89	12	33	157	8	20
14,0—15,9	13	4	9	5	2	2	—	—	—	5	1	2	29	15	29	72	10	21	124	6	12
16,0—17,9	15	4	5	—	—	—	—	—	—	4	1	1	16	8	14	51	7	11	86	4	6
18,0—19,9	1	0	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	9	5	6	23	3	4	33	2	2
20,0—21,9	3	1	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	1	1	4	1	1	9	0	0
1961—1985 гг.																					
Весна																					
0—1,9	11	10	100	45	33	100	4	37	100	23	20	100	7	7	100	10	6	100	100	16	100
2,0—3,9	32	28	90	36	26	67	2	18	63	35	31	80	12	12	93	25	14	94	142	22	84
4,0—5,9	29	26	62	21	15	41	2	18	45	31	27	49	10	10	81	35	19	80	128	20	62
6,0—7,9	23	20	36	23	17	26	2	18	27	13	11	22	18	19	71	27	15	61	106	16	42
8,0—9,9	9	8	16	5	4	9	—	—	9	8	7	11	13	14	52	18	10	46	53	8	26

Прозрачность, м	Гидрологические районы																		Море в целом		
	I			II			III			IV			V			VI					
	Число случаев	П	О	Число случаев	П	О	Число случаев	П	О	Число случаев	П	О	Число случаев	П	О	Число случаев	П	О	Число случаев	П	О
10,0—11,9	6	5	8	4	3	5	—	—	9	3	3	4	10	10	38	22	12	36	45	7	18
12,0—13,9	2	2	3	2	2	2	1	9	9	—	—	1	7	7	28	23	13	24	35	5	11
14,0—15,9	—	—	1	—	—	—	—	—	—	1	1	1	5	5	21	5	3	11	11	2	6
16,0—17,9	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	6	6	16	7	4	8	13	2	4
18,0—19,9	1	1	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	6	6	10	2	1	4	9	1	2
20,0—21,9	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	2	4	4	2	3	6	1	1
22,0—23,9	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	2	2	—	—	1	2	0	0
24,0—25,9	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	1	1	1	0	0
Лето																					
0—1,9	9	4	100	31	23	100	2	10	100	101	34	100	30	13	100	42	9	100	215	15	100
2,0—3,9	36	15	96	49	36	77	11	55	90	77	26	66	21	9	87	80	16	91	274	19	85
4,0—5,9	54	22	81	24	17	41	3	15	35	55	19	40	24	10	78	85	18	75	245	17	66
6,0—7,9	40	16	59	22	16	24	3	15	20	26	9	21	23	10	68	65	13	57	179	13	49
8,0—9,9	35	14	43	5	4	8	1	5	5	16	5	12	26	11	58	33	7	44	116	8	36
10,0—11,9	30	12	29	5	4	4	—	—	—	11	4	7	24	10	47	63	13	37	133	9	28
12,0—13,9	15	6	17	—	—	—	—	—	—	5	2	3	30	13	37	45	9	24	95	7	19
14,0—15,9	11	4	11	—	—	—	—	—	—	2	1	1	28	12	24	40	8	15	81	6	12
16,0—17,9	9	4	7	—	—	—	—	—	—	—	—	—	16	7	12	13	3	7	38	3	6
18,0—19,9	4	2	3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	9	4	5	9	2	4	22	2	3
20,0—21,9	3	1	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	1	1	5	1	2	10	1	1
22,0—23,9	1	0	0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	0	0	3	1	1	5	0	0
24,0—25,9	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	0	0	—	—	—	1	0	0
Осень																					
0—1,9	15	11	100	28	22	100	2	20	100	73	39	100	29	18	100	34	12	100	181	20	100
2,0—3,9	23	16	89	42	34	78	2	20	80	60	32	61	20	13	82	61	22	88	208	23	80
4,0—5,9	39	27	73	29	23	44	4	40	60	35	19	29	26	17	69	79	28	66	212	23	57
6,0—7,9	29	21	46	15	12	21	2	20	20	14	7	10	22	14	52	52	18	38	134	15	34
8,0—9,9	14	10	25	8	6	9	—	—	—	4	2	3	30	19	38	32	11	20	88	10	19
10,0—11,9	14	10	15	2	2	3	—	—	—	1	1	1	13	8	19	14	5	9	44	5	9
12,0—13,9	4	3	5	1	1	1	—	—	—	—	—	—	8	5	11	4	1	4	17	2	4
14,0—15,9	1	1	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3	2	6	2	1	3	6	1	2
16,0—17,9	1	1	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3	2	4	4	1	2	8	1	1
18,0—19,9	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	1	2	2	1	1	3	0	0
20,0—21,9	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	1	1	—	—	—	2	0	0
Год																					
0—1,9	35	7	100	104	26	100	8	16	100	197	33	100	66	14	100	85	9	100	496	17	100
2,0—3,9	91	18	93	127	32	74	15	29	84	172	29	67	53	11	86	166	18	91	624	21	83
4,0—5,9	122	25	75	74	19	42	19	37	55	121	20	38	60	12	75	199	21	73	585	20	62
6,0—7,9	92	18	50	60	15	23	7	14	18	53	9	18	63	13	63	144	15	52	419	14	42
8,0—9,9	58	12	32	18	4	8	1	2	4	28	5	9	69	14	50	83	9	37	257	9	28
10,0—11,9	50	10	20	11	3	4	—	—	2	15	3	4	47	10	36	99	11	28	222	7	19
12,0—13,9	21	4	10	3	1	1	1	2	2	5	1	1	45	9	26	72	8	17	147	5	12
14,0—15,9	12	2	6	—	—	—	—	—	—	3	0	0	36	7	17	47	5	9	98	3	7
16,0—17,9	10	2	4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	25	5	10	24	2	4	60	2	4
18,0—19,9	5	1	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	16	3	5	13	1	2	34	1	2
20,0—21,9	3	1	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	6	1	2	9	1	1	18	1	1
22,0—23,9	1	0	0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3	1	1	3	0	0	7	0	0
24,0—25,9	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	0	0	1	0	0	1	0	0

III и IV гидрологических районах максимум повторяемости (24—32 %) приходится на градации 0—1,9 и 2—3,9 м, а в глубоководном V районе на градацию 14,0—15,9 м (15 %). Сезонные колебания прозрачности морской воды характерны для всех гидрологических районов моря. Наибольшая сезонная изменчивость средних значений прозрачности вод отмечается в V и VI гидрологических районах. В целом пространственное расположение изолиний прозрачности вод во все сезоны близко к пространственному расположению изобат (рис. 11.3 *а*—11.3 *в*). Прозрачность вод постепенно убывает от глубоководных районов в сторону мелководий.

В осенний период существенно возрастает повторяемость малых значений прозрачности морских вод. Так, даже в наиболее глубоководных V и VI гидрологических районах повторяемость градации 2—3,9 м увеличивается от 7—11 % летом до 22—31 % осенью.

Для периода 1961—1985 гг. в условиях возрастающего антропогенного воздействия на режим Аральского моря средняя годовая прозрачность его

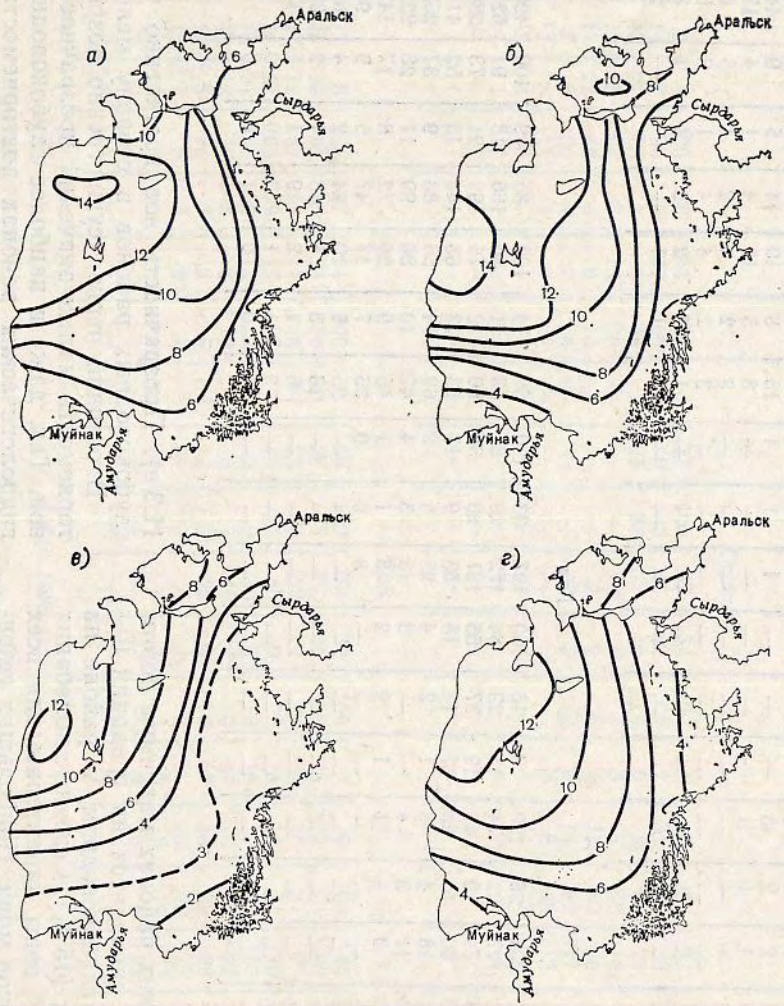


Рис. 11.3. Среднее многолетнее (1942—1960) пространственное распределение прозрачности морских вод весной (*а*), летом (*б*), осенью (*в*) и в среднем за год (*г*), м.

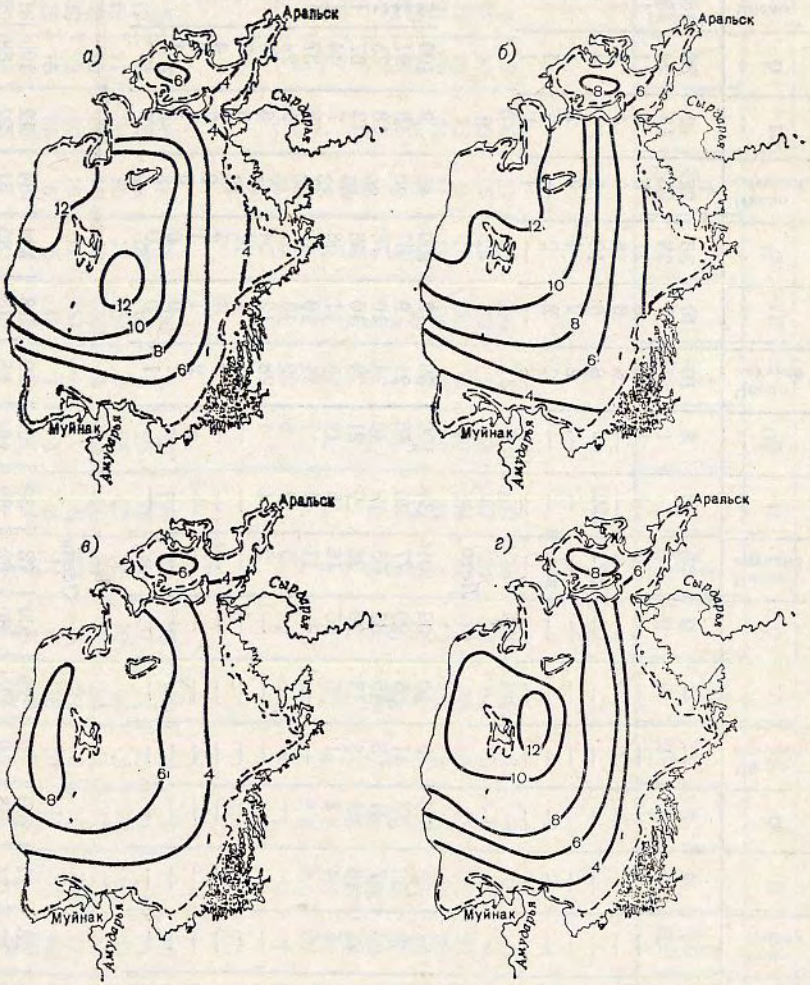


Рис. 11.4. Среднее многолетнее (1961—1985) пространственное распределение прозрачности морских вод весной (*а*), летом (*б*), осенью (*в*) и в среднем за год (*г*), м.

вод составляет 7,0 м при экстремальных значениях от 0,0 до 25,0 м. Наибольшая повторяемость (14—21 %) приходится на градации с малыми значениями прозрачности в диапазоне от 0 до 8 м. При дальнейшем росте значений прозрачности повторяемость отдельных градаций постепенно уменьшается от 9 до 1 % (табл. 11.4).

Сезонные изменения средней для моря прозрачности вод в этот период характеризуются следующей динамикой: 7,5 м весной, 8,6 м летом и 5,9 м осенью. В осенний период отмечается существенный рост повторяемости малых значений прозрачности морских вод, за счет соответствующего уменьшения повторяемости ее высоких значений.

Пространственное распределение средней годовой прозрачности морских вод характеризуется ее постепенным уменьшением от 10—12 м в глубоководных зонах V и VI гидрологических районов до 3—4 м в мелководных прибрежных районах (рис. 11.4 *г*). Распределение значений прозрачности вод в отдельных гидрологических районах имеет свою специфику, связанную в основном с их морфометрическими особенностями.

Сезонные колебания прозрачности вод Аральского моря на всей его площади сохраняют главную особенность — уменьшение прозрачности вод в осенний период. При этом при значительном изменении абсолютных значений прозрачности вод пространственное положение ее изолиний существенно не меняется (рис. 11.4 *а*—11.4 *в*). К осени происходит уменьшение горизонтальных градиентов и относительное выравнивание прозрачности вод.

Сезонные изменения повторяемости основных градаций прозрачности вод в IV—VI гидрологических районах связаны с возрастанием на 5—10 % в осенний период повторяемости градаций малых значений прозрачности и уменьшением повторяемости ее больших значений. Так, повторяемость градации прозрачности вод 0—1,9 м от весны к осени в IV гидрологическом районе возрастает с 20 до 39 %, в V гидрологическом районе с 7 до 18 % и в VI районе — с 6 до 12 % (см. табл. 11.4). В других районах сезонный ход повторяемости отдельных градаций прозрачности вод выражен слабее.

В последние годы в связи со значительным обмелением моря отмечается тенденция к снижению сезонных колебаний прозрачности вод по всей акватории Аральского моря.

11.4. Соотношения между цветом, прозрачностью воды и глубинами моря

С удалением от источников поступления в морскую воду взвешенных частиц возрастает прозрачность и уменьшается показатель цвета воды. В глубоководных районах Аральского моря во все сезоны прозрачность воды выше, а значения показателя цвета воды ниже, чем в мелководных районах. Глубины на Аральском море косвенно характеризуют удаленность от зон поступления взвесей в морскую воду.

Для количественной оценки соотношений между цветом и прозрачностью воды и глубинами моря были сопоставлены их сезонные осредненные характеристики для всех шести гидрологических районов Аральского моря за многолетние периоды 1942—1960 и 1961—1985 гг. (рис. 11.5—11.7). В целом во все сезоны полученные графические зависимости близки к линейным — с ростом глубины

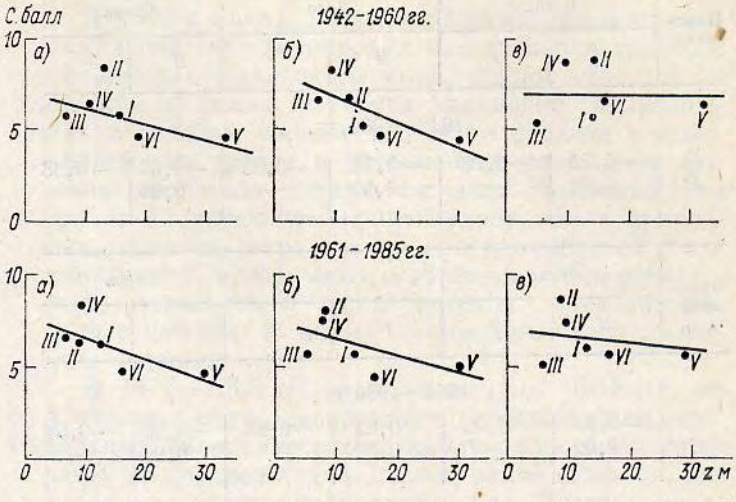


Рис. 11.5. Зависимости средних сезонных значений цвета морской воды от глубины моря для характерных периодов.

а — весна; *б* — лето; *в* — осень; I—VI — районы.

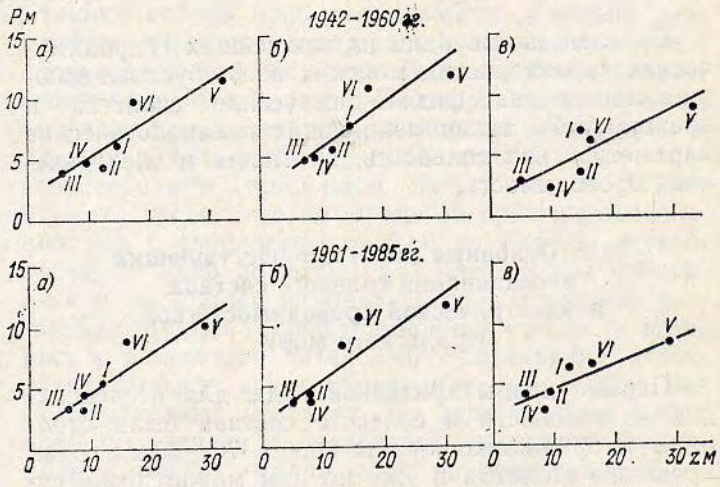


Рис. 11.6. Зависимости средних сезонных значений прозрачности морской воды от глубины моря для характерных периодов.

а — весна; *б* — лето; *в* — осень; I—VI — районы.

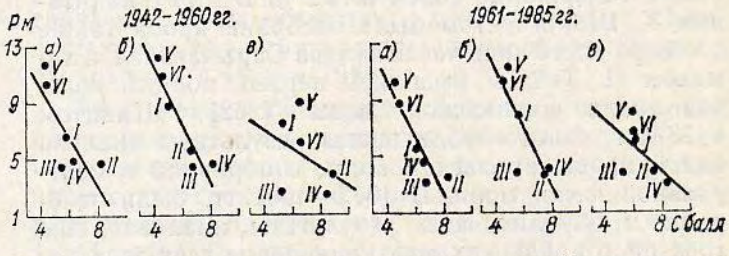


Рис. 11.7. Зависимости средних сезонных значений прозрачности морской воды от ее цвета для характерных периодов.

а — весна; *б* — лето; *в* — осень; I—VI — районы.

уменьшается показатель цвета и возрастает прозрачность вод, в результате чего отмечается обратная линейная зависимость прозрачности и цвета воды — прозрачность воды возрастает при уменьшении показателя ее цвета.

Вид графических зависимостей и количественная оценка тесноты связи путем расчета уравнений регрессии и коэффициентов корреляции (табл. 11.5) свидетельствует, что в период 1961—

Таблица 11.5

Коэффициенты корреляции цвета (C), прозрачности (P) воды и глубины моря (H)

Параметр	Весна		Лето		Осень	
	H	P	H	P	H	P
1942—1960 гг.						
C	—0,55	—0,78	—0,78	—0,93	—0,03	—0,38
P	0,91	—	0,90	—	0,86	—
1961—1985 гг.						
C	—0,77	—0,92	—0,62	—0,83	—0,28	—0,54
P	0,92	—	0,89	—	0,90	—

1985 гг. не произошло каких-либо заметных изменений в процессах формирования оптических показателей аральских вод.

Наиболее высокими коэффициентами корреляции для всех сезонов характеризуется связь прозрачности вод и глубины. Тесная взаимосвязь прозрачности и показателя цвета воды отмечается в весенний и летний периоды. В осенний период теснота связи уменьшается (см. рис. 11.7, табл. 11.5).

Существенно менее тесная связь наблюдается между цветом воды и глубинами моря, что проявляется в незначительном угловом коэффициенте уравнений регрессии (см. рис. 11.5) и малых коэффициентах корреляции. Для осеннего периода связь этих параметров практически отсутствует.

Отмеченные черты взаимосвязи цвета и прозрачности морских вод и глубин моря определяются описанными выше сезонными изменениями этих оптических показателей под влиянием определяющих их факторов.

12. СОЛЕВОЙ СОСТАВ И ЭЛЕКТРИЧЕСКАЯ ПРОВОДИМОСТЬ МОРСКИХ ВОД

Солевой состав одна из важнейших гидрохимических характеристик морских вод, обусловливающая многие их физико-химические свойства и прежде всего такие важнейшие океанологические параметры, как соленость, плотность и электрическая проводимость.

12.1. Основные итоги предшествующих исследований солевого состава и электрической проводимости вод Аральского моря

Первые пробы аральской воды для исследования ее солености и солевого состава были отобраны и проанализированы еще в 70—80-х годах прошлого столетия и уже по ним можно было судить о своеобразии физико-химических свойств вод моря. В 1870 г. А. Нешель отобрал пробу аральской воды в заливе Сарычаганак и определил в ней общее содержание солей в 12,2 ‰. В 1871 г. капитаном К. Шарнгорстом была отобрана проба также в северо-восточной части залива Сарычаганак, а химиком Н. Тейхом выполнен первый полный солевой анализ аральской воды [262]. Шмидтом в 1874 г. были опубликованы результаты анализа одной пробы аральской воды, отобранной в центральной части моря. В 1873—1900 гг. были отобраны и опубликованы результаты анализов еще трех проб аральских вод. Обобщение всех этих работ, которыми ограничивались исследования солевого состава Аральского моря в дореволюционное время, было выполнено Л. С. Бергом [31]. Сопоставив химический состав вод Аральского моря с водами океана и других морей, он отмечал, что аральские воды по солевому составу ближе всего к каспийским водам. Берг впервые определил хлорный коэффициент для вод Арала, который по его расчетам составил 2,84.

В довоенный период солевой состав вод Аральского моря был описан Ф. Ф. Бадером в 1934 г. на основании анализа девяти проб, отобранных в центральной части моря [18]. Н. Ф. Соловьевой [223] в 1950 г. были опубликованы результаты анализа восьми проб воды, собранных Н. Г. Бродской при изучении процессов осадкообразования в Аральском море.

Специальные широкие исследования по определению соотношений важнейших физико-химических характеристик вод Аральского моря были выполнены в 1951—1954 гг. в Государственном океанографическом институте Л. К. Блиновым [32]. На основании анализа 17 проб аральской воды (с соленостью от 3,245 до 10,525 ‰) была рассчитана формула связи между хлорностью Cl (‰) и соленостью S (‰):

$$S = 0{,}264 + 2{,}791\mathrm{Cl} \qquad (12.1)$$

Был определен целый ряд важнейших физико-химических параметров аральских вод и рассчитаны зависимости, которые в дальнейшем послужили основой для составления океанологических таблиц для Аральского моря [175]. Блинов отмечал высокое постоянство солевого состава аральских вод, характерное для водоемов морского типа, и обосновал возможность применения океанографических методов определения солености по хлору и плотности. Воды Аральского моря Блинов рассматривал как сильно метаморфизированные воды речного стока, питающего море. По химическому составу аральские воды занимают некоторое промежуточное положение между гидрокарбонатно-кальциевыми водами суши и хлоридно-натриевыми водами океана. По сравнению с океаном и другими морями аральские воды богаче карбонатами и сульфатами, а также щелочноземельными металлами, особенно кальцием. Большое относительное содержание сернокислых солей определяет большую плотность аральских вод по сравнению с водами Каспийского моря и океана той же солености.

В этот же период в Государственном океанографическом институте впервые было проведено исследование электрической проводимости вод ряда внутренних морей нашей страны, в том числе

Аральского моря [224]. По результатам экспериментов была найдена эмпирическая зависимость между удельной электрической проводимостью $\varkappa$ и соленостью S аральских вод в диапазоне солености от 6,5 до 12,5 ‰ и температуры воды t от 0 до 25 °С:

$$\varkappa = (8{,}530 \cdot 10^{-4} + 2{,}487 \cdot 10^{-5}t + 0{,}160 \cdot 10^{-6}t^2)\,S - $$

$$- (7{,}45 \cdot 10^{-6} + 0{,}94 \cdot 10^{-7}t + 0{,}590 \cdot 10^{-8}t^2)\,S^2. \qquad (12.2)$$

Это уравнение послужило основой для расчета таблиц электрической проводимости вод Аральского моря в зависимости от их температуры и солености [175]. Погрешность расчета составляет 0,1—0,2 %. Уравнение (12.2) применимо лишь в указанном узком диапазоне солености воды, так как его точность за пределами этого диапазона экспериментально не установлена. Метод определения солености аральских вод по их удельной электрической проводимости не нашел широкого применения ввиду специфического для аналогичных методов недостатка — небольшие отклонения температуры воды исследуемых проб приводят к существенным погрешностям в определении электрической проводимости и солености вод.

Большое значение для будущего Аральского моря имеет вопрос о метаморфизации солевого состава вод и осаждении солей при повышении солености в результате современного и прогнозируемого в дальнейшем падения уровня моря. Теоретические и экспериментальные исследования, проведенные в ГОИНе и ИОНХе [32, 139, 165], позволили установить порядок кристаллизации солей при изотермическом испарении аральской воды в лабораторных условиях и высказать предположения о закономерностях осаждения солей при ожидаемом возрастании солености вод моря. Согласно расчетам при повышении солености аральских вод до 25—28 ‰ нет оснований ожидать существенных изменений в соотношениях концентраций солеобразующих ионов. Количество выпадающих при этом карбонатов, пересыщение которыми наблюдается в аральских водах, мало по сравнению с общей солевой массой моря и практически не должно отразиться на солености и солевом составе аральских вод. Однако теоретические расчеты метаморфизации солевого состава аральских вод и условия седиментации отдельных солей в проводившихся экспериментах далеки от реально протекающих в море процессов.

Из работ, посвященных изучению метаморфизации солевого состава природных вод, при их концентрировании в природных условиях, можно отметить также работу С. К. Ревиной, которая изучала солевой состав озер Судочье и Каратерень, расположенных в юго-западной части дельты Амударьи и связанных протоками с морем [189]. По мнению Ревиной, эти озера являются концентратами вод Аральского моря. Однако специфические условия этих озер — большая изменчивость и неустойчивость их гидрологических характеристик и гидрохимических режимов в связи с прерывистым характером обводнения — не позволяют, на наш взгляд, распространить полученные результаты на воды открытого моря.

12.2. Характеристика использованных материалов и методика исследований

В 1970-х годах Государственный океанографический институт возобновил исследования солевого состава вод Аральского моря. Целью этих исследований являлось изучение изменений, происшедших в солевом составе вод моря в связи с понижением его уровня и повышением солености, изучение процессов метаморфизации аральских вод при их значительном концентрировании в природных условиях, определение закономерностей в соотношениях основных компонентов солевого состава, солености и электрической проводимости аральских вод в новых гидролого-гидрохимических условиях.

В 1977—1985 гг. в экспедициях ГОИНа на Аральском море одновременно с выполнением стандартных гидрохимических наблюдений были отобраны пробы воды для исследования солевого состава и электропроводности вод. Всего в водах открытого моря за эти годы отобрано и проанализировано 90 проб с хлорностью от 4,64 до 8,28 ‰ (сумма солей от 14,15 до 28,86 %) (табл. 12.1). Станции отбора проб расположены довольно равномерно по акватории моря и охватывали все его характерные районы — зал. Большой Сарычаганак, собственно Малое море, Большое море, районы, прилегающие к устьевым взморьям Сырдарьи и Амударьи, и т. д. Отбор проб производился с поверхности и в придонном горизонте. В 1977—1979 гг., кроме того, отобрано 35 проб высокосоленых вод с хлорностью от 6,80 до 75,50 ‰ (сумма солей от 19,20 до 169,24 ‰). Эти пробы отбирались в застойных районах моря — отчленившихся заливах, бухтах и фильтрационных озерах, в которых в результате интенсивного испарения происходит быстрое концентрирование аральских вод в естественных условиях. Во всех случаях отбор проб проводился с поверхности водоемов, а глубина в местах отбора проб не превышала 0,2—0,4 м.

Для исследования относительной электрической проводимости аральских вод и определения эмпирических зависимостей между относительной электрической проводимостью, хлорностью и соленостью вод открытого моря использованы 29 проб, отобранных в 1979 и 1981 гг.

Уже первые обобщения материалов исследований показали, что в настоящее время в формировании солевого состава вод моря и его солевой массы происходят сложные необратимые процессы, которые требуют продолжения исследований и более углубленного анализа материалов [50, 51, 96].

Для исследования солевого состава вод открытого моря и высокосоленых аральских вод использованы стандартные методики анализов. Хлор-ион определяли объемным аргентометрическим методом, сульфат-ион — весовым методом, ионы кальция и магния — объемным комплексометрическим методом, карбонатный и бикарбонатный ионы — объемным методом. Ионы калия в пробах 1977—1978 гг. определяли весовым тетрафенилборатным методом, а натрий по разности. В 1979 и 1981 гг. ионы калия и натрия определяли раздельно методом пламенной фотометрии, а в 1982—1985 гг. сумма ионов калия и натрия определялась по разности. В большинстве исследованных проб карбо-

Таблица 12.1

Солевой состав и электрическая проводимость (R_{20}) вод Аральского моря
(а — все море, б — Большое море, в — Малое море)

Район	Количество проб	Единица измерения	Диапазон хлорности	Солеобразующие ионы								R_{20}
				Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-	Na^+	K^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	$\Sigma_{солей}$	
				1952 г.								
а	8	‰ (по массе)	3,29—3,66	3,55	3,21	0,16	2,26	0,12	0,48	0,54	10,32	—
		%		34,40	31,11	1,55	21,90	1,16	4,65	5,23	100,00	—
		Моль/кг		0,100	0,067	0,003	0,098	0,003	0,024	0,044	—	—
		%		29,49	19,76	0,77	28,90	0,88	7,08	13,12	100,00	—
		Ион/Cl		—	0,904	0,045	0,637	0,034	0,135	0,152	2,907	—
				1977 г.								
	17	‰	4,64—6,24	5,45	5,03	0,18	2,90	0,17	0,64	1,20	15,27	—
		%		35,00	32,30	1,16	18,63	1,09	4,11	7,71	100,00	—
		Моль/кг		0,154	0,105	0,003	0,126	0,004	0,032	0,099	—	—
		%		29,40	20,03	0,57	24,15	0,83	6,12	18,90	100,00	—
		Ион/Cl		—	0,923	0,033	0,532	0,031	0,117	0,220	2,856	—
б	14	‰	4,64—5,92	5,35	4,92	0,18	2,82	0,17	0,63	1,19	15,26	—
		%		35,06	32,24	1,18	18,48	1,11	4,13	7,80	100,00	—
		Моль/кг		0,151	0,102	0,003	0,123	0,004	0,031	0,098	—	—
		%		29,22	20,24	0,51	24,97	0,67	6,04	18,35	100,00	—
		Ион/Cl		—	0,939	0,031	0,554	0,025	0,117	0,215	2,881	—
в	3	‰	5,66—6,24	5,90	5,54	0,18	3,27	0,15	0,69	1,27	17,00	—
		%		34,70	32,59	1,06	19,24	0,88	4,06	7,47	100,00	—
		Моль/кг		0,166	0,115	0,003	0,142	0,004	0,034	0,104	—	—
		%		29,22	20,24	0,51	24,97	0,67	6,04	18,35	100,00	—
		Ион/Cl		—	0,939	0,031	0,554	0,025	0,117	0,215	2,881	—
				1979 г.								
а	12	‰	5,62—6,31	5,73	5,18	0,17	3,68	0,18	0,65	0,90	16,49	0,4245
		%		34,75	31,41	1,03	22,32	1,09	3,94	5,46	100,00	—
		Моль/кг		0,161	0,108	0,003	0,16	0,005	0,032	0,74	—	—
		%		29,74	19,84	0,52	29,45	0,85	3,96	13,64	100,00	—
		Ион/Cl		—	0,904	0,029	0,642	0,031	0,113	0,157	2,878	—
б	10	‰	5,62—5,86	5,63	5,10	0,17	3,61	0,18	0,65	0,88	16,22	0,4220
		%		34,71	31,44	1,05	22,26	1,11	4,01	5,42	100,00	—
		Моль/кг		0,161	0,108	0,003	0,160	0,005	0,032	0,074	—	—
		%		29,73	19,88	0,52	29,39	0,86	6,07	13,55	100,00	—
		Ион/Cl		—	0,906	0,030	0,641	0,032	0,115	0,156	2,881	—
в	2	‰	6,27—6,31	6,22	5,57	0,18	4,04	0,20	0,62	0,99	17,82	0,4616
		%		34,90	31,26	1,01	22,67	1,22	3,48	5,56	100,00	—
		Моль/кг		0,175	0,116	0,003	0,176	0,005	0,031	0,081	—	—
		%		29,86	19,74	0,49	29,91	0,87	5,26	13,87	100,00	—
		Ион/Cl		—	0,895	0,029	0,650	0,032	0,100	0,159	2,965	—
				1981 г.								
а	11	‰	6,07—7,77	6,50	5,80	0,17	4,30	0,22	0,73	1,06	18,78	0,4910
		%		34,61	30,88	0,91	22,90	1,17	3,89	5,64	100,00	—
		Моль/кг		0,183	0,121	0,003	0,187	0,006	0,036	0,087	—	—
		%		29,42	19,39	0,45	30,01	0,90	5,84	13,99	100,00	—
		Ион/Cl		—	0,892	0,026	0,662	0,034	0,112	0,163	2,889	—
б	7	‰	6,07—6,18	6,13	5,45	0,17	4,10	0,21	0,70	0,99	17,75	0,4540
		%		34,54	30,70	0,96	23,10	1,18	3,24	5,58	100,00	—
		Моль/кг		0,173	0,114	0,003	0,178	0,005	0,035	0,081	—	—
		%		29,42	19,26	0,47	30,26	0,92	5,92	13,83	100,00	—
		Ион/Cl		—	0,889	0,028	0,669	0,034	0,114	0,162	2,896	—
в	4	‰	6,54—7,77	7,01	6,28	0,16	4,59	0,23	0,77	1,15	20,19	0,5060
		%		34,72	31,11	0,79	22,73	1,14	3,81	5,70	100,00	—
		Моль/кг		0,197	0,131	0,003	0,200	0,006	0,038	0,095	—	—
		%		29,53	19,52	0,39	29,81	0,88	5,74	14,13	100,00	—
		Ион/Cl		—	0,896	0,023	0,655	0,033	0,110	0,164	2,880	—
				1982 г.								
а	10	‰	6,62—8,66	7,25	6,11	0,16	5,00		0,76	1,17	20,45	—
		%		35,45	29,88	0,78	24,45		3,72	5,72	100,00	—
		Моль/кг		0,204	0,127	0,003	0,200		0,038	0,096	—	—
		%		30,54	19,01	0,45	29,94		5,69	14,37	100,00	—
		Ион/Cl		—	0,843	0,022	0,690		0,105	0,161	2,821	—

Район	Количество проб	Единица измерения	Диапазон хлорности	Солеобразующие ионы								R_{20}
				Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-	Na^+	K^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	$\Sigma_{солей}$	
б	9	‰	6,62—7,42	7,10	5,94	0,16	4,92		0,75	1,13	20,00	—
		%		35,49	29,69	0,80	24,62		3,75	5,65	100,00	—
		Моль/кг		0,200	0,124	0,003	0,197		0,037	0,093	—	—
		%		30,58	18,96	0,46	30,12		5,66	14,22	100,00	—
		Ион/Cl		—	0,837	0,023	0,694		0,106	0,159	2,819	—
в	1	‰	8,66	8,66	7,61	0,13	5,95		0,85	1,52	24,72	—
		%		35,03	30,78	0,53	24,07		3,44	6,15	100,00	—
		Моль/кг		0,244	0,156	0,002	0,238		0,042	0,125	—	—
		%		30,12	19,63	0,25	29,38		5,19	15,43	100,00	—
		Ион/Cl		—	0,879	0,015	0,687		0,098	0,176	2,855	—
				1983 г.								
а	15	‰	7,02—8,56	7,38	5,93	0,17	4,92		0,69	1,25	20,34	—
		%		36,27	29,15	0,84	24,21		3,39	6,14	100,00	—
		Моль/кг		0,208	0,123	0,003	0,127		0,034	0,103	—	—
		%		31,14	18,41	0,45	29,49		5,09	15,42	100,00	—
		Ион/Cl		—	0,803	0,023	0,667		0,095	0,169	2,757	—
б	14	‰	7,02—7,78	7,30	5,86	0,17	4,90		0,69	1,23	20,15	—
		%		36,24	29,08	0,84	24,32		3,42	6,10	100,00	—
		Моль/кг		0,206	0,122	0,003	0,196		0,034	0,101	—	—
		%		31,11	18,43	0,45	29,61		5,14	15,26	100,00	—
		Ион/Cl		—	0,803	0,023	0,671		0,095	0,168	2,760	—
в		‰	8,56	8,56	6,84	0,17	5,58		0,76	1,52	24,43	—
		%		36,54	29,20	0,73	23,80		3,24	6,49	100,00	—
		Моль/кг		0,241	0,142	0,003	0,223		0,038	0,125	—	—
		%		31,22	18,39	0,39	28,89		4,92	16,19	100,00	—
		Ион/Cl		—	0,799	0,020	0,651		0,089	0,178	2,737	—
				1984 г.								
б	18	‰	7,31—8,25	7,45	6,60	0,20	5,50		0,73	1,16	21,64	—
		%		34,43	30,50	0,92	25,42		3,37	5,36	100,00	—
		Моль/кг		0,210	0,138	0,003	0,220		0,036	0,095	—	—
		%		29,91	19,66	0,43	31,34		5,13	13,53	100,00	—
		Ион/Cl		—	0,886	0,026	0,738		0,098	0,156	2,904	—
				1985 г.								
б	7	‰	7,62—8,28	7,85	6,96	0,17	5,65		0,87	1,22	22,72	—
		%		34,55	30,63	0,75	24,87		3,83	5,37	100,00	—
		Моль/кг		0,221	0,145	0,003	0,226		0,043	0,100	—	—
		%		29,94	19,65	0,41	30,62		5,83	13,55	100,00	—
		Ион/Cl		—	0,887	0,022	0,720		0,111	0,155	2,895	—

натный ион отсутствовал (в отдельных пробах отмечены следы или незначительное 0,01—0,02 ‰ (по массе) содержание CO_3^{2-}), поэтому общая щелочность практически выражена в виде концентрации гидрокарбонат-иона. Бром-ионы не определяли и не учитывали в расчетах так как их содержание в водах Аральского моря менее 0,002 ‰ (по массе) [32] и они существенно не влияют на общую минерализацию. Все анализы по определению концентраций солеобразующих ионов выполнены при температуре (20±0,5) °С, а их результаты выражены в абсолютной массовой форме (‰) и относительной форме молярной концентрации эквивалентов [159]. Последняя форма выражения наиболее рациональна и удобна при сравнении ионного состава вод различной минерализации в условиях его постоянной метаморфизации.

Независимое определение содержания всех главных солеобразующих ионов в пробах, отобранных в 1979—1981 гг., позволило оценить точность полных анализов морских вод. Критерием точности может служить отношение модуля разности молярной массы эквивалентов суммы катионов (К) и суммы анионов (А) к их сумме, выраженное в процентах $|\sum K - \sum A|/(\sum K + \sum A)$. В нашем случае это отношение, характеризующее относительную погрешность полного анализа, изменялось от 0,1 до 2,7 % (в 90 % случаев оно не превышало 1 %), что свидетельствует о достаточно высоком качестве гидрохимических определений. Первичные результаты анализов всех проб открытого моря и высокосоленых аральских вод приведены в приложении 3, 4.

Как известно, сумма солей $\sum$, определяемая суммированием концентраций всех главных ионов, не тождественна общепринятому условному понятию солености. Под соленостью в определении Кнудсена и в соответствии с ГОСТом 18456—73 понимается суммарное содержание в граммах всех твердых минеральных растворенных веществ, содержащихся в 1 кг морской воды, при условии, что бром и иод замещены эквивалентным количеством

хлора, все углекислые соли переведены в окиси, а все органические вещества сожжены при температуре 480 °С. В свете новой шкалы солености под соленостью понимается электрическая проводимость исследуемой морской воды при 15 °С в отношении к стандартному раствору хлористого калия, электрическая проводимость которого в точности равна электрической проводимости нормальной воды с хлорностью 19,374 ‰.

Таким образом, в силу принятых условий соленость меньше действительного содержания твердых растворенных веществ. Причем, чем ниже соленость и чем больше метаморфизация морской воды стоком рек, т. е. выше относительное содержание карбонатов, тем расхождение между принятым значением солености и действительным содержанием солей будет больше. Для океанской воды с соленостью 35,000 ‰ это расхождение составляет 0,088 ‰, а для морских вод с соленостью 12,5 ‰ — уже 0,42 ‰. Учитывая это обстоятельство, для сильно метаморфизированных вод внутренних морей, в том числе и для Аральского моря, определение сухого остатка проводится обычно методом Н. Н. Ефремова [100] с добавлением соды и прокаливанием при температуре 180 °С. Полученная при этом условная соленость (сухой остаток) хотя и отличается от общепринятого ее понятия, однако она более точно отражает действительное содержание в морской воде твердых растворенных веществ.

В то же время соленость морской воды может быть рассчитана по сумме солей (сумме главных ионов солевого состава) по методике, изложенной в работе [95]. Эта методика была использована нами для определения соотношений между хлорностью, суммой солей и соленостью аральских вод.

Исследование относительной электрической проводимости вод Аральского моря проводилось при помощи электросолемера ГМ-65, который используется для измерения электрической проводимости морских вод в сопоставлении с электрической проводимостью нормальной воды. С целью экономии дорогостоящей и дефицитной нормальной воды, а также для мобильной поверки солемера была разработана и апробирована методика калибровки прибора ГМ-65 для повседневной работы по точно приготовленным растворам хлористого натрия с известной относительной электропроводимостью [94]. Все измерения относительной электрической проводимости вод Аральского моря проводились при оптимальных условиях работы прибора: температуре калибровочных растворов и проб воды (20 ± 0,5) °С и относительной влажности воздуха (80 ± 5) %.

12.3. Современный солевой состав и электрическая проводимость вод

Обобщенные результаты анализов солевого состава вод открытого моря (табл. 12.1) позволяют дать характеристику современного ионного состава аральских вод и оценить их метаморфизацию за последние 25 лет в связи с уже происшедшими резкими изменениями гидролого-гидрохимического режима Аральского моря и питающих его рек.

По классификации О. А. Алекина [2] воды Аральского моря относятся к III типу натриевой группы хлоридного класса вод, который включает в себя воды океанов, морей, лиманов и другие сильноминерализованные природные воды. Аральские воды отличаются от океанских повышенным содержанием ионов, характерных для вод суши, — гидрокарбонатов, кальция, магния и сульфатов.

Солевой состав вод открытого моря весьма однороден. Из анионов преобладают хлор-ион (~35 %) и сульфат-ион (~32 %), а из катионов — ионы натрия (~20 %) и магния (~7 %). Массовая доля ионов кальция составляет 4 %, а гидрокарбонат-ионов и ионов калия — по 1 % общей суммы ионов (табл. 12.1). Поэтому в солевой массе вод моря доминируют такие гипотетические соли, как NaCl (~52 %), $MgSO_4$ (~29 %) и $CaSO_4$ (~12 %), в сумме составляющие около 93 %, тогда как на долю остальных солей приходится всего 7 % общей солевой массы моря.

По соотношению молярных концентраций эквивалентов главных солеобразующих ионов аральские воды занимают некоторое промежуточное положение между типично морскими водами и водами суши (табл. 12.2). Отношение Na/Cl обычно указывает на генезис природных вод, а отношение SO_4/Cl характеризует тип водоема. По этим параметрам Аральское море относится к водоемам сульфатного типа; воды которого сильно метаморфизированы материковым стоком.

Таблица 12.2

Соотношение молярных концентраций эквивалентов главных солеобразующих ионов в различных природных водах

Соотношение	Мировой океан	Аральское море	Материковый сток
Na^+/Cl^-	0,86	1,00	1,25
SO_4^{2-}/Cl^-	0,10	0,68	1,00

При сопоставлении современного солевого состава вод моря с данными Л. К. Блинова [32] (см. табл. 12.1) можно отметить резкое — более чем вдвое — возрастание средней солености вод моря. В 1985 г. средняя соленость вод открытой части моря достигала 22—23 ‰. Соответственно возросли абсолютные концентрации практически всех солеобразующих ионов. В 2 раза с лишним увеличились концентрации преобладающих хлор-иона, сульфат-иона, ионов натрия и калия, а также магния. В несколько меньшей пропорции возросла концентрация кальция и практически не изменилась абсолютная концентрация гидрокарбонатов.

Для оценки реальных относительных изменений содержание солеобразующих компонентов по сравнению с 50-ми годами необходимо сопоставить молярные концентрации эквивалентов в процентной форме (табл. 12.1). Можно отметить некоторое увеличение относительного содержания ионов натрия, калия и магния и уменьшение — гидрокарбонат-ионов и ионов кальция. Это свидетельствует об осаждении части карбонатов при повышении солености вод моря.

Одним из показателей происходящих изменений солевого состава вод моря является изменение содержания основных солеобразующих компонентов по отношению к доминирующему иону хлора (табл. 12.1).

Эти данные подтверждают отмеченные нами изменения солевого состава вод открытого моря и свидетельствуют о протекающем процессе его метаморфизации. В то же время отношение суммы солей к хлор-иону пока изменилось незначительно.

По данным Л. К. Блинова [32] воды Аральского моря пересыщены карбонатом кальция уже при солености 10 ‰. Повышение солености вод приводит к понижению растворимости углекислоты в морской воде, в результате чего происходит сдвиг углекислотного равновесия в сторону перехода HCO_3^- в CO_3^{2-}. Увеличение содержания CO_3^{2-} при незначительном произведении растворимости карбонатных солей приводит к осаждению избытка CO_3^{2-} в виде $CaCO_3$:

$$Ca(HCO_3)_2 \rightarrow \underset{\downarrow}{CaCO_3} + CO_2 + H_2O.$$

Это приводит к наблюдаемому уменьшению относительного содержания гидрокарбонат-иона и ионов кальция в водах открытого моря. В наиболее осолоненных районах одновременно с $CaCO_3$ соосаждается и $MgCO_3$.

Имеющиеся данные позволяют дать приближенную оценку количества карбонатных солей, отложившихся непосредственно на дне моря при уже происшедшем осолонении его вод. За последние 25 лет подверглось седиментации около 100 млн т карбоната кальция и выделилось примерно 45 млн т свободной углекислоты. Хотя количество выпавших в осадок карбонатных солей по сравнению с солевой массой моря невелико и практически не сказывается пока на изменениях солености вод моря, тем не менее эту расходную составляющую в дальнейшем необходимо учитывать при анализе современного и особенно перспективного солевого баланса моря.

В табл. 12.1 приведены обобщенные результаты анализов солевого состава морских вод отдельно для Малого и Большого морей, из которых следует, что в обособленном Малом море за счет более интенсивного испарения процессы осолонения вод и метаморфизации солевого состава происходят интенсивнее и опережающими темпами. В 1979 г. средняя соленость вод Малого моря была выше солености вод Большого моря примерно на 1,6 ‰, а в 1982—1983 гг. на 3,2—4,6 ‰. Это позволяет по Малому морю ориентироваться в прогностическом отношении и судить об ожидаемых изменениях солености и солевого состава вод Большого моря на ближайшие несколько лет.

Полученные нами данные об относительной электрической проводимости аральских вод в диапазоне изменения хлорности от 5,62 до 7,77 ‰ не могут быть сопоставлены с результатами исследований 50-х годов ввиду значительного возрастания солености вод моря. Сравнение значений солености, рассчитанной по электрической проводимости, для вод океана и для вод Аральского моря свидетельствует о том, что при равной электрической проводимости аральские воды характеризуются большей соленостью. Например, при $R_{20} = 0{,}4516$ соленость океанских вод составляет 14,54 ‰, а аральских вод 17,02 ‰. Это объясняется более высоким содержанием в водах моря сульфат-ионов, которые по сравнению с хлор-ионами обладают меньшей подвижностью.

Обработка результатов анализа солевого состава и электрической проводимости вод моря позволила получить аналитические зависимости между хлорностью, главными солеобразующими ионами, суммой солей и относительной электрической проводимостью (табл. 12.3). В условиях нестационарного режима моря и нарушения стабильности в процессах формирования его солевого состава указанные зависимости целесообразно описывать в виде уравнений 2-го порядка [54, 55].

Таблица 12.3

Уравнения связи компонентов солевого состава и электрической проводимости вод Аральского моря

Уравнения связи	σ ‰
$HCO_3^- = 0{,}0344 + 0{,}0554Cl - 0{,}0052Cl^2$	0,01
$O = 0{,}0118 + 0{,}0025Cl - 0{,}0001Cl^2$	0,00
$SO_4^{2-} = 0{,}4739 + 0{,}913Cl + 0{,}0047Cl^2$	0,01
$Ca^{2+} = 0{,}0412 + 0{,}1299Cl - 0{,}0040Cl^2$	0,04
$Mg^{2+} = 0{,}1450 + 0{,}0951Cl + 0{,}0067Cl^2$	0,02
$K^+ = 0{,}0451 + 0{,}0151Cl + 0{,}0017Cl^2$	0,01
$Na^+ = 0{,}6789 + 0{,}4072Cl + 0{,}0220Cl^2$	0,04
$\sum = 1{,}4085 + 2{,}4940Cl + 0{,}0259Cl^2$	0,05
$Cl = 4{,}0681 - 4{,}8020R_{20} + 20{,}1232R_{20}$	0,04

Полученные зависимости имеют незначительную кривизну и высокие коэффициенты корреляции 0,97—0,99. Средние квадратические отклонения не превышают 0,04 ‰.

По изложенной в работе [95] методике по сумме солей $\sum$ была рассчитана соленость S и получено уравнение связи хлорности Cl с соленостью в общепринятом ее понятии и в соответствии с ГОСТом:

$$S = 1{,}3959 + 2{,}4411Cl + 0{,}0251Cl^2. \qquad (12.3)$$

Сопоставление указанной зависимости с формулой Блинова (12.1) и ранее предложенной линейной зависимостью хлорности и суммы солей [50] свидетельствует, что квадратичная зависимость наиболее точно отражает современное состояние солевого состава вод моря. Формулу Блинова, по-видимому, можно использовать для расчета солености при значениях хлорности, не превышающих 7 ‰.

Следует отметить преемственность и сопоставимость общепринятой и новой шкалы практической солености, в том числе и для аральских вод. Для удобства использования полученные формулы связи хлорности с соленостью S и относительной электрической проводимостью R_{20} были пересчитаны в зависимость, связывающую величины S и R_{20}:

$$S = 11{,}7419 - 12{,}7028R_{20} + 53{,}8110R_{20}^2 - \\ - 4{,}8509R_{20}^3 + 10{,}1641R_{20}^4. \qquad (12.4)$$

По этой зависимости были рассчитаны таблицы для определения солености вод Аральского моря по их относительной электрической проводимости, измеренной при 20 °С [230].

12.4. Солевой состав высокоминерализованных вод моря

Для исследования закономерностей дальнейшей метаморфизации солевого состава аральских вод могут быть использованы результаты анализов проб высокоминерализованных вод, формирующихся в его отчлененных и застойных мелководных районах и являющихся по существу естественными концентратами вод моря (табл. 12.4). Исследованные пробы несколько условно можно разбить на четыре группы и две отдельные пробы, отличающиеся минерализацией и степенью метаморфизации солевого состава.

В первую группу включены 12 относительно слабоминерализованных проб с хлорностью от 6,80 до 10,42 ‰ ($\sum_{солей}$ от 19,20 до 28,17 ‰). Эти пробы были отобраны в водоемах, имеющих ограниченную связь с морем, либо утративших ее недавно. Вторую группу составляют 13 среднеминерализованных проб с хлорностью от 13,10 до 18,65 ‰ и суммой солей, превышающей океанскую (от 35,82 до 47,92 ‰). В третью и четвертую группы входят по 4 сильноминерализованные пробы с хлорностью соответственно от 22,08 до 25,37 ‰ ($\sum_{солей}$ от 52,54 до 60,82 ‰) и от 35,29 до 40,36 ‰ ($\sum_{солей}$ от 83,62 до 94,37 ‰). Две последующие пробы характеризуются еще более высокой минерализацией (хлорность соответственно 51,07 и 75,50 ‰ и $\sum_{солей}$ 125,55 и 169,24 ‰) и существенно отличаются друг от друга степенью метаморфизации солевого состава.

Анализируя динамику солевого состава высокоминерализованных вод в сопоставлении с современным солевым составом вод открытого моря, можно отметить дальнейшее резкое возрастание абсолютного содержания хлор-иона, сульфат-иона, ионов натрия и в меньшей степени магния. Ввиду небольшого содержания ионов калия и гидрокарбонатных ионов значительный рост их абсолютных концентраций (в 4—7 раз) чрезвычайно слабо влияет на повышение общей минерализации вод. В то же время абсолютное содержание ионов кальция изменяется в общем незначительно, однако в наиболее сильноминерализованных пробах его абсолютное содержание уменьшается почти вдвое. В результате, по мере повышения солености аральских вод, массовая доля преобладающих ионов хлора и натрия возрастает соответственно до 41—44 и 27 % (табл. 12.4), а массовая доля доминирующей соли — хлористого натрия в сильноминерализованных водах достигает 65—69 % суммы солей. Одновременно с ростом солености вод значительно уменьшается содержание бикарбоната магния и особенно гипса. Массовая доля сернокислого магния практически не изменяется и составляет как для вод открытого моря, так и для сильноминерализованных вод примерно 26—29 % суммы солей.

Сопоставление относительного содержания главных ионов по их химически равноценным, сравнимым формам молярной концентрации эквивалентов свидетельствует (см. табл. 12.4) о существенной метаморфизации солевого состава аральских вод при значительном повышении их солености. Одновременно с увеличением относительного содержания хлор-иона происходит уменьшение относительного содержания гидрокарбонатного

Таблица 12.4

Солевой состав высокоминерализованных вод Аральского моря

Количество проб	Единица измерения	Диапазон измерения хлорности	Солеобразующие ионы							
			Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-	Na^+	K^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	$\Sigma_{солей}$
12	‰ (по массе)	6,80—10,42	8,57	7,14	0,24	5,38	0,21	0,72	1,47	23,73
	%		36,11	30,09	1,01	22,67	0,89	3,03	6,20	100,00
	Моль/кг		0,242	0,149	0,004	0,234	0,005	0,036	0,121	—
	%		30,58	18,80	0,50	29,59	0,68	4,55	15,30	100,00
	Ион/Cl		—	0,833	0,028	0,628	0,025	0,084	0,172	2,769
13	‰	13,10—18,65	15,75	11,45	0,28	9,91	0,41	0,81	2,49	41,10
	%		38,32	27,86	0,68	24,11	1,00	1,97	6,06	100,00
	Моль/кг		0,444	0,238	0,005	0,431	0,010	0,040	0,205	—
	%		32,34	17,35	0,33	31,36	0,77	2,94	14,91	100,00
	Ион/Cl		—	0,727	0,018	0,629	0,026	0,051	0,158	2,610
4	‰	22,08—25,37	23,32	13,58	0,35	14,38	0,44	0,70	3,36	56,13
	%		41,55	24,19	0,62	25,62	0,78	1,25	5,99	100,00
	Моль/кг		0,658	0,283	0,006	0,625	0,011	0,035	0,276	—
	%		34,73	14,93	0,30	33,01	0,59	1,84	14,60	100,00
	Ион/Cl		—	0,582	0,015	0,617	0,019	0,030	0,144	2,407
4	‰	35,29—40,36	37,12	20,92	0,59	23,40	0,48	0,72	5,26	88,49
	%		41,95	23,64	0,67	26,44	0,54	0,81	5,95	100,00
	Моль/кг		1,047	0,436	0,010	1,017	0,012	0,036	0,433	—
	%		35,01	14,57	0,32	34,02	0,41	1,20	14,47	100,00
	Ион/Cl		—	0,564	0,016	0,630	0,013	0,019	0,142	2,384
1	‰	51,07	51,07	32,06	0,75	32,37	0,83	0,46	8,02	125,55
	%		40,68	25,53	0,60	25,78	0,66	0,36	6,39	100,00
	Моль/кг		1,440	0,667	0,012	1,407	0,021	0,023	0,660	—
	%		34,04	15,77	0,29	33,26	0,50	0,54	15,60	100,00
	Ион/Cl		—	0,628	0,015	0,634	0,016	0,009	0,157	2,458
1	‰	75,50	75,50	35,00	0,91	46,27	1,41	0,38	9,77	169,24
	%		44,61	20,68	0,54	27,34	0,83	0,23	5,77	100,00
	Моль/кг		2,129	0,729	0,015	2,012	0,036	0,019	0,803	—
	%		37,07	12,69	0,26	35,03	0,63	0,33	13,99	100,00
	Ион/Cl		—	0,464	0,012	0,613	0,019	0,005	0,129	2,242

иона. Особый интерес представляет поведение сульфат-иона. В настоящее время в водах открытого моря отмечается некоторое увеличение относительного содержания сульфатов. При дальнейшем повышении солености, как это видно из табл. 12.4, несмотря на значительный рост абсолютной концентрации, относительное содержание сульфатов существенно уменьшается. Значительные изменения прослеживаются и в относительном содержании катионов. По мере повышения солености относительное содержание ионов натрия возрастает, а ионов кальция уменьшается. Относительное содержание ионов магния также несколько уменьшается, хотя в целом остается достаточно высоким.

Эти изменения в составе аральских вод свидетельствуют о том, что по мере роста солености отмечающаяся в настоящее время в водах открытого моря седиментация карбонатов кальция и магния интенсифицируется. Это приводит к резкому уменьшению относительного содержания кальция в морской воде.

Некоторый рост относительного содержания сульфат-иона в водах открытого моря может быть обусловлен тем, что на начальной стадии осолонения моря происходит накопление сульфатов в виде сернокислого кальция. По данным Л. К. Блинова [32], аральская вода при солености 10 ‰ недонасыщена этой солью. Аналогичное накопление $CaSO_4$ в рассолах аральской воды на начальных стадиях кристаллизации солей в лабораторных экспериментах отмечалось в работе [165]. В дальнейшем по мере повышения солености и пересыщения аральских вод сульфатом кальция, начинается осаждение гипса:

$$Ca(HCO_3)_2 + MgSO_4 \rightleftarrows CaSO_4 + Mg(HCO_3)_2;$$

$$CaSO_4 + 2H_2O \rightarrow CaSO_4 \cdot 2H_2O.$$
$$\downarrow$$

По сравнению с водами открытого моря, массовая доля $CaSO_4$ в пробах первой группы уменьшается примерно на 3 % (с 12,4 до 9,1 %). Более детальное исследование позволило установить, что насыщение аральских вод $CaSO_4$ в естественных условиях происходит при солености, превышающей 26—28 ‰. При дальнейшем росте минерализации осаждение гипса идет более активно и его массовая доля падает до 0,6—0,2 % суммы солей.

Одновременно с ростом концентрации $CaSO_4$ происходит увеличение абсолютного содержания бикарбоната магния, при этом в осадок выпадает основной карбонат магния:

$$2Mg(HCO_3)_2 \rightarrow Mg(OH)_2 \cdot MgCO_3 + 3CO_2 + H_2O.$$
$$\downarrow$$

Как показали лабораторные эксперименты по изотермическому испарению аральских вод [139, 165], при дальнейшем их концентрировании одновременно с осаждением гипса при охлаждении рассола происходит кристаллизация мирабилита $Na_2SO_4 \cdot 10H_2O$. После кристаллизации гипса при последующем концентрировании из раствора начинает выпадать глауберит $CaSO_4 \cdot Na_2SO_4$. Дальнейшее испарение рассола вызывает кристаллизацию хлористого натрия.

Поскольку наиболее консервативным компонентом солевого состава является хлор-ион, то для характеристики метаморфизации солевого состава аральских вод можно также использовать отношения главных солеобразующих ионов к доминирующему иону хлора (табл. 12.4).

Эти данные подтверждают уже отмеченные нами основные черты метаморфизации солевого состава аральских вод при их концентрировании в природных условиях. С ростом минерализации вод происходит значительное уменьшение сульфатно-хлорного и щелочно-хлорного соотношений. Особенно резко, более чем в 20 раз, уменьшается соотношение Ca/Cl. Одновременно происходит также некоторое уменьшение соотношения Mg/Cl

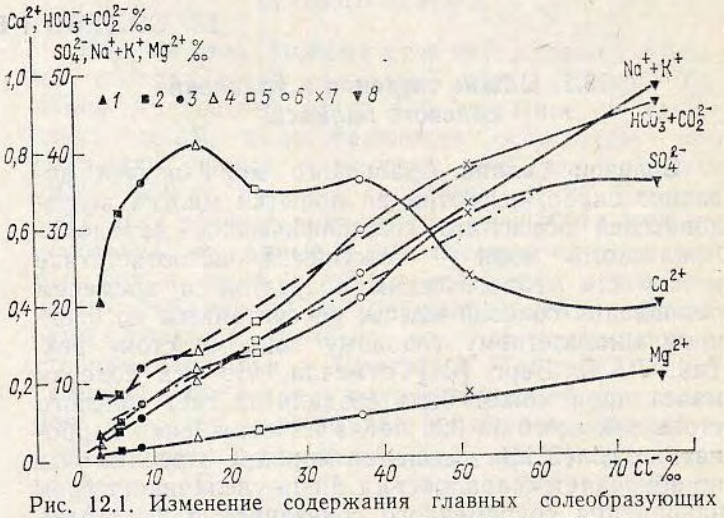


Рис. 12.1. Изменение содержания главных солеобразующих ионов в зависимости от хлорности воды.

1 — среднее для вод открытого моря по работе [32]; *2* — для периода 1977—1985 гг.; *3—8* — среднее для отдельных групп высокоминерализованных вод моря (см. табл. 12.4).

и отношения суммы солей к хлор-иону. В то же время соотношение между ионами щелочных металлов и хлор-ионом изменяется незначительно. На рис. 12.1 приведены графики связи между концентрациями основных солеобразующих ионов и хлор-ионом. Для большинства компонентов солевого состава, за исключением магния, а также суммы щелочных металлов, эти зависимости являются нелинейными. Две последние зависимости с некоторым приближением могут быть приняты линейными:

$$Mg^{2+} = 0{,}364 + 0{,}132Cl^-; \qquad (12.5)$$

$$Na^+ + K^+ = 0{,}630Cl^- - 0{,}038. \qquad (12.6)$$

В обоих случаях коэффициент корреляции равен $0{,}98 \pm 0{,}02$.

Ввиду малого количества проанализированных проб с хлорностью более 35—40 ‰ не представляется возможным достаточно надежно определить вид большинства указанных зависимостей при высоких значениях минерализации вод. Тем не менее отдельные участки кривых сульфат-иона и щелочности также можно с достаточной степенью точности аппроксимировать прямыми (в диапазоне по хлору от 6,80 до 51,07 ‰):

$$SO_4^{2-} = 3{,}679 + 0{,}460Cl^- \quad (R = 0{,}98 \pm 0{,}02); \qquad (12.7)$$

$$HCO_3^- + CO_2^{2-} = 0{,}127 + 0{,}011Cl^-$$

$$(R = 0{,}87 \pm 0{,}03). \qquad (12.8)$$

Полученные аналитические связи, а также графические зависимости можно использовать для

приближенной оценки солевого состава аральских вод на различных стадиях их метаморфизации.

Зависимость $\sum_{\text{солей}} = f(\text{Cl})$ в общем случае нелинейна, что обусловлено метаморфизацией солевого состава и осаждением части труднорастворимых солей. Однако для приближенных оценок солености в рассмотренном диапазоне хлорности (от 6,80 до 75,50 ‰) эта зависимость может быть аппроксимирована прямой вида

$$\sum = 3{,}982 + 2{,}270\text{Cl}^- \quad (R = 0{,}99 \pm 0{,}01). \quad (12.9)$$

Полученные нами зависимости между ионами хлора и суммой солей и ионами хлора и другими солеобразующими ионами (12.5)—(12.9) могут быть использованы при расчетах будущих изменений солености моря и для приближенной оценки количества солей, переходящих в осадок при естественном концентрировании аральских вод.

13. СОЛЕВОЙ БАЛАНС МОРЯ

13.1. Общие сведения и уравнение солевого баланса

Солевой баланс Аральского моря изучен довольно слабо, несмотря на попытки многих исследователей объяснить «географический парадокс» Аральского моря — кажущееся несоответствие между его геологическим возрастом и временем накопления солевой массы, рассчитанным по среднему многолетнему годовому ионному стоку рек. Так, Л. С. Берг [31] отмечал, что вся солевая масса моря может быть создана за счет солевого стока рек всего за 320 лет. Учет осаждения карбонатных солей при смешении морских и речных вод не объясняет «парадокс», а лишь увеличивает срок накопления современного солезапаса в 2—3 раза [32].

Все высказывавшиеся предположения о причинах относительно низкой солености аральских вод можно свести к следующим:

1) периодическая проточность Аральского моря в прошлом, в результате чего часть солей сбрасывалась в Сарыкамыш и далее по Узбою в Каспийское море;

2) осаждение солей в периоды пересыхания или низкого стояния уровня моря, их последующее перекрытие терригенными и осадочными материалами, исключавшими растворение солей при повышении уровня моря;

3) фильтрация морской воды и солей в грунт берегов и дна при относительно высоком стоянии уровня моря;

4) повышение солености морской воды и локальное осаждение солей в многочисленных мелководных бухтах, заливах и прибрежных озерах;

5) осаждение солей в результате биогидрохимических процессов.

Все эти предположения в той или иной степени подтверждаются современными геолого-геоморфологическими, гидрологическими и гидрохимическими исследованиями [1, 4, 120, 141, 148, 197, 198, 223, 248]. Однако количественный вклад этих процессов в солевой баланс моря в различные исторические периоды его существования был неодинаковым и изменялся в широких пределах.

Наиболее полное исследование солевого баланса Аральского моря для периода высокого стояния уровня (на отметке примерно 53 м абс.) и относительной стабильности его режима было проведено Л. К. Блиновым [32]. Он рассматривал средний годовой баланс Аральского моря при средних многолетних значениях стока рек и уровня моря. Для увязки солевого баланса и объяснения относительно невысокой и устойчивой солености моря Блинов компенсировал средний годовой приход солей с речными водами (за вычетом солей, подвергающихся седиментации) фильтрацией воды и солей через дно и берега моря, что соответствует потере 1,26 км³ воды (2 см слоя) и 12,85 млн т солей в год. Приход солей с подземным стоком принимался равным нулю. Блинов не учитывал в расчетах количество солей, осаждающихся на мелководьях и теряющихся в отшнуровавшихся заливах и бухтах, хотя и признавал значительную роль этой составляющей в многолетнем плане.

В последующем предпринимались попытки уточнения отдельных составляющих стационарного солевого баланса, составленного Л. К. Блиновым. При этом такие попытки не всегда были достаточно обоснованы. Так, И. М. Черненко, занимавшийся вопросами подземного стока [257], получил завышенное значение прихода солей с подземными водами, сопоставимое с ионным стоком рек. Для увязки солевого баланса автор отвел неправдоподобно большое значение — 35,25 млн т солей на потери в отшнуровавшихся култуках и лиманах. При этом он практически исключил какую-либо возможность значительной потери солей путем фильтрации.

Достаточно полную формулу солевого баланса Аральского моря приводит Т. А. Бакум [222]. К сожалению, формула рассматривается лишь теоретически. Рассчитаны только отдельные составляющие солевого баланса Аральского моря за 1952—1966 гг. Тем не менее в этой работе была показана необходимость дальнейшего уточнения отдельных составляющих стационарного солевого баланса моря и исследования динамики составляющих солевого баланса в условиях нестационарности режима Аральского моря.

В работе В. Н. Бортника [43] выполнено уточнение отдельных составляющих стационарного солевого баланса Л. К. Блинова, при этом осаждение солей на мелководьях и потери в отшнуровавшихся заливах и бухтах оценены как остаточный член солевого баланса в 12,9 млн т. В этой работе автором составлен солевой баланс Аральского моря за 1961—1976 гг. Его основной особенностью в отличие от солевых балансов для квазистационарных условий является несбалансированность приходной и расходной частей солевого баланса. Превышение прихода солей над их расходом приводило в этот период к ежегодному приращению солевой массы моря примерно на 10,2 млн т.

В перечисленных работах составленные солевые балансы имеют ряд методических недостатков — приближенность расчета некоторых основных составляющих, неучет ряда таких важных

составляющих, как эоловый приход солей, ветровой вынос солей с поверхности льда, осаждение карбонатных солей непосредственно в море при повышении солености вод и др.

В общем виде солевой баланс Аральского моря можно представить следующим образом:

$$\Delta M = П - Р;$$

$$П = M_р + M_{ос} + M_{гр} + M_{эол};$$

$$Р = M_{сед} + M_{ав} + M_{ал} + M_{исп} + M_ф + M_к + M_{ос}, \quad (13.1)$$

где ΔM — приращение солевой массы моря; П — суммарный приход солей; Р — суммарный расход солей; $M_р$ — масса солей, приносимых реками; $M_{ос}$ — масса солей, поступающих с атмосферными осадками; $M_{гр}$ — масса солей, поступающих с подземными водами; $M_{эол}$ — масса солей, поступающих с атмосферной пылью; $M_{сед}$ — масса солей, выпадающих в осадок при смешении морских и речных вод; $M_{ав}$ — масса солей, уносимых ветром с поверхности воды; $M_{ал}$ — масса солей, уносимых ветром с поверхности льда; $M_{исп}$ — масса солей, уходящих с испаряющейся водой; $M_ф$ — фильтрационные потери солей; $M_к$ — масса солей, выпадающих в осадок на мелководьях и отлагающихся на осушающихся берегах при снижении уровня моря; $M_{ос}$ — масса солей, выпадающих в осадок непосредственно в море при повышении солености морских вод.

При современной изученности и точности определения основных составляющих солевого баланса и солевой массы моря составление достаточно обоснованных ежегодных солевых балансов моря не представляется возможным. Для оценки изменений, происшедших в солевом балансе моря за последние десятилетия, попытаемся дать сравнительную количественную характеристику составляющих солевого баланса для периода квазистационарного режима моря (до начала 60-х годов) и по отдельным периодам (1961—1970, 1971—1980 и 1981—1985) для современного этапа резких антропогенных изменений режима моря.

При расчете составляющих солевого баланса использовались данные о водном балансе моря, материалы наблюдений за химическим составом речных вод Амударьи и Сырдарьи, химическим составом осадков, материалы специальных наблюдений и экспериментов, а также литературные данные.

13.2. Характеристика составляющих солевого баланса

Ионный сток. Ионный сток рек является основной составляющей приходной части солевого баланса Аральского моря. Его значение, а также масса солей, подвергающихся осаждению при смешении речных и морских вод, для периода 1911—1960 гг. приняты по данным Л. К. Блинова [32]. Для расчета ионного стока за 1961—1985 гг. использованы данные о фактическом притоке речных вод к морю, а также материалы систематических наблюдений за минерализацией и химическим составом речных вод на замыкающих створах Амударьи и Сырдарьи (Темирбай и Казалинск). При расчете количества солей, выпадающих в осадок в результате смешения морских и речных вод, принималось, что HCO_3^- выпадает полностью, Ca^{2+} — 98 % и Mg^{2+} — 2 % эквивалентов HCO_3^- [4, 32].

В табл. 13.1 приведены средние для указанных периодов концентрации главных ионов, суммарная минерализация и ионный сток рек Амударьи и Сырдарьи. В 1961—1970 гг., несмотря на сокращение водного стока, суммарный ионный сток в Аральское море несколько увеличился и достиг 26,9 млн т в год главным образом за счет резкого, почти вдвое, возрастания общей минерализации

Таблица 13.1

Средняя многолетняя концентрация главных ионов, суммарная минерализация и ионный сток рек Амударьи и Сырдарьи для характерных периодов

Период	Единица измерения	HCO_3^-	SO_4^{2-}	Cl^-	Ca^{2+}	Mg^{2+}	$Na^+ + K^+$	Суммарная минерализация	Ионный сток, млн т
Амударья									
1911—1960 *	мг/л	153,5	104,9	74,1	83,1	11,2	43,7	470,8	17,74
	% **	18,53	16,08	15,39	35,92	7,98	6,10	100,00	
1961—1970	мг/л	124,8	131,0	85,0	62,0	19,0	61,0	482,8	16,93
	%	14,20	19,30	16,50	21,30	10,50	18,20	100,00	
1971—1980	мг/л	110,7	243,8	137,9	80,8	25,8	109,2	708,2	8,87
	%	8,34	23,62	18,04	18,45	9,79	21,76	100,00	
1981—1985	мг/л	145,3	619,3	357,4	127,8	74,2	315,2	1640,4	2,23
	%	4,69	25,43	19,88	12,58	12,03	25,39	100,00	
Сырдарья									
1911—1960 *	мг/л	186,1	164,4	40,3	87,6	20,6	43,8	542,8	6,05
	%	20,04	22,49	7,47	32,27	12,52	5,21	100,00	
1961—1970	мг/л	179,0	465,4	105,8	92,8	54,0	158,0	1055,0	9,96
	%	9,63	30,89	9,48	14,66	14,04	21,30	100,00	
1971—1980	мг/л	190,1	579,2	168,1	112,0	76,0	187,1	1312,5	3,59
	%	7,80	30,31	11,90	14,03	15,59	20,37	100,00	
1981—1985	мг/л	184,5	922,7	187,1	131,1	89,5	328,7	1843,6	—
	%	5,49	34,92	9,59	11,88	13,37	24,75	100,00	

* По Л. К. Блинову [32].

** Относительная форма молярной концентрации эквивалентов (%-экв).

вод р. Сырдарьи, в то время как минерализация вод Амударьи в этот период увеличилась незначительно. В условиях дальнейшего резкого сокращения водного стока в 1971—1980 гг. суммарный ионный сток в Аральское море снизился до 12,3 млн т в год. Минерализация вод Амударьи в этот период достигла 708, а Сырдарьи 1312 мг/л. В 1981—1985 гг. в условиях крайне незначительного притока речных вод, несмотря на дальнейший рост их минерализации, ионный сток сократился в среднем до 2,2 млн т в год. В отдельные годы водный и ионный сток в море полностью отсутствовал. Минерализация вод Амударьи в этот период в среднем возросла до 1406, а Сырдарьи — до 1844 мг/л или увеличилась соответственно в 3,0 и 3,4 раза по сравнению с периодом 1911—1960 гг.

Рост минерализации речных вод сопровождался резким изменением их ионного состава. Так, относительное содержание карбонатов в водах Амударьи и Сырдарьи снизилось в 4 раза, а их абсолютное содержание изменилось незначительно. Сокращение водного стока привело к значительному уменьшению массы карбонатных солей, осаждающихся при смешении морских и речных вод с 7,9 млн т в год в 1961—1970 гг. до 0,4 млн т в год в 1981—1985 гг. Относительное уменьшение карбонатов в речном стоке компенсировалось увеличением абсолютного и относительного содержания хлоридов и значительным возрастанием абсолютного и относительного содержания сульфатов. Из катионов при небольшом росте абсолютного содержания кальция его относительное содержание уменьшилось втрое. При существенном росте абсолютного содержания магния его относительное содержание возросло незначительно. Значительный рост абсолютного содержания щелочных металлов, в основном натрия, сопровождался увеличением их суммарного относительного содержания в 4—5 раз. Таким образом, из гидрокарбонатно-кальциевых воды Амударьи и Сырдарьи, поступающие в море, трансформировались в сульфатно-натриевые. Возрастание суммарной минерализации речных вод и изменение их качественного состава связано с практически полным зарегулированием и хозяйственным использованием стока рек Амударьи и Сырдарьи, возрастанием в нем доли сильноминерализованных сбросных и дренажных вод.

Приход солей с атмосферными осадками. Масса солей, поступающих с атмосферными осадками, невелика. При расчете этой составляющей баланса за отдельные периоды 1961—1985 гг. минерализация осадков, выпадающих на поверхность моря, принималась равной минерализации осадков, собираемых на ст. Аральское Море. Для каждого года рассматриваемых периодов была вычислена средняя взвешенная по объему минерализация осадков. Для периода 1961—1970 гг. ее среднее многолетнее значение составило 39,5, при годовых изменениях от 31,5 до 61,0 мг/л, для периода 1971—1980 гг. — 71,1 при колебаниях от 23,6 до 117,3 мг/л и для периода 1981—1985 гг. — 95,2 при колебаниях от 59,7 до 146,8 мг/л. Значительное возрастание минерализации выпадающих осадков в 1971—1985 гг. связано, по-видимому, с повышением концентрации аэрозолей терригенного происхождения в атмосфере в районе Аральского моря вследствие интенсивного ветрового выноса солей с засоленных обсохших территорий бывшего дна моря. Принятая Л. К. Блиновым [32] при расчете этой составляющей средняя минерализация осадков (12,0 мг/л), которую он получил всего по трем пробам, представляется сильно заниженной. Поэтому при расчете количества солей, поступавших с атмосферными осадками в период 1911—1960 гг., минерализация осадков была принята равной 40 мг/л, что примерно соответствует их средней многолетней минерализации за 1961—1970 гг.

Для периода 1911—1960 гг. масса солей, поступающих с атмосферными осадками, была вычислена по средним многолетним, а для отдельных периодов 1961—1985 гг. по ежегодным данным об атмосферных осадках, выпадающих на зеркало моря. Средняя многолетняя масса солей, поступающих с атмосферными осадками, составила для периодов 1911—1960 и 1961—1970 гг. 0,36, для периодов 1911—1980 и 1981—1985 гг. соответственно 0,44 и 0,59 млн т, при изменении средних годовых значений от 0,19 до 0,96 млн т. Несмотря на значительное сокращение акватории моря, поступление солей с атмосферными осадками даже несколько возросло за счет отмеченного выше повышения их минерализации.

Подземный сток и фильтрация вод. Хотя подземный приток и фильтрация морских вод в грунт дна и берегов малы и их обычно не учитывают при расчете водного баланса моря, тем не менее они имеют определенное значение в формировании солевого баланса. Подземный приток играет существенную роль в поступлении таких микрокомпонентов, как иод, бром, бор и литий [84, 85], а по абсолютному значению приход солей с водами подземного притока и их уход при фильтрации морской воды превышают ряд других составляющих солевого баланса, таких, например, как приход солей с атмосферными осадками, уход солей с испаряющейся водой и др.

По современным оценкам [17, 84, 85, 182] подземный сток в Аральское море не превышает 0,1—0,3 км³/год. Вследствие падения уровня моря часть грунтовых вод в последнее десятилетие не доходит до моря и разгружается на обсохшей территории его дна. Поэтому при подсчете массы солей, приходящих с подземным стоком, его значение для периодов 1911—1960 и 1961—1970 гг. принималось равным 0,2, а для периодов 1971—1980 и 1981—1985 гг. — 0,1 км³/год. При средней минерализации подземных вод около 7 г/л [257] приход солей оценен для указанных периодов соответственно в 1,4 и 0,7 млн т в год.

Немногочисленные фактические наблюдения подтверждают возможность фильтрации вод моря через дно и берега на некоторых участках северо-восточного и восточного побережья при высоком стоянии уровня моря [141], однако количественная оценка потери морской воды и солей, сделанная Л. К. Блиновым [32], представляется завышенной. Максимально возможная фильтрация при отметках уровня моря выше 52,5—53,0 м абс. оценивается в 0,15 км³/год [257]. Таким образом, потери солей вследствие инфильтрации морской воды, по-видимому, даже в условиях квазистационарного режима моря не превышали 1,5 млн т в год, что в первом приближении лишь компенсировало приход солей с водами подземного притока. При снижении уровня моря ниже 52,0—51,5 м абс.

фильтрация вод представляется совершенно незначительной. Поэтому для периода 1961—1970 гг. среднее значение фильтрации вод оценено нами примерно в 0,1 км³/год и потери солей вследствие фильтрации примерно в 1 млн т солей в год, а для периодов 1971—1980 и 1981—1985 гг. эта составляющая солевого баланса в расчетах не учитывалась.

Эоловый приход солей. Эоловый фактор — поступление солей с атмосферной пылью, ранее не принимался во внимание исследователями при оценке солевого баланса Аральского моря. Однако, учитывая, что Приаралье относится к районам со значительным количеством песчаных и пыльных бурь, эта составляющая может быть сопоставима с другими приходными и расходными составляющими солевого баланса моря.

В последнее десятилетие отмечается возрастание повторяемости песчаных и пыльных бурь, очагом которых является значительно засоленное обсохшее дно бывших мелководных восточных районов моря [90, 91].

По данным В. С. Бруевича и Н. Ф. Соловьевой [68], в условиях квазистационарного режима на акваторию моря ежегодно поступало около 60 т/км² эолового материала. Учитывая, что растворимые аэрозоли составляют 10—25 % общей массы эолового материала, получим, что для периода квазистационарного режима моря ежегодное поступление солей с атмосферной пылью может быть оценено в 0,4 млн т, а для периодов 1961—1970, 1971—1980 и 1981—1985 гг. соответственно в 0,38, 0,61 и 0,69 млн т. При этом для двух последних периодов предполагалось возрастание содержания растворимых аэрозолей в общей массе выпадающего эолового материала пропорциональное возрастанию минерализации атмосферных осадков. Возрастание поступления солей из атмосферы, подтверждается данными непосредственных инструментальных измерений выпадения эолового материала на территории Каракалпакии [121, 235].

Ветровой вынос солей с поверхности моря. Ветровой вынос солей при «механическом» испарении является важным фактором солевого обмена между морскими водами и атмосферой. Оценка ветрового выноса солей для периода квазистационарного режима Аральского моря, полученная Л. К. Блиновым [32], представляется заниженной. Последующие исследования, проведенные на различных морях и в различных районах Мирового океана показали, что в среднем масса солей, выносимых ветром через 1 км береговой линии, составляет примерно 5,5 т/сут [67]. Если принять за основу эту цифру, а длину «фронта» выноса солей равной длине диаметра круга, равновеликого площади акватории моря, то с учетом четырех зимних месяцев, когда море полностью или частично покрыто льдом, получим ветровой вынос солей для периода 1911—1960 гг. примерно в 0,39 млн т в год, а для периодов 1961—1970, 1971—1980 и 1981—1985 гг. соответственно 0,38, 0,36 и 0,33 млн т в год.

Ветровой вынос солей с поверхности льда. Эта составляющая солевого баланса моря изучена недостаточно. А. Г. Цыцариным [253] была сделана попытка оценить порядок этой составляющей, однако полученное им значение представляется существенно завышенным.

Суть процесса ветрового выноса солей с поверхности льда заключается в том, что сульфат натрия, имеющий высокую эвтектическую температуру порядка —8,2 °С, даже при небольшой отрицательной температуре находится во льду в твердой фазе. При испарении льда сульфат натрия остается на его поверхности в виде пушенки тенардита, которая при благоприятных условиях может выноситься с поверхности льда. Подобное явление наблюдалось, например, на оз. Шира [156].

При оценке ветрового выноса солей с поверхности льда Аральского моря А. Г. Цыцарин [253] предполагал, что испарение льда за зимний период составляет в среднем около 5 см, при этом он совершенно не учитывал наличие снежного покрова, препятствующего испарению льда. В то же время многолетние данные свидетельствуют о том, что высота снежного покрова на льду в различные годы колеблется от 1—2 до 10—20 см при средних значениях 4—6 см [227]. Поэтому даже при благоприятных условиях вряд ли за зимний период испаряется более 1—2 см льда, при этом на поверхности льда площадью 1 км² за зимний период может оказаться около 20 т Na_2SO_4. Учитывая, что площадь льда при средней ледовитости моря за четыре зимних месяца составляет 50—60 % площади всего моря, в условиях квазистационарного его режима общая масса солей, оказавшаяся на поверхности льда, может составить 0,66 млн т. По-видимому, значительная часть этих солей опять попадает в воду или перекрывается снежным покровом. Тем не менее, если предположить, что половина указанного количества солей выносится ветром за пределы акватории моря, то это составит 0,33 млн т в год. Таким образом, приближенные расчеты свидетельствуют о том, что ветровой вынос солей с поверхности льда для Аральского моря может быть сопоставим с ветровым выносом солей в летний период при «механическом испарении».

Аналогичные расчеты, выполненные с учетом сокращения площади моря и повышения солености его вод, позволили оценить ветровой вынос солей с поверхности льда для периода 1961—1970 гг. в 0,34, а для периодов 1971—1980 и 1981—1985 гг. соответственно в 0,39 и 0,49 млн т в год.

Испарение. Количество солей, уходящих с испаряющейся водой, определено для периода 1911—1960 гг. по средним многолетним, а для отдельных периодов 1961—1985 гг. по ежегодным данным об испарении с поверхности моря. Минерализация испаряющейся воды в расчетах принималась равной 0,25 мг/л [32]. Для периода квазистационарного режима моря эта составляющая солевого баланса оценена в 0,17, а для периодов 1961—1970, 1971—1980 и 1981—1985 гг. соответственно в 0,16, 0,13 и 0,12, млн т в год. Межгодовые ее колебания незначительны — от 0,10 до 0,18 млн т.

Отложение солей на берегах при понижении уровня моря. Эта расходная составляющая солевого баланса моря характерна для современного периода резкого снижения уровня моря и вследствие осушения больших площадей дна моря довольно значительна. Используя данные ИГ АН СССР [37] о засоленности осушившегося дна Аральского моря в полосе между отметками 53 и 49 м, в работе [43] среднее количество солей, отла-

гающихся на 1 км² площади бывшего дна моря, приближенно оценено в 7 тыс. т (7 кг/м²). По-видимому, эта цифра может быть использована и в наших расчетах для оценки массы солей, отложившихся на обсохшей территории дна моря за 1961—1970 гг. За этот период площадь осушившегося дна моря составила примерно 6,9 тыс. км², тогда как общее количество солей, отложившихся на этой площади, может быть оценено в 48,5 млн т, а их среднее годовое количество — 4,85 млн т.

Для 1971—1985 гг. количество солей, отлагающихся на 1 км² бывшего дна моря, должно быть существенно меньше, чем в 1961—1970 гг. Это связано со значительным выравниванием береговой черты, возрастанием уклонов дна, вследствие чего существенно уменьшились площади мелководий, заливов и бухт, где соленакопление в основном происходило за счет испарения застойных морских вод.

Исходя из этих соображений, при расчете количества солей, отложившихся на осушившемся дне моря за 1971—1985 гг. мы приняли среднее количество солей, отлагающихся на 1 км² площади равным 3 тыс. т (3 кг/м²), что примерно соответствует содержанию солей в поверхностно засоленных почвогрунтах осушившегося дна моря [36, 37]. Среднее годовое количество солей, отлагавшихся на берегах при падении уровня моря в 1971—1980 и 1981—1985 гг., оценено соответственно в 2,84 и 4,82 млн т.

Осаждение карбонатных солей при концентрировании морской воды. Вследствие пересыщенности аральских вод карбонатами при повышении их минерализации часть карбонатных солей будет выпадать в осадок непосредственно из морских вод. Для оценки массы карбонатных солей, осаждающихся при повышении солености морских вод, была использована методика, предложенная в работе [51]. Суть этой методики заключается в следующем. Фактическая концентрация HCO_3^- на начало и конец расчетного периода (года) находится по зависимостям, связывающим соленость, хлорность и концентрации HCO_3^-. Возможная без учета осаждения карбонатов концентрация HCO_3^- на конец расчетного периода определяется по ее фактическому значению на начало периода и изменению объема моря:

$$[HCO_3^-]_t = [HCO_3^-]_0 V_0/V_t, \qquad (13.2)$$

где $[HCO_3^-]_t$ — возможная концентрация HCO_3^- на конец расчетного периода; $[HCO_3^-]_0$ — фактическая концентрация HCO_3^- на начало расчетного периода; V_0 и V_t — соответственно объем моря на начало и конец расчетного периода.

Количество ионов HCO_3^-, равное разности между возможной и фактической их концентрациями, а также эквивалентное количество катионов Ca^{2+} и Mg^{2+} будет переходить в осадок в виде карбонатов.

Расчеты, выполненные по указанной схеме, свидетельствуют о том, что в 1961—1970 гг. на дно моря осаждалось в среднем 2,39 млн т карбонатных солей в год при колебаниях годовых значений от 0 до 5,32 млн т. В 1971—1980 и 1981—1985 гг. в среднем ежегодно осаждалось соответственно 4,34 и 6,57 млн т карбонатных солей при изменчивости годовых значений от 3,13 до 9,98 млн т.

Изменение солевой массы моря. При расчетах солевой массы моря учитывалось возрастание плотности морских вод, происходящее в результате значительного осолонения моря [175]. Нужно отметить, что точность определения солевой массы моря весьма незначительна. Это связано с недостаточной точностью расчета средней годовой солености моря. Ошибки вычисления солевой массы могут быть на порядок выше годовой суммы составляющих как приходной, так и расходной частей солевого баланса моря. Это является одной из основных причин, делающих невозможным расчет обоснованных годовых солевых балансов моря.

В силу указанных причин вычисленные значения солевой массы в 1961—1985 гг. колебались в пределах от 10 730 до 11 453 млн т. Анализ межгодовой изменчивости солевой массы моря путем скользящего осреднения и расчета линейных трендов показал, что в целом в течение 1961—1980 гг. отмечалось небольшое возрастание солевой массы, которое в 1961—1970 гг. в среднем составило 8,6 млн т/год, а в 1971—1980 гг. — 3,1 млн т/год. В 1981—1985 гг. эта тенденция сменилась на противоположную и уменьшение солевой массы в эти годы составляло в среднем 5,9 млн т/год.

13.3. Солевой баланс моря для отдельных периодов

В табл. 13.2 приведены средние для указанных периодов значения составляющих солевого баланса

Таблица 13.2

Средние многолетние значения солевого баланса Аральского моря для характерных периодов, млн т

Составляющие баланса	1911—1960	1961—1970	1971—1980	1981—1985
Приход				
Ионный сток рек	23,79	26,89	12,26	2,23
Соли, поступающие с водами подземного притока	1,40	1,40	0,70	0,70
Соли, поступающие с осадками	0,36	0,36	0,44	0,59
Приход солей с атмосферной пылью	0,40	0,38	0,61	0,69
Расход				
Седиментация солей при смешении речных и морских вод	10,94	7,94	2,68	0,39
Соли, теряющие вследствие фильтрации морской воды	1,50	1,00	—	—
Соли, уходящие с испаряющейся водой	0,17	0,16	0,13	0,12
Ветровой вынос солей с водной поверхности	0,39	0,38	0,36	0,33
Ветровой вынос солей со льда	0,33	0,34	0,39	0,49
Осаждение солей на мелководьях и отложение солей на берегах	12,62	4,85	2,84	4,82
Осаждение карбонатных солей при концентрировании морской воды	0	2,39	4,34	6,57
Солевой баланс (приход минус расход)	0	12,0	3,3	—8,5
Фактическое приращение солевой массы	0	8,6	3,1	—5,9
Невязка баланса	0	3,4	0,2	—2,6

моря. Динамика суммы приходных и расходных составляющих солевого баланса в целом соответствует отмеченным изменениям солевой массы моря. В 1961—1970 гг. по сравнению с периодом квазистационарного состояния моря сумма приходных составляющих несколько возросла и существенно превышала суммарный расход солей и отмечался рост солевой массы моря. В 1971—1980 гг. сумма приходных составляющих уменьшилась вдвое, уменьшился и суммарный расход солей. Однако их приход еще превышал расход и отмечался слабый рост солевой массы моря. В 1981—1985 гг. сумма приходных составляющих уменьшилась до 4,2 млн т или сократилась в 6 раз по сравнению с периодом 1911—1960 гг. Суммарный расход солей несколько возрос и втрое превышал их приход, вследствие чего солевая масса моря начала уменьшаться.

Достаточно хорошее соответствие солевого баланса и фактического приращения солевой массы свидетельствует о том, что принятое нами среднее количество солей, отлагавшихся на 1 км^2 площади обсохшего дна моря в 1961—1970 и 1971—1985 гг., по-видимому, близко к реальному. В то же время невязка солевых балансов для отдельных периодов может свидетельствовать о некотором завышении либо приходных составляющих баланса, главным образом ионного стока рек, либо о занижении таких основных расходных составляющих солевого баланса, как отложение солей на осушающихся берегах, седиментации карбонатных солей при смешении морских и речных вод и при концентрировании морской воды и др.

Процесс формирования и трансформации солевой массы Аральского моря в условиях нестационарности его режима очень сложен и необходимо дальнейшее серьезное изучение всех основных составляющих солевого баланса и особенно процессов отложения солей на осушающемся дне моря, метаморфизации солевого состава вод и осаждения солей непосредственно в море при дальнейшем росте солености его вод.

13.4. Оценка роли антропогенных факторов в многолетних изменениях средней солености вод моря

Количественная оценка влияния антропогенных факторов на многолетние изменения средней солености вод Аральского моря проводилась для периода нестационарного режима моря (1961—1985) путем сопоставления фактических и восстановленных значений средней солености вод. Как было показано выше, солевой баланс Аральского моря изучен еще недостаточно. Количественная оценка его составляющих даже за многолетний период весьма приближенна. Поэтому расчет восстановленных значений солености вод моря путем последовательных расчетов годовых восстановленных солевых балансов моря в настоящее время практически невозможен.

Для расчетов восстановленных значений солености вод моря был избран следующий путь. Поскольку солевая масса Аральского моря относительно устойчива во времени, то существует тесная связь между объемом моря и средней соленостью его вод. Для объемов моря от 1100 до 700 км^3 эта связь выражается довольно простым уравнением (R=0,98±0,01):

$$S = 25{,}07 - 0{,}014V, \qquad (13.3)$$

где S — средняя соленость вод моря, ‰; V — объем вод моря, км^3.

Таким образом, исходными данными для расчета восстановленных значений средней солености вод моря служили восстановленные для этого же периода значения среднего уровня моря (см. табл. 4.4). По значениям восстановленного уровня были вычислены восстановленные объемы вод моря и по уравнению (13.3) определены восстановленные значения средней солености вод моря на начало каждого года. Фактические значения средней солености вод моря на начало года приближенно рассчитывались как средние взвешенные по объему из значений средней солености вод моря за предшествующий осенний и последующий весенний периоды (табл. 13.3).

При стабилизации водопотребления в 1961—1985 гг. на уровне предшествующего периода, который может рассматриваться как условно-естественный, средняя соленость вод моря к началу 1971 и 1981 гг. была бы меньше фактически наблюдавшейся соответственно примерно на 0,7 и 5,4 ‰, а к началу 1986 г. — на 11,7‰.

Всего за период 1961—1985 гг. средняя соленость вод моря возросла на 14,1‰, причем за счет антропогенных факторов рост солености составил примерно 9,3 ‰ (79 %), а за счет естественных факторов 2,4 ‰ (21 %).

Таблица 13.3

Фактические (числитель) и восстановленные (знаменатель) значения средней солености вод Аральского моря (на начало года), ‰

Год	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
1960	—	9,90 / 9,90	10,26 / 10,02	10,49 / 10,33	10,76 / 10,50	10,51 / 10,51	10,96 / 10,78	11,03 / 11,03	11,20 / 11,14	11,35 / 11,28
1970	11,18 / 10,80	11,62 / 10,92	11,74 / 11,10	12,06 / 11,32	12,38 / 11,23	13,72 / 11,56	13,95 / 11,87	14,33 / 11,92	14,97 / 11,96	15,63 / 11,88
1980	16,51 / 11,93	17,35 / 11,94	18,20 / 11,89	19,24 / 11,89	21,00 / 12,15	22,22 / 12,23	23,97 / 12,26	—	—	—

14. РЕЖИМ БИОГЕННЫХ ВЕЩЕСТВ

14.1. Основные факторы, определяющие содержание биогенных веществ в водах моря, и характеристика использованных материалов

Изучение режима биогенных веществ в водоемах имеет большое научное и практическое значение, поскольку эти вещества обеспечивают жизнедеятельность морских организмов. В группу главных биогенных веществ принято выделять неорганические соединения азота (аммонийный азот, нитриты и нитраты), фосфора (фосфаты) и кремния (кремнекислота). В случае исчерпания главных биогенных веществ в фотической зоне моря происходит лимитирование процесса фотосинтеза, а их дополнительное поступление стимулирует развитие фитопланктона и других морских автотрофов [3].

Из форм связанного азота, наибольшее значение для питания водорослей имеют нитратный и аммонийный азот. Однако в силу аналитических трудностей определения эти формы по сей день остаются мало изученными. Систематически определяется только нитритный азот. Нитриты в морской воде содержатся в очень малых количествах, поскольку они представляют собой неустойчивую легкоокисляемую промежуточную форму между аммонийными и нитратными ионами.

Неорганический фосфор находится в морской воде в виде ионов ортофосфорной кислоты (фосфаты). Основной формой кремния в морской воде является истинно растворенная кремнекислота в недиссоциированном состоянии. Содержание кремния в морской воде значительно выше, чем азота и фосфора и в морских водоемах кремний редко лимитирует первичную продукцию.

Главным внешним источником биогенных веществ в море является материковый сток. Определенный вклад вносит поступление биогенных веществ из донных отложений и грунтовых вод. Некоторое количество биогенных веществ поступает с атмосферными осадками.

Во внутреннем круговороте биогенных веществ ведущая роль принадлежит процессам ассимиляции неорганических форм биогенных веществ и минерализации органического вещества. Ассимиляция азота, фосфора и кремния сопутствует процессу фотосинтеза. Возвращение биогенных веществ в морскую среду происходит при разложении и окислении органического вещества при участии гетеротрофных микроорганизмов. Для цикла азота большое значение имеет аммонификация и нитрификация. Минерализация легкоокисляемого органического вещества происходит в пределах фотической зоны (прямая регенерация) в процессе разложения остатков организмов и продуктов их жизнедеятельности. Минерализация более устойчивой части фосфорорганических соединений происходит медленно в глубинных слоях морских вод или на дне. Во внутреннем круговороте кремнекислоты в море главной расходной составляющей является биогенное извлечение: кремний включается в скелеты диатомовых и других водорослей. Его возвращение в морскую воду происходит после растворения тонких скелетных фрагментов.

До 1961 г., при квазистационарном режиме Аральского моря, основные закономерности пространственного распределения и временной изменчивости биогенных веществ были исследованы Л. К. Блиновым [32]. Содержание, распределение и режим биогенных веществ в Аральском море имели ряд специфических особенностей, отличных от других южных морей. В целом Аральское море отличалось исключительной бедностью биогенными веществами, что лимитировало развитие автотрофных организмов. Большая часть моря обладала чертами типичного олиготрофного водоема. В этот период содержание фосфатов в среднем составляло 1—4 мкг/л при максимальных концентрациях до 23 мкг/л и минимальных — до аналитического нуля. Содержание нитритов было близко к нулю. Средние концентрации нитратов не превышали 5 мкг/л, при колебаниях от аналитического нуля до 15—18 мкг/л. Содержание аммонийного азота в поверхностном слое достигало 80 мкг/л. Среднее содержание кремнекислоты составляло 250 мкг/л, а минимальные и максимальные ее концентрации — соответственно 120 и 800 мкг/л.

Малые глубины, высокая прозрачность и особенности циркуляции обусловливали практическое отсутствие зоны аккумуляции биогенных веществ. Основным поставщиком биогенных веществ в море был речной сток. Взвешенные биогенные вещества почти полностью оседали в узких зонах смешения в устьевых областях рек Амударьи и Сырдарьи. Значительную роль в режиме биогенных веществ в море играли «биологические фильтры» дельт. Запасы растворенных неорганических форм азота и фосфора в донных отложениях и их поступление в водную толщу были ограничены. Ценность Аральского моря как рыбопромыслового объекта в большой степени определялась высокой биологической продуктивностью и своеобразием устьевых областей рек Амударьи и Сырдарьи.

В последние 25 лет (1961—1985 гг.) интенсивного изъятия речного стока произошли существенные изменения в содержании, распределении и режиме биогенных веществ в Аральском море.

Сокращение, а в последние годы и полное прекращение поступления речного стока в Аральское море вызвало изменения внешнего баланса биогенных веществ. Существенные изменения гидрологического, гидрохимического и гидробиологического режимов обусловили трансформацию процессов внутреннего круговорота биогенных веществ.

Скорости основных биохимических процессов трансформации биогенных веществ (ассимиляция неорганических соединений азота, фосфора и кремния и разложение и окисление органического вещества) зависят от температуры воды. Термический режим моря при падении его уровня существенно меняется. Интенсифицируется летний прогрев, особенно мелководных районов, что активизирует процессы разложения органических веществ. На динамику биогенных веществ влияет также понижение температуры замерзания аральских вод в связи с ростом солености, интенсификация процессов весеннего теплонакопления и осеннего выхолаживания вод.

В Аральском море быстро возрастает средняя соленость воды, изменяется ее пространственное распределение, отмечаются негативные тенденции в газовом режиме. Неблагоприятные изменения

условий обитания привели к значительным изменениям в составе, биомассе и численности фитопланктона, к снижению его первичной продукции и потребления биогенных веществ [99].

Оценка изменения режима биогенных веществ (фосфаты, нитриты, кремнекислота) в водах Арала в современный период интенсивного антропогенного воздействия проводилась с использованием материалов многолетних систематических экспедиционных съемок ГОИНа, Аральской ГМО и КазНИИРХа за период 1961—1985 гг. Первичная обработка глубоководных данных проводилась для каждого года рассматриваемого периода для стандартных горизонтов по сезонам (весна, лето, осень) по принятой сетке квадратов моря (см. рис. 1.2). В последующем эти материалы обобщались по календарным пятилеткам по шести гидрологическим районам моря. Для построения карт и разрезов кроме того использовались обобщенные материалы «вековых» океанографических станций открытого моря.

Количество выполненных определений биогенных веществ в 1961—1985 гг. в различных квадратах моря, на разных глубинах и в различные годы существенно неоднородно (табл. 14.1). Наибольшее количество данных приходится на Малое море, центральный район и устьевые районы Амударьи и Сырдарьи. Менее всего освещены данными северные квадраты Большого моря, отдельные квадраты его западного района и района восточных мелководий.

Исследованию распределения и изменчивости биогенных веществ в Аральском море предшествовал анализ качества исходных данных. Учитывая, что при определении кремнекислоты на Аральском море применялся главным образом метод Динерта—Вальденбурга, основанный на образовании желтого кремнемолибденового комплекса, в данные по кремнекислоте были внесены поправки на соленость. Определение всех форм биогенных веществ в экспедициях Аральской ГМО по 1978 г. проводилось путем визуального колориметрирования, а с 1979 г. фотометрическими методами. В эти данные также вводились необходимые поправки [111, 213].

Данные по фосфатам в период 1961—1971 гг. могут быть завышены в среднем на 4 мкг/л [206], поскольку в этот период использовался метод с применением хлорида олова, который в дальнейшем был заменен на более совершенный метод с применением аскорбиновой кислоты.

14.2. Пространственное и вертикальное распределение биогенных веществ

14.2.1. Фосфаты. В начале периода интенсивного изъятия речного стока (1961—1965 гг.) физико-химические, гидролого-гидрохимические и биологические условия Аральского моря были близки к естественным.

Весной 1961—1965 гг. (рис. 14.1 *а*) концентрации фосфатов на поверхности составляли 2—6 мкг/л. Повышенные концентрации были приурочены к устьевому взморью Сырдарьи, восточной части Малого моря и северо-западу Большого моря. В Большом море концентрации фосфатов незначительно увеличивались от западного побережья к восточному.

Таблица 14.1

Обеспеченность наблюдениями за содержанием биогенных веществ (фосфаты, нитриты и кремнекислота) в водах Аральского моря за период 1961—1985 гг.

Горизонт, м	Сезон	Номер квадратов																			
		1	2	3	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
0	Весна	74	41	—	138	23	11	64	23	23	3	21	19	19	32	—	39	17	35	66	34
	Лето	108	51	3	136	36	9	97	35	28	5	31	32	28	39	—	64	28	45	70	51
	Осень	50	34	3	75	20	12	52	19	19	5	10	14	15	21	2	30	14	38	53	26
5	Весна	74	41	—	138	23	11	64	23	23	3	21	19	19	32	—	39	17	35	66	29
	Лето	108	51	3	134	36	9	97	35	28	5	31	32	28	39	—	64	28	45	70	51
	Осень	50	34	3	75	20	12	42	19	19	5	10	14	15	21	2	30	14	38	53	26
10	Весна	46	34	—	87	22	11	46	22	23	—	14	19	19	20		36	15	12	26	17
	Лето	81	46	3	84	32	11	67	32	26	4	19	30	27	24		55	28	27	31	18
	Осень	30	26	2	53	21	12	34	20	9	3	1	14	12	10		27	10	7	19	9
15	Весна	1	29	—	8	22	7	29	23	19	1		18	13	3		25	11		13	
	Лето	—	35	4	5	31	4	45	31	26	2		29	25	2		35	21		31	
	Осень	1	22	2	5	20	5	22	18	17	1		14	9	1		14	6		13	
20	Весна	2	13			17	6	5	22	12			17	13			7	4			
	Лето	—	20			30	4	14	34	20			31	24			18	10			
	Осень	—	13			13	4	6	18	9			11	9			6	7			
30	Весна					6			22				3								
	Лето					2			34				7								
	Осень					3			17				2								
40	Весна					2			23												
	Лето					—			33												
	Осень					—			28												
50	Весна								22												
	Лето								32												
	Осень								26												
60	Весна								14												
	Лето								25												
	Осень								11												

Вертикальное распределение фосфатов в центральном районе Большого моря характеризовалось незначительным уменьшением концентраций ко дну при очень малых вертикальных градиентах (рис. 14.2 *а*). На устьевом взморье Сырдарьи

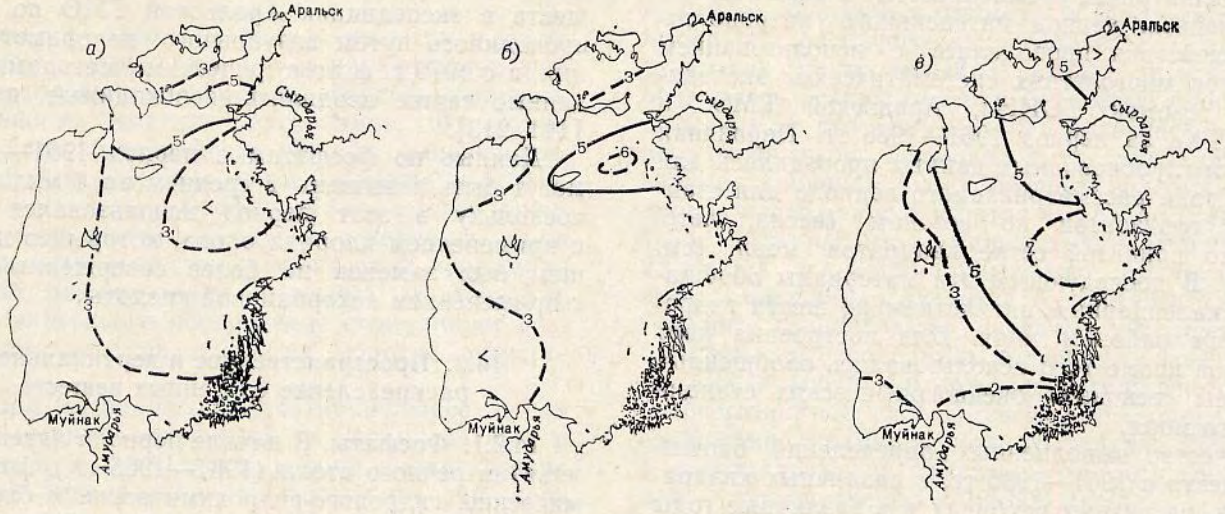


Рис. 14.1. Среднее многолетнее (1961—1965) распределение фосфатов на поверхности моря весной (*а*), летом (*б*) и осенью (*в*), мкг/л.

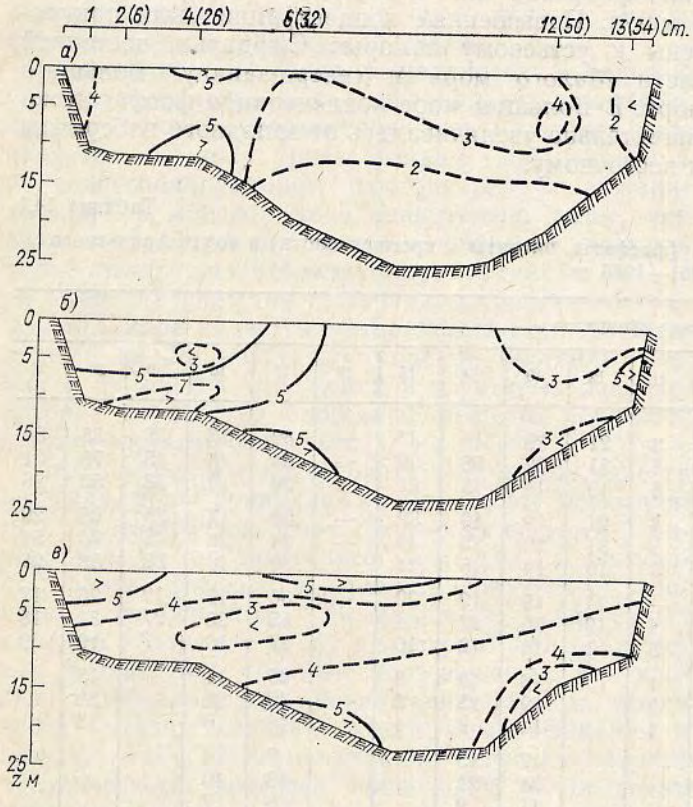


Рис. 14.2. Среднее многолетнее (1961—1965) распределение фосфатов на разрезе *А* весной (*а*), летом (*б*) и осенью (*в*), мкг/л.

максимальные концентрации фосфатов находились у дна. В западном относительно глубоководном районе (см. рис. 14.3 *а*) концентрации фосфатов не превышали 2—3 мкг/л, а вертикальные градиенты были крайне незначительны. В районе восточных мелководий, где изменения режима биогенных веществ в дальнейшем происходили наиболее быстрыми темпами, содержание фосфатов в среднем составляло 3—5 мкг/л. Здесь наблюдалось очень слабое увеличение концентраций ко дну. В зоне влияния Амударьи средние концентрации фосфатов находились на низком уровне 1—2 мкг/л, а распределение по вертикали также отличалось однородностью.

В летний период 1961—1965 гг. (рис. 14.1 *б*) средние концентрации фосфатов в поверхностном слое изменялись от 1 до 6 мкг/л. Максимальные концентрации наблюдались на северо-востоке Большого моря. В целом по морю отмечалось небольшое повышение концентраций по отношению к их весеннему уровню. На большей части акватории Большого моря они составляли 3—4 мкг/л. В толще вод содержание фосфатов изменялось в тех же пределах, что и на поверхности, однако характер распределения несколько отличался от весеннего (рис. 14.2 *б*). На большей части Аральского моря отмечалось увеличение концентраций в толще вод относительно весеннего сезона, наиболее заметное в центральном районе Большого моря. В северо-восточной части Малого моря и в зал. Аджибай, на мелководьях вертикальное распределение фосфатов характеризовалось увеличением концентраций ко дну с наличием подповерхностного минимума на горизонте 5 м. По-видимому, здесь складывались оптимальные условия по освещенности для фотосинтеза фитопланктона. В западном глубоководном районе только в центральной его части с весны сохранялась тенденция к уменьшению концентраций ко дну с максимумом в подповерхностном слое. На севере западного района кроме подповерхностного максимума, выделялся также максимум в придонном слое (рис. 14.3 *б*).

В районе восточных мелководий концентрации фосфатов на поверхности составляли 3—4 мкг/л. Отмечалась тенденция к снижению концентраций с глубиной вследствие потребления макрофитами и фитобентосом. В районе устьевого взморья Амударьи в летнее время в вертикальном распределении, как и в других мелководных районах, сохранялась минимальная концентрация в подповерхностном слое на горизонте 5 м. Относительные

максимальные концентрации были приурочены к поверхностному и придонному слоям, причем значения концентрации фосфатов в обоих слоях были практически одинаковыми. В целом концентрации фосфатов в толще вод в этом районе были невысокими (1—3 мкг/л).

слое (на 10 м). В центральном районе, кроме его юго-западной части, а также в зал. Аджибай отмечалось увеличение концентраций фосфатов ко дну с минимумом на горизонтах 5—10 м. В западном районе (рис. 14.3 *в*) осенью продолжалось накопление фосфатов в промежуточных и глубин-

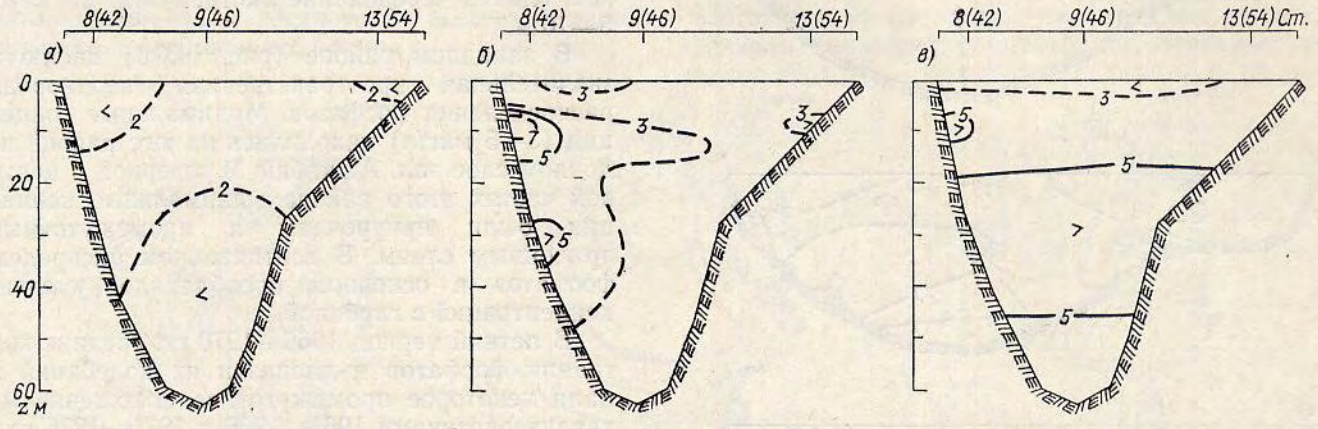


Рис. 14.3. Среднее многолетнее (1961—1965) распределение фосфатов на разрезе *Б* весной (*а*), летом (*б*) и осенью (*в*), мкг/л.

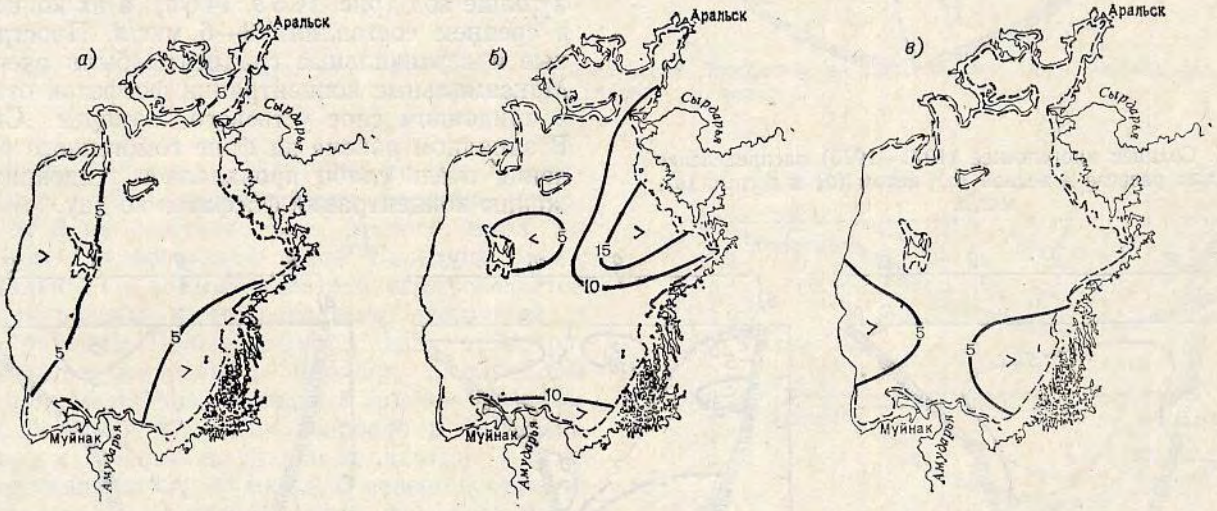


Рис. 14.4. Среднее многолетнее (1971—1975) распределение фосфатов на поверхности моря весной (*а*), летом (*б*) и осенью (*в*), мкг/л.

В осенний сезон 1961—1965 гг. на поверхности (см. рис. 14.1 *в*) колебания концентраций фосфатов составляли от 2 (юго-восток Большого моря) до 8 мкг/л (восточная часть Большого моря). Содержание фосфатов в восточной части Большого моря было в целом выше, чем в западной. Относительно повышенный уровень концентраций, как и в предыдущие сезоны, наблюдался в Малом море и районе устьевого взморья Сырдарьи.

В толще вод Аральского моря концентрации фосфатов изменялись от 2 до 6 мкг/л (см. рис. 14.2 *в*). В большинстве районов моря произошло небольшое уменьшение концентраций фосфатов относительно летнего периода. Вертикальное распределение фосфатов в осеннее время отличалось от весеннего и летнего периодов. В Малом море наибольшие концентрации были на поверхности, наименьшие — у дна. В устьевом районе Сырдарьи выделялись два максимума — в верхнем и придонном слоях, а минимум — в промежуточном

ных слоях. Здесь на глубинах 20—50 м отмечался промежуточный слой относительно повышенных концентраций фосфатов (5—6 мкг/л).

В 1971—1975 гг. уровень Аральского моря снизился примерно на 4 м, при этом осушились значительные площади наиболее мелководных участков восточного и южного побережья моря.

Весной 1971—1975 гг. на поверхности концентрации фосфатов составляли 4—5 мкг/л (рис. 14.4 *а*) и в большинстве районов они были несколько выше, чем в 1961—1965 гг.

В вертикальном распределении фосфатов (рис. 14.5 *а*, 14.6 *а*) также отмечалась практическая однородность. Можно отметить лишь слабую тенденцию к увеличению концентраций фосфатов ко дну в ряде мелководных районов моря (устьевое взморье Сырдарьи, зал. Аджибай и др.).

Следует отметить, что в весенний период 1966—1970 гг. средние концентрации фосфатов на поверхности и в толще вод были в 1,5—2 раза

выше, чем в соответствующие периоды 1961—1965 и 1971—1975 гг.

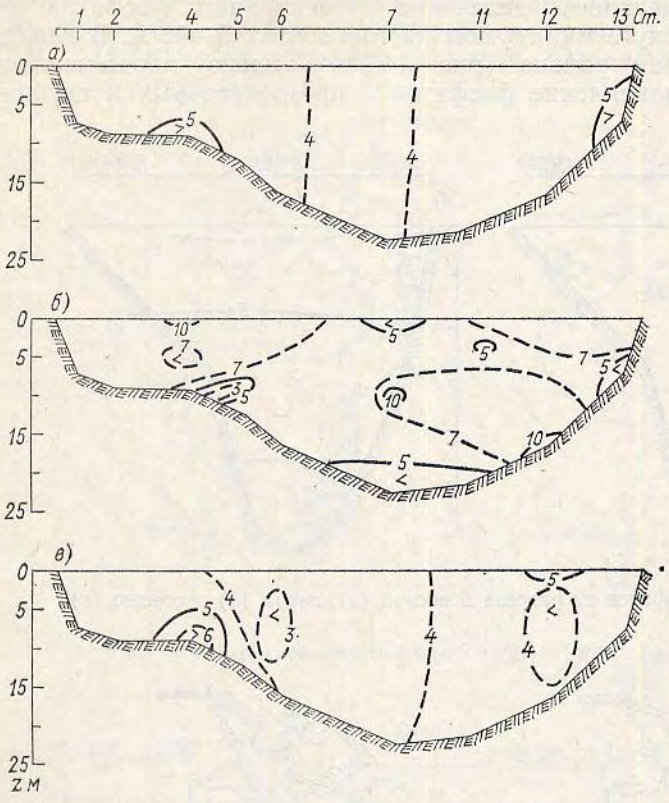


Рис. 14.5. Среднее многолетнее (1971—1975) распределение фосфатов на разрезе *А* весной (*а*), летом (*б*) и осенью (*в*), мкг/л.

дался значительный вертикальный градиент концентраций, которые быстро снижались от 10 мкг/л на поверхности до 3—5 мкг/л ко дну. В подповерхностном слое на глубине 5 м, как и в 1960-е годы, отмечался промежуточный минимум. В центральном районе в вертикальном распределении фосфатов выделялся минимум концентраций в придонном слое и чередование экстремумов на глубинах 5—10 м.

В западном районе (рис. 14.6 *б*) наблюдалась значительная пространственная неоднородность распределения фосфатов. Минимальные концентрации (3—5 мкг/л) находились на юге района в придонном слое зал. Аджибай. В северной и центральной частях этого района минимальные концентрации были приурочены к промежуточным и придонным слоям. В вертикальном распределении фосфатов в основном преобладало уменьшение концентраций с глубиной.

В летний период 1966—1970 гг. средние концентрации фосфатов и диапазон их колебаний занимали некоторое промежуточное положение между характеристиками 1961—1965 и 1971—1975 гг.

В осенний период 1971—1975 гг. распределение фосфатов несколько отличалось от осени 1961—1965 гг. как на поверхности (рис. 14.4 *в*), так и в толще вод (рис. 14.5 *в*, 14.6 *в*), а их концентрации в среднем составляли 3—6 мкг/л. Пространственные и вертикальные градиенты были очень малы. Максимальные концентрации фосфатов отмечались в придонном слое устьевого взморья Сырдарьи. В западном районе на фоне гомогенного распределения очень слабо проявлялась тенденция к снижению концентраций фосфатов ко дну.

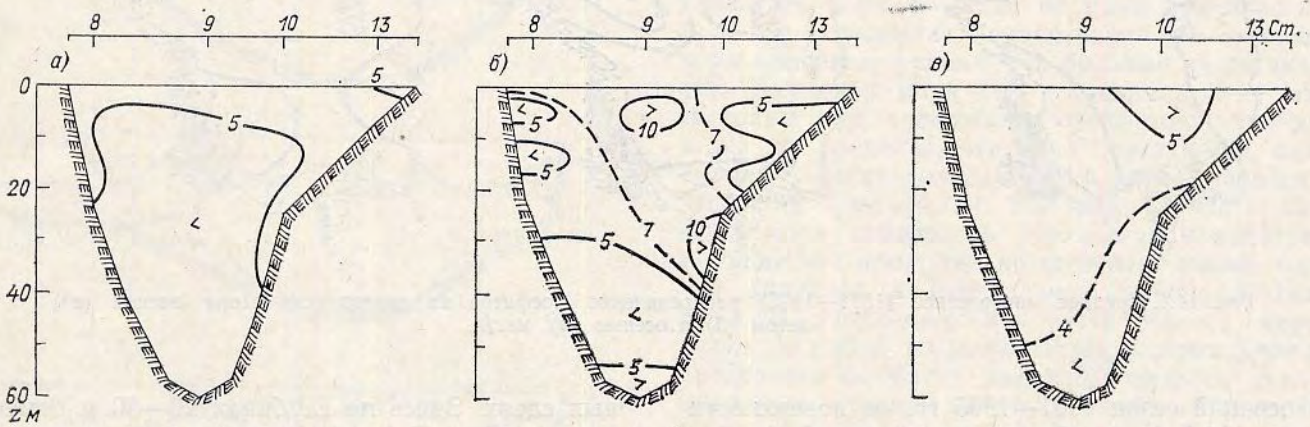


Рис. 14.6. Среднее многолетнее (1971—1975) распределение фосфатов на разрезе *Б* весной (*а*), летом (*б*) и осенью (*в*), мкг/л.

В летний сезон 1971—1975 гг. в большей степени, чем весной и осенью проявились последствия снижения уровня моря. Произошло заметное увеличение концентраций фосфатов и возрос диапазон их колебаний по сравнению с весенним и летним периодами 1961—1965 гг. На поверхности они изменялись от 5 до 18 мкг/л (рис. 14.4 *б*). Зоны максимальных и повышенных концентраций (10—18 мкг/л) находились в восточной части Большого моря, на устьевых взморьях Амударьи и Сырдарьи.

В толще вод моря (рис. 14.5 *б*) размах колебаний концентраций фосфатов составлял 3—10 мкг/л. В Малом море отмечалась однородность вод (8—9 мкг/л). На устьевом взморье Сырдарьи наблю-

В осенний период 1966—1970 гг. содержание и распределение фосфатов на поверхности и в толще вод незначительно отличалось от рассмотренных выше характеристик 1961—1965 и 1971—1975 гг.

Таким образом, уже на первом этапе (1961—1975) снижения уровня моря проявились определенные антропогенные изменения в режиме фосфатов. Эта трансформация началась в 1966—1970 гг. и усилилась в 1971—1975 гг. прежде всего в районе восточных и юго-восточных мелководий, а также в восточной части центрального района Большого моря. Она заключалась в заметном возрастании летних концентраций фосфатов в поверхностном слое, усилении пространственной неодно-

родности, увеличении размаха сезонных колебаний. Отдельные повышения концентраций фосфатов в толще вод были однако локальными и эпизодическими. В большинстве районов содержание фосфатов было низким во все сезоны, отмечалась слабая тенденция к росту их концентраций по пятилеткам. В последующие годы и особенно в 1981—1985 гг. произошло резкое в 5—10 раз увеличение средних концентраций фосфатов по всей акватории моря во все исследованные сезоны.

они составляли 28—30 мкг/л, с глубиной содержание фосфатов уменьшалось до 20 мкг/л.

В летний период 1981—1985 гг. в поверхностном слое Аральского моря содержание фосфатов в большинстве районов было несколько меньше, чем весной, но оно везде превышало 10 мкг/л (см. рис. 14.7 *б*). В Большом море концентрации фосфатов были довольно однородны (15—25 мкг/л). В восточном мелководном районе произошло снижение концентраций относительно ве-

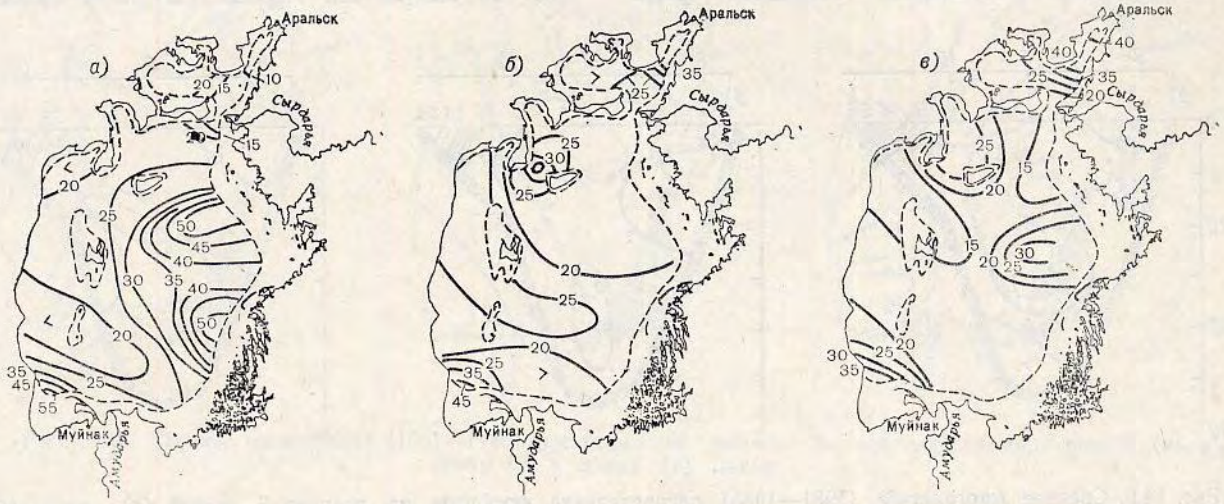


Рис. 14.7. Среднее многолетнее (1981—1985) распределение фосфатов на поверхности моря весной (*а*), летом (*б*) и осенью (*в*), мкг/л.

В весенний период 1981—1985 гг. на поверхности (рис. 14.7 *а*) концентрации фосфатов изменялись от 8 на северо-востоке Малого моря до 52—57 мкг/л в восточной части Большого моря. Максимальные и повышенные значения фосфатов были приурочены к мелководным восточным и южным районам Большого моря, где концентрации фосфатов возросли на порядок. В западном и центральном районах Большого моря и в Малом море содержание фосфатов возросло в 4—5 раз. На устьевом взморье Амударьи концентрации фосфатов составляли 25—30 мкг/л. В северо-восточной части Малого моря концентрации фосфатов были минимальными (8—10 мкг/л) и близки к уровню 1970-х годов. В зал. Аджибай концентрации фосфатов достигали 56 мкг/л.

Вертикальное распределение фосфатов в большинстве районов характеризовалось существенной однородностью при значительных горизонтальных градиентах (рис. 14.8 *а*). В западном районе (рис. 14.9 *а*) концентрации фосфатов в толще вод составляли в среднем 20—25 мкг/л. Вертикальное распределение характеризовалось ростом концентраций с глубиной и наличием максимума либо в придонном слое, либо в нижней части промежуточного слоя (на глубине 15 м). Исключение составлял лишь мелководный зал. Аджибай, где концентрации с глубиной резко уменьшались от 56 на поверхности до 26 мкг/л у дна. Минимальные концентрации (10 мкг/л) находились на поверхности в северной части западной котловины и в промежуточном слое на горизонте 30 м в ее глубоководной части.

На устьевом взморье Амударьи весной 1981—1985 гг. концентрации фосфатов во всей толще вод возросли примерно в 5 раз. В верхнем слое 0—5 м

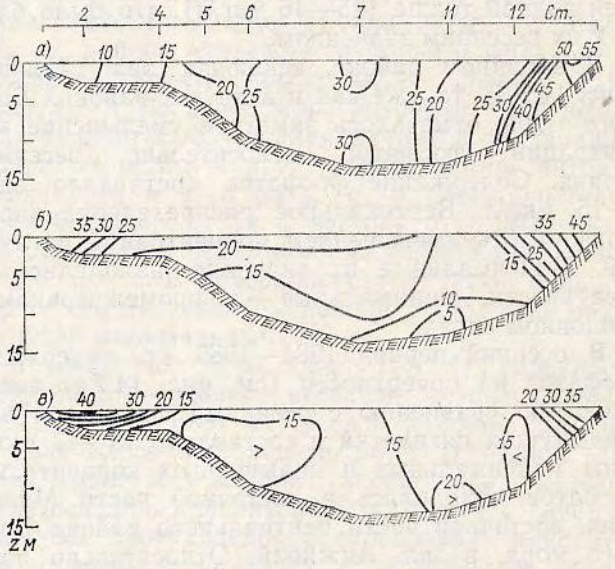


Рис. 14.8. Среднее многолетнее (1981—1985) распределение фосфатов на разрезе *А* весной (*а*), летом (*б*) и осенью (*в*), мкг/л.

сеннего сезона, более чем вдвое. Некоторое уменьшение концентраций от весны к лету в этом районе свидетельствует о возможном усилении роли процесса потребления фосфатов приспособившимся к повышенной солености фитопланктоном и об уменьшении количества органического вещества, обогащенного фосфором. В устьевых районах отмечалось небольшое увеличение содержания фосфатов относительно весеннего сезона. В северо-восточной мелководной части Малого моря содержание фосфатов летом по отношению к весне воз-

росло в 3 раза и достигало максимальных для моря значений 30—36 мкг/л.

Во всей толще вод в Малом море и районе устьевого взморья Сырдарьи (см. рис. 14.8 *б*) отмечалось заметное повышение концентраций фосфатов по сравнению с весенним сезоном. В то же время на большей части акватории Большого моря концентрации фосфатов были ниже, чем весной. При этом четко прослеживалась тенденция к уменьшению концентраций фосфатов с глубиной. Только на крайнем юго-западе Большого моря концентрации фосфатов оставались высокими во всей водной толще (45—46 мкг/л), что было близко к их весенним значениям.

В западном районе, исключая зал. Аджибай (рис. 14.9 *б*), так же как и в других районах Большого моря, отмечалось заметное уменьшение концентраций фосфатов относительно весеннего уровня. Содержание фосфатов составляло здесь 6—15 мкг/л. Вертикальное распределение характеризовалось уменьшением концентраций с глубиной. Максимальные их значения находились на поверхности, минимальные — в промежуточном и придонном слоях.

В осенний период 1981—1985 гг. содержание фосфатов на поверхности (см. рис. 14.7 *в*) увеличилось по сравнению с осенними периодами всех предыдущих пятилетий и составляло 13—43 мкг/л. Зоны максимальных и повышенных концентраций фосфатов находились в восточной части Малого моря, восточной части центрального района Большого моря, в зал. Аджибай. Относительно пониженное содержание фосфатов отмечалось в западном районе (13—18 мкг/л). Следует особо отметить существование зон пониженных концентраций в районе устьевого взморья Амударьи и минимальных на устьевом взморье Сырдарьи (13—15 мкг/л), что связано с практическим прекращением биогенного стока рек в море.

Осенью 1981—1985 гг. содержание фосфатов в толще вод моря возросло по сравнению с летним периодом, но весеннего уровня оно не достигло (см. рис. 14.8 *в*). Максимальные концентрации фосфатов отмечались в поверхностном слое Малого моря (до 40 мкг/л), с глубиной они уменьшались до 13—15 мкг/л. Гомогенным по глубине и невысоким по содержанию было распределение фосфатов в устьевом районе Сырдарьи и в центральном районе Большого моря (13—15 мкг/л). Максимальные концентрации фосфатов наблюдались в мелководном зал. Аджибай, но в сезонном аспекте для этого района они были минимальны (36 мкг/л).

В западном районе в осенний период концентрации фосфатов в поверхностном слое составляли 12—35 мкг/л (см. рис. 14.9 *в*). В мелководной северной части этого района максимум наблюдался у дна. В центральной глубоководной части содержание фосфатов в поверхностном слое составляло 16—20 мкг/л. На глубине 25 м в нижней части слоя скачка плотности концентрация фосфатов была минимальной (3—4 мкг/л), далее с глубиной она возрастала до 13—14 мкг/л.

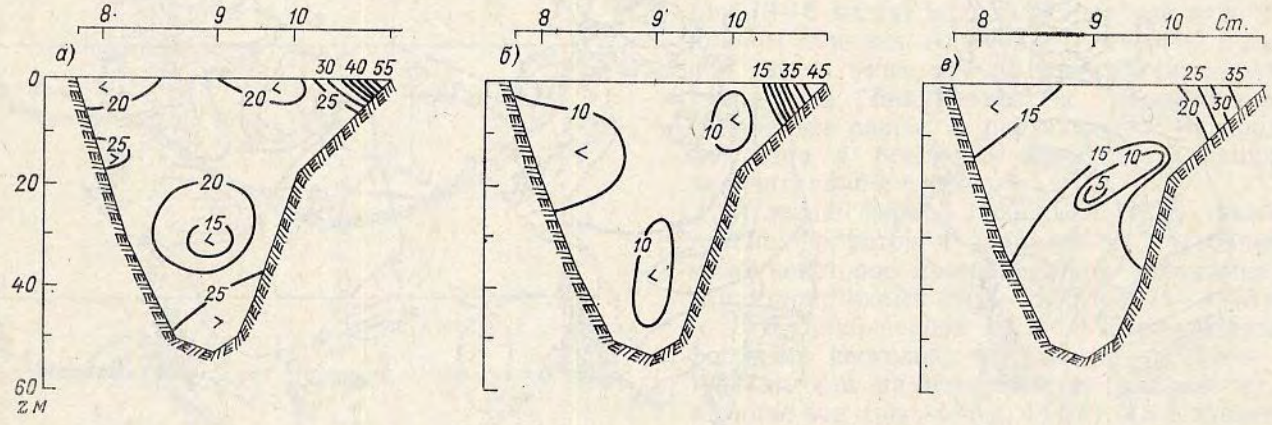


Рис. 14.9. Среднее многолетнее (1981—1985) распределение фосфатов на разрезе *Б* весной (*а*), летом (*б*) и осенью (*в*), мкг/л.

Во все сезоны 1976—1980 гг. содержание, пространственное и вертикальное распределение фосфатов существенно отличалось от средних характеристик 1971—1976 гг. и было промежуточным между характеристиками этой пятилетки и 1981—1985 гг. Резкий рост концентраций фосфатов во всей толще вод начался в 1978—1979 гг. Максимальные концентрации фосфатов отмечались в 1981—1983 гг., а в 1984—1985 гг. наметилась тенденция к их снижению.

14.2.2. Нитриты. В условиях, близких к естественным, в 1961—1965 гг. в Аральском море на поверхности весной средние концентрации нитритов изменялись в пределах 0,4—1,6 мкг/л (рис. 14.10 *а*). Повышенные их значения отмечались в северо-восточной части Малого моря, на устьевых взморьях Сырдарьи и Амударьи и в северо-западной части Большого моря. В Большом море преобладали концентрации нитритов менее 1 мкг/л.

В толще вод моря весной 1961—1965 гг. содержание нитритов изменялось от 0 до 2,3 мкг/л. Наблюдалось общее уменьшение концентраций с северо-востока на юго-запад (рис. 14.11 *а*). В Малом море вертикальное распределение нитритов характеризовалось уменьшением концентраций с глубиной от 1,5 мкг/л до аналитического нуля. На устьевом взморье Сырдарьи концентрации в придонном слое, наоборот, возрастали до максимальных значений на разрезе (2,3 мкг/л). В верхнем слое 0—10 м концентрации, так же как и в Малом море, изменялись с глубиной незначительно и составляли 1—1,5 мкг/л. В центральном районе Большого моря концентрации нитритов в толще

вод составляли 0,5—1,1 мкг/л, на юге в зал. Аджибай они уменьшались до 0,4 мкг/л.

В западном районе (рис. 14.12 *а*) концентрации нитритов были заметно ниже, чем в Малом море и центральном районе, и составляли 0,2—0,4 мкг/л. Только на глубинах 30—40 м концентрации нитритов было неравномерным. В верхнем слое 0—5 м концентрации нитритов составляли 0,7 мкг/л. На 10-метровом горизонте выделялся резкий максимум с концентрациями около 5 мкг/л, но уже на 15 м вблизи дна содержание нитритов понижалось до 0,3 мкг/л.

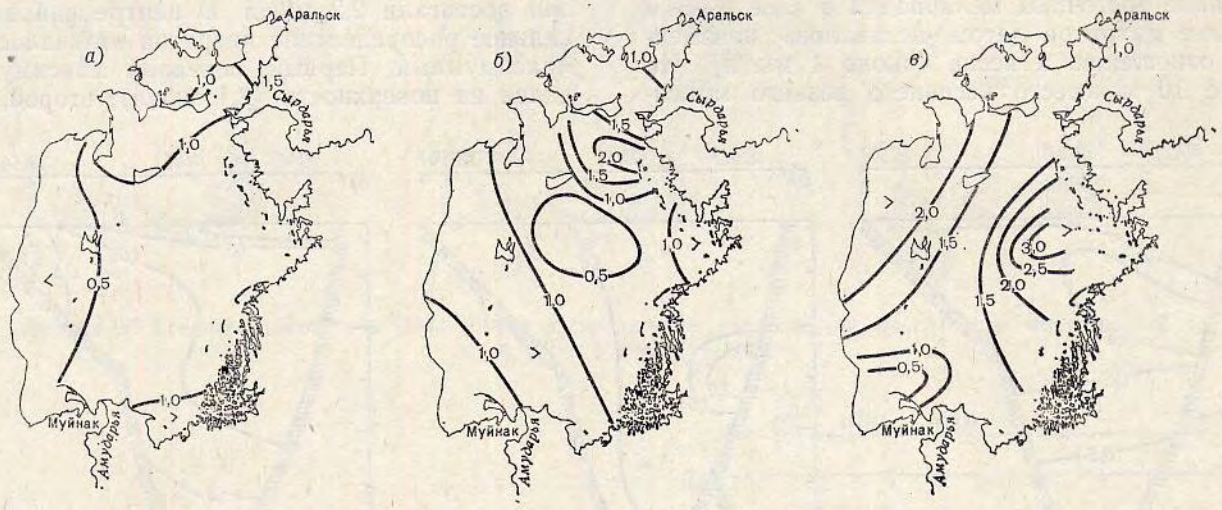


Рис. 14.10. Среднее многолетнее (1961—1965) распределение нитритов на поверхности моря весной (*а*), летом (*б*) и осенью (*в*), мкг/л.

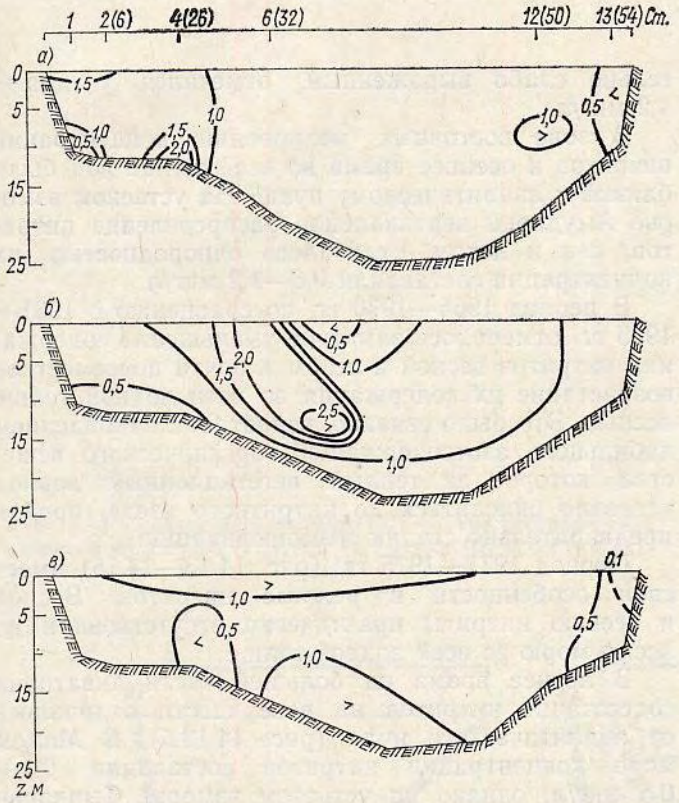


Рис. 14.11. Среднее многолетнее (1961—1965) распределение нитритов на разрезе *А* весной (*а*), летом (*б*) и осенью (*в*), мкг/л.

тов немного увеличивались (до 0,5—0,6 мкг/л).

В районе восточных мелководий на глубине 10 м отмечались максимальные концентрации нитритов за весь 25-летний период наблюдений (10 мкг/л). Однако выше и ниже максимума их концентрации составляли только 1 мкг/л. На устьевом взморье Амударьи вертикальное распределение

В летнее время 1961—1965 гг. на поверхности моря (рис. 14.10 *б*) содержание нитритов в целом было заметно выше, чем в весенний период, особенно в Большом море (1—2,3 мкг/л). В Малом море и районе устьевого взморья Сырдарьи содержание нитритов было более низким (0,9—1 мкг/л). В Большом море возросли горизонтальные градиенты содержания нитритов. В западном районе от весны к лету концентрации нитритов увеличились в 2—3 раза, а в северо-восточной части Большого моря к востоку от о. Барсакельмес отмечалась зона максимальных концентраций до 2,3 мкг/л. В северо-западной части Большого моря и его центральном районе содержание нитритов было минимальным.

В толще вод моря (рис. 14.11 *б*) содержание нитритов относительно весеннего сезона уменьшилось в Малом море и устьевом взморье Сырдарьи и увеличилось в Большом море. В Малом море более ярко, чем весной, проявлялась тенденция к уменьшению концентраций нитритов с глубиной. Такое же вертикальное распределение концентраций нитритов отмечалось и на устьевом взморье Сырдарьи. В слое 0—4 м концентрации нитритов составляли здесь около 1 мкг/л, а на горизонте 10 м они понижались до 0,3—0,4 мкг/л. Максимальные концентрации нитритов в толще вод наблюдались в северо-восточной части Большого моря в верхнем 15-метровом слое (2,3—2,6 мкг/л), однако ко дну они уменьшались до 0,9 мкг/л. В юго-западной части центрального района сохранился тип вертикального распределения с однородными значениями (1,4 мкг/л) в слое 0—10 м и уменьшением в придонном слое до 0,9 мкг/л. В зал. Аджибай концентрации нитритов по сравнению с весной немного повысились до 0,5—0,6 мкг/л.

В западном районе (рис. 14.12 *б*) в летнее время концентрации нитритов возросли. В цент-

ральной глубоководной части они составляли 0,9—1,2 мкг/л. Вертикальное распределение было весьма однородным. В северной части западного района летом выделялся заметный максимум нитритов в придонном слое (2,5 мкг/л на глубине 30 м), в то время как в слое 0—20 м содержание нитритов было однородным (1,1—1,3 мкг/л).

В районе восточных мелководий в слое 0—5 м содержание нитритов летом оставалось неизменным по отношению к весне (около 1 мкг/л). На горизонте 10 м вместо весеннего резкого максимума отмечался минимум (до 0,3 мкг/л). К придонному слою концентрации с глубиной повышались до 1,8 мкг/л. На устьевом взморье Амударьи летние концентрации нитритов значительно снизились относительно весеннего периода, а вертикальное распределение было однородным. Летние концентрации в сезонном аспекте были минимальны.

Осенью 1961—1965 гг. распределение нитритов на поверхности отличалось от весеннего и летнего периодов (см. рис. 14.10 *в*). В Большом море содержание нитритов увеличилось относительно летнего уровня в большинстве районов. Основная часть акватории Большого моря была занята водами с концентрациями нитритов 1,5—3 мкг/л, что являлось сезонным максимумом. Исключение составил зал. Аджибай, где концентрации нитритов снизились относительно летнего периода до аналитического нуля. Минимальные концентрации в Большом море отмечались на северо-востоке и юго-западе, а максимальные были приурочены к восточной части центрального района (до 3 мкг/л).

В толще вод моря осенью 1961—1965 гг. (см. рис. 14.11 *в*) распределение нитритов было более равномерным. В Малом море содержание нитритов было гомогенным по вертикали (около 0,8 мкг/л). На устьевом взморье Сырдарьи на поверхности концентрации нитритов составляли 1,5 мкг/л, но уже ниже 5 м они уменьшались до 0,2—0,4 мкг/л. Вертикальное распределение в центральном районе Большого моря характеризовалось двумя слабыми максимумами у поверхности и у дна (1,2—1,4 мкг/л), между которыми концентрации находились на уровне 0,8 мкг/л.

В юго-западной части центрального района Большого моря распределение по вертикали было однородным со слабой тенденцией к уменьшению от поверхностного к глубинным слоям. В зал. Аджибай концентрации нитритов падали до аналитического нуля.

В западном районе (см. рис. 14.12 *в*) в северной его части концентрации нитритов во всей толще вод превышали 1 мкг/л, а на поверхности они достигали 2,2 мкг/л. В центре района вертикальное распределение нитритов отличалось двумя максимумами. Первый, основной максимум находился на поверхности (2,1 мкг/л), второй, относительно слабо выраженный, отмечался у дна — 1,2 мкг/л.

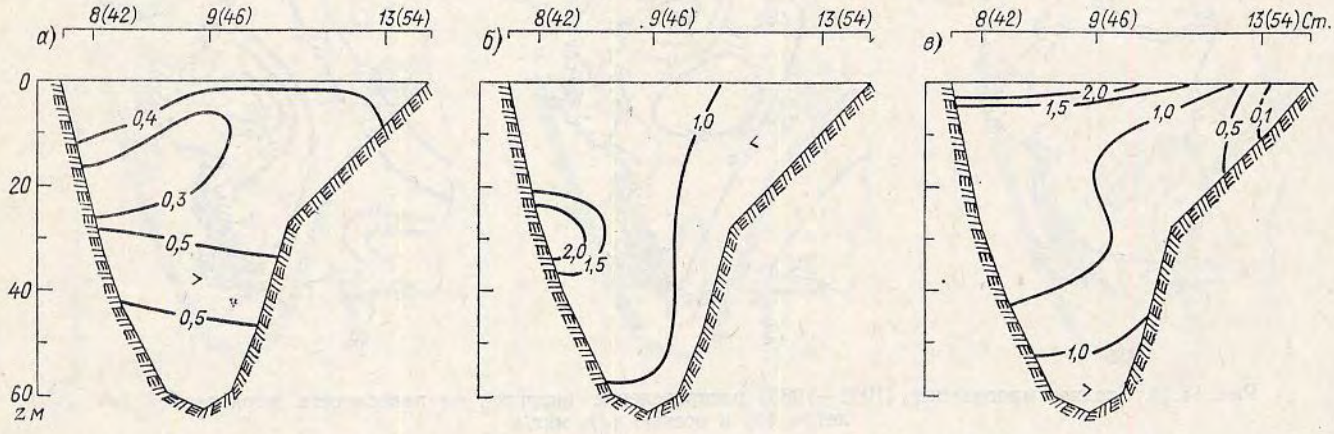


Рис. 14.12. Среднее многолетнее (1961—1965) распределение нитритов на разрезе *Б* весной (*а*), летом (*б*) и осенью (*в*), мкг/л.

В зоне восточных мелководий концентрации нитритов в осеннее время во всей толще вод были близки к аналитическому нулю. На устьевом взморье Амударьи вертикальное распределение нитритов, как и летом, отличалось однородностью, их концентрации составляли 0,6—1,2 мкг/л.

В период 1966—1970 гг. по сравнению с 1961—1965 гг. отмечалось заметное уменьшение содержания нитритов весной и летом и почти повсеместное возрастание их содержания во всей водной толще осенью. Это было связано, вероятно, с накоплением лабильного азотсодержащего органического вещества, которое за теплый вегетационный период успевало окислиться до нитритного азота, пройдя предварительно стадию аммонификации.

Период 1971—1975 гг. (рис. 14.13—14.15) имеет свои особенности в режиме нитритов. Весной и осенью нитриты практически отсутствовали по всему морю во всей водной толще.

В летнее время на большей части акватории содержание нитритов на поверхности отличалось от аналитического нуля (рис. 14.13 *б*). В Малом море концентрации нитритов составляли 0,4—0,5 мкг/л, однако на устьевом взморье Сырдарьи они опускались до аналитического нуля. В Большом море концентрации колебались в пределах 0—2,5 мкг/л. Максимальные их значения наблюдались в восточной части центрального района. Пониженные концентрации нитритов отмечались в западном районе и в районе восточных мелководий (0,3—0,5 мкг/л). На устьевом взморье Амударьи существовала вторая зона повышенных концентраций нитритов (1,2 мкг/л). Относительно повышенные концентрации (0,6 мкг/л) наблюдались и в зал. Аджибай.

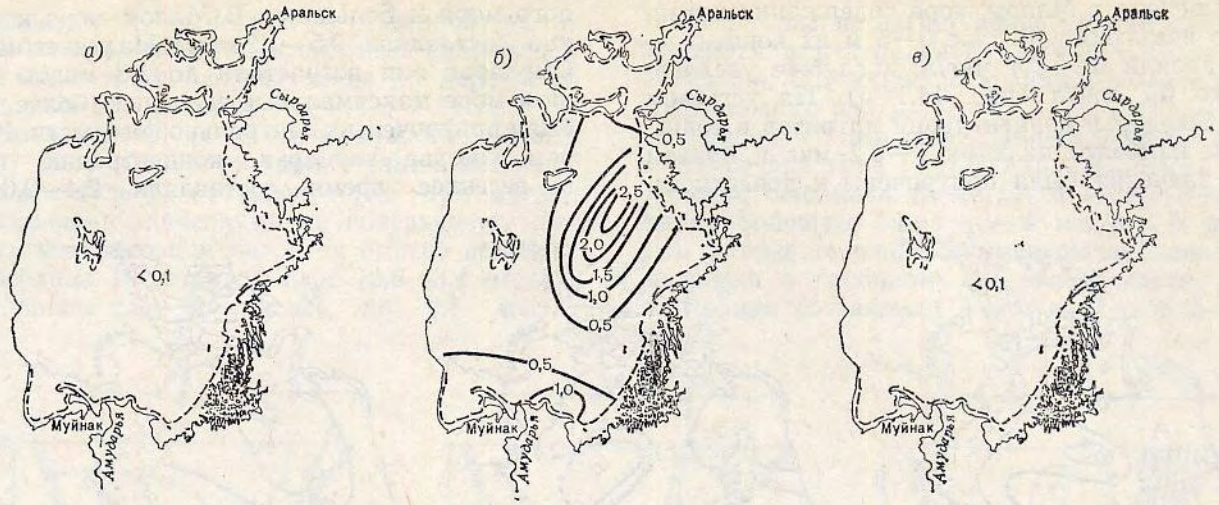


Рис. 14.13. Среднее многолетнее (1971—1975) распределение нитритов на поверхности моря весной (*а*), летом (*б*) и осенью (*в*), мкг/л.

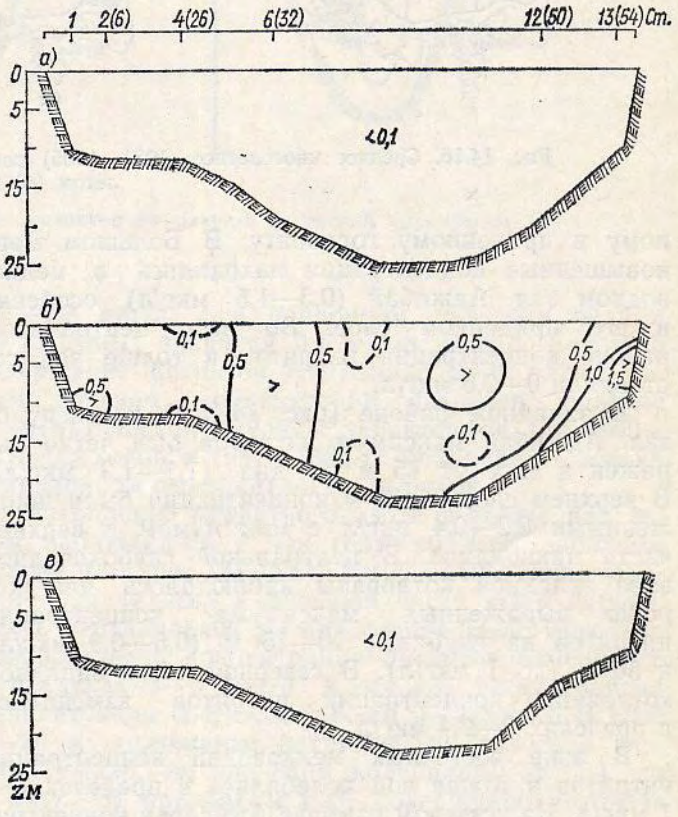


Рис. 14.14. Среднее многолетнее (1971—1975) распределение нитритов на разрезе *А* весной (*а*), летом (*б*) и осенью (*в*), мкг/л.

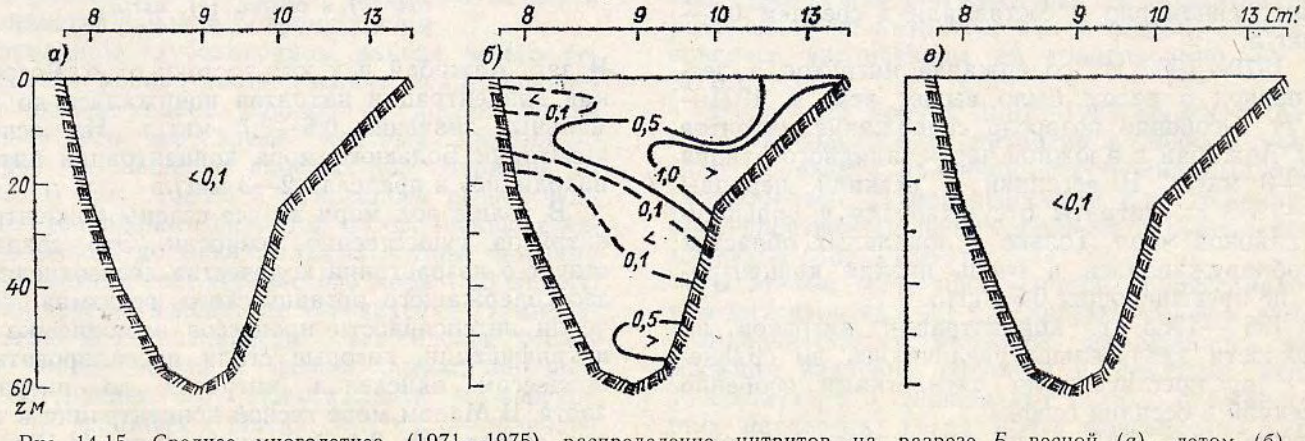


Рис. 14.15. Среднее многолетнее (1971—1975) распределение нитритов на разрезе *Б* весной (*а*), летом (*б*) и осенью (*в*), мкг/л.

В толще вод в Малом море содержание нитритов было невысоким. В слое 0—5 м их концентрации составляли 0,2—0,4 мкг/л, а глубже увеличивались до 0,7 мкг/л (рис. 14.14 *б*). На устьевом взморье Сырдарьи концентрации нитритов в толще вод были наиболее низкими 0—0,2 мкг/л, причем нулевые значения были приурочены к поверхностному и придонному горизонту. В Большом море повышенные концентрации находились в мелководном зал. Аджибай (0,6—1,5 мкг/л) особенно в его придонном слое. Во всем центральном районе концентрации нитритов в толще вод составляли 0—0,6 мкг/л.

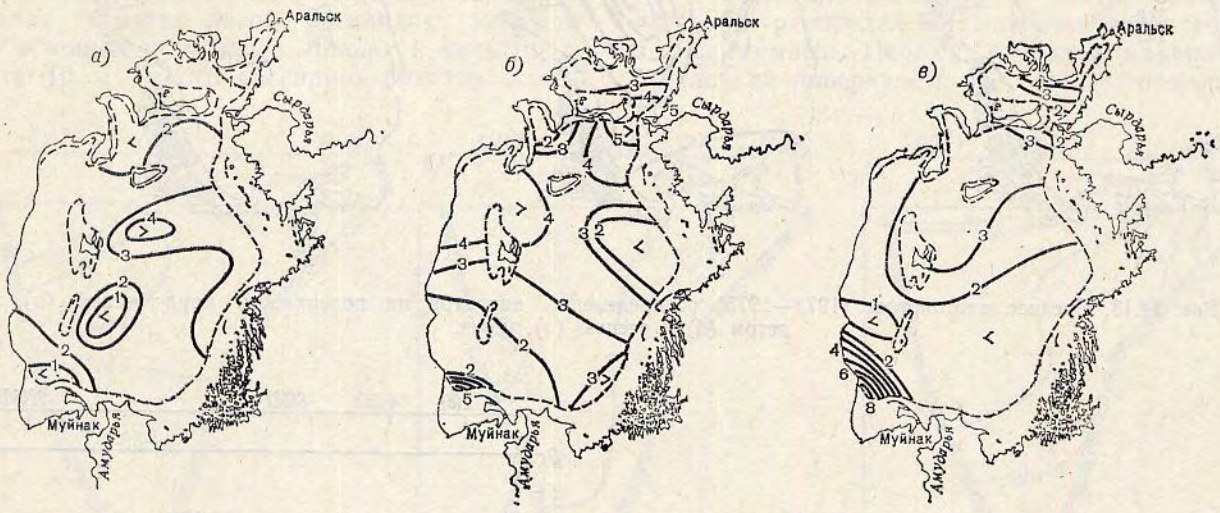


Рис. 14.16. Среднее многолетнее (1981—1985) распределение нитритов на поверхности моря весной (*а*), летом (*б*) и осенью (*в*), мкг/л.

В западном районе (рис. 14.15 *б*) к северу от зал. Аджибай максимум нитритов был четко выражен в слое от 15 м до дна (1,1—1,3 мкг/л). В верхнем слое 0—15 м концентрации были пониженными 0,2—0,4 мкг/л с минимумом в верхней части пикноклина. В центральной глубоководной зоне западной котловины наблюдалось два хорошо выраженных максимума концентраций нитритов на глубинах 10—15 м (0,5—0,9 мкг/л) и 50 м (до 1 мкг/л). В северной части западной котловины концентрации нитритов изменялись в пределах 0—0,4 мкг/л.

В зоне восточных мелководий концентрации нитритов в толще вод колебались в пределах 0—1 мкг/л. На устьевом взморье Амударьи концентрации нитритов от поверхности до дна были распределены равномерно и составляли в среднем 0,7—0,8 мкг/л.

В 1970—1980 гг. содержание нитритов в летний период в целом было выше, чем в 1971—1975 гг. Особенно возросло содержание нитритов в зал. Аджибай и в южной части западного района до 2—3 мкг/л. В весенний и осенний периоды 1976—1980 гг. нитриты отсутствовали в большинстве районов моря. Только в локальных областях они обнаруживались в очень низких концентрациях, не превышающих 0,5 мкг/л.

В 1981—1985 гг. концентрации нитритов на поверхности значительно увеличились по сравнению с предшествующими пятилетками особенно в весенний и осенний сезоны.

Весной (рис. 14.16 *а*) на поверхности наблюдалось увеличение концентраций нитритов от Малого моря к Большому. В Малом море концентрации составляли 0,5—1,2 мкг/л. На устьевом взморье Сырдарьи они возрастали до 1,8 мкг/л. В Большом море максимальные значения (более 4 мкг/л) были приурочены к центральной его части. На устьевом взморье Амударьи концентрации нитритов в весеннее время составляли 2,4—2,6 мкг/л.

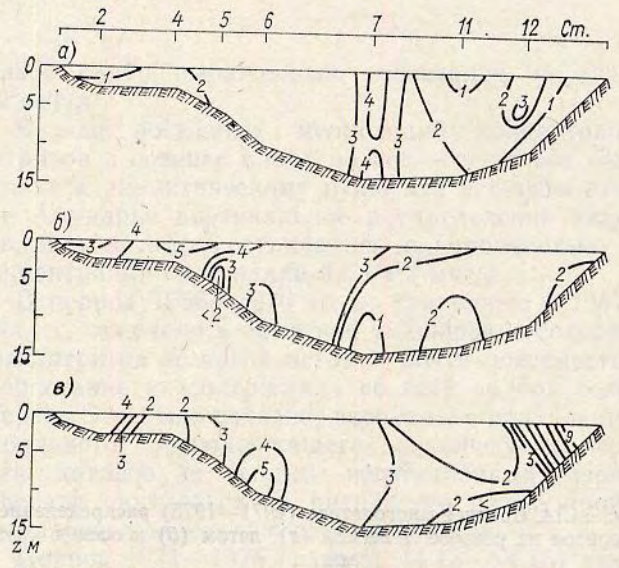


Рис. 14.17. Среднее многолетнее (1981—1985) распределение нитритов на разрезе *А* весной (*а*), летом (*б*) и осенью (*в*), мкг/л.

В зал. Аджибай и к юго-востоку от о. Возрождения концентрации нитритов понижались до минимальных значений 0,6—0,7 мкг/л. На основной акватории Большого моря концентрации нитритов находились в пределах 2—3 мкг/л.

В толще вод моря во все сезоны концентрации нитритов существенно возросли. Это свидетельствует о возрастании количества легкоокисляемого азотсодержащего органического вещества, увеличении интенсивности процессов аммонификации и нитрификации, которые стали превалировать над процессом окисления нитритов до нитратного азота. В Малом море весной концентрации в толще вод составляли 0,4—0,9 мкг/л (рис. 14.17 *а*), что ниже уровня 1961—1965 гг., но уже выше уровня

трех последующих пятилеток. В северной части Большого моря концентрации нитритов повысились до 2—5 мкг/л и их распределение по вертикали было близко к однородному.

В юго-западной части центрального района к востоку от о. Лазарева концентрации нитритов были относительно понижены (0,6—1,9 мкг/л) с минимальными значениями на поверхности. Далее к югу концентрации нитритов быстро повышались в верхнем 10-метровом слое (2,6—3,4 мкг/л), а в придонном слое опускались до 0,8 мкг/л.

Более низкие летние концентрации нитритов отмечались в центральной части устьевого взморья Амударьи (1,9 мкг/л), в южной и восточной частях центрального района.

Наиболее высокие концентрации нитритов в толще вод (рис. 14.17 *б*) наблюдались на устьевом взморье Сырдарьи (5 мкг/л) и в северо-восточной части Большого моря (3—4 мкг/л). В центральном районе отмечалось уменьшение концентраций нитритов с глубиной. На поверхности их концентрации составляли 4 мкг/л, в слое 5—10 м —

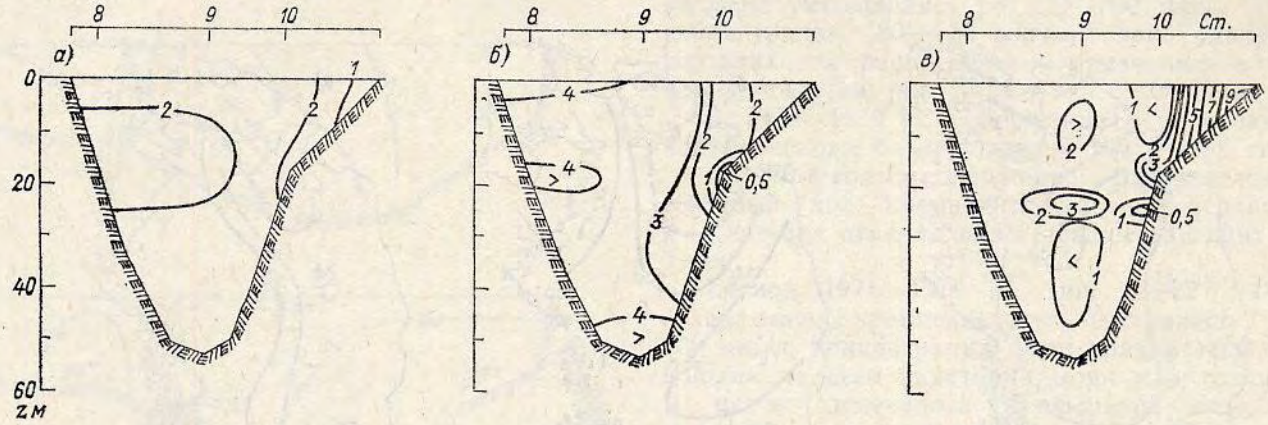


Рис. 14.18. Среднее многолетнее (1981—1985) распределение нитритов на разрезе *Б* весной (*а*), летом (*б*) и осенью (*в*), мкг/л.

В зал. Аджибай концентрации нитритов не превышали 1 мкг/л.

В южной части западного района от поверхности до дна концентрации нитритов менялись мало, в пределах 2,0—2,7 мкг/л, максимальные значения при этом находились на поверхности (рис. 14.18 *а*). В центральной части района на фоне незначительных изменений по вертикали в диапазоне 1,8—2,9 мкг/л выделялся слой относительно пониженного содержания нитритов (1,8—2 мкг/л) на промежуточных глубинах 5—20 м. В северной части западного района наблюдалась тенденция к уменьшению концентраций нитритов с глубиной.

В летнее время 1981—1985 гг. картина распределения нитритов на поверхности (см. рис. 14.16 *б*) была весьма неоднородной. В ряде районов содержание нитритов существенно повысилось по сравнению с весенним сезоном. В Малом море и на устьевом взморье Сырдарьи концентрации нитритов возросли до 3—5 мкг/л. Выше они стали и в большинстве районов Большого моря.

В западном глубоководном районе, в его северной части концентрации увеличились по сравнению с весной вдвое. Однако в южной части района в это же время местами произошло некоторое уменьшение содержания нитритов до 2 мкг/л. В зал. Аджибай отмечалось резкое возрастание содержания нитритов по сравнению с весенним сезоном до максимальных летних значений в поверхностном слое Аральского моря (5,5 мкг/л). В летнее время вследствие увеличения температуры воды и интенсивности освещенности усиливаются биохимические и физико-химические процессы внутреннего круговорота азота в морской воде и на границах раздела, что часто приводит к увеличению содержания нитритов в морских водоемах.

1,3—1,5 мкг/л, а в придонном слое они падали до следовых значений 0,1 мкг/л. В зал. Аджибай содержание нитритов составляло 2—3 мкг/л. Таким образом, концентрации нитритов, близкие к аналитическому нулю и характерные для 1960-х и 1970-х годов, в 1981—1985 гг. сохранялись только в придонном слое центрального района.

Накопление нитритного азота в толще вод летом наблюдалось в эти годы во всем западном районе (см. рис. 14.18 *б*). Наибольшие концентрации отмечались в северной части этого района. Здесь вертикальное распределение было довольно однородным и концентрации нитритов изменялись в пределах 3—5 мкг/л. В южной части района концентрации составляли всего 0—2 мкг/л. В слое 0—20 м содержание нитритов изменялось с глубиной мало, их значения колебались от 1,4 до 2 мкг/л. В придонном слое содержание нитритов быстро снижалось до аналитического нуля. На устьевом взморье Амударьи летом вертикальное распределение нитритов, как и весной, характеризовалось увеличением их концентраций ко дну до 6 мкг/л.

В осенний период 1981—1985 гг. характер изменений содержания нитритов в разных районах моря в связи с падением его уровня был весьма разнообразен. В поверхностном слое усиливалась пространственная неоднородность в распределении нитритов (рис. 14.16 *в*).

В Малом море продолжался процесс накопления нитритов (до 4,3 мкг/л). На устьевом взморье Сырдарьи осенью, наоборот, наблюдались минимальные значения нитритов в сезонном аспекте (1,4 мкг/л). По сравнению с осенью предшествующих пятилеток, когда почти повсеместно наблюдались нулевые значения концентраций, произошло увеличение концентраций и перераспределение зон

повышенных и пониженных значений по всей акватории моря.

Можно отметить также и значительное увеличение концентраций нитритов относительно летнего периода, особенно в мелководных районах Малого моря и в зал. Аджибай. Уменьшение содержания нитритов произошло в восточной части центрального района моря и в западном районе. Северная часть центрального района была занята водами с концентрациями 3—3,5 мкг/л, а в южной его части концентрации нитритов уменьшались до 1 мгк/л.

тритов было ниже, чем в летний и весенний периоды.

14.2.3. Кремнекислота. Весной 1961—1965 гг. (рис. 14.19 *а*) в Малом море на поверхности концентрация кремнекислоты составляла 100—200 мкг/л и была немного выше, чем в Большом море. На устьевом взморье Сырдарьи содержание кремнекислоты увеличивалось до максимальных значений на поверхности (около 300 мкг/л). В Большом море пониженные концентрации отмечались в северной, западной и южной его частях (менее 100 мкг/л), причем минимум находился



Рис. 14.19. Среднее многолетнее (1961—1965) распределение кремния на поверхности моря весной (*а*), летом (*б*) и осенью (*в*), мкг/л.

Максимальные концентрации нитритов были приурочены к зал. Аджибай (9,3 мкг/л). К северу от него содержание нитритов быстро понижалось и в южной части западного района опускалось до минимальных значений (0,7 мкг/л).

Вертикальное распределение нитритов в Малом море и устьевом взморье Сырдарьи было довольно однородным (1—2 мкг/л) (рис. 14.17 *в*). В центральном районе накопление нитритов относительно летнего сезона четко прослеживалось только на глубинах более 10 м, а в верхнем слое они были близки к летним значениям. Особенно выделялся мелководный зал. Аджибай, где содержание нитритов в толще вод относительно летнего периода увеличилось в 4 раза (до 9,4 мкг/л).

В западном районе к северу от зал. Аджибай содержание нитритов осенью было ниже, чем в летний период (рис. 14.18 *в*). В южной части концентрации только в узком придонном максимуме составляли 3 мкг/л, а на остальных горизонтах они не превышали 1,2 мкг/л, при этом преобладали значения 0,6—0,8 мкг/л. В центральной глубоководной части западного района содержание нитритов было несколько выше. В слое 0—20 м их концентрации изменялись от 1,4 до 2,1 мкг/л. На горизонте 25 м выделялся резкий и узкий максимум (3,6 мкг/л). В слое 30—50 м содержание нитритов понижалось до значений 0,8—1,0 мкг/л, а в придонном слое наблюдалось слабое увеличение концентраций до 1,7 мкг/л. В северной части западного района колебания концентраций нитритов по вертикали были незначительны (1,2—1,8 мкг/л). В целом, осенью здесь содержание нитритов в зал. Аджибай (менее 50 мкг/л). В зоне восточных мелководий концентрации кремнекислоты достигали 200—300 мкг/л. В центральной части моря преобладали значения в 100—200 мкг/л.

В толще вод моря весной 1961—1965 гг. (рис. 14.20 *а*, 14.21 *а*) в среднем содержание кремнекислоты находилось в пределах 50—300 мкг/л.

Относительно повышенные концентрации прослеживались в Малом море и устьевом взморье Сырдарьи (более 200 мкг/л). В Большом море концентрации в толще вод изменялись незначительно, в пределах 0—200 мкг/л.

В летнее время 1961—1965 гг. на поверхности (рис. 14.19 *б*) концентрации кремнекислоты повышались до сезонного максимума во всех районах моря. Это было следствием усиления влияния речного стока. Зоны повышенных концентраций (более 300 мкг/л) отмечались в восточной части Малого моря, на устьевом взморье Сырдарьи, в районе восточных мелководий, а также в юго-западной части Большого моря, где сказывалось влияние амударьинского стока. Минимальные концентрации находились в северной части Большого моря (100—150 мкг/л). Основная часть акватории моря была занята водами с концентрациями кремнекислоты 200—300 мкг/л.

В летнее время концентрация кремнекислоты в толще вод моря (рис. 14.20 *б*, 14.21 *б*) в целом несколько повысилась до сезонного максимума и изменялась в основном в диапазоне 200—400 мкг/л.

В северной части западного района Большого моря выделялся максимум в придонном слое, в котором содержание кремнекислоты резко повы-

шалось почти до 900 мкг/л, в то время как в остальной водной толще этого района концентрация почти не менялась по глубине, находясь в интервале 200—400 мкг/л.

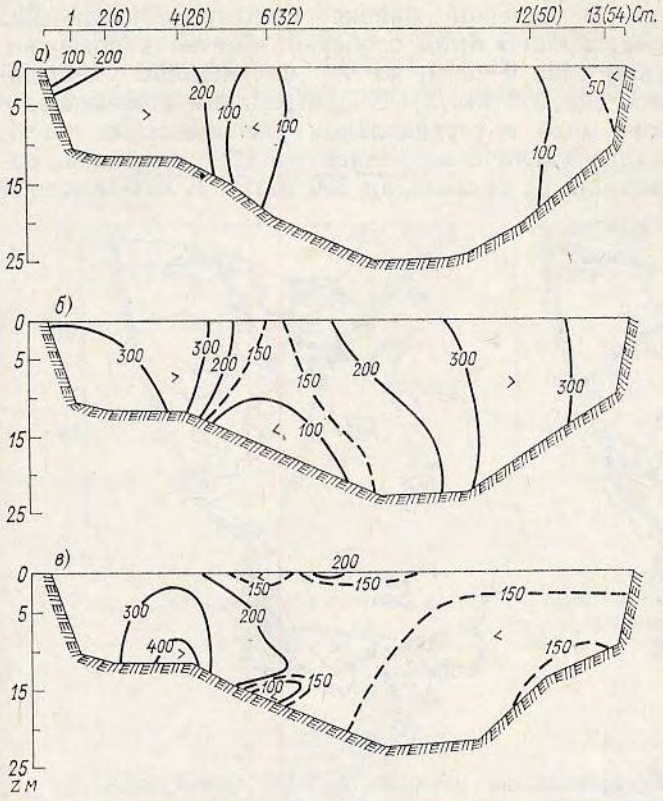


Рис. 14.20. Среднее многолетнее (1961—1965) распределение кремния на разрезе *А* весной (*а*), летом (*б*) и осенью (*в*), мкг/л.

В открытой части центрального района концентрации были понижены (70—150 мкг/л), а в вертикальном распределении наблюдалась тенденция к уменьшению концентраций с глубиной.

В осенний период (см. рис. 14.19 *в*) содержание кремнекислоты на поверхности моря уменьшилось. В западной части Малого и Большого моря содержание кремнекислоты находилось в пределах 100—200 мкг/л, а в восточной — было более высоким (200—250 мкг/л). В восточной части Малого моря и в районе устьевого взморья Сырдарьи отмечались максимальные концентрации кремнекислоты (около 300 мкг/л). В восточной части центрального района концентрации кремнекислоты изменялись в пределах 210—240 мкг/л.

Осенью 1961—1965 гг. в толще вод Аральского моря концентрации кремнекислоты в большинстве районов понижались относительно летнего периода, но несколько превышали весенний уровень (см. рис. 14.20 *в*). Преобладали концентрации в диапазоне 80—200 мкг/л. Повышенные значения концентраций в пределах 200—430 мкг/л находились в Малом море, на устьевом взморье Сырдарьи и в северо-восточной части Большого моря. На юго-западе Большого моря концентрации кремнекислоты уменьшались до 120—200 мкг/л. Низкие концентрации (80—130 мкг/л) при однородном вертикальном распределении отмечались в западном районе (см. рис. 14.21 *в*).

В 1966—1970 гг. содержание и распределение кремнекислоты было близко к 1961—1965 гг.

В 1970-е годы содержание, распределение и сезонный ход кремнекислоты на поверхности и в толще вод отличались от предшествующих пятилеток.

Весной 1971—1975 гг. (рис. 14.22 *а*, 14.23 *а*) содержание кремнекислоты составляло около 200 мкг/л, концентрации были практически одинаковыми на всей акватории моря и в толще вод. В целом отмечалось уменьшение содержания кремнекислоты с северо-востока на юго-запад. В Малом море и на устьевом взморье Сырдарьи концентрации немного превышали 200 мкг/л. Далее к юго-западу содержание кремнекислоты уменьшалось и находилось в пределах 160—200 мкг/л.

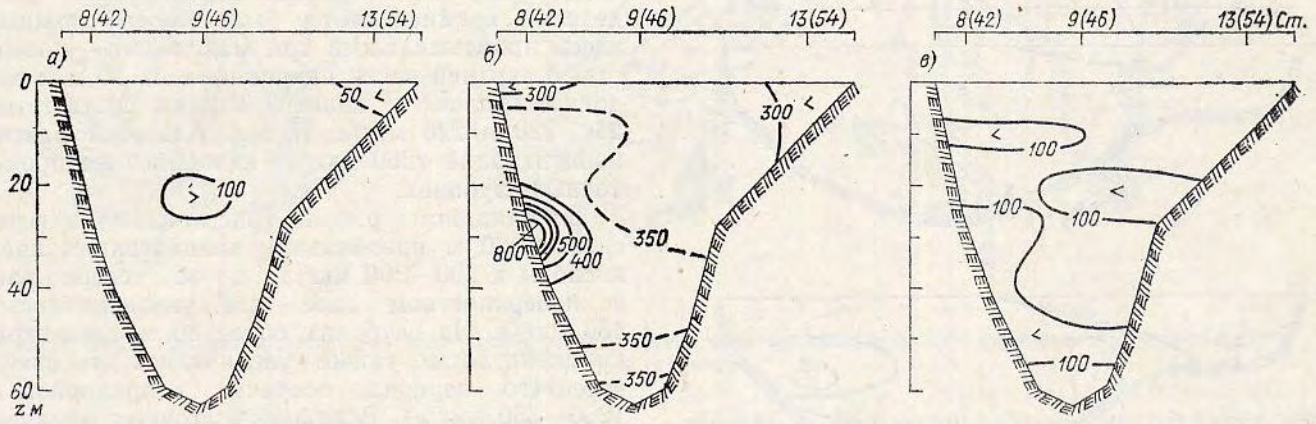


Рис. 14.21. Среднее многолетнее (1961—1965) распределение кремния на разрезе *Б* весной (*а*), летом (*б*) и осенью (*в*), мкг/л.

В западном районе (рис. 14.24 *а*) концентрации только в верхнем 15-метровом слое немного превышали 200 мкг/л. Во всей остальной толще вод они составляли 170—200 мкг/л. Таким образом, по сравнению с весенним периодом 1960-х годов, в начале 1970-х концентрации кремнекислоты остались примерно на том же низком уровне, но распределение по пространству и в толще вод стало более однородным.

В летнее время 1971—1975 гг. в поверхностном слое Аральского моря (рис. 14.22 *б*) отмечался сезонный максимум концентраций кремнекислоты почти во всех районах. По сравнению с аналогичным периодом предшествующей пятилетки содержание кремнекислоты заметно возросло. Диапа-

зон колебаний по пространству составлял 125—500 мкг/л. Максимальные концентрации находились на севере западного района, минимальные — в западной части Малого моря.

В восточной части Малого моря и устьевом взморье Сырдарьи концентрации кремнекислоты составляли 250—300 мкг/л. В центральной части Большого моря и в южной половине западного района концентрации кремнекислоты были понижены (140—200 мкг/л).

(рис. 14.23 *б*). В Малом море концентрации кремнекислоты возросли до 250—350 мкг/л. В придонном слое отмечался хорошо выраженный максимум. В устьевом районе Сырдарьи увеличение концентраций было особенно заметно в поверхностном слое 0—5 м, ко дну они немного уменьшались (до 130 мкг/л). В центральном районе Большого моря в вертикальном распределении преобладало увеличение концентраций с глубиной, однако они не превышали 260 мкг/л. В юго-западной

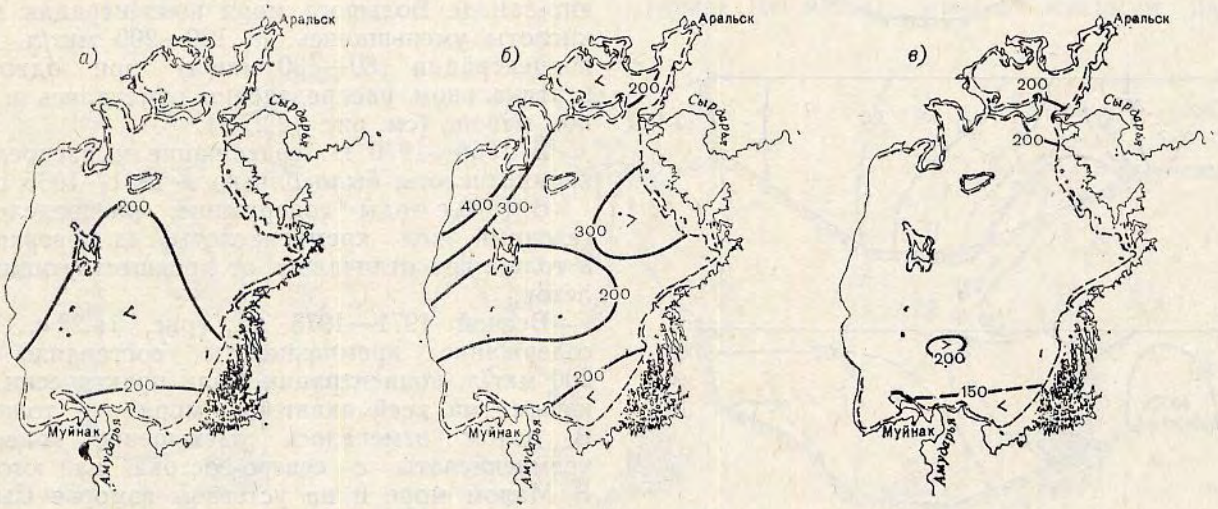


Рис. 14.22. Среднее многолетнее (1971—1975) распределение кремния на поверхности моря весной (*а*), летом (*б*) и осенью (*в*), мкг/л.

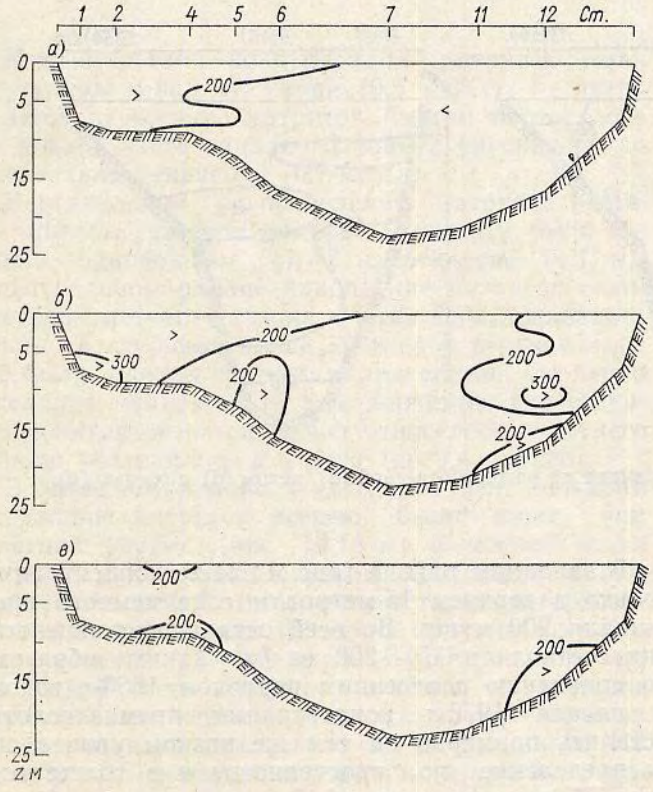


Рис. 14.23. Среднее многолетнее (1971—1975) распределение кремния на разрезе *А* весной (*а*), летом (*б*) и осенью (*в*), мкг/л.

В толще вод моря летом 1971—1975 гг. концентрации кремнекислоты увеличились относительно весеннего сезона во многих районах моря

части центрального района вертикальное распределение кремнекислоты было более сложным — здесь прослеживалось три максимума — поверхности, в верхней части пикноклина на 10 м и в придонном слое с концентрациями соответственно 260, 320 и 220 мкг/л. В зал. Аджибай максимум концентраций (260 мкг/л) находился на промежуточных глубинах.

В западном районе (рис. 14.24 *б*) в верхнем слое 0—20 м преобладали концентрации кремнекислоты в 200—300 мкг/л, а на севере района в поверхностном слое они увеличивались до 480 мкг/л. На глубинах более 30 м концентрации кремнекислоты также увеличились относительно весеннего периода, особенно в придонном слое (260—350 мкг/л). В районе восточных мелководий летом 1971—1975 гг. в толще вод содержание кремнекислоты составляло 160—240 мкг/л. Наблюдалась тенденция к небольшому уменьшению концентраций с глубиной.

На устьевом взморье Амударьи в летнее время концентрации на поверхности были близки к 150 мкг/л, а глубже 5 м они повышались до 220—240 мкг/л.

В осенний период 1971—1975 гг. в поверхностном слое (рис. 14.22 *в*) концентрации кремнекислоты уменьшались до минимальных сезонных значений. Так, на севере западного района относительно летних значений содержание кремнекислоты понизилось почти вдвое. Практически вся акватория как Малого, так и Большого моря характеризовалась содержанием кремнекислоты в 150—200 мкг/л. Максимальные для рассматриваемого периода значения находились на устьевом взморье Сырдарьи (230 мкг/л). На устьевом

взморье Амударьи концентрации кремнекислоты были несколько ниже относительно общего фона (140—150 мкг/л).

В толще вод Аральского моря в осенний период (см. рис. 14.23 *в*, 14.24 *в*), также преобладало уменьшение концентраций кремнекислоты относительно летних значений. В Малом море вертикальное распределение кремнекислоты было практически однородным, концентрации составляли около 160 мкг/л. На устьевом взморье Сырдарьи концентрации незначительно повышались, особенно в поверхностном и придонном слоях (около 250 мкг/л). В Большом море только на крайнем юго-западе центрального района на глубинах от 15 м до дна концентрации превышали 200 мкг/л. На остальной акватории Большого моря и в зал. Аджибай распределение кремнекислоты как по пространству, так и в толще вод менялось очень мало от 130 до 200 мкг/л.

В 1976—1980 гг. в ряде районов Аральского моря в результате падения его уровня произошли качественные и количественные изменения в режиме кремнекислоты в основном в сторону резкого увеличения ее концентрации. При анализе причин происходящих изменений необходимо учитывать, что растворенная кремнекислота в Аральском море, в силу ряда особенностей экосистемы этого водоема, представляет собой почти консервативный параметр. Содержание кремнекислоты никогда не ограничивало развитие фотосинтезирующих организмов. Поэтому изменения содержания кремнекислоты в толще вод моря могут быть связаны с процессами обмена на границах вода—берег и вода—дно.

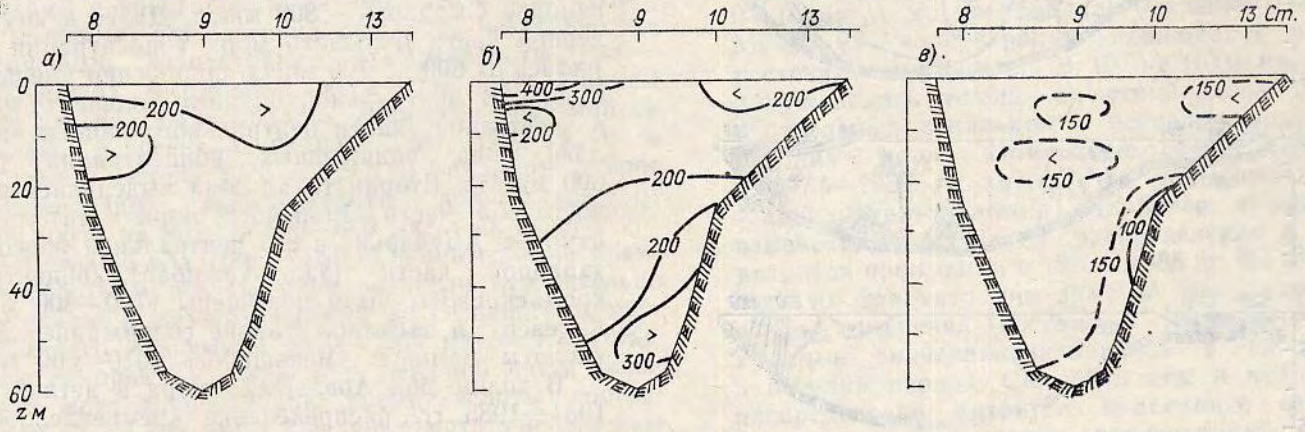


Рис. 14.24. Среднее многолетнее (1971—1975) распределение кремния на разрезе *Б* весной (*а*), летом (*б*) и осенью (*в*), мкг/л.

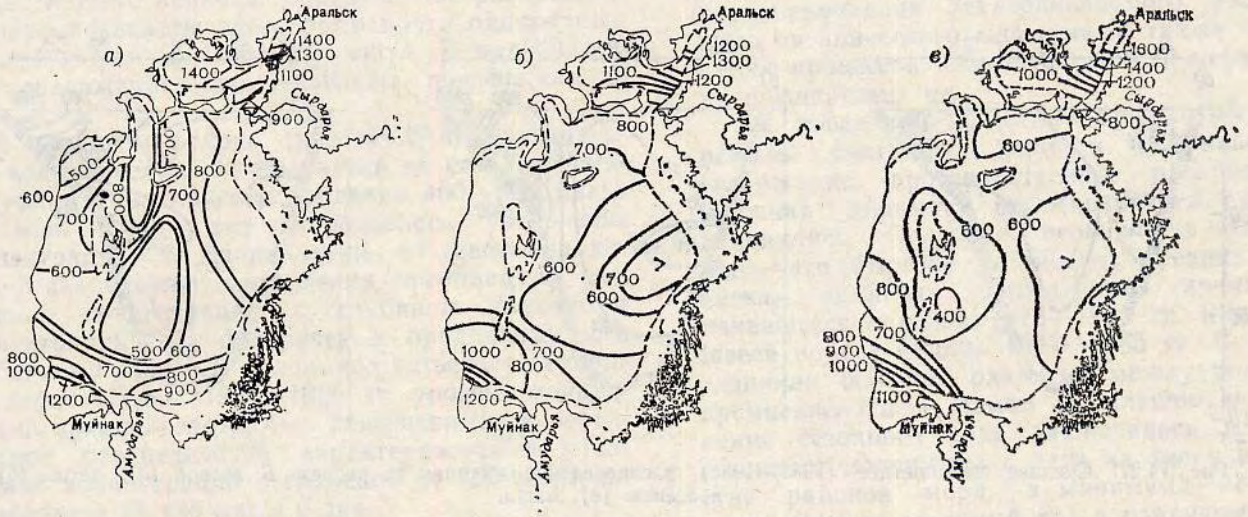


Рис. 14.25. Среднее многолетнее (1981—1985) распределение кремния на поверхности моря весной (*а*), летом (*б*) и осенью (*в*), мкг/л.

В 1981—1985 гг. произошли наиболее существенные за 25-летний исследованный период изменения содержания, пространственного распределения и сезонного хода кремнекислоты в Аральском море. Концентрации кремнекислоты значительно повысились во всех районах моря и во все сезоны, существенно возросли горизонтальные и вертикальные градиенты концентраций.

Весной на поверхности (рис. 14.25 *а*) в Малом море содержание кремнекислоты составляло 1300—1400 мкг/л. Район устьевого взморья Сырдарьи и северная часть центрального района Большого моря была занята водами с концентрациями кремнекислоты 800—1000 мкг/л. Область относительно повышенных концентраций (800—900 мкг/л) находилась на устьевом взморье Амударьи. В западной и южной части центрального района и в западном районе находились воды

с относительно пониженными концентрациями кремнекислоты (400—700 мкг/л). В сезонном плане на большей части акватории Аральского

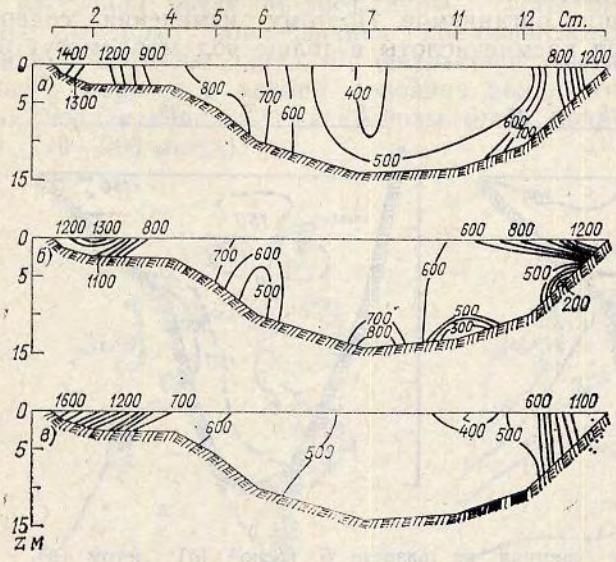


Рис. 14.26 Среднее многолетнее (1981—1985) распределение кремния на разрезе *А* весной (*а*), летом (*б*) и осенью (*в*), мкг/л.

кислоты составляли 500—700 мкг/л. В слое 5—40 м концентрации были несколько понижены (540—600 мкг/л), а в верхнем слое и на глубинах более 40 м они превышали 600 мкг/л.

Летом 1981—1985 гг. на поверхности (рис. 14.25 *б*) содержание кремнекислоты в Малом море составляло 1100—1300 мкг/л, на устьевом взморье Сырдарьи — 800 мкг/л. Далее к югу в северной части Большого моря концентрации изменялись от 600 до 700 мкг/л, постепенно уменьшаясь к югу. В центральной области Большого моря и в восточной части центрального района находилась зона пониженных концентраций (менее 600 мкг/л). Вторая такая зона выделялась в юго-восточной части Большого моря. На устьевом взморье Амударьи, в его центральной и особенно западной части (зал. Аджибай) концентрации кремнекислоты были повышены (700—800 мкг/л). К северу, в западном районе содержание кремнекислоты немного уменьшалось (610—690 мкг/л).

В толще вод Аральского моря в летний сезон 1981—1985 гг. распределение кремнекислоты отличалось следующими особенностями. В Малом море содержание кремнекислоты составляло 1150—1350 мкг/л, что было близко к весенним значениям. На устьевом взморье Сырдарьи концен-

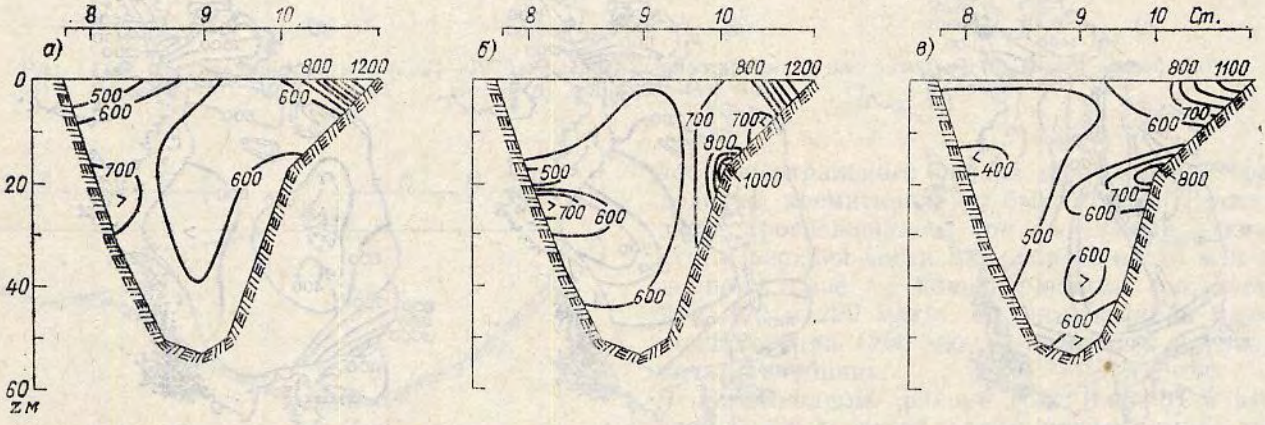


Рис. 14.27. Среднее многолетнее (1981—1985) распределение кремния на разрезе *Б* весной (*а*), летом (*б*) и осенью (*в*), мкг/л.

моря весной отмечался максимум в содержании кремнекислоты.

В толще вод моря весной в Малом море содержание кремнекислоты составляло 1100—1200 мкг/л (рис. 14.26 *а*). На устьевом взморье Сырдарьи содержание кремнекислоты уменьшалось до 800—900 мкг/л. Далее на юго-запад концентрации кремнекислоты в толще вод постепенно уменьшались с 700—800 мкг/л в северной части Большого моря до 400—600 мкг/л в открытой части центрального района. В юго-западной части центрального района концентрации снова увеличивались до 500—700 мкг/л, а в зал. Аджибай они возрастали до 1200 мкг/л. В вертикальном распределении наблюдалось увеличение концентраций ко дну, особенно в придонном слое.

Весной в северной части западного района (рис. 14.27 *а*) в верхнем 5-метровом слое содержание кремнекислоты составляло около 500 мкг/л. Глубже концентрации увеличивались до 600—700 мкг/л, при этом максимум находился в придонном слое. В центральной глубоководной части этого района в толще вод концентрации кремнетрации в толще вод составляли около 800 мкг/л. В центральном районе Большого моря отмечался рост концентраций с глубиной от 630 до 820 мкг/л. В то же время в юго-западной части этого района отмечалось уменьшение концентраций в придонном слое до минимальных значений (240 мкг/л). Значительные вертикальные градиенты концентраций отмечались в зал. Аджибай, где на поверхности концентрации кремнекислоты составляли 1300 мкг/л, а уже на 5-метровом горизонте уменьшались до 200 мкг/л.

В южной части западного района (рис. 14.27, *а*) в придонном слое концентрации кремнекислоты достигали 750—1000 мкг/л, а в остальной толще вод этого района преобладали концентрации в 600—800 мкг/л. На устьевом взморье Амударьи концентрации кремнекислоты достигали в поверхностном слое 720 мкг/л, на 5-метровом горизонте их содержание опускалось до 350 мкг/л, а в придонном слое вновь возрастало до 600 мкг/л.

В осенний период 1981—1985 гг. на поверхности (см. рис. 14.25 *в*) следует отметить существование двух областей с концентрациями более

1000 мкг/л — в Малом море и зал. Аджибай. Содержание кремнекислоты в Малом море составляло 1000—1300 мкг/л, максимальные значения отмечались в его восточной части. На устьевом взморье Сырдарьи концентрации кремнекислоты уменьшались до 700 мкг/л. Вся акватория Большого моря, кроме зал. Аджибай, была занята водами с концентрациями 400—600 мкг/л. Только в восточной его части наблюдались несколько повышенные концентрации кремнекислоты (600—700 мкг/л). В открытой части моря почти в самом его центре лежит область минимума значений не только в осенний период 1981—1985 гг., но и в другие сезоны (375 мкг/л). В западном районе концентрации кремнекислоты понижались от 800 мкг/л на юге до 500—600 мкг/л на севере.

В толще вод (рис. 14.26 *в*) концентрации кремнекислоты в Малом море возросли относительно весеннего и летнего периода до сезонного и многолетнего максимума 1500—1600 мкг/л. На устьевом взморье Сырдарьи и в северной части Большого моря концентрации кремнекислоты составляли около 700 мкг/л. Следует отметить небольшую величину амплитуды сезонного хода в этих районах. Далее к юго-западу в центральном районе содержание кремнекислоты уменьшилось относительно летнего периода. Вертикальное распределение кремнекислоты здесь было почти однородным с концентрациями 400—500 мкг/л. В зал. Аджибай содержание кремнекислоты повышалось до 1100 мкг/л.

В западном районе (рис. 14.27 *в*) концентрации кремнекислоты уменьшились до сезонного минимума и находились в пределах 400—600 мкг/л. Во всей толще вод наблюдалось увеличение концентраций в направлении с севера на юг. В вертикальном распределении преобладало увеличение концентраций с глубиной. Максимум концентраций был приурочен к придонному или глубинному слоям. В толще вод устьевого взморья Амударьи осенью 1981—1985 гг. уровень концентраций кремнекислоты был повышенным, а вертикальное распределение характеризовалось понижением концентраций с глубиной от 700 мкг/л на поверхности до 480 мкг/л у дна.

14.3. Многолетняя изменчивость содержания биогенных веществ в отдельных районах моря

Сопоставление режима фосфатов в 1960-е, 1970-е и 1980-е годы свидетельствует о значительном росте их концентраций во всей водной толще моря во все сезоны безледного периода (табл. 14.2). В первые 20 лет возрастание концентраций фосфатов происходило эпизодически, в основном в мелководных районах моря.

Резкий и устойчивый рост средних концентраций фосфатов характерен только для периода 1981—1985 гг. Темпы изменения содержания фосфатов были неодинаковы в различных районах моря. Наиболее интенсивно эти процессы протекали в мелководных районах. В связи с ослаблением и прекращением биогенного стока рек в 1980-е годы в устьевых районах часто наблюдались минимальные по морю концентрации фосфатов. Первостепенная роль в режиме фосфатов в настоящее время принадлежит процессам внутреннего круговорота фосфора и обмена на границе вода—дно.

Основные особенности изменений в содержании нитритного азота в Аральском море в 1961—1985 гг. состояли в следующем. В 1960-е годы концентрации нитритного азота были низкими, но в большинстве районов моря отличались от аналитического нуля. Диапазон изменений составлял 0—10 мкг/л, но преобладали значения 0—2 мкг/л. Максимум концентраций наблюдался в районе восточных мелководий. В 1970-е годы нитриты обнаруживались только в летний сезон и весной в отдельных локальных в основном мелководных районах моря. При переходе от 1971—1975 к 1976—1980 гг. отмечается повышение концентрации нитритов летом. Наиболее существенные изменения содержания распределения и режима нитритов произошли в 1981—1985 гг. Во все сезоны года их концентрации заметно повысились. Диапазон изменений составлял 1—9 мкг/л. Максимальные значения находились в зал. Аджибай в осенний период. Сезонный ход и вертикальное распределение нитритов изменялись от района к району. Повышение концентраций нитритов в 1981—1985 гг. свидетельствует о нестационарности цикла связанного азота в Аральском море. В настоящее время, по-видимому, происходит процесс накопления легкоокисляемого азотсодержащего органического вещества, а также интенсификация процессов аммонификации и первой стадии нитрификации.

За последний 25-летний период исследований режима биогенных веществ в Аральском море содержание, пространственное распределение и сезонная динамика кремнекислоты существенно изменились. Основная особенность этих изменений — это быстрое увеличение средних по пятилеткам сезонных концентраций кремнекислоты, начавшееся с осени 1976—1980 гг. и продолжавшееся во все сезоны 1981—1985 гг. В результате возникли большие различия между содержанием кремнекислоты в Малом и Большом море. Изменение сезонного хода заключалось в смещении сезонного максимума с лета на весну в большинстве районов моря, а минимума — с весны на осень. Однако сезонный ход в различных гидрологических районах имеет свои особенности.

При сокращении и прекращении поступления речных вод увеличение концентраций кремнекислоты может происходить за счет концентрирования вод моря при испарении и поступления кремнекислоты в процессе обмена на границе вода—дно, а также за счет изменения процессов внутреннего круговорота кремнекислоты в морской воде, прежде всего из-за усиления растворения взвешенного кремния.

Возникает вопрос, почему только в конце 1970-х — начале 1980-х годов произошло значительное увеличение концентраций фосфатов, кремнекислоты и нитритов в Аральском море, в то время как в течение первых 20 лет изменения в содержании биогенных веществ не были столь существенными. Если обратиться к восстановленному по палеогеографическим данным многолетнему ходу уровня Аральского моря за последние два столетия [31, 144], то можно отметить, что только начиная с середины 1970-х годов уровень моря вышел за пределы вековых естественных

Таблица 14.2

Среднее многолетнее сезонное содержание биогенных веществ в водах различных районов Аральского моря, мкг/л

Биогенное вещество	Горизонт, м	Гидрологические районы																	
		I			II			III			IV			V			VI		
		Весна	Лето	Осень	Весна	Лето	Осень	Весна	Лето	Осень	Весна	Лето	Осень	Весна	Лето	Осень	Весна	Лето	Осень
									1961—1965										
Фосфаты	0	3,5	3,4	4,8	6,2	4,0	4,6	3,6	3,4	—	1,8	2,5	2,4	2,3	2,8	3,0	3,8	6,4	4,9
	5	3,2	0,9	4,2	4,0	1,0	3,8	3,7	1,0	—	1,3	0,7	3,3	2,0	1,0	4,2	3,0	1,3	5,0
	10	3,4	4,6	3,7	7,0	7,4	1,4	4,9	3,3	—	1,2	3,0	2,3	2,0	5,8	9,6	3,5	4,5	5,3
	15	2,8	2,7	3,3	9,2	—	3,6	4,8	2,0	—	2,2	—	—	2,4	4,0	4,2	2,2	3,8	4,9
	20	3,8	7,7	1,4										2,1	2,8	5,7	7,5	4,4	4,5
	30			1,5										2,4	4,0	5,6			
	40													0,8	2,6	6,4			
	50													1,4	2,7	2,8			
Кремнекислота	0	162	250	202	299	308	278	231	288	—	68	238	—	81	302	106	138	208	166
	5	222	238	198	247	305	364	212	299	360	78	225	240	61	344	105	140	205	187
	10	229	242	256	208	306	381	220	294	343	84	222	260	82	352	104	145	196	177
	15	199	326	402	289	—	432	226	298	326	53	—	209	80	343	106	112	192	193
	20	201	216	411										80	334	94	106	222	127
	30			388										64	610	98			
	40													71	377	120			
	50													68	310	96			
Нитриты	0	1,2	1,0	0,8	1,4	0,9	1,4	0,8	1,0	—	0,7	0,7	0,7	0,4	1,0	2,2	0,8	1,2	1,8
	5	1,1	0,9	0,7	1,4	1,0	0,3	1,0	1,0	—	0,8	0,6	1,3	0,4	1,0	1,4	0,8	1,3	1,4
	10	4,2	0,5	0,6	1,2	0,4	0,3	9,8	0,3	0	5,1	1,0	1,2	0,4	1,0	1,2	0,8	1,1	1,4
	15	0,3	0,7	0,5	2,3	—	0,2	0,9	1,7	0	0,4	—	—	0,4	1,1	1,8	0,8	1,2	1,2
	20	0,1	0,6	0,5										0,2	1,2	1,1	0,9	0,7	0,9
	30			1,4										0,5	1,8	1,2			
	40													0,3	1,0	0,7			
	50													0,4	1,2	1,0			
									1966—1970										
Фосфаты	0	5,8	5,2	5,6	7,2	4,8	5,7	7,4	4,8	6,2	5,4	4,6	6,2	8,6	3,5	6,1	7,0	6,3	5,0
	5	3,2	0,9	4,2	4,0	1,0	3,8	7,4	0	6,1	5,4	0	6,0	8,7	0	6,0	7,0	0,1	5,7
	10	5,8	4,8	5,1	6,7	9,6	5,4	9,9	—	—	4,6	4,0	5,6	8,8	4,0	5,2	6,7	4,3	5,3
	15	6,9	2,4	0							4,6	3,6	5,4	8,3	3,2	4,0	6,9	3,8	4,2
	20	3,8	7,7	1,4							4,9	—	—	8,3	3,4	3,8	6,1	3,0	7,6
	30													9,6	3,4	5,1			
	40													7,6	3,0	5,0			
	50													7,1	3,0	4,6			
Кремнекислота	0	195	102	178	197	330	156	191	84	129	181	154	154	215	29	173	195	67	141
	5	180	226	154	197	280	156	212	299	360	156	231	139	204	82	137	195	80	145
	10	184	290	153	174	203	156				188	396	145	203	103	164	218	116	122
	15	198	19	252	340	260	—				196	109	147	205	23	134	208	59	145
	20										198			205	64	146	221	152	135
	30													254	42	142			
	40													225	19	136			
	50													199	56	174			

Нитриты	0	0	0,4	2,6	0	0,2	2,9	0	0	2,5	0	0	2,5	0	0	2,6	0,2	0,9	0
	5	0	0,2	5,5	0	0,5	3,1	0	0	0	0	0	2,5	0	0	1,6	0	0,8	0
	10	0	0,7	2,8	0	0,6	0	0	0	0	0	0,1	0,7	0	0	3,3	0,1	1,0	0
	15	0	0	0	0	0	—				0	0	3,4	0	0,1	1,7	0,1	0,8	0
	20										0	0	—	0	0	2,0	0,3	0,6	0
	30													0	0,1	2,3			
	40													0	0	2,1			
	50													0	1,4	2,8			
										1971—1975									
Фосфаты	0	5,0	7,0	4,0	4,6	10	4,3	4,9	1,3	4,6	4,9	8,2	4,4	5,2	8,2	4,8	4,8	8,5	4,0
	5	4,9	0,4	4,0	4,6	0,8	4,2	4,6	1,1	4,4	4,8	0,7	4,2	5,1	0,2	4,9	4,7	0,6	3,9
	10	4,8	7,6	4,0	4,4	8,8	4,4	3,4	3,3	6,5	5,3	7,8	4,6	4,7	7,2	4,6	4,4	11	3,7
	15	4,8	7,0	3,7	5,2	2,5	6,1				4,8	7,1	3,9	4,9	5,2	4,4	4,4	8,2	3,9
	20	4,9	5,4	4,0							—	1,6	—	4,9	7,2	4,4	3,8	7,2	4,2
	30													5,8	7,7	4,0			
	40													4,6	3,8	4,2			
	50													4,3	3,0	3,7			
Кремнекислота	0	208	190	158	210	275	234	203	227	180	198	147	147	203	298	169	202	176	169
	5	205	184	164	193	211	188	195	198	174	195	239	144	200	198	162	198	222	167
	10	204	239	160	194	189	188	208	189	225	188	231	155	201	224	161	199	233	173
	15	197	198	144	178	134	255				204	227	148	200	212	173	194	248	184
	20	195	167	134										190	212	163	194	221	188
	30														252	116			
	40													194	170	166			
	50													191	349	156			
Нитриты	0	0	0,4	0	0	0	0	0	0,3	0	0	0,7	0	0	0,4	0	0	0,7	0
	5	0	0,4	0	0	0,8	0	0	1,1	0	0	0,8	0	0	0,2	0	0	0,6	0
	10	0	0,6	0	0	0,2	0	0	0	0	0	0,9	0	0	0,5	0	0	0,5	0
	15	0	0,3	0	0	0	0				0	0,6	0	0	0,6	0	0	0,4	0
	20	0	0,1	0							—	0	—	0	0,5	0	0	0,4	0
	30													0	0	0			
	40													0	0,2	0			
	50													0	1,0	0			
										1976—1980									
Фосфаты	0	3,2	4,7	5,2	3,1	8,8	7,5	6,1	6,2	2,5	4,8	3,3	3,2	7,0	4,9	3,7	4,9	4,4	2,8
	5	3,6	1,1	5,2	3,8	1,6	5,4	4,2	0,8	2,4	3,5	1,4	3,1	8,0	1,0	3,6	5,3	0,8	2,9
	10	4,2	5,6	5,6	4,0	9,6	8,0	—	5,0	—	4,4	3,3	3,5	7,8	4,2	3,7	5,2	4,2	2,9
	15	2,8	7,1	5,6							2,8	3,7	5,0	7,0	3,8	3,9	6,2	4,4	2,9
	20	2,8	7,6	6,0										7,1	3,4	3,7	6,6	5,0	2,6
	30													2,4	2,9	4,2			
	40													9,1	3,3	4,2			
	50													9,1	3,2	4,1			
Кремнекислота	0	340	666	1514	254	389	326	171	318	76	168	299	141	176	239	116	159	235	116
	5	326	783	1266	269	458	992	172	341	68	226	269	127	176	224	96	166	240	109
	10	336	658	1447	260	511	334				96	217	117	168	249	91	171	249	102
	15	684	785	1463							112	199	80	167	242	93	177	259	102
	20	348	805	1385										169	249	99	175	205	100
	30	—	143	—										—	142	88			
	40													191	224	88			
	50													192	328	176			

Биогенное вещество	Горизонт, м	Гидрологические районы																	
		I			II			III			IV			V			VI		
		Весна	Лето	Осень	Весна	Лето	Осень	Весна	Лето	Осень	Весна	Лето	Осень	Весна	Лето	Осень	Весна	Лето	Осень
Нитриты	0	0	0,5	0	0	0,6	0	0,5	0,6	0	0	1,4	0	0	0,9	0	0,2	0,9	0
	5	0	1,1	0	0	1,6	0	0,5	0,8	0	0	2,4	0	0	1,0	0	0	0,8	0
	10	0	0,8	0	0	0	0	—	0	—	0,2	1,3	0	0	0,3	0	0,1	1,0	0
	15	0,1	0	0							0	0,6	0	0	0,6	0	0,1	0,8	0
	20	0,1	0	0										0	1,9	0	0,3	0,6	0
	30													0	1,2	0			
	40													0	0	0			
	50													0	0,6	0			
									1981—1985										
Фосфаты	0	15	26	32	14	21	15				29	23	24	18	14	16	32	20	19
	5	18	28	19							30	31	20	20	12	16	32	14	19
	10	21	16	18							20	5	—	22	10	17	31	12	17
	15	26	23	22										24	10	16	32	6,9	17
	20													20	10	11			
	30													18	10	12,5			
	40													10	10	9,4			
	50													23	7,8	13			
Кремнекислота	0	1389	1228	1262	862	785	691				873	721	707	570	675	552	730	625	556
	5	1309	1289	906							820	344	468	559	646	536	730	571	567
	10	1431	1202	834							2429	595	—	549	656	502	649	575	565
	15	1311	1077	969										572	650	486	469	685	564
	20													608	571	701			
	30													595	590	712			
	40													600	704	613			
	50													604	635	573			
Нитриты	0	0,8	2,7	4,0	1,8	5,0	1,4				1,9	3,8	4,4	2,4	3,3	1,1	2,5	3,0	2,4
	5	1,2	1,6	3,6							2,2	2,7	1,8	2,1	2,9	1,2	3,1	1,2	2,2
	10	0,9	2,4	3,0							3,4	6,1	—	1,9	2,8	1,4	1,9	3,4	3,7
	15	1,3	3,0	3,2										1,9	2,8	1,5	2,2	4,0	2,8
	20													2,0	3,1	2,2			
	30													2,1	2,7	0,4			
	40													2,5	2,1	1,0			
	50													2,8	4,1	0,8			

циклов, размах колебаний которых достигает около 3 м, а период — 70—90 лет. После того, как уровень моря понизился более чем на 3 м относительно среднего многолетнего уровня при квазистационарном режиме моря, начались качественные изменения в абиотической компоненте экосистемы моря, которая на протяжении последних столетий была приспособлена к вековым колебаниям уровня с размахом до 3 м.

Связь среднего содержания биогенных веществ с уровнем моря является, конечно, неформальной. Уровень — это интегральная характеристика, определяемая водным балансом моря. Содержание биогенных веществ в большой степени также определяется их балансами, в которых важную роль играет речной и биогенный сток.

15. БАЛАНС БИОГЕННЫХ ВЕЩЕСТВ

15.1. Общие сведения и уравнение баланса биогенных веществ

Для Аральского моря, как и для любого водоема, можно рассматривать внешний, внутренний и полный балансы биогенных веществ (БВ). Внешний баланс определяется факторами и процессами действующими на внешних границах раздела: вода—берег, вода—дно, вода—атмосфера. Они связаны со взаимодействием вод моря с водами литосферы (поверхностный и подземный стоки), с геологическими породами и почвами берегов и дна, газами, парами, водами и твердыми аэрозолями атмосферы, а также с непосредственной антропогенной деятельностью человека. Для моря в целом внешним балансом определяются средние по объему моря концентрации консервативных форм БВ (валовые азот, фосфор и кремний) [212].

Полным балансом, в котором учитываются не только внешние, но и внутренние составляющие, определяются средние за расчетный период концентрации неконсервативных форм БВ (неорганические и органические соединения азота, фосфора и кремния). Только исследование полного баланса БВ, особенно лимитирующих первичную продукцию водоема, позволяет сделать количественную оценку скоростей трансформации и оборачиваемости биогенных соединений.

К сожалению, внутренние балансы БВ большинства морей, в том числе и Аральского, практически не изучены. Недостаточно также пока изучен и внешний баланс БВ Аральского моря.

Для периода квазистационарного режима моря (до начала 1960-х годов) отдельные составляющие внешнего баланса БВ рассматривались в работах [32, 194], а наиболее полное исследование внешнего баланса БВ Аральского моря для этого периода выполнено С. В. Бруевичем и Н. Ф. Соловьевой [68]. В условиях относительной стабильности запаса и концентраций БВ в морской воде их приход с речным стоком и из атмосферы с осадками и пылью компенсировался в основном отложением БВ в донные осадки. Небольшую роль играло также изъятие БВ с промыслом рыбы [68].

В современный период с начала 1960-х годов происходит резкое падение уровня моря, сокращение его площади и объема, осолонение морских вод. Одновременно с сокращением притока речных вод существенно меняется и его качество из-за возрастания в нем доли сбросных и дренажных вод [199]. Все это приводит к резкому нарушению и нестационарности как внешнего, так и внутреннего балансов БВ и вызывает существенные изменения режима БВ в море (см. гл. 14). Внешний баланс БВ Аральского моря для 1961—1977 г. рассматривался в работе В. Н. Бортника [46] в среднем многолетнем аспекте, что не позволило, на наш взгляд, оценить межгодовую изменчивость основных составляющих баланса и проследить динамику их изменений в условиях резко выраженной нестационарности режима БВ в море.

В настоящем разделе рассмотрена динамика основных составляющих внешнего баланса БВ Аральского моря за 1961—1985 гг. для шести форм фосфора, восьми форм азота и двух форм кремния (валовый фосфор, валовый растворенный фосфор, валовый взвешенный фосфор, неорганический растворенный фосфор, органический растворенный фосфор, взвешенный фосфор, валовый азот, валовый растворенный азот, суммарный неорганический азот, растворенный органический азот, взвешенный азот, нитратный азот, нитритный азот, аммонийный азот, растворенная кремнекислота, взвешенный кремний). Для оценки изменений происшедших в балансе БВ дана сравнительная характеристика основных составляющих баланса для периода квазистационарного режима моря (до начала 1960-х годов) и для отдельных пятилеток современного этапа антропогенных изменений режима моря (1961—1985).

Так как усвояемость отдельных форм поступающих в море биогенных соединений, а следовательно, и их относительное влияние на его биопродуктивность существенно различно, то обычно рассматривают отдельно внешние балансы твердых (взвешенных) и растворенных БВ.

Уравнение баланса твердых БВ для замкнутого бессточного водоема имеет вид

$$T_{\text{р}} + T_a = T_{\text{из}} + \Delta T, \qquad (15.1)$$

где $T_{\text{р}}$ — поступление взвешенных БВ с речным стоком; T_a — поступление БВ с атмосферной пылью; $T_{\text{из}}$ — изъятие БВ с промыслом; ΔT — результирующая (расходная) часть баланса, включающая переход твердых БВ в растворенные формы и отложение в грунт.

Для растворенных БВ можно записать

$$M_{\text{р}} + M_{\text{ос}} = \Delta M, \qquad (15.2)$$

где $M_{\text{р}}$ — поступление растворенных БВ с речным стоком; $M_{\text{ос}}$ — поступление БВ с атмосферными осадками; ΔM — результирующая (расходная) часть баланса, включающая изменение запаса БВ в морской воде и переход в другие формы (растворенные и взвешенные).

При расчете составляющих балансов твердых и растворенных БВ за 1961—1985 гг. использовались данные о водном балансе моря (см. гл. 4),

материалы наблюдений за химическим составом речных вод Амударьи и Сырдарьи на замыкающих створах, химическим составом осадков, материалы специальных наблюдений, а также литературные данные.

15.2. Характеристика составляющих баланса растворенных и твердых биогенных веществ

Биогенный сток Амударьи и Сырдарьи — основная составляющая приходной части баланса как растворенных, так и твердых форм БВ. Для расчета поступления в море растворенных минеральных форм БВ использовались средние годовые данные о фактическом притоке речных вод к морю и концентрациях БВ в речных водах на замыкающих створах Амударьи (Темирбай) и Сырдарьи (Казалинск). Таким образом, рассчитанный биогенный сток характеризует действительное поступление БВ в море для Амударьи и представляется несколько завышенным, а по отдельным формам — заниженным, для Сырдарьи вследствие неучета трансформации биогенного стока в ее дельте. Средние годовые концентрации БВ в водах Амударьи и Сырдарьи рассчитывались в работе [46] в предположении существования корреляционной связи расходов воды и концентраций БВ. Однако в ряде работ [78, 254] было показано, что такой связи для БВ практически не существует. Поэтому в условиях значительного антропогенного воздействия на водный сток и его качество средние годовые концентрации БВ рассчитывались как средние арифметические из всех их определений в речном стоке за календарный год. Сток фосфатов, нитратов, нитритов и растворенной кремнекислоты определялся непосредственно по наблюденным концентрациям. По аммонийному азоту имелись длительные пропуски в наблюдениях. Концентрации аммонийного азота за эти годы были восстановлены по уравнениям регрессии, рассчитанным для каждой из рек за годы наблюдений для отношений аммонийный азот/водный сток.

Концентрации органических форм азота и фосфора оценивались косвенным путем по перманганатной и бихроматной окисляемости, а также по химическому потреблению кислорода (ХПК) речных вод.

В табл. 15.1 приведены концентрации растворенных форм БВ в водах Сырдарьи и Амударьи для отдельных периодов. Общим для обеих рек является значительный рост концентраций органического и почти всех форм минерального азота. Для Амударьи отмечается наиболее значительный рост концентраций нитратного азота, а для Сырдарьи — нитратного и аммонийного. Возрастание концентраций нитритного азота, минерального и органического фосфора было менее значительным. Эти изменения связаны, с одной стороны, с более широким использованием в последние десятилетия минеральных удобрений в сельскохозяйственном производстве, с другой — с общим уменьшением объема поступающего в море речного стока и возрастанием в нем доли сбросных и дренажных вод.

Подобные изменения содержания растворенных форм азота и фосфора характерны и для бассейнов других южных рек [66, 154, 155], что объясняется более активным вымыванием азота с удобряемых сельскохозяйственных площадей. При этом вынос азота происходит в основном в нитратной форме, приводя к наиболее резкому возрастанию его концентраций в речной воде.

Биогенный сток всех форм растворенных БВ в Аральское море для отдельных периодов показан в табл. 15.2. В 1961—1970 гг. в условиях сокращения водного стока примерно в 1,5 раза отмечалось возрастание поступления минерального, органического и валового растворенного фосфора. Примерно в 1,5 раза возросло также поступление растворенного минерального азота, в то время как приток органического азота и кремнекислоты остался на прежнем уровне.

В 1971—1980 гг., несмотря на дальнейший рост концентраций большинства форм БВ в речном стоке, их приток в Аральское море быстро сокращался из-за прогрессирующего уменьшения водного стока. В 1981—1985 гг. в условиях крайне незначительного водного стока приток БВ в Аральское море снизился до минимальных значений, а в отдельные годы водный сток и сток БВ в море полностью отсутствовал (табл. 15.2).

Таблица 15.1

Содержание растворенных БВ в речных водах, мг/м³

Период	Водный сток, км³	$P-PO_4$	$P_{орг}$	$P_{вал}$	$N-NO_2$	$N-NO_3$	$N-NH_4$	$N_{мин}$	$N_{орг}$	$N_{вал}$	Si
					Сырдарья						
1911—60 [32, 68]	14,0	6—11	—	—	1,4—1,6	624—666	34—61	659—729	550	1209—1279	4855—5300
1961—65	9,6	93	107	200	12	521	72	605	1690	2295	5000
1966—70	10,6	48	51	99	12	458	400	870	798	1668	5200
1971—75	5,3	43	85	128	14	799	683	1496	1338	2834	4200
1976—80	0,3	12	74	86	16	1348	291	1655	1162	2817	4400
					Амударья						
1911—60 [32, 68]	43,6	10—13	20	30—33	0	253—286	52—57	305—343	400	705—743	4756—4949
1961—65	30,2	14	34	48	3	280	74	357	533	890	5800
1966—70	36,6	20	28	48	4	440	251	695	437	1132	6000
1971—75	16,2	11	16	27	4	250	190	444	258	702	4000
1976—80	11,3	22	34	56	28	1440	269	1738	531	2268	4300
1981—85	2,0	—	—	—	14	1120	80	1214	824	2038	—

Таблица 15.2

Средний годовой баланс растворенных БВ Аральского моря, тыс. т

Период	Приход											
	Речной сток										Осадки	
	$P-PO_4$	$P_{орг}$	$P_{вал}$	$N-NO_2$	$N-NO_3$	$N-NH_4$	$N_{мин}$	$N_{орг}$	$N_{вал}$	Si	$N-NO_3$	$N-NH_4$
1911—60 [68]	0,5	1,0	1,5	—	20,9	3,1	24,0	24,7	48,7	288,0	1,8	1,8
1961—65	1,3	1,9	3,2	0,2	12,6	3,1	15,9	31,1	47,0	231,2	1,5	5,6
1966—70	1,2	1,4	2,6	0,3	20,0	15,8	36,1	23,3	59,4	296,2	1,6	4,0
1971—75	0,5	0,5	1,0	0,2	8,2	7,0	15,4	8,6	24,0	115,9	2,9	3,1
1976—80	0,3	0,4	0,7	0,3	17,7	3,6	21,6	6,6	28,2	48,1	1,9	4,8
1981—85	—	—	—	0,02	2,2	0,2	2,4	1,6	4,0	—	2,0	3,4

Период	Расход — результирующая баланса									
	$P-PO_4$	$P_{орг}$	$P_{вал}$	$N-NO_2$	$N-NO_3$	$N-NH_4$	$N_{мин}$	$N_{орг}$	$N_{вал}$	Si
1911—60 [68]	0,5	1,0	1,5	—	22,7	4,9	27,6	24,7	52,3	288,0
1961—65	1,3	1,9	3,2	0,2	14,1	8,7	23,0	31,1	54,1	231,2
1966—70	1,2	1,4	2,6	0,3	21,6	19,8	41,7	23,3	65,0	296,2
1971—75	0,5	0,5	1,0	0,2	11,1	10,1	21,4	8,6	30,0	115,9
1976—80	0,3	0,4	0,7	0,3	19,6	8,4	28,3	6,6	34,9	48,1
1981—85	—	—	—	0,02	4,2	3,6	7,8	1,6	9,4	—

Для расчета выноса в море с речным стоком взвешенных форм БВ были обобщены результаты наблюдений за стоком взвешенных наносов на указанных выше замыкающих створах рек Амударьи и Сырдарьи за исследуемый период, а также использованы данные о концентрациях БВ в речных взвесях [122, 135]. При отсутствии за отдельные годы данных по мутности воды сток взвешенных наносов определялся по эмпирическим зависимостям расходов воды и взвешенных наносов, полученным за годы наблюдений. При оценке поступления в море взвешенных форм азота и фосфора учитывались также влекомые наносы, составляющие примерно 5 % от взвешенных. Для Сырдарьи также принималось, что примерно 10 % стока ее взвешенных наносов у г. Казалинска аккумулируются непосредственно в русле и дельте реки и не доходят до моря [110].

При расчете поступления взвешенных форм БВ принималось, что современное содержание общего азота во взвесях Сырдарьи и Амударьи равно соответственно 0,04 и 0,06 %, общего фосфора — 0,065 и 0,061 %, а кремния — 24 % [122, 135]. По сравнению с периодом условно-естественного режима моря концентрации взвешенных БВ в речных водах изменились незначительно.

Биогенный сток взвешенных форм БВ в Аральское море для отдельных периодов приведен в табл. 15.3. Так же как и для растворенных форм БВ, в 1961—1970 гг. при существенном сокращении водного стока отмечалось возрастание стока взвешенных форм БВ из-за возрастания мутности речных вод, главным образом Амударьи, и соответственно поступающего в море твердого стока. В 1971—1980 гг. при сохранении примерно тех же концентраций взвешенного вещества в речных водах за счет общего дальнейшего уменьшения водного стока поступление взвешенных форм БВ резко сократилось и снизилось в 1981—1985 гг. до минимальных значений.

Следует отметить, что основная масса взвешенных наносов оседает в районе устьевого взморья в зоне смешения морских и речных вод и в дальнейшем участвует в формировании выдвигающихся речных дельт. В результате большая часть поступающих в море взвешенных биогенных соединений исключается из баланса БВ. Их незначительное количество, разносимое течениями по всей акватории моря, хотя и участвует в физических, химических и биологических процессах, про-

Таблица 15.3

Средний годовой баланс твердых БВ Аральского моря, тыс. т

Период	Приход					Расход				
	Речной сток			Атмосферная пыль		Изъятие с промыслом		Результирующая баланса		
	P	N	Si	P	N	P	N	P	N	Si
1911—60 [68]	56,0	82,0	29244	1,7	5,0	0,2	2,0	57,5	85,0	29244
1961—65	61,4	59,3	24287	1,6	4,7	0,2	1,7	62,8	62,3	24287
1966—70	115,5	112,1	45585	1,5	4,4	0,1	0,8	116,9	115,7	45585
1971—75	37,7	36,5	14914	1,4	4,2	0,1	0,7	39,0	40,0	14914
1976—80	14,5	14,3	5750	2,2	6,5	0,02	0,2	16,7	20,6	5750
1981—85	1,5	1,4	588	2,0	5,7	—	—	3,5	7,1	588

текающих в море, в силу низкой усвояемости соединений (труднорастворимые маломобильные соединения) играет второстепенную роль во внутреннем балансе БВ и оказывает слабое влияние на биопродуктивность моря.

Атмосферные осадки являются одним из источников поступления растворенных БВ в Аральское море. Количество БВ, поступающих с атмосферными осадками, в общем невелико. В атмосферных осадках преобладают нитратная и аммонийная формы азота, фосфор и кремний практически отсутствуют.

При расчете поступления БВ с атмосферными осадками за 1961—1985 гг. были использованы ежемесячные данные о концентрациях БВ в осадках, собираемых на ст. Аральское Море, и данные о фактическом количестве осадков, выпадавших на зеркало моря в исследуемый период. При оценке поступления БВ с атмосферными осадками за условно-естественный период (1911—1960) концентрации нитратного и аммонийного азота в них приняты по данным работы [68], а среднее количество осадков для этого периода — по работе [41].

В табл. 15.4 приведены средние концентрации нитратного и аммонийного азота в атмосферных осадках для отдельных периодов, а в табл. 15.2 — поступление этих форм БВ с атмосферными осадками в Аральское море.

Таблица 15.4

Содержание растворенных форм азота в атмосферных осадках, мг/л

БВ	1911—1960	1961—1965	1966—1970	1971—1975	1976—1980	1981—1985
$N—NO_3$	0,20	0,16	0,22	0,49	0,32	0,33
$N—NH_4$	0,20	0,60	0,54	0,55	0,78	0,67

В 1961—1985 гг. отмечался существенный рост концентраций растворенных форм азота в атмосферных осадках. По сравнению с условно-естественным периодом концентрации аммонийного азота возросли в 2,5—3,5 раза, а нитратного азота — в 1,5—2 раза (табл. 15.4). Поэтому, несмотря на уменьшение объема поступающих в Аральское море осадков из-за значительного (более чем на одну треть) сокращения площади водной поверхности моря, поступление БВ с атмосферными осадками в 1961—1985 гг. не уменьшилось, а для аммонийного азота возросло примерно вдвое (см. табл. 15.2). В 1981—1985 гг. поступление с атмосферными осадками нитратного азота примерно соответствовало его приходу с речным стоком, а для аммонийного азота поступление с атмосферными осадками превышало на порядок его приход с речными водами.

Атмосферная пыль играет определенную роль в поступлении в Аральское море твердых БВ. Эта составляющая изучена довольно слабо. По данным работы [68], в период условно-естественного режима моря на его акваторию ежегодно поступало около 60 т/км² эолового материала, в котором содержание общего азота и фосфора составляло соответственно 0,12 и 0,04 %. При этом суммарное поступление общего азота и фосфора оценивалось соответственно в 5,0 и 1,7 тыс. т (см. табл. 15.3).

С середины 1970-х годов в Приаралье отмечается активизация пылевых выносов. Очагом эолового выноса мелкозема и солей стало обсыхающее дно моря. Исследования выпадения сухих аэрозолей, проводившиеся на южном побережье моря показали, что ежегодное поступление эолового материала варьирует здесь в зависимости от орографических условий, степени покрытия растительностью, освоенности территории и ветрового режима от 20 до 500 т/км² при средних значениях 100—120 т/км² [121, 235]. Поэтому при расчете поступления БВ с атмосферной пылью для 1961—1975 гг. количество поступающего эолового материала принималось соответствующим условно-естественному периоду — 60 т/км², а для 1976—1985 гг. — 100 т/км². Содержание общего азота и фосфора также принято соответствующим предшествующему периоду [68]. В целом приход БВ с атмосферной пылью в 1961—1985 гг. был незначителен и составлял 1,5—2,2 тыс. т общего фосфора и 4,2—6,5 тыс. т общего азота (см. табл. 15.3).

Изъятие БВ с промыслом — в основном с выловом рыбы и поеданием ее морской птицей — также невелико. В условно-естественный период при средних годовых уловах около 320 тыс. ц и примерно таком же вылове рыбы птицей потери морем азота оценивались в 2,0, а фосфора — 0,2 тыс. т ежегодно [68]. При этом принималось, что среднее содержание азота в сырой рыбе при ее влажности около 70 % составляет 2,8, а фосфора 0,35 %.

Для оценки потерь БВ с промыслом за 1961—1985 гг. были использованы данные о ежегодных уловах рыбы на Аральском море за этот период. В связи с резкими изменениями среды обитания, прекращением воспроизводства рыбных запасов уловы рыбы на Аральском море постоянно снижались и в начале 1980-х годов промысел рыбы в море был прекращен. Учитывая значительное сокращение на Аральском море численности морских птиц, изъятие рыбы птицей можно приближенно оценить в половину ежегодного вылова человеком. Общие потери БВ с промыслом в 1961—1985 гг. постоянно снижались. Если в 1961—1965 гг. ежегодное изъятие азота и фосфора с рыбой составляло 1,7 и 0,2 тыс. т, то в 1976—1985 гг. изъятие БВ с промыслом практически отсутствовало (см. табл. 15.3).

Результирующая (расходная) часть баланса твердых и растворенных БВ определяется косвенно как остаточный член соответствующих уравнений (15.1) и (15.2).

Результирующая часть баланса твердых БВ включает в себя в основном составляющую, связанную с отложением БВ в грунт. Незначительная часть твердых БВ, переходящая в раствор, в конечном итоге также поступает в донные отложения. В 1961—1970 гг. отмечался рост средних годовых значений общего азота, фосфора и кремния, поступающих в грунт. В 1971—1985 гг. сокращение водного стока и стока взвешенных форм БВ привело к резкому — на порядок и более сокращению и результирующей части баланса твердых БВ (см. табл. 15.3).

Результирующая часть баланса растворенных БВ включает в себя изменение запаса БВ в морской воде и их переход в другие формы. Так же как и для твердых БВ, для результирующей части

баланса растворенных БВ в 1961—1970 гг. отмечалось возрастание их значений почти для всех форм БВ по сравнению с условно-естественным режимом. В 1971—1985 гг. результирующая часть балансов всех форм растворенных БВ быстро уменьшалась в соответствии с уменьшением их поступления в море (см. табл. 15.2).

15.3. Основные черты баланса биогенных веществ для отдельных периодов

Выполненные расчеты свидетельствуют о том, что в современный нестационарный период в режиме моря происходят резкие изменения в балансах основных форм твердых и растворенных БВ.

Балансы твердых и растворенных БВ замкнутого Аральского моря практически полностью определяются его водным балансом. Основной приходной составляющей балансов БВ является речной сток.

Со стоком рек в Аральское море поступает 100 % растворенного минерального и органического фосфора, нитритного и органического азота, растворенной кремнекислоты, взвешенного кремния. В условно-естественный период и в 1961—1970 гг. с речным стоком в море поступало 97—99 % взвешенного фосфора, 91—96 % минерального и 92—96 % взвешенного азота. В эти же годы с атмосферными осадками поступало 4—9 % минерального азота, в том числе 25—64 % аммонийного азота. С атмосферной пылью поступало 1—3 и 4—8 % соответственно взвешенного фосфора и азота.

В 1961—1970 гг., несмотря на существенное сокращение водного стока, отмечался более быстрый рост концентраций почти всех форм растворенных и твердых БВ в результате чего их поступление в Аральское море не только не уменьшилось, но даже и возросло. Так, если в условно-естественный период ежегодное поступление в море растворенного и взвешенного азота составляло 52,3 и 84,8 тыс. т, то в 1966—1970 гг. соответственно 65,0 и 115,6 тыс. т. Аналогично, приход растворенного и взвешенного фосфора составлял 1,5 и 57,3 тыс. т в условно-естественный период и 2,6 и 116,8 тыс. т в 1966—1970 гг. Такая же закономерность отмечается и для взвешенного кремния (см. табл. 15.3).

На следующем этапе, в 1971—1985 гг., резкое сокращение, а в отдельные годы и прекращение водного и биогенного стока, несмотря на высокие концентрации БВ в речной воде, обусловило быстрое сокращение поступления БВ в море. При этом возросла относительная роль других приходных составляющих—атмосферных осадков для растворенных и атмосферной пыли для взвешенных БВ. В 1981—1985 гг. поступление в Аральское море растворенного азота снизилось до 9,4 тыс. т., причем до 70 % минерального растворенного азота — 5,4 тыс. т поступило в море с атмосферными осадками. Приход взвешенного азота и фосфора в этот период сократился соответственно до 7,1 и 3,5 тыс. т при этом 5,7 тыс. т азота (80 %) и 2,0 тыс. т фосфора (57 %) поступило с атмосферной пылью.

Будущий внешний баланс БВ Аральского моря также в значительной мере будет определяться водным балансом. При стабилизации водного питания моря в него будут поступать в основном богатые БВ возвратные и коллекторно-дренажные воды с полей орошения в низовьях Сырдарьи и Амударьи. В условиях ограниченности водного и биогенного стока и нестационарности состояния Аральского моря важное значение для режима БВ в ближайшие десятилетия будут иметь внутренние процессы обмена, определяющие трансформацию и кругооборот БВ в самом море.

16. ГАЗОВЫЙ РЕЖИМ МОРСКИХ ВОД

16.1. Основные факторы, определяющие содержание кислорода и pH в водах моря, и характеристика использованных материалов

Среди наиболее важных абиотических причин, влияющих на биологическую продуктивность морской среды, главенствующая роль принадлежит растворенному кислороду, являющемуся источником дыхания водных организмов и одним из важнейших факторов, определяющих интенсивность окислительно-восстановительных процессов, протекающих в толще вод.

Основным источником прихода кислорода в водную толщу является его поступление из приводного слоя атмосферы и продуцирование водорослями в процессе фотосинтеза. Окислительные процессы, протекающие в морской среде, представляют собой основную расходную статью в балансе кислорода.

Растворимость кислорода в море определяется коэффициентом абсорбции газа, парциальным давлением газа в приводном слое атмосферы, температурой и соленостью воды. Коэффициент абсорбции практически постоянен. Скорость поглощения (растворения) кислорода зависит от интенсивности обновления поверхностных вод. В открытых районах моря парциальное давление кислорода в приводном слое практически постоянно. Однако в прибрежных районах парциальное давление кислорода в приводном слое атмосферы имеет, как правило, суточный, сезонный и годовой ход, что объясняется влиянием суши [217, 241].

Сезонная изменчивость элементов газового режима в основном регулируется температурой воды, которая определяет степень растворимости кислорода в морской воде, напряженность окислительных процессов и сезонную цикличность в развитии фитопланктона. Значительную роль в формировании вертикальной структуры кислорода играют также плотность, вертикальная устойчивость и прозрачность вод.

Водородный показатель (pH) морской среды тесно связан с газовым режимом моря и, в частности, с режимом кислорода. Величина pH является показателем интенсивности процессов фотосинтеза и окисления и в значительной мере характеризует процессы смешения и седиментации, протекающие в водах моря.

Локальные изменения значений pH обусловлены рядом причин: особенностями в режиме

карбонатно-кальциевого равновесия и режиме отдельных компонентов солевого состава, динамикой жизнедеятельности планктона, особенностями циркуляции вод. Своеобразным режимом pH воды характеризуются районы устьевого взморья: по мере роста солености вод в зоне смешения pH испытывает локальные повышения в некоторых районах взморья [33, 252].

Газовый режим Аральского моря в условиях его квазистационарного состояния до начала 60-х годов характеризовался рядом специфических особенностей, обусловливавших его своеобразие и отличие от газового режима других внутренних морей Советского Союза [32].

Прежде всего — это относительно высокое содержание кислорода во всей толще вод открытой части моря в течение всего года. Исключение составляли мелководные районы дельт, култуки и заливы восточного побережья, где эпизодически насыщение вод кислородом снижалось до 50—60 %. Отличительной чертой газового режима вод Аральского моря являлось также наличие обратной стратификации в распределении элементов газового режима и, прежде всего, значительное пересыщение кислородом придонных слоев воды, ниже слоя температурного скачка. Эти особенности газового режима объяснялись высокой прозрачностью вод моря, его малыми глубинами, обеспечивающими благоприятные условия для развития донной растительности, относительной бедностью пелагиали организмами и органическими веществами, что, в свою очередь, обусловливало в балансе растворенного кислорода его ограниченный расход на окислительные процессы, связанные с деструкцией органического вещества. Изоляции нижних пересыщенных кислородом слоев от верхних, менее аэрированных, также способствовала значительная вертикальная устойчивость вод Аральского моря [32]. В западном наиболее глубоководном районе моря содержание кислорода в летне-осенний период достигало максимума в слое 20—40 м. Ниже 40 м содержание кислорода обычно уменьшалось, но по абсолютному значению, как правило, превышало содержание кислорода поверхностного слоя моря. Высокие значения абсолютного содержания кислорода в глубоководном районе моря обусловливались обогащением глубинных вод кислородом в процессе осенне-зимнего конвективного перемешивания [57].

Начавшееся в 60-х годах прогрессирующее усыхание Аральского моря сопровождается резкими изменениями основных характеристик его гидролого-гидрохимического и гидробиологического режимов, в том числе и газового режима вод моря. В течение последних 25 лет факторы, обусловливающие динамику элементов газового режима, существенно трансформировались.

В термическом режиме моря происходят изменения, характеризующиеся увеличением размаха внутригодовых колебаний температуры воды как за счет более интенсивного летнего прогревания мелководных районов, так и дальнейшего понижения температуры замерзания аральских вод в связи с ростом солености. Вследствие обмеления моря, уменьшения его объема и теплозапаса интенсифицировались процессы весеннего теплонакопления и осеннего выхолаживания вод.

Быстро возрастает средняя соленость вод моря в основном за счет повышения концентрации солей в морской воде при значительном уменьшении объема моря. Произошли существенные изменения в пространственном распределении солености. Более высокие значения солености вод отмечаются в настоящее время в Малом море, а также в мелководных южных и юго-восточных районах Большого моря, где за счет интенсивного испарения формируются наиболее соленые морские воды.

По сравнению с периодом условно-естественного режима моря значения условной плотности его вод возросли более чем вдвое. Отмечается увеличение устойчивости вод в весенне-летний период, что в свою очередь способствует некоторому ослаблению процессов ветрового и конвективного перемешивания.

В результате существенных изменений гидролого-гидрохимического режима вод Аральского моря резко сократилась численность и общая биомасса микроорганизмов — в среднем по морю в поверхностных слоях и иловых отложениях она уменьшилась почти на 30 % [169].

Непрерывно меняющиеся биотические и абиотические факторы среды обитания привели к существенным изменениям в составе фитопланктона моря и снижению его продукции. Биомасса и численность фитопланктона сократилась в 3—5 раз, типично пресноводные и пресноводно-солоноватые виды практически вытеснились солоноватыми формами [48].

Уменьшение водного питания определило резкое снижение солевого и биогенного стока, поступающего в море с речными водами. В то же время в последние годы отмечается некоторая тенденция роста концентраций биогенных веществ в водах моря, что связано с интенсификацией процессов регенерации биогенных веществ в самом море и уменьшением их потребления вследствие сокращения численности и биомассы макрофитов и фитопланктона. Отмечено значительное обеднение грунтов органическим веществом, легкоусваемые формы которого успевают гидролизоваться в воде, а поступающие в грунты труднорастворимые формы требуют длительного времени для их разложения.

Загрязнение морской акватории является одной из основных причин, которая приводит к ухудшению газового режима морских вод. В последние годы существенно уменьшилось поступление загрязняющих веществ в Аральское море, что в свою очередь привело к снижению уровня загрязнения его вод. В настоящее время Аральское море можно отнести к категории сравнительно чистых морских водоемов. Для исследования особенностей газового режима вод Аральского моря в условиях активного антропогенного воздействия, оценки изменений элементов режима — растворенного кислорода и pH морской среды были использованы материалы многолетних экспедиционных исследований ГОИНа, Аральской ГМО и КазНИИРХа за период с 1961 по 1985 г. Обработка материалов глубоководных наблюдений проводилась для каждого года рассматриваемого периода по сезонам по принятой сетке квадратов моря (см. рис. 1.2) для стандартных горизонтов. Обобщение материалов проводилось по гидрологическим районам моря по календарным пятилеткам. Для построения

Таблица 16.1

Обеспеченность наблюдениями за содержанием кислорода и pH в водах Аральского моря за период 1961—1985 гг.

Горизонт, м	Сезон	Номер квадрата																				
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
0	Весна	89	44	2	1	126	27	14	75	27	25	17	26	21	21	28	3	28	30	40	89	20
	Лето	98	62	2	6	137	48	23	66	31	27	25	26	37	26	40	6	30	32	44	109	44
	Осень	103	64	6	2	130	44	15	65	30	30	15	27	34	24	31	3	27	31	34	85	28
5	Весна	79	39	3	—	100	23	11	66	22	19	14	19	17	17	28	3	25	26	24	55	33
	Лето	82	57	8	2	115	42	20	48	29	26	13	19	31	24	29	7	27	29	33	87	31
	Осень	86	63	6	2	104	35	14	61	32	23	16	22	27	23	27	3	27	27	20	71	23
10	Весна	38	37	2	1	53	27	13	50	27	26	15		21	21	5	1	27	20	—	53	5
	Лето	42	41	6	6	52	31	18	47	30	26	28		37	20	21	6	25	24	4	51	10
	Осень	45	48	4	2	55	35	13	34	30	25	14		32	21	8	2	23	19	5	33	6
15	Весна		18	2	1	—	21	11	25	22	26	4		15	20	—	—	19				
	Лето		30	9	2	—	22	22	25	26	24	5		28	24	1	1	20				
	Осень		37	3	—	4	36	14	20	25	24	1		23	23	—	—	18				
20	Весна		18	—			26	6	2	19	16			19	12							
	Лето		12	2			40	4	—	32	14			27	13							
	Осень		15	2			23	5	—	30	14			30	12							
30	Весна						16			24				—								
	Лето						24			15				16								
	Осень						11			18				4								
40	Весна									18												
	Лето									11												
	Осень									18												
50	Весна									19												
	Лето									26												
	Осень									18												
60	Весна									21												
	Лето									12												
	Осень									18												

карт и разрезов использовались в основном обобщенные материалы вековых океанографических станций открытого моря.

Количество наблюдений элементов газового режима в различных квадратах моря и для различных периодов существенно неоднородно (табл. 16.1). Наибольшее количество наблюдений приходится на квадраты, расположенные в Малом море, центральном районе и устьевых взморьях Амударьи и Сырдарьи.

16.2. Пространственное и вертикальное распределение растворенного кислорода и pH

Абсолютное содержание кислорода в водах Аральского моря определяется в основном температурой воды, и его годовой ход и распределение по акватории моря обратны годовому ходу и распределению температуры воды.

Весной в распределении абсолютного содержания кислорода в различные периоды стояния уровня моря обнаруживается общая закономерность, заключающаяся в снижении содержания кислорода в поверхностном слое воды в направлении с севера на юг, что соответствует, в определенной мере, обратному распределению температуры воды (рис. 16.1 *а*—16.3 *а*). Так, в 1961—1965 и 1971—1975 гг. горизонтальный градиент температуры в поверхностном слое открытой части моря составлял 5—6 °С, что обусловило изменение содержания кислорода от 7,5—7,7 до 6,7—6,8 мл/л (‰ по объему). Заметное снижение содержания кислорода в 1971—1975 гг. по сравнению с периодом условно-естественного состояния моря наблюдалось в водах Малого моря. В течение последующего пятилетия было отмечено уменьшение абсолютного содержания кислорода по всей акватории Аральского моря, что, по-видимому, объясняется весьма значительным ростом солености и снижением продуктивности морских вод. В 1981—1985 гг. в поверхностном слое отмечалось более существенное снижение абсолютного содержания кислорода по всей акватории моря: содержание кислорода в открытой части моря не превышало 5,5—6,9 ‰ (по объему), что в основном было связано со значительным ростом в этот период температуры и солености вод моря. В 1981—1985 гг. также было отмечено значительное снижение биомассы фитопланктона и фитобентоса за счет ограниченного развития пресноводных и солоноватоводных видов, особенно на устьевых взморьях.

Относительное содержание кислорода является интегральным показателем интенсивности фотосинтетических процессов моря и свидетельствует о степени продуктивности его вод. Весной насыщение кислородом поверхностного слоя Аральского моря оказывается довольно однородным по всей его акватории (рис. 16.4, *а*—16.6, *а*) и, как правило, превышает 100 %. Особенно высокое относительное содержание кислорода, достигавшее на значительной акватории моря 115—120 %, было отмечено в период 1966—1975 гг. В течение 1976—1980 гг. наметилась тенденция к некоторому снижению относительного содержания кислорода в поверхностнем слое, особенно на устьевых взморьях — до 98 %, что было обусловлено снижением здесь численности и фотосинтетической активности фитопланктона. В 1981—1985 гг. относительное содержание кислорода в открытой части моря составляло 105—110 % и только в районе западного побережья и в Малом море оно превышало 115 %.

В годы, предшествующие падению уровня моря, в весенний период отмечалось однородное пространственное распределение pH. По всей



Рис. 16.1. Среднее многолетнее распределение абсолютного содержания кислорода на поверхности моря весной (*а*), летом (*б*) в 1961—1965 гг. и осенью (*в*) в 1966—1970 гг., мл/л (‰ по объему).

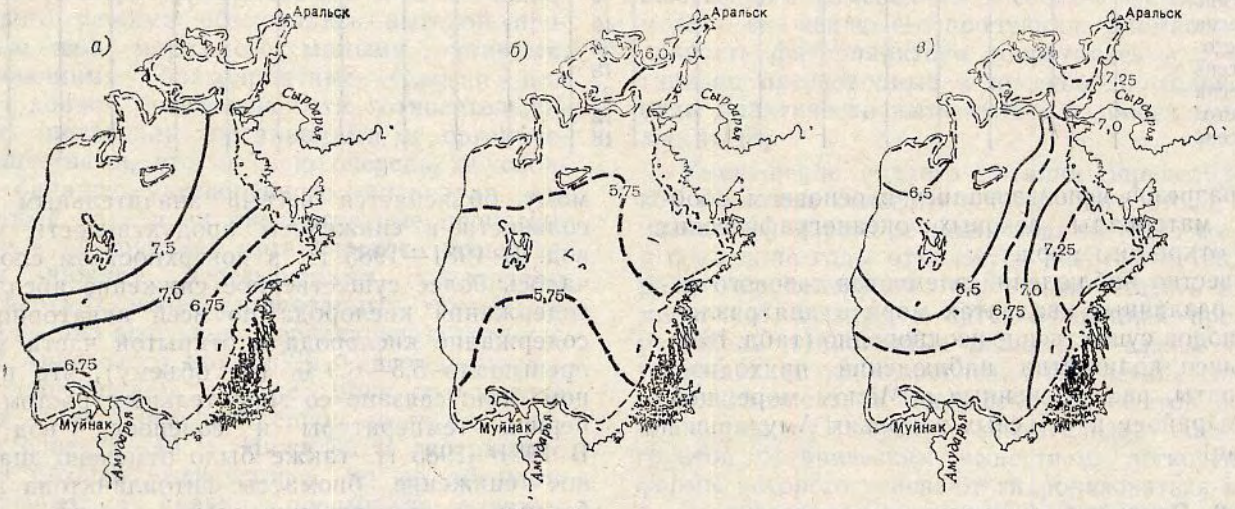


Рис. 16.2. Среднее многолетнее (1971—1975) распределение абсолютного содержания кислорода на поверхности моря весной (*а*), летом (*б*) и осенью (*в*), мл/л.

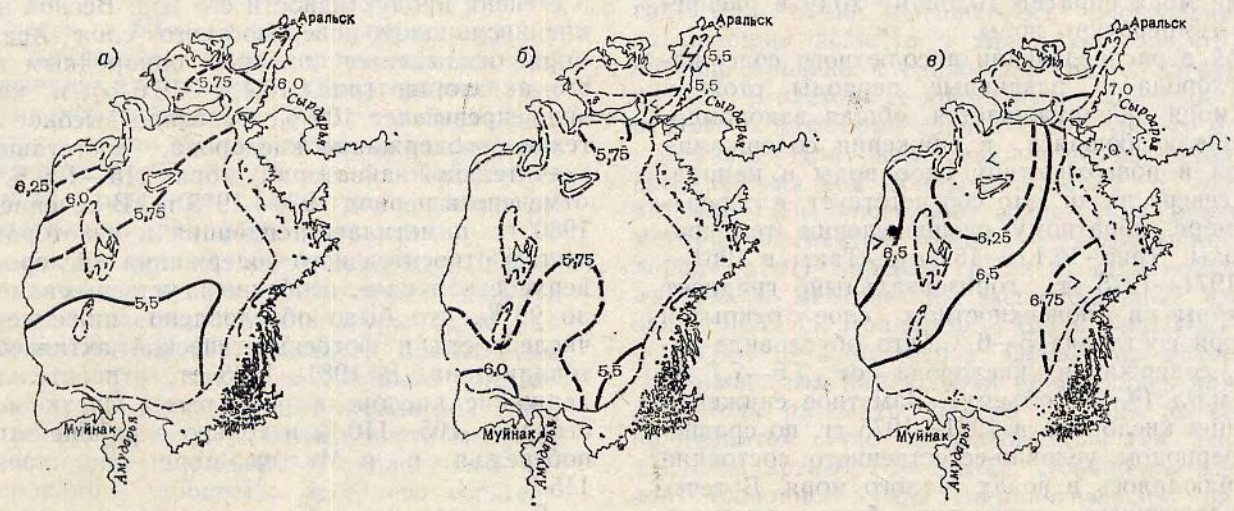


Рис. 16.3. Среднее многолетнее (1981—1985) распределение абсолютного содержания кислорода на поверхности моря весной (*а*), летом (*б*) и осенью (*в*), мл/л.

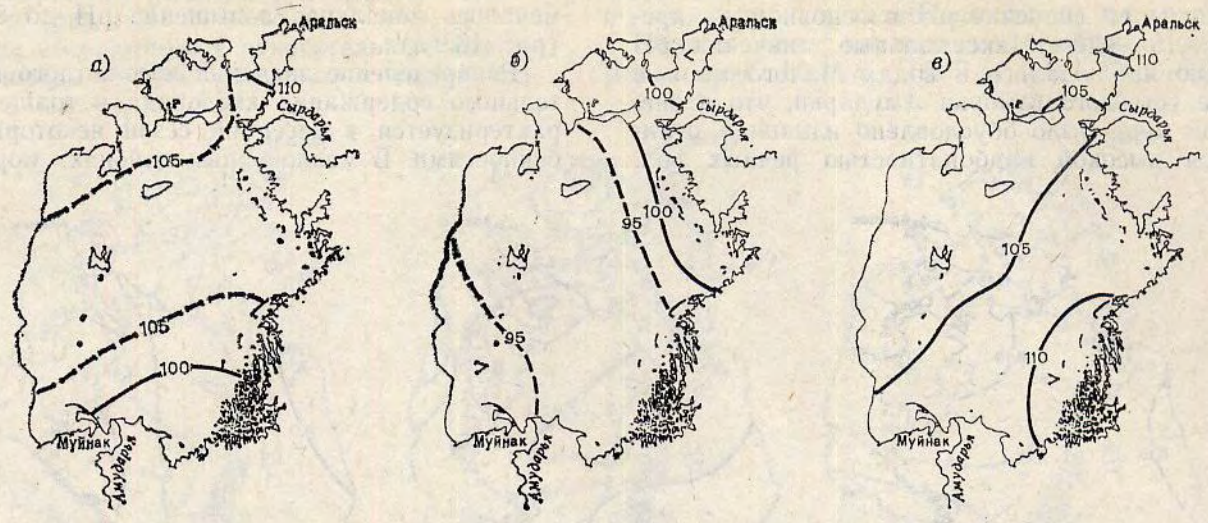


Рис. 16.4. Среднее многолетнее распределение относительного содержания кислорода на поверхности моря весной (*а*), летом (*б*) в 1961—1965 гг. и осенью (*в*) в 1966—1970 гг., %.

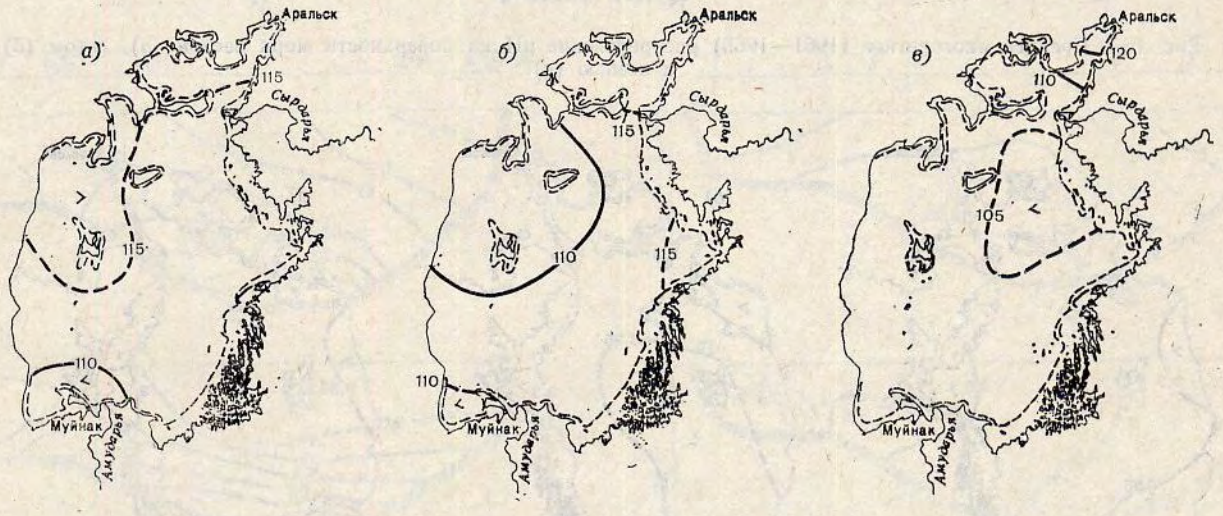


Рис. 16.5. Среднее многолетнее (1971—1975) распределение относительного содержания кислорода на поверхности моря весной (*а*), летом (*б*) и осенью (*в*), %.

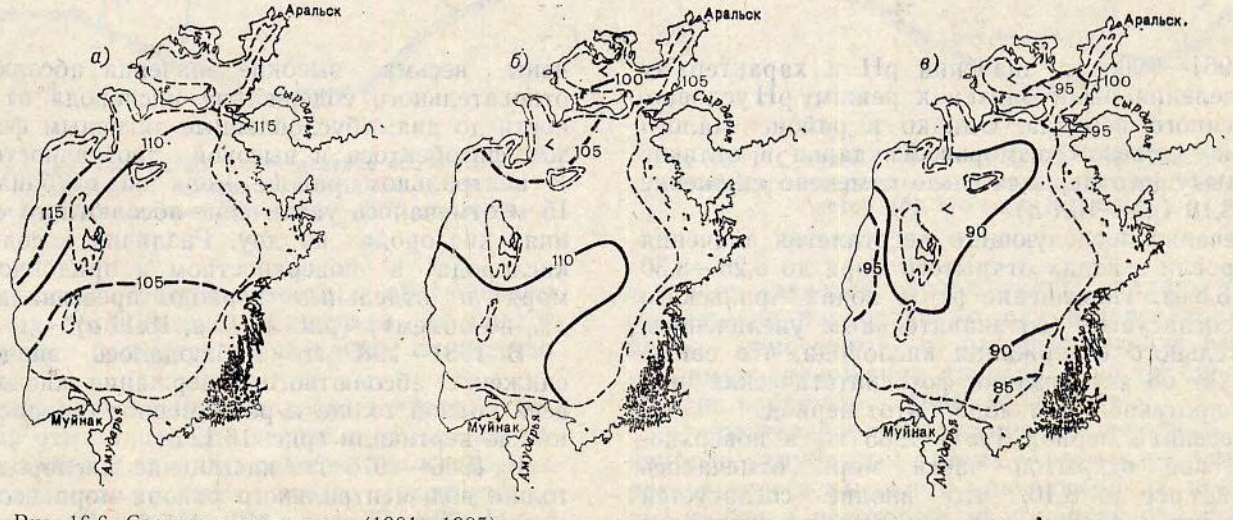


Рис. 16.6. Среднее многолетнее (1981—1985) распределение относительного содержания кислорода на поверхности моря весной (*а*), летом (*б*) и осенью (*в*), %.

акватории моря значение pH в основном не превышало 8,15—8,20. Максимальные значения pH около 8,30 наблюдались в водах Малого моря и в районе устьевого взморья Амударьи, что в значительной мере было обусловлено влиянием отличающихся высокой карбонатностью речных вод.

Распределение значений абсолютного и относительного содержания кислорода в толще вод характеризуется в весенний сезон некоторыми особенностями. В мелководных районах моря отмечалось локальное повышение pH до 8,20—8,30 (рис. 16.9 *а*).



Рис. 16.7. Среднее многолетнее (1961—1965) распределение pH на поверхности моря весной (*а*), летом (*б*) и осенью (*в*).

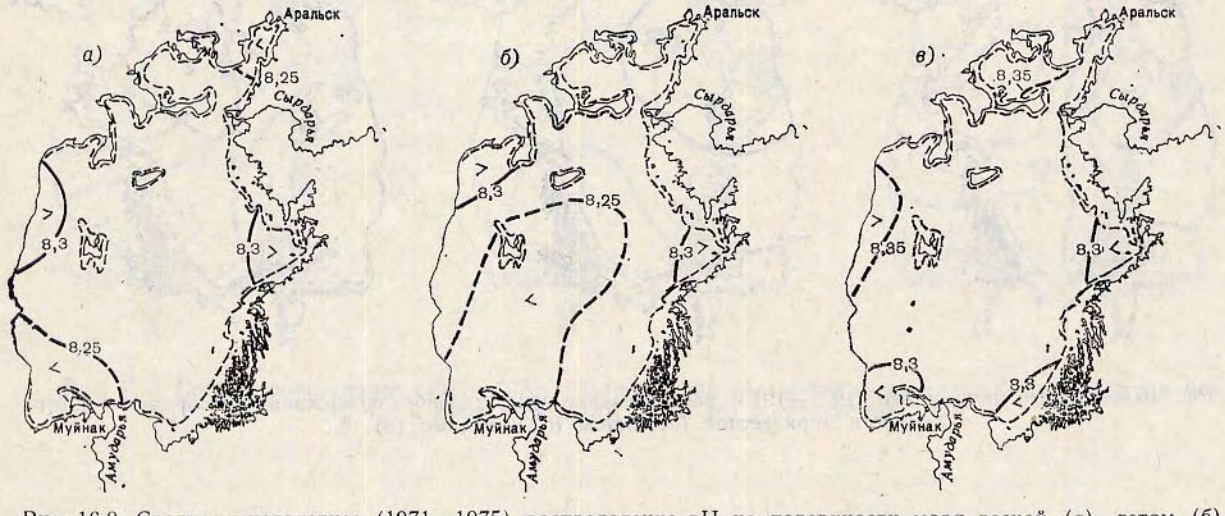


Рис. 16.8. Среднее многолетнее (1971—1975) распределение pH на поверхности моря весной (*а*), летом (*б*) и осенью (*в*).

В 1961—1965 гг. значения pH и характер их распределения были близки к режиму pH условно-естественного периода. Однако в районе Малого моря и устьевого взморья Амударьи в отличие от предыдущего периода было отмечено снижение pH до 8,10 (рис. 16,7 *а*).

В течение последующего десятилетия значения pH возросли в водах открытого моря до 8,25—8,30 (рис. 16.8 *а*). Повышение pH в водах Аральского моря согласуется со значительным увеличением относительного содержания кислорода, что свидетельствует об активизации фотосинтетических процессов, протекавших в море в этот период.

В весенний период 1981—1985 гг. в поверхностном слое открытой части моря отмечалось снижение pH до 8,10, что вполне согласуется с понижением абсолютного содержания кислорода в этот период. В районе Малого моря отмечены весьма высокие значения абсолютного и относительного содержания кислорода от поверхности до дна, обусловленные активным фотосинтезом фитобентоса и высокой прозрачностью вод. В центральном районе моря на глубинах более 15 м отмечалось увеличение абсолютного содержания кислорода ко дну. Различия в содержании кислорода в поверхностном и придонном слоях моря в отдельные периоды превышали 1 мл/л (‰ по объему) (рис. 16.10 *а*, 16.11 *а*).

В 1981—1985 гг. наблюдалось значительное снижение абсолютного содержания кислорода во всей водной толще и равномерное его распределение по вертикали (рис. 16.12 *а*).

В 1966—1975 гг. насыщение кислородом всей толщи вод, центрального района моря весной, как правило, превышало 110—115 %. В последующие годы наметилась тенденция к снижению относи-

тельного содержания кислорода в морских водах до 95—100 % (рис. 16.13 *а*—16.15 *а*).

Снижение абсолютного и относительного содержания кислорода можно объяснить отмиранием этого слоя содержание кислорода уменьшалось, но, как правило, оставалось выше по сравнению с содержанием кислорода в поверхностном слое моря (рис. 16.16 *а*, 16.17 *а*). В 1981—1985 гг.

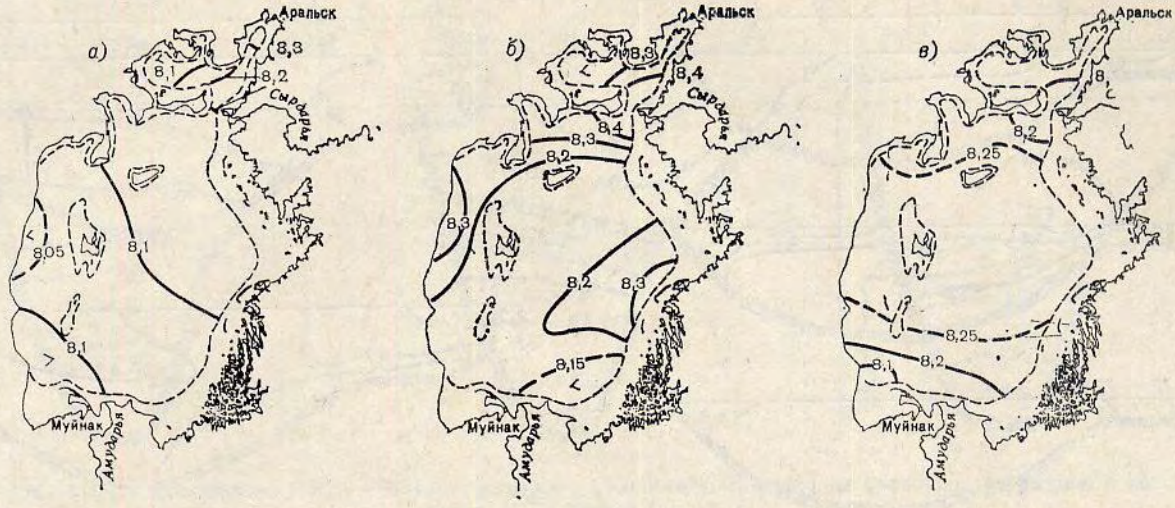


Рис. 16.9. Среднее многолетнее (1981—1985) распределение pH на поверхности моря весной (*а*), летом (*б*) и осенью (*в*).

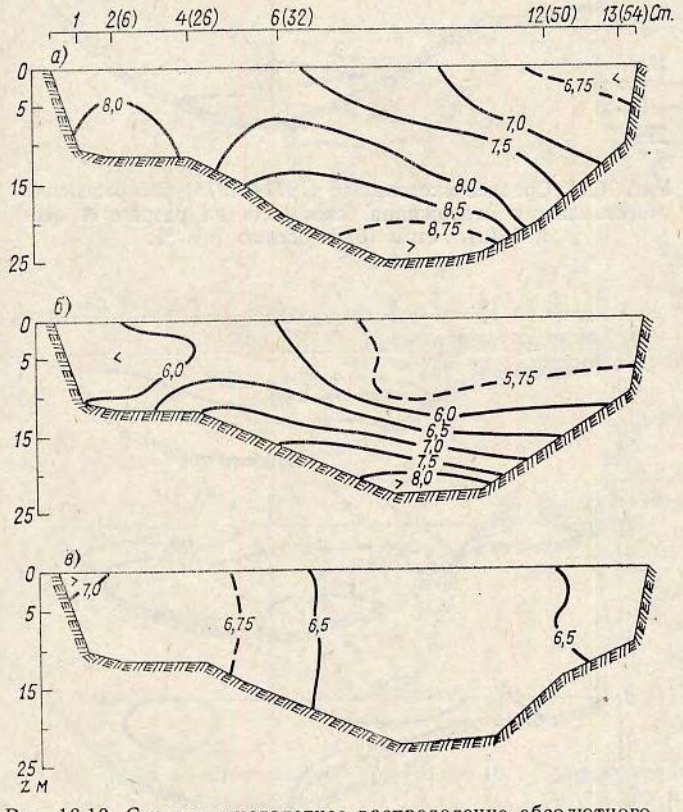


Рис. 16.10. Среднее многолетнее распределение абсолютного содержания кислорода на разрезе *А* весной (*а*) в 1961—1966 гг., летом (*б*) и осенью (*в*) в 1966—1970 гг., мл/л.

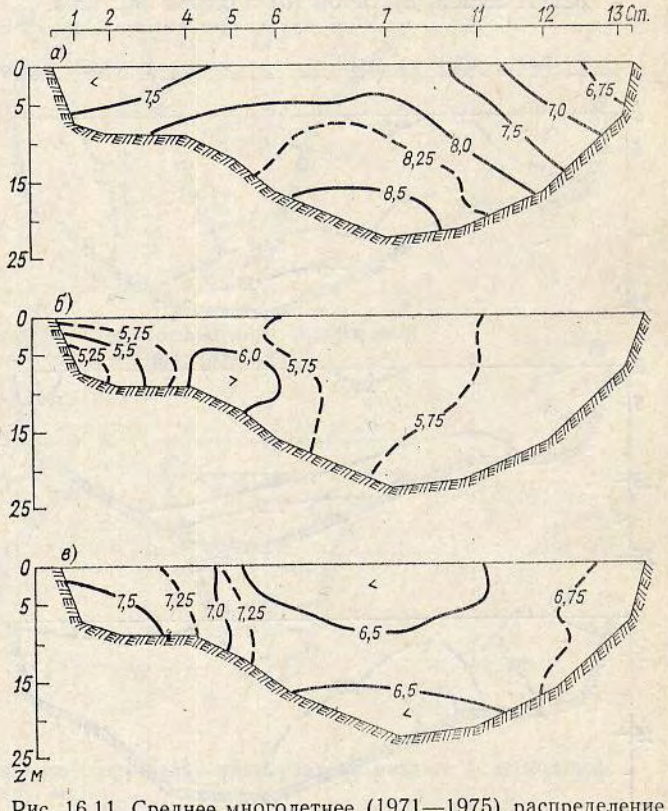


Рис. 16.11. Среднее многолетнее (1971—1975) распределение абсолютного содержания кислорода на разрезе *А* весной (*а*), летом (*б*) и осенью (*в*), мл/л.

соленеустойчивой растительности и обогащением морских вод органическим веществом, на разложение которого требуется значительное количество кислорода.

По данным наблюдений в разные периоды исследований отмечалось, что весной в районе западной глубоководной впадины содержание кислорода ко дну возрастало, достигая своего максимума — 9,0—9,5 мл/л (‰ по объему) в слое 30—40 м. Ниже в районе западной глубоководной впадины весной содержание кислорода ко дну возрастало равномерно, отмеченный в предшествующие периоды максимум содержания кислорода на глубине 30—40 м не наблюдался (рис. 16.18 *а*).

Относительное содержание кислорода в водах наиболее глубокого района Аральского моря характеризуется высокими значениями по всей водной толще и некоторым их уменьшением с глуби-

ной. В 1961—1975 гг. весной существенного дефицита кислорода в придонном слое западной глубоководной впадины не наблюдалось (рис. 16.19 *а*, 16.20 *а*).

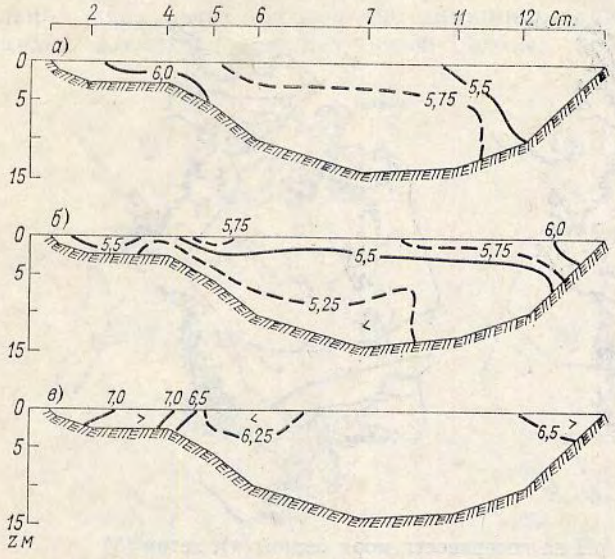


Рис. 16.12. Среднее многолетнее (1981—1985) распределение абсолютного содержания кислорода на разрезе *А* весной (*а*), летом (*б*) и осенью (*в*), мл/л.

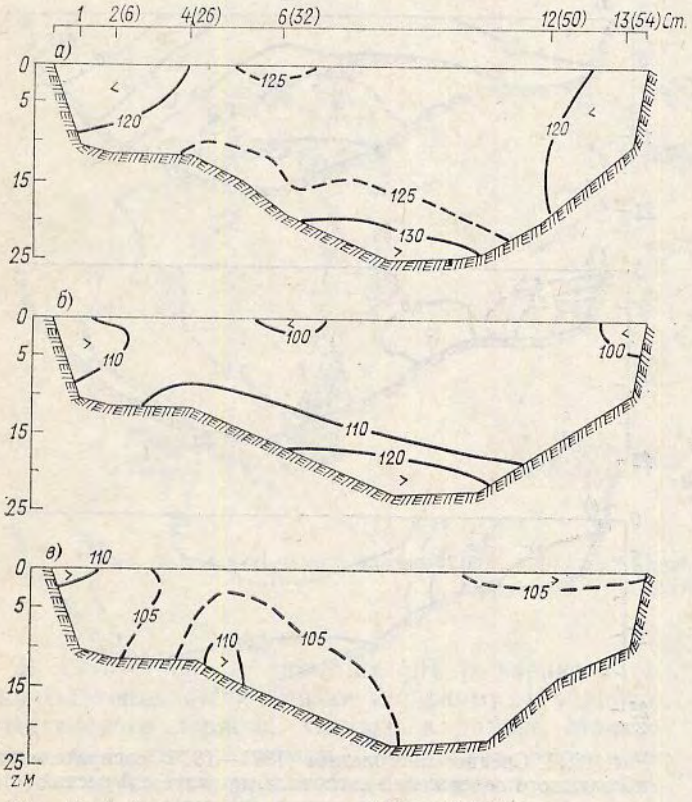


Рис. 16.13. Среднее многолетнее (1966—1970) распределение относительного содержания кислорода на разрезе *А* весной (*а*), летом (*б*) и осенью (*в*), %.

Однако в течение 1976—1985 гг. отмечалась тенденция снижения относительного содержания кислорода в придонном слое западной глубоководной впадины с 95—100 % до 80 % в 1976—1980 гг. и до 75 % — в 1981—1985 гг. (рис. 16.21 *а*).

Различия в значениях pH поверхностных и придонных вод в весенний период не превышают 0,10—0,15. С глубиной значения pH, как правило, возрастают (рис. 16.22 *а*—16.24 *а*). В 1961—1980 гг. максимальные значения pH в придонном слое западной глубоководной впадины колебались в пределах 8,25—8,30. В 1981—1985 гг. здесь было

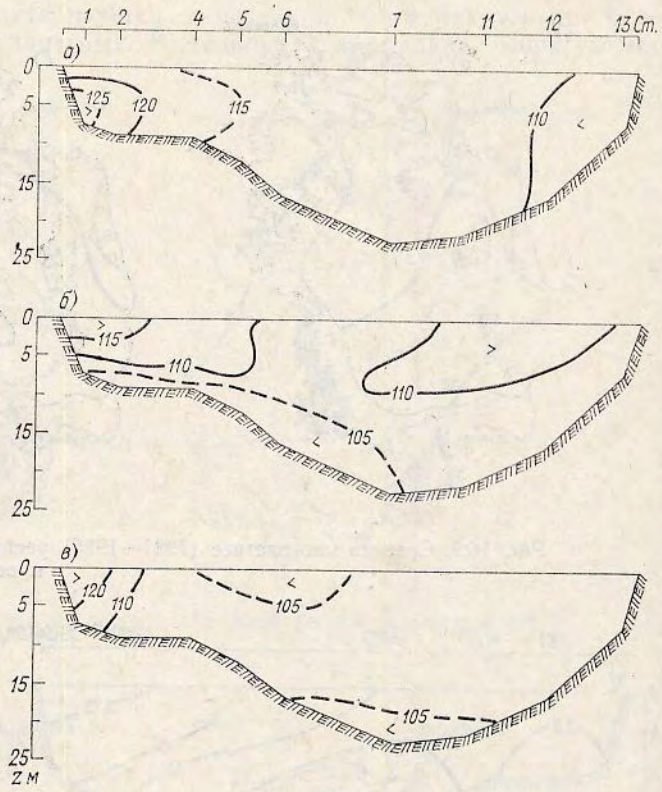


Рис. 16.14. Среднее многолетнее (1971—1975) распределение относительного содержания кислорода на разрезе *А* весной (*а*), летом (*б*) и осенью (*в*), %.

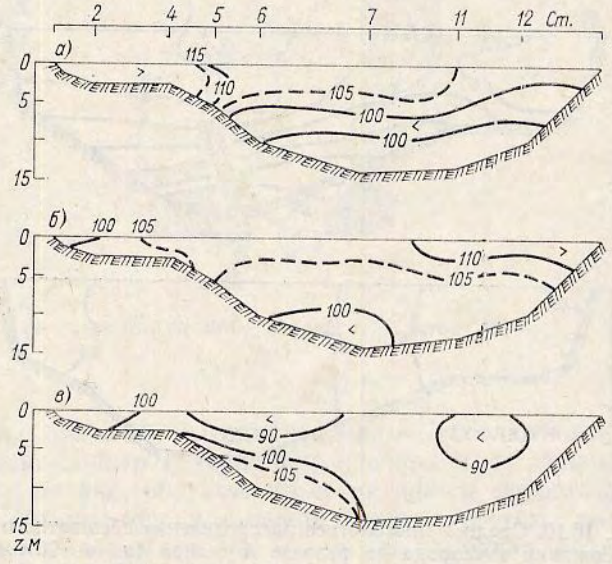


Рис. 16.15. Среднее многолетнее (1981—1985) распределение относительного содержания кислорода на разрезе *А* весной (*а*), летом (*б*) и осенью (*в*), %.

отмечено снижение значений pH до 8,17 (рис. 16.25 *а*—16.27 *а*).

Летом в поверхностном слое вод Аральского моря происходит существенная перестройка термического режима — температура воды повышается по сравнению с весенним периодом на 8—10 °С, ее горизонтальный градиент на акватории моря уменьшается до 1—2 °С. В связи с ростом темпе-

ратуры воды абсолютное содержание кислорода в поверхностном слое моря уменьшалось до 5—6 мл/л (‰ по объему) и распределялось по акватории моря довольно равномерно, изменяясь на 0,2—0,5 мл/л (‰ по объему) (рис. 16.1 *б*—

части моря в 1961—1965 гг. до 90—95 % и в районе Малого моря в 1981—1985 гг. — до 95—97 % (см. рис. 16.4 *б*—16.6 *б*).

Летом наблюдается довольно равномерное распределение pH в поверхностном слое акватории

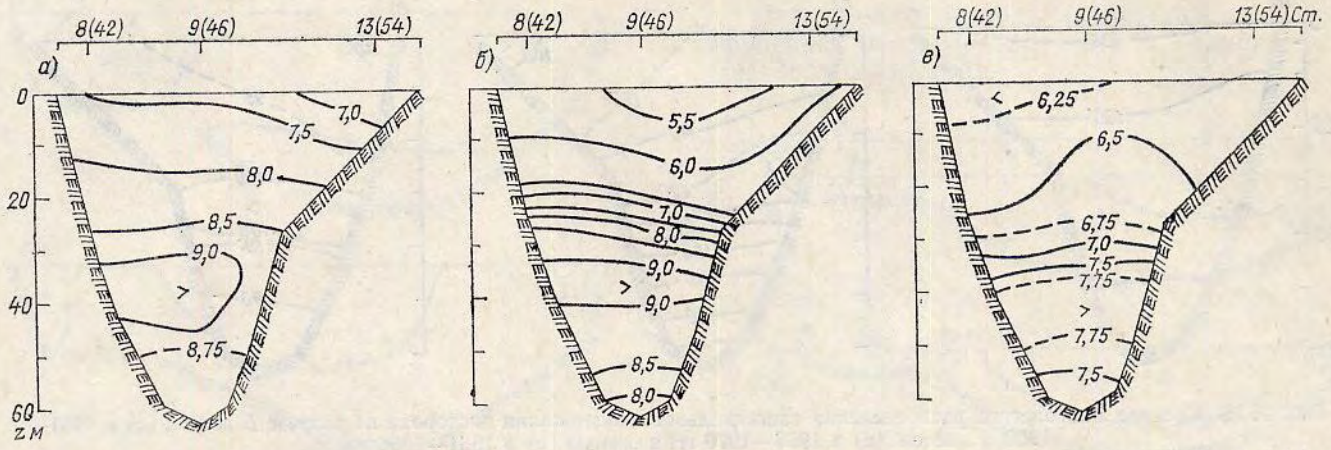


Рис. 16.16. Среднее многолетнее (1961—1965) распределение абсолютного содержания кислорода на разрезе *Б* весной (*а*), летом (*б*) и осенью (*в*), мл/л.

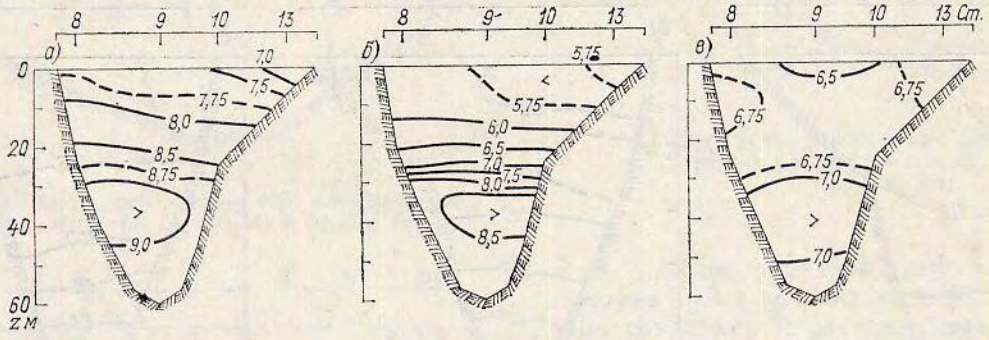


Рис. 16.17. Среднее многолетнее (1971—1975) распределение абсолютного содержания кислорода на разрезе *Б* весной (*а*), летом (*б*) и осенью (*в*), мл/л.

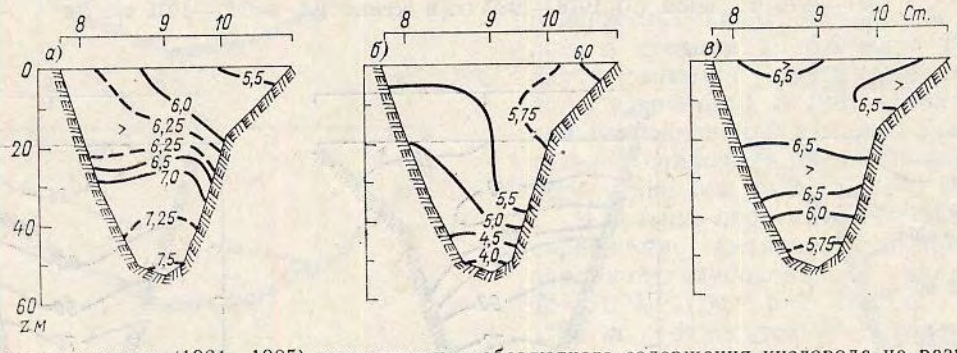


Рис. 16.18. Среднее многолетнее (1981—1985) распределение абсолютного содержания кислорода на разрезе *Б* весной (*а*), летом (*б*) и осенью (*в*), мл/л.

16.3 *б*). Начавшееся в 1976—1980 гг. снижение содержания кислорода в водах Малого моря еще более усилилось в течение последующего пятилетия в результате интенсивного снижения уровня моря (см. рис. 16.3 *б*).

В летний период в поверхностном слое открытых районов моря отмечается довольно однородное распределение относительного содержания кислорода, которое, как правило, превышает 100 % и достигает в отдельных районах моря 110—115 %. В то же время необходимо отметить снижение относительного содержания кислорода в открытой

Аральского моря: в 1961—1965 гг. значения pH колебались в пределах 8,15—8,25, в течение последующего десятилетия они повышались, правда незначительно, до 8,30, а в период 1981—1985 гг. вновь снизились в открытой части моря до 8,15—8,20 (рис. 16.7 *б*—16.9 *б*). Снижение значений pH и содержания кислорода в аральских водах свидетельствует об ослаблении фотосинтетических процессов, протекающих в толще вод моря.

Летом температура воды Аральского моря имеет резкую стратификацию по глубине с ярко выраженным термоклином, верхняя граница кото-

рого находится на глубине 10—15 м. Нижняя граница залегания термоклина в райне западной глубоководной впадины проходит на глубине

одинаковым от поверхности до дна. На более глубоководных станциях в центральном районе моря в различные периоды наблюдений вертикальное

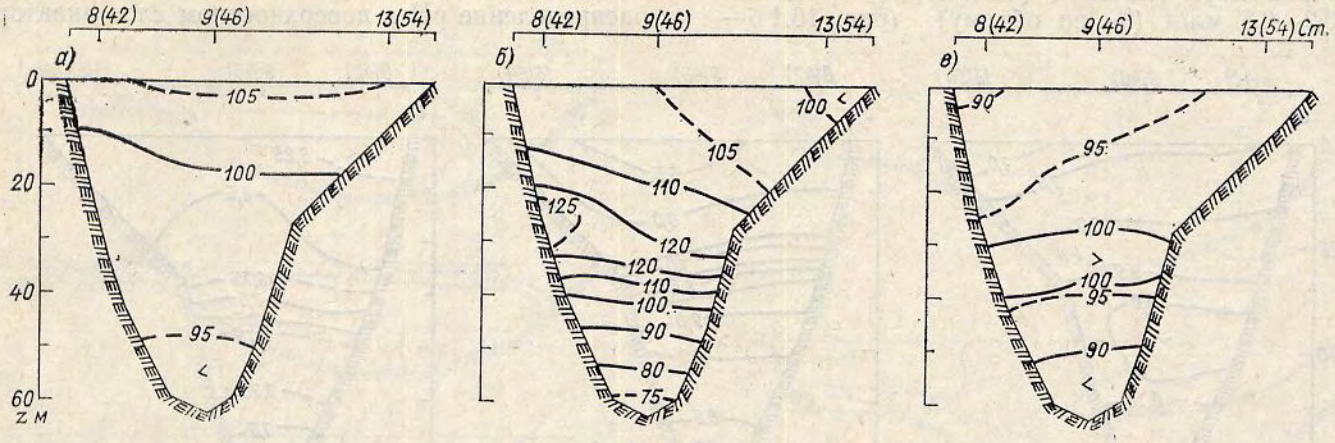


Рис. 16.19. Среднее многолетнее распределение относительного содержания кислорода на разрезе *Б* весной (*а*) в 1961—1966 гг., летом (*б*) в 1966—1970 гг. и осенью (*в*) в 1961—1966 гг., %.

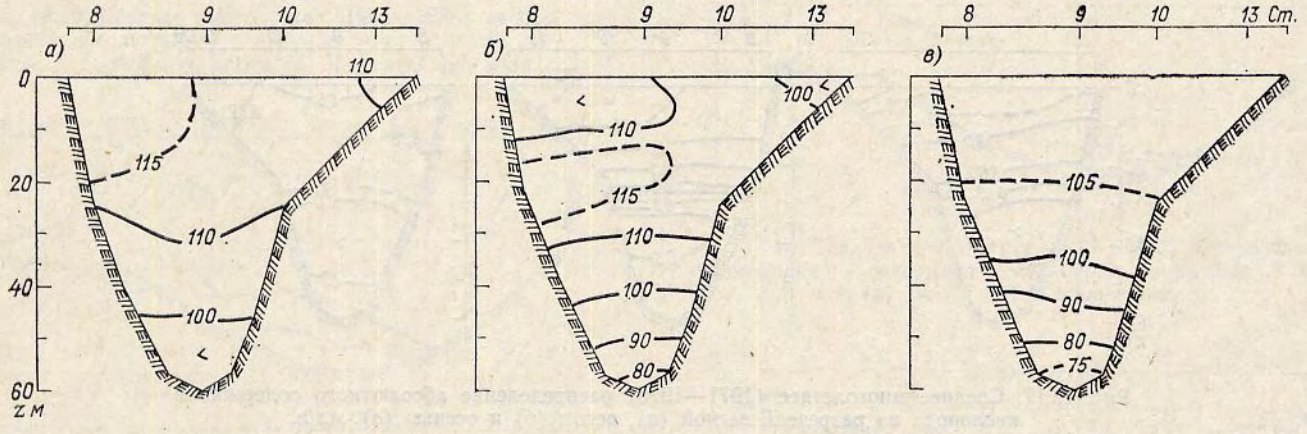


Рис. 16.20. Среднее многолетнее распределение относительного содержания кислорода на разрезе *Б* весной (*а*), в 1971—1975 гг., летом (*б*) 1976—1980 гг. и осенью (*в*) в 1971—1975 гг., %.

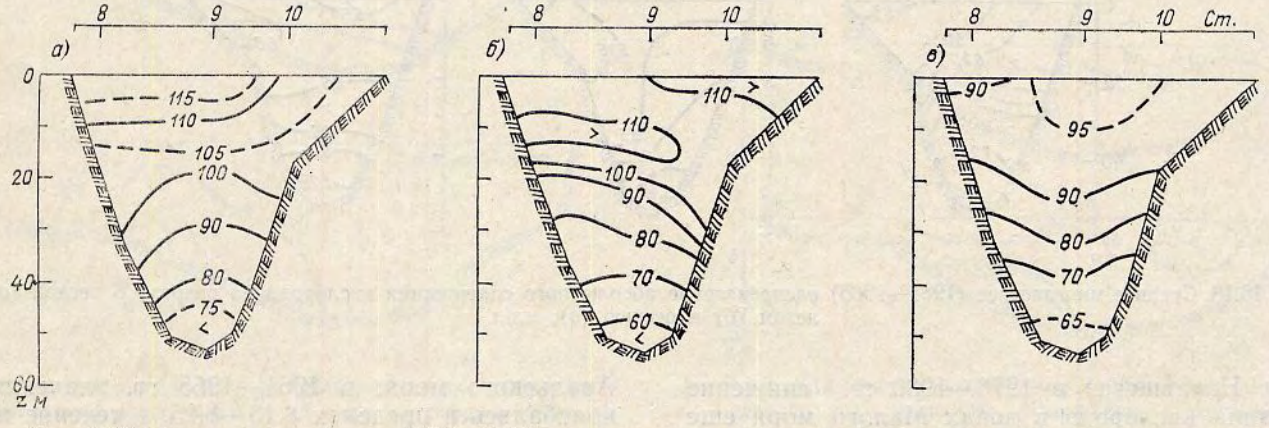


Рис. 16.21. Среднее многолетнее (1981—1985) распределение относительного содержания кислорода на разрезе *Б* весной (*а*), летом (*б*) и осенью (*в*), %.

30 м. Слой скачка здесь представлен сгущением изотерм на глубинах 15—30 м. С падением уровня моря термический режим промежуточных и придонных горизонтов моря ниже скачка плотности остался практически неизменным [48, 57].

В мелководных районах моря, как правило, абсолютное содержание кислорода оказывается

распределение кислорода имело свои особенности. В период 1966—1970 гг. отмечалось существенное повышение абсолютного содержания кислорода ко дну (см. рис. 16.10 *б*). В течение последующего десятилетия содержание кислорода было довольно равномерным во всей водной толще (см. рис. 16.11 *б*). В 1981—1985 гг. было отмечено

снижение абсолютного содержания кислорода от поверхности ко дну в водах открытой части моря (см. рис. 16.12 *б*). Аналогичная динамика вертикального распределения наблюдалась и в относительном содержании кислорода (см. рис. 16.13 *б*—16.15 *б*). Однако можно отметить, что в последние годы практически не было обнаружено значительного пересыщения кислородом придонных слоев моря, столь характерного для периода высокого стояния уровня моря. Напротив, в отдельные годы содержание кислорода здесь снижалось до 60—80 %.

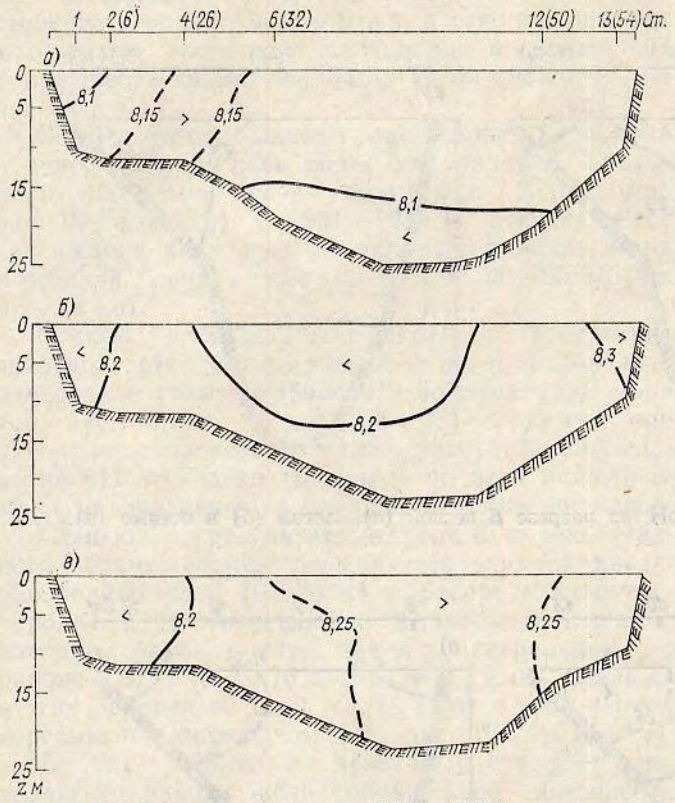


Рис. 16.22. Среднее многолетнее (1961—1965) распределение pH на разрезе *А* весной (*а*), летом (*б*) и осенью (*в*).

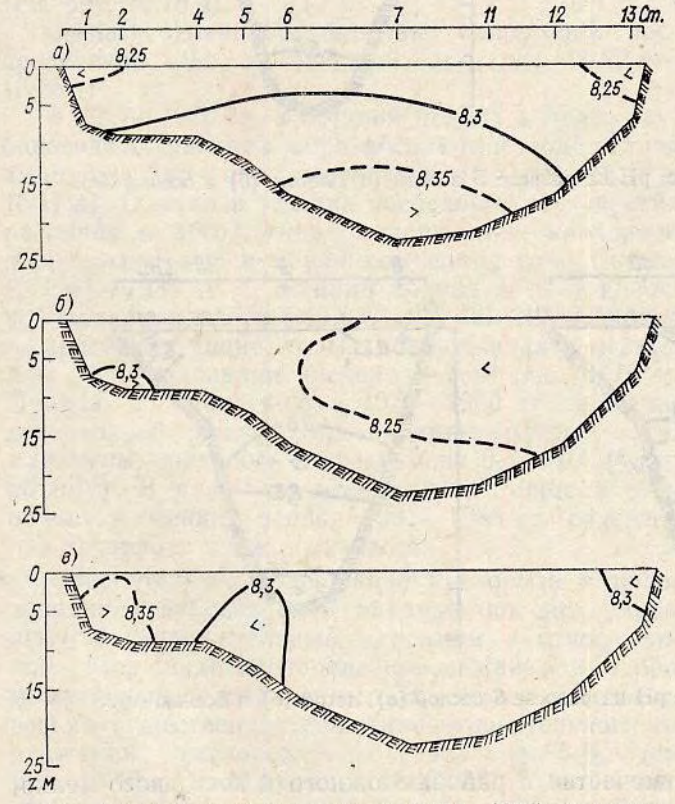


Рис. 16.23. Среднее многолетнее (1971—1975) распределение pH на разрезе *А* весной (*а*), летом (*б*) и осенью (*в*).

Для летнего периода характерно довольно однородное распределение pH с глубиной (см. рис. 16.22 *б*—16.24 *б*).

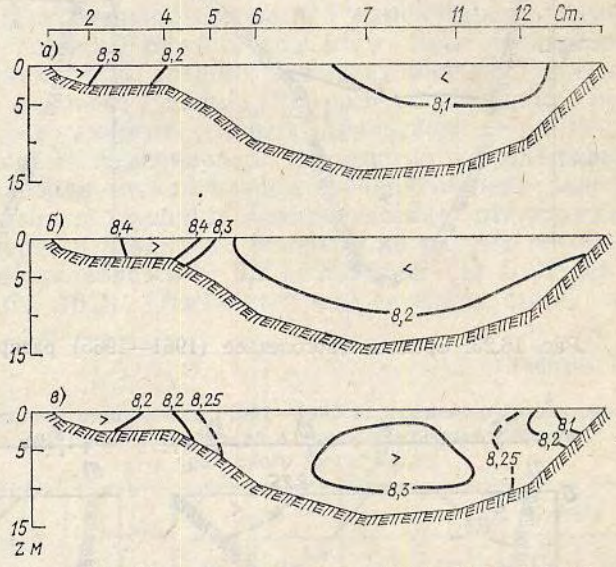


Рис. 16.24. Среднее многолетнее (1981—1985) распределение pH на разрезе *А* весной (*а*), летом (*б*) и осенью (*в*).

В районе западной глубоководной впадины в летнее время вертикальное распределение кислорода сохраняет те же закономерности, что и для весеннего периода. В слое максимума абсолютное содержание кислорода в 1961—1975 гг. колебалось в пределах 8,5—9,0 мл/л (‰ по объему) (рис. 16.16 *б*—16.17 *б*). За период 1976—1980 гг. содержание кислорода в слое максимума снизилось в среднем до 6,5 мл/м (‰ по объему). Ко дну абсолютное содержание кислорода, как правило, возрастало. В 1981—1985 гг. в районе западной глубоководной впадины было отмечено значительное снижение абсолютного содержания кислорода у дна (см. рис. 16.18 *б*).

В течение периода 1966—1980 гг. относительное содержание кислорода в придонных горизонтах западной глубоководной впадины снизилось до 75—70 % (см. рис. 16.19 *б*; 16.20 *б*). В 1981—1985 гг. относительное содержание кислорода в придонном слое в этом районе снизилось до 60 % (см. рис. 16.21 *б*).

Таким образом, в настоящее время участились случаи дефицита кислорода в придонных слоях моря. Эти изменения в вертикальном распределении кислорода вызваны изменениями вертикальной плотностной структуры, возрастанием устойчивости вод, резким сокращением численности и биомассы фитопланктона и макрофитов. Одновременно в придонных слоях моря существенно увеличилось потребление кислорода на окисление отмирающего органического вещества [48, 89, 169].

В летний период на глубоководных станциях отмечается некоторое повышение значений pH с глубиной (см. 16.25 *б*, 16.26 *б*). Однако начиная

с 1976 г. наблюдалось некоторое снижение pH ко дну. В 1981—1985 гг. в районе западной глубоководной впадины отмечалось снижение pH от 8,31 на поверхности до 8,17 у дна (см. рис. 16.27 *б*).

период абсолютное содержание кислорода в 1966—1975 гг. изменялось в пределах 6,5—7,3 мл/л (‰ по объему) (рис. 16.1 *в*, 16.2 *в*). Наиболее высокое абсолютное содержание кислорода осенью

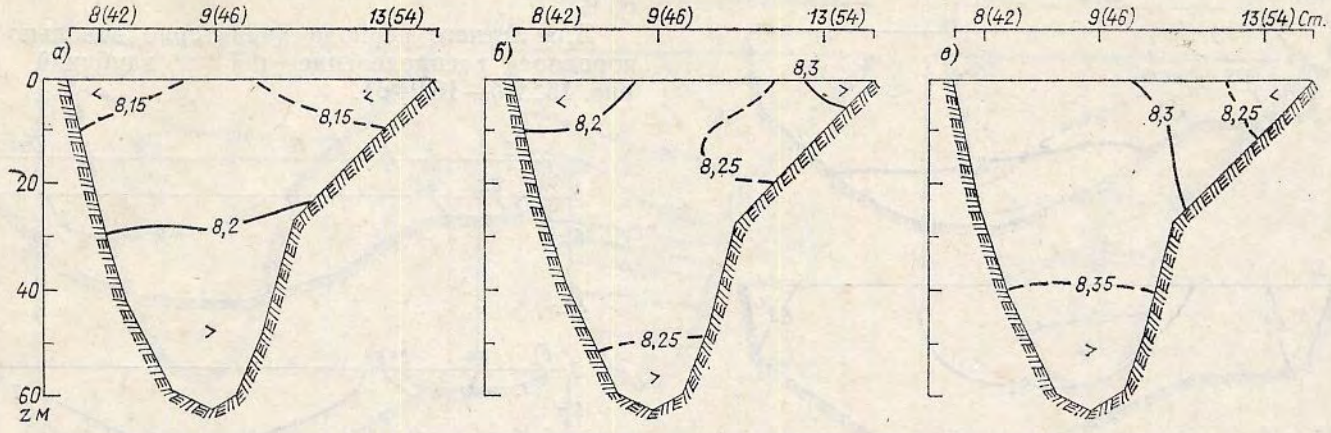


Рис. 16.25. Среднее многолетнее (1961—1965) распределение pH на разрезе *Б* весной (*а*), летом (*б*) и осенью (*в*).

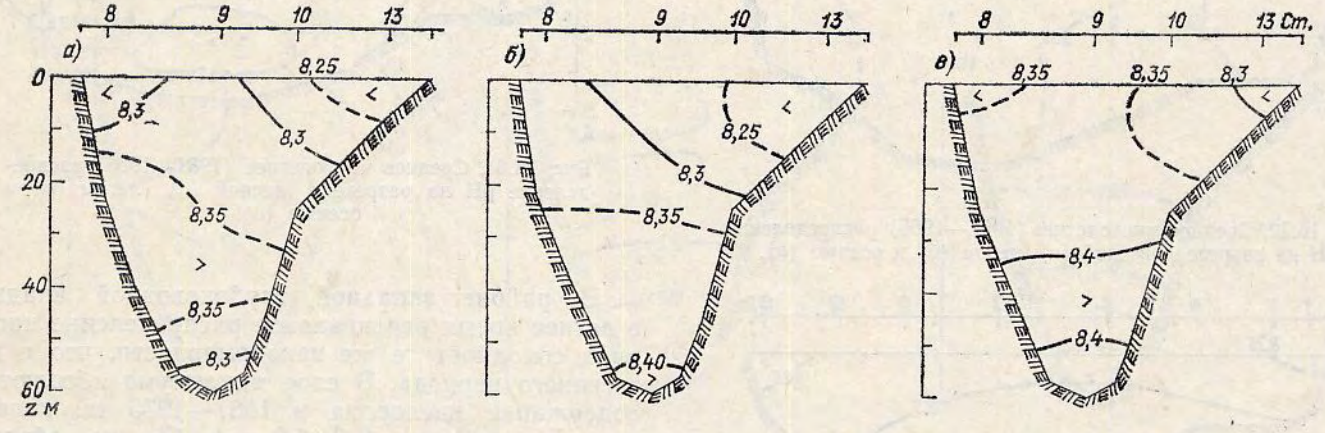


Рис. 16.26. Среднее многолетнее (1971—1975) распределение pH на разрезе *Б* весной (*а*), летом (*б*) и осенью (*в*).

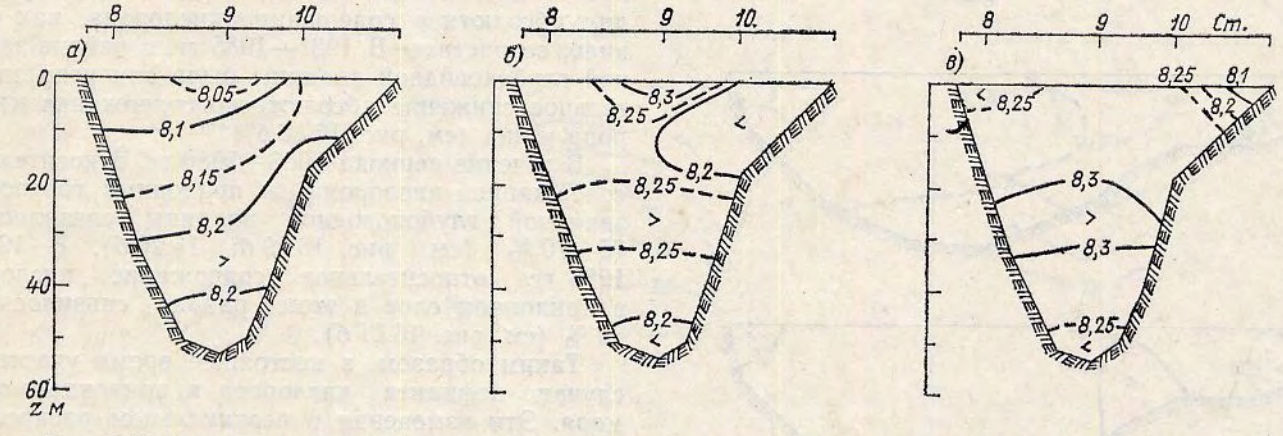


Рис. 16.27. Среднее многолетнее (1981—1985) распределение pH на разрезе *Б* весной (*а*), летом (*б*) и осенью (*в*).

Осенью начинается процесс интенсивного выхолаживания моря, который охватывает в первую очередь районы северного, восточного и южного мелководий, где температура воды в октябре снижается до 11—12 °С. С понижением температуры воды растворимость кислорода в водах Аральского моря повышается. В открытой части моря в этот

отмечается в районах южного и восточного мелководий, а также в водах Малого моря, т. е. в районах с наиболее низкой температурой воды. В 1976—1980 гг. абсолютное содержание кислорода в открытой части моря снизилось до 6,3—6,5 мл/л (‰ по объему). Осенний период 1981—1985 гг. характеризовался дальнейшим понижe-

нием температуры воды по сравнению с предшествующим периодом. Это, по-видимому, обусловило некоторое повышение абсолютного содержания кислорода в водах открытой части моря и особенно в водах Малого моря, а также в районах южного и восточного мелководий по сравнению с предшествующим периодом 1976—1980 гг. (см. рис. 16.3 *в*).

Осенью относительное содержание кислорода в поверхностном слое воды, как правило, превышало 100 % по всей акватории моря (см. рис. 16.4 *в*, 16.5 *в*). В 1981—1985 гг. относительное содержание кислорода в открытых районах моря в осенний период снизилось до 90—95 % (см. рис. 16.6 *в*).

Осенью наблюдалось некоторое увеличение значений pH по сравнению с летом и довольно однородное распределение pH по акватории моря (см. рис. 16.7 *в* — 16.9 *в*). В 1981—1985 гг. при однородном пространственном распределении значения pH несколько снизились по всей акватории моря по сравнению с предшествующим периодом.

Осенью в результате ветрового и конвективного перемешивания формируется верхний квазиоднородный слой (0—20 м) и распределение кислорода с глубиной довольно однородно как в мелководных районах моря, так и в центральном его районе (см. рис. 16.10 *в*—16.12 *в*). Как правило, в этих районах во всей толще воды в этот период пересыщены кислородом (см. рис. 16.13 *в*, 16.14 *в*).

В 1981—1985 гг. на некоторых станциях центрального района было обнаружено повышение кислорода у дна до 105 % по сравнению с его содержанием в поверхностном слое, равном 85 % (см. рис. 16.15 *в*).

Осенью отмечалось довольно однородное распределение pH с глубиной (см. рис. 16.22 *в*—16.25 *в*).

В 1961—1976 гг. в осенний период в более глубоководных районах моря абсолютное содержание кислорода ко дну возрастало (см. рис. 16.16 *в*, 16.17 *в*). Однако в течение последнего десятилетия различия в абсолютном содержании кислорода в поверхностном и придонном слоях сократились. В 1981—1985 гг. в осенний период в глубоководной западной части моря в слое 30—40 м, как и в предшествующие годы, обнаруживался максимум в содержании кислорода (см. рис. 16.18 *в*). Правда, по сравнению с 1976—1980 гг. значение содержания кислорода, характеризующее этот максимум, снизилось в среднем на 0,5 мл/л (‰ по объему). В целом во всей водной толще в этом районе в осенний период 1981—1985 гг. содержание кислорода также снизилось.

Относительное содержание кислорода в водах западной глубоководной впадины ко дну уменьшается. Незначительный максимум в относительном содержании кислорода прослеживается в промежуточных слоях воды. В целом отмечается весьма существенное снижение относительного содержания кислорода ко дну до 75 % (см. рис. 16.19 *в*, 16.20 *в*). В 1981—1985 гг. в осенний период наиболее существенные изменения в вертикальном распределении относительного содержания кислорода были отмечены в западном глубоководном районе моря (см. рис. 16.21 *в*). Относительное содержание кислорода у дна было ниже 65 %.

Осенью в этом районе также отмечалось довольно однородное распределение pH с глубиной, за исключением периода 1976—1980 гг., когда значения pH в придонном слое уменьшались до 8,17 (см. рис. 16.25 *в*—16.27 *в*).

16.3. Многолетняя изменчивость газового режима вод отдельных районов моря

Для оценки многолетней изменчивости элементов газового режима вод моря были проанализированы ряды средних сезонных значений элементов газового режима на разных глубинах всех гидрологических районов Аральского моря. Межгодовую изменчивость абсолютного содержания кислорода можно в определенной степени охарактеризовать средним квадратическим отклонением, которое в различные сезоны и на разных глубинах моря колеблется от 0,7 до 2,3 мл/л (‰ по объему) (табл. 16.2). Отмечается относительно стабильное

Таблица 16.2

Среднее многолетнее (1961—1985 гг.) сезонное абсолютное содержание кислорода в водах различных районов Аральского моря, мл/л

Район	Горизонт, м	Весна		Лето		Осень	
		O_2	σ_{O_2}	O_2	σ_{O_2}	O_2	σ_{O_2}
I	0	7,29	0,70	5,89	0,76	6,96	0,86
	10	7,77	0,89	5,72	0,61	6,78	0,98
	20	8,18	1,09	7,28	1,61	6,61	0,90
II	0	7,21	0,84	5,87	0,68	6,82	0,76
	5	7,38	0,92	5,86	0,56	6,90	0,71
III	0	6,72	0,72	5,78	0,76	7,00	0,97
	10	7,79	0,99	5,68	0,60	6,45	0,60
IV	0	6,69	0,62	5,66	0,78	6,71	0,70
	5	6,88	0,76	5,53	0,64	6,72	0,73
	10	7,68	1,20	5,92	1,50	6,45	0,68
	15	8,95	1,93	6,27	2,29	6,79	0,78
V	0	7,59	0,61	5,59	0,58	6,35	0,72
	5	7,79	0,69	5,65	0,62	6,40	0,79
	10	8,10	0,72	—	—	6,48	0,74
	15	8,22	0,74	6,20	0,84	6,60	0,61
	20	8,47	0,81	7,00	1,10	6,48	0,75
	30	8,23	0,66	8,00	1,44	6,65	0,86
	40	9,03	0,36	8,35	0,98	7,59	0,84
	50	8,79	0,48	8,07	1,04	7,27	1,39
	60	8,60	0,85	7,85	1,26	7,12	1,08
VI	0	7,21	0,66	5,54	0,49	6,54	0,61
	20	8,66	1,16	6,94	2,26	6,54	0,65

абсолютное содержание растворенного кислорода в поверхностных слоях моря, где оно стремится, как правило, к равновесию с содержанием кислорода в приводном слое атмосферы и где решающую роль в этом равновесии играет атмосферное давление.

С глубиной абсолютное содержание кислорода подвергается существенным изменениям, о чем и свидетельствуют возрастающие средние квадратические отклонения: в весьма обширном центральном (VI) районе моря на глубине 20 м среднее квадратическое отклонение в весенний и летний период достигало соответственно 1,16 и 2,26 мл/л (‰ по объему).

Среднее квадратическое отклонение значений абсолютного содержания кислорода подчиняется

сезонному ходу: в поверхностных слоях моря, как правило, уменьшается от весны к лету и возрастает к осени. В придонных горизонтах IV, V и VI районов моря обнаруживается обратная картина: резкое возрастание среднего квадратического отклонения от весны к лету и уменьшение к осени.

Средние квадратические отклонения относительного содержания кислорода изменяются в пределах 7—26 % и наименьшие их значения относятся к придонным горизонтам (табл. 16.3).

Таблица 16.3

Средние многолетние (1961—1985 гг.) сезонные значения относительного содержания кислорода и pH в водах западного (V) и центрального (VI) районов Аральского моря

Район	Горизонт, м	O_2 %	σ_{O_2} %	pH	σ_{pH}
		Весна			
V	0	103	10	8,21	0,11
	5	103	10	8,23	0,11
	10	106	8	8,24	0,12
	15	106	8	8,27	0,10
	20	104	9	8,27	0,12
	30	104	11	8,29	0,11
	40	98	7	8,31	0,12
	50	95	8	8,29	0,14
	60	90	13	8,29	0,13
VI	0	106	8	8,20	0,09
	20	113	26	8,30	0,11
		Лето			
V	0	102	12	8,24	0,12
	5	101	12	8,28	0,13
	10	104	12	8,27	0,11
	15	106	11	8,27	0,11
	20	107	16	8,27	0,11
	30	108	18	8,31	0,13
	40	95	12	8,31	0,12
	50	89	18	8,30	0,13
	60	83	15	8,30	0,13
VI	0	102	10	8,22	0,11
	20	104	9	8,29	0,14
		Осень			
V	0	107	8	8,32	0,11
	5	101	12	8,31	0,13
	10	101	11	8,31	0,13
	15	101	11	8,31	0,12
	20	101	10	8,32	0,12
	30	100	8	8,31	0,10
	40	90	12	8,35	0,13
	50	82	16	8,36	0,09
	60	79	15	8,35	0,10
VI	0	110	12	8,30	0,10
	20	106	8	8,32	0,11

Изменения значений pH в пространстве и по сезонам весьма незначительны, и в большинстве случаев рассчитанные средние квадратические отклонения оказываются в пределах точности измерения pH (табл. 16.3).

Расчет линейного тренда был использован при анализе тенденции многолетней изменчивости элементов газового режима Аральского моря в течение 1961—1980 гг. Было обнаружено заметное снижение абсолютного содержания кислорода во все сезоны года практически на всех горизонтах и во всех шести районах Аральского моря (табл. 16.4). Наиболее значительное уменьшение абсолютного содержания кислорода отмечалось в весенний период.

Таблица 16.4

Тенденция многолетней изменчивости средних сезонных значений абсолютного содержания кислорода в различных районах Аральского моря в 1961—1980 гг.

Район	Горизонт, м	Значение тренда, мл/л (‰ по объему)		
		Весна	Лето	Осень
I	0	—1,27	—0,17	—0,17
II	0	—1,26	—0,33	+0,38
III	0	—1,08	—0,11	+0,55
IV	0	—1,05	—0,65	—0,87
V	0	—0,67	—0,36	0
VI	0	—0,49	—0,43	0
II	5	—1,35	—0,30	0
IV	5	—1,73	—0,63	—0,69
V	5	—0,54	—0,58	+0,07
I	10	—1,35	—0,55	—0,35
III	10	—1,63	—0,64	—0,42
IV	10	—2,17	—1,63	—1,05
V	10	—0,36	—	—0,26
IV	15	—	—1,76	—0,48
V	15	—0,60	—0,99	—0,69
I	20	—1,92	—2,20	+0,19
V	20	—0,70	—1,51	—0,25
VI	20	—2,78	—4,06	—1,26
V	30	—1,30	—3,32	—0,42
	40	—0,21	—2,06	—1,40
	50	—0,12	—1,63	—1,89
	60	+0,50	—1,26	—1,23

В придонных слоях центрального района моря произошло более значительное снижение абсолютного содержания кислорода: весной, летом и осенью оно составило соответственно 2,8; 4,1 и 1,3 мл/л (‰ по объему). Относительное содержание кислорода имеет тенденцию к снижению на горизонтах от 20 м и ниже (табл. 16.5).

Таблица 16.5

Тенденция многолетней изменчивости средних сезонных значений относительного содержания кислорода и pH в западном (V) и центральном (VI) районах Аральского моря в 1961—1980 гг.

Район	Горизонт	Значение тренда O_2 %			Значение тренда pH		
		Весна	Лето	Осень	Весна	Лето	Осень
V	0	+10	+19	+3	+0,21	+0,11	+0,11
	5	+12	+18	+18	+0,17	+0,11	+0,13
	10	+6	+11	+12	+0,18	+0,07	+0,15
	15	+8	+10	+14	+0,14	+0,08	+0,14
	20	0	—1	+8	+0,23	+0,08	+0,15
	30	—4	—28	—13	—0,18	+0,19	+0,10
	40	—10	—26	—14	+0,22	+0,19	+0,13
	50	—9	—23	—27	+0,13	+0,21	+0,07
	60	—2	—13	—22	—0,13	+0,31	—0,06
VI	0	—4	+6	—8	+0,14	+0,04	+0,13
	20	—42	—8	—5	+0,15	—0,13	+0,04

Таблица 16.6

Среднее многолетнее сезонное значение абсолютного содержания кислорода в водах различных районов Аральского моря, мл/л (‰ по объему)

Район	Период	Горизонт, м														
		0	5	10	15	20	0	5	10	15	20	0	5	10	15	20
		Весна					Лето					Осень				
I	1961—1965	7,63	7,88	7,83	8,14	8,36	5,89	5,93	5,92	7,01	7,79	6,45	6,77	6,49	6,00	5,93
	1966—1970	7,70	9,19	9,33	—	—	6,58	5,77	5,85	7,10	—	6,96	6,99	6,84	6,08	—
	1971—1975	7,15	7,36	8,03	8,42	8,90	6,00	5,85	5,72	6,29	8,28	7,68	7,70	7,62	7,27	7,22
	1976—1980	6,97	6,75	7,26	7,60	7,27	5,56	5,41	5,44	5,52	5,99	6,42	6,00	6,91	6,09	6,02
	1981—1985	5,96	5,80	5,94	5,89	6,08	4,99	4,98	4,97	4,35	—	6,86	6,64	6,39	6,33	—
II	1961—1965	7,60	7,64	7,93	—	—	5,75	6,03	6,17	—	—	5,96	6,32	5,46	—	—
	1966—1970	7,70	9,07	9,04	—	—	6,12	5,70	6,92	—	—	6,90	7,02	6,98	—	—
	1971—1975	7,04	7,31	7,75	—	—	5,98	6,01	6,21	—	—	7,52	7,54	7,55	—	—
	1976—1980	6,83	6,80	—	—	—	5,46	5,59	6,01	—	—	6,51	6,44	7,12	—	—
	1981—1985	5,77	5,81	—	—	—	5,56	—	—	—	—	—	—	—	—	—
III	1961—1965	7,59	7,64	—	—	—	5,84	5,51	—	—	—	5,80	5,82	—	—	—
	1966—1970	6,45	8,15	9,45	—	—	5,87	5,82	5,94	—	—	7,32	7,39	6,29	—	—
	1971—1975	6,70	6,90	7,85	—	—	5,91	6,14	5,73	—	—	7,50	7,57	6,64	—	—
	1976—1980	6,54	6,46	7,53	—	—	5,63	5,35	5,49	—	—	7,16	7,41	6,41	—	—
	1981—1985	5,68	—	6,27	—	—	5,46	—	—	—	—	—	—	—	—	—
IV	1961—1965	6,70	—	—	—	—	6,03	—	—	—	—	4,43	—	—	—	—
	1966—1970	7,16	8,26	9,38	9,71	—	5,66	5,69	6,46	6,77	—	6,73	6,66	6,60	6,72	—
	1971—1975	6,75	6,92	7,82	7,92	—	5,87	5,77	5,99	5,87	—	6,97	7,03	6,84	6,85	—
	1976—1980	6,19	6,36	6,95	—	—	5,18	5,19	5,45	—	—	6,42	6,48	5,94	—	—
	1981—1985	5,40	5,46	—	—	—	5,76	5,63	4,88	—	—	6,67	6,56	6,32	—	—
V	1961—1965	7,49	7,70	7,94	8,07	8,29	5,45	5,69	5,91	6,74	7,46	6,09	6,19	6,41	6,43	6,44
	1966—1970	8,13	9,25	8,63	9,70	9,16	5,89	5,97	6,34	6,55	7,73	6,36	6,37	6,58	6,40	6,57
	1971—1975	7,60	7,73	8,33	8,44	8,63	5,70	5,77	5,98	6,18	6,88	6,58	6,75	6,63	6,62	6,63
	1976—1980	7,39	7,78	8,03	7,97	8,19	5,21	5,14	5,37	5,59	5,88	6,90	6,26	6,30	6,36	6,39
	1981—1985	5,82	5,80	6,01	6,22	6,65	5,63	5,48	5,46	5,70	6,17	6,39	6,37	6,40	6,23	6,24
VI	1961—1965	7,29	7,57	7,95	8,38	8,60	5,39	6,18	5,99	6,74	6,93	6,24	6,71	6,62	7,00	6,55
	1966—1970	7,72	8,71	9,26	9,81	9,75	5,79	5,84	5,07	6,18	9,15	6,65	6,83	6,54	6,45	6,36
	1971—1975	7,35	7,60	7,90	8,15	8,78	5,72	5,75	5,76	5,59	5,95	6,77	6,74	6,71	6,70	6,40
	1976—1980	6,76	7,12	7,25	7,09	7,70	5,20	5,28	5,31	5,41	4,99	6,56	6,55	6,48	6,34	6,22
	1981—1985	5,62	5,67	5,66	5,95	5,89	5,71	5,45	5,41	5,24	5,66	6,42	6,36	6,32	6,19	6,33

В многолетнем плане существенных изменений в значениях pH проследить не удалось. Можно отметить некоторый положительный тренд, но, как правило, его значение не превышает точности определения pH, особенно для слоя 0—20 м (табл. 16.5).

Была проанализирована изменчивость средних сезонных значений элементов газового режима на разных глубинах в отдельных районах моря по данным наблюдений 1961—1985 гг. В Малом море (I район) было отмечено значительное снижение абсолютного содержания кислорода в весенне-летний период, что, по-видимому, можно объяснить повышением температуры вод и существенным ростом солености. Снижение содержания кислорода на всех горизонтах превышало 1 мл/л (‰ по объему) (табл. 16.6). Таким образом, тенденция снижения содержания кислорода в водах Малого моря, начавшаяся в 60-е годы, продолжается и в настоящее время. Относительное содержание кислорода и значения pH в летний период также оказываются более низкими, чем в 1966—1980 гг. (табл. 16.7).

Прибрежные мелководные районы моря (II, III, IV) также характеризуются снижением абсолютного содержания кислорода и, как правило, pH (табл. 16.6—16.8).

В западном глубоководном районе моря (V) в 1981—1985 гг. отмечалось резкое снижение абсолютного содержания кислорода и pH на всех горизонтах в весенний период по сравнению с предшествующим периодом исследования. В летне-осенний период абсолютное содержание кислорода на всех горизонтах оставалось на уровне прошлых лет (табл. 16.6—16.8). Относительное содержание кислорода во все сезоны года также практически не изменилось по сравнению с данными предшествующих лет.

В самом обширном центральном районе моря (VI) в 1981—1985 гг. отмечалось снижение абсолютного содержания кислорода и pH весной на всех горизонтах и незначительное уменьшение абсолютного содержания кислорода в осенний период. В летнее время абсолютное содержание кислорода сохранялось на уровне прошлых лет. Относительное содержание кислорода снизилось лишь в осенний период.

Сравнение средних характеристик элементов газового режима Аральского моря за 1981—1985 гг. с аналогичными данными, полученными за предшествующий 20-летний период активного антропогенного воздействия на режим моря показало, что последняя пятилетка характеризуется заметным ухудшением всех элементов газового режима во всей толще вод моря во все сезоны (табл. 16.9).

Таблица 16.7

Средние многолетние сезонные значения относительного содержания кислорода в водах различных районов Аральского моря, %

Район	Период	Горизонт, м														
		0	5	10	15	20	0	5	10	15	20	0	5	10	15	20
		Весна					Лето					Осень				
I	1961—1965	105	107	103	104	106	99	100	100	109	112	96	101	95	87	85
	1966—1970	122	123	124	101	—	111	100	102	120	—	108	109	106	104	—
	1971—1975	115	117	117	113	108	117	114	106	108	113	114	114	113	113	109
	1976—1980	99	97	99	98	86	103	104	103	101	81	101	95	96	99	98
	1981—1985	112	116	112	104	90	95	93	95	90	—	91	89	82	84	—
II	1961—1965	96	97	96	—	—	103	102	101	—	—	89	105	81	—	—
	1966—1970	117	120	115	—	—	104	100	115	—	—	102	105	103	—	—
	1971—1975	111	110	115	—	—	111	113	110	—	—	107	109	109	—	—
	1976—1980	93	92	101	—	—	103	105	111	—	—	103	101	98	—	—
	1981—1985	116	—	—	—	—	110	—	—	—	—	99	—	—	—	—
III	1961—1965	108	110	—	—	—	101	94	—	—	—	87	86	—	—	—
	1966—1970	113	125	—	—	—	107	106	—	—	—	106	110	—	—	—
	1971—1975	112	110	—	—	—	118	118	—	—	—	104	107	—	—	—
	1976—1980	109	104	—	—	—	108	103	—	—	—	102	106	—	—	—
	1981—1985	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
IV	1961—1965	102	—	—	—	—	99	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	1966—1970	118	119	113	128	—	100	99	106	107	—	106	105	106	107	—
	1971—1975	109	108	110	106	—	111	110	109	103	—	105	107	105	108	—
	1976—1980	99	95	96	—	—	99	101	101	70	—	98	100	94	100	—
	1981—1985	102	103	—	—	—	107	107	93	—	—	—	91	104	—	—
V	1961—1965	105	103	99	98	98	94	94	92	94	97	89	92	97	118	96
	1966—1970	123	121	119	121	119	103	103	104	106	110	102	102	103	103	107
	1971—1975	113	113	114	114	112	109	109	111	113	114	105	109	106	107	107
	1976—1980	102	105	102	104	97	101	102	102	107	99	102	101	101	101	98
	1981—1985	115	111	110	102	100	106	103	104	98	96	106	93	93	89	90
VI	1961—1965	104	106	106	106	104	93	99	92	101	109	90	96	99	99	96
	1966—1970	123	122	121	127	133	103	104	105	105	155	106	105	106	103	106
	1971—1975	112	113	112	114	114	109	107	105	102	109	105	105	106	107	104
	1976—1980	100	98	99	94	102	99	102	102	102	92	102	100	102	102	100
	1981—1985	105	107	107	104	103	107	107	101	101	100	91	90	90	89	90

Таблица 16.8

Средние многолетние сезонные значения pH в различных районах Аральского моря

Район	Период	Горизонт, м														
		0	5	10	15	20	0	5	10	15	20	0	5	10	15	20
		Весна					Лето					Осень				
I	1961—1965	8,07	8,12	8,23	8,18	8,19	8,15	8,19	8,19	8,19	8,20	8,23	8,24	8,24	8,40	8,20
	1966—1970	8,24	8,24	8,26	8,31	—	8,28	8,30	8,29	8,26	—	8,34	8,35	8,35	8,39	—
	1971—1975	8,25	8,31	8,34	8,26	8,40	8,28	8,29	8,29	8,21	8,26	8,31	8,34	8,34	8,35	8,33
	1976—1980	8,00	8,00	8,06	8,13	—	7,95	8,35	8,30	8,31	—	8,29	8,31	8,30	8,26	8,27
	1981—1985	8,18	8,15	8,13	8,12	8,11	8,30	8,21	8,20	8,21	—	8,22	8,26	8,27	8,27	—
II	1961—1965	8,15	8,15	8,15	—	—	8,28	8,23	8,25	—	—	8,21	8,20	8,21	—	—
	1966—1970	8,27	8,29	8,32	—	—	8,33	8,31	8,31	—	—	8,33	8,35	8,35	—	—
	1971—1975	8,27	8,30	8,31	—	—	8,31	8,27	8,31	—	—	8,33	8,29	8,30	—	—
	1976—1980	7,98	8,04	—	—	—	8,30	8,35	—	—	—	8,35	—	—	—	—
	1981—1985	8,23	8,22	—	—	—	8,38	—	—	—	—	8,19	—	—	—	—
III	1961—1965	8,12	8,13	—	—	—	8,17	8,17	—	—	—	8,10	8,13	—	—	—
	1966—1970	8,11	8,07	—	—	—	8,25	8,30	—	—	—	8,37	8,23	—	—	—
	1971—1975	8,31	8,24	—	—	—	8,30	8,31	—	—	—	8,30	8,35	—	—	—
	1976—1980	8,19	8,32	—	—	—	8,39	8,18	—	—	—	8,35	8,31	—	—	—
	1981—1985	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
IV	1961—1965	8,12	—	—	—	—	8,33	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	1966—1970	8,21	8,21	8,22	8,35	—	8,27	8,29	8,29	8,28	—	8,31	8,23	8,32	8,31	—
	1971—1975	8,25	8,26	8,32	8,30	—	8,23	8,26	8,27	8,23	—	8,30	8,30	8,44	8,36	—
	1976—1980	8,19	8,09	8,20	—	—	8,37	8,26	8,15	8,17	—	8,25	8,26	8,26	—	—
	1981—1985	8,08	8,10	—	—	—	8,18	8,17	—	—	—	8,16	8,14	—	—	—
V	1961—1965	8,13	8,16	8,17	8,18	8,18	8,17	8,22	8,25	8,24	8,23	8,31	8,31	8,30	8,30	8,31
	1966—1970	8,25	8,27	8,29	8,29	8,31	8,33	8,36	8,35	8,34	8,33	8,37	8,35	8,35	8,37	8,36
	1971—1975	8,28	8,28	8,32	8,34	8,34	8,28	8,30	8,28	8,30	8,30	8,33	8,34	8,35	8,35	8,36
	1976—1980	8,26	8,25	8,28	8,30	8,41	8,28	8,32	8,32	8,33	8,27	8,31	8,27	8,27	8,25	8,27
	1981—1985	8,09	8,12	8,12	8,16	8,19	8,22	8,21	8,20	8,20	8,20	8,26	8,26	8,28	8,26	8,26

Район		Весна			Лето			Осень		
I	0	—1,33	—	—	—0,90	—	—	—0,10	—	—
	10	—1,83	—	—	—0,74	—	—	—0,39	—	—
	20	—7,10	—	—	—	—	—	—	—	—
II	0	—1,44	—	—	—0,37	—	—	—	—	—
	5	—1,57	—	—	—	—	—	—	—	—
III	0	—1,04	—	—	—0,32	—	—	—	—	—
	10	—1,52	—	—	—	—	—	—	—	—
IV	0	—1,29	—	—	+0,10	—	—	—0,04	—	—
	5	—1,42	—	—	+0,10	—	—	—0,16	—	—
	10	—	—	—	—1,04	—	—	—0,13	—	—
V	0	—1,77	+12	—0,12	+0,04	+4	—0,02	+0,04	—1	—0,06
	5	—1,99	+8	—0,11	—0,17	+2	—0,07	—0,03	—8	—0,05
	10	—2,09	+4	—0,12	—	0	—0,07	—	—8	—0,03
	15	—2,00	—4	—0,11	—0,50	—8	—0,07	—0,37	—12	—0,05
	20	—1,82	—4	—0,08	—0,83	—11	—0,07	—0,24	—11	—0,06
VI	0	—1,59	—1	—0,10	+0,17	+5	—0,03	—	—19	—0,02
	20	—2,77	—10	—0,18	—1,28	—4	—0,09	—	—16	—0,11

17. ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ЛЬДОВ

17.1. Материал и методика исследований

Исследованию ледового режима Аральского моря посвящено немало работ (см. п. 6.1), тем не менее физико-химические свойства аральского льда ранее не изучались, хотя они оказывают существенное влияние на ряд гидролого-гидрохимических процессов [253, 255].

В феврале 1986 г. ГОИНом были организованы специальные экспедиционные работы по исследованию солевого и биогенного состава льда, наледного снега и подледной воды Аральского моря. В разных районах Большого и Малого морей были отобраны комплексные пробы различных сред (снег, лед, вода), которые затем исследовались на содержание химических компонентов (табл. 17.1).

Морской лед — сложная неоднородная система, состоящая из кристаллов чистого льда, ячеек с рассолом и газами, выделившихся в твердом виде солей и различных минеральных и органических включений. Методик определения химических характеристик непосредственно во льду в настоящее время нет. Определение концентраций ионов солей, биогенных элементов и других компонентов проводят в расплаве данного образца льда. В результате получается суммарное содержание данного компонента, находящегося во льду, в растворе и в твердом виде.

Таблица 17.1

Место и условия отбора проб льда, снега и морской воды

Номер точки	Место отбора	Глубина, м	Толщина, см	
			Лед	Снег
1	2 км к востоку от побережья п-ова Куланды	2,5	40	0,5
2	0,5 км к северу от побережья о. Барсакельмес	2,5	40	0,5
3	0,5 км к западу от побережья о. Барсакельмес	5,0	44	—
4	0,5 км к востоку от побережья о. Барсакельмес	1,0	24	—
5	1 км к югу от побережья о. Барсакельмес	3,0	40	0,5
6	0,5 к западу от побережья, в районе ст. Уялы	0,3	20	0,5
7	4 км к северу от устья р. Сырдарьи	0,9	39	0,5

Для льда, образовавшегося из воды океанского состава, сделаны расчеты процентного отношения количества солей, выделившихся в твердом виде, и солей, содержащихся в рассоле, для каждой конкретной температуры [83, 107, 128]. К сожалению, вследствие существенного отличия солевого состава аральской воды от океанской, применить их в нашем случае нельзя. Ограничимся поэтому

Район	Период	Горизонт, м														
		0	5	10	15	20	0	5	10	15	20	0	5	10	15	20
		Весна					Лето					Осень				
VI	1961—1965	8,13	8,14	8,15	8,12	8,16	8,18	8,18	8,18	8,22	8,23	8,29	8,28	8,28	8,28	8,26
	1966—1970	8,25	8,25	8,31	8,34	8,32	8,28	8,29	8,28	8,30	8,41	8,34	8,34	8,35	8,35	8,39
	1971—1975	8,28	8,28	8,32	8,33	8,37	8,25	8,25	8,25	8,26	8,27	8,32	8,32	8,32	8,33	8,32
	1976—1980	8,15	8,19	8,16	8,16	8,28	8,28	8,27	8,29	8,28	8,28	8,30	8,32	8,28	8,29	8,29
	1981—1985	8,10	8,11	8,12	8,12	8,12	8,19	8,20	8,20	8,20	8,20	8,10	8,24	8,24	8,21	8,21

Таблица 16.9

Изменение значений абсолютного и относительного содержания кислорода и pH в различных районах Аральского моря в 1981—1985 гг. по сравнению с 1961—1980 гг.

Район	Горизонт	O_2 мл/л	O_2 %	pH	O_2 мл/л	O_2 %	pH	O_2 мл/л	O_2 %	pH
		Весна			Лето			Осень		
I	0	—1,33	—	—	—0,90	—	—	—0,10	—	—
	10	—1,83	—	—	—0,74	—	—	—0,39	—	—
	20	—7,10	—	—	—	—	—	—	—	—
II	0	—1,44	—	—	—0,37	—	—	—	—	—
	5	—1,57	—	—	—	—	—	—	—	—
III	0	—1,04	—	—	—0,32	—	—	—	—	—
	10	—1,52	—	—	—	—	—	—	—	—
IV	0	—1,29	—	—	+0,10	—	—	—0,04	—	—
	5	—1,42	—	—	+0,10	—	—	—0,16	—	—
	10	—	—	—	—1,04	—	—	—0,13	—	—
V	0	—1,77	+12	—0,12	+0,04	+4	—0,02	+0,04	—1	—0,06
	5	—1,99	+8	—0,11	—0,17	+2	—0,07	—0,03	—8	—0,05
	10	—2,09	+4	—0,12	—	0	—0,07	—	—8	—0,03
	15	—2,00	—4	—0,11	—0,50	—8	—0,07	—0,37	—12	—0,05
	20	—1,82	—4	—0,08	—0,83	—11	—0,07	—0,24	—11	—0,06
VI	0	—1,59	—1	—0,10	+0,17	+5	—0,03	—	—19	—0,02
	20	—2,77	—10	—0,18	—1,28	—4	—0,09	—	—16	—0,11

17. ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ЛЬДОВ

17.1. Материал и методика исследований

Исследованию ледового режима Аральского моря посвящено немало работ (см. п. 6.1), тем не менее физико-химические свойства аральского льда ранее не изучались, хотя они оказывают существенное влияние на ряд гидролого-гидрохимических процессов[253, 255].

В феврале 1986 г. ГОИНом были организованы специальные экспедиционные работы по исследованию солевого и биогенного состава льда, наледного снега и подледной воды Аральского моря. В разных районах Большого и Малого морей были отобраны комплексные пробы различных сред (снег, лед, вода), которые затем исследовались на содержание химических компонентов (табл. 17.1).

Морской лед — сложная неоднородная система, состоящая из кристаллов чистого льда, ячеек с рассолом и газами, выделившихся в твердом виде солей и различных минеральных и органических включений. Методик определения химических характеристик непосредственно во льду в настоящее время нет. Определение концентраций ионов солей, биогенных элементов и других компонентов проводят в расплаве данного образца льда. В результате получается суммарное содержание данного компонента, находящегося во льду, в растворе и в твердом виде.

Таблица 17.1

Место и условия отбора проб льда, снега и морской воды

Номер точки	Место отбора	Глубина, м	Толщина, см	
			Лед	Снег
1	2 км к востоку от побережья п-ова Куланды	2,5	40	0,5
2	0,5 км к северу от побережья о. Барсакельмес	2,5	40	0,5
3	0,5 км к западу от побережья о. Барсакельмес	5,0	44	—
4	0,5 км к востоку от побережья о. Барсакельмес	1,0	24	—
5	1 км к югу от побережья о. Барсакельмес	3,0	40	0,5
6	0,5 к западу от побережья, в районе ст. Уялы	0,3	20	0,5
7	4 км к северу от устья р. Сырдарьи	0,9	39	0,5

Для льда, образовавшегося из воды океанского состава, сделаны расчеты процентного отношения количества солей, выделившихся в твердом виде, и солей, содержащихся в рассоле, для каждой конкретной температуры [83, 107, 128]. К сожалению, вследствие существенного отличия солевого состава аральской воды от океанской, применить их в нашем случае нельзя. Ограничимся поэтому

оценкой суммарного количества солей в рассоле и твердом виде.

Сама по себе концентрация какого-либо химического компонента во льду, как зависимая от его концентрации в исходной морской воде, недостаточно показательна. Поэтому чаще используют коэффициент вовлечения $K_в$, т. е. отношение концентрации химического компонента во льду к его концентрации в исходной морской воде. Отметим, что иногда $K_в$ рассчитывают по отношению к подледной воде. Аналогично $K_в$ можно ввести коэффициент осолонения $K_о$ подледной воды — отношение концентрации химического компонента в подледной воде к его концентрации в исходной воде. Понятно, что при прочих равных условиях возрастание одного из коэффициентов ведет к снижению другого и наоборот. $K_в$ и $K_о$ можно выразить в процентах, в этом случае концентрация химического компонента в исходной морской воде принимается за 100 %.

За неимением натурных данных по конкретной исходной морской воде в каждой из рассматриваемых точек, ее характеристики были вычислены из условия баланса примеси, т. е. суммарное содержание химического компонента в исходной воде принималось равным сумме его содержаний во льду и подледной воде, с учетом толщины льда, глубины воды и их плотностей. Поэтому характеристики исходной воды следует рассматривать как весьма приближенные.

17.2. Минерализация наледного снега, льда и подледной воды

Средняя по толщине минерализация льда изменяется от 2788 до 7623 мг/л (табл. 17.2). Подобный разброс объясняется разным возрастом анализировавшихся льдов и различными условиями их формирования (температурный режим, минерализация исходной воды, глубина места).

Так как основной процесс поступления солей в лед — механический захват их из воды, а основной расход — гравитационное стекание рассола, то чем старее лед и чем медленнее проходило его образование, тем он будет более пресным [157]. Ясно, что лед, образовавшийся при низкой температуре, более соленый.

Минерализация исходной морской воды влияет на формирование химического состава льда двояко: с одной стороны, при большей ее минерализации происходит захват льдом более соленой воды, с другой, рост льда идет медленнее. В мелком водоеме, обладающем меньшим теплозапасом, скорость образования льда — выше. Однако, когда глубина места приближается к толщине льда (это может наблюдаться в ряде мелководных районов Аральского моря), осолонение подледной воды происходит настолько быстро и сильно, что начинает замедлять образование льда. Результирующий эффект этих двух факторов не однозначен и зависит от конкретных условий.

Исходя из приведенных соображений, проанализируем данные табл. 17.2.

Точки 1, 2, 3, 5 расположены в районе со сходными условиями образования льда (температурный режим, минерализация исходной воды). Судя по толщине (40—44 см), лед в этих точках приблизительно одного возраста. В результате и минерализация льда довольно близка (3155—4354 мг/л), чему соответствует $K_в$, изменяющийся в пределах 14—20 % и совпадающий с оценкой $K_в$ для солености однолетних льдов океана [107]. Данные значения можно принять как оценочные для сформировавшихся льдов центрального района Аральского моря.

В точке 4 наблюдался более молодой лед (толщина 24 см). Его средняя минерализация выше — 5867 мг/л. При этом $K_в = 27$ %. Считая условия формирования льда в этом случае аналогичными точками 1, 2, 3, 5, можно сделать вывод, что за время увеличения толщины льда вдвое, средняя минерализация его снижается приблизительно на одну треть.

Минерализация подледной воды в точках 1—5 меняется в пределах 22 230—25 277 мг/л, а соответствующие $K_о$ — от 108 до 116 %. Данные колебания связаны в основном с различиями в глубине места.

Точка 6 характеризует относительно молодой лед (толщина 20 см) восточной части Большого моря. Естественно, что условия его образования существенно отличны от условий образования льдов, рассмотренных выше. Средняя минерализация этого льда — 7623 мг/л, $K_в = 32$ %. Интересно, что, несмотря на большое значение $K_в$, осолонение подледной воды также значительно (минерализация 33 561 мг/л, $K_о = 142$ %). Это связано с очень малой глубиной, равной всего 0,3 м.

В точке 7 наблюдался сформировавшийся лед (толщина льда 39 см) Малого моря. Вследствие более высокой минерализации исходной воды и малой глубины, способствующей быстрому осолонению подледной воды (минерализация 33 791 мг/л, $K_о = 135$ %), минерализация льда здесь значительно ниже (2788 мг/л, $K_в = 11$ %).

Сильное осолонение подледной воды в последних двух случаях имеет существенное значение для гидрохимического режима вод этих районов. Зимнее осолонение аральской воды до 33—34 г/л вызывает дополнительное осаждение карбонатных и сульфатных солей, которые переходят в донные осадки.

В табл. 17.2 приводятся также данные о солевом составе наледного снега, отобранного в точках 1, 2, 5, 6, 7 и имевшего незначительную толщину 0,5 см. Минерализация наледного снега во всех случаях значительно превосходит минерализацию осадков, собираемых на Аральской ГМО, где она не превышает 100—150 мг/л. Это объясняется осолонением выпавшего на лед снега в результате взаимодействия с поверхностным рассолом, выступающим на поверхность льда. Причем, воздействия поверхностного рассола из-за малого количества снега оказывается достаточно, чтобы минерализация последнего (4 486—13 560 мг/л) превышала в 2—3 раза минерализацию самого льда. Исключением является точка 6, где минерализация снега относительно низкая (695 мг/л), что, вероятно, связано с его более молодым возрастом.

17.3. Ионный состав и особенности его вертикального распределения

Хотя при механическом захвате солей льдом из морской воды не должно происходить изменений в соотношениях компонентов химического со-

Таблица 17.2

Ионный состав снега, льда, подледной и расчетной исходной морской воды (мг/л) и коэффициенты вовлечения и осолонения (%)

Среда, характеристика	Na^+	K^+	Mg^{2+}	Ca^{2+}	Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-	$\Sigma_{солей}$
Точка 1								
Снег	3178	193	923	197	5504	3458	106	13 559
Лед	929	47	243	191	1342	1576	26	4 354
Подледная вода	5554	314	1475	597	8858	7094	195	24 087
Исходная вода	4962	280	1317	545	7897	6388	173	21 563
$K_в$	19	16	18	35	17	25	15	20
$K_о$	112	112	112	109	112	111	113	112
Точка 2								
Снег	1160	67	309	77	1998	1173	40	4 823
Лед	831	40	233	166	1325	1286	29	3 909
Подледная вода	5551	314	1390	694	8761	7130	178	24 018
Исходная вода	4947	279	1242	626	7810	6382	159	21 446
$K_в$	17	14	19	26	17	20	18	18
$K_о$	112	113	112	110	112	111	112	112
Точка 3								
Лед	685	36	176	169	1079	1094	26	3 265
Подледная вода	5052	304	1322	663	8143	6574	172	22 230
Исходная вода	4693	282	1228	622	7562	6124	160	20 670
$K_в$	15	13	14	27	14	18	16	16
$K_о$	108	108	108	106	108	107	108	108
Точка 4								
Лед	1249	63	363	227	1999	1923	43	5 867
Подледная вода	5884	335	1376	813	9196	7479	195	25 277
Исходная вода	5048	286	1193	708	7898	6477	168	21 777
$K_в$	25	22	30	32	25	30	25	27
$K_о$	117	117	115	115	116	115	116	116
Точка 5								
Снег	1247	82	349	152	2362	1212	50	5 455
Лед	656	34	182	147	993	1123	20	3 155
Подледная вода	5773	314	1385	748	8821	7618	184	24 843
Исходная вода	5288	288	1271	691	8078	7002	169	22 786
$K_в$	12	12	14	21	12	16	12	14
$K_о$	109	109	109	108	109	109	109	109
Точка 6								
Снег	84	5	30	97	165	308	6	695
Лед	1574	87	429	390	2 531	2543	68	7 623
Подледная вода	7994	452	2047	617	12 526	9591	334	33 561
Исходная вода	5559	313	1433	531	8 734	6918	233	23 722
$K_в$	28	28	30	74	29	37	29	32
$K_о$	143	114	143	116	143	139	143	142
Точка 7								
Снег	1056	62	304	81	1 974	973	37	4 486
Лед	543	26	156	165	800	1076	22	2 788
Подледная вода	8030	443	2048	698	12 923	9311	339	33 791
Исходная вода	5902	324	1510	546	9 476	6970	249	24 977
$K_в$	9	8	10	30	8	15	9	11
$K_о$	136	136	136	128	136	133	136	135

става, при анализе солевого состава природных льдов часто отмечаются его отличия от состава исходной воды. Такое несоответствие — результат следующих причин. Во-первых, механический захват — не единственный путь поступления солей в лед, возможны и другие, такие как совместная кристаллизация льда и соли, достигшей точки эвтектики [108], процессы соосаждения, подразделяющиеся на адсорбцию [108, 251] и окклюзию [202] и процессы разложения [271]. Во-вторых, при понижении температуры соли, имеющие высокую температуру эвтектики, выделяются в твердом виде и не могут мигрировать с рассолом.

Изучение этих вопросов в настоящее время далеко от завершения, поэтому сделать однозначное заключение о характере процессов, приводящих к конкретному наблюдаемому результату нельзя, возможно выявить лишь некоторые общие закономерности.

Рассмотрение содержания главных ионов солевого состава во льду (табл. 17.2) показывает, что вовлечение катионов растет в ряду: калий—натрий—магний—кальций. Причем, если $K_в$ калия, натрия и магния меньше $K_в$ суммы солей в среднем на 2—3 % и отличаются один от другого на 1—2 %, то $K_в$ кальция превосходит $K_в$ суммы солей в точках 6, 7 более чем в 2 раза, а в остальных точках (1, 2, 5) — в 1,5 раза.

Для анионов характерно примерное равенство $K_в$ хлора и гидрокарбонатов, отличающихся на 1—

2 % в меньшую сторону от $K_в$ суммы солей, в то время, как $K_в$ сульфатов — больше последнего на 3—5 %.

Совместная кристаллизация льда и солей вряд ли может служить объяснением данного факта, так как тогда следует предполагать совместную кристаллизацию льда и сульфата кальция, имеющего температуру эвтектики —15 °С [128], что не соответствует температуре замерзания аральских вод.

Для объяснения такого выборочного вовлечения, видимо, следует или принять точку зрения Цурикова [251] и Репа [108] о возможности адсорбции льдом ионов кальция и сульфат-ионов, или считать, что выделение сульфата кальция из рассола в твердом виде происходит при температуре выше принятой для него точки эвтектики и связано со значимым пересыщением аральской воды сульфатами при солености более 28 ‰.

Осолонение подледной воды имеет характер обратный вовлечению в лед. K_o — ниже для ионов кальция и сульфатов и в ряде случаев выше для ионов калия, натрия, гидрокарбоната по сравнению с K_o суммы солей. При этом отличия K_o отдельных ионов по сравнению с K_o суммы солей (2—4 % для ионов кальция и 1 % для сульфатов) в точках 1—5 меньше соответствующих отличий $K_в$. Это является результатом значительно большего слоя подледной воды по сравнению с толщи-

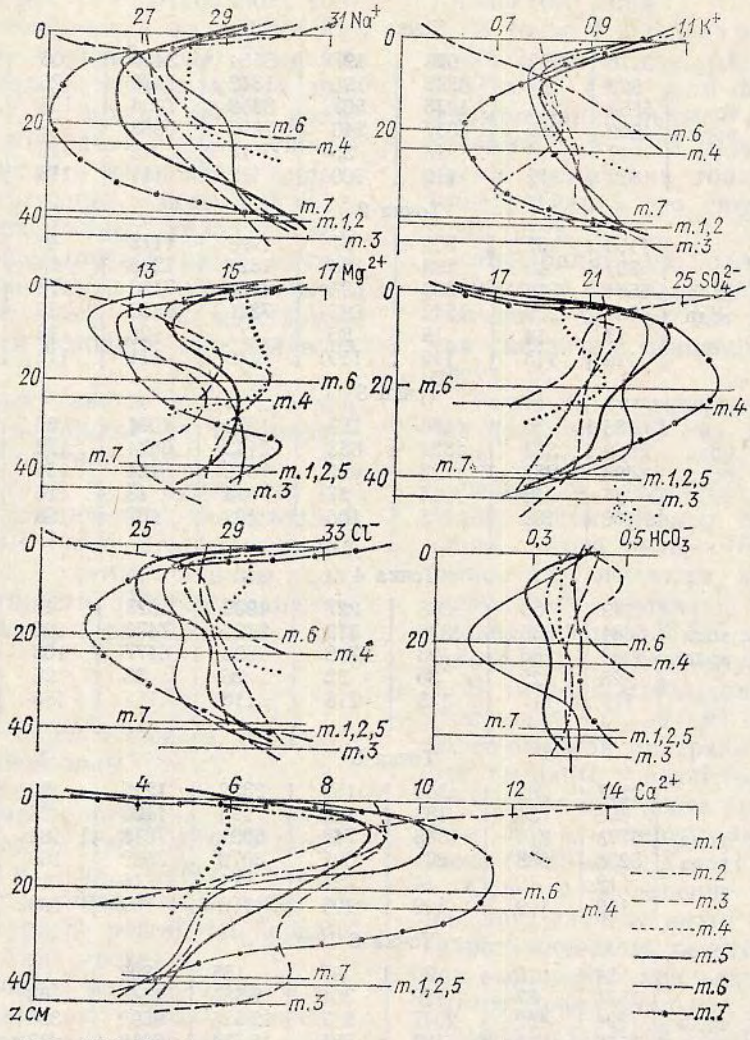


Рис. 17.1. Вертикальное распределение главных ионов солевого состава в системе снег—лед—вода, %.

Верхняя граница льда соответствует нулевой отметке на вертикальной оси, положение нижней границы льда обозначено горизонтальными прямыми с индексами соответствующих точек (т. *1*—т. 7).

ной льда. В точках 6 и 7, где толщина слоя подледной воды близка к толщине льда, соответствующие отличия K_o кальция возрастают до 7 и 26 %, а сульфатов до 3 %.

При рассмотрении вертикального распределения главных ионов, их концентрации нагляднее представить в относительной форме молярной концентрации эквивалентов (табл. 17.3, рис. 17.1).

Характер изменений главных ионов в этом случае имеет схожие черты для всех точек, независимо от их абсолютных концентраций, что свидетельствует об общем характере происходящих процессов.

Для распределения ионов калия, натрия, хлора на станциях 1, 2, 5, 7 характерна максимальная концентрация в снегу на поверхности льда. Далее отмечается минимум в верхнем слое льда, постепенное повышение концентраций к нижним слоям льда и второй максимум в подледной воде. В рас-

Таблица 17.3

Ионный состав* (%), сумма солей (ммоль/л) и pH наледного снега, отдельных слоев льда (см) и подледной воды

Среда	Na^+	K^+	Mg^{2+}	Ca^{2+}	Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-	$\Sigma_{солей}$	pH
				Точка 1					
Снег	30,18	1,08	16,59	2,15	33,90	15,72	0,38	457,97	7,82
Лед									
0—13	27,33	0,77	11,84	10,06	25,72	23,94	0,34	130,35	7,48
14—26	28,97	0,83	14,74	5,45	27,39	22,43	0,18	141,57	7,33
27—40	28,85	0,91	15,24	5,00	26,67	22,94	0,39	154,66	7,28
Вода	30,14	1,00	15,14	3,72	31,17	18,43	0,40	801,52	8,00
				Точка 2					
Снег	30,99	1,05	15,60	2,36	34,60	15,00	0,41	162,85	7,49
Лед									
0—3	26,52	0,81	13,40	9,27	27,03	22,63	0,34	78,69	7,03
14—26	27,84	0,85	15,67	5,65	28,53	21,11	0,36	166,86	7,52
27—40	28,91	0,70	14,69	5,69	30,40	19,20	0,39	142,16	7,30
Вода	30,30	1,01	14,35	4,34	31,01	18,63	0,37	796,98	7,98
				Точка 3					
Лед									
0—16	27,15	0,81	12,81	9,23	27,75	21,83	0,42	95,33	7,29
17—30	27,49	0,87	14,47	7,16	28,61	21,01	0,38	132,82	7,20
31—44	28,83	0,86	12,93	7,39	28,70	20,92	0,38	93,70	7,60
Вода	29,75	1,05	14,72	4,48	31,09	18,53	0,38	738,76	7,90
				Точка 4					
Лед									
0—12	28,01	0,85	15,16	5,98	29,81	19,83	0,36	225,08	7,64
13—24	27,89	0,79	15,67	5,65	27,96	21,69	0,35	163,45	7,49
Вода	30,60	1,02	13,53	4,85	31,00	18,61	0,38	836,57	7,97
				Точка 5					
Снег	29,26	1,13	15,50	4,10	35,94	13,61	0,44	185,37	7,42
Лед									
0—13	26,68	0,79	13,61	8,92	25,14	24,57	0,29	81,95	7,00
14—16	26,46	0,84	14,98	7,72	27,32	22,32	0,35	102,13	7,49
17—40	29,12	0,88	14,66	5,33	28,12	21,56	0,32	126,19	7,30
Вода	30,59	0,98	13,88	4,55	30,99	18,64	0,37	821,50	7,93
				Точка 6					
Снег	16,47	0,55	11,22	21,76	20,87	28,72	0,40	22,29	6,56
Лед									
0—10	26,90	0,84	13,26	9,00	28,29	21,21	0,50	236,83	7,54
11—20	27,64	0,92	14,78	6,66	28,59	21,01	0,40	264,99	7,76
				Точка 7					
Снег	29,99	1,03	16,34	2,64	36,38	13,23	0,39	153,08	6,91
Лед									
0—13	26,06	0,86	12,51	10,57	24,83	24,78	0,38	83,73	7,04
14—26	24,80	0,63	12,95	11,62	22,67	26,92	0,41	73,54	7,15
27—39	26,81	0,73	16,13	6,33	26,33	23,25	0,42	114,74	7,11
Вода	30,97	1,00	14,94	3,09	32,32	17,19	0,49	1127,86	7,44

* Относительная форма молярной концентрации эквивалентов (%-экв).

пределении ионов магния, в отличии от этого, второй максимум смещен из подледной воды в нижние слои льда.

Поведение сульфат-иона и иона кальция носит противоположный характер: минимум наблюдается в снегу, максимум в верхнем слое льда, понижение концентрации к нижним слоям льда и второй минимум в подледной воде. Распределение гидрокарбонатного иона слабо изменяется по вертикали во всех точках. Для точек 3 и 4, не имеющих снежного покрова, характерно отсутствие ярко выраженных экстремумов на поверхности. Точке 6 с относительно свежим снежным покровом соответствует смена экстремумов в снегу на обратные. В остальном, вертикальное распределение в этих точках имеет аналогичный характер. Отметим, что в случаях более молодого льда (точки 4 и 6) вертикальные изменения концентраций выражены слабее.

Подобный характер вертикальных изменений концентраций главных ионов можно объяснить тем, что в точках 1, 2, 5, 7 несомненно произошло взаимодействие выпавшего снега с поверхностным рассолом, в котором преобладают соли $MgCl_2$, NaCl, KCl, имеющие более низкую температуру эвтектики. В точке 6 это взаимодействие еще не успело осуществиться, поэтому для данного снега характерны концентрации обычных осадков, где преобладают ионы кальция и сульфатов. Появление поверхностного рассола в точках без снега затруднено, так как температура поверхности льда была значительно ниже.

Минимум в верхних слоях льда и максимум в нижних для ионов натрия, калия, магния и хлора и обратное распределение для сульфат-иона и кальция связаны с гравитационным стеканием рассола, имеющего несколько избирательный характер. С этим же процессом, очевидно, связана менее выраженная дифференциация солевого состава по вертикали в точках с относительно молодым льдом.

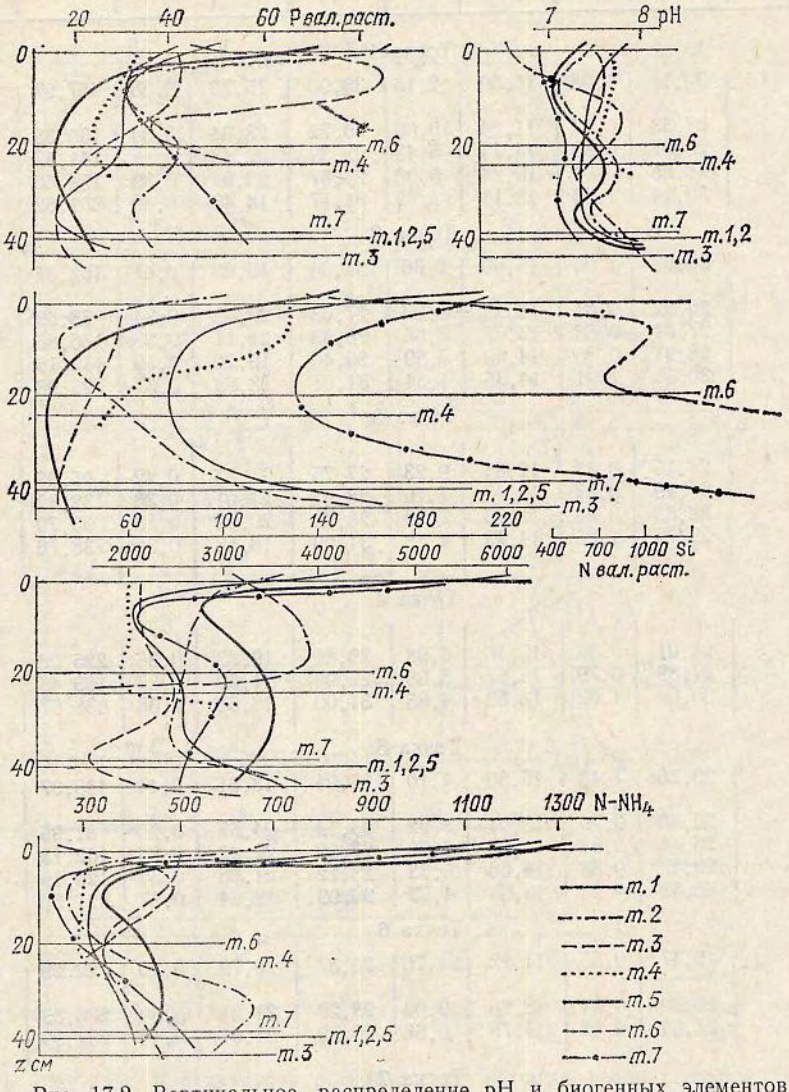


Рис. 17.2. Вертикальное распределение pH и биогенных элементов в системе снег—лед—вода, мкг/л.

Верхняя граница льда соответствует нулевой отметке на вертикальной оси, положение нижней границы льда обозначено горизонтальными прямыми с индексами соответствующих точек (т. 1—т. 7)

Относительно равномерный характер распределения гидрокарбонатного иона связан, вероятно, с его слабой (вследствие высокой температуры эвтектики [83]) миграционной способностью.

Более сложным, на наш взгляд, является вопрос о смещении максимума концентрации магния из подледной воды в нижние слои льда. Возможно, это связано со сдвигом равновесия основных солевых систем морской воды, имеющим место при отрицательных температурах [83].

17.4. pH снега, льда и подледной воды и содержание биогенных элементов

Для точек 1—5 расположенных в северо-западной и центральной частях Большого моря, характерно следующее распределение pH (см. табл. 17.3, рис. 17.2). В наледном снегу наблюдаются повышенные значения pH (7,42—7,82), во льду происходит понижение pH, сменяющееся возрастанием в подледной воде, где наблюдается максимум pH (7,90—8,00). Во льду распределение меняется от точки к точке, при этом наблюдается хорошо выраженная прямая связь pH с суммой солей. Характер этой связи общий для снега, льда и подледной воды.

Коэффициенты соответствующего уравнения регрессии вида

$$pH = A + B \sum,$$

где $\sum$ — сумма солей (мг/л), равны: $A = 7{,}24041$; $B = 3{,}0851 \cdot 10^{-5}$. Коэффициент корреляции данной связи 0,876.

Объяснения данным фактам аналогичны вышеизложенным.

Точки 6 и 7, расположенные в восточной части Большого моря и Малом море, характеризуются значительно меньшими значениями pH в снегу (6,56 и 6,91) и подледной воде (7,55 и 7,44).

Значения pH во льду находятся в тех же пределах, что и в точках 1—5, однако, с чем связан общий характер изменения pH по вертикали,

в данном случае не ясно. Отметим только, что pH относительно свежего снега точки 6 согласуется с данными Аральской ГМО о значениях pH осадков.

Вопросы поведения биогенных элементов, связанные с процессами льдообразования и существования ледяного покрова, изучены намного слабее по сравнению с солевым составом. Ситуация осложняется еще и тем, что биогенные элементы менее консервативны. Учитывая, что различные биохимические процессы могут не прекращаться в подледной воде, а возможно, и во льду, сравнивать биогенный состав льда и воды крайне сложно. Поэтому сделать какие-то принципиальные обобщающие выводы о характере их распределения затруднительно.

Рассмотрим особенности вертикального распределения растворенных форм биогенных элементов (табл. 17.4, рис. 17.2).

Растворенный кремний. В точках 1, 2, 7 наблюдаются максимальные концентрации кремния в пробах снега, относительное понижение концентраций во льду и второй максимум концентраций в подледной воде. В точке 6 отсутствует максимум концентрации в снегу, а в точке 5 — максимум в подледной воде. Для точек 3 и 4, не имеющих снежного покрова, характерно снижение концентраций кремния к нижним слоям льда.

В целом, если принять, что в подледной воде точек 3, 4, 5 снижение концентраций кремния связано с продолжением биохимических процессов, его распределение соответствует характеру поведе-

Таблица 17.4

Концентрации растворенных форм биогенных элементов (мкг/л) в наледном снегу, отдельных слоях льда (см) и подледной воде

Среда	Si	$P_{вал}$	$P_{мин}$	$P_{орг}$	$N{-}NH_4$	$N{-}NO_2$	$N{-}NO_3$	$N_{орг}$	$N_{вал}$
Точка 1									
Снег	254	50	8	42	1218	44	588	2383	4233
Лед									
0—13	93	31	15	16	316	13	21	1673	2023
14—26	78	31	15	16	311	10	17	2637	2975
27—40	93	17	8	9	379	6	3	2434	2822
Вода	233	26	15	11	390	1	3	2190	2584
Точка 2									
Снег	101	85	24	61	697	10	263	2566	3536
Лед									
0—13	33	28	8	20	271	5	9	2469	2754
14—26	54	41	15	26	323	7	15	2273	2618
27—40	78	30	5	25	653	17	6	1706	2380
Вода	155	35	10	25	568	3	6	3129	3706
Точка 3									
Лед									
0—16	58	41	15	26	498	17	27	1600	2142
17—30	43	21	9	12	339	5	6	2127	2499
31—44	30	15	1	14	432	12	2	1050	1496
Вода	38	21	10	11	451	2	5	2772	3230
Точка 4									
Лед									
0—12	128	32	10	22	303	11	37	1740	2091
13—24	61	23	11	12	294	5	9	1630	1938
Вода	47	25	12	13	347	1	5	2656	3009
Точка 5									
Снег	149	70	21	49	1356	14	994	2702	5066
Лед									
0—13	50	26	11	15	355	10	14	2341	2720
14—26	24	15	7	8	418	13	15	3090	3536
27—40	31	16	12	4	467	10	1	3109	3587
Вода	31	23	7	16	401	1	6	2656	3060
Точка 6									
Снег	132	42	15	27	230	5	29	2932	3196
Лед									
0—10	1085	85	39	46	487	9	18	3090	3604
11—20	746	35	28	7	390	7	6	3439	3842
Вода	2873	47	10	37	308	2	25	3435	3564
Точка 7									
Снег	319	41	41	0	1216	12	563	4176	5967
Лед									
0—13	154	31	20	11	232	4	20	1784	2040
14—26	132	36	11	25	299	6	7	2187	2499
27—40	186	48	21	27	439	7	7	2080	2533
Вода	2242	57	15	42	507	1	9	2866	3383

ния ионного состава и, видимо, объясняется теми же причинами. Повышение концентраций в точках 6, 7 связано с общим распределением кремния по акватории Аральского моря.

Растворенный фосфор. Для распределения валового фосфора характерны максимальные концентрации в снежном покрове (кроме точки 6, где, наоборот, наблюдается минимальная концентрация). В верхнем и среднем слоях льда в большинстве случаев отмечаются повышенные по сравнению с нижними слоями концентрации фосфора.

Концентрации фосфора в подледной воде в точках 1—5 близки к средним значениям, вычисленным по всей толщине льда. При этом, данные концентрации во всех случаях несколько выше, чем в нижнем слое льда, для которого их можно рассматривать в некоторой степени, как характеристики исходной морской воды. Соответствующие этому $K_в$ изменяются в пределах 70—90 %.

Для соотношений между минеральными и органическими формами растворенного фосфора характерно преобладание органических форм в подледной воде (во всех точках) и в снегу (кроме точки 7), а в случае отсутствия снега, в верхнем слое льда. Изменение этих соотношений по толщине льда носит самый разнообразный характер (см. табл. 17.4). Возможно, что это связано с процессом отщепления остатков фосфорной кислоты от природных фосфорорганических соединений, обнаруженного О. Гротерудом [108].

Растворенный азот. Средние по толщине льда концентрации валового растворенного азота изменяются в пределах 2015—3289 мкг/л. Его концентрации в снегу изменяются в пределах 3196—5967 мкг/л, а в подледной воде — от 2584 до 3706 мкг/л. Причем средние концентрации валового азота во льду в большинстве случаев ниже, чем в подледной воде (исключение — точки 5, 6).

В снегу во всех точках, кроме точки 6, наблюдаются максимумы концентраций валового азота, превышающие в точках 1, 5, 7 его концентрации в подледной воде. В вертикальном распределении во льду чаще отмечается увеличение концентраций валового азота к нижним слоям льда.

В соотношениях между формами азота наблюдается значительное преобладание органических форм как во льду, так и в снегу и воде. На их долю приходится от 56 до 96 % валового растворенного азота. Вертикальное распределение органических форм аналогично валовому азоту.

Концентрации нитритов и нитратов в пробах льда и воды относительно малы, 1—37 мкг/л. Лишь в снегу точек 1, 2, 5, 7 наблюдаются высокие концентрации нитратов, 263—994 мкг/л.

Концентрации аммонийного азота в пробах льда и воды изменяются от 232 до 653 мкг/л и в большинстве случаев возрастают в нижних слоях льда. Его концентрации в подледной воде чаще выше, чем во льду. Максимальные концентрации аммонийного азота наблюдаются в пробах снега в точках 1, 2, 5, 7.

Совпадение хорошо выраженных максимумов концентраций аммонийного, нитратного и валового азота, связано, возможно, с приходом азота с осадками, в которых концентрации аммонийного и нитратного азота значительно выше, чем в водах Аральского моря. Часть биогенных веществ, по-видимому, может поступать на поверхность льда и в снег и с эоловым материалом.

18. МЕТОДЫ РАСЧЕТА И ОЦЕНКА ВОЗМОЖНЫХ ПЕРСПЕКТИВНЫХ ИЗМЕНЕНИЙ ОСНОВНЫХ ХАРАКТЕРИСТИК ГИДРОЛОГИЧЕСКОГО И ГИДРОХИМИЧЕСКОГО РЕЖИМА МОРЯ

Дальнейшие изменения режима Аральского моря будут обусловливаться совместным влиянием антропогенных и климатических факторов. Колебания климата оказывают и будут оказывать определяющее влияние на водные ресурсы среднеазиатских рек, осадки и испарение. Антропогенное влияние будет проявляться главным образом в дальнейшем зарегулировании и уменьшении стока рек Амударьи и Сырдарьи.

18.1. Методы расчета перспективных многолетних колебаний уровня и солености замкнутых водоемов

Исследования и методические подходы к прогнозу многолетних колебаний уровней замкнутых водоемов развиваются по нескольким направлениям.

Первое — это прогнозы, основанные на выявленных внутрирядных закономерностях в колебаниях уровня или отдельных элементов водного баланса, а также закономерностях, связывающих эти колебания или их отдельные циклические составляющие с вынуждающими силами (различными гелиогеофизическими процессами, циркуляцией атмосферы и др.). Из работ этого направления можно отметить исследования Н. А. Белинского и Г. П. Калинина [26], К. И. Смирновой [220], А. А. Гирса [82], А. Н. Афанасьева [16], Е. Г. Архиповой с соавторами [9] для Каспийского моря, работы А. В. Шнитникова [264—266], В. П. Львова [145], М. Х. Байдала [20, 21], В. В. Голубцова и О. А. Морозовой [87], К. И. Смирновой [221] для Аральского моря.

В большинстве перечисленных работ их авторы исходят из предполагаемой гелиогеофизической обусловленности колебаний уровня замкнутых морей или связи этих колебаний с процессами циркуляции атмосферы.

Не останавливаясь подробно на характеристике каждой из упомянутых работ, отметим, что большинство разработанных в них прогнозов носят весьма общий, в основном качественный, характер, недостаточный для решения практических задач. К общим недостаткам можно также отнести отсутствие убедительных доказательств реальности существования выделенных циклических составляющих, устойчивости их связей с вынуждающими силами и, главное, неучет во многих работах влияния антропогенного фактора на режим моря.

Для водоемов с нарушенным естественным режимом, к которым относится Аральское море, долгосрочный прогноз будущих изменений уровня возможен в настоящее время только исходя из физической модели, описываемой уравнением водного баланса. Поэтому в современных условиях дальнейшее развитие исследований этого методического

направления может быть связано с поиском причинно обусловленных связей каждой составляющей водного баланса моря (водные ресурсы рек, осадки, испарение) с внешними вынуждающими силами. При этом, конечно, во всех случаях предварительно необходимо оценивать статистическую значимость и реальность выделенных циклов, а также их фактический вклад в дисперсию исследуемых рядов [45, 181, 185, 207]. Преимущества работ этого направления заключаются в попытках выяснения физической обусловленности отдельных циклических составляющих в колебаниях природных процессов и использования выявленных при этом свойств, особенностей и закономерностей для прогностических целей.

Второе направление связано с вероятностным подходом к описанию колебаний уровня, при котором составляющие водного баланса рассматриваются как случайные процессы и поэтому всякие их предвычисления могут иметь лишь вероятностный смысл. Основоположниками этого направления являются С. Н. Крицкий и М. Ф. Менкель [132]. Вероятностные соотношения, которые выражают закономерности колебаний уровня замкнутых водоемов, рассматриваются ими в предположении, что годовой приток воды и слой видимого испарения в хронологической последовательности образуют простые цепи Маркова. Задача определения уровня водоема, ожидаемого с той или иной вероятностью превышения через n лет, сводится к построению условной кривой обеспеченности уровня исследуемого водоема в n-ом году. Для определения параметров условных кривых обеспеченности при нарастающих объемах безвозвратных изъятий стока выведены рекуррентные формулы.

Аналитическое решение этой задачи было уточнено и дополнено С. Н. Крицким и М. Ф. Менкелем [133], А. Е. Асариным [11] и С. Н. Крицким [130]. Эта методика успешно применялась для расчетов вероятных будущих уровней Аральского и Каспийского морей и озера Балхаш [13, 112, 131, 186].

Вероятностная концепция допускает помимо аналитического подхода к прогнозу уровней замкнутых водоемов также подход, основанный на применении метода статистических испытаний (метод Монте-Карло). Основные положения и расчетные приемы этого метода применительно к гидрологическим и водохозяйственным задачам были разработаны Г. Г. Сванидзе [209, 210], а идея и принципиальная схема моделирования уровня бессточных водоемов на основе метода Монте-Карло была предложена И. В. Хомерики [244, 246].

Метод статистических испытаний помог избежать значительных трудностей, возникающих при использовании аналитического метода для водоемов, типа Аральского моря, режим которых подвержен значительному антропогенному влиянию. Эти трудности связаны с выбором математической модели и оценкой параметров кривой распределения вероятностей притока к водоему, в условиях постоянного роста безвозвратных изъятий стока.

Метод статистических испытаний или вероятностного моделирования сводится к численному моделированию элементов водного баланса водоема и на их основе к расчету (моделированию) многолетних колебаний его уровня. С этой целью моделируется несколько десятков (сотен) реализаций водных ресурсов рек, осадков и испарения длительностью, равной заблаговременности прогноза. На водные ресурсы рек накладываются графики роста водопотребления. Затем путем балансовых расчетов определяется соответствующее число реализаций хода уровня, совместная обработка которых дает основные статистические характеристики уровенного режима для каждого года прогнозируемого периода.

Метод статистического моделирования получил развитие и практическое применение в ряде работ [13, 112, 131, 186, 209], однако в наиболее законченном многомерном виде он разработан и доведен до практической схемы в работах И. В. Хомерики [244, 246]. Суть этой схемы заключается в групповом численном моделировании элементов водного баланса как с учетом внутрирядных, так и междурядных корреляций. Правда, конкретные расчеты, выполненные И. В. Хомерики по этой схеме [245, 247], носят несколько гипотетический характер и предназначены, главным образом, для показа возможностей численного моделирования в анализе и прогнозе уровенного режима замкнутых водоемов.

Нельзя не отметить еще одну группу работ [40, 194, 222], связанных с упрощенным методом прогноза уровня замкнутых водоемов, в которых исследователи при расчетах будущего уровенного режима исходят из постоянства и равенства многолетней норме естественных водных ресурсов рек, испарения и осадков. Колебания уровня водоемов в этом случае определяются лишь изменениями во времени притока речных вод, которые обусловливаются нарастающим влиянием антропогенного фактора — ростом безвозвратных изъятий стока на хозяйственные нужды. Этот метод может быть использован лишь для приближенных оценок будущих значений уровня замкнутых водоемов. Основной его недостаток заключается в том, что он не учитывает изменчивость колебаний уровня водоема, обусловленную климатическими факторами.

Возможны и смешанные методы, в которых при прогнозе будущих колебаний уровня моря некоторые из элементов водного баланса принимаются постоянными и равными многолетней норме, а другие определяются на основании их связей с вынуждающими силами [87].

Расчет будущих значений средней солености замкнутых водоемов тесно связан с прогнозами их уровенных режимов. Выше отмечалось, что солевая масса Аральского моря обладает большой инерцией и довольно устойчива во времени. Это ее свойство было использовано рядом авторов для приближенных оценок средней солености моря. Так, В. Д. Зайков [105, 106], Г. В. Никольский и Н. А. Фортунатов [168] для расчетов будущей солености Аральского моря использовали зависимости средней солености моря от его объема, а Л. К. Блинов [32] — от уровня моря.

О. А. Алекин и Н. П. Моричева [4] при расчете будущей солености Аральского моря сделали попытку дополнительно учесть влияние ионного стока рек и рассмотрели вопрос о возможном изменении ионного состава вод моря и седиментации солей при уменьшении его объема.

Дальнейшее развитие методов расчета средней солености Аральского моря было основано на совместном решении уравнений водного и солевого балансов для нестационарных условий [40, 222]. Однако, при этом не оценивались возможные изменения средней солености моря, связанные с метаморфизацией солевого состава аральских вод и осаждением части солей, а также колебаниями климатических факторов.

При расчете будущих значений средней солености замкнутых водоемов возможен также и вероятностный подход, аналогичный используемому при прогнозе уровня.

Метод вероятностного моделирования при прогнозе средней солености Аральского моря успешно использовался В. Н. Бортником [48], а для полузамкнутого Азовского моря — А. Е. Асариным и А. М. Наумовым [14] и И. А. Шлыгиным [267, 268]. Для Азовского моря была также разработана параметрическая модель, основанная на аналитическом подходе к прогнозу средней солености [163, 184].

18.2. Перспективный водный баланс и уровень моря

Для более обоснованного выбора методики прогнозирования Аральского моря была исследована структура многолетних колебаний основных составляющих водного баланса и некоторых элементов его гидрометеорологического режима [45]. Цель этого исследования заключалась в выделении статистически значимых циклических (детерминированных) составляющих в многолетних колебаниях временных рядов и оценке возможностей использования выявленных закономерностей для прогноза многолетнего хода этих природных процессов. Результаты проведенного анализа показали, что во всех рассмотренных рядах случайный или «шумовой» компонент является преобладающим — его вклад в общую дисперсию исследованных рядов превышает 70—80 %. Это позволяет рассматривать составляющие водного баланса как случайные процессы, имеющие вероятностный характер.

Для расчета возможных изменений уровня и морфометрических характеристик Аральского моря был использован метод группового численного моделирования составляющих водного баланса — осадков и испарения, а также водных ресурсов рек Амударьи и Сырдарьи. Преимущества этого метода моделирования заключаются в учете корреляционных взаимосвязей между моделируемыми рядами, что имеет существенное значение для бассейна Аральского моря (табл. 18.1). Учет перекрестных корреляционных связей составляющих водного баланса существенно уменьшает дисперсию прогноза и тем самым сужает границы доверительного интервала [163, 246].

Суть метода группового численного моделирования заключается в том, что замкнутый водоем рассматривается как нелинейный оператор, который преобразует поступающий на вход многомерный случайный вектор (элементы водного баланса) в марковский процесс (колебания уровня) на выходе. При этом в принципе не имеет значения ни число моделируемых рядов (компонентов вектора), ни учитываемая марковская звенность входного процесса. Компоненты вектора при этом рассматриваются как процессы авторегрессии. Для оценки коэффициентов регрессии используется идея их рекуррентного пересчета. Математическая постановка указанной задачи и ее решение довольно подробно изложены в работах [244, 246], а примеры практического использования метода — в [245, 247].

Метод группового моделирования взаимокоррелированных временных рядов позволяет получить ансамбли искусственных рядов составляющих водного баланса, обладающие заданными статистическими характеристиками как отдельных рядов (среднее значение, дисперсия, автокорреляция), так и их взаимосвязей (перекрестная корреляция). Следует однако отметить, что данный метод не учитывает возможного изменения составляющих водного баланса, обусловленных изменением качества вод моря и их термического режима. Это относится, главным образом, к «норме» испарения. Как показали Б. Д. Зайков и В. С. Самойленко [106, 203], возрастание нормы испарения за счет изменения термических условий будет компенсироваться ее уменьшением вследствие повышения солености вод моря. Поэтому в последующих расчетах эти взаимокомпенсирующие друг друга процессы не учитывались.

Таблица 18.1

Корреляционная матрица элементов водного баланса Аральского моря

Элемент водного баланса (моделируемые ряды)	1	2	3	4	Сдвиг на один год			
					1	2	3	4
1. Водные ресурсы Амударьи	1,00 / 1,00	0,83 / 0,81	0,23 / 0,24	—0,17 / —0,12	0,11 / 0,08	0,06 / 0,24	0,06 / 0,08	0,23 / 0,24
2. Водные ресурсы Сырдарьи	0,83 / 0,81	1,00 / 1,00	0,25 / 0,26	—0,08 / —0,07	0,17 / 0,14	0,22 / 0,16	0,13 / 0,11	0,21 / 0,23
3. Осадки	0,23 / 0,24	0,25 / 0,26	1,00 / 1,00	—0,16 / —0,13	—0,07 / —0,04	—0,08 / —0,06	0,18 / 0,12	0,21 / 0,19
4. Испарение	—0,17 / —0,12	—0,08 / —0,07	—0,16 / —0,13	1,00 / 1,00	—0,04 / —0,05	0,01 / 0,01	0,18 / 0,23	—0,23 / —0,15

Примечание. В числителе — по фактическим рядам, в знаменателе — среднее по смоделированным рядам.

В качестве исходных для моделирования были взяты ряды годовых значений осадков, испарения и водных ресурсов Амударьи и Сырдарьи за период 1925—1985 гг., наиболее полно освещенный гидрометеорологической информацией.

Для последующих балансовых расчетов возможных изменений уровня моря было использовано 120 реализаций 30-летних ансамблей (групп) взаимосвязанных смоделированных рядов осадков, испарения и водных ресурсов Амударьи и Сырдарьи. В табл. 18.1 и 18.2 приведены статистические параметры исходных и осредненных по 120 реализациям смоделированных рядов и корреляционные матрицы связи между отдельными элементами водного баланса. Сравнительная характеристика статистических параметров исходных и смоделированных рядов свидетельствует о достаточно высоком качестве моделирования. Дополнительной проверкой адекватности модели служит также несимметричная матрица, которая составлена из наблюденных и смоделированных значений коэффициентов корреляции при сдвиге рядов относительно друг друга на один год (табл. 18.1).

Таблица 18.2

Статистические характеристики исходных (числитель) и смоделированных (знаменатель) рядов

Элемент водного баланса (моделируемые ряды)	Среднее	Коэффициент вариации	Коэффициент асимметрии	Коэффициент автокорреляции
Водные ресурсы Амударьи, км³	72,3 / 72,6	0,15 / 0,16	1,06 / 1,07	0,11 / 0,08
Водные ресурсы Сырдарьи, км³	38,1 / 38,2	0,21 / 0,20	0,73 / 0,40	0,22 / 0,16
Осадки, см	12,3 / 12,3	0,26 / 0,26	0,82 / 0,76	0,18 / 0,12
Испарение, см	99,1 / 98,9	0,09 / 0,09	0,14 / 0,28	—0,23 / —0,15

Исследование предстоящих изменений уровня Аральского моря было выполнено для различных вариантов роста безвозвратных изъятий стока в его бассейне, заданных водохозяйственными организациями. В связи с недостаточной разработанностью многих аспектов будущих водохозяйственных мероприятий в бассейне моря такой многовариантный подход к прогнозу его уровня представляется наиболее целесообразным, так как позволяет объективно оценить влияние намечаемых мероприятий на режим моря. Следует, однако, отметить, что некоторые из рассмотренных вариантов роста безвозвратных изъятий являются за пределами 1995 г. чисто гипотетическими, так как заявленные безвозвратные изъятия стока превышают местные водные ресурсы среднеазиатских рек и возникающий дефицит может быть покрыт только за счет дополнительной переброски стока западносибирских рек.

Фактический приток к морю определялся путем наложения на смоделированные ряды водных ресурсов Амударьи и Сырдарьи графиков роста водопотребления в бассейнах этих рек. Русловые потери стока в нижнем течении и в дельте Амударьи принимались равными 10 % оставшегося речного стока. Потери в нижнем течении и в дельте Сырдарьи, составляющие в современный период менее 1—2 % стока в вершине дельты, ввиду незначительности ожидаемых объемов притока Сырдарьи к морю, в расчетах не учитывались.

Была также сделана попытка оценить влияние на режим моря многолетнего регулирования водного стока в бассейнах Сырдарьи и Амударьи. Для каждого из вариантов изъятий фактический приток к морю рассчитывался с учетом и без учета многолетнего регулирования стока действующими и проектируемыми водохранилищами. Зарегулированность стока рек (гарантированные водные ресурсы) принимались по данным Союзгипроводхоза. Многолетнее регулирование стока позволяет использовать часть стока многоводных лет, накопленного в водохранилищах, для погашения (или смягчения) дефицита воды в относительно маловодные годы. При этом, конечно, происходит уменьшение среднего (за расчетный период) притока речных вод в море, так как большая их часть расходуется на хозяйственные нужды.

Во всех случаях на приток речных вод к морю накладывалось одно ограничение — даже при дефиците водных ресурсов (превышение безвозвратных изъятий над водными ресурсами) сток Амударьи в море не должен быть меньше запланированных санитарных попусков 3,2 км³ в год, а Сырдарьи — 1,6 км³ в год. Следует отметить некоторую условность этого ограничения, так как уже в настоящее время сток Сырдарьи и Амударьи в отдельные маловодные годы вообще не доходит до моря.

Расчеты ожидаемых уровней Аральского моря проводились по уравнению водного баланса (4.1) по годовым интервалам времени.

Для уменьшения влияния реактивного фактора годовые приращения уровня ΔH рассчитывались следующим образом. В качестве первого приближения при расчете ΔH принимается площадь моря, соответствующая уровню на начало года. При втором приближении используется площадь, соответствующая полусумме уровней на начало и конец года. Расчеты прекращаются, когда различия между текущими и предшествующим значением ΔH оказываются меньше 2 см.

В расчетах предполагалось, что после отчленения Малого моря (примерно при отметке уровня 40 м абс.) весь объем речного стока в дальнейшем поступает в Большое море, а при разделении Большого моря — в его восточную часть. Морфометрические характеристики моря, его отдельных районов, соответствующие той или иной отметке уровня, определялись по данным Р. В. Николаевой (см. табл. 1.1).

Результаты балансовых расчетов для минимального и максимального из рассмотренных вариантов роста безвозвратных изъятий стока в бассейнах рек Амударьи и Сырдарьи без учета многолетнего регулирования речного стока водохранилищами приведены в табл. 18.3. Средние значения уровня моря, соответствующие 50 %-ной обеспеченности гидрометеорологических факторов, и стандарты отклонений от среднего дают достаточную статистическую информацию о вероятных ожидаемых уровнях Аральского моря в ближайшие десятилетия. Зная эти характеристики и принимая, что смоделированные уровни для каждого конкретного года распределены нормально [13, 131, 186], можно определить значения уровня различной вероятности превышения (обеспеченности).

Как видно из табл. 18.3, уровень моря к 2000 г. при средних климатических условиях в зависимости от варианта водопотребления может упасть до отметок 36,4—36,0, а к 2010 г. — до 34,1—31,9 м абс. За счет колебаний климатических условий отклонения уровня от указанных средних отметок могут достигать в 2000—2010 гг. в интервале вероятностей превышения 5—95 % (90 % — доверительный интервал) ± (1,5—1,9) м. На рис. 18.1 показаны кривые возможных изменений уровня

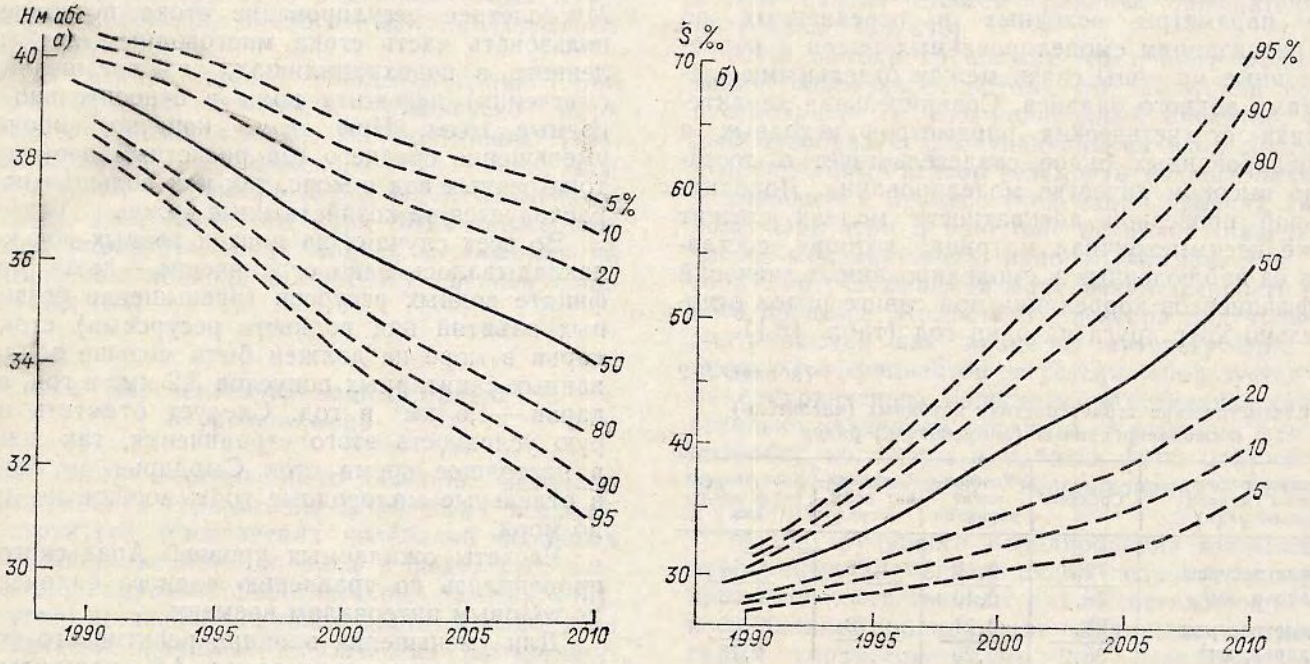


Рис. 18.1. Возможные изменения уровня (*а*) и солености (*б*) Аральского моря при осуществлении одного из вариантов безвозвратных изъятий стока в его бассейне.

Аральского моря различной обеспеченности при осуществлении минимального варианта изъятий стока.

Расчеты показали, что многолетнее регулирование водного стока Амударьи и Сырдарьи в условиях постоянного нарастания объемов безвозвратных изъятий стока и острого дефицита собственных водных ресурсов этих рек малоэффективно и не оказывает какого-либо заметного влияния на средний (за расчетный период) суммарный непогашенный дефицит водных ресурсов рек и уровень моря. Отклонения средних значений уровня отдельных лет от их значений, соответствующих одним и тем же вариантам изъятий стока, не превышает 0,05—0,15 м.

Осуществление того или иного варианта водохозяйственных мероприятий, определяющих темпы роста безвозвратных изъятий стока, существенно скажется на режиме моря. Так, в 2010 г. падение уровня при различных вариантах изъятий может различаться более чем на 2 м. Влияние же климатических факторов на уровенный режим моря в условиях рассмотренных вариантов изъятий стока существенно ограничено. Это связано с практически полным исчерпанием водных ресурсов рек Сырдарьи и Амударьи уже к 1990—1995 гг. В результате независимо от климатических условий в море будут поступать лишь постоянные по объему санитарные попуски рек. Из табл. 18.3 видно, что за пределами 1995—2000 г. для максимального варианта изъятий характерен более медленный рост стандартов отклонений от среднего уровня.

Таким образом, в ближайшие два десятилетия падение уровня Аральского моря будет продолжаться и его интенсивность будет определяться в основном антропогенным фактором — темпами возрастания объемов безвозвратных изъятий стока, характеризующих тот или иной вариант водохозяйственных мероприятий в бассейне моря.

Таблица 18.3

Возможные изменения уровня, площади, объема и солености Аральского моря

Год	Уровень, м абс.		Площадь, тыс. км²	Объем, км³	Соленость, ‰	
	$\overline{H}$	$\sigma_{\overline{H}}$			$\overline{S}$	$\sigma_{\overline{S}}$
Минимальный вариант изъятий						
1990	39,3	0,68	35,2	335	29,6	1,4
1995	38,0	1,10	32,4	290	33,6	3,1
2000	36,4	1,43	29,0	242	39,6	5,6
2005	35,3	1,66	26,7	210	45,3	8,1
2010	34,1	1,94	24,2	180	54,2	10,7
Максимальный вариант изъятий						
1990	39,1	0,68	34,8	328	30,2	1,6
1995	37,6	1,12	31,6	278	34,8	3,5
2000	36,0	1,49	28,2	230	43,0	6,5
2005	34,2	1,53	24,5	183	51,2	8,6
2010	31,9	1,49	19,2	133	68,4	13,1

18.3. Возможные изменения солености и солевого состава вод

Изменения солености Аральского моря в современный период и в дальнейшем будут обусловливаться главным образом концентрированием морских вод при уменьшении объема моря. В то же время влияние ионного стока и других составляю-

щих солевого баланса будет крайне незначительно ввиду резкого уменьшения притока речных вод и сокращения площади моря. К тому же значительная часть солей, приносимых реками (карбонаты и часть сульфатов), будет осаждаться при смешении речных и морских вод вследствие пересыщения последних этими солями.

Для расчетов возможных изменений солености моря был также использован метод статистического моделирования. Расчеты солености проводились по уравнению солевого баланса (13.1) одновременно с расчетами уровня моря. Поэтому все входные параметры речного стока, осадков и испарения соответствуют их значениям и вариантам, принятым при расчете будущего уровня моря.

Минерализация впадающих в море речных вод принималась по данным [177, 199]. Поступление солей с подземными водами, эоловый приход и вынос солей ввиду их незначительности принимались в расчетах постоянными и равными среднемноголетним значениям. Для оценки количества солей, выпадающих в осадок при осолонении вод моря, и определения их средней будущей солености была использована следующая расчетная схема.

Сначала на каждом годовом расчетном шаге по уравнению солевого баланса (13.1) определяется будущая соленость моря без учета осаждения солей. Масса карбонатов, осаждающихся при концентрировании вод моря за этот период времени, рассчитывается следующим образом. Фактические концентрации гидрокарбонат-ионов на начало и конец года ($[HCO_3^-]_0$ и $[HCO_3^-]_t$) определяются по эмпирическим зависимостям, связывающим содержание этих ионов с хлорностью морских вод (12.8), а хлорность с соленостью (суммой солей) (12.9). Поскольку поступающие с речным стоком ионы HCO_3^- полностью осаждаются в виде карбонатов при смешении речных и морских вод, то возможное гипотетическое (без учета осаждения карбонатов в самом море) изменение концентрации гидрокарбонат-ионов на конец года ($[HCO_3^-]_г$) будет обратно пропорционально изменению объема моря за расчетный период:

$$[HCO_3^-]_г = [HCO_3^-]_0 V_0/V_t, \qquad (18.1)$$

где V_0 и V_t — соответственно объемы вод моря на начало и конец года.

Количество ионов HCO_3^-, соответствующее разности между гипотетической и фактической на конец года их концентраций, и эквивалентное количество катионов Ca^{2+} и Mg^{2+} будет переходить в осадок в форме карбонатов. При этом в соответствии с произведением растворимости карбонатов и действующих масс ионов Ca^{2+} и Mg^{2+} 98 % массы ионов HCO_3^- выпадает в осадок в виде $CaCO_3$ и 2 % в виде $MgCO_3$ [4, 32]. Масса осадившихся углекислых солей в течение расчетного года может быть определена следующим образом:

$$M_1 = K_1([HCO_3^-]_г - [HCO_3^-]_t)V_{ср}, \qquad (18.2)$$

где $V_{ср}$ — среднегодовой объем моря; K_1 — коэффициент, учитывающий эквивалентное осаждение карбонатов кальция и магния.

Расчет массы осадившихся за годовой период углекислых солей M_1 и средней солености моря на конец года S_t проводится методом итеративных приближений. На первом шаге по уравнению солевого баланса определяется S_t' — соленость на конец года без учета осаждения карбонатов, а затем по указанной выше схеме определяется M_1'. С учетом осаждения солей рассчитывается S_t'' и новое значение M_1''. Затем вновь производится расчет S_t'''. Расчеты прекращаются при выполнении условия

$$S_t^n - S_t^{n-1} \leqslant \varepsilon, \qquad (18.3)$$

где ε — заданная точность определения S_t, например $\varepsilon = 0{,}05$ ‰.

Аральские воды при солености, превышающей 26—28 ‰, достигают насыщения по сульфату кальция, и начинается осаждение гипса [32, 51]. Поэтому при расчете перспективных значений солености вод моря на последующих расчетных временных шагах нужно учитывать осаждение углекислых и сернокислых солей. Схема расчета массы осаждающихся сульфатов аналогична описанной выше для углекислых солей.

Фактическая концентрация сульфат-ионов на начало и конец года ($[SO_4^{2-}]_0$ и $[SO_4^{2-}]_t$) может быть определена по соответствующим значениям солености (суммы солей) или хлорности по зависимостям (12.7) и (12.9). Гипотетическая (без учета осаждения сульфатов в самом море) на конец года концентрация ионов SO_4^{2-} определяется аналогично (18.1):

$$[SO_4^{2-}]_г = [SO_4^{2-}]_0 V_0/V_t. \qquad (18.4)$$

Незначительное количество поступающих в течение года с речным стоком ионов SO_4^{2-} ввиду насыщенности аральских вод сульфатными солями будет практически полностью осаждаться в виде $CaSO_4$ при смешении морских и речных вод, поэтому масса осадившихся из морской воды сульфатных солей определяется следующим образом:

$$M_2 = K_2([SO_4^{2-}]_г - [SO_4^{2-}]_t)V_{ср}, \qquad (18.5)$$

где K_2 — коэффициент, учитывающий эквивалентное осаждение сульфата кальция.

Общая масса выпавших на дно моря за расчетный годовой шаг солей определяется как сумма осадившихся углекислых и сернокислых солей. Расчет перспективных значений солености вод моря на конец года и общей массы осадившихся солей проводится описанным выше методом итеративных приближений.

Осаждение углекислых и сернокислых солей из аральской воды при ее дальнейшем концентрировании в процессе усыхания моря является одной из основных расходных составляющих его перспективного солевого баланса.

Результаты балансовых расчетов средней солености Аральского моря для минимального и максимального вариантов роста безвозвратного водопотребления в бассейне моря приведены в табл. 18.3. Эти значения солености соответствуют 50 %-ной обеспеченности гидрометеорологических характеристик, а стандарты отклонений дают статистическую информацию о вероятных отклонениях значений солености под влиянием природных факторов.

Как видно из табл. 18.3, к 2000 г. соленость моря при средних климатических условиях может повыситься до 39,6—43,0 ‰. За счет климатических факторов отклонения солености от их средних значений могут достигать (при 90 %-ном доверительном интервале) ± (5,6—6,5) ‰. К 2010 г. соленость моря может повыситься до 54—68 ‰, а отклонения от средних за счет колебаний климатических факторов (при 90 %-ном доверительном интервале) составят ± (10,7—13,0) ‰. Интересно отметить, что без учета осаждения солей значения средней солености моря к 2010 г. были бы выше указанных на 8—10 ‰. На рис. 18.1 *б* показаны кривые возможных изменений средней солености вод Аральского моря различной обеспеченности при осуществлении минимального варианта роста безвозвратных изъятий стока в его бассейне.

В зависимости от варианта безвозвратных изъятий стока значения солености моря к 2010 г. могут отличаться друг от друга на 14 ‰. Как было показано выше, влияние климатических факторов на режим моря в условиях рассмотренных вариантов изъятий стока за пределами 1990—1995 гг. будет несколько ограничено. Тем не менее для всего расчетного периода характерен постоянный рост стандартов отклонений от средней солености (см. табл. 18.3). Это связано с тем, что изменения солености в большей степени определяются изменениями объема вод моря. По этой же причине многолетнее регулирование стока Амударьи и Сырдарьи, как показали расчеты, незначительно влияет на значения средней солености вод моря.

По мере осолонения вод моря будет происходить метаморфизация их солевого состава, связанная с осаждением части труднорастворимых солей. Для приближенной количественной оценки абсолютной концентрации основных компонентов солевого состава при различных значениях солености аральских вод могут быть использованы эмпирические уравнения связи концентрации отдельных ионов с хлорностью и соленостью (суммой солей) (12.5)—(12.9), полученные при анализе химического состава высокоминерализованных вод моря.

18.4. Изменения температурного и ледового режимов

Оценка возможных изменений температурного и ледового режимов проводилась теплобалансовым методом, описанным в гл. 7. Расчеты выполнены для двух вариантов прогнозируемых изменений уровня и солености вод моря (табл. 18.3). Исходной информацией для расчета являлись средние многолетние метеорологические данные ст. Барсакельмес (температура и влажность воздуха, скорость и направление ветра, облачность), характеризующей гидрометеорологический режим открытых районов моря.

Температура воды и даты образования и разрушения ледяного покрова, а также толщина льда вычислялись из уравнений теплового баланса водной массы и снеголедяного покрова, слагаемые которых находились по усовершенствованным зависимостям [63, 260].

Температура водной поверхности моря в конце расчетного интервала времени $\Delta\tau$ определялась по формуле, выведенной из уравнения теплового баланса (7.1) при условии неизменности уровня моря за расчетный период:

$$t_к = t_н + \frac{\Delta\tau}{c\mu H_{ср}}(Q_{ср} + Q_a + Q_g - Q_к - Q_{изл} - Q_{исп} + Q_{ад}), \quad (18.6)$$

где μ — отношение средней по вертикали температуры воды к температуре поверхности; $H_{ср}$ — средняя глубина моря; $Q_{ад}$ — адвекция теплоты, остальные обозначения те же, что и в гл. 7.

Ряд слагаемых теплового баланса нелинейно зависит от температуры воды, поэтому вычисление $t_к$ по формуле (18.6) выполнялось по малым интервалам времени, равным 1 сут. Уравнение (18.6) является основной зависимостью, по которой ведется расчет температуры поверхности воды моря в течение безледного периода. Для такого расчета, кроме величины $\mu H_{ср}$, необходимо знать $t_н$ первых суток расчета и значения тепловых потоков всех слагаемых теплового баланса за весь год. Вычисление этих тепловых потоков производится по формулам, приведенным в гл. 7.

Резкие изменения морфометрических характеристик моря учитывались при расчете трансформации воздушной массы над водной поверхностью, оценках поглощенной водой суммарной солнечной радиации и энтальпии. Влияние возрастающей солености учитывалось в расчетах температуры замерзания и плотности морской воды, теплопроводности и теплоемкости льда, а также максимального парциального давления водяного пара при температуре поверхности воды.

За дату образования ледяного покрова принимался первый день, когда рассчитанная температура поверхности воды понижалась до температуры замерзания. Датой начала таяния считался день, когда результирующая теплового баланса поверхности снеголедяного покрова становилась положительной, а датой полного очищения — когда толщина льда уменьшалась до нуля.

Толщина льда вычислялась по формуле, выведенной из уравнения теплового баланса снеголедяного покрова [260];

$$h_к = h_н + \sqrt{(h_э + \lambda/a)^2 + \frac{2\lambda\Delta\tau}{l\rho}\left(t_{зам} - \frac{A_c - A_0}{a}\right)} - (h_э + \lambda/a), \quad (18.7)$$

где $h_н$, $h_к$ — толщина льда (м) в начале и конце расчетного интервала времени $\Delta\tau$, который, как было указано выше, принимался равным 1 сут; $h_э$ — эффективная толщина снеголедяного покрова, м; λ — коэффициент теплопроводности льда, Вт/(м · °С); a — коэффициент, зависящий при данной температуре поверхности от скорости ветра, температуры воздуха и атмосферного давления; l — удельная теплота кристаллизации воды, Дж/кг; ρ — плотность льда, кг/м³; $t_{зам}$ — температура замерзания, °С; A_c — сумма слагаемых теплового баланса, независящих от температуры поверхности; A_0 — сумма слагаемых теплового баланса зависящих от температуры поверхности, рассчитанная при температуре поверхности 0 °С.

В формуле (18.7) учитывается утепляющее действие снежного покрова путем введения эффективной толщины льда

$$h_э = h + \lambda h_c/\lambda_c, \quad (18.8)$$

где h — толщина льда, м; h_c — толщина снега, м; λ_c — теплопроводность снега, Вт/(м·°С).

В расчетной схеме предусмотрен учет случаев, когда под действием тяжести снежного покрова либо при наличии трещин происходит затопление части снега, лежащего на льду. Тогда нарастание льда начнется на верхней границе затопленного снега, причем увеличение его толщины будет происходить быстрее, чем при нарастании льда снизу. Это объясняется тем, что эффективная толщина льда и теплота кристаллизации будет меньше. С учетом этого условия формула (18.7) преобразуется в следующий вид:

$$h_{к.\,с} = h_{н.\,с} + \sqrt{(h_{э.\,с} + \lambda/a)^2 + \frac{2\lambda\,\Delta\tau}{(1-\delta_c)\,l\rho_в}\left(t_{зам} - \frac{A_c - A_0}{a}\right)} - (h_{э.\,с} + \lambda/a), \qquad (18.9)$$

где δ_c — объем смоченного снега, в долях единицы, $\rho_в$ — плотность воды. Индекс «с» указывает на то, что все величины рассматриваются для слоя «снежного» льда и сухого снега над ним.

Результаты расчетов возможных изменений температуры воды и характеристик ледового режима Аральского моря до 2010 г. для двух вариантов роста безвозвратных изъятий стока из рек его бассейна представлены в табл. 18.4 и 18.5. Как видно

Таблица 18.4

Возможные изменения температуры воды поверхностного слоя Аральского моря в районе ст. Барсакельмес, °С

Год	Весна	Лето	Осень	Зима	Средняя за год
Минимальный вариант изъятий					
1990	6,2	24,9	15,3	—0,5	11,7
1995	6,3	25,0	15,0	—0,8	11,7
2000	6,3	25,0	14,8	—1,1	11,2
2005	6,3	25,1	14,6	—1,3	11,2
2010	6,4	25,0	14,5	—1,7	11,1
Максимальный вариант изъятий					
1990	6,2	25,0	15,2	—0,5	11,7
1995	6,3	25,0	15,0	—0,8	11,4
2000	6,3	25,0	14,7	—1,2	11,2
2005	6,4	25,2	14,5	—1,6	11,1
2010	6,3	25,2	14,3	—2,3	10,9

из этих таблиц, при значительном снижении уровня моря и резком возрастании солености его вод ледовый и температурный режимы заметно изменятся. Так, средняя за зимние месяцы температура воды поверхностного слоя уменьшится, а за летние — увеличится, постепенно будет понижаться среднегодовая температура.

Понижение температуры воды моря зимой вызывается понижением температуры кристаллизации при увеличении солености воды. Повышение температуры воды летом связано с уменьшением расходной части теплового баланса водной массы моря в это время года из-за уменьшения максимального парциального давления водяного пара при росте солености воды. При средних климати-

Таблица 18.5

Возможные изменения характеристик ледового режима Аральского моря в районе ст. Барсакельмес

Год	Начало ледостава	Начало таяния	Очищение ото льда	Продолжительность ледового периода, сут	Максимальная толщина льда, см
Минимальный вариант изъятий					
1990	4 I	20 III	7 IV	94	40
1995	4 I	20 III	6 IV	93	39
2000	5 I	20 III	6 IV	92	37
2005	7 I	20 III	6 IV	90	35
2010	11 I	20 III	6 IV	85	32
Максимальный вариант изъятий					
1990	4 I	20 III	7 IV	94	40
1995	4 I	20 III	6 IV	93	39
2000	7 I	20 III	6 IV	90	36
2005	9 I	20 III	5 IV	87	33
2010	20 I	20 III	4 IV	75	27

ческих условиях ледяной покров будет образовываться позже и поверхность моря раньше начнет очищаться ото льда. Толщина льда окажется меньше. В то же время дата начала таяния весной останется прежней, так как этот процесс зависит только от климатических условий. Начало ледостава в варианте максимального изъятия стока рек, впадающих в Аральское море, сдвигается на 16 сут и определяется двумя факторами: понижением температуры кристаллизации воды повышенной солености и более быстрым охлаждением водной массы моря при уменьшении средней глубины его к 2010 г. Первый фактор задерживает начало ледостава, а второй, наоборот, ускоряет его, так как более мелкий водоем быстрее остывает осенью.

Очищение моря ото льда весной в 2010 г. будет происходить на 2—3 сут раньше из-за меньшей толщины льда, наросшего за зиму, что в свою очередь связано с уменьшением вертикального градиента температуры в толще снеголедяного покрова зимой, поскольку температура поверхности этого покрова остается без изменений, а температура нижней поверхности льда существенно понизится.

Использованная методика расчета ледового и температурного режимов была проверена путем сопоставления рассчитанных и наблюденных дат образования и разрушения ледового покрова и температуры воды поверхностного слоя моря за 1961—1985 гг. Результаты сопоставления температуры воды представлены в гл. 7 (табл. 7.10), а ледовых характеристик — в работе [260]. Отклонения рассчитанных и фактических значений температуры воды в среднем колеблются от 1 до 2 °С. Средние ошибки расчета дат ледообразования составили 5—19 сут, дат начала таяния и очищения ото льда — 8—10 сут, а ошибка расчета толщины льда не превышала 11 см. Удовлетворительное совпадение рассчитанных и наблюденных характеристик температурного и ледового режимов свидетельствует о возможности использования приведенных в табл. 18.4 и 18.5 результатов расчета для приближенного прогноза возможных изменений температурного и ледового режимов Аральского моря в условиях дальнейшего снижения его уровня.

19. НАУЧНЫЕ ОСНОВЫ ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ МЕРОПРИЯТИЙ ПО РЕГУЛИРОВАНИЮ РЕЖИМА МОРЯ И УМЕНЬШЕНИЮ ОТРИЦАТЕЛЬНЫХ ПОСЛЕДСТВИЙ ЕГО УСЫХАНИЯ

Исследование уже происшедших и ожидаемых изменений гидролого-гидрохимического режима Аральского моря под влиянием намечаемых в его бассейне водохозяйственных мероприятий является основой для разработки рекомендаций по регулированию и оптимизации режима моря с целью предотвращения или ослабления отрицательных последствий, связанных с падением его уровня.

19.1. Отрицательные последствия снижения уровня моря

Отрицательные последствия, связанные со снижением уровня Аральского моря, можно несколько условно разделить на три группы. Первая группа — это те изменения, которые происходят непосредственно в самом море. К ним относятся рассмотренные выше изменения гидролого-гидрохимического и связанные с ними изменения гидробиологического режимов моря. Резкие изменения среды обитания привели к необратимым изменениям в экосистеме моря. Значительно (в 2—5 раз) сократилась численность и видовой состав микроорганизмов (бактерий, дрожжей), обитающих в толще вод и иловых отложений. В 5—6 раз снизилась биомасса фито- и зоопланктона, существенно обеднился их видовой состав. В то же время биомасса зообентоса, несмотря на обеднение видового состава, за счет акклиматизантов и аборигенов морского происхождения даже возросла [7, 99, 113, 115, 169].

Изменилась как кормовая база рыб, так и условия их обитания и воспроизводства. Для полупроходных рыб это выразилось в практически полном исчезновении нерестилищ, для проходных — в нарушении путей миграций к местам естественного размножения. Это не могло не отразиться на состоянии промысловых стад: уловы рыб быстро сокращались [115, 234] и в начале 1980-х годов промысловая добыча рыбы непосредственно в Аральском море была полностью прекращена. Работы по вселению и акклиматизации в Аральском море новых видов промысловых рыб пока не выходят за рамки отдельных экспериментов и не дали каких-либо обнадеживающих результатов. Таким образом, можно отметить, что рыбохозяйственное значение моря практически утеряно.

Падение уровня моря и обмеление портовых акваторий способствовало также полной потере транспортного значения моря.

Вторая группа — это обусловленные падением уровня моря изменения природной среды Приаралья. К ним можно отнести аридизацию климата и микроклимата, снижение уровня и повышение минерализации грунтовых вод, ухудшение состояния почвенного покрова, процессы аккумуляции и выноса солей с обсыхающего дна моря, угнетение растительности, ухудшение условий жизни животного мира, деградацию природных комплексов дельт и др. Этим вопросам посвящена обширная литература [17, 24, 36—38, 134, 153, 187 и др.] и нет необходимости останавливаться на каждом из них подробно. Проведенные исследования со всей очевидностью свидетельствуют, что на огромной территории Приаралья в настоящее время быстрыми темпами развивается процесс антропогенного опустывания.

Наиболее актуальным, на наш взгляд, для судьбы моря и природной среды Приаралья является вопрос об опасности ветрового выноса солей с осушающегося дна моря на прилегающие плодородные земли Средней Азии и Южного Казахстана. Как показали исследования последних лет [36, 187, 188], более 80 % вышедшей из-под воды территории засолено, причем 50 % этих земель относится к категории сильно засоленных. Процесс соленакопления происходит в настоящее время главным образом за счет капиллярного поднятия минерализованных грунтовых вод. Морская вода, остающаяся в толще прибрежных осадков, постепенно испаряется, поднимаясь по капиллярам. При этом из раствора выпадают и сульфатные соли, представляющие наибольшую опасность для растений. В работе [38] отмечено большое количество сернокислого натрия в молодых солончаковых почвах, формирующихся на обсохшей части моря, что является, по-видимому, результатом вторичных коллоидных обменных реакций. Солончаки, сформировавшиеся в условиях постепенного обсыхания заливов, бухт и фильтрационных озер, имеют в основном смешанный хлоридно-сульфатный и сульфатно-хлоридный состав, однако коры галлита, которая бы предотвращала раздувание этих отложений, при этом не образуется [36—38].

В настоящее время в воде моря содержится примерно 10 млрд т солей. Перенос даже части этого количества солей на орошаемые земли представляет собой большую опасность. И хотя накопление солей в почве будет происходить постепенно и скажется не сразу, однако привнос ветром соляной пыли на поля представляет непосредственную угрозу для урожаев хлопчатника и других культур. Соляная пыль, попадая на пыльцу цветущих растений, вызывает гибель посевов либо сильно угнетает растения, что приводит к резкому снижению урожаев.

К сожалению, в настоящее время еще недостаточно данных для количественной оценки не только возможного в будущем, но даже и современного ветрового выноса солей с осушившегося дна и акватории моря, однако качественные изменения (рост площадей засоленных территорий, типы образующихся солончаков, усиление пыльных бурь и их локализация в районах обсохших мелководий моря и др.) свидетельствуют об усилении этого процесса по мере снижения уровня моря.

Третью группу составляют отрицательные социально-экономические последствия, обусловленные падением уровня моря и отмеченными изменениями экологических факторов.

К ним относятся, прежде всего, коренные изменения условий хозяйственной деятельности. Прекращение рыбного промысла привело к консервации и списанию рыбозаводов, рыбодобывающих и транспортных судов, ликвидации рыбоколхозов. С потерей промыслового значения Аральского моря встала проблема трудоустройства и переселения значительной части населения прибрежных районов, что связано не только с сокращением объема производства, но и с дополнительными затратами

по созданию рабочих мест и закреплению переселенцев в новых районах.

Падение уровня моря и связанное с ним снижение уровня грунтовых вод на прилегающих к Аралу территориях приводит к уменьшению продуктивности пустынных пастбищ. Это создает крайне тяжелое положение для развития животноводства. Ухудшение качества используемых для питьевых целей речных вод, а также отмечающееся увеличение количества грызунов и насекомых-вредителей осложняет и без того напряженную эпидемиологическую ситуацию. Деградация природных комплексов дельт в результате прекращения естественных разливов рек привела к гибели обширных сенокосных угодий, исчезновению промысла ондатры и др. [38, 89, 138].

В целом, по данным СОПСа Госплана СССР, потери валовой продукции, вызванные снижением природного потенциала вследствие падения уровня моря с учетом продукции рыбного и агропромышленного комплекса, могут составить по Приаралью около 1 млрд руб.

Таким образом, происходящие, а в еще большей степени ожидаемые экологические и социально-экономические последствия падения уровня Аральского моря крайне неблагоприятны и затрагивают интересы многих отраслей народного хозяйства этого региона нашей страны.

19.2. Возможные мероприятия по регулированию режима моря и его отдельных районов

Выполненные оценки дальнейших возможных изменений гидролого-гидрохимического режима Аральского моря со всей очевидностью свидетельствуют, что без проведения каких-либо компенсационных мероприятий негативный процесс усыхания Аральского моря будет продолжаться быстрыми темпами (см. табл. 18.3). В дальнейших изменениях гидролого-гидрохимического режима моря можно выделить несколько важных этапов.

Первый этап завершится, по-видимому, когда уровень моря снизится до отметок менее 40 м абс. и произойдет естественное отчленение Малого моря. Соленость вод к моменту разделения Большого и Малого морей достигнет 27—28 ‰, т. е. воды моря из градации солоноватых перейдут в градацию вод с морской соленостью. Это приведет к изменению характера протекания ряда важных физико-химических процессов, в частности осенне-зимнего конвективного перемешивания. В осенне-зимний период вся масса вод моря будет хорошо аэрироваться и выхолаживаться до значительных отрицательных температур, равных температуре замерзания аральских вод соответствующей солености (— 1,5... — 2,0 °С). В изменении химического состава вод моря кроме седиментации карбонатов начнется этап осаждения гипса в связи с насыщением вод сульфатом кальция. Малое море после отчленения и отсутствия какого-либо водного питания будет быстро усыхать и в течение последующих двух десятилетий может полностью исчезнуть, оставив в своих котловинах и на обсохшем дне примерно 700 млн т солей.

Второй важный этап — это повышение солености вод Большого моря к 1995—1997 гг. до значений, превышающих 35—37 ‰. Этот рубеж определяет практическую возможность дальнейшего использования водоема в каких-либо рыбохозяйственных целях. При таком повышении солености начнется более интенсивная седиментация гипса. К 2005 г. уровень Большого моря снизится до отметки 35—34 м абс., а соленость значительно превысит океанскую (45—51 ‰), достигнув градации соленых вод.

Следующий этап — разделение Большого моря на западную и восточную части, может произойти после 2010 г., когда уровень Большого моря снизится до отметки 31 м абс. Соленость вод Большого моря к этому моменту достигнет примерно 70 ‰. При последующем повышении солености вод до 100—120 ‰ в зимний период начнет осаждаться мирабилит, представляющий особую опасность для природы Приаралья. Дальнейшее усыхание водоемов в западной и восточной частях Большого моря и их гидролого-гидрохимический режим будут обусловливаться объемом и качеством питающих их вод.

Таким образом, без проведения каких-либо компенсационных мероприятий неизбежно практически полное и быстрое усыхание Аральского моря до небольших остаточных сильноминерализованных водоемов.

Уменьшение отрицательных последствий снижения уровня моря может быть достигнуто путем замедления темпов его падения и реконструкции моря — сохранения отдельных его частей, которые в дальнейшем могут быть использованы в народнохозяйственных целях.

Первый комплекс возможных компенсационных мероприятий связан с рациональным использованием внутренних водных ресурсов бассейна и направлен на обеспечение максимально возможного притока всех категорий вод к морю. Эти мероприятия включают модернизацию и повышение КПД оросительных и дренажных систем, внедрение прогрессивных методов полива; уменьшение потерь воды на фильтрацию и испарение; ликвидацию местных замкнутых бассейнов стока, таких как Арнасайская котловина и Сарыкамышская впадина, строительство и реконструкцию коллекторной сети для направленного сброса и максимального поступления в море сбросных и дренажных вод. Конечно, эти воды должны сбрасываться в котловину моря только после их возможно более полного хозяйственного использования в дельтах Амударьи и Сырдарьи.

Второй комплекс возможных мероприятий связан с антропогенной реконструкцией самого Аральского моря. Суть этих научно-технических предложений заключается в уменьшении объема испаряющейся с акватории моря воды путем уменьшения площади его зеркала. При падении уровня появляется возможность управления водным балансом и режимом моря путем отчленения его отдельных акваторий и создания не единого, а нескольких связанных друг с другом водоемов. Такая возможность обеспечивается морфологическими и морфометрическими особенностями строения котловины Аральского моря. С целью сохранения и возможного народнохозяйственного использования отдельных частей моря предложен ряд схем антропогенной реконструкции Аральского моря [42, 47, 136, 150, 258], однако их практическое осуществление в условиях ожидаемых крайне незначительных объемов водного питания весьма проблематично. Перечислим кратко наиболее вероятные из возмож-

ных вариантов реконструкции моря и необходимые условия питания сохраняемых водоемов [49].

1. Сохранение водоема в центральной части Малого моря на отметках 40—41 м абс. (условия естественного отчленения) с площадью 3,1—3,3 тыс. км² и объемом вод 58—65 км³ требует питания не менее 3 км³ (рис. 19.1). Основное назначение водоема — экологическое и связано

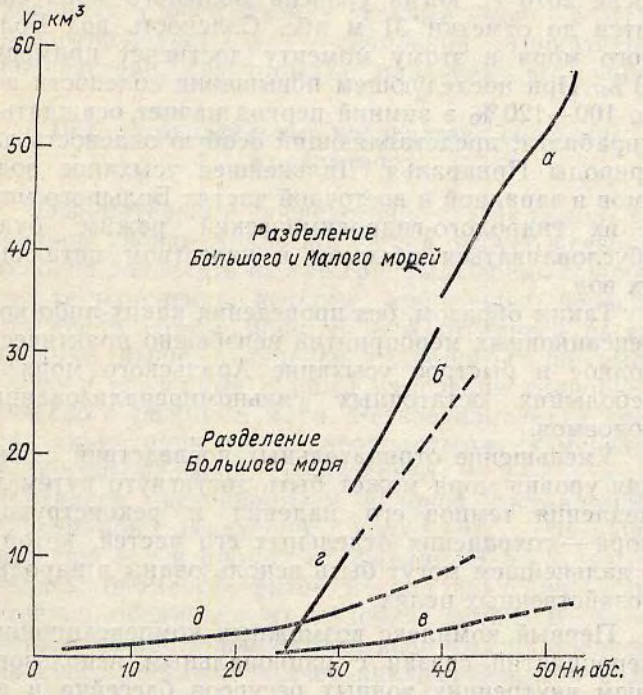


Рис. 19.1. Зависимость уровня равновесия различных частей Аральского моря от объема водного стока.

а — Аральское море до разделения на Большое и Малое моря; *б* — Большое море до разделения на западную и восточную части; *в* — Малое море; *г* — восточная часть Большого моря; *д* — западная часть Большого моря

с предотвращением возможного ветрового выноса солей с обсохшего дна Малого моря. Увеличение объема питания до 4—5 км³ в год позволит обеспечить проточность сохраняемого водоема, его постепенное распреснение и использование в рыбохозяйственных целях. Излишки вод и солей сбрасываются при этом через пролив Берга в Большое море (рис. 19.2). При объеме питания менее 3 км³ в год возможно сохранение водоема-солеприемника на более низких отметках уровня.

2. Восстановление водоема с регулируемым режимом в заливе Большой Сарычаганак на отметках уровня близких к естественным (53 м абс.) с площадью 1,0—1,2 тыс. км² и объемом 10—12 км³. Объем питания такого водоема должен быть не менее 1,5—2,0 км³ в год, излишки воды и солей через дамбу, отделяющую залив, сбрасываются в центральную котловину Малого моря. Назначение водоема — рыбохозяйственное и рекреационное (зона отдыха жителей г. Аральск).

3. Возможен вариант сохранения водоема в центральной части Малого моря и одновременно восстановления регулируемого водоема в заливе Большой Сарычаганак. Объем необходимого питания этих водоемов возрастает при этом до 5—6 км³ в год.

4. Сохранение водоема с регулируемым режимом в западной части Большого моря на отметках 31—32 м абс. (условия естественного разделения Большого моря) с площадью 5—6 тыс. км² и объемом вод 85—90 км³ требует питания не менее 8—10 км³ в год (см. рис. 19.1). Излишки воды и солей сбрасываются в нерегулируемую восточную часть Большого моря, которая служит солеприемником. Назначение водоема — рыбохозяйственное и рекреационное (рис. 19.2).

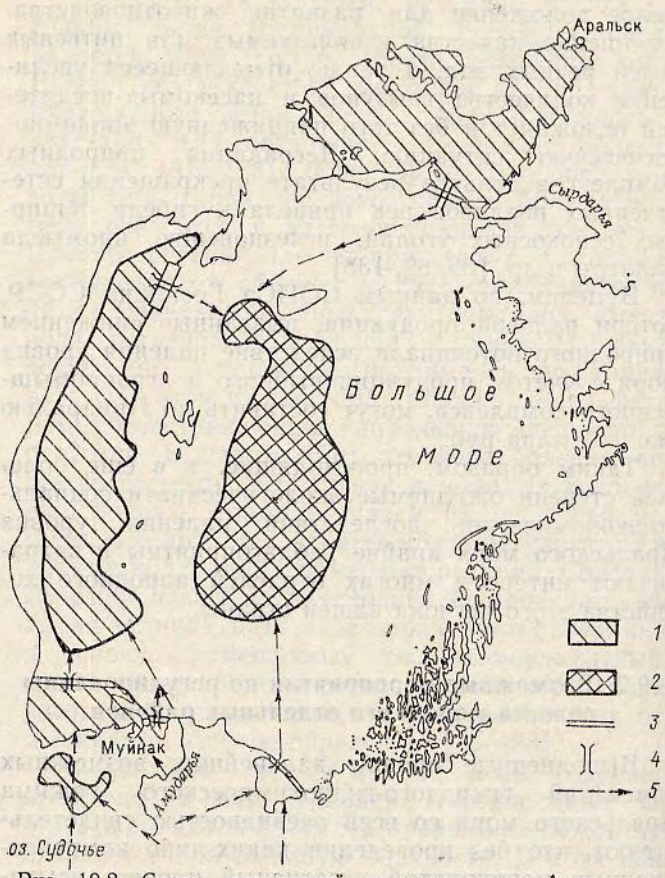


Рис. 19.2. Схема возможной реконструкции Аральского моря.

1 — сохраняемые части моря с управляемым режимом; *2* — нерегулируемая часть моря; *3* — ограждающие дамбы; *4* — сбросные сооружения; *5* — направление движения вод

5. Сохранение водоема с регулируемым режимом в восточной части Большого моря примерно на тех же отметках уровня с площадью зеркала 12—15 тыс. км² и объемом вод 55—60 км³. Регулирование режима этого водоема и его постепенное распреснение потребует не менее 20 км³ воды в год (рис. 19.1). Назначение водоема — рыбохозяйственное и экологическое — уменьшение возможного ветрового выноса солей с осушившегося дна моря.

6. Отчленение и восстановление водоема в заливе Аджибай на юге моря (рис. 19.2) на отметках 50—53 м абс. с площадью около 1 тыс. км². Для этого необходимо подавать в него около 1,5—2,0 км³ в год вод Амударьи и сбросных и дренажных вод с ее низовьев. Сброс дренажных вод с левобережья Амударьи может быть осуществлен через озеро Судочье. За счет проточности осуществляется регулирование режима водоема, а излишки воды и солей сбрасываются в западную часть Большого моря. Назначение водоема — рыбохозяйственное и рекреационное.

7. Отчленение и восстановление водоемов и небольших высохших или высыхающих заливов моря (Рыбацкий, Сарбас, Аббас, Джилтырбас и др.) для их использования в рыбохозяйственных целях. Необходимый суммарный объем питания 1,5—

2 км³ в год, излишки воды и солей сбрасываются в западную и восточную части Большого моря. Ряд из этих водоемов может быть также использован и в рекреационных целях.

8. Возможны различные комбинации и сочетания в осуществлении предложенных вариантов сохранения и хозяйственного использования отдельных частей Аральского моря, но при этом, как правило, объем необходимого питания такого рода «цепочек» водоемов возрастает.

Таким образом, перечисленные, а также другие предложенные варианты антропогенной реконструкции Аральского моря требуют значительных объемов водного питания. Учитывая реальную водохозяйственную обстановку в бассейнах рек Амударьи и Сырдарьи, значительные потребности в воде дельтовых районов, можно предположить, что даже с учетом некоторого возможного возрастания объема поступающих в дельты и море коллекторных и сбросных вод вряд ли удастся обеспечить в ближайшее десятилетие объем питания моря по Сырдарье более 2—5 и Амударье 5—10 км³ в год без целенаправленного ограничения безвозвратного водопотребления в бассейнах рек. В этих условиях большинство предложенных мероприятий по реконструкции моря, по-видимому, не осуществимо. Наиболее реальны мероприятия, требующие минимальных затрат стока, — это восстановление небольших рыбохозяйственных и рекреационных водоемов в заливе Большой Сарычаганак и некоторых южных заливах моря. Нерегулируемые остаточные водоемы в западной и восточной частях Большого моря и, возможно, в центральной части Малого моря будут выполнять при этом функции солеприемников и соленакопителей, а их размеры будут определяться объемом стока питающих их вод.

Поэтапное осуществление компенсационных мероприятий, связанных с рациональным использованием и экономией водных ресурсов, а также целенаправленное ограничение безвозвратного водопотребления в бассейне моря для обеспечения гарантированного притока к морю в объеме 20—30 км³ в год открывают в перспективе возможности для сохранения или восстановления значительной акватории моря и регулирования режима его отдельных районов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящей монографии, подводящей итоги многолетних исследований гидрометеорологических и гидрохимических условий Аральского моря, впервые проведен всесторонний анализ последствий беспрецедентного вмешательства в естественный режим крупного морского внутриматерикового водоема.

С начала 60-х годов текущего столетия антропогенное воздействие на естественные природные условия Аральского моря и Приаралья стало резко увеличиваться все возрастающими темпами. Расширение площадей орошаемых земель и связанное с ним уменьшение притока речных вод к морю, интенсификация химизации сельского хозяйства, ухудшение качества речных вод привели ко многим негативным изменениям физико-географических, экологических и социально-экономических условий региона. Аральское море вследствие его интенсивного усыхания практически потеряло свое рыбохозяйственное, транспортное и рекреационное значение; деградировали уникальные ландшафтные зоны дельт Амударьи и Сырдарьи; ухудшились климатические условия в прилегающих к морю районах; резко обострилась санитарно-эпидемиологическая обстановка; усилились пыле-солевые выносы на прилегающие территории и т. п.

Указанные негативные процессы и явления продолжают развиваться и, как показали прогнозные проработки, выполненные на основе всестороннего анализа их развития за предшествующие годы, приведут в конечном итоге к коренному негативному преобразованию природных условий бассейна Аральского моря.

Длительное время во многих научных, хозяйственно-административных и общественных кругах негативные изменения природных условий Арала и Приаралья признавались как неизбежные, однако реальная действительность заставила пересмотреть эти позиции и искать пути если не восстановления прежних природных условий, то резкого уменьшения негативных последствий антропогенного вмешательства в природу региона.

В результате глубокого и всестороннего изучения положения природных, экологических и социально-экономических условий в бассейне Аральского моря в сентябре 1988 г. ЦК КПСС и Совет Министров СССР приняли постановление «О мерах по коренному улучшению экологической и санитарной обстановки в районе Аральского моря, повышению эффективности использования и усилению охраны водных и земельных ресурсов в его бассейне», предусматривающее осуществление конкретных практических мероприятий по предотвращению негативных последствий усыхания Аральского моря и опустынивания Приаралья, восстановление нарушенного экологического равновесия.

Представленные в настоящей монографии систематизированные сведения по комплексу современных и ожидаемых гидрометеорологических и гидрохимических характеристик Аральского моря могут быть использованы для гидрометеорологического обеспечения планирования хозяйственной деятельности в бассейне моря, при проектировании водохозяйственных и инженерных мероприятий, связанных с решением проблемы Аральского моря.

Учитывая резкую нестационарность современного состояния режима Аральского моря, значительные темпы изменения его основных гидрометеорологических и гидрохимических характеристик необходимо и в дальнейшем осуществлять мониторинг за состоянием моря, совершенствовать методы получения и обработки информации, активнее использовать для этих целей дистанционные авиа- и космические средства наблюдений.

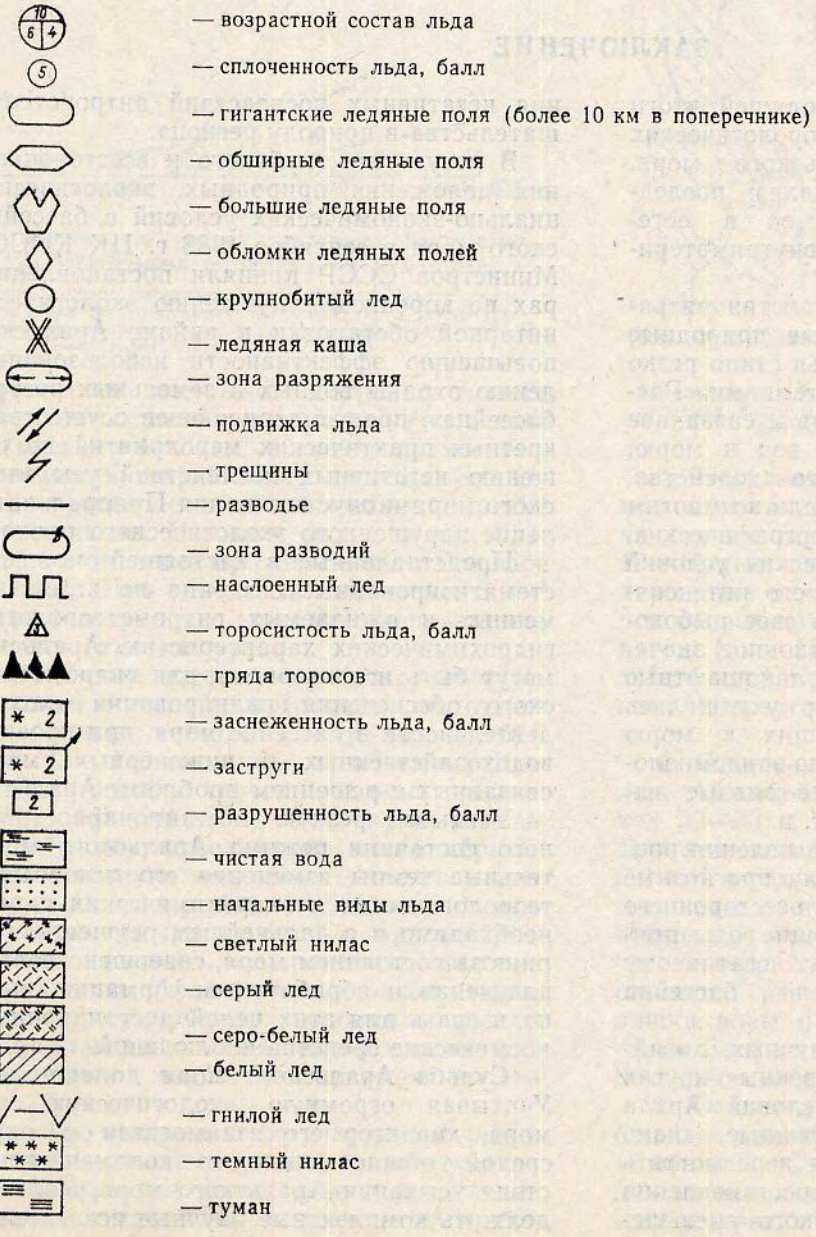
Судьба Аральского моря далеко не решена. Учитывая огромную экологическую значимость моря, характер его взаимосвязи с окружающей средой, общие социально-экономические последствия усыхания Аральского моря, необходимо продолжить комплексные научные исследования, уско-

рить проектные проработки и осуществление практических мероприятий, направленных на ослабление негативных последствий усыхания моря, замедление темпов снижения уровня, сохранение и регулирование режима отдельных его акваторий.

ПРИЛОЖЕНИЕ 1

Картограммы ледовых авиаразведок в мягкую (1965/66), умеренную (1977/78) и суровую (1976/77) зимы

Условные обозначения [170]



— возрастной состав льда
— сплоченность льда, балл
— гигантские ледяные поля (более 10 км в поперечнике)
— обширные ледяные поля
— большие ледяные поля
— обломки ледяных полей
— крупнобитый лед
— ледяная каша
— зона разряжения
— подвижка льда
— трещины
— разводье
— зона разводий
— наслоенный лед
— торосистость льда, балл
— гряда торосов
— заснеженность льда, балл
— заструги
— разрушенность льда, балл
— чистая вода
— начальные виды льда
— светлый нилас
— серый лед
— серо-белый лед
— белый лед
— гнилой лед
— темный нилас
— туман

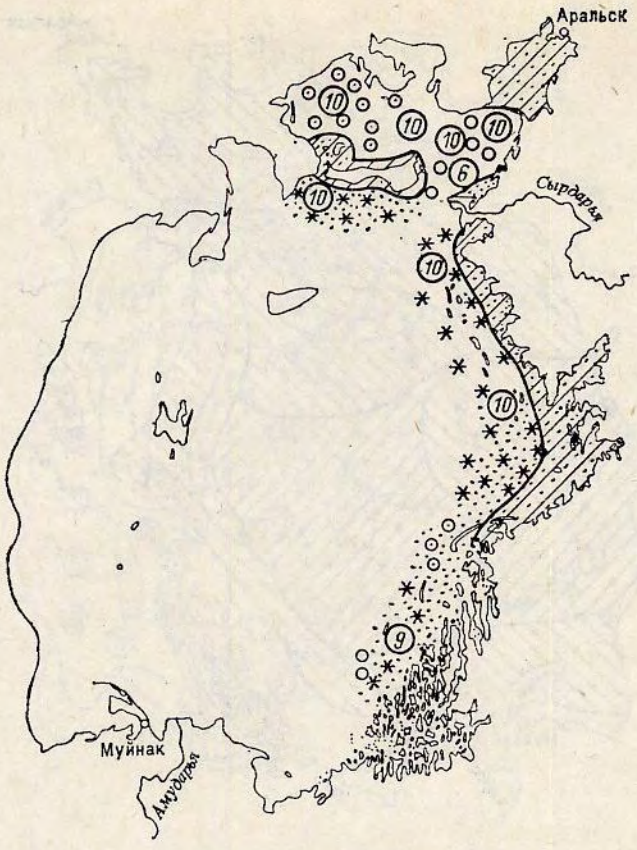


Рис. 1. 13 января 1966 г.

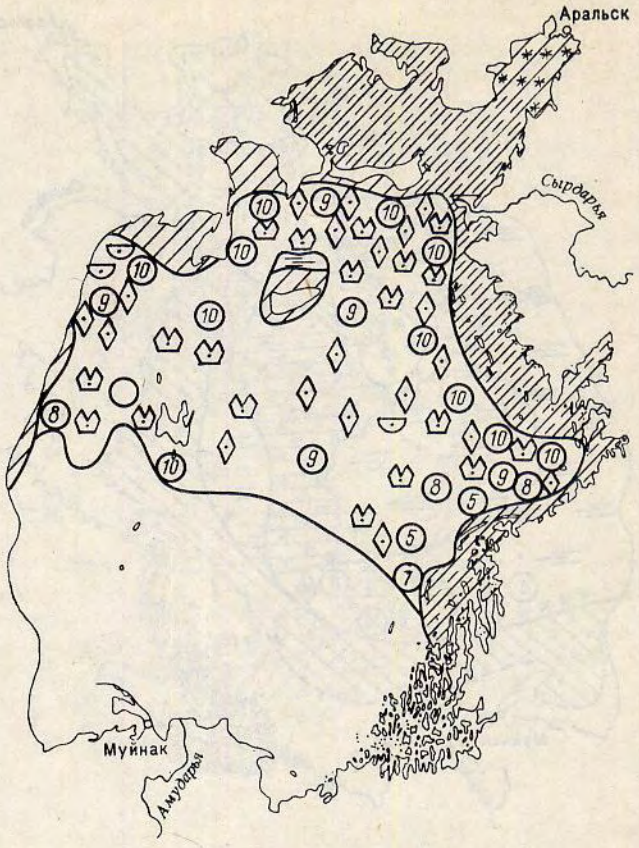


Рис. 2. 25 февраля 1966 г.

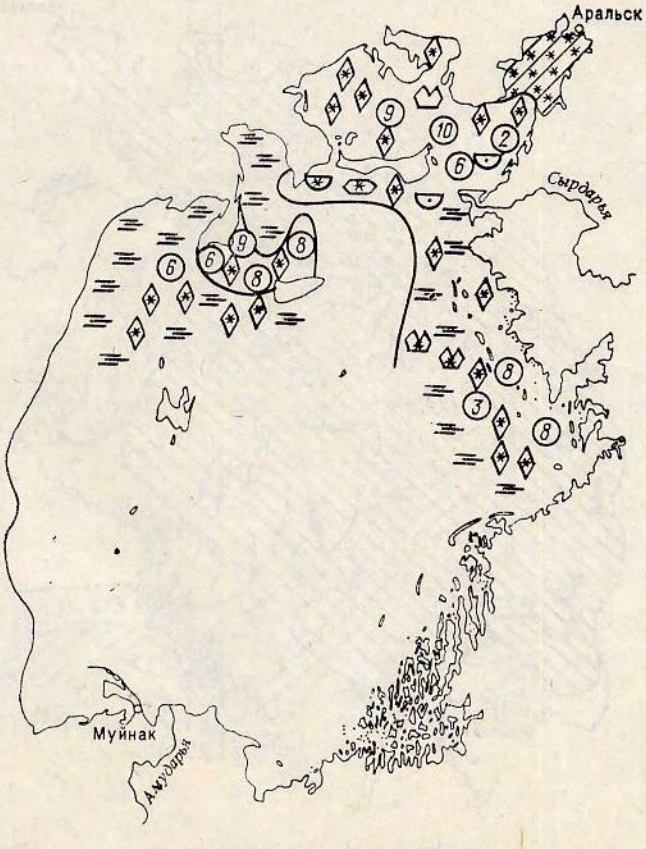


Рис. 3. 16 марта 1966 г.



Рис. 4. 26 марта 1966 г.

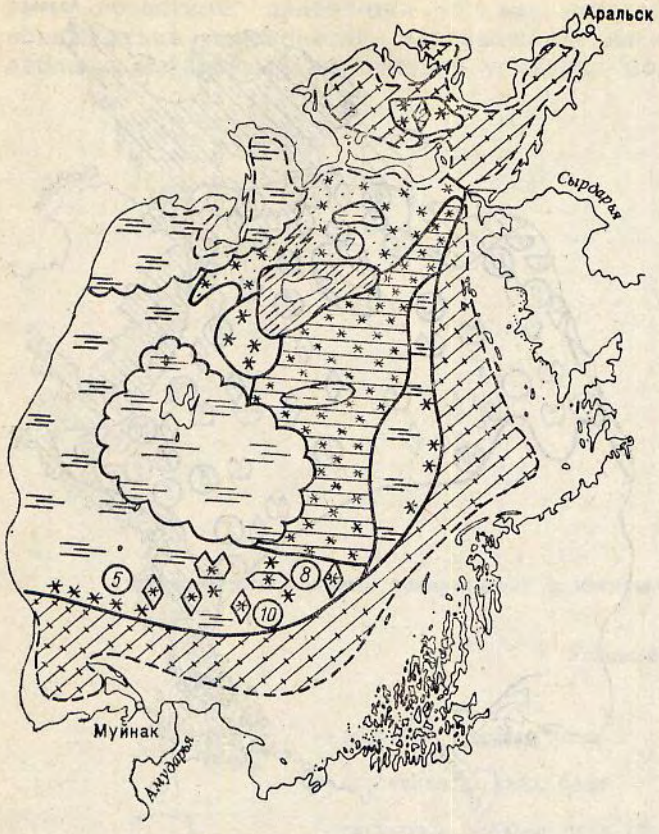


Рис. 5. 15—16 декабря 1976 г.

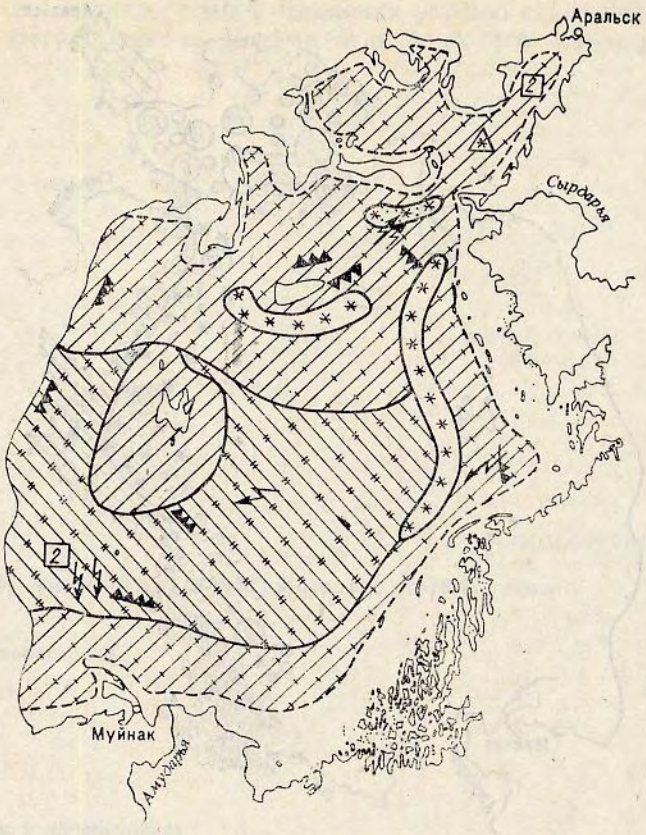


Рис. 6. 8 января 1977 г.

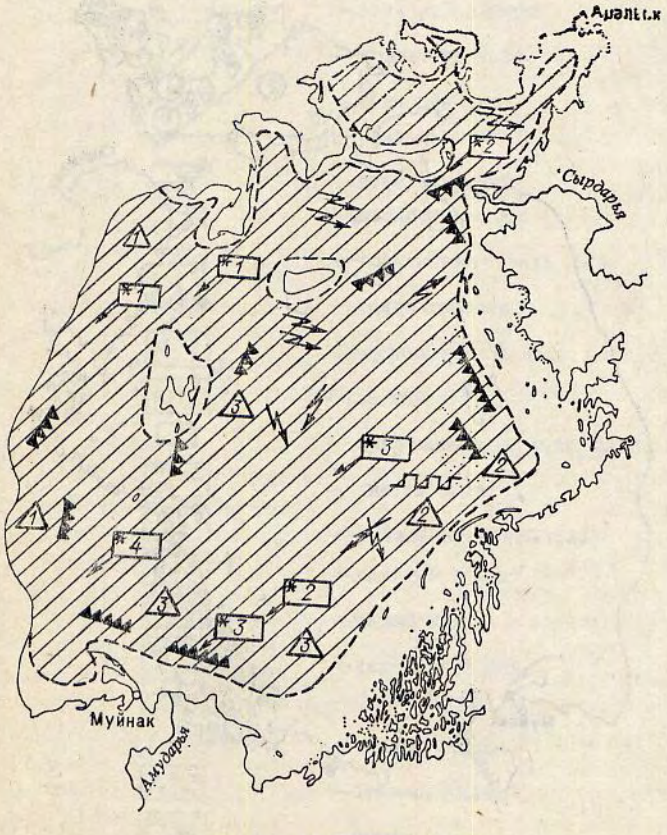


Рис. 7. 15—16 февраля 1977 г.



Рис. 8. 1—2 марта 1977 г.

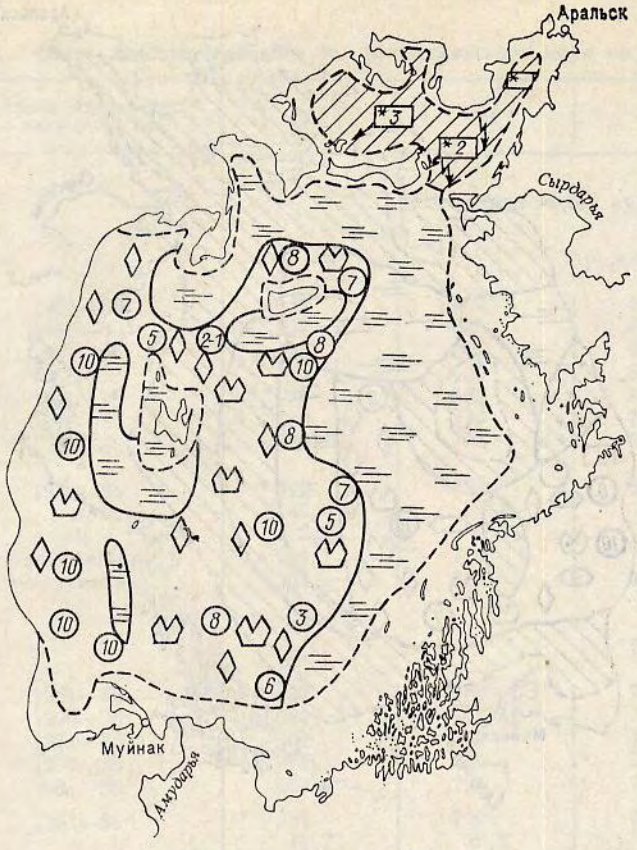


Рис. 9. 1 апреля 1977 г.

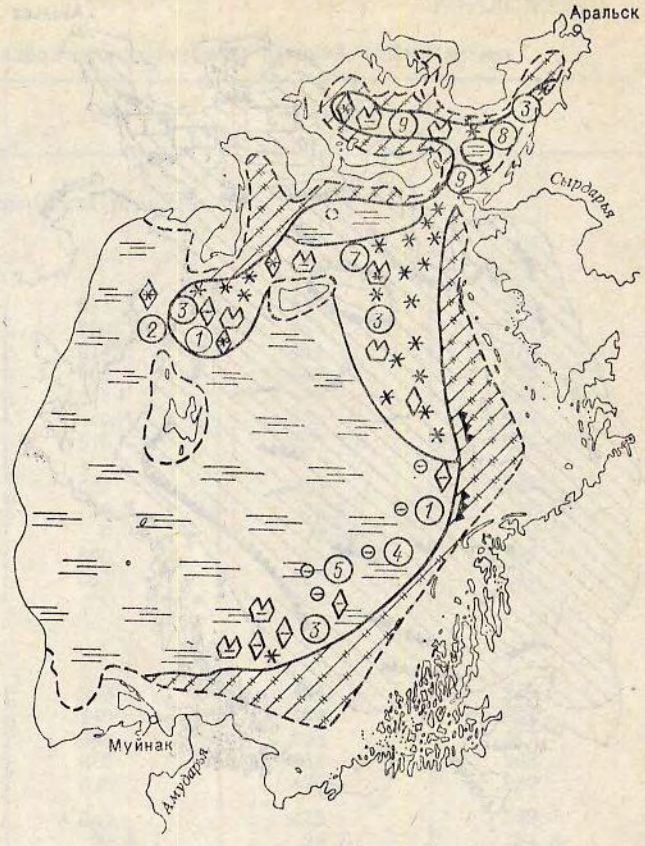


Рис. 10. 7—8 января 1978 г.

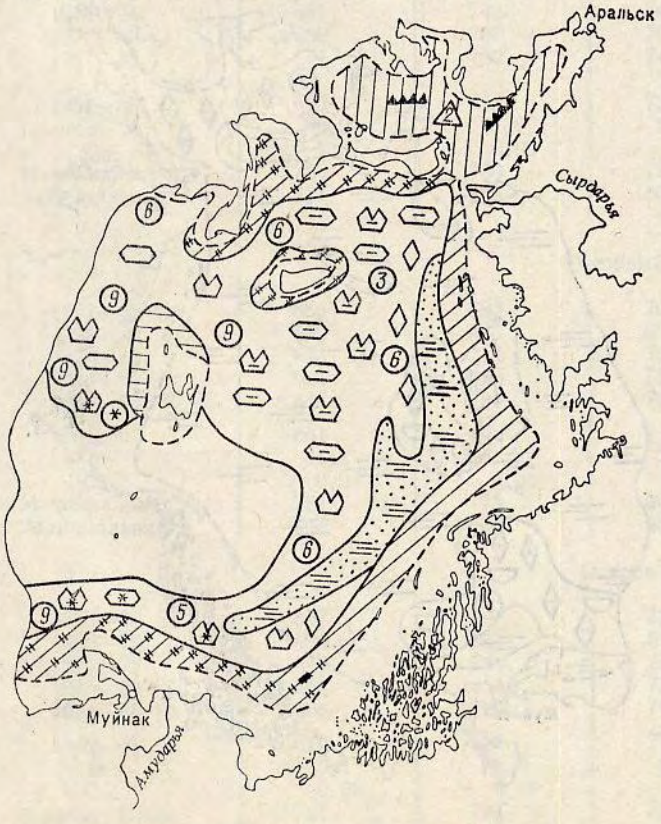


Рис. 11. 18—19 января 1978 г.

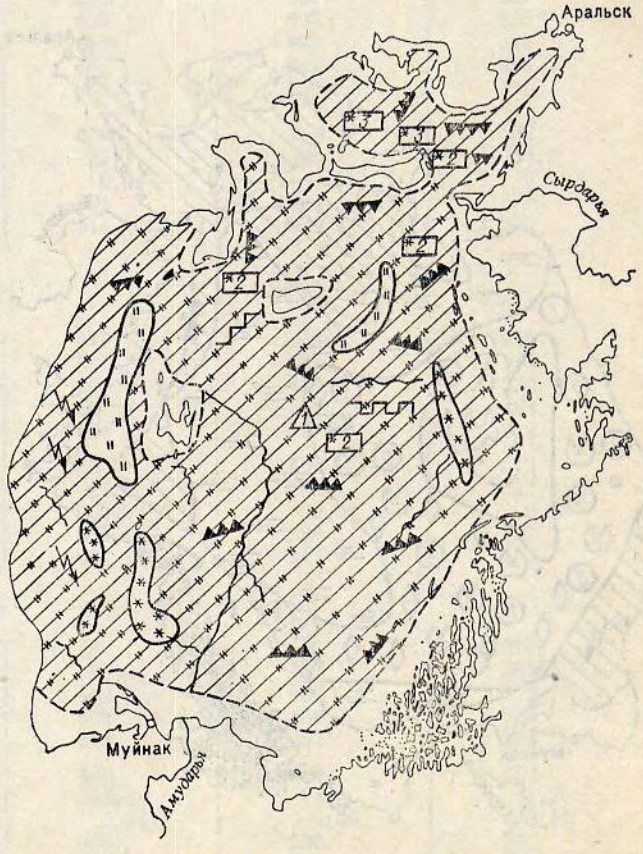


Рис. 12. 30—31 января 1978 г.

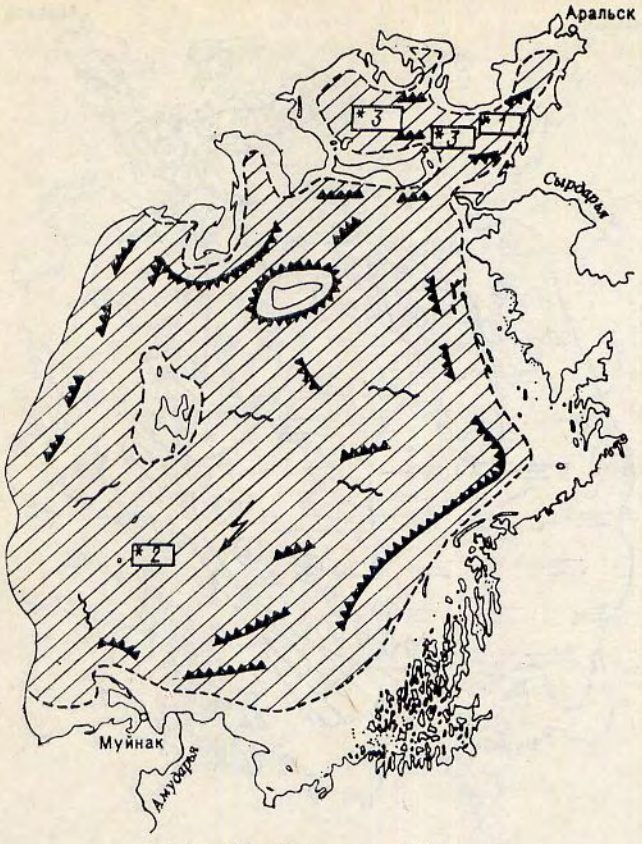


Рис. 13. 28 февраля 1978 г.

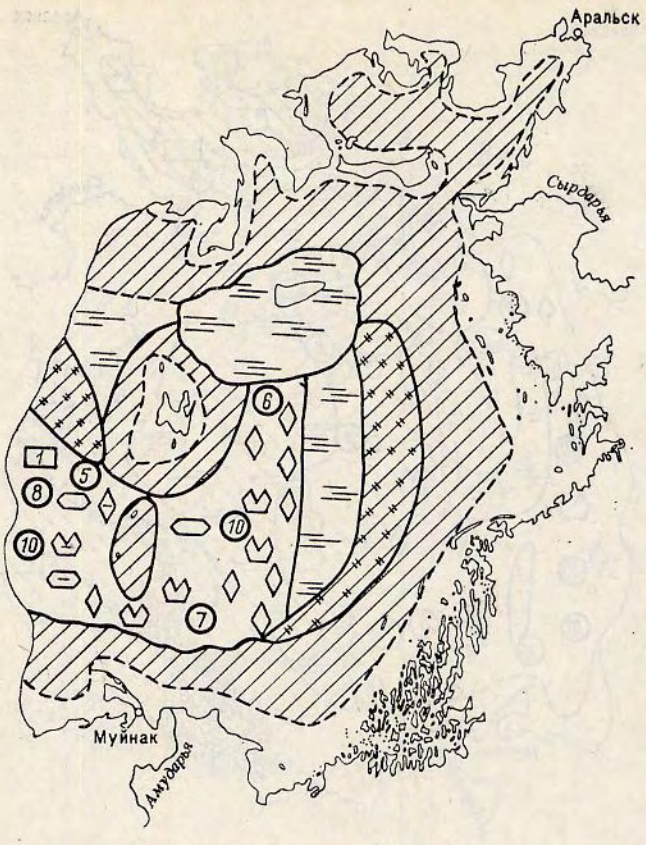


Рис. 14. 11—13 марта 1978 г.

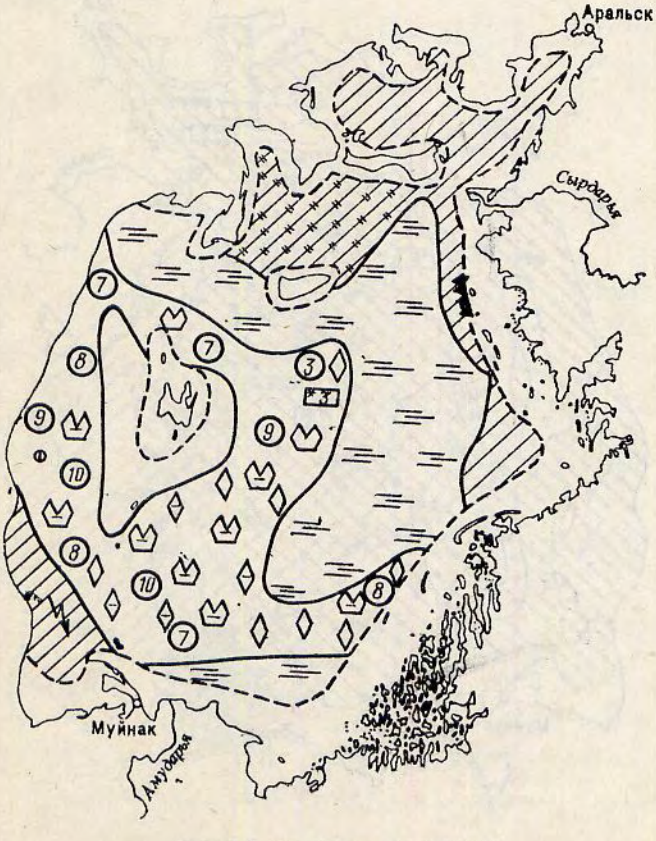


Рис. 15. 26—27 марта 1978 г.

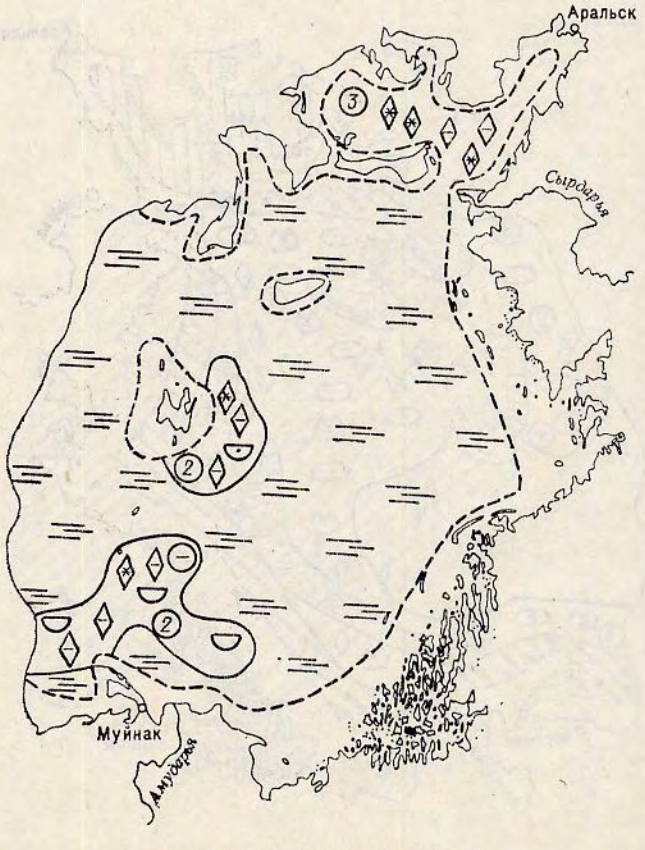


Рис. 16. 9—10 апреля 1978 г.

Составляющие теплового баланса Аральского моря по данным гидрометеорологических станций, МДж/(м²·мес)

Период осреднения и характеристики	V	VI	VII	VIII	IX	X
I. Поглощенная водой суммарная солнечная радиация						
Аральское Море						
1951—55	649	654	672	611	449	294
1956—60	637	655	651	600	459	284
1961—65	628	667	681	614	454	275
1966—70	644	666	663	603	459	300
1971—75	665	681	679	613	474	305
1976—80	630	673	701	640	465	262
1981—85	630	700	688	615	463	285
1951—85	640	671	677	614	460	287
σ	45,6	32,7	32,8	30,7	21,2	27,1
C_v	0,07	0,05	0,05	0,05	0,05	0,09
Максимальная	761	772	747	680	517	349
Минимальная	536	612	607	557	427	231
Баян						
1961—65	657	685	727	639	454	272
1965—70	684	716	703	640	469	297
1971—75	691	738	734	653	494	317
1976—80	675	738	748	673	484	263
1981—85	663	721	737	639	476	290
1961—85	674	720	730	649	475	289
σ	40,7	37,3	31,3	22,6	25,7	34,0
C_v	0,06	0,05	0,04	0,04	0,05	0,12
Максимальная	766	806	797	699	514	369
Минимальная	593	623	657	605	417	229
Уялы						
1951—55	684	736	728	664	475	306
1956—60	692	724	719	645	472	293
1961—65	678	722	747	653	467	287
1966—70	713	736	746	666	503	268
1971—75	687	742	743	656	492	324
1975—80	659	707	733	669	549	271
1981—85	677	730	744	657	500	305
1951—85	685	728	737	659	486	302
σ	44,9	37,0	27,8	23,3	25,4	34,1
C_v	0,07	0,05	0,04	0,04	0,05	0,11
Максимальная	760	789	788	701	524	371
Минимальная	537	598	683	614	429	225
Тигровый (Муйнак)						
1961—65	666	692	701	647	479	310
1966—70	652	683	664	614	487	333
1971—75	673	714	726	656	489	330
1976—80	631	683	727	657	479	289
1981—85	667	720	728	654	511	320
1961—85	661	699	714	653	486	312
σ	44,7	35,4	37,4	21,3	22,0	27,3
C_v	0,07	0,05	0,05	0,03	0,04	0,09
Максимальная	731	778	801	698	528	361
Минимальная	606	636	661	601	447	270
Остров Лазарева						
1962—65	647	670	735	647	476	274
1966—70	689	663	693	635	467	288
1971—75	679	713	713	642	467	312
1976—80	663	714	731	662	486	264
1981—85	666	728	714	643	493	292
1962—85	670	699	717	646	478	286
σ	39,1	55,8	41,2	23,1	28,6	31,5
C_v	0,06	0,08	0,06	0,04	0,06	0,11
Максимальная	731	781	787	686	538	360
Минимальная	572	514	643	602	406	244

Период осреднения и характеристики	V	VI	VII	VIII	IX	X
			Барсакельмес			
1951—55	689	724	715	649	461	286
1956—60	679	706	694	628	448	275
1961—65	673	687	737	628	460	275
1966—70	706	731	714	643	476	294
1971—75	695	735	730	643	478	301
1976—80	674	716	733	663	470	246
1981—85	694	733	740	650	484	294
1951—85	686	716	720	642	466	280
σ	41,7	31,9	32,6	31,4	24,0	35,7
C_v	0,06	0,04	0,04	0,05	0,05	0,13
Максимальная	755	798	793	693	513	352
Минимальная	581	641	674	544	423	202
II. Поглощенное водой встречное излучение атмосферы						
			Аральское Море			
1951—55	925	969	1051	1006	886	796
1956—60	903	975	1026	1000	863	807
1961—65	934	971	1044	986	868	806
1966—70	918	965	1036	1001	880	787
1971—75	918	970	1043	986	867	791
1976—80	942	981	1053	995	873	809
1981—85	929	972	1068	1013	871	802
1951—85	924	972	1046	998	872	799
σ	20,5	16,0	19,6	17,1	18,3	20,8
C_v	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03
Максимальная	959	1028	1103	1042	907	841
Минимальная	874	944	1007	967	847	763
			Баян			
1961—65	922	947	1028	983	882	829
1966—70	899	942	1012	989	869	798
1971—75	845	947	1025	983	869	801
1976—80	920	963	1040	988	879	829
1981—85	922	964	1056	1014	873	815
1961—85	913	952	1032	991	874	814
σ	17,4	17,0	23,1	19,1	18,9	27,3
C_v	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03
Максимальная	946	1001	1095	1023	913	870
Минимальная	872	928	989	947	843	761
			Уялы			
1951—55	914	945	1032	1014	913	829
1956—60	895	956	1021	1012	906	846
1961—65	925	956	1039	1005	904	847
1966—70	909	958	1038	1021	889	808
1971—75	922	964	1041	1007	896	824
1976—80	932	972	1054	1011	901	836
1981—85	931	972	1068	1026	881	824
1951—85	918	960	1042	1014	898	831
σ	18,7	16,4	19,1	14,5	16,2	25,7
C_v	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,03
Максимальная	946	1007	1092	1044	930	892
Минимальная	873	927	1010	984	865	788
			Тигровый (Муйнак)			
1961—65	920	968	1062	1019	915	855
1966—70	909	973	1049	1026	912	848
1971—75	914	971	1050	1016	915	852
1976—80	931	985	1059	1022	752	841
1981—85	937	974	1072	1026	885	820
1961—85	922	974	1058	1022	909	843
σ	19,4	15,3	19,9	15,2	20,6	21,7
C_v	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,04
Максимальная	951	1024	1108	1052	945	891
Минимальная	877	945	1022	998	872	801

Период осреднения и характеристики	V	VI	VII	VIII	IX	X
			Остров Лазарева			
1962—65	888	952	1049	1012	920	884
1966—70	861	947	1036	1019	909	868
1971—75	885	956	1046	1019	929	870
1976—80	895	964	1050	1021	921	861
1981—85	916	963	1070	1036	908	859
1962—85	889	957	1050	1022	917	869
σ	23,0	22,0	17,7	16,6	17,1	18,7
C_v	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Максимальная	931	1004	1103	1052	951	908
Минимальная	845	907	1023	992	889	838
			Барсакельмес			
1951—55	891	941	1029	1015	910	850
1956—60	882	946	1013	1005	905	850
1961—65	901	952	1034	1001	902	854
1966—70	886	940	1020	1004	893	839
1971—75	889	947	1033	1002	906	853
1976—80	907	961	1043	1009	899	847
1981—85	906	958	1063	1026	896	837
1951—85	893	948	1030	1006	902	849
σ	17,8	21,1	15,5	17,2	15,4	21,8
C_v	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03
Максимальная	924	1007	1093	1050	935	893
Минимальная	848	891	998	970	880	812
			III. Тепловое излучение водной поверхности			
			Аральское Море			
1951—55	972	1043	1144	1161	1087	(1038)
1956—60	962	1036	1136	1152	1074	(1025)
1961—65	974	1046	1148	1154	1069	1025
1966—70	981	1041	1135	1145	1073	1022
1971—75	982	1045	1136	1141	1066	1023
1976—80	987	1054	1155	1161	1074	1021
1981—85	1005	1060	1153	1153	1062	1014
1951—85	980	1046	1144	1152	1072	1024
σ	19,4	12,5	11,6	13,6	13,0	13,6
C_v	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Максимальная	1025	1079	1167	1176	1101	1048
Минимальная	942	1022	1121	1126	1051	998
			Баян			
1961—65	988	1058	1168	1183	1093	1045
1966—70	990	1057	1153	1164	1085	1031
1971—75	991	1063	1168	1177	1100	1049
1976—80	999	1057	1179	1189	1101	1049
1981—85	1030	1100	1205	1225	1129	1055
1961—85	1000	1067	1175	1188	1102	1046
σ	21,9	26,0	24,0	24,7	19,6	17,3
C_v	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Максимальная	1053	1112	1234	1248	1149	1086
Минимальная	966	986	1142	1150	1077	1015
			Уялы			
1951—55	993	1065	1169	1183	1103	1048
1956—60	989	1065	1167	1181	1098	1048
1961—65	1005	1073	1178	1185	1096	1049
1966—70	1014	1076	1175	1191	1107	1055
1971—75	1000	1076	1178	1182	1101	1055
1976—80	1014	1069	1188	1207	1124	1078
1981—85	1042	1102	1209	1221	1124	1065
1951—85	1008	1075	1181	1193	1108	1056
σ	22,0	18,6	15,5	19,3	16,4	16,7
C_v	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02
Максимальная	1072	1121	1225	1240	1137	1091
Минимальная	969	1016	1162	1163	1079	1024

Период осреднения и характеристики	V	VI	VII	VIII	IX	X
Тигровый (Муйнак)						
1961—65	997	1068	1179	1191	1102	1058
1966—70	989	1068	1173	1186	1105	1054
1971—75	997	1069	1178	1190	1115	1075
1976—80	998	1073	1186	1196	1123	1070
1981—85	1055	1107	1213	1221	1125	1068
1961—85	1007	1077	1186	1197	1114	1065
σ	32,5	20,8	18,4	16,7	14,6	17,3
C_v	0,03	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02
Максимальная	1096	1126	1235	1245	1144	1100
Минимальная	953	1048	1162	1171	1089	1040
Остров Лазарева						
1962—65	989	1064	1181	1170	1072	1016
1966—70	973	1030	1156	1155	1053	1000
1971—75	995	1075	1179	1174	1083	1029
1976—80	996	1078	1178	1169	1076	1000
1981—85	1031	1094	1196	1188	1073	1010
1962—85	997	1068	1178	1171	1071	1011
σ	25,4	29,2	17,9	17,9	17,8	20,0
C_v	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02
Максимальная	1058	1102	1206	1213	1115	1049
Минимальная	953	969	1128	1131	1032	968
Барсакельмес						
1951—55	986	1031	1132	1143	1053	992
1956—60	981	1035	1132	1142	1046	989
1961—65	993	1058	1156	1145	1049	996
1966—70	994	1055	1143	1142	1049	989
1971—75	994	1057	1151	1145	1062	1011
1976—80	1004	1069	1161	1158	1056	982
1981—85	1028	1076	1184	1179	1065	993
1951—85	998	1055	1151	1151	1054	993
σ	20,9	23,3	20,1	16,5	15,7	19,3
C_v	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02
Максимальная	1054	1103	1200	1194	1096	1046
Минимальная	973	992	1113	1126	1025	947

IV. Теплоотдача при испарении

Аральское Море						
1951—55	154	313	437	507	430	359
1956—60	154	282	429	460	469	343
1961—65	156	305	444	528	455	331
1966—70	211	330	464	525	441	391
1971—75	206	366	510	525	449	363
1976—80	205	354	478	555	468	329
1981—85	248	437	564	571	444	296
1951—85	191	341	475	524	451	344
σ	48,3	66,3	59,1	50,6	27,7	40,9
C_v	0,25	0,19	0,12	0,09	0,06	0,12
Максимальная	310	519	631	645	507	440
Минимальная	113	224	379	415	402	271
Баян						
1961—65	139	264	386	478	465	335
1966—70	176	297	429	505	438	377
1971—75	164	308	427	499	417	382
1976—80	178	305	475	519	450	335
1981—85	184	315	405	461	391	311
1961—85	168	297	422	492	432	347
σ	35,3	42,9	59,8	47,5	39,0	41,2
C_v	0,21	0,14	0,13	0,10	0,09	0,12
Максимальная	228	341	510	578	519	437
Минимальная	114	240	324	422	355	270

Период осреднения и характеристики	V	VI	VII	VIII	IX	X
			Уялы			
1951—55	150	312	344	547	482	402
1956—60	167	267	441	485	508	381
1961—65	156	308	432	547	488	357
1966—70	201	313	447	553	477	391
1971—75	168	307	484	537	456	384
1976—80	176	250	413	482	428	354
1981—85	216	363	447	492	426	308
1951—85	176	303	441	521	466	368
σ	41,5	60,7	50,2	59,3	44,3	41,2
C_v	0,24	0,20	0,11	0,11	0,10	0,11
Максимальная	269	451	533	648	556	467
Минимальная	108	140	276	363	354	265
			Тигровый (Муйнак)			
1961—65	126	284	396	530	504	391
1966—70	129	259	423	538	479	418
1971—75	158	298	435	523	447	381
1976—80	145	276	448	526	399	355
1981—85	215	333	440	490	428	311
1961—85	155	290	428	522	451	371
σ	45,1	51,3	42,2	39,1	57,6	48,2
C_v	0,29	0,18	0,10	0,08	0,13	0,13
Максимальная	269	340	514	585	568	473
Минимальная	87	215	361	431	315	308
			Остров Лазарева			
1962—65	79	246	417	670	560	466
1966—70	163	276	422	612	555	400
1971—75	97	258	443	575	524	432
1976—80	126	302	526	643	558	456
1981—85	189	350	488	592	553	347
1962—85	133	288	461	616	550	418
σ	72,3	72,6	73,9	61,0	64,8	66,9
C_v	0,54	0,25	0,16	0,10	0,12	0,16
Максимальная	315	458	577	737	741	533
Минимальная	50	117	274	506	452	263
			Барсакельмес			
1951—55	233	511	533	673	614	504
1956—60	231	356	511	575	618	438
1961—65	162	342	526	654	564	411
1966—70	236	384	536	646	585	456
1971—75	228	403	558	633	521	449
1976—80	209	384	574	626	588	388
1981—85	245	407	540	602	538	383
1951—85	220	398	540	630	575	433
σ	57,1	84,8	60,4	54,6	68,7	62,6
C_v	0,03	0,21	0,11	0,09	0,12	0,14
Максимальная	323	684	641	729	768	540
Минимальная	137	180	465	511	423	325

V. Турбулентный теплообмен поверхности моря с атмосферой

			Аральское Море			
1951—55	72	46	38	1	—42	—92
1956—60	62	54	21	—4	—50	—90
1961—65	76	48	33	—11	—45	—90
1966—70	70	53	36	7	—37	—106
1971—75	74	61	50	4	—33	—87
1976—80	81	55	40	0	—40	—96
1981—85	55	58	67	23	—31	—76
1951—85	70	54	41	3	—40	—91
σ	16,7	14,1	19,0	14,6	16,6	17,0
C_v	0,24	0,26	0,47	5,48	0,42	0,19
Максимальная	97	75	96	36	—1	—64
Минимальная	35	21	4	—21	—77	—130

Период осреднения и характеристики	V	VI	VII	VIII	IX	X
Баян						
1961—65	56	16	4	—35	—62	—89
1966—70	46	22	4	—16	—49	—107
1971—75	48	24	6	—26	—54	—99
1976—80	53	32	9	—27	—56	—104
1981—85	19	6	0	—27	—56	—90
1961—85	44	20	5	—26	—57	—98
σ	18,1	15,5	9,2	11,2	12,3	13,3
C_v	0,41	0,78	1,97	0,43	0,21	0,14
Максимальная	72	66	26	4	—31	—72
Минимальная	7	—8	—12	—46	—84	—123
Уялы						
1951—55	49	19	5	—15	—44	—103
1956—60	42	22	—3	—18	—51	—89
1961—65	52	19	8	—25	—51	—91
1966—70	38	19	4	—16	—58	—106
1971—75	55	27	12	—19	—50	—92
1976—80	29	22	5	—27	—43	—85
1981—85	21	12	7	—23	—57	—85
1951—85	41	20	5	—20	—51	—93
σ	16,8	12,5	10,5	9,9	14,0	24,2
C_v	0,41	0,61	1,95	0,48	0,28	0,26
Максимальная	72	58	31	4	—16	—37
Минимальная	10	—9	—14	—53	—72	—168
Тигровый (Муйнак)						
1961—65	46	25	12	—20	—46	—79
1966—70	45	28	9	—10	—49	—89
1971—75	46	31	13	—17	—42	—79
1976—80	49	33	15	—17	—49	—109
1981—85	20	6	5	—26	—58	—88
1961—85	41	24	11	—18	—49	—89
σ	14,9	13,3	8,7	7,8	12,0	18,8
C_v	0,36	0,54	0,80	0,43	0,24	0,21
Максимальная	67	51	30	2	—26	—56
Минимальная	16	—9	—10	—30	—74	—130
Остров Лазарева						
1962—65	54	32	22	—20	—32	—82
1966—70	93	88	20	—5	—43	—78
1971—75	55	29	11	—20	—46	—112
1976—80	70	46	35	12	—34	—141
1981—85	37	14	28	—9	—54	—110
1962—85	62	42	23	—8	—42	—106
σ	27,1	37,4	22,9	21,5	19,5	39,3
C_v	0,44	0,88	0,98	2,74	0,46	0,37
Максимальная	110	147	74	34	5	—39
Минимальная	9	—13	—11	—48	—87	—209
Барсакельмес						
1951—55	122	158	111	63	—3	—89
1956—60	112	115	52	25	—25	—100
1961—65	106	55	61	14	—32	—107
1966—70	101	65	50	36	—31	—112
1971—75	99	82	72	21	—28	—93
1976—80	95	67	68	15	—30	—162
1981—85	40	34	53	1	—56	—111
1951—85	95	82	67	25	—29	—111
σ	39,6	46,0	31,0	24,8	35,5	49,4
C_v	0,42	0,56	0,46	0,99	0,12	0,44
Максимальная	163	230	135	71	88	10
Минимальная	3	—2	4	—19	—98	—267

Период осреднения и характеристики	V	VI	VII	VIII	IX	X

VI. Изменение энтальпии вод

Аральское Море

1951—55	495	294	170	—49	—211	—369
1956—60	458	344	125	—17	—258	—339
1961—65	481	313	151	—97	—235	—338
1966—70	413	294	127	—57	—199	—404
1971—75	440	274	110	—69	—195	—350
1976—80	427	270	141	—91	—235	—347
1981—85	327	200	87	—81	—195	—273
1951—55	434	284	133	—66	—218	—345
σ	75,0	64,9	52,1	—45,2	—54,2	—59,0
C_v	0,17	0,23	0,39	0,68	0,25	0,17
Максимальная	559	439	229	18	—109	—237
Минимальная	234	109	38	—144	—355	—495

Баян

1961—65	485	303	195	—80	—266	—339
1966—70	439	305	128	—55	—230	—399
1971—75	456	311	153	—72	—197	—387
1976—80	438	395	162	—84	—236	—369
1981—85	364	243	151	—73	—216	—334
1961—85	436	311	158	—73	—229	—366
σ	66,3	96,0	65,8	47,9	52,5	48,7
C_v	0,15	0,31	0,42	0,66	0,23	0,13
Максимальная	558	716	336	21	—130	—272
Минимальная	298	130	35	—171	—343	—457

Уялы

1951—55	474	308	167	—65	—227	—406
1956—60	455	348	121	—27	—266	—354
1961—65	472	291	170	—103	—251	—334
1966—70	413	303	154	—73	—242	—369
1971—75	469	324	119	—82	—208	—355
1976—80	(416)	354	173	—47	—213	—403
1981—85	331	217	139	—66	—222	—303
1951—85	433	306	149	—66	—233	—361
σ	70,2	71,9	54,6	46,7	60,5	67,8
C_v	0,16	0,24	0,37	0,71	0,26	0,19
Максимальная	538	562	327	1	—124	—230
Минимальная	276	104	61	—159	—352	—532

Тигровый (Муйнак)

1961—65	458	319	186	—80	—262	—313
1966—70	469	348	147	—59	—232	—366
1971—75	455	321	161	—64	—189	—326
1976—80	421	319	154	—69	—166	—382
1981—85	333	216	128	—72	—217	—294
1961—85	427	305	155	—69	—213	—336
σ	76,6	72,1	44,6	45,7	72,4	64,4
C_v	0,18	0,24	0,29	0,66	0,34	0,19
Максимальная	557	452	227	53	—84	—238
Минимальная	251	120	78	—176	—350	—477

Остров Лазарева

1962—65	491	319	192	—189	—257	—380
1966—70	367	329	231	—170	—286	—348
1971—75	492	331	122	—119	—249	—365
1976—80	472	311	92	—122	—253	—441
1981—85	315	214	67	—155	—272	—288
1962—85	425	300	139	—153	—264	—364
σ	109,4	73,7	106	—53,2	—87,1	—90,8
C_v	0,26	0,25	0,77	0,35	0,33	0,25
Максимальная	555	408	463	36	—129	—227
Минимальная	129	94	—87	—255	—475	—546

Период осреднения и характеристики	V	VI	VII	VIII	IX	X
			Барсакельмес			
1951—55	439	219	182	—93	—277	—418
1956—60	(435)	354	109	—58	—323	—373
1961—65	495	265	134	—227	—273	—358
1966—70	436	277	96	—104	—287	—388
1971—75	429	279	111	—118	—215	—374
1976—80	430	259	90	—107	—297	—413
1981—85	332	201	107	—114	—271	—327
1951—85	427	262	119	—108	—278	—378
σ	94,2	96,9	73,4	—54,4	—82,7	—97,8
C_v	0,22	0,38	0,64	0,52	0,30	0,26
Максимальная	556	657	378	27	—137	—211
Минимальная	200	106	—27	—225	—462	—575

ПРИЛОЖЕНИЕ 3

Результаты анализов химического состава проб аральской воды, отобранных в 1977—1985 гг.

Номер пробы	Номер станции	Горизонт, м	Содержание ионов, ‰ (по массе)							Σ солей, ‰ (по массе)
			Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-	Na^+	K^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	
					Сентябрь 1977 г.					
1	1а	4,5	6,24	5,85	0,19	3,31	0,17	0,69	1,44	17,89
2	2а	0	5,79	5,17	0,14	3,62	0,07	0,69	0,97	16,45
3	38	0	5,66	5,61	0,21	2,87	0,20	0,69	1,40	16,64
4	4а	4,0	5,56	5,07	0,14	3,41	0,09	0,47	1,11	15,85
5	75	10,5	5,30	4,88	0,13	3,15	0,16	0,65	0,97	15,24
6	67	14,5	5,49	4,88	0,20	2,70	0,16	0,62	1,30	15,35
7	44	20,0	5,04	4,73	0,21	2,48	0,18	0,63	1,22	14,49
8	59	0	5,46	5,04	0,18	2,63	0,17	0,65	1,35	15,48
9	64	5,0	5,38	5,09	0,21	2,79	0,17	0,63	1,27	15,54
10	55	55,0	5,32	4,93	0,21	2,89	0,19	0,60	1,16	15,30
11	9	57,5	5,32	4,17	0,15	2,99	0,18	0,64	0,89	14,34
12	13	3,5	5,02	4,93	0,19	2,14	0,17	0,64	1,44	14,53
13	14	0	5,30	4,72	0,18	3,19	0,17	0,66	0,92	15,14
14	065	10,5	4,64	5,02	0,20	2,16	0,19	0,61	1,33	14,15
15	17б	1,5	5,36	5,06	0,13	2,58	0,20	0,69	1,30	15,32
16	19б	1,6	5,80	5,55	0,21	2,82	0,22	0,71	1,44	16,75
17	а	7,5	5,92	4,86	0,15	3,57	0,16	0,60	0,99	16,25
					Сентябрь 1979 г.					
1	5	9,5	5,47	4,82	0,16	3,39	0,18	0,68	0,86	15,56
2	7	0	5,57	4,98	0,17	3,51	0,18	0,63	0,90	15,94
3	7б	0	5,64	5,15	0,17	3,61	0,17	0,65	0,88	16,27
4	8	20,5	5,53	5,00	0,17	3,51	0,18	0,65	0,89	15,94
5	10	0	5,64	5,31	0,16	3,61	0,18	0,64	0,89	16,43
6	13	2,8	5,70	5,27	0,14	3,76	0,18	0,65	0,90	16,60
7	18	0	5,70	5,14	0,16	3,76	0,18	0,65	0,90	16,49
8	19	0	5,80	5,20	0,17	3,76	0,18	0,67	0,89	16,67
9	51	15,5	5,60	4,98	0,17	3,61	0,18	0,65	0,87	16,06
10	2б	0	6,24	5,42	0,17	4,04	0,19	0,52	0,99	17,57
11	11	0	5,64	5,10	0,17	3,61	0,18	0,66	0,87	16,23
12	3а	0	6,21	5,71	0,18	4,04	0,20	0,71	1,00	18,05
					Сентябрь 1981 г.					
1	19	0	6,07	5,33	0,17	4,10	0,20	0,69	0,99	17,55
2	12	0	6,08	5,39	0,17	4,10	0,20	0,70	0,97	17,61
3	7	0	6,08	5,33	0,17	4,10	0,20	0,70	0,97	17,56
4	38	0	6,18	5,32	0,19	4,09	0,25	0,69	0,96	17,68
5	49	0	6,16	5,57	0,17	4,14	0,20	0,71	1,00	17,95
6	9а	0	6,18	5,59	0,17	4,09	0,22	0,70	1,02	17,97
7	4	0	6,18	5,64	0,15	4,09	0,22	0,70	1,04	18,02
8	42а	0	6,73	6,07	0,17	4,41	0,21	0,74	1,14	19,47
9	33	0	6,94	6,11	0,18	4,41	0,22	0,76	1,09	19,71
10	3а	0	6,54	5,98	0,18	4,41	0,23	0,76	1,11	19,21
11	25	0	7,06	6,32	0,16	4,63	0,24	0,78	1,14	20,33
					Сентябрь 1982 г.					
1	3	0	7,22	6,27	0,18	4,74		0,69	1,17	20,27
2	2	0	7,42	6,50	0,16	4,90		0,77	1,16	20,91
3	41а	5,0	7,27	6,23	0,17	5,07		0,79	0,94	20,47
4	7	0	6,62	5,77	0,16	4,48		0,70	0,97	18,70
5	13	3,0	7,17	6,25	0,15	4,21		0,76	1,39	19,93
6	34	0	7,42	5,51	0,16	4,07		0,79	1,37	19,32

Номер пробы	Номер станции	Горизонт, м	Содержание ионов, ‰ (по массе)							Σ солей, ‰ (по массе)
			Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-	Na^+	K^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	
7	1	2,0	8,66	7,61	0,13	5,46		0,85	1,52	24,23
8	9	20,0	6,72	5,47	0,16	4,22		0,74	1,04	18,35
9	а	0	7,27	5,72	0,16	4,72		0,74	1,02	19,63
10	42а	2,0	6,77	5,76	0,16	4,20		0,73	1,15	18,77
			Август 1983 г.							
1	3	0	7,53	5,92	0,18	4,44		0,69	1,31	20,07
2	3а	0	7,53	5,91	0,18	4,55		0,65	1,27	20,09
3	4	0	7,26	5,80	0,18	4,31		0,71	1,24	19,50
4	6	5,0	7,11	5,85	0,18	4,32		0,70	1,21	19,37
5	7	13,0	7,02	5,84	0,19	4,37		0,67	1,16	19,25
6	8	0	7,11	6,16	0,18	4,69		0,68	1,10	19,92
7	9	0	8,56	6,84	0,17	5,04		0,76	1,52	22,89
8	10	0	7,29	5,88	0,17	4,37		0,69	1,25	19,65
9	11	0	7,14	5,65	0,18	4,41		0,68	1,25	19,31
10	18	0	7,14	6,02	0,17	4,30		0,71	1,26	19,60
11	14	5,0	7,26	5,75	0,18	4,39		0,74	1,17	19,49
12	15	5,0	7,44	5,94	0,16	4,64		0,68	1,18	20,04
13	16	6,0	7,44	5,81	0,16	4,30		0,66	1,24	19,61
14	17	5,0	7,14	5,59	0,17	4,21		0,79	1,21	19,01
15	20	3,0	7,78	5,98	0,12	4,42		0,70	1,39	20,39
			Август 1984 г.							
1	14	0	7,55	6,67	0,20	5,09		0,80	1,14	21,45
2	15	0	7,38	6,56	0,18	4,94		0,78	1,13	20,97
3	11	0	7,38	6,56	0,20	4,90		0,76	1,17	20,97
4	11а	0	7,48	6,58	0,19	4,96		0,71	1,21	21,12
5	11а	10,0	8,25	6,65	0,21	5,56		0,72	1,16	22,56
6	17	0	7,38	6,51	0,22	4,97		0,74	1,14	20,96
7	19	0	7,55	6,64	0,20	5,16		0,68	1,17	21,39
8	52	0	7,39	6,48	0,18	4,91		0,72	1,17	20,85
9	18	0	7,55	6,62	0,20	5,09		0,72	1,17	21,35
10	19	4,0	7,38	6,64	0,20	5,02		0,74	1,15	21,13
11	7б	0	7,31	6,53	0,19	4,95		0,71	1,14	20,83
12	7б	6	7,24	6,46	0,19	4,92		0,72	1,11	20,64
13	50	0	7,31	6,65	0,18	5,01		0,72	1,14	21,02
14	50	5,0	7,38	6,51	0,19	4,98		0,70	1,16	20,92
15	50	12,0	7,38	6,52	0,19	5,01		0,71	1,17	20,98
16	16	0	7,48	6,66	0,21	5,07		0,71	1,17	21,30
17	16	6,0	7,38	7,09	0,17	5,22		0,72	1,16	21,75
18	20	3,0	7,34	6,56	0,19	4,97		0,71	1,16	20,93
			Август 1985 г.							
1	7	0	7,80	6,90	0,17	5,60		0,87	1,20	22,54
2	18	0	8,28	7,33	0,16	5,86		0,93	1,30	23,86
3	8	0	7,83	6,90	0,17	5,62		0,87	1,20	22,59
4	5	4,0	7,75	6,90	0,17	5,57		0,87	1,20	22,46
5	14	0	7,97	7,09	0,16	5,75		0,90	1,21	23,08
6	15	0	7,62	6,83	0,16	5,46		0,88	1,18	22,13
7	9	50,0	7,83	6,99	0,17	5,59		0,86	1,24	22,59

ПРИЛОЖЕНИЕ 4

Результаты анализов химического состава проб высокосоленых аральских вод, отобранных в 1977—1979 гг.

Номер пробы	Место отбора	Содержание ионов, ‰ (по массе)							Σ солей, ‰ (по массе)
		Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-	Na^+	K^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	
		Сентябрь 1977 г.							
1	Восточное побережье зал. Акколь	8,52	8,11	0,36	5,84	0,20	0,70	1,47	25,20
		Сентябрь 1978 г.							
1	Восточное побережье, ст. Баян	8,16	6,96	0,25	4,75	0,09	0,81	1,58	22,60
2	г. Аральск, порт	7,23	6,13	0,16	4,44	0,08	0,66	1,30	20,00
3	Северное побережье, зал. Б.-Сарычаганак	6,80	5,80	0,33	4,12	0,17	0,72	1,26	19,20
4	Восточное побережье, о. Обручева	6,89	6,10	0,18	4,33	0,20	0,71	1,16	19,57
5	о. Уялы	23,09	13,86	0,48	14,59	0,17	0,61	3,39	56,19
6	То же	13,65	10,65	0,42	8,47	0,26	0,88	2,36	36,69
7	„	9,55	8,20	0,38	5,82	0,22	0,69	1,87	26,73
8	„	15,59	11,27	0,41	9,06	0,21	0,78	2,95	40,27

Номер пробы	Место отбора	Содержание ионов, ‰ (по массе)							Σсолей, ‰ (по массе)
		Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-	Na^+	K^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	
9	о. Обручева	8,58	7,54	0,17	5,33	0,28	0,80	1,50	24,20
10	„	36,65	22,17	0,74	23,30	0,15	0,70	5,54	89,25
11	Северное побережье, пос. Акеспе	10,06	6,95	0,25	6,37	0,10	0,71	1,43	25,87
12	То же	8,13	7,05	0,18	5,07	0,22	0,83	1,36	22,84
13	о. Барсакельмес	14,05	10,15	0,25	8,89	0,20	0,82	2,18	36,54
14	Восточное побережье, о. Обручева	9,34	7,12	0,22	5,52	0,28	0,66	1,64	24,78
	Сентябрь 1979 г.								
1	Восточное побережье Малого моря	15,02	10,87	0,25	9,43	0,45	0,80	2,36	39,18
2	То же	15,41	11,68	0,23	9,62	0,47	0,81	2,41	40,63
3	„	17,52	11,77	0,29	10,41	0,52	0,66	2,84	44,01
4	о. Барсакельмес	22,72	13,35	0,21	14,12	0,59	0,79	3,22	55,00
5	То же	22,08	12,48	0,23	13,29	0,56	0,85	3,05	52,54
6	„	17,02	12,19	0,29	11,13	0,50	0,76	2,68	44,57
7	„	18,65	12,81	0,30	12,00	0,50	0,76	2,90	47,92
8	Северное побережье, зал. Чернышева	10,42	7,96	0,25	6,96	0,33	0,61	1,64	28,17
9	о. Лазарева	16,60	12,68	0,16	10,85	0,46	0,72	2,64	44,11
10	Восточное побережье, о. Обручева	16,54	12,10	0,27	10,86	0,44	0,78	2,64	43,63
11	То же	9,15	7,81	0,19	6,04	0,31	0,78	1,45	25,73
12	о. Уялы	40,36	22,07	0,58	24,48	0,63	0,66	5,79	94,57
13	Восточное побережье, о. Уялы	35,29	19,41	0,40	22,84	0,39	0,74	4,55	83,62
14	То же	51,07	32,06	0,75	32,37	0,83	0,46	8,02	125,55
15	„	25,37	14,64	0,49	15,50	0,46	0,57	3,79	60,82
16	Восточное побережье, зал. Кюнейба	15,07	11,76	0,26	10,01	0,44	0,87	2,31	40,73
17	То же	13,10	10,57	0,24	8,53	0,41	0,92	2,05	35,82
18	„	16,48	10,30	0,24	9,61	0,42	0,93	2,09	40,07
19	Северное побережье, зал. Б.-Сарычаганак	36,19	20,01	0,67	22,96	0,76	0,80	5,15	86,54
20	То же	75,50	35,00	0,91	46,27	1,41	0,38	9,77	169,24

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алекин О. А. К вопросу о происхождении солевого состава воды Аральского моря.— Метеорология и гидрология, 1947, № 4, с. 65—72.
2. Алекин О. А. Основы гидрохимии.— Л.: Гидрометеоиздат, 1970.— 444 с.
3. Алекин О. А., Ляхин Ю. И. Химия океана.— Л.: Гидрометеоиздат, 1984.— 343 с.
4. Алекин О. А., Моричева Н. П. К вопросу о происхождении и будущем ионного состава воды Аральского моря.— Гидрохимические материалы, 1955, т. 25, с. 3—15.
5. Аленицин В. Д. Отчет о результатах исследований на Аральском море.— Тр. СПб общ. естествоиспытателей, 1875, т. 6, с. 72—77.
6. Аленицин В. Д. Об источниках пресной воды на берегах Аральского моря. Очерк истории суши континентальных островов Аральского моря.— Тр. Арало-Касп. экспедиции, 1877, вып. 5.— 70 с.
7. Андреева С. Н. Макробентофауна Аральского моря в современных условиях.— В кн.: Биологические основы рыбного хозяйства водоемов Средней Азии и Казахстана. Материалы XVIII научной конференции. Ташкент, Фан, 1983, с. 48—49.
8. Арсеньева Н. М., Давыдов Л. К., Дубровина Л. Н., Конкина Н. Г. Сейши на озерах СССР.— Л.: Изд. ЛГУ, 1963.— 184 с.
9. Архипова Е. Г., Крюков В. В., Молошникова В. Н. Возможные изменения уровня и других элементов гидрологического режима Каспийского моря.— Тр. ГОИН, 1972, вып. 115, с. 5—19.
10. Асарин А. Е. Уровенный режим Аральского моря при развитии водопотребления в бассейнах Сырдарьи и Амударьи.— Тр. Гидропроекта, 1964, вып. 12, с. 211—221.
11. Асарин А. Е. Применение искусственных рядов притока и испарения для расчета ожидаемых уровней замкнутых водоемов.— Гидротехническое строительство, 1972, № 8, с. 10—11.
12. Асарин А. Е. Составляющие водного баланса Аральского моря и их влияние на многолетние колебания его уровня.— Водные ресурсы, 1973, № 5, с. 29—40.
13. Асарин А. Е. Водный баланс и ожидаемые уровни Аральского моря.— В кн.: Труды IV Всесоюзного гидрологического съезда. Л., Гидрометеоиздат, 1976, т. 4, с. 199—207.
14. Асарин А. Е., Наумов А. М. Расчет ожидаемой солености воды в Азовском море.— Тр. Гидропроекта, 1976, вып. 53, с. 86—95.
15. Атлас льдов Аральского моря.— Ташкент: УГМС УзССР, 1970.— 64 с.
16. Афанасьев А. Н. Колебания гидрометеорологического режима на территории СССР.— М.: Наука, 1967.— 231 с.
17. Ахмедсафин У. М., Садыков Ж. С., Поломошнова М. Г. и др. Подземный водный и солевой сток в бассейне Аральского моря. Состояние и прогноз.— Алма-Ата: Наука, 1983.—159 с.
18. Бадер Ф. Ф. Состав воды Аральского моря.— Исследования озер СССР, 1934, вып. 6, с. 5—12.
19. Байдал М. Х. Комплексный макроциркуляционный метод долгосрочных прогнозов погоды.— Л.: Гидрометеоиздат, 1961.— 211 с.
20. Байдал М. Х. Связь вековых колебаний уровня Аральского моря с соотношениями солнечной активности и макротипов атмосферной циркуляции.— Тр. КазНИГМИ, 1972, вып. 44, с. 62—66.
21. Байдал М. Х. Предстоящие вековые и внутривековые условия солнечной активности, атмосферной циркуляции и уровня Аральского моря.— Тр. КазНИГМИ, 1972, вып. 4, с. 100—104.
22. Барбот де-Марни Н. П. Через Мангышлак и Устюрт в Туркестан.— Тр. Арало-Касп. экспедиции, 1889, вып. 6.— 167 с.
23. Бартольд В. Сведения об Аральском море и низовьях Аму-Дарьи с древнейших времен до XVII века.— Изв. Туркест. отд. Русск. геогр. об-ва, 1902, т. 4, вып. 2.— 120 с.
24. Барыкина В. В., Панфилов Д. В., Тимошкина В. А. Современные тенденции изменения биокомплексов Приаралья.— Проблемы освоения пустынь, 1979, № 2, с. 34—40.
25. Бейсенова А. С. Исследование природы Казахстана.— Алма-Ата: Казахстан, 1979.— 244 с.
26. Белинский Н. А., Калинин Г. П. О прогнозе колебаний уровня Каспийского моря.— Тр. НИУ ГУГМС, 1946, сер. 4, вып. 37.— 21 с.
27. Бенинг А. П. Гидрологические и гидробиологические материалы к составлению промысловой карты Аральского моря.— Тр. Аральского отделения ВНИРО, 1934, т. 3.— 24 с.
28. Белов В. П., Филиппов Ю. Г. Расчет изменений динамических характеристик Аральского моря под влиянием падения его уровня.— Тр. ГОИН, 1985, вып. 163, с. 9—16.
29. Бервальд Э. А. Биология размножения основных промысловых рыб Арала.— В кн.: Материалы по ихтиофауне и режиму вод бассейна Аральского моря. М., Изд. МОИП, 1950, с. 83—111.
30. Бервальд Э. А., Романычева О. Д. Эффективность мелиорации нерестилищ в низовьях Сырдарьи.— Рыбное хозяйство, 1948, № 10, с. 24—27.
31. Берг Л. С. Аральское море. Опыт физико-географической монографии.— Изв. Туркест. отд. Русск. геогр. об-ва, 1908, т. 5, вып. 9.— 580 с.
32. Блинов Л. К. Гидрохимия Аральского моря.— Л.: Гидрометеоиздат, 1956.— 252 с.
33. Блинов Л. К. Некоторые задачи гидрохимии морских устьевых областей.— Тр. ГОИН, 1960, вып. 52, с. 5—26.
34. Богданова Э. Г. О возможности учета ветровой погрешности в текущих наблюдениях над жидкими осадками.— Тр. ГГО, 1971, вып. 260, с. 3—23.
35. Богданова Э. Г. Анализ точности определения ветровой поправки к результатам измерения твердых осадков.— Тр. ГГО, 1971, вып. 260, с. 23—34.
36. Богданова Н. М., Востокова Т. А., Островский И. М., Рубанов И. В. Условия формирования солевых накоплений в южном Приаралье.— Изв. АН СССР, сер. географ., 1981, № 3, с. 98—106.
37. Богданова Н. М., Костюченко В. П. Засоленность почвогрунтов осушившегося дна Аральского моря.— Изв. АН СССР, сер. географ., 1978, № 2, с. 35—45.
38. Боровский В. М. Усыхание Аральского моря и его последствия.— Изв. АН СССР, сер. географ., 1978, № 5, с. 35—44.
39. Бортник В. Н. Современные антропогенные изменения уровня и солености Аральского моря.— Метеорология и гидрология, 1977, № 9, с. 51—55.
40. Бортник В. Н. Современные и перспективные изменения уровня и солености Аральского моря.— Экспресс-информация, сер. Океанология, ВНИИГМИ—МЦД, 1977, вып. 3 (43), с. 1—8.
41. Бортник В. Н. Современный водный баланс Аральского моря.— Тр. ГОИН, 1978, вып. 139, с. 97—107.
42. Бортник В. Н. Настоящее и будущее Аральского моря.— Обнинск: Гидрометеоиздат, 1978.— 11 с.
43. Бортник В. Н. Солевой баланс вод Аральского моря при падении его уровня.— Тр. ГОИН, 1979, вып. 143, с. 18—25.
44. Бортник В. Н. Изменение плотности и вертикальной устойчивости вод Аральского моря.— Тр. ГОИН, 1979, вып. 143, с. 43—48.
45. Бортник В. Н. Исследование структуры многолетних изменений некоторых элементов гидрометеорологического режима Аральского моря.— Тр. ГОИН, 1980, вып. 159, с. 119—126.
46. Бортник В. Н. Баланс биогенных элементов Аральского моря при падении его уровня.— Водные ресурсы, 1980, № 5, с. 140—147.
47. Бортник В. Н. Некоторые гидрологические аспекты восстановления рыбохозяйственного значения Аральского моря.— Рыбное хозяйство, 1980, № 9, с. 56—58.
48. Бортник В. Н. Современные и прогнозируемые изменения гидрологических, гидрохимических и гидробиологических условий Аральского моря.— Водные ресурсы, 1983, № 5, с. 3—16.

49. Бортник В. Н. Основные этапы дальнейших изменений гидролого-гидрохимического режима Аральского моря.— В кн.: Химия и биология морей. М., Гидрометеоиздат, 1987, с. 13—17.
50. Бортник В. Н., Буйневич Н. А. Современные изменения солевого состава вод Аральского моря.— Тр. ГОИН, 1979, вып. 149, с. 107—112.
51. Бортник В. Н., Буйневич Н. А. О солевом составе высокосоленых вод Аральского моря.— Тр. ГОИН, 1980, вып. 159, с. 85—93.
52. Бортник В. Н., Гоптарев Н. П., Шереметьевская О. И. О методе долгосрочного прогноза среднегодовой солености Аральского моря.— Тр. ГОИН, 1985, вып. 163, с. 4—9.
53. Бортник В. Н., Даулетияров К. Ж. Численное исследование циркуляции вод в Аральском море.— М.: ВЦ АН СССР, 1985.— 36 с.
54. Бортник В. Н., Друмева Л. Б. Метаморфизация солевого состава вод Аральского моря при их концентрировании в естественных условиях.— Тр. ГОИН, 1986, вып. 168, с. 53—62.
55. Бортник В. Н., Друмева Л. Б., Михайлова Н. А. О тенденциях в изменении солевого состава вод Аральского моря.— В кн.: Химия и биология морей. М., Гидрометеоиздат, 1987, с. 17—21.
56. Бортник В. Н., Назиров М. Динамика обмеления Аральского моря по данным космических съемок.— В кн.: Космическая геофизика. Материалы Всесоюзного семинара. Л. Гидрометеоиздат, 1978, с. 60—65.
57. Бортник В. Н., Чудаков И. И. Сезонная и многолетняя изменчивость гидрологических и гидрохимических характеристик Аральского моря.— Тр. ГОИН, 1978, вып. 137, с. 17—29.
58. Браславский А. П. Исследования и расчеты гидрологического режима озер и водохранилищ.— Алма-Ата: УГМС КазССР, 1966.— 255 с.
59. Браславский А. П. Усовершенствованная формула для расчета испарения с поверхности водных объектов.— В кн.: Тез. докл. V Всесоюзн. гидролог. съезда. Л., Гидрометеоиздат, 1986, с. 35—36.
60. Браславский А. П., Кумарина М. Н. О термическом расчете водохранилищ-охладителей.— Тр. КазНИГМИ, 1978, вып. 68, с. 85—142.
61. Браславский А. П., Остроумова Л. П. Новая формула для расчета коэффициента трансформации температуры и влажности воздуха при его движении над водной поверхностью.— Тр. КазНИИ Госкомгидромета, 1985, вып. 91, с. 75—87.
62. Браславский А. П., Остроумова Л. П. Расчет испарения воды с поверхности озера Балхаш.— Тр. КазНИГМИ, 1989, вып. 101, с. 52—78.
63. Браславский А. П., Чистяева С. П. Усовершенствование методики расчета слагаемых теплового баланса водоемов.— Тр. КазНИИ Госкомгидромета, 1989, вып. 104, с. 86—96.
64. Браславский А. П., Чистяева С. П. Расчет испарения с поверхности оз. Балхаш по усовершенствованной методике.— Тр. КазНИГМИ, 1978, вып. 68, с. 3—44.
65. Браславский А. П., Шапов А. П. Усовершенствование методики определения влажности воздуха с учетом влияния скорости ветра на показания станционного психрометра.— Тр. КазНИГМИ, 1975, вып. 52, с. 24—33.
66. Бронфман А. М., Хлебников Е. П. Азовское море. Основы реконструкции.—Л.: Гидрометеоиздат, 1985.— 271 с.
67. Бруевич С. В., Кулик Е. З. Химическое взаимодействие между океаном и атмосферой (солевой обмен).— Океанология, 1967, т. VII, вып. 3, с. 363—379.
68. Бруевич С. В., Соловьева Н. Ф. Баланс биогенных элементов Аральского моря и его изменения в связи с гидростроительством.—Гидрохим. материалы, 1957, т. 26, с. 25—48.
69. Бугаев В. А. и др. Синоптические процессы Средней Азии.— Ташкент: Изд. АН УзССР, 1957.— 177 с.
70. Бутаков А. И. Сведения об экспедиции, снаряженной для описи Аральского моря в 1848 году.— Вестник Русск. геогр. об-ва, 1853, ч. 7, кн. 1, отд. 7, с. 1—9.
71. Бутаков А. И. Берега Аральского моря (Геологические заметки).— Туркестанские ведомости, 1872, № 48—50.
72. Бутаков А. И. Дневные записи плавания А. И. Бутакова на шхуне «Константин» для исследования Аральского моря в 1848—1849 гг.— Ташкент: Изд. АН УзССР, 1953.— 52 с.
73. Викулина З. А., Натрус А. А., Кашинова Т. Д., Затидулина Р. И. Водный баланс озер и водохранилищ.— В кн.: Водные ресурсы и водный баланс территории Советского Союза. Л., Гидрометеоиздат, 1967, с. 29—31.
74. Виноградова Е. Г. Гидрохимический очерк Аральского моря.— Тр. ГОИН, 1948, вып. 10 (22), с. 147—165.
75. Владимирова Т. И. Формирование стока Амударьи и Сырдарьи и влияние хозяйственной деятельности на его суммарные потери.— В кн.: Вопросы гидрологии суши. Доклады молодых ученых и специалистов. Л., Гидрометеоиздат, 1982, с. 10—18.
76. Володкин А. В. Проблема реконструкции рыбного хозяйства Аральского моря и современные задачи рыбохозяйственных исследований.— В кн.: Материалы по ихтиофауне и режиму вод бассейна Аральского моря. М., Изд. МОИП, 1950, с. 3—5.
77. Вольфцун И. Б., Сумарокова В. В. Динамика антропогенных и естественных потерь стока Амударьи и Сырдарьи за многолетний период.— Метеорология и гидрология, 1985, № 2, с. 98—104.
78. Временные методические рекомендации по расчету выноса органических, биогенных веществ, пестицидов и микроэлементов речным стоком.— М.: Гидрометеоиздат, 1983.— 32 с.
79. Герман В. Х. Расчет гармонических составляющих в многолетних колебаниях уровня Аральского моря.— Тр. ГОИН, 1967, вып. 80, с. 5—16.
80. Гидрографическая карта Аральского моря.— СПб, 1850.—1 лист.
81. Гирдюк Г. В. О расчете потоков длинноволновой радиации в океане по формуле Брента.— Метеорология и гидрология, 1987, № 6, с. 97—101.
82. Гирс А. А. Многолетние колебания атмосферной циркуляции и долгосрочные гидрометеорологические прогнозы.— Л.: Гидрометеоиздат, 1971.— 280 с.
83. Гиттерман К. Э. Термический анализ морской воды.— Тр. Соляной лаборатории, 1937, вып. 15, ч. 1, с. 5—23.
84. Глазовский Н. Ф. Водный и ионный подземный сток в Аральское, Каспийское и Черное моря.— ДАН СССР, 1976, т. 227, № 4, с. 961—964.
85. Глазовский Н. Ф. Подземный сток растворенных веществ в Аральское море.— Проблемы освоения пустынь, 1983, № 5, с. 39—46.
86. Голубцов В. В., Морозова О. А. О современном водном балансе Аральского моря.— Тр. КазНИГМИ, 1972, вып. 44, с. 87—99.
87. Голубцов В. В., Морозова О. А. Прогноз изменения уровня Аральского моря на ближайшие десятилетия.— Тр. КазНИГМИ, 1972, вып. 44, с. 105—123.
88. Гоптарев Н. П., Панин Г. Н. Влияние температурной стратификации приводного слоя атмосферы на скорость испарения.— Тр. ГОИН, 1970, вып. 98, с. 148—155.
89. Городецкая М. Е., Кесь А. С. Влияние снижения уровня Аральского моря на природную среду равнин Приаралья (хроника).— Изв. АН СССР, сер. географ., 1978, № 5, с. 156—160.
90. Григорьев А. А. Антропогенные воздействия на природную среду по наблюдениям из космоса.— Л.: Наука, 1985.— 239 с.
91. Григорьев А. А., Липатов В. Б. Динамика и очаг пылевых бурь в Приаралье по наблюдениям из космоса.— Изв. АН СССР, сер. географ., 1982, № 5, с. 93—98.
92. Дорант Ф. Б. Гидрометрические исследования на Амударье.— В кн.: Труды Амударьинской экспедиции.— СПб, Изд. РГО, 1878, вып. 4.— 41 с.
93. Дрейер А. А. Исследование ветрового волнения Аральского моря.— В кн.: Рыбные запасы Аральского моря и пути их рационального использования. Ташкент, Наука, 1964, с. 31—38.
94. Друмева Л. Б. Определение хлорности по электропроводности в водах Азовского и Аральского морей.— Водные ресурсы, 1983, № 2, с. 101—102.
95. Друмева Л. Б. Об определении и расчете солености морских вод.— Водные ресурсы, 1986, № 2, с. 72—76.
96. Друмева Л. Б., Цыцарин А. Г. Современный солевой состав Азовского и Аральского морей.— Метеорология и гидрология, 1984, № 3, с. 112—115.
97. Дубов В. П. Исследование на модели сейш Аральского моря.— Научн. зап. ин-та инженеров водного хозяйства, 1958, т. 20, с. 321—329.

98. Елибаев Н. К вопросу изменения солености Аральского моря в условиях зарегулирования стока Амударьи и Сырдарьи.— В кн.: Рыбные ресурсы водоемов Казахстана и их использование. Алма-Ата, Наука, 1970, вып. 6, с. 43—51.
99. Ельмуратов А. Е. Фитопланктон южной части Аральского моря.— Ташкент: ФАН, 1981.— 190 с.
100. Ефремов Н. Н. Об определении сухого остатка в соляной рапе.— Изв. ин-та физ.-хим. анализа, 1926, т. 1, вып. 2, с. 399.
101. Жданко С. М. Течения в Аральском море.— Метеорология и гидрология, 1940, № 1—2, с. 78—82.
102. Железняков Г. В., Данилевич Б. В. Точность гидрологических измерений и расчетов.— Л.: Гидрометеоиздат, 1966.— 240 с.
103. Житомирская О. М. Климатическое описание района Аральского моря.— Л.: Гидрометеоиздат, 1964.— 67 с.
104. Зайдель А. Н. Элементарные оценки ошибок измерений.— Л.: Наука, 1968.— 96 с.
105. Зайков Б. Д. Современный и будущий водный баланс Аральского моря.— Тр. НИУ ГУГМС, 1946, сер. 4, вып. 39, с. 25—59.
106. Зайков Б. Д. Водный баланс и уровень Аральского моря в связи со строительством Главного Туркменского канала.— Тр. ГГИ, 1952, вып. 16.— 44 с.
107. Зубов Н. Н. Льды Арктики.— М.: Изд. Главсевморпути, 1945.— 360 с.
108. Иванов А. В. Гидрохимические процессы при наледеобразовании.— Владивосток: Изд. ДВНЦ АН СССР, 1983.— 107 с.
109. Иванов Г. С., Кондратьева В. И. О точности определения среднего уровня моря.— Тр. ГОИН, 1970, вып. 99, с. 59—67.
110. Иванов Ю. Н. Сток взвешенных наносов рек бассейна Сырдарьи.— Тр. СарНИГМИ, 1967, вып. 36 (51).— 312 с.
111. Исаева А. Б. К методике определения кремния в морской воде.— Тр. ИОАН, 1958, т. 26, с. 234—242.
112. Искендиров Т. Некоторые уточнения методики вероятностного расчета колебаний уровня замкнутых водоемов.— Тр. ГГИ, 1970, вып. 180, с. 152—161.
113. Казахбаев С. Изменение в зоопланктоне юга Аральского моря в новых экологических условиях.— В кн.: Биологические основы рыбного хозяйства водоемов Средней Азии и Казахстана. Материалы XVIII научной конференции. Ташкент, ФАН, 1983, с. 84—85.
114. Каракаш А. И. Прогноз крупных аномалий ледовитости неарктических морей.— Тр. Гидрометцентра СССР, 1975, вып. 161, с. 69—97.
115. Карпевич А. В. Изменение и использование биологической продуктивности Аральского моря в перспективе.— В кн.: Проблемы Аральского моря и дельты Амударьи.— Ташкент: ФАН, 1984, с. 116—134.
116. Каталог уровенных наблюдений гидрометеорологических станций и постов, расположенных на Аральском море.— Аральск-Ташкент: УГМС УзССР, 1965.— 37 с.
117. Каталог уровенных наблюдений гидрометеорологических станций и постов, расположенных на Аральском море.— Аральск—Ташкент: УГМС УзССР, 1972, вып. 2.— 40 с.
118. Каталог уровенных наблюдений гидрометеорологических станций и постов, расположенных на Аральском море.— Аральск—Ташкент: УГМС УзССР, 1977, вып. 3.— 14 с.
119. Каталог наблюдений над уровнем моря. Аральское море.— Алма-Ата: КазУГКС, 1987, вып. 4.— 40 с.
120. Квасов Д. Д., Жаковщикова Г. К. Схема формирования солевого состава вод Каспийского моря.— В кн.: Химико-океанографические исследования морей и океанов. М., Наука, 1975, с. 13—21.
121. Кесь А. С. Изучение процессов дефляции и переноса солей и пыли.— Проблемы освоения пустынь, 1983, № 1, с. 3—15.
122. Клюканова И. А. Возможные изменения поступления в Аральское море некоторых биогенных элементов, гумуса и карбонатов со взвешенными наносами Амударьи и Сырдарьи.— В кн.: Гидрометеорология Туркменистана. Ашхабад, Ылым, 1986, с. 75—82.
123. Колдыбаев О. Оценка ледовитости Аральского моря по спутниковым данным.— Тр. САРНИГМИ, 1974, вып. 9, с. 118—120.
124. Колдыбаев О., Салихова Д. Х. Опыт использования данных метеорологических спутников Земли для изучения ледовой обстановки на Аральском море.— Тр. ГГИ, 1976, вып. 237, с. 57—60.
125. Комплексные гидрометеорологические атласы Каспийского и Аральского морей.— Л.: Гидрометеоиздат, 1969.— 179 с.
126. Коновалов П. М. К вопросу акклиматизации в Арале некоторых кормовых и рыбных объектов.— Рыбное хозяйство, 1954, № 11, с. 35—37.
127. Корганов А. С. Водный баланс низовьев Сырдарьи (от Чардары до Аральского моря).— Проблемы освоения пустынь, 1969, № 5, с. 56—64.
128. Королев В. Ф. Равновесные состояния в системе сульфат кальция—хлорид натрия—вода при температуре ниже 0°.— Тр. Соляной лаборатории АН СССР, 1937, вып. 15, ч. 1, с. 25—40.
129. Косарев А. Н. Гидрология Каспийского и Аральского морей.— М.: Изд. МГУ, 1975.— 272 с.
130. Крицкий С. Н. Методика анализа и расчета колебаний уровня замкнутых водоемов.— Водные ресурсы, 1973, № 6, с. 9—26.
131. Крицкий С. Н., Коренистов Д. В., Раткович Д. Я. Колебания уровня Каспийского моря.— М.: Наука, 1975.— 160.
132. Крицкий С. Н., Менкель М. Ф. Некоторые положения статистической теории колебаний уровней естественных водоемов и их применение к исследованию режима Каспийского моря.— В кн.: Труды первого совещания по регулированию стока.— М.—Л., Изд. АН СССР, 1946, с. 76—97.
133. Крицкий С. Н., Менкель М. Ф. Колебания уровня замкнутых водоемов.— Тр. Гидропроекта, 1964, вып. 12, с. 29—61.
134. Кузнецова Л. П., Иванова Л. Ю., Нехорошенинова В. И. Влияние Аральского моря на местный и региональный влагооборот.— Изв. АН СССР, сер. географ., 1980, № 6, с. 57—64.
135. Кузнецов Н. Т., Клюканова И. А., Николаева Р. В. Некоторые гидрологические аспекты проблемы Аральского моря.—Водные ресурсы, 1978, № 1, с. 72—82.
136. Кузнецов Н. Т., Николаева Р. В. Морфолого-морфометрические основы конструирования Аральского моря.— В кн.: Влияние межбассейного перераспределения речного стока на природные условия европейской территории и срединного региона СССР (тезисы докладов совещания). М., ИВП АН СССР, 1975, с. 43—45.
137. Купецкий В. Н. Замерзает ли Аральское море?— Изв. ВГО, 1959, т. 92, вып. 6, с. 542—546.
138. Лапкин К. Н., Рахимов Э. Д. Опыт социально-экономической оценки последствий усыхания Аральского моря.— Проблемы освоения пустынь, № 2, 1979, с. 84—90.
139. Лепешков И. Н., Бодалева Н. В. О порядке кристаллизации солей при испарении воды Аральского моря.— ДАН СССР, 1952, т. 83, № 4, с. 583—584.
140. Липатникова Е. А. Методика долгосрочного прогноза замерзания и вскрытия Аральского моря.— Тр. ЦИП, 1965, вып. 142, с. 25—27.
141. Лобанова Н. Ф. О фильтрации воды из Аральского моря в озеро Джаксы-Клыч.— Вестник МГУ, сер. географ., 1958, № 4, с. 157—164.
142. Лопатин Г. В., Деньгина Р. С., Егоров В. В. Дельта Аму-Дарьи.— М.—Л.: Изд. АН СССР, 1958.— 158 с.
143. Лоция Аральского моря.— Л.: Изд. Упр. гидрограф. службы ВМФ. 1963.— 148 с.
144. Львов В. П. Колебания уровня Аральского моря за последние 100 лет.— Тр. ГОИН, 1959, вып. 46, с. 80—114.
145. Львов В. П. Уровень Аральского моря и солнечная активность.— Тр. ГОИН, 1965, вып. 15, с. 91—172.
146. Львов В. П. Статистическая характеристика многолетнего ряда средних годовых уровней Аральского моря.— Океанология, 1966, т. 6, вып. 4, с. 632—640.
147. Львов В. П. Сезонная изменчивость уровня Аральского моря.— Тр. ГОИН, 1970, вып. 98, с. 107—116.
148. Львов В. П. О соотношениях солевых (ионных) составов вод Аральского моря и подземных вод Приаралья. (К вопросу о подземной составляющей водного и солевого баланса Аральского моря).— Тр. ГОИН, 1970, вып. 101, с. 87—100.
149. Львов В. П., Крылова З. А., Смирнова Р. В. Водный баланс Аральского моря.— Тр. ГОИН, 1970, вып. 101, с. 5—33.
150. Львович М. И., Цигельная И. Д. Управление водным балансом Аральского моря.— Изв. АН СССР, сер. географ., 1978, № 1, с. 42—54.
151. Лымарев В. И. Типы берегов Аральского моря.— Тр. океанограф. комиссии, 1957, т. 2, с. 59—68.

152. Лымарев В. И. Берега Аральского моря — внутреннего водоема аридной зоны.— Л.: Наука, 1967.— 252 с.
153. Мазин В. Н. К фауне и численности млекопитающих обсыхающего дна Аральского моря.— Проблемы освоения пустынь, 1979, № 2, с. 64—69.
154. Максимова Н. П., Бронфман А. М., Катунин Д. Н. и др. Баланс биогенных элементов внутриматериковых морей СССР.— Водные ресурсы, 1979, № 1, с. 23—24.
155. Максимова М. П., Катунин Д. Н., Елецкий Б. Д. Баланс биогенных элементов Каспийского моря в период зарегулированного речного стока.— Океанология, 1978, т. 18, вып. 3, с. 454—458.
156. Малахов А. М., Скорняков В. В., Цыцарин Г. В. Гидроминеральные ресурсы курорта оз. Шири.— Тр. ЦНИИКиФ, 1969, с. 51—152.
157. Мальгрен Ф. О свойствах морского льда.— Л.: Изд. Гидромет. комитета СССР, 1930.— 90 с.
158. Методические рекомендации по оценке точности и гидрологическому контролю данных государственного учета вод и их использованию.— Л.: Гидрометеоиздат, 1977.— 118 с.
159. Методические указания по химическому анализу распресненных вод морских устьевых областей рек и эпиконтинентальных морей, № 46.— М.: Гидрометеоиздат, 1984.— 83 с.
160. Методические указания. Применение методов расчета параметров волн.— М.: ГОИН, 1979.— 65 с.
161. Методические указания управлениям гидрометеослужбы № 83.— Л.: Гидрометеоиздат, 1972.— 36 с.
162. Молоснова Т. И., Субботина О. И., Чанышева С. Г. Климатические последствия хозяйственной деятельности в зоне Аральского моря.— М.: Гидрометеоиздат, 1987.— 119 с.
163. Музылев С. В., Привальский В. Е., Раткович Д. Я. Стохастические модели в инженерной гидрологии.— М.: Наука, 1982.— 184 с.
164. Наблюдения на гидрометеорологической сети СССР. Определение понятий гидрометеорологических элементов и оценка точности наблюдений.— Л.: Гидрометеоиздат, 1970.— 92 с.
165. Николаев В. Н., Фрадкина Х. Б. Изотермические (35°) пути кристаллизации солей при испарении воды Аральского моря.—ДАН СССР, 1945, т. 49, № 8, с. 595—597.
166. Николаева Р. В. Основные морфометрические характеристики Аральского моря.— В кн.: Проблема Аральского моря. М., Наука, 1969, с. 25—38.
167. Никольский Г. В. Рыбы Аральского моря.— М.: Изд. МОИП, 1940.— 216 с.
168. Никольский Г. В., Фортунатов М. А. Ирригационное строительство и рыбное хозяйство Арала.— Материалы по ихтиофауне и режиму вод бассейна Аральского моря.— М.: Изд. МОИП, 1950, с. 6—20.
169. Новожилова М. И., Семенченко Г. В., Мукашев Н. З. Микрофлора Аральского моря в условиях меняющегося гидрологического режима.—Алма-Ата: Наука, 1985.— 219 с.
170. Номенклатура морских льдов. Условные обозначения для ледовых карт.— Л.: Гидрометеоиздат, 1974.— 76 с.
171. Оганесян В. В. Особенности ледового режима Аральского моря и возможности его прогнозирования.— Тр. Гидрометцентра СССР, 1973, вып. 127, с. 123—130.
172. Оганесян В. В. Применение дискриминантного анализа для долгосрочного прогноза сроков появления и исчезновения льда на Аральском море.— Метеорология и гидрология, 1975, № 2, с. 59—65.
173. Оганесян В. В. Долгосрочный прогноз ледовитости Аральского моря.— Тр. Гидрометцентра СССР, 1975, вып. 161, с. 108—116.
174. Океанологические таблицы.— Л.: Гидрометеоиздат, 1975.— 478 с.
175. Океанологические таблицы для Каспийского, Аральского и Азовского морей.— М.: Гидрометеоиздат, 1964, с. 89—107.
176. Океанология. Термины и определения. ГОСТ 18451-73 — ГОСТ 18458-73.— М.: Изд. стандартов, 1973.— 63 с.
177. Орлова А. П. Прогноз качества воды р. Сырдарьи.— Тр. САНИИРИ, 1973, вып. 138, с. 57—67.
178. Остроумова Л. П. Оценка коэффициента трансформации температуры и влажности воздуха при движении его над водоемом сложной конфигурации.— Тр. КазНИИ Госкомгидромета, 1985, вып. 91, с. 68—71.
179. Остроумова Л. П. Учет сложной конфигурации водоема при расчете температуры и влажности натекающего воздуха по данным наблюдений на прибрежной метеостанции.— Тр. КазНИИ Госкомгидромета, 1985, вып. 91, с. 72—74.
180. Павлов С. П. О водном балансе Аральского моря.— В кн.: Рыбные запасы Аральского моря и пути их рационального использования.— Ташкент: Наука, 1964, с. 5—11.
181. Пановский Г. А., Брайер Г. В. Статистические методы в метеорологии.— Л.: Гидрометеоиздат, 1972.— 212 с.
182. Пашковский И. С. Подземный сток в Аральское море, его настоящее и будущее.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1969, т. 44, вып. 4, с. 110—119.
183. Пояснительная записка к карте Аральского моря и Хивинского ханства с их окрестностями, составленная Я. В. Ханыковым.— Зап. русск. геогр. общ., 1851, кн. 5, с. 268—353.
184. Привальский В. Е. Параметрическая модель и оптимальный прогноз средней солености Азовского моря.— Водные ресурсы, 1980, № 4, с. 40—55.
185. Природа многолетних колебаний речного стока./Агарков С. Т., Дробот Е. П., Дружинин И. П. и др.— Новосибирск: Наука, 1976.— 336 с.
186. Раткович Д. Я., Жданова И. С., Привальский В. Е. К проблеме уровенного режима Каспийского моря.— Водные ресурсы, 1973, № 3, с. 43—69.
187. Рафиков А. А. Природные условия осушающегося южного побережья Аральского моря.— Ташкент: ФАН, 1982.— 148 с.
188. Рафиков А. А., Бахритдинов Б. А. Особенности засоления почв южного Приаралья в связи со снижением уровня Аральского моря.— Почвоведение, № 10, 1982, с. 98—110.
189. Ревина С. К. Метаморфизация солевого состава аральской воды при ее концентрировании в природных условиях.— В кн.: Химические ресурсы морей и океанов. М., Наука, 1970, с. 12—17.
190. Ревина С. К., Бакум Т. А., Заклинский А. Б. Основные черты распределения солености Аральского моря по материалам 1952—1966 гг.— Тр. ГОИН, 1970, вып. 101, с. 80—86.
191. Режим волнения и ветра Аральского моря. Практическое пособие.— М.: ГОИН—УГМС УзбССР, 1963.— 59 с.
192. Рекомендации по расчету составляющих радиационного баланса поверхности океана.— Л.: ГГО—МФ ААНИИ, 1982.— 91 с.
193. Рогов М. М. Гидрология дельты Амударьи.— Л.: Гидрометеоиздат, 1957.— 254 с.
194. Рогов М. М., Ходкин С. С., Ревина С. К. Гидрология устьевой области Амударьи.— Тр. ГОИН, 1968, вып. 94.— 268 с.
195. Ромашкин В. С. Ледовые авиационные разведки на Аральском море.— Тр. ин-та матем. и механ. АН УзССР, 1955, вып. 6, с. 37—46.
196. Ромашкин В. С., Самойленко В. С. Гидрометеорологическая характеристика Аральского моря.— Тр. ГОИН, 1953, вып. 14.— 59 с.
197. Рубанов И. В. Соляные озерные отложения под современными осадками Аральского моря.— Узб. геол. журнал, 1974, № 1, с. 73—76.
198. Рубанов И. В. Новые данные о строении донных осадков Аральского моря.— Проблемы освоения пустынь, 1982, № 2, с. 40—44.
199. Рубинова Ф. Э. Влияние водных мелиораций на сток и гидрохимический режим рек бассейна Аральского моря.— Тр. САНИИ, 1987, вып. 124 (205).— 160 с.
200. Руководство по расчету параметров ветровых волн.— Л.: Гидрометеоиздат, 1969.— 138 с.
201. Сабинин К. Д. Особенности зимней вертикальной циркуляции в зонах влияние берегового стока.— Вестник МГУ, сер. географ., 1960, № 3, с. 37—41.
202. Савельев Б. А. Строение, состав и свойства ледяного покрова морских и пресных водоемов.— М.: Изд. МГУ, 1963.— 542 с.
203. Самойленко В. С. Анализ теплового баланса Аральского моря.— Тр. ГОИН, 1953, вып. 12, с. 98—129.
204. Самойленко В. С. Состояние вопроса о водном балансе и колебаниях уровня Аральского моря.— Тр. ГОИН, 1955, вып. 20, с. 127—166.
205. Самойленко В. С. О предстоящих изменениях температурного режима Аральского моря.— Тр. ГОИН, 1955, вып. 20, с. 190—246.
206. Сапожников В. В. Определение форм фосфора.— В кн.: Методы гидрохимических исследований океана. М., Наука, 1978, с. 164—178.

207. Саруханян Э. И., Смирнов Н. П. Многолетние колебания стока Волги.— Л.: Гидрометеоиздат, 1971.— 166 с.
208. Сачкова Н. А. О ледовых условиях на Аральском море.— Тр. НИИАК, 1965, вып. 17, с. 37—43.
209. Сванидзе Г. Г. Основы расчета регулирования речного стока методом Монте-Карло.— Тбилиси: Мецниереба, 1964.— 271 с.
210. Сванидзе Г. Г. Математическое моделирование гидрологических рядов.— Л.: Гидрометеоиздат, 1977.— 296 с.
211. Свешников А. А. Основы теории ошибок.— М.: Изд. МГУ, 1972.— 122 с.
212. Свиридова И. В. Особенности исследования балансов биогенных веществ во внутриматериковых морях Советского Союза.— В кн.: Химия и биология морей. М., Гидрометеоиздат, 1987, с. 57—67.
213. Свиридова И. В. К оценке качества гидрохимических материалов по биогенным веществам в водах моря.— В кн.: Химия и биология морей, 1987, с. 68—73.
214. Северцов Н. А. Путешествия по Туркестанскому краю и исследование горной страны Тян-Шаня.— СПб, 1873.— 462 с.
215. Симонов А. И. К вопросу о причинах антициклональной циркуляции вод Аральского моря.— Метеорология и гидрология, 1954, № 2, с. 50—52.
216. Симонов А. И. Происхождение относительно высокосоленых вод западной впадины Аральского моря.— Тр. ГОИН, 1962, вып. 68, с. 103—117.
217. Симонов А. И. Гидрология и гидрохимия вод устьевого взморья в морях без приливов.— Тр. ГОИН, 1969, вып. 92.— 232 с.
218. Сироткина А. И. К вопросу об оценке суровости зим на южных морях.— Тр. НИИАК, 1959, вып. 8, с. 62—69.
219. Смердов Б. А. Особенности колебаний и закон распределения уровня бессточного водоема на примере Аральского моря.— Тр. КазНИИ Госкомгидромета, 1988, вып. 101, с. 15—35.
220. Смирнова К. И. Водный баланс и долгосрочный прогноз уровня Каспийского моря.— Тр. Гидрометцентра СССР, 1972, вып. 92 — 123 с.
221. Смирнова К. И. Сверхдолгосрочный прогноз уровня Аральского моря.— Тр. Гидрометцентра СССР, 1976, вып. 164, с. 38—44.
222. Современный и перспективный водный и солевой баланс южных морей СССР (монографический выпуск)./ Под ред. А. И. Симонова и Н. П. Гоптарева.— М.: Гидрометеоиздат, 1972.— 236 с. (Тр. ГОИН, вып. 108).
223. Соловьева Н. Ф. К вопросу о динамике солевого баланса Аральского моря.— В кн.: Материалы по ихтиофауне и режиму вод бассейна Аральского моря. М., Изд. МОИП, 1950, с. 62—69.
224. Сопач Э. Д. Электропроводность как метод определения солености морских вод.— М.: Гидрометеоиздат, 1958.— 139 с.
225. Спичаков Ф. А. Аральская научно-промысловая экспедиция.— В кн.: Рыбное хозяйство. М., 1922, кн. 1, с. 142—152.
226. Справочник основных гидрологических характеристик по Аральскому морю.— Аральск—Ташкент: УГМС УзССР, 1972, т. 14.— 96 с.
227. Справочник основных гидрологических характеристик по Аральскому морю и дельте р. Амударьи.— Аральск—Ташкент: УГМС УзССР, 1974, т. 14, вып. 2.— 68 с.
228. Стрельбицкий И. А. Исчисление поверхности Российской империи в общем ее составе.— СПб; 1874.— 135 с.
229. Стрельбицкий И. А. Исчисление поверхности Российской империи в общем ее составе и смежных с Россией азиатских государств.— СПб: 1889.— 249 с.
230. Таблицы пересчета относительной электропроводности в соленость для вод Азовского, Каспийского и Аральского морей.— М.: Гидрометеоиздат, 1984.— 41 с.
231. Темников С. Н. Ледовитость и суровость зим на Аральском море.— Тр. САРНИГМИ, 1979, вып. 66 (147), с. 75—81.
232. Темников С. Н. Опыт использования самолетной и спутниковой информации в изучении ледового режима Аральского моря.— Тр. ГГИ, 1980, вып. 276, с. 44—51.
233. Тилло А. А. Описание Арало-Каспийской нивелировки, произведенной в 1874 г. по поручению Русского географического общества и Оренбургского его отдела.— СПб: 1877.— 42 с.
234. Тлеуов Р. Т. Новый режим Арала и его влияние на ихтиофауну.— Ташкент: ФАН, 1981.— 190 с.
235. Толкачева Г. А., Аксенова Л. А., Конюхов В. Г. Мониторинг атмосферных выпадений в Среднеазиатском регионе.— Ташкент: Гидрометеоиздат, 1985.— 66 с.
236. Тум П. П. Аральское море. Навигационно-географический и гидрометеорологический очерк.— М.: Изд. Мортранскома, 1960.— 44 с.
237. Федорович Б. А. Новые данные об аральском типе бухтовых берегов.— Проблемы физической географии, 1942, т. 11, с. 59—71.
238. Федосов М. В. Новые данные по гидрохимии Аральского моря.— В кн.: Материалы по ихтиофауне и режиму вод бассейна Аральского моря. М., Изд. МОИП, 1950, с. 44—61.
239. Филиппов Ю. Г. Об одном способе расчета морских течений.— Тр. ГОИН, 1970, вып. 103, с. 87—94.
240. Фортунатов М. А., Эслингер Ю. В. Рыбохозяйственная мелиорация и эволюция дельт Амударьи и Сырдарьи.— Рыбное хозяйство, 1949, № 8, с. 16—22.
241. Харвей Х. В. Современные успехи химии и биологии моря.— М.-Л.: Изд-во иностр. лит., 1948.— 224 с.
242. Ходжибаев Н. Н. Подземный сток и проблема Аральского моря.— Тр. Научно-технического совещания по гидрогеологии и инженерной геологии, 1968, вып. 1, с. 128—132.
243. Ходжибаев Н. Н. и др. О гидравлической взаимосвязи Арала с прилегающими артезианскими бассейнами.— Узб. геолог. журнал, 1966, № 3, с. 58—63.
244. Хомерики И. В. Метод Монте-Карло в исследовании режима Аральского моря.— В кн.: Труды I Всесоюзной конференции по методам Монте-Карло. Тбилиси, Мецниереба, 1969, с. 229—230.
245. Хомерики И. В. Моделирование водного баланса Аральского моря (многомерный случай).— Метеорология и гидрология, 1978, № 9, с. 70—80.
246. Хомерики И. В., Гершкович М. И. Статистическое моделирование уровня замкнутых водоемов.— В кн.: Гидроэнергетическое строительство в горных условиях. Вып. 4 (59). М., Энергия, 1976, с. 58—62.
247. Хомерики И. В., Гершкович М. И. К задаче управления уровенными режимами внутренних морей.— Водные ресурсы, 1978, № 6, с. 135—141.
248. Хрусталев Ю. П., Резников К. А., Туровский Д. С. Литология и геохимия донных осадков Аральского моря.— Ростов н/Д: Изд. РГУ, 1977.— 160 с.
249. Цинзерлинг В. В. Орошение на Амударье.— М.: Упр. водного хозяйства Средней Азии, 1927.— 808 с.
250. Цуриков В. Л. Некоторые данные о льдах Аральского моря.— Изв. ВГО, 1939, т. 71, вып. 8, с. 1200—1219.
251. Цуриков В. Л. О формировании ионного состава и солености морского льда.— Океанология, 1965, № 3, с. 463—472.
252. Цурикова А. П. Карбонатно-кальциевое равновесие и углекислота в Азовском море.— Тр. ГОИН, вып. 68, 1962, с. 118—136.
253. Цыцарин А. Г. К вопросу о ветровом выносе солей с поверхности льда Аральского моря.— Тр. ГОИН, 1986, вып. 168, с. 62—69.
254. Цыцарин Г. В. Особенности и расчет стока соединений азота и фосфора с поверхностными водами.— Гидрохим. материалы, 1977, т. 70, с. 9—17.
255. Цыцарин А. Г., Лобов А. Л. Динамика выноса солей с поверхности льда Аральского моря за 1952—1986 гг./Деп. ИЦ ВНИИГМИ—МЦД, 1987, № 7198—В87.— 13 с.
256. Черненко И. М. Приток подземных вод в Аральском море и его значение в решении проблемы Арала.— Проблемы освоения пустынь, 1970, № 4, с. 28—38.
257. Черненко И. М. О подземном водопритоке, солевом балансе и проблеме Арала.— Проблемы освоения пустынь, 1972, № 2, с. 32—42.
258. Черненко И. М. Водно-солевой баланс и использование высыхающего Арала.— Проблемы освоения пустынь, 1983, № 3, с. 18—25.
259. Чистяева С. П. Особенности ледового режима Аральского моря и его возможные изменения.— В кн.: Гидродинамические методы моделирования процессов на морях СССР. М., Гидрометеоиздат, 1987, с. 145—149.
260. Чистяева С. П. Применение теплового баланса к расчету ледового режима Аральского моря.— Тр. КазНИИ Госкомгидромета, 1989, вып. 104, с. 101—112.
261. Шадрановский К. Н., Княжецкая Е. А. Карты Каспийского и Аральского морей, составленные в резуль-

тате экспедиции А. Бековича-Черкасского 1715 г.— Изв. ВГО, 1952, № 6, с. 539—551.
262. Шарнгорст К. Химический состав воды Аральского моря.— Изв. Русск. геогр. об-ва, 1873, т. 9, с. 95—98.
263. Шкудова Г. Я., Ковалев Н. П. Опыт применения гидродинамической стационарной модели расчета течений в мелком море.— Метеорология и гидрология, 1969, № 10, с. 76—86.
264. Шнитников А. В. Прошлое и будущее Арала с позиций больших ритмов климата.— В кн.: Труды III Всесоюзного гидрологического съезда. Л., Гидрометеоиздат, 1959, т. 7, с. 47—57.
265. Шнитников А. В. Динамика водных ресурсов бассейна Арала в свете его климатических трансгрессий.— Тр. Лаборатории озероведения, 1961, т. 14, с. 10—88.
266. Шнитников А. В. Внутривековая изменчивость компонентов общей увлажненности.— Л.: Наука, 1969.— 245 с.
267. Шлыгин И. А. Изменение солености вод Азовского моря под влиянием естественных и антропогенных факторов: Автореф. дис. канд. географ. наук.— М.: МГУ, 1976.— 18 с.
268. Шлыгин И. А. К методике расчета регулирования солености Азовского моря Керченским гидроузлом.— Тр. ГОИН, вып. 137, с. 36—42.
269. Шульц В. Л., Шалатова Л. И. Водный баланс Аральского моря.— Научн. труды ТашГУ. Сер. географ. науки, 1964, кв. 32, вып. 269, с. 33—58.
270. Шульц В. Л. Водный баланс Аральского моря.— Тр. СарНИГМИ, 1975, вып. 23, с. 3—28.
271. Янатьева О. К., Рассонская И. С. Исследование метастабильных равновесий и твердых фаз в системе карбонат кальция — карбонат магния—вода.— Журнал неорганической химии, 1961, т. 6, № 6, с. 1424—1430.
272. Яншин А. Л., Гольденберг Л. А. Первые русские научные исследования Устюрта.— М.: Изд. АН СССР, 1963.— 326 с.
273. Яушева Г. Ш. Опыт составления прогнозов замерзания и вскрытия Аральского моря.— Тр. ГГО, 1956, вып. 12, с. 122—128.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие 3
Введение 6
1. Общие сведения . . . . . —
1.1. Физико-географическая характеристика . . . —
1.2. Гидрометеорологическая и гидрохимическая изученность 10
2. Краткая климатическая характеристика 12
2.1. Климатообразующие факторы . . . . . —
2.2. Характеристика отдельных элементов климата 13
2.2.1. Температура воздуха . . . . . —
2.2.2. Влажность воздуха 17
2.2.3. Атмосферные осадки 20
2.2.4. Ветер . . . . . —
2.2.5. Ясные и пасмурные дни 23
2.2.6. Пыльные бури и пыльный поземок . . 26
2.2.7. Туманы 28
3. Уровень моря 29
3.1. Общие сведения и изученность уровня моря —
3.2. Многолетние колебания уровня моря 30
3.3. Сезонные колебания уровня моря 32
3.4. Короткопериодные колебания уровня моря . . —
4. Водный баланс 34
4.1. Общие сведения и уравнение водного баланса —
4.2. Характеристика составляющих водного баланса 35
4.3. Средние многолетние и годовые значения водного баланса 39
4.4. Точность расчета месячных и годовых значений водного баланса 40
4.5. Оценка роли антропогенных факторов в многолетних изменениях уровня моря 42
5. Температура воды 43
5.1. Основные факторы, определяющие температурный режим моря, и характеристика использованных материалов . . . . . —
5.2. Температурный режим прибрежных вод . . . 45
5.3. Температурный режим вод открытого моря . . 47
6. Ледовый режим 50
6.1. Изученность и использованный материал . . —
6.2. Факторы, определяющие ледовый режим . . 51
6.3. Образование и развитие ледяного покрова . . 54
6.4. Таяние и разрушение льда 58
7. Тепловой баланс моря 60
7.1. Уравнение теплового баланса и характеристика использованных материалов . . . . . —
7.2. Поглощенная водой суммарная солнечная радиация 61
7.3. Тепловое излучение водной поверхности и поглощенное водой встречное излучение атмосферы 64
7.4. Затраты теплоты на фазовый переход при испарении 65
7.5. Турбулентный теплообмен поверхности моря с атмосферой 66
7.6. Теплообмен с дном и адвективная составляющая 67
7.7. Многолетний тепловой баланс . . . . . —
8. Соленость воды 68
8.1. Основные факторы, определяющие соленость, и характеристика использованных материалов —
8.2. Соленость вод прибрежной зоны 69
8.3. Пространственное и вертикальное распределение солености вод открытого моря 72
8.4. Многолетние изменения средней солености вод моря и его отдельных районов 77
9. Плотность и вертикальная устойчивость вод . . —
9.1. Основные факторы, определяющие плотность морских вод, и характеристика использованных материалов . . . . . —
9.2. Условная плотность вод прибрежной зоны . . 78
9.3. Пространственное и вертикальное распределение условной плотности вод открытого моря . 79
9.4. Вертикальная устойчивость морских вод . . . 82
9.5. Осенне-зимнее конвективное перемешивание . . 83
10. Изменение динамических характеристик Аральского моря под влиянием его уровня 85
10.1. Волнение . . . . . —
10.2. Течения 87
11. Цвет и прозрачность морских вод 90
11.1. Основные факторы, определяющие цвет и прозрачность морских вод, и характеристика использованных материалов 90
11.2. Характеристика цвета воды 91
11.3. Характеристика прозрачности воды 95
11.4. Соотношения между цветом, прозрачностью воды и глубинами моря 99
12. Солевой состав и электрическая проводимость морских вод 100
12.1. Основные итоги предшествующих исследований солевого состава и электрической проводимости вод Аральского моря . . . . . —
12.2. Характеристика использованных материалов и методика исследований 101
12.3. Современный солевой состав и электрическая проводимость вод 104
12.4. Солевой состав высокоминерализованных вод моря 106
13. Солевой баланс моря 108
13.1. Общие сведения и уравнение солевого баланса —
13.2. Характеристика составляющих солевого баланса 109
13.3. Солевой баланс моря для отдельных периодов 112
13.4. Оценка роли антропогенных факторов в многолетних изменениях средней солености вод моря 113
14. Режим биогенных веществ 114
14.1. Основные факторы, определяющие содержание биогенных веществ в водах моря, и характеристика использованных материалов . . —
14.2. Пространственное и вертикальное распределение биогенных веществ 115
14.2.1. Фосфаты . . . . . —
14.2.2. Нитриты 120
14.2.3. Кремнекислота 126
14.3. Многолетняя изменчивость содержания биогенных веществ в отдельных районах моря 131
15. Баланс биогенных веществ 135
15.1. Общие сведения и уравнение баланса биогенных веществ . . . . . —
15.2. Характеристика составляющих баланса растворенных и твердых биогенных веществ . . 136
15.3. Основные черты баланса биогенных веществ для отдельных периодов 139
16. Газовый режим морских вод . . . . . —
16.1. Основные факторы, определяющие содержание кислорода и pH в водах моря, и характеристика использованных материалов . . . . —
16.2. Пространственное и вертикальное распределение растворенного кислорода и pH 141
16.3. Многолетняя изменчивость газового режима вод отдельных районов моря 151
17. Химический состав льдов 155
17.1. Материал и методика исследований . . . . —
17.2. Минерализация наледного снега, льда и подледной воды 156
17.3. Ионный состав и особенности его вертикального распределения . . . . . —
17.4. pH снега, льда и подледной воды и содержание биогенных элементов 160
18. Методы расчета и оценка возможных перспективных изменений основных характеристик гидрологического и гидрохимического режима моря 162
18.1. Методы расчета перспективных многолетних колебаний уровня и солености замкнутых водоемов . . . . . —
18.2. Перспективный водный баланс и уровень моря 164
18.3. Возможные изменения солености и солевого состава вод 166
18.4. Изменения температурного и ледового режимов 168
19. Научные основы гидрологических мероприятий по регулированию режима моря и уменьшению отрицательных последствий его усыхания 170
19.1. Отрицательные последствия снижения уровня моря . . . . . —
19.2. Возможные мероприятия по регулированию режима моря и его отдельных районов . . . 171
Заключение 173
Приложения 174
Список литературы 189

Справочное издание

Проект «Моря СССР»

Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР

Том VII

Аральское море

Редактор Т. А. Иванова. Художник И. Г. Архипов. Художественный редактор Б. А. Бураков. Технический редактор Г. В. Ивкова. Корректор И. Б. Михайлова. Н/К. Сдано в набор 4.11.89. Подписано в печать 08.06.90. М-19583. Формат 60×90¹/₈. Бумага книжная. Гарнитура литературная. Печать высокая. Печ. л. 25,0. Кр.-отт. 25,0. Уч.-изд. л. 30,74. Тираж 1000 экз. Индекс ОЛ-26. Заказ № 275. Цена 2 р. 40 к. Гидрометеоиздат. 199226. Ленинград, ул. Беринга, 38.

Ленинградская типография № 4 ордена Трудового Красного Знамени Ленинградского объединения «Техническая книга» им. Евгении Соколовой Государственного комитета СССР по печати. 190000, Ленинград, Прачечный переулок, 6.

2640

ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ 1990